

Die Küste

Archiv für Forschung und Technik an der Nord- und Ostsee

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



3950-A-2012-00000002



Heft 61 · Jahr 1999

Herausgeber: Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen

Die Küste, 61 (1999), 1-230

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 61 · Jahr 1999

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 61 · Jahr 1999

Herausgeber: Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen

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

ISSN 0452-7739
ISBN 3-8042-1051-1

Anschriften der Verfasser dieses Heftes:

BAERENS, CHRISTIANE, Dr., Invalidenstr. 110, 10115 Berlin; BAYERL, KLAUS-ALBRECHT, Dr., Griesinger Str. 5, 24116 Kiel; BECKMANN, BJÖRN-RÜDIGER, Dr., Stephanstr. 3, 04103 Leipzig; BÖRNGEN, MICHAEL, Dr., Stephanstr. 3, 04103 Leipzig; HINNEBURG, DETLEF, Dr., Stephanstr. 3, 04103 Leipzig; HUPFER, PETER, Prof. Dr., Invalidenstr. 110, 10115 Berlin; KOLAX, MICHAEL, Dipl.-Met., Invalidenstr. 110, 10115 Berlin; RAABE, ARMIN, Dr., Stephanstr. 3, 04103 Leipzig; RIECHMANN, FRANK, Dr.-Ing., Stephanstr. 3, 04103 Leipzig; SCHÖNFELDT, HANS-JÜRGEN, Dr. rer. met., Stephanstr. 3, 04103 Leipzig; SCHÜMACHER, WALTER, Dr., Friedrich-Ludwig-Jahn-Str. 17a, 17489 Greifswald; STEPHAN, MIRKO, Dipl.-Phys., Stephanstr. 3, 04103 Leipzig; TETZLAFF, GERD, Prof. Dr., Stephanstr. 3, 04103 Leipzig; TIEPOLT, LARS, Dr., Erich-Schlesinger-Str. 35, 18059 Rostock; TINZ, BIRGER, Dipl.-Met., Appelstr. 9a, 30167 Hannover; WEILBEER, HOLGER, Dipl.-Ing., Appelstr. 9a, 30167 Hannover; ZIELKE, WERNER, Prof. Dr.-Ing., Appelstr. 9a, 30167 Hannover

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

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

Inhaltsverzeichnis

WALTER SCHUMACHER u. KLAUS-ALBRECHT BAYERL Fazieswechsel im Küstenholozän Nordostrügens als Indikatoren für den Klimawandel und die Wasserspiegelentwicklung im südlichen Ostseeraum	1
LARS TIEPOLT u. WALTER SCHUMACHER Historische bis rezente Küstenveränderungen im Raum Fischland-Darß- Zingst-Hiddensee anhand von Karten-, Luft- und Satellitenbildern	21
CHRISTIANE BAERENS u. PETER HUPFER Extremwasserstände an der deutschen Ostseeküste nach Beobachtungen und in einem Treibhausgasszenario	47
BJÖRN-RÜDIGER BECKMANN u. GERD TETZLAFF Veränderungen in der Häufigkeit von Sturmhochwassern an der Ostseeküste Mecklenburg-Vorpommerns und deren Ursachen	73
DETLEF HINNEBURG, ARMIN RAABE u. GERD TETZLAFF Die Berechnung von Windfeldern und Schubspannungsgeschwindigkeiten an der Wasseroberfläche	89
MICHAEL KOLAX u. PETER HUPFER Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation und die Veränderlichkeit des Seegangs vor der deutschen Ostseeküste	111
MICHAEL BÖRNGEN, HANS-JÜRGEN SCHÖNFELDT, FRANK RIECHMANN u. GERD TETZLAFF Seegangsbelastung vor der Außenküste von Mecklenburg-Vorpommern – Grundlagen des Seegangs atlas für die Gewässer vor dem Darß und Zingst	127
MIRKO STEPHAN u. HANS-JÜRGEN SCHÖNFELDT Küstenentwicklungsmodell zur langfristigen Berechnung des Sedimenttransports in Abhängigkeit von Windverteilung und welleninduziertem Brandungsstrom an der Ostseeküste Mecklenburg-Vorpommerns zwischen Warnemünde und Hiddensee	149
HOLGER WEILBEER u. WERNER ZIELKE Modellierung großräumiger hydrodynamischer und morphologischer Prozesse an den Außenküsten von Fischland, Darß und Zingst	177
BJÖRN-RÜDIGER BECKMANN u. GERD TETZLAFF Untersuchungen zum Wasserhaushalt der Darß-Zingst Boddenkette	195
BIRGER TINZ u. PETER HUPFER Zum Verhalten der Wassertemperatur und bioklimatischer Parameter im Bereich der deutschen Ostseeküste	211

Vorwort

Angesichts der hohen Wahrscheinlichkeit eines infolge der anhaltenden anthropogenen Veränderungen der Zusammensetzung der Atmosphäre im 21. Jahrhundert eintretenden Klimawandels ist es bereits heute erforderlich, dessen Folgen für Natur und Gesellschaft abzuschätzen. Die Küstenzonen als die dreidimensionalen Berührungs- und Durchdringungsräume von Litho-, Hydro- und Atmosphäre gehören zu den Naturbereichen, die gegenüber Schwankungen des Klimas und den damit verbundenen Änderungen der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre am empfindlichsten und im Hinblick auf die weltweit starke Besiedlung und Nutzung am verwundbarsten reagieren. Im Grunde sind es die zentralen Problemstellungen der morphodynamischen Küstenforschung, um die es auch hier hauptsächlich geht: wie wirkt der Wind auf die Entfaltung von Wellen und Strömungen sowie auf den Wasserstand und welche Konsequenzen hat das für den uferparallelen Materialtransport, für Abrosion und Akkumulation. Jetzt wird die Fragestellung allerdings dahingehend erweitert, was passiert, wenn sich die „normalen“ Wertebereiche der wirkenden Kräfte verschieben oder sich die Häufigkeit von Extremsituationen verändert.

Als eine Konsequenz und Anwendung der Ergebnisse der Klimaforschung wird wie in anderen Ländern auch in Deutschland die Klimawirkungs- oder Klimafolgenforschung gefördert. In diesem Zusammenhang haben der Bund (durch das Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie) und die deutschen Küstenländer zu Beginn der 1990er Jahre das Bund-Länder-Programm „Klimaänderung und Küste“ aufgelegt, in dessen Rahmen die Folgen der zu erwartenden Klimaänderung für ausgewählte Bereiche und Probleme der deutschen Nord- und Ostseeküste interdisziplinär untersucht werden sollen. Über die Ergebnisse des in diesem Programm enthaltenen Projektverbundes „Klimaänderung und Bodden“ (KLIBO) wird in diesem Heft berichtet.

Der Mecklenburg-Vorpommern zugehörige Abschnitt der deutschen Ostseeküste ist dadurch charakterisiert, dass hier Land und Meer sehr eng und vielfältig verzahnt sind. Die Boddenküste ist vom Typ her eine Doppelküste, bei der es sich seeseitig um eine Ausgleichsküste handelt, während dahinter ausgedehnt die buchtenreichen Küstengewässer, die Bodden, liegen, die sich heute in einem Zustand zunehmender Verlandung befinden. Hydrographisch gesehen, handelt es sich bei den Bodden um äußerst gezeitenarme Ästuarie, die nur schmale Verbindungen zur offenen See besitzen. Über diese vollzieht sich der den Gewässerzustand bestimmende Wasseraustausch in Abhängigkeit von den veränderlichen Wind- und Wasserstandsverhältnissen.

Die gesamte Boddenlandschaft Mecklenburg-Vorpommerns ist eine der Küstenregionen der Welt, die im Falle eines Meeresspiegelanstieges als gefährdet ausgewiesen ist, da ihre zum Teil nur wenige Dezimeter über dem heutigen Meeresspiegel gelegenen Seesandebenen als Landbrücken zwischen isolierten, zum Teil hoch aufragenden Pleistozänkernen der Transgression des Meeres nur wenig entgegengesetzt haben. Für den Fall, dass es demnächst zu einem analogen Trend wie vor 7900 bis 5700 Jahren (Warmperiode des Atlantikums, Litorina-Phase der Ostseeeentwicklung) kommt, schlussfolgert KLIEWE (1991), dass dann so gut wie sämtliche Flachküsten im Abbaustadium und stark überflutungs- und durchbruchgefährdet wären, und dass dann erneut eine aus Pleistozänkernen bestehende Inselflur entstehen würde. Die Boddenausgleichsküste wäre in diesem Fall ihrem Verschwinden ausgesetzt.

Nach den Befunden der Klimaforschung wird der Wasserstand bis zum Ende des 21. Jahrhunderts ausgehend von 1990 zwischen 23 und 96 cm mit der statistischen Bestschätzung von 55 cm ansteigen. Tritt eine solche Entwicklung ein, so ist die Boddenlandschaft stark

überflutungs- und durchbruchgefährdet. Eine gleichzeitig zu erwartende verstärkte Rückverlagerung der Boddenausgleichsküste würde den natürlichen Schutz der zumeist nur schmalen Strandwall- und Dünengürtel rasch beseitigen, insbesondere dann, wenn ehemalige Seegatts oder Sturmhochwasserrinnen als punktuelle Schwächezonen der Boddenküste aktiviert werden, worauf KOLP schon 1955 hinwies.

Es liegt auf der Hand, dass eine solche Entwicklung ohne äußerst kostspielige Schutzmaßnahmen zu enormen Veränderungen der Natur- und Kulturlandschaft „Bodden“ mit nachhaltigen Auswirkungen auf Besiedlung, Wirtschaft und Ökologie führen würde. Neben dem globalen Trend des eustatischen Meeresspiegelanstiegs sind zur Abschätzung der voraussichtlichen Entwicklung weitere globale Prozesse (so die Erwärmung), insbesondere aber regionale bis lokale Phänomene zu berücksichtigen, die die Küstenregion beeinflussen können. Hierzu zählen insbesondere die neotektonischen Vertikalbewegungen der Erdkruste, die Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation, die Häufigkeit extremer Wetterlagen sowie die koexistente Topographie und Morphologie der Küste.

Vor diesem Hintergrund möglicher Veränderungen der Boddenlandschaft wurde der Projektverbund KLIBO unter der Maßgabe eines interdisziplinären Herangehens konzipiert. Das Programm sah die Durchführung meteorologischer, ozeanographischer sowie geologischer Untersuchungen zur Charakterisierung der Abhängigkeit des Untersuchungsgebietes von der Klimavariabilität vor. Die inhaltlichen Schwerpunkte und damit auch die Themen der Beiträge in diesem Heft bildeten:

1. Auswirkungen von Klimaschwankungen auf Prozesse im Bereich der Außenküste wie Entwicklung der Extremwasserstände, Variabilität des Eintrages von Seegangenergie in die küstennahen Gewässer und Veränderungen des thermischen Milieus (Institut für Physik der Humboldt-Universität zu Berlin, Arbeitsgruppe Klimaforschung).
2. Veränderungen der Starkwindereignisse und der lokalen Windverteilung in der Vergangenheit sowie deren Auswirkung auf die Häufigkeit von Sturmhochwasser und den Wasserstand (Institut für Meteorologie der Universität Leipzig).
3. Berechnungen der Windfelder und der ortsabhängigen Windanregung des Seegangs (Institut für Meteorologie der Universität Leipzig).
4. Modellierung des Seegangs an der Außenküste unter Einbeziehung der Windhäufigkeitsverteilung und der Wellenstatistik der offenen Ostsee (Institut für Meteorologie der Universität Leipzig).
5. Modellierung großräumiger hydrodynamischer und morphologischer Prozesse an den Außenküsten von Fischland, Darß und Zingst. (Institut für Strömungsmechanik der Universität Hannover).
6. Bilanzierung des Sedimenttransportes der Außenküste Mecklenburg-Vorpommerns zwischen Warnemünde und Dornbusch (Hiddensee) mit einem Sedimenttransportmodell (Institut für Meteorologie der Universität Leipzig).
7. Der Wasserhaushalt der Boddengewässer und extreme Ereignisse (Institut für Meteorologie der Universität Leipzig).
8. Erfassung der Küstenakkumulation und -abrasion für differenzierte Zeitabschnitte mittels Karten- und Luftbildvergleich (Institut für Geowissenschaften der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald).
9. Geologische Entwicklung der Boddenlandschaft im Holozän (Geographisches Institut und Institut für Geowissenschaften der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald).

Als neuer Aspekt ist in der Küstenforschung zu berücksichtigen, dass im Fall einer allgemeinen Erwärmung auch für die Küstenregionen bedeutsame Veränderungen zu erwarten sind. So werden das faktische Verschwinden der winterlichen Vereisung, die Umstimmung

der meeresbiologischen Verhältnisse und die Veränderung der Erholungsbedingungen von erheblicher wirtschaftlicher Bedeutung sein. Untersuchungen dazu beginnen (Beitrag TINZ-HUPFER).

Der Bearbeitungszeitraum der KLIBO-Projekte lag zwischen 1994 und 1998. Während dieser Zeit sind zahlreiche Daten gemessen, erfasst und ausgewertet worden. Die in diesem Band vereinigten Beiträge enthalten die wesentlichen Resultate der durchgeführten Untersuchungen. Die Möglichkeit einer weiteren Nutzung von Daten, zusammenfassenden Darstellungen und anderen Publikationen ist von den jeweiligen Autoren zu erfragen.

Die Teilnehmer am Projektverbund KLIBO danken dem BMBF für die Förderung und würdigen die gute Zusammenarbeit mit dem Projektträger Umweltsystemforschung der DLR, Bonn. Der Schriftleitung und den Herausgebern von „Die Küste“ sei herzlich für das Entgegenkommen gedankt, den KLIBO-Ergebnissen ein thematisches Heft zu widmen.

Greifswald, im November 1998

W. SCHUMACHER
Projekt-Koordinator

Fazieswechsel im Küstenholozän Nordostrügens als Indikatoren für den Klimawandel und die Wasserspiegelentwicklung im südlichen Ostseeraum

Von WALTER SCHUMACHER und KLAUS-ALBRECHT BAYERL

Zusammenfassung

Die geologischen, stratigraphischen und paläoökologischen Ergebnisse von der Schaabe, der größten Nehrung Rügens, basieren auf 176 Bohrungen, 94 Pollenanalysen, 51 Diatomeenanalysen, 436 Makrorestbestimmungen, 62 ¹⁴C-Datierungen sowie diversen Korngrößenanalysen und Glühverlustbestimmungen. Daraus werden der geologische Aufbau der Schaabe, die paläogeographische Entwicklung und die Strandlinienverschiebungskurve Nordostrügens abgeleitet. Die Strandlinienverschiebungskurve weist auf einen phasenhaften Anstieg des Meeresspiegels hin. Bisher konnten seit 8400 a.B.P. zehn Transgressionsphasen festgestellt werden. Diese korrelieren mit denen aus Nordwestengland und Südwestschweden und haben damit überregionale Bedeutung. Zusammenhänge zwischen Klimawandel, Wasserspiegeländerungen und Küstenverhalten werden aufgezeigt.

Summary

The Island of Rügen is situated in North-East Germany at the southern Baltic coast. Geological, stratigraphical and paleoecological evidence collected from the „Schaabe“ spit in North-East Rügen includes 176 cores, 62 radiocarbon data, 94 pollen analyses, 436 macroplant analyses, grain size distributions and loss on ignition analyses. From these data, the geological structure of the „Schaabe“ spit as well as the shoreline displacement curve and the paleogeographical development of the area in relation to climatic changes since the Boreal can be derived. Due to climatic changes several undulations of the mean sea level can be shown. The paleogeographical development of the „Schaabe“ spit due to sea level fluctuations is discussed.

Inhalt

1. Einführung	1
2. Methoden	3
3. Ergebnisse	4
3.1 Geologischer Aufbau	4
3.2 Geochronologie, Fazieswechsel und Wasserspiegelentwicklung	6
3.3 Klimawandel und Wasserspiegelentwicklung	15
3.4 Wasserspiegeländerungen und Küstenverhalten	17
4. Danksagung	18
5. Schriftenverzeichnis	18

1. Einführung

In der Küstenforschung gibt es seit langem unterschiedliche Auffassungen darüber, ob der holozäne Meeresspiegelanstieg kontinuierlich, oder phasenhaft erfolgte. Als Beispiele für die beiden Lager seien die Kurven zur Meeresspiegelentwicklung von FAIRBANKS (1989) und

MÖRNER (1980) genannt. Wenn der Anstieg des Meeresspiegels phasenhaft erfolgt ist, liegt es nahe, diesen mit klimatischen Änderungen in Verbindung zu bringen. Dann sollten die Ablagerungen im Küstenraum, sofern sie erhalten sind, entsprechende Fazieswechsel aufweisen. Im Rahmen des vom BMBF geförderten Forschungsverbundes „Klimawirkung und Bodenlandschaft (KLIBO)“ war es möglich, dieser Frage im Küstenraum Vorpommerns nachzugehen. Die größte Nehrung an der deutschen Ostseeküste, die Schaabe in Nordostrügen, wurde als Schwerpunktgebiet für diese Fragestellung ausgewählt (Abb. 1).

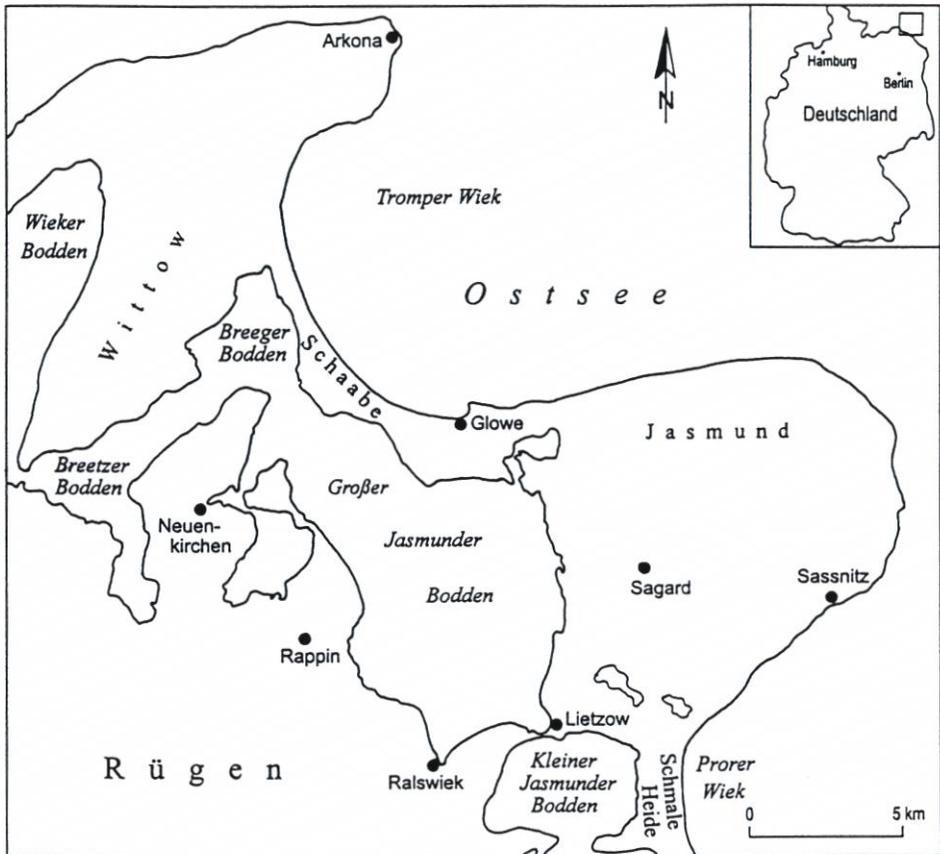


Abb. 1: Übersichtsskizze des Untersuchungsgebietes

Seit Beginn unseres Jahrhunderts waren die geomorphologische Charakteristik, der geologische Aufbau sowie die Genese der vorpommerschen Nehrungen Gegenstand umfangreicher Untersuchungen (KEILHACK, 1912; OTTO, 1913; SCHÜTZE, 1931; PLEWE, 1940; HURDIG, 1954; KLIEWE 1960, 1987 u. 1995; KLIEWE u. LANGE, 1968; KOLP, 1979 u. 1981; KLIEWE u. JANKE, 1982 u. 1991). Für die Schaabe liegen bisher die geomorphologische Arbeit von SCHÜTZE (1931) und eine von KLIEWE geologisch interpretierte Bohrung vor (DUPHORN et al., 1995, S. 38). Zur holozänen Entwicklung Nordostrügens existieren mit den Arbeiten von WAMUND (1939), PLEWE (1940) und LANGE et al. (1986) weitere Ergebnisse.

Die aktuellen Arbeiten dienen der Klärung des geologischen Aufbaus und der geologi-

schen Entwicklung der Schaabe. Aus dem geologischen Aufbau, der Litho-, Bio- und Chronostratigraphie sowie den Änderungen des Ablagerungsmilieus werden die lokale Wasserpiegelentwicklung abgeleitet und die resultierende Strandlinienverschiebungskurve Nord-östwärts unter dem Gesichtspunkt des Klimawandels während des Holozäns diskutiert. Aus dem Vergleich der lokalen Strandlinienverschiebungskurve mit der eustatischen Kurve von MÖRNER (1980) können Aussagen zum Krustenverhalten NE-Rügens getroffen werden.

2. Methoden

Nach Auswertung der Bohrungen aus den Lithofazieskarten des Geologischen Landesamtes Mecklenburg-Vorpommern wurden auf der Schaabe 149 Peilstangensondierungen (Durchmesser: 2 cm) und 27 Rammkernsondierungen (Durchmesser: 6,3 cm) bis zu 18 m unter Gelände abgeteuft (Abb. 2).

Der Grobansprache der Schichten im Gelände folgte die Probenentnahme in Abständen von 5 cm bis 10 cm für Laboruntersuchungen zur Sedimentologie und Stratigraphie. Neben der Korngrößenanalyse (Siebung nach DIN 4022) wurde der Glühverlust bei 550 °C bestimmt. Desweiteren erfolgte an 436 Proben die Bestimmung der im Sediment enthaltenen Fauna und Flora. Insgesamt wurden 94 Proben pollenanalytisch und 51 Proben diatomeen-

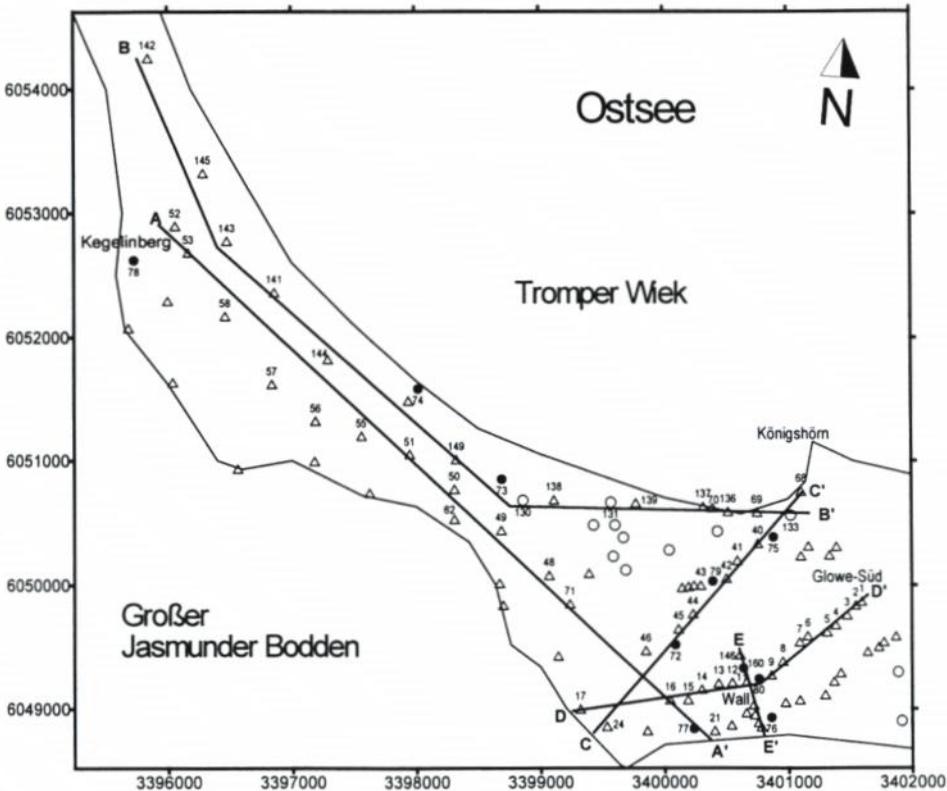


Abb. 2: Lage der Bohrpunkte und Profile (Kreis: Bohrung aus der Lithofazieskarte, Dreieck: Peilstange, Punkt: Beprobungsbohrung)

analytisch untersucht. Bei der relativen Alterseinstufung der Schichten mittels Pollenanalyse orientierten sich die Verfasser an den Ergebnissen zur Landschaftsgeschichte Rügens seit dem Spätglazial (LANGE et al., 1986) sowie an neueren Untersuchungen im Herthamoer (ENDTMANN u. SCHUMACHER, 1996). Absolute Altersbestimmungen ausgesuchter Schichten erfolgten an 62 Proben in den ^{14}C -Laboratorien in Hannover und Kiel. Alle Altersangaben in dieser Publikation beziehen sich auf die konventionelle Zeitskala in ^{14}C -Jahren vor 1950 (a. B. P.).

3. Ergebnisse

3.1 Geologischer Aufbau

Unter Einbeziehung älterer Bohrergebnisse (Lithofazieskarte Quartär; WASMUND, 1939; PLEWE, 1940 u. a.) konnte die Tiefenlage der pleistozänen Oberfläche der Küstenlandschaft zwischen den Halbinseln Jasmund und Wittow rekonstruiert werden (Abb. 3). Von den höchsten Auftragungen Jasmunds (+161m) bis zu den größten Tiefen im Bereich des heutigen Großen Jasmunder Boddens (ca. -20 m NN) besteht ein stark differenziertes, pleistozänes Relief mit einem Höhenunterschied von über 180 m.

Die detailliertere Karte des pleistozänen Untergrunds im Bereich der Schaabe (Abb. 4) zeigt neben den über NN reichenden Auftragungen des Kegelinsbergs (+10,3 m) und des Walls (+6,5 m) drei bis auf -18 m NN abfallende Depressionen, die durch vom Königshörn bzw.

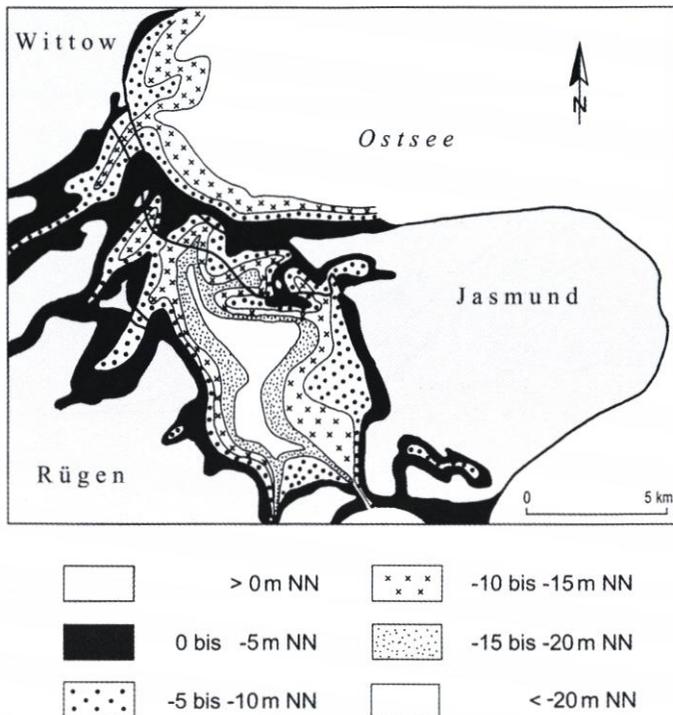


Abb. 3: Tiefenlage der pleistozänen Oberfläche Nordostrügens

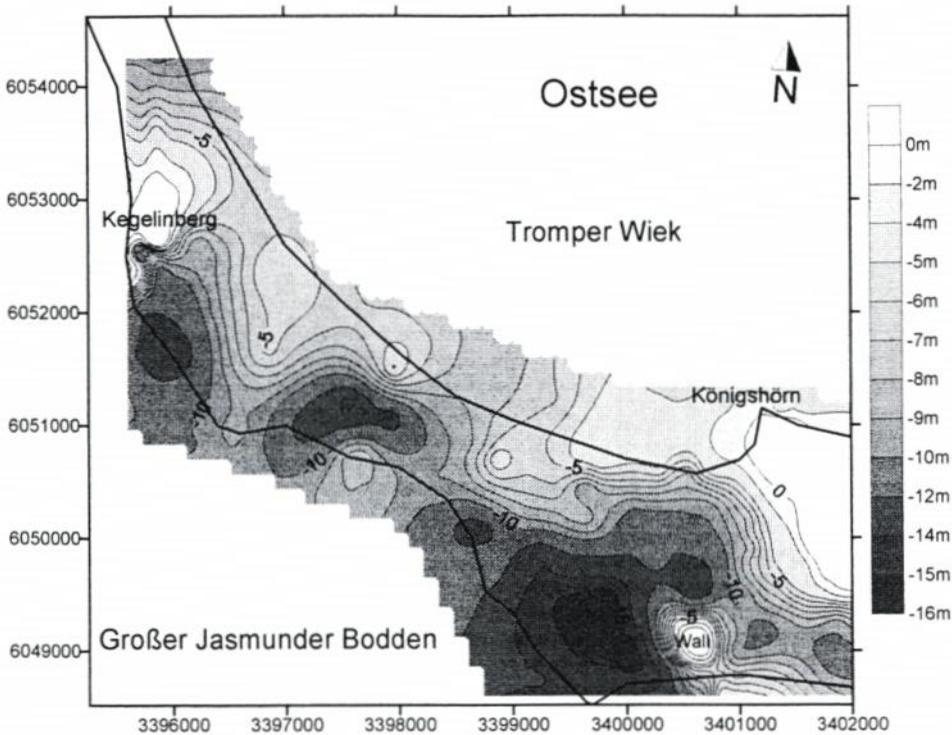


Abb. 4: Tiefenlage der pleistozänen Oberfläche der Schaabe

vom Kegelberg ausgehende Schwellenregionen voneinander getrennt sind. Die mittlere Depression besitzt eine rinnenartige Struktur, die sich seewärts zur Tromper Wiek fortsetzt (vgl. Abb. 5). Deren genaue Tiefe und seewärtiger Verlauf waren mit den vorhandenen Bohrungen nicht zu erfassen.

Die geologischen Profile der Schaabe (Profile A–F; Abb. 5 bis 7) vermitteln differenzierte Sedimentabfolgen. In den tiefen pleistozänen Depressionen folgen auf limnischen Tonen, Seekreiden und Torfen marin-brackische Mudden. Die marine Ingression sollte entsprechend der Tiefenlage der pleistozänen Oberfläche über die mittlere Rinnenstruktur der Schaabe oder einen südlichen Verbindungsweg über den Kleinen Jasmunder Bodden erfolgt sein. Als der Wasserspiegel die Schwellenregionen der Schaabe erreichte, dienten diese als Leitbahnen des küstennahen Sedimenttransports. Sie sind bis nahe NN von grobklastischen Sedimentserien sowie darüber liegenden Dünenanden bedeckt (vgl. Abb. 5). Im Schutze dieser Schwellen und der auf ihnen lagernden Strandwallsysteme setzte sich in den Depressionen die Muddesedimentation fort (vgl. Abb. 8 u. 9). Mit fortschreitendem Küstenrückgang infolge des holozänen Wasserspiegelanstiegs kam es an Schwachstellen zu Durchbrüchen. Dies belegen grobklastische Rinnenfüllungen und gröbere Ablagerungen in den feinklastischen Lagunensedimenten. Am boddenseitigen Ufer bildeten sich zunächst Flachmoortorfe, die in den Mulden weitgehend vor Erosion geschützt waren (vgl. Abb. 6 u. 7: Profile D und F). In den Profilen D, E und F weisen Strandterrassen in Niveaus von -6 m , -4 m , -3 m , -2 m und -1 m NN auf Erosionsphasen hin. Über den Erosionsflächen lagern Sande, die eng mit lagunären Mudden und Torfen verzahnt sind.

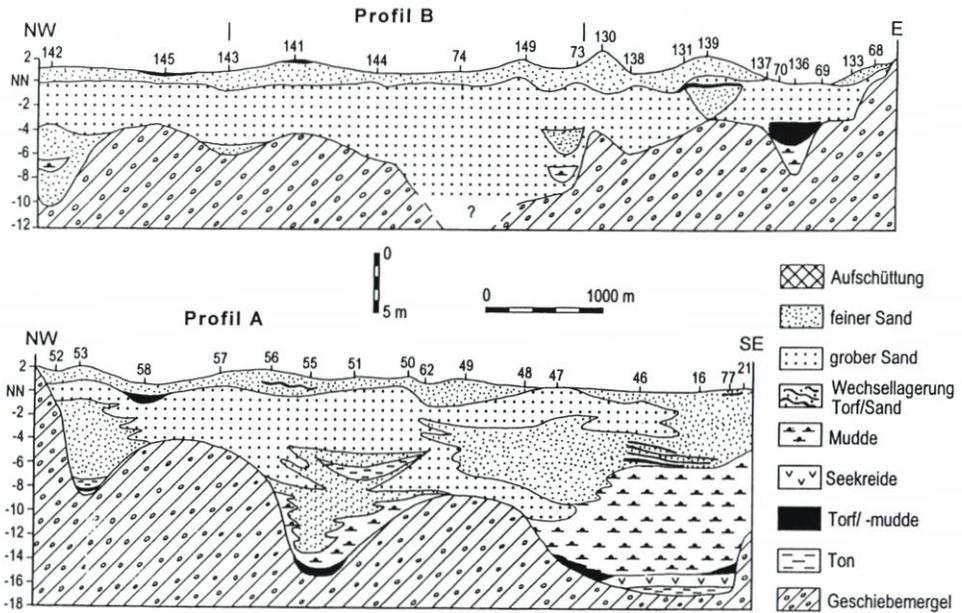


Abb. 5: Geologische Profile A und B

3.2 Geochronologie, Fazieswechsel und Wasserspiegелentwicklung

Die litho-, bio- und chronostratigraphische Auswertung der Bohrprofile (vgl. Abb. 8 bis 12) erlaubt die zeitliche Einordnung der Fazieswechsel sowie die Ableitung der lokalen Wasserspiegелentwicklung (SCHUMACHER u. BAYERL, 1997).

Die ältesten postglazialen Sedimente wurden in der Bohrung 77 (vgl. Abb. 14) zwischen -17m und -15m NN angetroffen. Die über basalen Sanden unbekanntes Alters lagernden limnischen Schluffe und Tone sind pollenanalytisch in das Spätpleistozän (Alleröd ?) zu stellen. Aus bohrtechnischen Gründen konnte der Abschluss der spätpleistozänen Sedimentserie und der Übergang in das Holozän in der Bohrung 77 nicht erfasst werden. Die ältesten holozänen Sedimente sind hier boreale Seekreiden.

Der Seespiegel um 8200 a. B. P. ist aus dem Sedimentniveau der Seekreiden und der randlichen Torfe auf ca. -13m NN einzustufen und dürfte dem damaligen relativen Meeresspiegel entsprochen haben. Der Fazieswechsel Seekreide zu Torf weist auf eine Regression von ca. 2m um 8000 a.B.P. hin. Das Auftreten von salzliebenden Diatomeen (*Rhabdonema sp.*) sowie marinen Mollusken im basalen Bereich der Torfe sowie im oberen Bereich der Seekreide lässt erkennen, dass die limnische Phase des Großen Jasmunder Boddens vor bzw. während der Bildung dieser Torfe durch eindringendes Meerwasser (Litorina-Transgression) beeinflusst wurde. Noch im Älteren Atlantikum wurden die Torfe vom schnell ansteigenden Litorina-Meer überflutet. Die ersten marin-brackischen Sedimente sind sandige Schluffmudden (vgl. Abb. 8) mit Feinkornanteilen <0,063 mm zwischen 50 % und 80 % und Glühverlusten von 5 % bis 10 %. Charakteristisch ist ein hoher Gehalt von marin-brackischen Mollusken, wobei *Cerastoderma* die dominierende Gattung darstellt. Der Ablagerungsraum war weitgehend durch die pleistozänen Schwellen vom Litorinameer abriegelt.

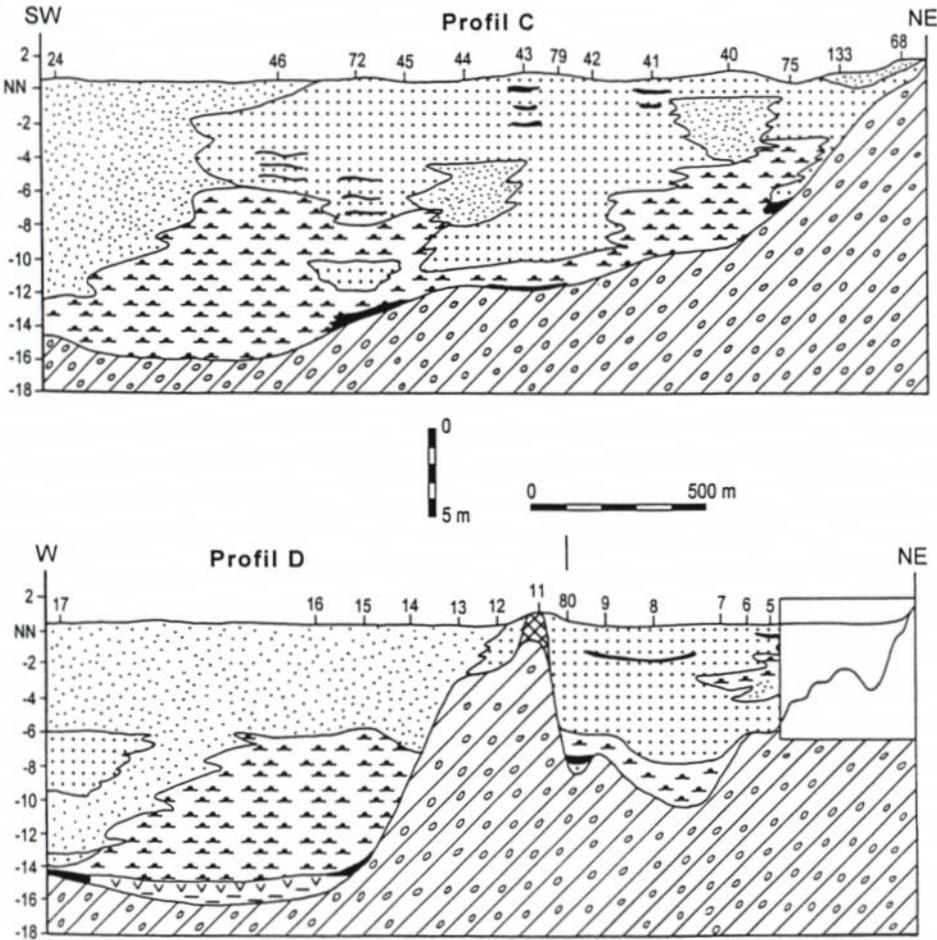


Abb. 6: Geologische Profile C und D

Die Torfbildungen im Niveau von $-7,5$ m bis $-6,6$ m NN in den Bohrungen 75 und 80 (vgl. Abb. 9 u. 11) zeigen einen zweiten Verlandungszeitraum an. In der Bohrung 75 ist die in $-6,6$ m NN liegende Geschiebemergeloberfläche aufgearbeitet, so dass der überlagernde Torf ebenfalls als regressiv zu betrachten ist. Daraus kann auf einen relativen Meeresspiegelanstieg von -14 m NN auf ca. -6 m NN zwischen 7800 a.B.P. und 7400 a.B.P. und eine erneute Regression um ca. $1,5$ m geschlossen werden (vgl. Abb. 13: A). Die Überlagerung der Torfe durch brackische Sedimente belegt einen erneuten Anstieg des relativen Meeresspiegels, der nach Datierung der Transgressionskontakte um 7185 a.B.P. ein Niveau von $-7,4$ m NN, um 7100 a.B.P. ein Niveau von -5 m NN (vgl. Abb. 11: Bohrungen 76 und 80) und um 7000 a.B.P. ein Niveau von ca. $-3,5$ m NN erreichte (Abb. 12: Bohrung 107).

Die nächste Regression von ca. 1 m um 6900 a.B.P. wird durch Torfbildungen in den Bohrungen 107 und 160 angezeigt. Aus den Fazieswechseln der Bohrungen 85, 93 und 107 können zwei weitere Transgressions- und Regressionsphasen zwischen -3 m und -2 m NN für den Zeitraum zwischen 6800 a.B.P. und 6000 a.B.P. abgeleitet werden (vgl. Abb. 12). Nach dem Niveau der Torfschichten in den Bohrungen 83 und 92 sollte der relative Wasser-

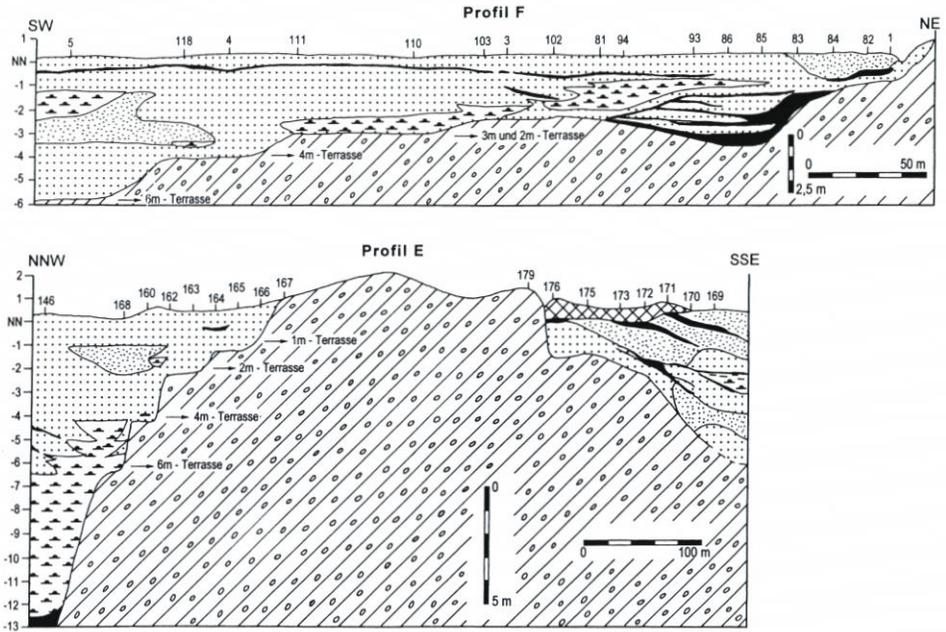


Abb. 7: Geologische Profile E und F

spiegel um 5800 a. B.P. ein Niveau von annähernd $-1,5$ m NN erreicht haben. Dieses Transgressionsmaximum wird für Rügen durch die Untersuchungen von GRAMSCH (1978) und KLIEWE u. JANKE (1982) bestätigt.

Die Schwankungen des relativen Wasserspiegels zwischen 7000 a. B.P. und 5800 a. B.P. in einem Niveau zwischen $-3,5$ m und $-1,5$ m NN förderten die Bildung der ältesten Feuersteinstrandwälle der Schaabe. Der vom Königshörn entlang der östlichen Schwellenregion aufgeworfene, nordöstlich streichende Strandwallkomplex ist heute noch südöstlich des Schwarzen Moores erhalten (vgl. SCHÜTZE, 1931). Auf der westlichen, vom Kegelinberg ausgehenden Schwellenregion wurden zunächst die N-S streichenden Feuersteinstrandwälle östlich des Langen Moores gebildet, die heute bis zu $+2$ m NN aufragen. Nach Durchbrechen dieses Systems begann der Aufbau zweier weiterer ca. $+1$ m bis $+2$ m NN hoher Strandwallgürtel. Dieser Durchbruch führte zu dem in der Bohrung 78 auf 6365 ± 65 a. B.P. datierten Fazieswechsel von Schluffmudde zu Feinsand (vgl. Abb. 11). Die zeitliche Einstufung der Feuersteinstrandwälle wird durch die Tatsache gestützt, dass auf einem jüngeren, vorgelegerten Strandwallsystem frühneolithische Siedlungsfunde nachgewiesen sind (frdl. mdl. Mitt. Dr. P. HERFERT, Landesamt für Bodendenkmalpflege Stralsund).

Das Torfwachstum im Bohrfeld Glowe-Süd endete etwa zeitgleich zwischen 5900 a. B.P. und 5700 a. B.P. (vgl. Abb. 12). Über den Torfen folgen Kiese und Sande mit eingeschalteten Pflanzen- und Torfrestlagen, die nach Pollenanalysen atlantischen und subatlantischen Alters sind. Subboreale Ablagerungen fehlen, so dass hier ein Hiatus von ca. 2500 Jahren existiert. Die gleiche Situation beschreibt GRAMSCH (1978) aus den Grabungen bei Lietzow. Nach Datierung einer Kulturschicht bei Lietzow-Buddelin haben die Angehörigen der sogenannten „Lietzow-Kultur“ zwischen 5800 und 5200 a. B.P. auf einer trockengefallenen Mooroberfläche in $-0,4$ m NN in unmittelbarer Küstennähe gesiedelt. LANGE et al. (1986) beschreiben einen spätatlantischen Regressionstorf in einer Bohrung bei Lietzow in einem

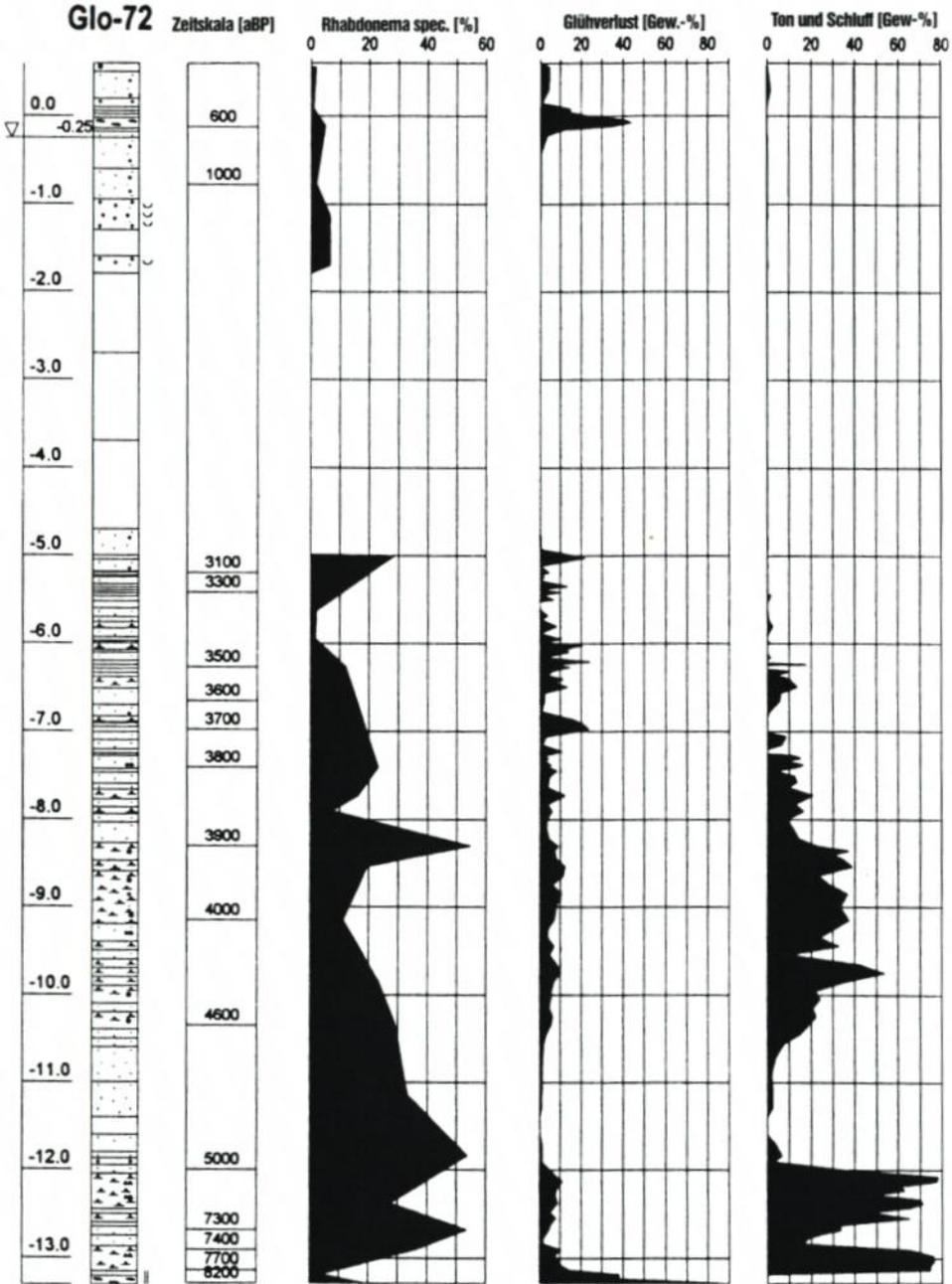


Abb. 8: Bohrprofil Glo-72 mit Zeitskala und Verteilung der *Rhabdonema sp.*, des Glühverlustes und des Ton-/Schluffgehaltes

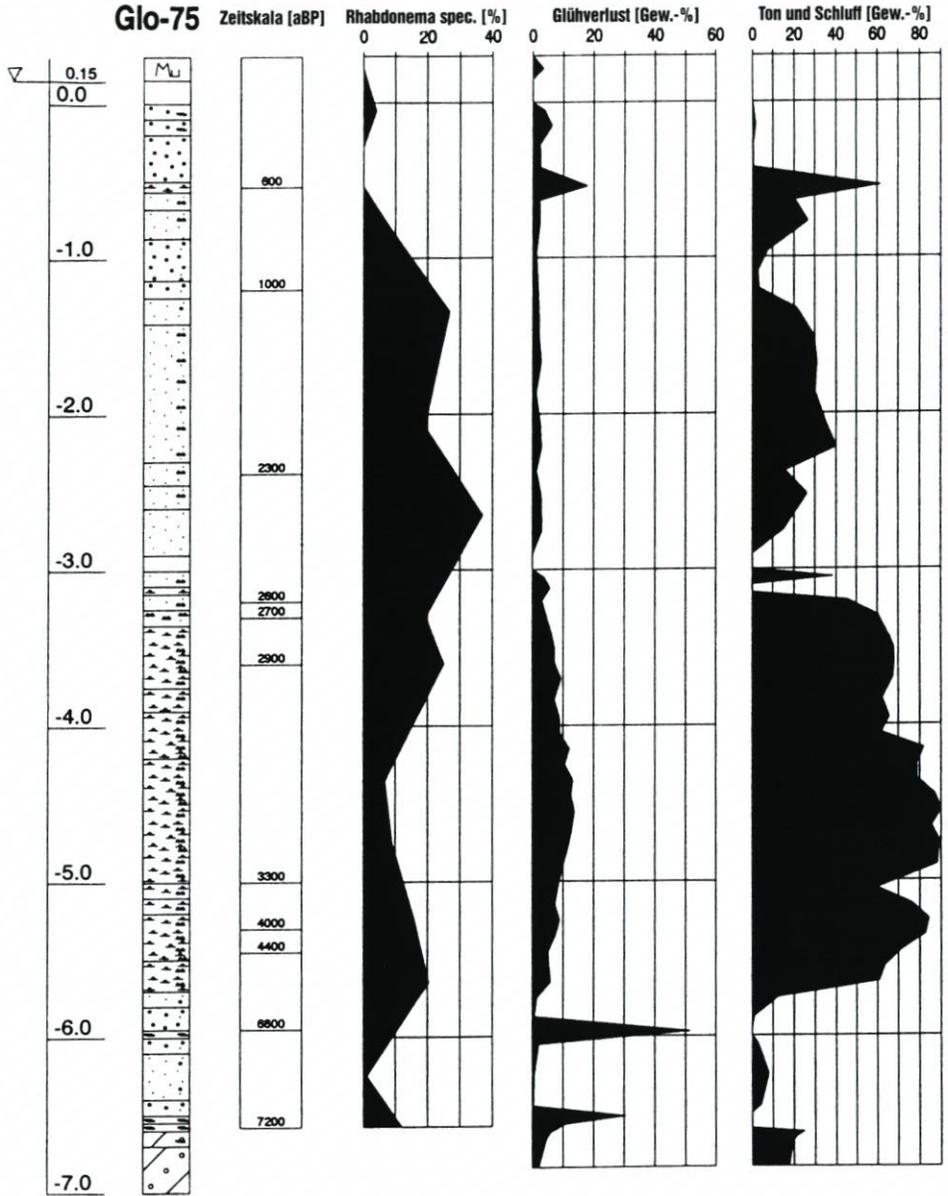


Abb. 9: Bohrprofil Glo-75 mit Zeitskala und Verteilung der *Rhabdonema sp.*, des Glühverlustes und des Ton-/Schluffgehaltes

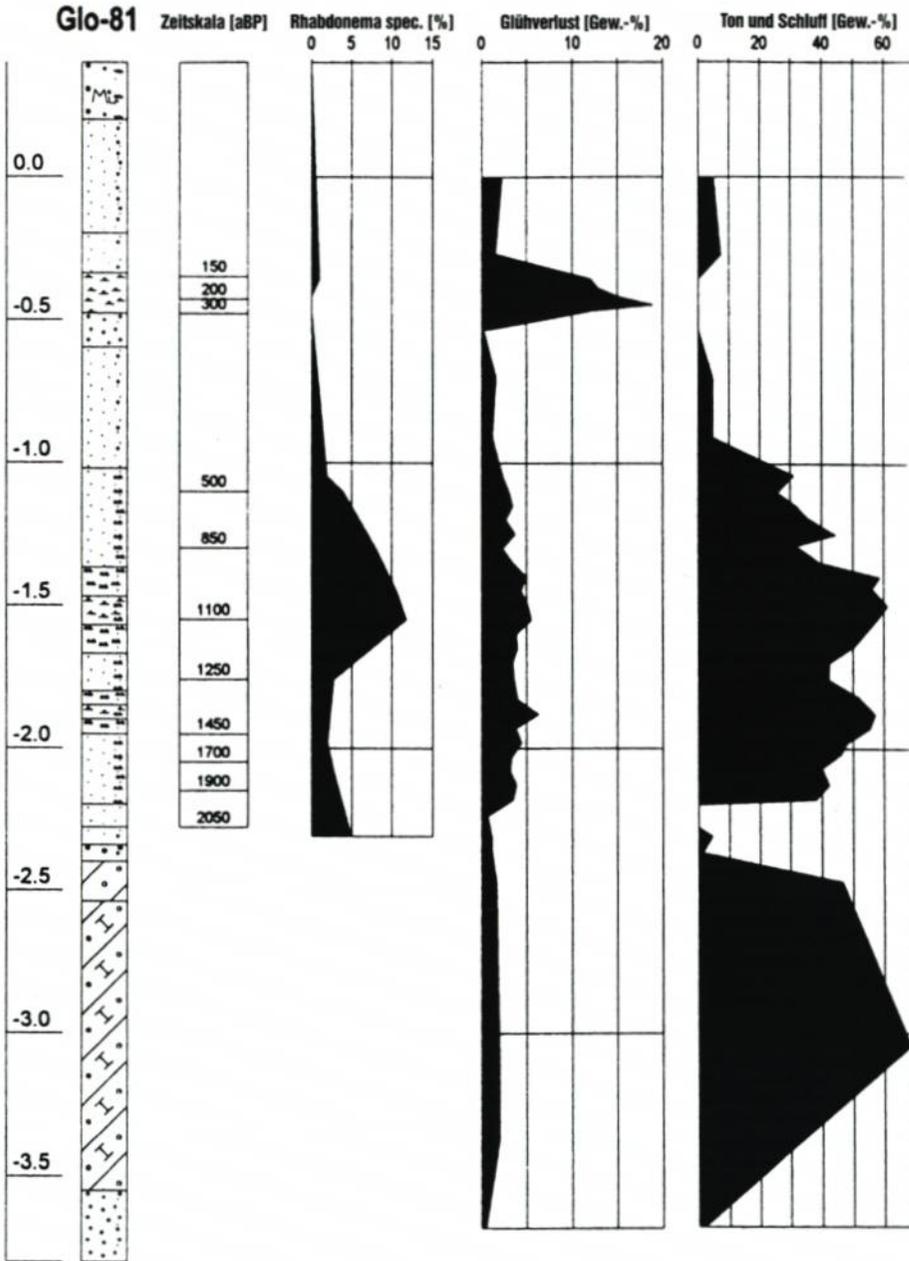


Abb. 10: Bohrprofil Glo-81 mit Zeitskala und Verteilung der *Rhabdonema sp.*, des Glühverlustes und des Ton-/Schluffgehaltes

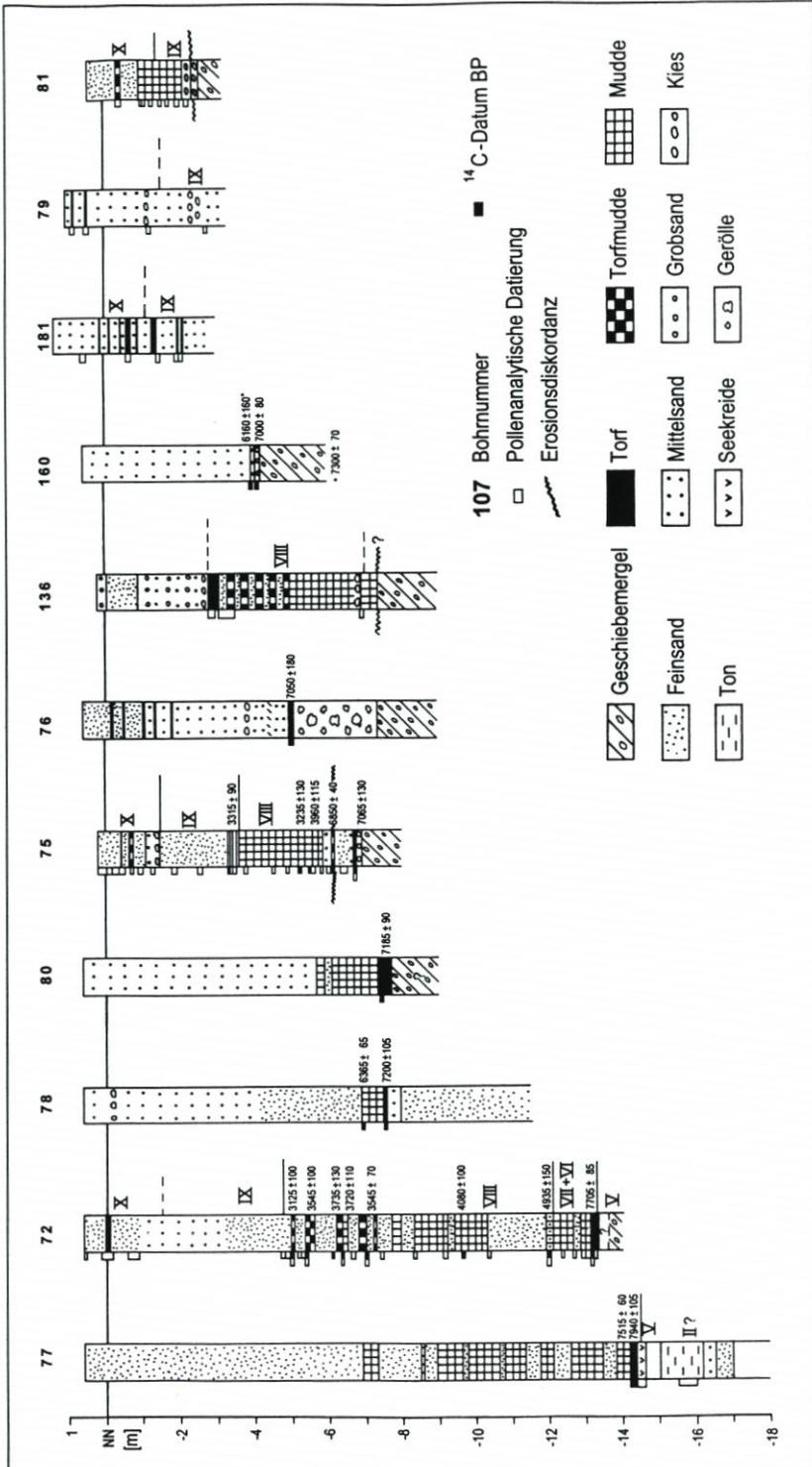


Abb. 11: Ausgesuchte Bohrprofile der Schaabe mit pollenanalytischen Datierungen (Einstufung nach FIRBAS, 1949) und ¹⁴C-Altern

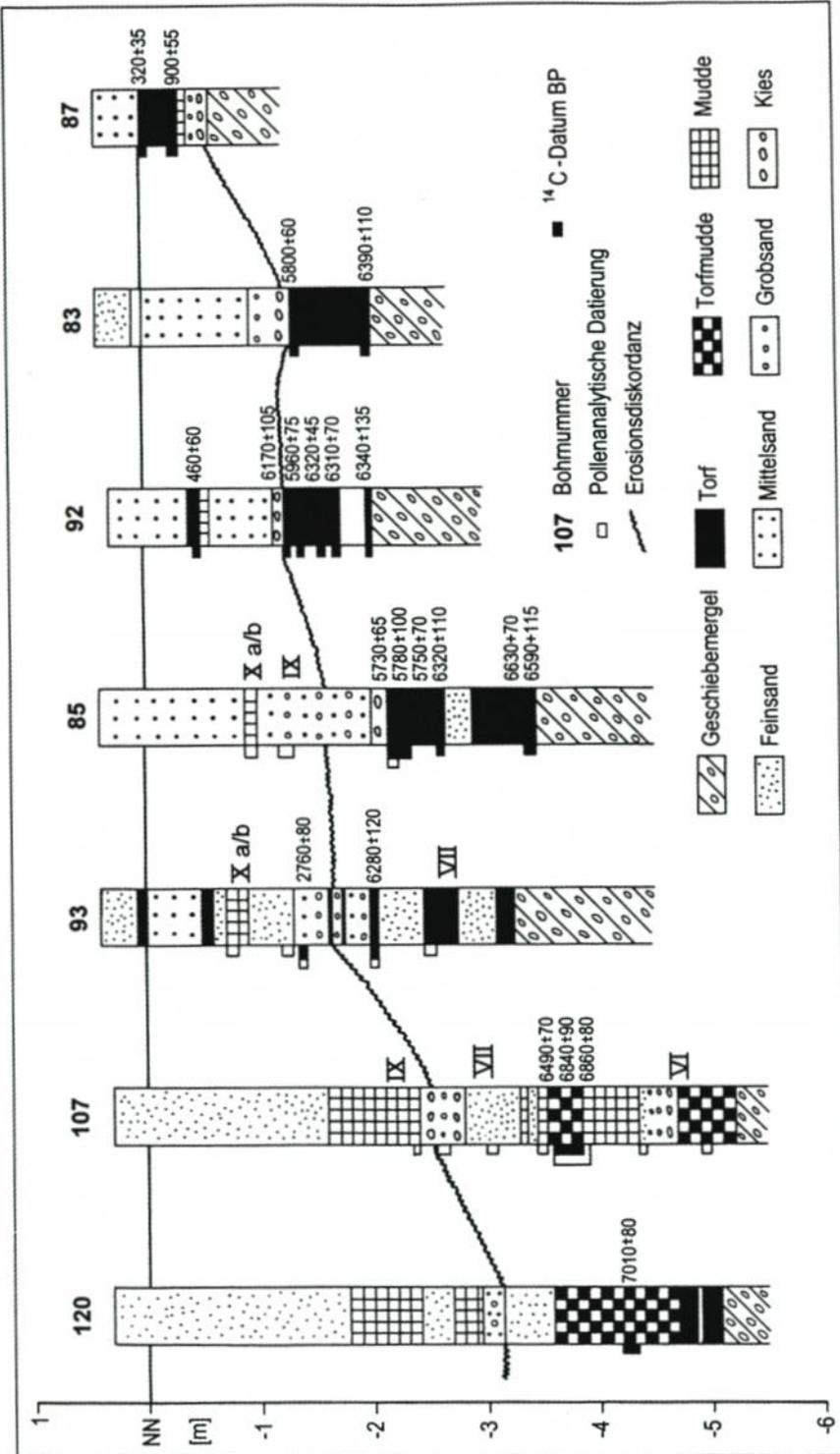


Abb. 12: Ausgesuchte Bohrprofile aus dem Bohrfeld Glowe-Süd mit pollenanalytischen Datierungen (Einstufung nach FIRBAS, 1949) und ¹⁴C-Altern

Niveau von -3,3 m NN. Das abrupte Ende des Torfwachstums im Bohrfeld Glowe-Süd und bei Lietzow sind Hinweise auf eine markante Regressionsphase um 5700 a. B. P. Ein pollenanalytisch in diesen Zeitraum zu stellender Torf befindet sich im Rappiner See (Randbecken des Großen Jasmunder Boddens) in einer Tiefe zwischen -5,5 m und -5 m NN (LANGE et al., 1986).

Der Fazieswechsel im Rappiner See von Torf zu marin-brackischer Schluffmudde belegt eine Transgressionsphase an der Wende Atlantikum/Subboreal (LANGE et al., 1986). Für das Maximum der Transgression sowie deren weiteren Verlauf während des Subboreals können trotz der Vielzahl der Bohrungen auf der Schaabe noch keine verlässlichen Aussagen getroffen werden. Subboreale Sedimente wurden im Untersuchungsgebiet bisher nur in Niveaus zwischen -12 m und -3 m NN angetroffen. Auch LANGE et al. (1986) finden in den pollenanalytisch untersuchten Profilen auf Rügen keine Anhaltspunkte für subboreale Hochstände des relativen Meeresspiegels.

Die subborealen Ablagerungen beginnen in der Bohrung 72 mit dem markanten lithologischen Fazieswechsel von Schluffmudde zu Kies und Sand bei -12 m NN (vgl. Abb. 8). Diese einschneidende Umstellung des Ablagerungsmilieus im Beckenbereich ist pollenanalytisch durch den *Ulmus/Tilia*-Abfall sowie absolut durch ein ^{14}C -Datum auf 4935 ± 50 a. B. P. zeitlich fixiert. Die Schüttung der Grobklastika in das Becken steht im Zusammenhang mit der abrasiven Aufarbeitung des auf der östlichen Schwellenregion vorhandenen Strandwallsystems. Dabei entstand um 5000 a. B. P. eine breite Verbindung zwischen der offenen See und dem Großen Jasmunder Bodden. Der damit verbundene Übergang von brackisch-lagunärer zu marin-brackischer Fazies spiegelt sich in der Diatomeenflora (vgl. Abb. 8: *Rhabdonema* sp.) deutlich wider. Der Anteil polyhalober Diatomeen erreichte sein Maximum. Im Verlauf des Subboreals wurde dieses Becken durch den Aufbau eines Strandwallsystems zunehmend abgeschnürt (vgl. Abb. 14: E). Die über Mudden angetroffenen subborealen Uferablagerungen zwischen -7,5 m und -5 m NN mit einem Alter von ca. 3600 bis 3100 a. B. P. werden von bis zu 7 m mächtigen Sanden überlagert (vgl. Abb. 11: Bohrungen 72 und 77). Berücksichtigt man eine gewisse Kompaktion, dürfte das Strandlinienniveau zu dieser Zeit zwischen -4 m und -2 m NN gelegen haben.

Der Übergang vom Subboreal zum Subatlantikum ist in vielen Bohrungen (vgl. Abb. 11 u. Abb. 12: z. B. Bohrungen 72, 75, 77 und 88) wiederum durch einen markanten Sedimentations- und damit Fazieswechsel gekennzeichnet. Etwa ab diesem Zeitpunkt bestimmte die Schüttung von Sanden und Kiesen das Sedimentationsgeschehen auf der Schaabe. Am boddenseitigen Beckenrand bei Glowe-Süd kam es zur Bildung einer Erosionfläche (vgl. Abb. 12). Diese Phase verstärkter Küstendynamik spiegelt sich auch in den Grabungsprofilen Lietzow-Augustenhof und Lietzow-Buddelin wider (GRAMSCH, 1978). Aus diesen Untersuchungen kann auf einen relativen Meeresspiegelhochstand nahe NN um 2600 a. B. P. geschlossen werden, dem eine Regression folgt. Auch LANGE et al. (1986) beschreiben eine Absenkung des relativen Meeresspiegels während des Älteren Subatlantikums von bis zu 1,5 m. Auf der Schaabe weist ein pollenanalytisch datierter Strandsand in der Bohrung 75 (vgl. Abb. 11) auf ein Strandlinienniveau unterhalb -1,2 m NN während der Slawenzeit hin.

Sowohl dieser Strandsand als auch ein Torf in -0,6 m NN (vgl. LANGE et al., 1986: Bohrung Schaabe 3) sind von marin-brackischen Sanden überlagert und lassen auf eine erneute Transgression schließen, die um 1100 a. B. P. wiederum annähernd NN erreichte. Dabei wurde am boddenseitigen Lagunenrand südlich Glowe Grobdetritusmudde in -0,3 m NN über basalen Strandsanden abgelagert. Der nachfolgende Fazieswechsel Grobdetritusmudde/Torf (vgl. Abb. 12: Bohrung 87) zeigt den Beginn der mittelalterlichen Regression an.

Der relative Meeresspiegel lag um 460 a. B. P. tiefer als $-0,5$ m NN (vgl. Abb. 12: Bohrung 92). Der nachfolgende bis heute andauernde Meeresspiegelanstieg und Sturmhochwässer führten zur Aufhöhung der Seesandebene über NN.

3.3 Klimawandel und Wasserspiegелentwicklung

Durch das Abschmelzen der Eismassen stieg der Weltmeeresspiegel nach der letzten Eiszeit infolge der Erwärmung von ca. -120 m (FAIRBANKS, 1989) bis auf das heutige Niveau an. Das Ostseebecken war mit Ausnahme der kurzzeitigen Ingression (Yoldia-Meer) über die Närke-Straße im Anschluss an die Drainage bei Billingen bis etwa 8500 a. B. P. durch Schwellen im Öresund und im Großen Belt vom Kattegat getrennt und hatte bis dahin eine vom Weltmeer weitgehend unabhängige Wasserspiegелentwicklung. Die Überflutung der Schwellen infolge des ansteigenden Meeresspiegels führte zum marin-brackischen Stadium des Mastogloiaemeeres (BERGLUND, 1964; WINN et al., 1986). Erst ab dieser Zeit konnten sich Meeresspiegелschwankungen an der deutschen Ostseeküste auswirken. Die Untersuchungen auf der Schaabe weisen darauf hin, dass der Meeresspiegel seit 8400 a. B. P. unter Oszillationen auf das heutige Niveau angestiegen ist (Abb. 13).

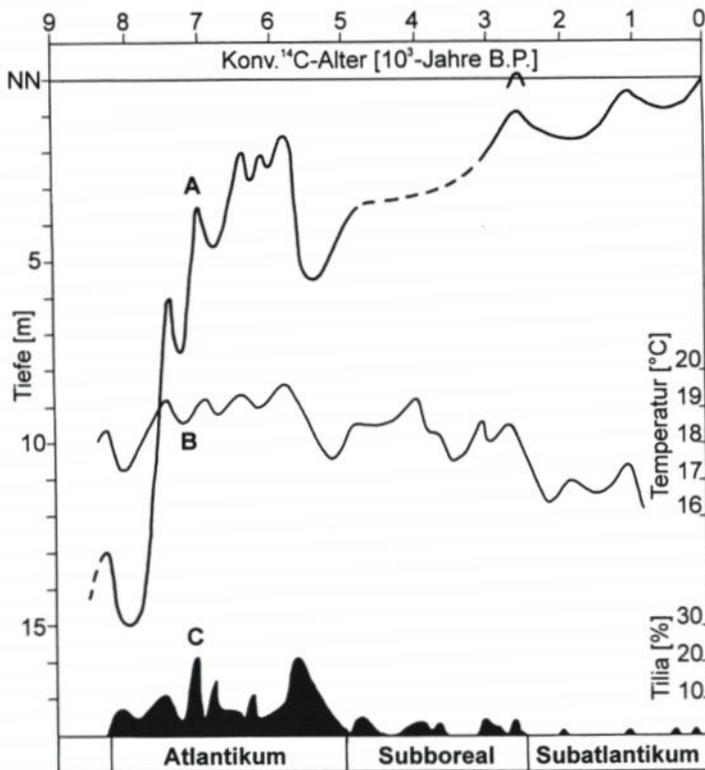


Abb. 13: Strandlinienverschiebungskurve Nordostrügens (A), mittlere Sommertemperatur im Tingstäde Träsk See (B) und der prozentuale Tilia-Anteil in den Pollendiagrammen der Schaabe

Bisher konnten auf Rügen zehn Transgressionsphasen, unterbrochen durch Regressionen bzw. Retardationen, festgestellt werden, die gut mit den Transgressionsphasen in NW-England (TOOLEY, 1974) und an der schwedischen Westküste (MÖRNER, 1980) korrelieren (SCHUMACHER u. BAYERL, 1998). Damit haben diese Phasen überregionale Bedeutung.

Schon TOOLEY und MÖRNER führten sie auf globale Klimaänderungen zurück. Diese Klimaänderungen spiegeln sich auch in der Vegetationsentwicklung Nordostrügens wider, die aus den pollenanalytisch untersuchten und ^{14}C -datierten Bohrprofilen abgeleitet wurde. Als ein Indikator für den Klimawandel in unserem Raum ist in Abb. 16 der prozentuale Baumpollenanteil von *Tilia* dargestellt. Zum Vergleich sind die aus Sauerstoffisotopenverhältnissen abgeleiteten mittleren Sommertemperaturen im Tingstäde Träsk See auf Gotland (MÖRNER u. WALLIN, 1977) wiedergegeben. Trotz isostatischer Beeinflussung der Strandlinienverschiebung Nordostrügens während des Jüngeren Atlantikums (vgl. SCHUMACHER u. BAYERL, 1998) und bisher auf der Schaabe nicht nachgewiesener Wasserspiegelszillationen im Subboreal sind Zusammenhänge zwischen Klima- und Wasserspiegelenwicklungsphasen sichtbar.

Der sehr starke Anstieg des Meeresspiegels im Älteren Atlantikum ist auf die Erwärmung während dieser Zeit zurückzuführen, in deren Folge das laurentische und skandinavische Inlandeis bis ca. 7000 a.B.P. weitgehend abschmolzen. Im Vegetationsbild Mitteleuropas spiegelt sich die Erwärmung in der Ausbreitung des Eichenmischwalds, insbesondere von *Tilia* wider.

Die Regressionsphasen um 8000 a.B.P. und 7300 a.B.P. sind mit Wasserspiegelabsenkungen von 1,5 m bis 2 m in der Strandlinienverschiebungskurve markant ausgeprägt (Abb. 13). Beide Zeiträume stellen Abkühlungsphasen dar. Die ältere korrespondiert zeitlich mit der Cockburn-Phase als spätes Maximum des Wisconsin-Glazials (TOOLEY, 1974) und tritt durch einen Kälteausschlag im Grönlandeis Kern ,GRIP' (DAANSGAARD et al., 1993) bei einem Kalenderalter von rund 9200 Jahren hervor. Die jüngere Abkühlungsphase ist durch den markantesten Kälteausschlag des ,GRIP'-Eiskerns im Holozän vor ca. 8200 Kalenderjahren ausgewiesen. Die hier vorgenommene zeitliche Konnektierung erfolgte auf Grundlage der dendrochronologischen Kalibration (PEARSON et al., 1993).

Aus dem Vergleich der Strandlinienverschiebungskurve mit der eustatischen Kurve von MÖRNER (1980) ergibt sich eine Differenz von 6 m bis 6,5 m zwischen 7000 und 5000 a.B.P., die aus einer Landhebung Nordostrügens resultiert (SCHUMACHER u. BAYERL, 1998). Deshalb sind die Regressionen zwischen 7000 a.B.P. und 6000 a.B.P. (Abb. 13) fast ausschließlich auf Landhebung zurückzuführen. Die Wasserspiegelenwicklung ist zwischen 7000 und 5800 a.B.P. durch einen Anstieg um ca. 6 m, unterbrochen von kurzen Verharrungsphasen, gekennzeichnet (vgl. MÖRNER, 1980).

Die starke Regression um 5500 a. B. P. von $-1,5$ m bis $-5,5$ m NN setzt sich in Nordostrügen aus rund 2,5 m Landhebung und einer Wasserspiegelabsenkung von ca. 1,5 m zusammen. Letztere steht vermutlich mit der Abkühlung nach dem atlantischen Klimaoptimum in Zusammenhang. Diese Abkühlung ist durch den markanten *Ulmus/Tilia*-Fall in den Pollendiagrammen Mitteleuropas dokumentiert (BERGLUND et al., 1996) und hält unter Schwankungen bis zur Gegenwart an (vgl. Abb. 13). Der Meeresspiegel stieg seit 5500 a. B. P. nur noch um ca. 5 m an, wobei er vermutlich um 2600 a. B. P. schon einmal das gegenwärtige Niveau erreichte. Aufgrund zunehmender Siedlungstätigkeit vom Neolithikum bis zur Gegenwart ist der Klimawandel vegetationsgeschichtlich schwer nachzuvollziehen. In historischer Zeit hängen die Wasserspiegelschwankungen mit Abkühlungsphasen zur Völkerwanderungszeit und während der „Kleinen Eiszeit“ bzw. mit wärmeren Perioden im Mittelalter sowie seit dem 18. Jahrhundert zusammen (vgl. WILLERDING, 1977).

3.4 Wasserspiegeländerungen und Küstenverhalten

Aus den dargestellten geologischen und stratigraphischen Ergebnissen kann die paläogeographische Entwicklung der Schaabe-Nehrung rekonstruiert werden (Abb. 14).

Um 8300 a.B.P. dürfte die Uferlinie der Ostsee (Mastogloiaemeer) ca. 1 km seewärts der Schaabe gelegen haben. In den landwärtigen Depressionen befand sich ein Binnensee, der mit dem Mastogloiaemeer in Verbindung stand (Abb. 14: A).

Zwischen 7800 a.B.P. und 7400 a.B.P. stieg der relative Wasserspiegel von -14 m auf -6 m NN. Dieser schnelle Anstieg von ca. 20 mm pro Jahr führte zur Überflutung der Küstenlandschaft und Rückverlegung der Küstenlinie, und es entstand eine breite Verbindung zwischen dem Großen Jasmunder Bodden und der Ostsee (Litorinameer).

Während der Regressionsphase um 7200 a.B.P. kam es zu ersten Küstenausgleichsprozessen, wobei der Schwellenverlauf die Richtung des Sedimentversatzes bestimmte (Abb. 14: B).

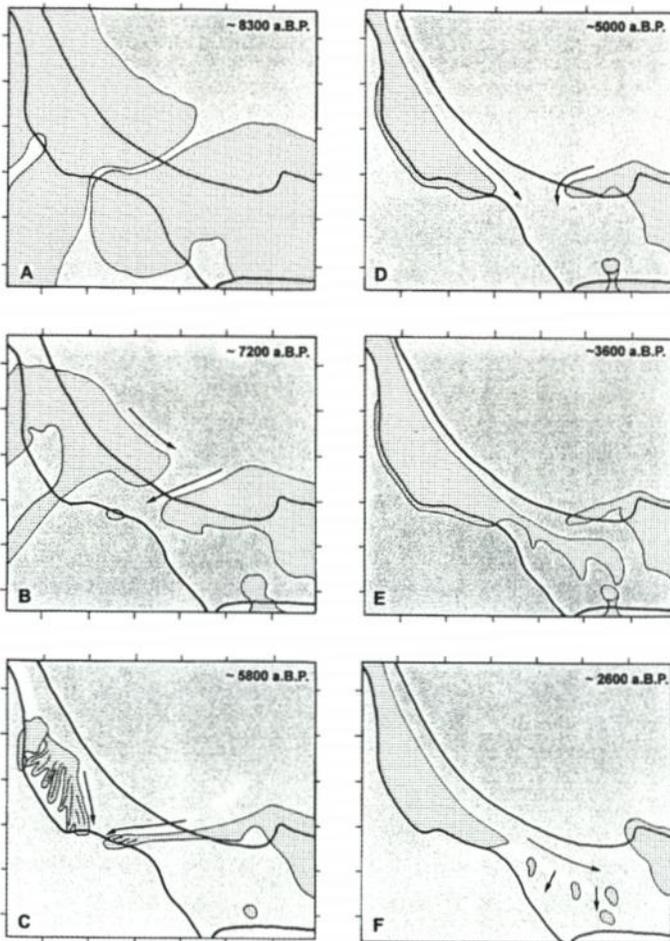


Abb. 14: Paläogeographische Entwicklung der Schaabe. Die Kontur der rezenten Küstenlinie ist in allen Zeitabschnitten dargestellt. Punktschraffur: Land.

Von 7200 a. B. P. bis 5800 a. B. P. stieg der relative Meeresspiegel unter mehreren Schwankungen auf $-1,5$ m NN mit einer gemittelten Anstiegsrate von 4 mm pro Jahr an. Hiermit verbunden war eine weitere Rückverlegung der Küstenlinie unter gleichzeitigem Aufbau der ältesten Strandwallsysteme der Schaabe, die den Großen Jasmunder Bodden weitgehend von der Ostsee abriegelten. Der östliche Haken war um 5800 a. B. P. durch Rückverlegung des Ansatzpunktes schmal und durchbruchgefährdet (Abb. 14: C).

Infolge der Transgression um 5000 a. B. P. wurde der schmale östliche Haken weitgehend abradiert (Abb. 14: D). Zu dieser Zeit dürfte auch die nördlich des Kegelinsbergs gelegene Verbindung zwischen dem Breeger Bodden und der Ostsee verschlossen sein, so dass der schon von SCHÜTZE (1931) postulierte von NW nach SE gerichtete Hakenvorbau auf der Schaabe dominierend wurde.

Während des Subboreals (Abb. 14: E) erfolgte bei einem relativen Meeresspiegel zwischen -5 m und -2 m NN die Auffüllung der tiefen Lagunenbereiche zwischen Wall und Kegelinsberg mit Schaar-, Strandwall- und Dünensanden sowie die Bildung eines E bis SE streichenden Strandwallsystems. Die Verbindung zwischen Ostsee (Limneameer) und dem Großen Jasmunder Bodden war dadurch stark eingeengt.

Der relative Meeresspiegelanstieg auf nahe NN um 2600 a. B. P. führte zur völligen Ab- rasion der östlichen Landzunge, zur starken Rückverlegung der Küstenlinie der Schaabe und zu Durchbrüchen im Strandwallsystem (Abb. 14: F).

Im Zuge der nachfolgenden relativen Meeresspiegelschwankungen um das heutige Niveau wurde die Verbindung zwischen dem Großen Jasmunder Bodden und der Ostsee durch Küstenausgleichsprozesse zwischen 1000 a. B. P. und 900 a. B. P. geschlossen und die Seesandebene südlich Glowe über NN aufgehöhht (SCHUMACHER u. BAYERL, 1997). Die von den Liefergebieten Jasmund und Wittow herangeführten Sedimente standen in den letzten 900 Jahren für die Verflachung der Schorre der Tromper Wiek zur Verfügung und führten bis in die Gegenwart zum seewärtigen Vorrücken der Uferlinie der Schaabe-Nehrung (vgl. MEINKE, 1994). Damit ist die Schaabe-Nehrung noch im Reifestadium im Sinne von KLEWE u. JANKE 1991, Abb. 6).

4. D a n k s a g u n g

Die Untersuchungen wurden vom BMBF, Projektträger DLR, im Rahmen des Verbundvorhabens ‚KLIBO‘ (Klimawirkung und Boddenlandschaft, Förderkennzeichen: 01LK94054) gefördert. Wir danken außerdem Herrn Prof. Dr. W. JANKE vom Geographischen Institut der Universität Greifswald und Frau Dipl.-Biol. E. ENDTMANN im Geologischen Institut der Universität Greifswald für die Pollen-, Diatomeen- und Pflanzenrestanalysen. Die ^{14}C -Datierungen wurden dankenswerter Weise von Herrn Prof. Dr. M. GEYH im Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung in Hannover und von Herrn Dr. H. ERLKENKEUSER im Leibniz-Labor für Altersbestimmung und Isotopenforschung der Universität Kiel vorgenommen.

5. S c h r i f t e n v e r z e i c h n i s

- BERGLUND, B. E.: The post-glacial shore displacement in eastern Blekinge, SE Sweden. Sverig. Geol. Unders., C 599: 0-47, Stockholm, 1964.
- BERGLUND, B. E.; BIRKS, H. J. B.; RALSKA-JASIEWICZOWA, M. u. WRIGHT, H. E.: Palaeoecological events during the last 15000 years. 764 S., (Wiley) Chichester, 1996.

- DANSGAARD, W.; JOHNSEN, S. J.; CLAUSEN, H. B.; DAHL-JENSEN, D.; GUNDESTRUP, N. S.; HAMMER, C. U.; HVIDBERG, C. S.; STEFFENSEN, J. P.; SVEINBJÖRNSDOTTIR, A. E.; JOUZEL, J. u. BOND, G.: Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. – *Nature*, 364: 218–220, 1993.
- DUPHORN, K.; KLIEWE, H.; NIEDERMAYER, R.-O.; JANKE, W. u. WERNER, F.: Die deutsche Ostseeküste. – Sammlung geologischer Führer, 88, 281 S., Borntraeger, Berlin, 1995.
- ENDTMANN, E. u. SCHUMACHER, W.: Umweltreflexionen eines soligenen Kesselmoores auf Rügen (unveröff.). DFG-Zwischenbericht, 10 S., Inst. f. Geol. Wiss. Univ. Greifswald, 1996.
- FAIRBANKS, R. G.: A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation. – *Nature*, 342: 637–642, 1989.
- FIRBAS, F.: Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. Bd. 1: Allgemeine Waldgeschichte, 480 S., Gustav Fischer Verlag, Jena, 1949.
- GRAMSCH, B.: Die Lietzow-Kultur Rügens und ihre Beziehungen zur Ostseegeschichte. – *Peterm. Geogr. Mitt.*, 123 (3): 155–164, 1978.
- HURTIG, T.: Die mecklenburgische Boddenlandschaft und ihre entwicklungsgeschichtlichen Probleme. – *Neuere Arb. mecklenb. Küstenforsch.*, 1, 148 S., 1954.
- KEILHACK, K.: Die Verlandung der Swinepforte. – *Jb. Preuß. Geol. Landesanst.*, 32, Teil II, (2): 209–244, 1912.
- KLIEWE, H.: Die Insel Usedom in ihrer spät- und nacheiszeitlichen Formenentwicklung. – *N. Arb. mecklenb. Küstenforsch.*, 5, 277 S., 1960.
- KLIEWE, H.: Genetische und stratigraphische Merkmale von Küstenniederungen im Bereich der südbaltischen Boddenausgleichsküste. – *Peterm. Geogr. Mitt.*, 131 (2): 73–81, 1987.
- KLIEWE, H.: Zeit- und Klimamarken in Sedimenten der Südlichen Ostsee und ihrer Vorpommerschen Boddenküste. – In: FINKL, C. W. Jnr. [ed.]: *Holocene Cycles: Climate, Sea Levels, and Sedimentation*. *J. Coast. Research, Spec. Issue*, 17: 181–186, 1995.
- KLIEWE, H. u. JANKE, W.: Der holozäne Wasserspiegelanstieg der Ostsee im nordöstlichen Küstengebiet der DDR. – *Peterm. Geogr. Mitt.*, 126 (2): 65–74, 1982.
- KLIEWE, H. u. JANKE, W.: Holozäner Küstenausgleich im südlichen Ostseegebiet bei besonderer Berücksichtigung der Boddenausgleichsküste Vorpommerns. – *Peterm. Geogr. Mitt.*, 135 (1): 1–15, 1991.
- KLIEWE, H. u. LANGE, E.: Ergebnisse geomorphologischer, stratigraphischer und vegetationsgeschichtlicher Untersuchungen zur Spät- und Postglazialzeit auf Rügen. – *Peterm. Geogr. Mitt.*, 112 (4): 241–255, 1968.
- KOLP, O.: Eustatische und isostatische Veränderungen des südlichen Ostseeraumes im Holozän. – *Peterm. Geogr. Mitt.*, 123 (3): 177–187, 1979.
- KOLP, O.: Die Bedeutung der isostatischen Kippbewegung für die Entwicklung der südlichen Ostseeküste. – *Z. geol. Wiss.*, 9 (1): 7–22, 1981.
- LANGE, E.; JESCHKE, L. u. KNAPP, H. D.: Die Landschaftsgeschichte der Insel Rügen seit dem Spätglazial. – *Schr. Ur- u. Frühgesch.*, 38: 174 S., 1986.
- MEINKE, K.: Aerogeologische Analyse der Strand- und Vorstrandzone von Rügen und Hiddensee (unveröff.). Diplomarbeit, 83 S., Inst. f. Geol. Wiss. Univ. Greifswald, 1994.
- MÖRNER, N.-A.: Late Quaternary sea-level changes in north-western Europe: a synthesis. *Geol. För. Stockholm Förh.*, 100 (4) [for 1978]: 381–400, 1980.
- MÖRNER, N.-A. u. WALLIN, B.: A 10,000-year temperature record from Gotland, Sweden. – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 21: 113–138; (Elsevier) Amsterdam, 1977.
- OTTO, T.: Der Darß und Zingst: Ein Beitrag zur Entwicklungsgeschichte der vorpommerschen Küste. *13. Jber. Geogr. Ges. Greifswald 1911/12*: 237–485, 1913.
- PEARSON, G. W.; BECKER, B. u. QUA, F.: High-precision ^{14}C measurement of German and Irish oaks to show the natural ^{14}C variations from 7890 to 5000 BC. *Radiocarbon*, 35 (1): 93–104, 1993.
- PLEWE, E.: Küste und Meeresboden der Tromper Wiek (Insel Rügen). *Geol. Meere u. Binnen-gew.*, 4 (1-2): 1–41, 1940.
- SCHÜTZE, H.: Die Haken und Nehrungen der Außenküste von Rügen. 1. Beiheft 49/50. *Jb. Pomm. Geogr. Ges.* (1931/32), 155 S., 1931.
- SCHUMACHER, W. u. BAYERL, K.-A.: Die Sedimentationsgeschichte der Schaabe und der holozäne Transgressionsverlauf auf Rügen (Südliche Ostsee). *Meyniana*, 49: 151–168; Kiel, 1997.

- SCHUMACHER, W. u. BAYERL, K.-A.: The shoreline displacement curve of Rügen Island (Southern Baltic Sea). *Quat. Intern.*, 56, 107–113, 1999.
- TOOLEY, M.: Sea-level changes during the last 9000 years in North-West England. *Geogr. J.*, 140: 18–42, 1974.
- WASMUND, C.: Sedimentationsgeschichte des Großen Jasmunder Boddens (Insel Rügen). *Geol. Meere u. Binnengew.*, 3 (4): 506–526, 1939.
- WILLERDING, U.: Über Klima-Entwicklung und Vegetationsverhältnisse im Zeitraum Eisenzeit bis Mittelalter. In: *Das Dorf der Eisenzeit und des frühen Mittelalters*, S. 357–405; Göttingen, 1977.
- WINN, K.; AVERDIECK, F.-R.; ERLLENKEUSER, H. u. WERNER, E.: Holocene sea level rise in the Western Baltic and the question of isostatic subsidence. *Meyniana*, 38: 61–80, 1986.

Historische bis rezente Küstenveränderungen im Raum Fischland-Darß-Zingst-Hiddensee anhand von Karten, Luft- und Satellitenbildern

Von LARS TIEPOLT und WALTER SCHUMACHER

Zusammenfassung

Die Ergebnisse zum Küstenverhalten und zur geomorphologischen Charakteristik der Küstenzone Fischland-Darß-Zingst-Hiddensee beruhen auf der Auswertung aller verfügbaren Kartenwerke von 1692 bis 1988 sowie der Luftbildserien von 1937 bis 1992.

Alle Quellen wurden nach eingehender Prüfung in einem Geoinformationssystem (GIS) ausgewertet, so dass für den Untersuchungsraum mehr als 25 000 Mess- und Rechenwerte verschiedener Zeitabschnitte vorliegen.

Das Verhalten der Uferlinie und der unteren Kliffkante ist in Raum-Zeit-Diagrammen dokumentiert und für Küstenabschnitte mit unterschiedlicher Wellenbelastung zusammengefasst worden. Aus der geomorphologischen Analyse resultieren Aussagen zur Küstendynamik und zum Sedimenttransport.

Die Synthese der Daten weist auf einen Zusammenhang zwischen Akkumulation/Abrasion und Veränderung des mittleren Windfeldes hin. Es wird gezeigt, dass der Rückgang der unteren Kliffkante maßgeblich von Extremereignissen und der der Uferlinie hauptsächlich durch die mittleren Wind- und Wellenbedingungen kontrolliert wird.

Summary

Analysis results on the geomorphological characteristics and coastal dynamics of the coastal area „Fischland-Darss-Zingst-Hiddensee“ at the Baltic are presented. They are based on the interpretation of all available historical maps since 1692 as well as on aerial photographs from between 1937 and 1992. More than 25,000 data points for various periods have been obtained and entered into a geo-information system (GIS) for further analysis.

The changes both of the water line and the lower cliff edge are illustrated in space-time-graphs for various coastal areas with a distinct difference in wave energy input. The geomorphological investigations lead to conclusions on coastal dynamics.

The synthesis of all data shows a linkage between sediment transport processes (accumulation/erosion) and changes of the mean wind field. The results give evidence that the retreat of the lower cliff edge is controlled by extreme events (e.g. storms) whereas changes of the water line are governed by mean wind and wave conditions.

Inhalt

1. Einleitung	22
2. Datenquellen und ihre Bearbeitung	23
3. Ergebnisse	25
3.1 Bewertung der Datenvorlagen hinsichtlich ihrer Aussagefähigkeit für Küstenveränderungen	25
3.2 Historisches Küstenverhalten im Untersuchungsgebiet	28
3.3 Geomorphologische Charakteristik	33
3.3.1 Geomorphologische Charakteristik der Küstenzone von Dierhagen bis Darßer Ort	35

3.3.2 Geomorphologische Charakteristik der Küstenzone von Darßer Ort bis Bock	36
3.3.3 Geomorphologische Charakteristik der Küstenzone der Insel Hiddensee	36
3.4 Aero-, hydro- und morphodynamische Wechselwirkungen	36
4. Danksagung	45
5. Schriftenverzeichnis	45

1. Einleitung

Allein 70 % der Außenküste von Mecklenburg-Vorpommern befinden sich mit einem durchschnittlichen Wert von 34 m/100 Jahre im Rückgang (aus: Generalplan Küsten- und Hochwasserschutz Mecklenburg-Vorpommern). Jedoch ist es nicht dieser Mittelwert, sondern dessen extreme Schwankungen in Raum und Zeit, die der praktischen Sicherung der Küste als dicht besiedelte Kulturlandschaft Probleme bereitet. Die Feststellung von Küstenveränderungen besitzt dementsprechend eine lange wissenschaftliche Tradition. Sie reicht von wissenschaftlichen Bearbeitungen großer Gebiete bis zu punktuellen Beobachtungen, Feststellungen und Messungen (u. a. GEINITZ, 1903; ZANDER, 1934; KOLP, 1955; REINHARD, 1956; GURWELL, 1985; JANKE u. LAMPE, 1993). Neben vorhandenen Aufmessungen, historischen Quellen und angelegten Messstrecken bildeten insbesondere die Auswertung historischer Kartenwerke die wissenschaftliche Datenbasis. Die Auswertung dieser Kartenwerke erfolgte bisher in mühsamer Handarbeit.

Im Rahmen des vom Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie (BMBF) geförderten Forschungsthema „Klimaänderung und Boddenlandschaft (KLIBO) war es im Teilprojekt „Historische bis rezente Küstenveränderungen im Raum Fischland-Darß-Zingst-Hiddensee anhand von Karten, Luft- und Satellitenbildern“ (Az: 01LK9316/0) möglich, die Küstenveränderungen in Raum Fischland-Darß-Zingst-Hiddensee einer modernen computergestützten Bearbeitung zu unterziehen. Alle verfügbaren Kartenwerke, Luft- und Satellitenbilder wurden in einem Geoinformationssystem (GIS) mit der Raster-GIS-Software ERDAS Imagine und der Vektor-GIS-Software Arc/Info verarbeitet und hinsichtlich ihrer Nutzbarkeit zur Feststellung von Küstenveränderungen überprüft.

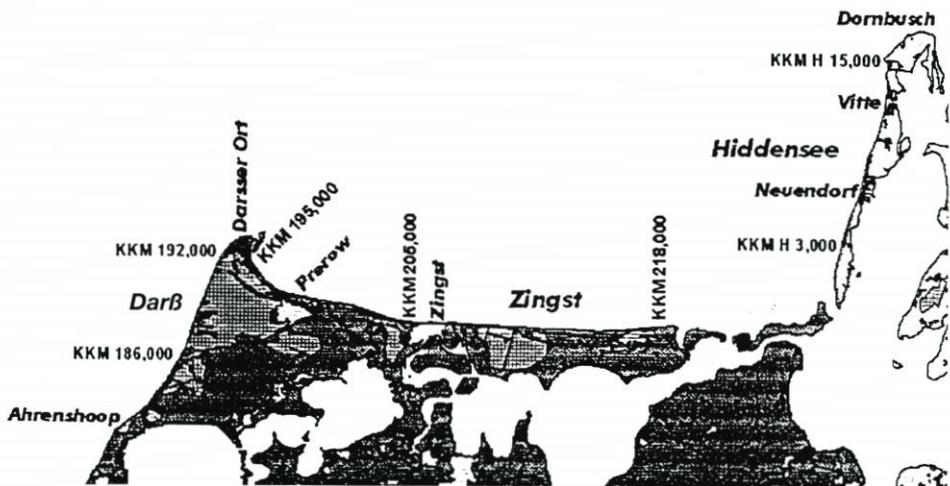


Abb. 1: Untersuchungsgebiet Darß-Zingst-Hiddensee mit Küstenkilometrierung

Aus den nutzbaren Daten wurden Raum-Zeit-Diagramme des Küstenverhaltens abgeleitet. Küstenbegehungen und die Auswertung von Luftbildern ergaben Informationen zur geomorphologischen Charakteristik der Strand- und Schorrebereiche des Untersuchungsgebietes.

Ein wesentlicher Aspekt der Untersuchungen bildete der Forschungsansatz, die festgestellten Küstenveränderungen mit der Änderung meteorologischer Parameter zu korrelieren, um eine Ursache-Wirkungsbeziehung herzustellen. Hierzu konnten Daten aus der Bearbeitung meteorologischer Parameter, insbesondere von Windmessreihen des Gebietes einbezogen werden, die im Teilprojekt „Untersuchungen der Häufigkeiten der Starkwindereignisse in Zingst und extremen Pegelständen an der mecklenburgisch-vorpommerschen Ostseeküste“ erstellt wurden. Die Berücksichtigung der Küstenrückgangswerte infolge des Sturmhochwasserereignisses vom 4./5. November 1995 erlaubt den Vergleich der Wirksamkeit kurzfristiger Extremereignisse (Stunden, Tage) gegenüber dem langfristigen Küstenverhalten (101–102 Jahre).

2. Datenquellen und ihre Bearbeitung

Zur Klärung der Fragestellung wurden differenzierte Datengrundlagen unterschiedlicher Zeitpunkte, Herkunft und Inhalte herangezogen. Den Ausgangspunkt bildete das Matrikelkartenwerk der Schwedischen Landesvermessung von 1692–1696 in Pommern. Dieses Kartenwerk stellt das erste zuverlässige Zustandsbild der Küstenzone des Untersuchungsgebietes dar.

Von diesem Zeitschnitt ausgehend wurden weitere historische und moderne topographische Karten, Luftbilder seit 1937 sowie Satellitenbilder beschafft, wobei im Folgenden nur eine Übersicht gegeben werden soll:

Karten, Luft- u. Satellitenbilder	Zeitschnitt (Ausgabejahr)
• Schwedische Matrikelkarten	1692–1696
• Doubberck'sche Forstkarten	1827–1831
• Preußische Urmesstischblätter (Maßstab 1:25 000)	1834–1836
• Preußische Messtischblätter (Maßstab 1:25 000)	1884–1886
• Deutsche Luftbildkarte (Maßstab 1:25 000)	1937
• Luftbilder der Alliiertenbefliegung	1942–1944
• Luftbilder der sowjetischen Befliegung	1953
• Luftbildserie Jahrgang	1956
• Topographische Karte AS (Maßstab 1:10 000)	1957 (1957–1961)
• Luftbildserie Jahrgang	1960
• Luftbildserie Jahrgang	1966
• Luftbildserie Jahrgang	1971
• Luftbildserie Jahrgang	1976
• Topographische Karte AV (Maßstab 1:100 000)	1977
• Luftbildserie Jahrgang	1983
• Topographische Karte AV (Maßstab 1:10 000)	1983 (1991)
• Topographische Karte AS (Maßstab 1:10 000)	1983 (1991)
• Satellitenbildszene KFA 1000 (Russland)	1986
• Satellitenbildszene KFA 1000 (Russland)	1987

• Satellitenbild Landsat TM (USA)	1989
• Satellitenbild Landsat TM (USA)	1991
• Radar-Satellitenbild ERS-1	1991
• Küstenbildplan 1:10 000 KRASSOVSKI	1992
• Luftbilddaten (ifp Frankfurt/Main))	1994
• Topographische Arbeitskarte	1995 (vorauss. 1997)

Zunächst wurden die Karten und analogen Luftbilder einer manuellen, allgemeinen Analyse unterzogen, um die Gemeinsamkeiten und Unterschiede in Darstellung, Inhalt, kartographische Grundlage etc. festzustellen.

Die allgemeinen Hauptprobleme bei der Kartenbearbeitung für den Großteil der Vorlagen lassen sich wie folgt beschreiben:

- kein geodätisches Bezugssystem auf den historischen Karten bis zum Ende des 19. Jhd.
- geringe Anzahl zu lokalisierender Fixpunkte auf den historischen Karten bis 1884 und den Original-Luftbildern im Bereich Wald, landwirtschaftliche Nutzflächen und Küstensaum
- unbekannter bzw. nicht exakt ermittelbarer Maßstab der schwedischen Matrikelkarten (1692–96) und der Doubberck'schen Forstkarten (1827)
- Veränderung der Vorlagen infolge von Umwelteinflüssen und „Restaurierungen“
- unterschiedliche Maßstäbe, Bezugssysteme, Darstellungsweisen der jeweiligen Quellen
- historische Aufnahme- und Zeichengeräte sowie Bearbeitungsfehler bedingen Darstellungsfehler der einzelnen Vorlagen, die auch mit modernen Methoden der GeoInformationssysteme nicht korrigierbar sind
- Bearbeitung erfolgt fast ausschließlich mittels Kopien, Reproduktionen und Nachdrucken
- Luftbilder liegen größtenteils als Rohdaten vor, wobei keine spezielle Luftbildbearbeitungssoftware vorhanden war
- Verarbeitung einer Vielzahl kleinflächiger, separater Einzelaufnahmen erschwert Fixpunktbestimmung

Danach wurden die o. a. Datenquellen in einem Geoinformationssystem (GIS) auf Workstation-Basis (Sun sparc 10) mit der Raster-GIS Software ERDAS Imagine (USA) und der Vektor-GIS Software Arc/Info untersucht und analysiert, um ihre Aussagefähigkeit für küstendynamische Prozesse zu überprüfen. Dabei erwies sich als zusätzliches Hauptproblem, dass die Kartenwerke auf zwei, nicht kompatiblen Projektionen basieren. Zum einen ist es die Transverse-Mercator-Projektion mit einem Bessel-Ellipsoid und 3 Grad breiten Meridianstreifen (u. a. Preußisches Meßtischblatt 1885, Luftbildkarte 1937, Topographische Karte AV 1977, 1983) und zum anderen ist es die Transverse-Mercator-Projektion mit einem KRASSOVSKI-Ellipsoid und 6 Grad breiten Meridianstreifen (z. B. Topographische Karte AS 1960, 1988, Küstenbildplan 1994).

Aus den o. g. Gründen wurde nach eingehender Überprüfung entschieden, die Topographische Karte AV, Stand 1983 (Ausgabe 1991), mit einem Bessel-Ellipsoid (3 Grad) als Grundlage für alle weiteren Betrachtungen zu nutzen. Dieses Kartenwerk bildete zum Bearbeitungsbeginn 1993 neben der Ausgabe AS (KRASSOVSKI-Ellipsoid) die aktuellste Kartengrundlage.

Über Fixpunktanalyse wurden Luftbilder und Karten ohne Koordinatennetz sowie Karten im KRASSOVSKI-System auf diese Grundlage georeferenziert. Die dabei erzielten Ergebnisse, insbesondere für historische Karten, waren für die ausgewählten Fixpunkte von hoher Genauigkeit. Dadurch konnten die Lagefehler der alten Kartenwerke festgestellt und

quantifiziert werden und ihre Einarbeitung in das GIS wurde möglich. Obwohl die Geocodierung der Luftbilder neueren Datums (seit 1953) mit geringeren Abweichungen durchgeführt werden konnte, war ihre Einarbeitung in das GIS zur Feststellung kurzfristiger Küstenveränderungen nicht sinnvoll (TIEPOLT, 1995 und 1997; TIEPOLT u. SCHUMACHER, 1998).

Die Art und Weise der Verarbeitung der Daten wird hier nur kurz aufgeführt:

1. Scannen und Geocodieren aller Karten und Luftbilder
2. Digitalisierung der Ufer- und Kliffkanten- bzw. Dünenfußlinie
3. Erarbeitung einer Küstenkilometrierung im 100-m-Abstand
4. Verschneidung der Karten und Luftbilder untereinander und mit den anderen Kartensystemen
5. Ermittlung der Küstenveränderungen über Streckenmessung der Abstände der Küstenlinien
6. Tabellarische und graphische Darstellung der Ergebnisse (Microsoft Excel)
7. Zusammenfassung der Messdaten mittels unterschiedlicher mathematisch-statistischer Methoden und ihre tabellarische und grafische Darstellung (Microsoft Excel)

3. Ergebnisse

3.1 Bewertung der Datenvorlagen hinsichtlich ihrer Aussagefähigkeit für Küstenveränderungen

Trotz der aufgeführten, allgemeinen Problemübersicht ist vor der folgenden, eingehenden Fehlerbetrachtung eindeutig festzustellen, dass die vorliegenden Karten, Luft- und Satellitenbilder das detaillierteste, mögliche Zustandsbild des Untersuchungsgebietes liefern.

Mit diesen Vorlagen und mittels des oben beschriebenen und verwendeten Geoinformationssystems ist es möglich, alle Karten einer eingehenden Genauigkeitsanalyse zu unterziehen und sie erstmals ohne manuelle Bearbeiter-, Zeichen- und Messfehler auszuwerten. Neben dem optischen Vergleich bietet das Geoinformationssystem bzw. die verwendete lineare konforme Transformation die Möglichkeit, die Abweichungen für die Fixpunkte abzulesen und bei Bedarf zu korrigieren.

Zur Quantifizierung küstendynamischer Prozesse im Untersuchungsgebiet seit 1692 wurden letztendlich nachstehende Kartenwerke ausgewählt, die flächendeckend für folgende Zeitschnitte repräsentativ sind:

- 1692–1696 Schwedische Matrikelkarten

Die Schwedischen Matrikelkarten sind die erste zuverlässige Datenquelle für die Bearbeitung bzw. Feststellung der ablaufenden küstendynamischen Prozesse. Diese Karten repräsentieren das erste auf Vermessung beruhende Zustandsbild der nordwestpommerschen Boddenlandschaft.

Die Schwedischen Matrikelkarten wurden bereits von einer Vielzahl von Wissenschaftlern unterschiedlicher Arbeitsgebiete untersucht, wobei alle zunächst vor dem Problem der Einpassung dieses Kartenwerkes in moderne Kartensysteme standen. Ursache für diese Schwierigkeiten ist der nicht exakt ermittelbare Maßstab der jeweiligen Einzelkarten. Einige Bearbeiter seien hier mit ihren Maßstabsergebnissen stellvertretend aufgeführt:

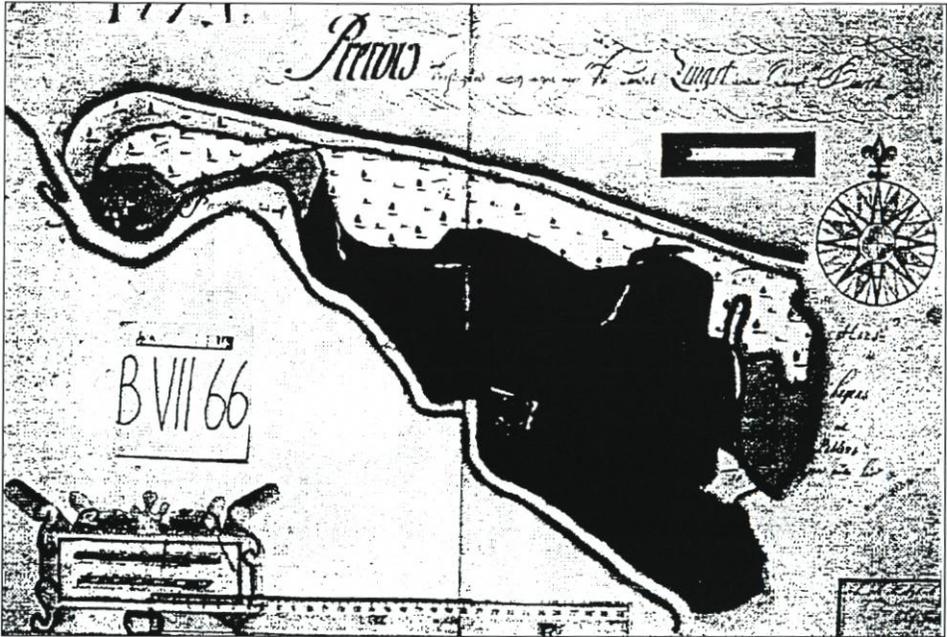


Abb. 2: Matrikelkarte (Blatt Prerow) der Schwedischen Landesaufnahme von 1692–1696

a) HAGENOW (1840)	Maßstab 1 : 6500
b) ETHE (1874)	Maßstab 1 : 8000
c) OTTO (1913)	Maßstab 1 : 8003
d) DROLSHAGEN (1920)	Maßstab 1 : 8000
e) CURSCHMANN (1950)	Maßstab 1 : 8333,3
f) RUBOW (1960)	Maßstab 1 : 8122
g) FUKAREK (1961)	Maßstab 1 : 8181

Die Maßstabsproblematik wurde ausführlich in der Dissertationsschrift „Länderschließung, Landnutzung und Landerhaltung in der nordwestpommerschen Boddenlandschaft seit 1692“ des Verfassers (TIEPOLT, 1993) behandelt, so dass hier nur das Ergebnis dargestellt werden soll.

Der in dieser Arbeit ermittelte Maßstab betrug 1 : 8187 bei einer Lagegenauigkeit für 14 ausgewählte Fixpunkte von kleiner 20 m (Wert mit der größten Abweichung, unter Berücksichtigung des Topographischen Kartenfehlers von 4,5 m).

Bei der Verwendung der Schwedische Matrikelkarte ist des Weiteren zu beachten, dass die Karte eine Steuerkarte ist, d.h. steuerrelevante Gebiete (Häuser, Ackerflächen) sind detailgetreu dargestellt. Demgegenüber sind die für das Projekt interessanten Flächen im Küstenbereich mit weniger Sorgfalt vermessen und dargestellt worden (Messpunktabstand 80–120 m). Außerdem barg das einfache Messverfahren der Triangulation, d. h. der Winkel- und Streckenmessung mittels Bussole und Messkette, weitere Ungenauigkeiten in sich. Gerade in den interessanten Gebieten des Westdarß bzw. Darßer Waldes gab es für die schwedischen Landvermesser keine Anhalts- bzw. Fixpunkte, so dass diese Karte in sich Verzerrungen birgt, die auch mit den modernen Möglichkeiten des Geoinformationssystems nur schwer korrigierbar sind.

Bis auf die Hertesburg konnten leider keine weiteren Fixpunkte für das Untersuchungsgebiet zweifelsfrei (über 300 Jahre) ermittelt werden, so dass sich die Einarbeitung in das GIS sehr problematisch erwies. So mußten diese Karten vor allem unter Zuhilfenahme von geologischen, geomorphologischen und landeskulturellen Aspekten geocodiert werden, was zu einer erheblichen Vergrößerung des Aufwandes bei gleichzeitiger Abnahme der Genauigkeit führte. Aus diesem Grund konnten bisher nur die Gebiete des Westdarß, der Prerower Bucht bis nördlich der Hertesburg ausgewertet werden. Trotz mehrfacher Versuche mit modernster Rechentechnik ist es bisher nicht gelungen, die Karten des Ost-Zingst, besonders im Gebiet der Sundischen Wiese mit einer hinreichenden Genauigkeit in moderne Kartensysteme einzupassen.

• 1834–1836 Preußische Urmesstischblätter

Die Preußischen Urmesstischblätter entstanden im Ergebnis der Angliederung Pommerns an Preußen (1815). Ihre Darstellung zeichnet ein gutes Übersichtsbild über den Zustand der nordwestpommerschen Boddenlandschaft in den Jahren 1834–1836. Auch ihre Abbildung im später weiter gebräuchlichen Messtischblattformat bei einem Maßstab von 1:25 000 erweist sich als vorteilhaft für die Bearbeitung. Leider sind diese Karten, von eingesetzten Offizieren der preußischen Armee vermessen, in sich bzw. besonders an den Kartenrändern und damit am Anschluss zu den benachbarten Karten mit einer relativ hohen Ungenauigkeit (um 30 m) versehen, so dass auch ihre Einarbeitung in das GIS größere Schwierigkeiten in sich birgt.

Trotzdem konnten die Karten für einen Großteil des Untersuchungsgebietes ausgewertet und dargestellt werden.

• 1884–1886 Preußische Messtischblätter

Die Preußischen Messtischblätter stellen das erste, auch nach heutigen vermessungstechnischen Anforderungen, zuverlässige Ausgangsmaterial dar. Hinzu kommt der positive Umstand, dass die Urkarten der Preußischen Messtischblätter bis in die 30iger Jahre dieses Jahrhunderts berichtigt worden sind, wobei sich diese Berichtigung lediglich auf die Veränderungen in der Infrastruktur und Blattschnittgrundlagen bezog. Dabei wurden bei der Berichtigung größtenteils die dargestellten Ufer- und Kliffkantenbereiche unverändert übernommen.

• 1937 Deutsche Luftbildkarte

Die Deutsche Luftbildkarte ist für die Untersuchungen der küstendynamischen Prozesse besonders wertvoll, da hier die Vorteile des Luftbildes mit den Vorteilen einer Karte (Entzerrung, Gitternetz, einheitlicher Maßstab) verbunden wurden. Als problematisch erweist sich hier jedoch die präzise Festlegung der Ufer- bzw. Kliffkante durch die Überstrahlung der submarinen Strukturen am Wasser-Strand-Wechsel, durch die kamera- und flughöhenabhängige Aufnahme mit ihren Verzerrungen, sowie die ungenaue Kliffkantenbestimmung durch Bewuchs, besonders an Küstenwaldrändern bzw. durch dominante Dünen im Strandbereich. Für die Bearbeitung dieser und folgender Luftbilder war es erforderlich, mehrmals eingehende Strandbegehungen durchzuführen, um den Aufbau der Strände genau zu dokumentieren, um damit die notwendigen Rückschlüsse auf die im Luftbild dargestellten Formen durchführen zu können. Über eine mehrfach wiederholte, korrigierte Georeferenzierung liegen die Lagefehler unter 4 m.

• 1983 (1991) Topographische Karte AV 10

Wie bereits mehrfach erwähnt, wurde dieses Kartenwerk als Grundlage für die Projektbearbeitung gewählt. Dafür gab es mehrere Gründe:

- Kartengrundlage ist die Transverse-Mercator Projektion, Bessel-Ellipsoid mit 3 Grad breiten Meridianstreifen
- die Karte war zu Beginn der Projektbearbeitung das aktuellste Gesamtkartenwerk für das Untersuchungsgebiet (Ausnahme: Top AS 1988 aber mit KRASSOVSKI-Ellipsoid)
- diese Karte ließ sich am einfachsten mit der Mehrzahl der historischen und topographischen Karten sowie der Deutschen Luftbildkarte vergleichen
- sie lag in mehreren Neuauflagen vor, wobei die Ufer- bzw. Kliffkanten (zuletzt 1991) den Zustand von 1983 repräsentierten

Für die topographischen Karten ist festzustellen, dass eine Geocodierung über die Verwendung der Kreuzungspunkte des GAUSS-KRÜGER-Koordinatennetzes so lange durchgeführt wurde, bis der Lagefehler dieser Fixpunkte unter 1,5 m lag.

Zusammenfassend ist zu bemerken, dass die Verarbeitung von historischen Karten sowie Luft- und Satellitenbildern mit Hilfe moderner Geoinformationssysteme ein wichtiges und geeignetes Mittel zur Untersuchung von küstendynamischen Prozessen ist, wobei in jedem Fall eine detaillierte Fehlerbetrachtung einschließlich einer Toleranzangabe durchzuführen ist. Dabei ist zu beachten, dass sich ein zunächst großer Darstellungsfehler bei historischen Karten und die daraus resultierende, scheinbar zu hohe Toleranzabweichung aufgrund der großen, zeitlichen Abstände und damit der stärkeren Küstenveränderungen relativieren.

So muss abschließend betont werden, dass die Verarbeitung historischer Karten und älterer Luftbilder neben den bekannten Bearbeitungsfeldern innerhalb der regionalen Geographie, der historischen Forschung, der Chronikerstellung und landeskultureller Entwicklungsanalysen (Flächenentwicklungen, Siedlungs- und Bevölkerungsstruktur, Wegenetz, natürliche und künstliche Vorfluter) sowie weiterer, historisch relevanter Forschungen auch ein wichtiges Hilfsmittel bei der Untersuchung langfristiger, küstendynamischer Prozesse sein kann und muss.

3.2 Historisches Küstenverhalten im Untersuchungsgebiet

Trotz aller Probleme der einzelnen Datenquellen (vgl. Kap. 3.1) können bei sorgfältiger wissenschaftlicher Analyse aussagekräftige Raum-Zeit-Diagramme des Küstenverhaltens abgeleitet werden. Diese Diagramme basieren auf ca. 25 000 Mess- und Rechenwerten, die aus diesem Projekt für das gesamte Untersuchungsgebiet ermittelt wurden.

Das Küstenverhalten der Uferlinie des Westdarßes zwischen Küstenkilometer 186,000 und 192,000 wird in Abb. 3 widergespiegelt. Die Raum-Zeit-Variation der Uferlinie dieses Küstenabschnittes ist relativ unkompliziert. Für alle dargestellten Zeitschnitte zwischen 1692 und 1983 sowie jeden gemessenen Küstenpunkt (Abstand 100 m) kann ein allgemeines Rückgangsverhalten nachgewiesen werden, welches jedoch in Raum und Zeit indifferent ist. Der durchschnittliche Rückgang der Uferlinie dieser Küstenstrecke hat mit 1,69 m/Jahr sein Maximum im Zeitraum 1692–1835 und nimmt bis zu seinem Minimum im Zeitschnitt 1885 bis 1937 ab (vgl. Abb. 4). In den letzten 50 Jahren dieses Jahrhunderts ist der Rückgang der Uferlinie wieder im Ansteigen begriffen.

Das Rückgangsverhalten zwischen 1692 und 1835 erscheint räumlich relativ einheitlich. Jedoch wird eine generelle Abnahme von SW nach NE deutlich (vgl. Abb. 3). Im Zeitraum 1835 bis 1885 ist das Bild stark differenziert. Es existieren mehrere Maxima und Minima, der

Küstenverhalten der Uferlinie am Westdarß (Kkm 186,000-192,000)

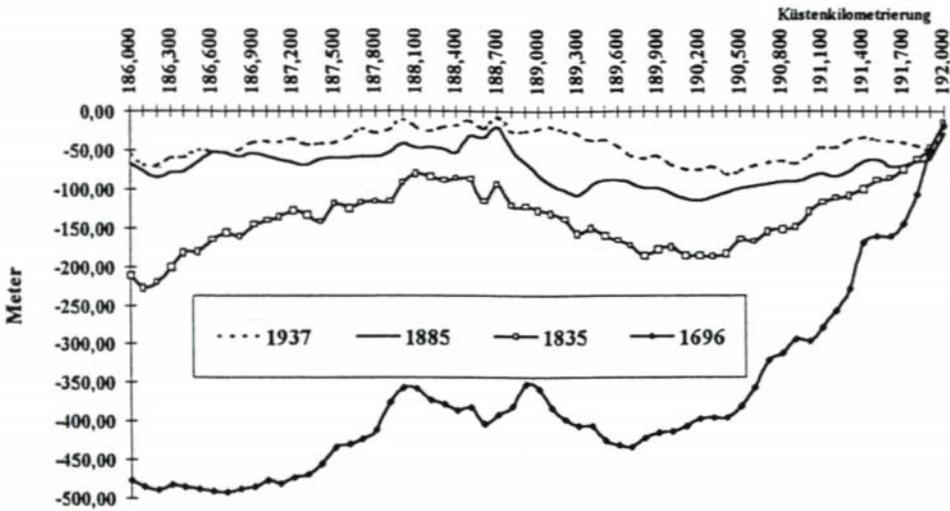


Abb. 3: Küstenverhalten der Uferlinie am Westdarß seit 1692 zwischen Kkm 186,000 und 192,000

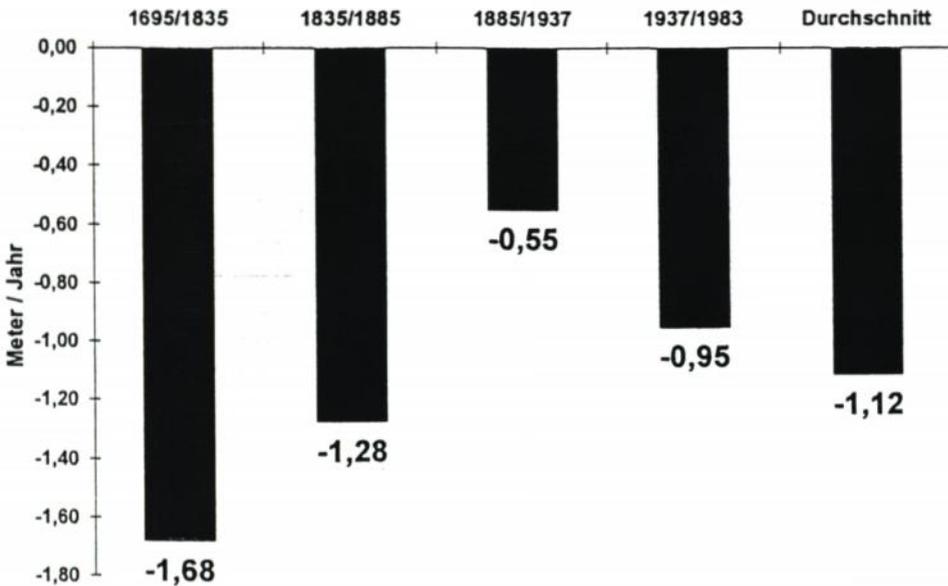


Abb. 4: Durchschnittliches jährliches Küstenverhalten der Uferlinie am Westdarß (Kkm 186,000-192,000)

generelle SW-NE-Trend bleibt aber auch hier erhalten. In den Zeitschnitten 1885–1937 und 1937–1983 ist die räumliche Variation ebenfalls stark. Ein SW-NE-Trend besteht nicht mehr.

Das Verhalten der unteren Kliffkante (Dünenfuß) entspricht in den betrachteten Zeiträumen grundsätzlich dem der Uferlinie (vgl. Abb. 5). Einer der wenigen Unterschiede besteht darin, dass im Zeitabschnitt 1885–1937 der Dünenfuß am Westdarß im Durchschnitt wesentlich schneller zurückweicht als die Uferlinie (vgl. Abb. 3).

An die abrasive Küstenstrecke des Westdarßes schließt ab Küstenkilometer 192,000 die Hakenbildung des Darßer Ortes an. Das Akkumulationsverhalten (vgl. Abb. 6) weist starke Zuwachsraten von 1885–1937 auf. In den Zeiträumen 1695–1835, 1835–1885 und 1937–1983 sind geringe Zuwachsraten zu verzeichnen.

Die sich anschließende Prerowbucht zwischen Küstenkilometer 195,000–198,200 weist ebenfalls akkumulative Bedingungen auf, die durch ein ständiges Vorrücken der Uferlinie (vgl. Abb. 7) gekennzeichnet sind. Auffällig ist, dass von 1835 bis 1937 hohe Anlandungsraten von ca. 5–6 m/Jahr auftreten, während für die anderen Zeiträume eine seewärtige Verlagerung von ca. 2 m/Jahr gemessen werden konnte.

Zwischen den Küstenkilometern 198,000–199,000 erfolgt der Umschlag zwischen Abrasion und Akkumulation. Die anschließende Küstenstrecke vom Zingst ist zumindest bis zum Küstenkilometer 217,000 durch abrasive Bedingungen gekennzeichnet. Der Rückgang der Uferlinie unterliegt dabei starken räumlichen und zeitlichen Schwankungen, wobei er im Westen (ca. 0,5 m/Jahr) stärker als im Osten (ca. 0,3 m/Jahr) ist (vgl. Abb. 8). Die akkumulativen Verhältnisse vor der Ortslage Zingst (Kkm 209,000–212,000) seit 1937 sind auf Küstenschutzmaßnahmen zurückzuführen. Diese Maßnahmen sind auch Ursache für das Verhalten der Kliffkante, die seit 1937 stabil gehalten wurde. Der durchschnittliche jährliche Uferlinienrückgang von 0,39 m/Jahr ist gegenüber dem Westdarß relativ niedrig (vgl. Abb. 9). Der höchste durchschnittliche Rückschnitt / Jahr von 0,53 m fällt in den Zeitraum von 1835–1885.

Die anschließenden Küstenstrecken am Bock und Gellen sind nicht untersucht worden, da zum einen keine Daten vorhanden waren bzw. vorliegendes Datenmaterial aufgrund feh-

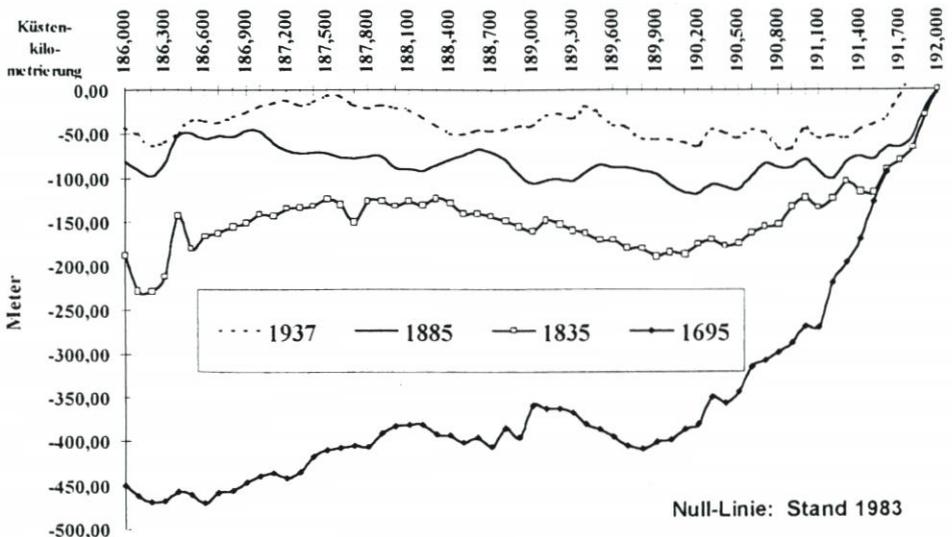


Abb. 5: Küstenverhalten der Kliffkante am Westdarß seit 1692 zwischen Kkm 186,000 und 192,000

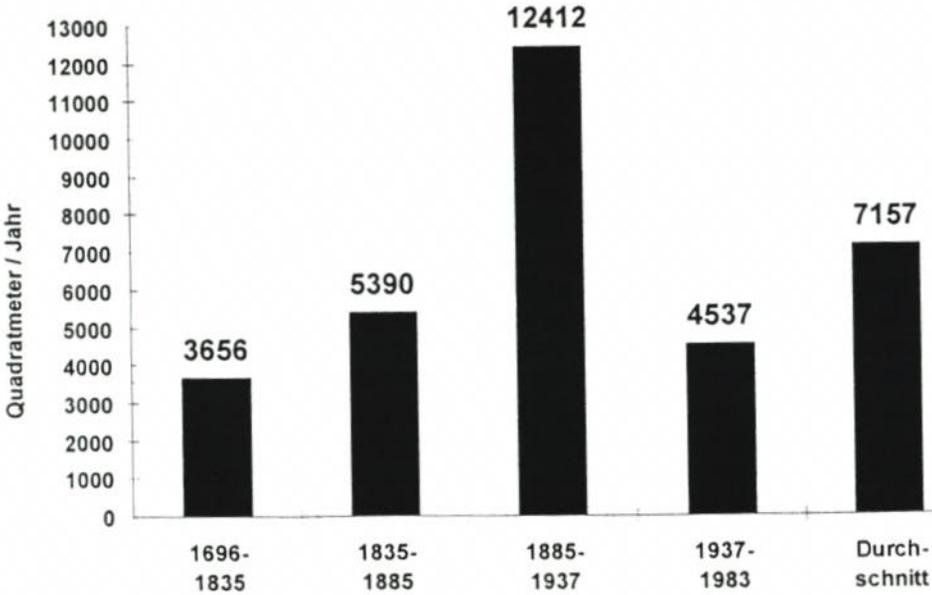


Abb. 6: Flächenveränderungen am Darßer Ort (Kkm 192,000-195,000)

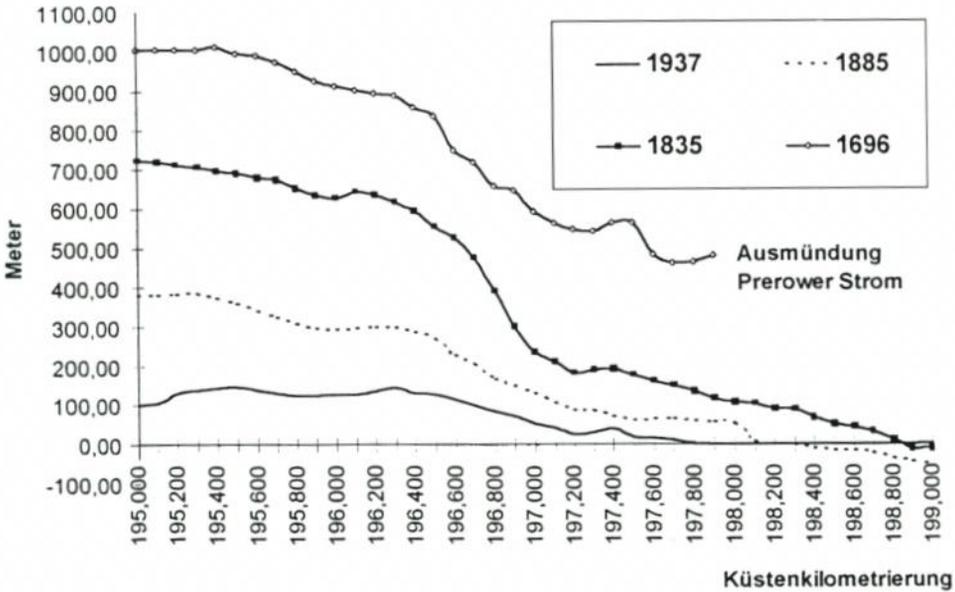


Abb. 7: Küstenverhalten der Uferlinie in der Prerower Bucht (Kkm 195,000-199,000)

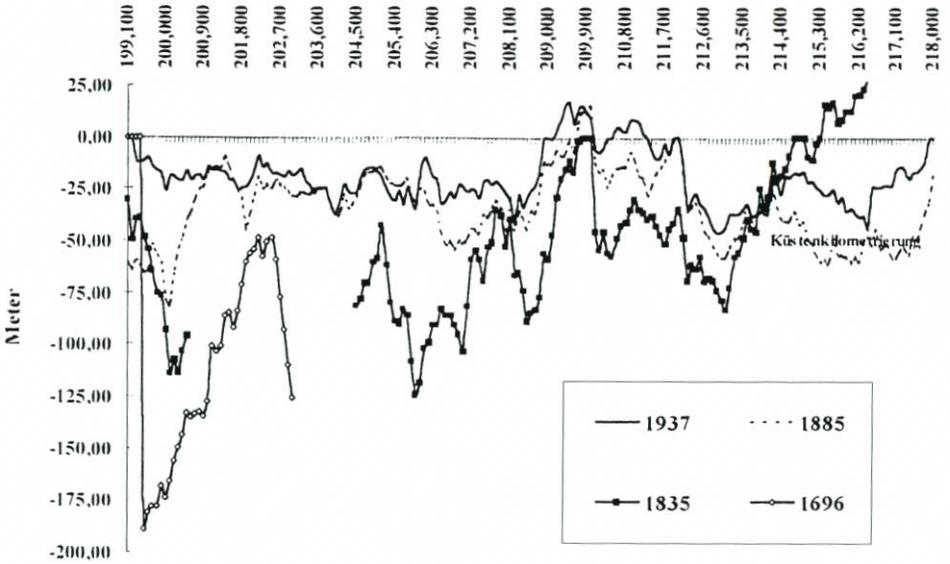


Abb. 8: Küstenverhalten der Uferlinie am Zingst zwischen Kkm 199,000 und 218,000

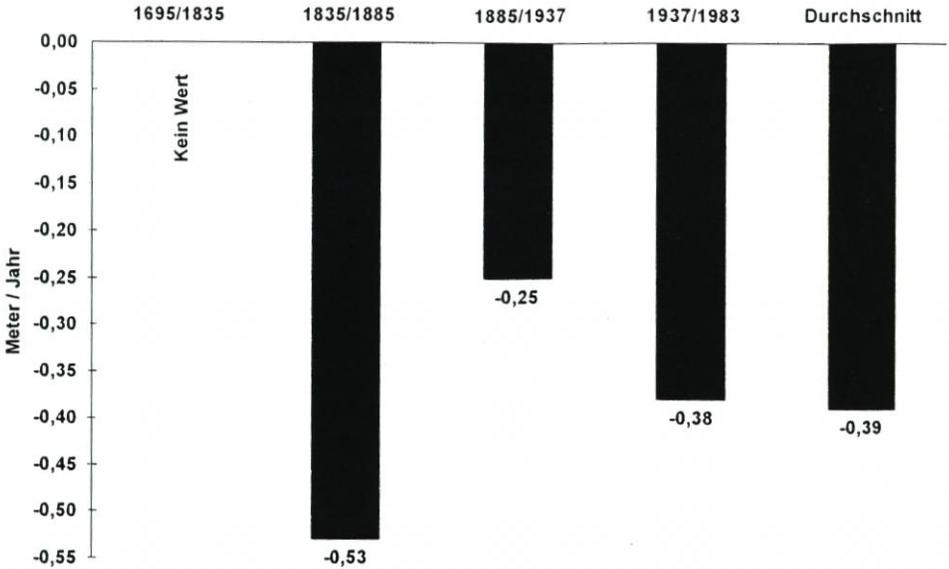


Abb. 9: Durchschnittliches jährliches Küstenverhalten der Uferlinie Prerowbucht (Kkm 195,000-199,000) zwischen benachbarten Zeitschnitten

lender Fixpunkte nicht für das GIS aufbereitet werden konnte. Beide Küstenstrecken werden jedoch durch akkumulative Bedingungen gekennzeichnet (REINHARD, 1953 u. 1956).

Die Nord-Süd verlaufende Uferzone von Hiddensee weist ein räumlich sehr stark differenziertes Verhalten seit 1885 (vgl. Abb. 10) auf, so dass verallgemeinernde Aussagen schwierig sind. Die fehlenden Zeitschnitte von 1692 und 1835 beruhen zum einen auf der Nichtverfügbarkeit der Schwedischen Matrikelkarte von Hiddensee (1692) und der zu großen Fehlerbehaftung des Preußischen Urmesstischblattes (1835) nach der Einarbeitung in das GIS. Beide Karten kamen nur ausschnittsweise für die Flächenbetrachtungen am Bessin zur Anwendung.

In der Abb. 11 wurden drei charakteristische Abschnitte (Kkm H3,200–6,300; Kkm 6,400–8,400; Kkm 8,500–12,800) zusammengefasst. Dabei ist zu erkennen, dass im nördlichen Abschnitt ein durchschnittlicher jährlicher Rückgang der Uferlinie von 0,31 m besteht. Demgegenüber sind im mittleren Teil kaum Veränderungen nachweisbar. Im südlichen Teil erhöht sich die Abrasion auf 0,8 m/Jahr.

Den östlichen Abschluss des untersuchten Gebietes bilden die Haken Alt- und Neubessin, die im gesamten Zeitraum seit 1692 Akkumulation unterschiedlicher Intensität aufweisen. Der Flächenzuwachs der Haken ist für den Zeitraum von 1692–1885 mit jährlich 2000 Quadratmetern ausgewiesen (vgl. Abb. 12). Dieser Flächenzuwachs vervielfacht sich im 20. Jhd. auf 7–8000 Quadratmeter/Jahr.

3.3 Geomorphologische Charakteristik

Der Untersuchungsraum Fischland-Darß-Zingst-Hiddensee ist das westlichste Glied der mecklenburgisch-vorpommerschen Boddenausgleichsküste und wird zum überwiegenden Teil durch Flachküstenabschnitte geprägt. Langgestreckte flache Sandstrände, gesäumt von Dünengürteln bilden das charakteristische Element der Außenküste. Pleistozäne Steil-

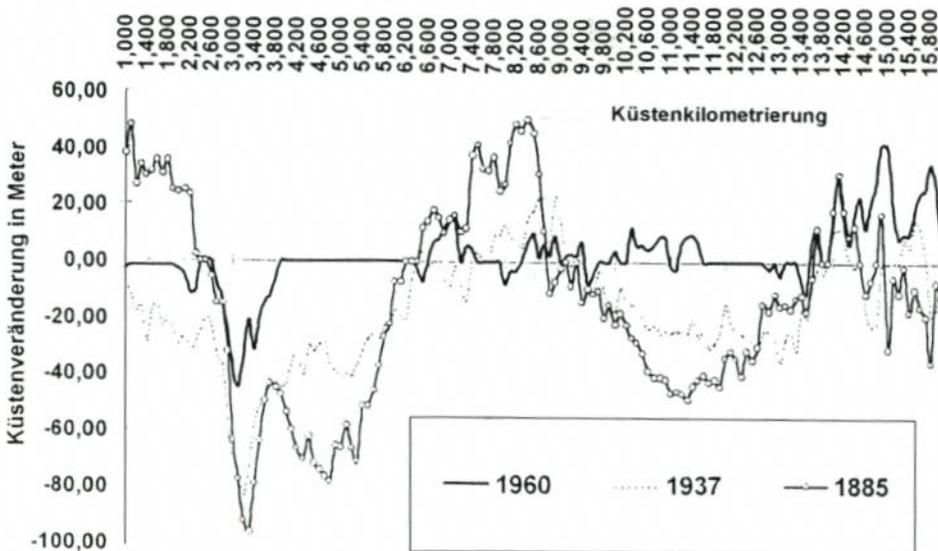


Abb. 10: Küstenveränderungen der Uferlinie von Hiddensee seit 1885

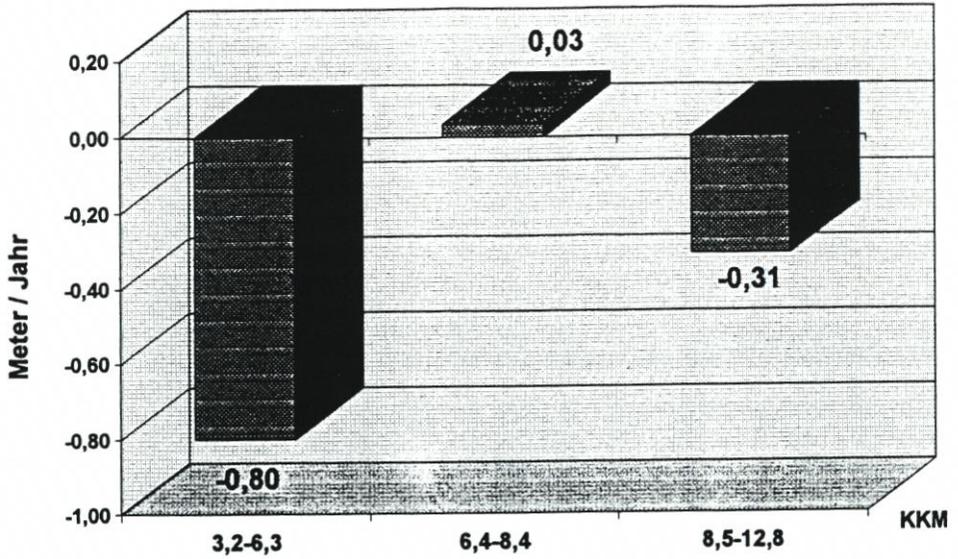


Abb. 11: Jährliche Küstenveränderungen der Uferlinie von Hiddensee von 1937–1983

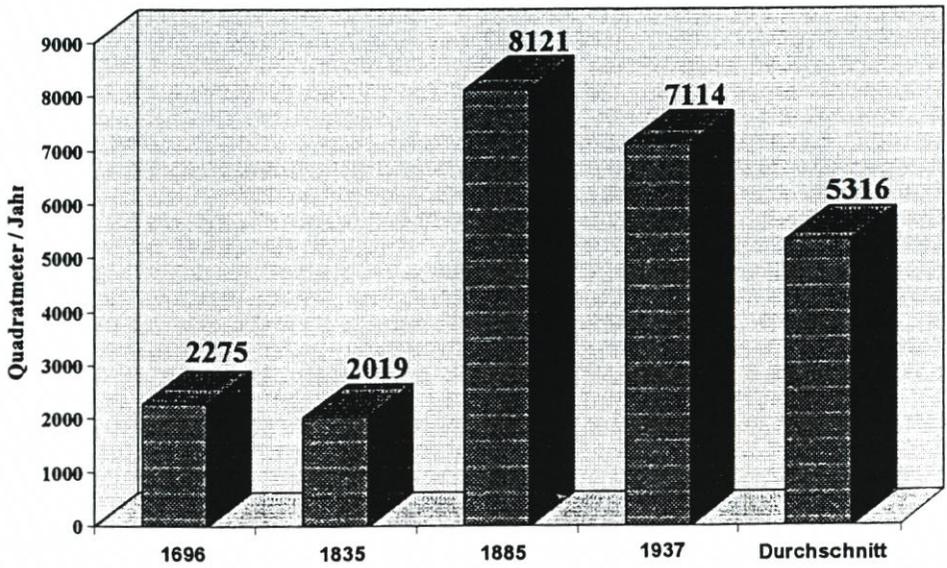


Abb. 12: Flächenveränderungen am Bessin (Hiddensee)

uferstrecken sind nur in geringer Ausdehnung am Fischland bei Dierhagen sowie von Wustrow bis Ahrenshoop und mit dem Dornbusch im Norden der Insel Hiddensee zu finden (vgl. Abb. 1). Vom Küstenverlauf kann das Untersuchungsgebiet in 3 Hauptabschnitte gegliedert werden:

1. Die SSW-NNE verlaufende Küstenzone von Dierhagen bis Darßer Ort
2. Die W-O verlaufende Küstenzone vom Darßer Ort bis zum Bock
3. Die N-S verlaufende Küstenzone der Insel Hiddensee

Die Betrachtung der geomorphologischen Verhältnisse dieser drei Küstenabschnitte erlaubt erste Aussagen zur Küstendynamik und zum Küstenverhalten. Dabei sind insbesondere die küstennahen Sandriffe als Indikatoren der Kausalkette: Klima-Wellenauflauf-Sandbewegung-Morphologie zu werten. Für den Raum Fischland-Darß-Zingst-Bock wurden die vorhandenen Luftbildserien bezüglich der Sandrifftopographie untersucht (KRAUSE, 1996).

3.3.1 Geomorphologische Charakteristik der Küstenzone von Dierhagen bis Darßer Ort

Von Dierhagen bis Wustrow ist die Flachküste durch einen relativ breiten und gering geneigten Sandstrand gekennzeichnet. Von Süd nach Nord nimmt die Strandbreite von ca. 60 m auf ca. 40 m ab, um dann im Bereich der Steilküste des Fischlandes auf eine mittlere Breite von 5 m zurückzuweichen. Der schmale Geröllstrand bietet dem Fischlandkliff wenig Schutz, so dass das Kliff schon bei geringer Welleneinwirkung angeschnitten wird. Dementsprechend sind die Rückgangsraten mit durchschnittlich 0,8 Meter/Jahr relativ hoch.

Nördlich des Fischlandkliffs nimmt die Strandbreite kontinuierlich in Richtung Darßer Ort ab (Ahrenshoop ca. 30 m, Rehberge ca. 20 m, Esper Ort ca. 10 m). Mit dem Übergang in das Akkumulationsgebiet Darßer Ort nimmt die Strandbreite wieder zu.

In allen Luftbildserien von 1937–1992 herrschen im Küstenvorfeld von Dierhagen bis Esper Ort bogenförmige Sandriffstrukturen vor (vgl. Abb. 17). Grundsätzlich ist eine dachziegelartige Anordnung der Sandriffe von Süd nach Nord zu verzeichnen. Von einem südlichen Ansatzpunkt am Strand laufen die einzelnen Sandriffe nach mehreren Kilometern aus. Eine derartige Sandriffkonfiguration verweist auf einen vorherrschenden Küstenlängstransport in nördliche Richtung, was gut mit den dominanten West- bis Südwestwinden korreliert. Kleinere SW-verlaufende Querstrukturen sind vermutlich Relikte N-S-gerichteter Transportbedingungen bei Windeinwirkungen aus nördlichen Richtungen.

Die bogenförmige Ausbildung zahlreicher Riffsegmente spricht für eine starke Ausprägung küstennormaler Transportprozesse in diesem Küstenabschnitt (vgl. KRAUSE, 1996). Aus morphodynamischer Sicht ist die Küstenstrecke als abrasiver Durchfrachungsraum mit einem Nettosedimenttransport in nördliche Richtung zu betrachten (vgl. Abb. 19).

Der Hauptteil des nach Norden transportierten Sedimentes kommt am Darßer Ort zur Ablagerung. Das Wachstum, die Dynamik und die geomorphologischen Formen der Landspitze Darßer Ort sind eingehend bei KOLP (1978) beschrieben. Strandverbreiterung sowie subaerische und submarine Aufbauformen (Strandwälle, Dünen, Querrippeln und Schaar) belegen den akkumulativen Charakter dieses Gebietes. Die Sedimentzufuhr erfolgt über zwei küstenparallele Sandriffe, die etwa im Bereich Esper Ort ansetzen (vgl. Abb. 17). Diese Sandriffe zeigen einen geradlinigen Verlauf und weisen damit auf ein Überwiegen der küstenlateralen Transportkomponente ab Esper Ort hin. Die Sandriffe enden auf der NO-Spitze der Darßer Schaar.

Ein kleineres Sandriffsystem setzt dann erst wieder im Bereich der Bernsteininsel ein. Sein N-S-Verlauf ist Hinweis auf einen südwärts gerichteten Sedimentversatz.

3.3.2 Geomorphologische Charakteristik der Küstenzone von Darßer Ort bis Bock

Der „Nordstrand“ von Prerow ist durch einen sehr breiten und flach geneigten Strand gekennzeichnet. Die Strandbreite nimmt von ca. 120 m in Richtung Zingst auf unter 50 m ab und beträgt zwischen Zingst und Pramort ca. 20–30 m. Vor dem Nordstrand von Prerow sind in der Regel 2–3 Sandriffe ausgebildet, wobei die inneren Sandriffe bogenförmigen und das äußere Sandriff geradlinigen Verlauf besitzen. Vom Freesenbruch bis zum Bock existieren zwei Sandriffe. Das äußere Sandriff verläuft geradlinig und weist eine dachziegelartige Anordnung von West nach Ost auf. Der Riffaufbau von Prerow bis zum Bock spricht für ein Überwiegen der küstenparallelen Transportprozesse, wobei vom Zingst bis zum Bock die W-O-Richtung und vom Freesenbruch bis Prerow die O-W-Richtung dominiert. Die Ablagerung des verfrachteten Materiales erfolgt zwischen Gellen und Bock sowie am Nothafen Darßer Ort. Stärkere küstennormale Transportkomponenten sind nach der Riffkonfiguration am Nothafen, im Bereich des Freesenbruches und am Ostende des Bock (vgl. Abb. 19) zu erwarten.

3.3.3 Geomorphologische Charakteristik der Küstenzone der Insel Hiddensee

Der Sandstrand der Flachküste der Insel Hiddensee besitzt relativ einheitliche Strandbreiten von 20–40 Metern. Minimale Strandbreiten sind lokal am Küstenknick beim „Harten Ort“, südlich der Ortschaft Vitte, südlich Hassenort und zwischen Küstenkilometer H 3,000 und H 4,000 zu finden. Dies sind anscheinend die Bereiche mit wechselnden Transportverhältnissen sowie küstennormal ausgeprägten Transporttendenzen (vgl. Abb. 20). Vom Harten Ort bis zur Südspitze des Gellen kann ein fast durchgängiges, äußeres Sandriff beobachtet werden (vgl. Abb. 18). Dieses Riff verläuft geradlinig und weist auf die Dominanz küstenparalleler Transportvorgänge vor Hiddensee hin. Die dominante Transportrichtung ist Nord-Süd und kommt in den Akkumulationsverhältnissen am Gellen zum Ausdruck. Lediglich zwischen Vitte und Hucke ist aus der Sandriffkonfiguration ein Transport in Nordrichtung abzuleiten. Am Steilufer des Dornbusch herrschen Transportverhältnisse in Ostrichtung vor. Das hier abgetragene Material kommt in der Libbenbucht zur Ablagerung und dient zum Aufbau der Hakenbildungen am Bessin (vgl. Abb. 12).

3.4 Aero-, hydro- und morphodynamische Wechselwirkungen

Im Folgenden sollen die festgestellten Küstenveränderungen verallgemeinernd betrachtet werden, um daraus Aussagen zu den aero-, hydro- und morphodynamische Wechselwirkungen abzuleiten. Der Darßer Weststrand ist weitgehend unbeeinflusst von Küstenschutzmaßnahmen und deshalb für Verallgemeinerungen prädestiniert.

Schematisiert man sein Küstenverhalten wie in der Abb. 13, so werden z. B. für die Zeiträume 1885–1937 und 1937–1983 völlig unterschiedliche dynamische Verhaltensweisen

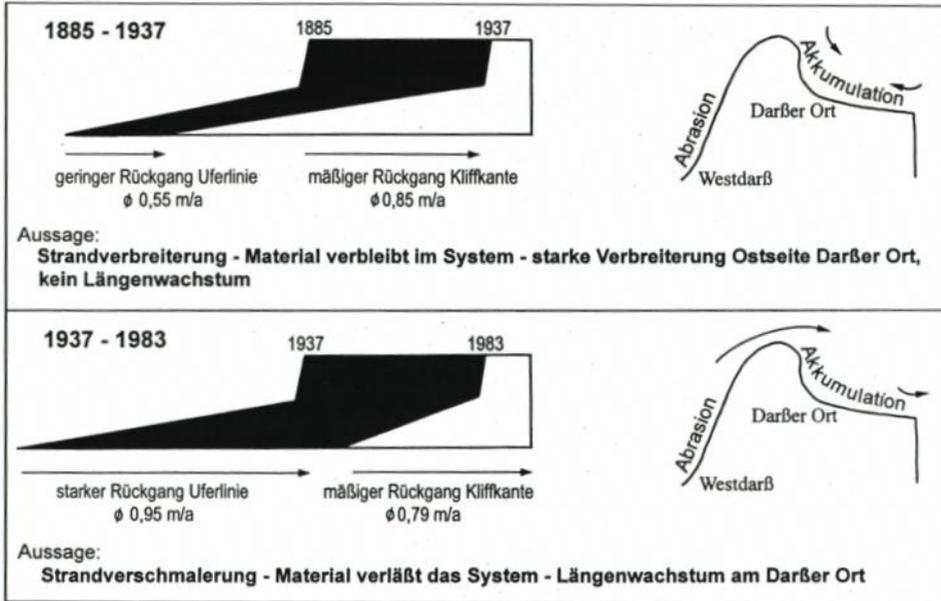


Abb. 13: Schematisches Küstenverhalten am Westdarß in den Zeitschnitten 1885-1937 und 1937-1983

deutlich. Im Zeitraum 1885-1937 ist ein schnelles Zurückweichen der unteren Kliffkante zu verzeichnen. Gleichzeitig ist der Uferlinienrückgang gering, was zu positiven Strandverhältnissen (Strandverbreiterung) führt.

Demgegenüber kommt es im Zeitraum 1937-1983 durch vermehrte Strandzehrung bei gleichzeitiger Verminderung des Kliffabtrages zu einer Strandverschmälerung.

Daraus ist zu schlussfolgern, dass im erstgenannten Zeitabschnitt eine große Menge Material im Sedimenthaushalt des Darßer Weststrandes verbleibt, während im letztgenannten Zeitraum Sedimentmaterial das betrachtete Bilanzsystem verläßt.

Die morphologische Charakteristik des betrachteten Küstenabschnittes besteht gegenüber anderen Sandstränden in einem relativ schmalen und flachen Strand (vgl. Kapitel 3.3.1), dessen Dünenkliffstrecke ohne größere Wasserspiegelanhebungen schon bei stärkerem, auflandigem Wellenaufwurf unter Abbruch steht. Die Küstenkonfiguration zeigt einen SSW bis NNE gerichteten Küstenverlauf, der hinter dem Sandsporn des Darßer Ortes abrupt eine W-E-Richtung einnimmt. Aus der Literatur ist bekannt (KOLP, 1978), dass starke W- bis SW-Winde einen transportkompetenten Brandungsstrom in nordöstliche Richtung, zum Darßer Ort hin, erzeugen. Dieser sedimentbeladene Brandungsstrom läuft an der Spitze des Darßer Ortes seewärts aus, wodurch aufgrund der abnehmenden Transportkraft Sedimentakkumulation einsetzt (vgl. Abb. 19).

Das so abgelagerte Sedimentmaterial ist damit weitgehend dem Küstenhaushalt des Weststrandes entzogen. Bei Vorherrschen dieser Windrichtungen sollte ein negativer Materialhaushalt oder anders gesprochen ein starker Kliff- und Strandrückgang an der Darßer Westküste die Folge sein. Da aber die angesprochenen W- bis SW-Winde häufig niedrigere Wasserstände an der südlichen Ostseeküste verursachen, wird ihr Einfluss verstärkt auf den Abbau bzw. Rückgang der Uferlinie konzentriert sein, so dass sich ein stärkerer Uferlinien- als Kliffrückgang ergibt.

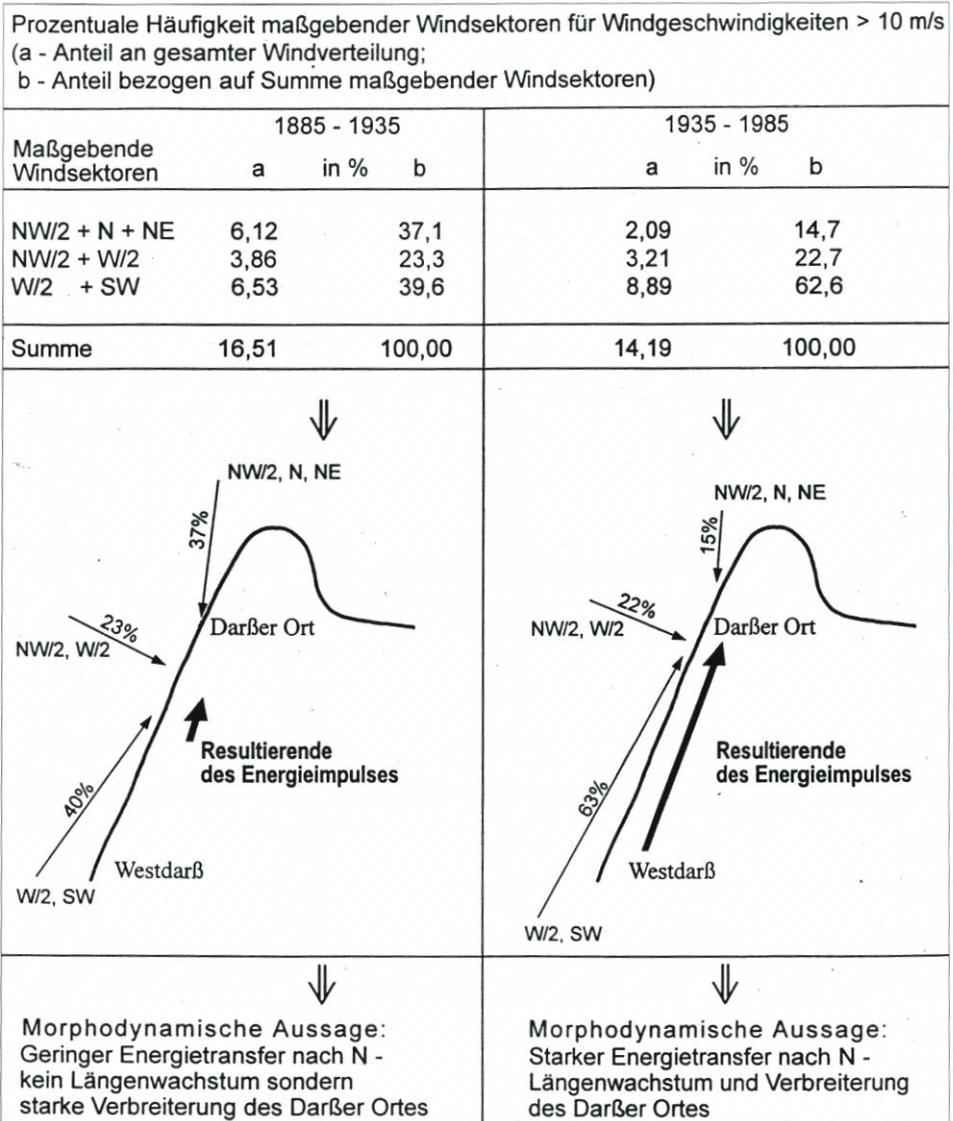


Abb. 14: Das Küstenverhalten am Westdarß in Beziehung zur durchschnittlichen Windcharakteristik

Starkwinde aus nördlicher bis nordöstlicher Richtung erzeugen demgegenüber einen SW-gerichteten Brandungslängsstrom, der das im betrachteten Küstenabschnitt abgetragene Sediment entsprechend nach SW verfrachtet. Auflandige, nördliche Winde bewirken an der südlichen Ostseeküste erhöhte Wasserstände, so dass die Dünenkliffstrecke unter diesen Bedingungen häufiger dem Wellenangriff ausgesetzt sein wird und somit höhere Kliffrückgänge normal sind. Gleichzeitig erhält das Bilanzsystem der Darßer Westküste eine erhöhte Menge Sedimentmaterial, das zur Strandstabilisierung bzw. -verbreiterung beiträgt. Unter letztgenannten Windbedingungen wird weiterhin die Schaar des Darßer Ortes abradiert (vgl.

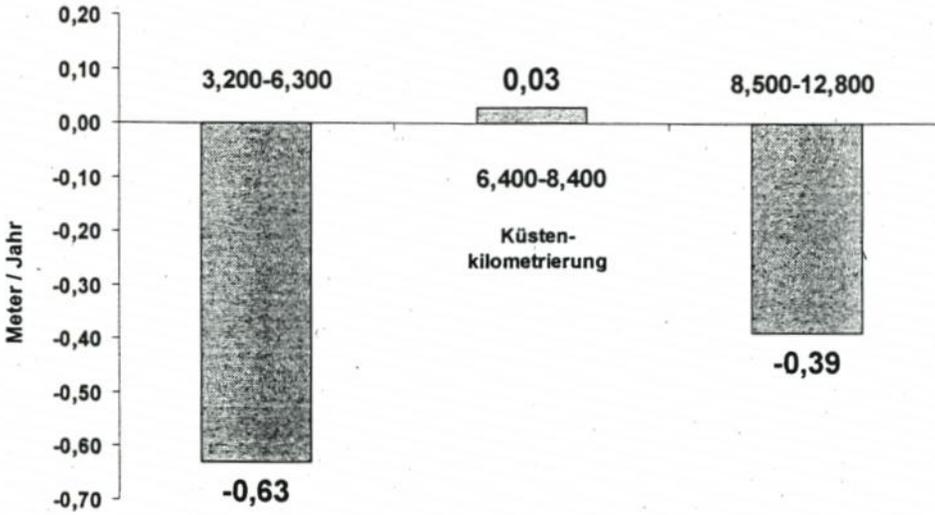


Abb. 15: Küstenverhalten der Kliffkante von Hiddensee zwischen 1885 und 1937

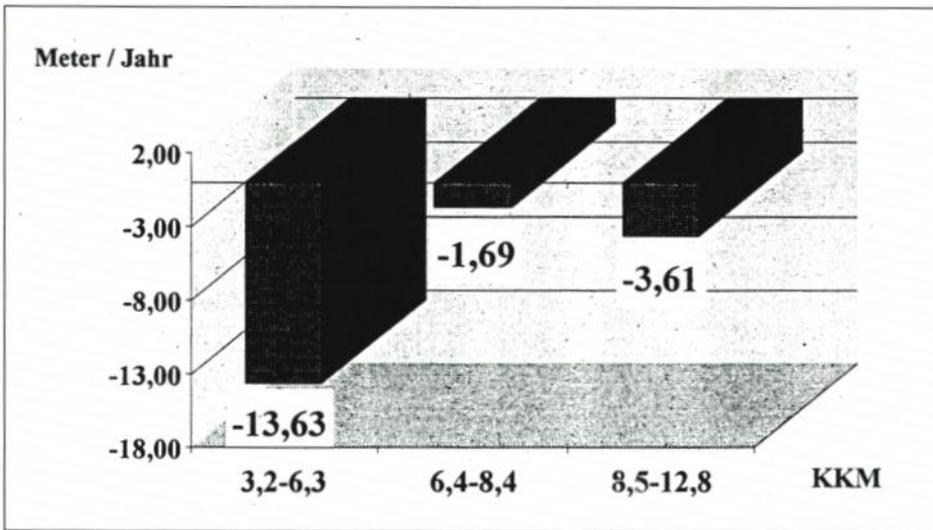


Abb. 16: Durchschnittliche Veränderungen der seeseitigen Dünenunterkante (SDUK) von Hiddensee zwischen November 1994 und 1995 (nach der Sturmflut)

KOLP, 1978) und das Material verstärkt in südliche Richtungen (zum Westdarß und zur Prerow-Bucht, vgl. Abb. 21) transportiert. Hieraus resultiert eine starke Verbreiterung der Landspitze Darßer Ort, was den enorm hohen Wert des Flächenzuwachses im Zeitschnitt 1885–1937 bedingt. Von 1695 bis 1835 ist die Flächenzunahme im Wesentlichen durch ein nach NE gerichtetes Längenwachstum geprägt. Die Zeiträume von 1835–1885 und 1937–1983 zeigen morphodynamisch sowohl Streckung als auch Verbreiterung für die Landspitze Darßer Ort.

Die Ursache für die beschriebene küstendynamische Konstellation am Darß dürfte in

Umstellungen der lokalen Windfelder, induziert durch großräumige Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation, zu suchen sein. In parallel laufenden Projektuntersuchungen des Meteorologischen Institutes der Universität Leipzig (TETZLAFF u. BECKMANN, 1994) wurden für das Untersuchungsgebiet Windmesswerte der Stationen Wustrow und Warnemünde analysiert und homogenisiert. Durch diese Arbeiten liegt eine geschlossene Windmessreihe von 1885 bis 1995 vor. Somit können die beschriebenen küstendynamischen Verhaltensmuster zumindest für die jüngeren Zeitschnitte (seit 1885) mit dem Verhalten der lokalen Windfelder dieses Zeitraumes korreliert werden. Hierzu wurden die zahlreichen Winddaten sehr stark komprimiert (Abb. 14). Berücksichtigung fanden nur Windstärken > 10 m/s und die für das Küstengeschehen an der Darßer Westküste zuständigen Windrichtungen. Die Windrichtungen wurden in 3 Gruppen zusammengefaßt:

Gruppe 1:	NW/2 + W/2	(315°–270°)
Gruppe 2:	NW/2 + N + NE	(315°–67,5°)
Gruppe 3:	W/2 + SW	(270°–212,5°)

Die Gruppe 1 repräsentiert morphodynamisch die Kräftegruppe, die weitgehend einen senkrechten Energieimpuls auf die Küste liefert. Dagegen kennzeichnet Gruppe 2 die Kräfte, die SW-gerichtete und Gruppe 3 die Kräfte, die NE-gerichtete Energieimpulse auf die Küste auslösen dürften. In der Summe der ausgewählten, maßgeblichen Windrichtungen bestehen zwischen den beiden Vergleichszeiträumen keine gravierenden Differenzen. Interessanter ist die prozentuale Aufgliederung in den 3 Gruppen. Für 1890–1935 kann im Durchschnitt eine ausgeglichene Wind- und damit Kräftebilanz zwischen SW- und NE-gerichteten Kraftvektoren ausgewiesen werden. Diese Ausgeglichenheit verschiebt sich im Zeitraum 1940–1985 eindeutig zugunsten des NE-gerichteten Windfeldes. Die NE-gerichtete Komponente der berücksichtigten Messwerte erreicht in diesem Zeitraum durchschnittlich das 4-fache des SW-gerichteten Kräfteinflusses. Die NW/2 + N + NE-Komponente verdreifacht sich 1940–1985 gegenüber 1885–1935. Die ufernormal auftretende Kräftegruppe (NW/2 + W/2) hat für beide Zeitschnitte ähnliche Werte.

Ausgehend von diesem Windverhalten ist zu erwarten, dass im Zeitraum 1890–1935 die Ausgeglichenheit der gegensätzlichen Kräftegruppen ein verstärktes Hin- und Herzirkulieren des Sedimentmaterials innerhalb des Systems Darßer Westküste bedingt. Der stärkere

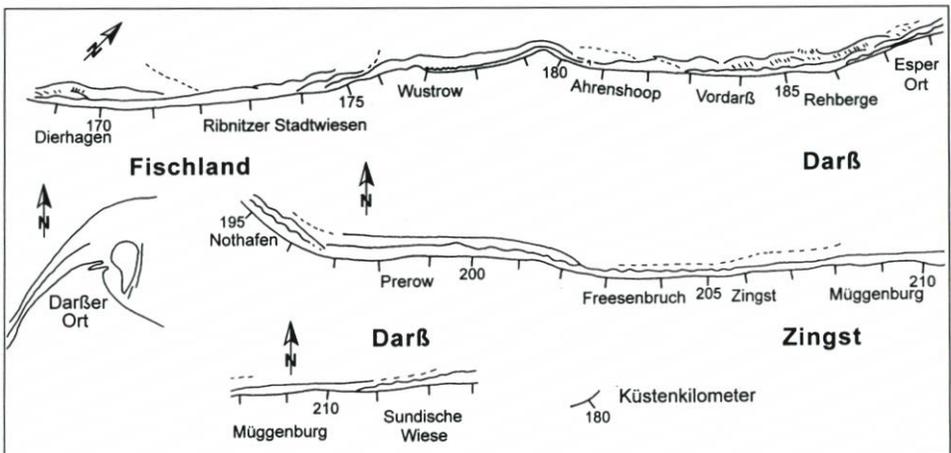


Abb. 17: Sandriffkonfiguration zwischen Dierhagen und Sundische Wiese nach dem Küstenbildplan von 1992

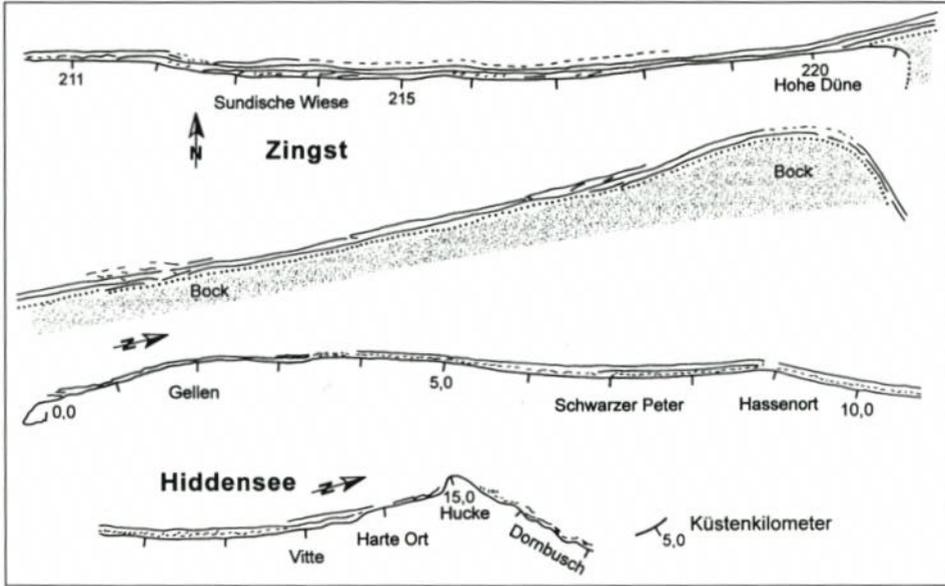


Abb. 18: Sandriffkonfiguration zwischen Sundische Wiese und Hucke nach dem Küstenbildplan von 1992

Einfluss hochwasserfördernder Windrichtungen produziert einen gewissen Kliffrückgang, der die positive „Strandbilanz“ weiter unterstützt. Insgesamt bleiben beide Werte (Kliff- und Uferlinienrückgang) jedoch gering. Eine derartige Situation sollte eine geringe Flächenzunahme am Darßer Ort erzeugen. Das Gegenteil ist jedoch der Fall. Die Flächenzunahme ist infolge der ostwärtigen Verbreiterung der Landspitze zwischen 1885 und 1937 im Maximum. Dieser scheinbare Widerspruch kann durch nähere Betrachtung der Morphodynamik aufgelöst werden. Der 1885 weit nach NE vorspringende Haken (vgl. Abb. 21), gewinnt bis 1937 Landanschluss, indem sich ein von der Landspitze südwärts und ein vom Prerower Nord-

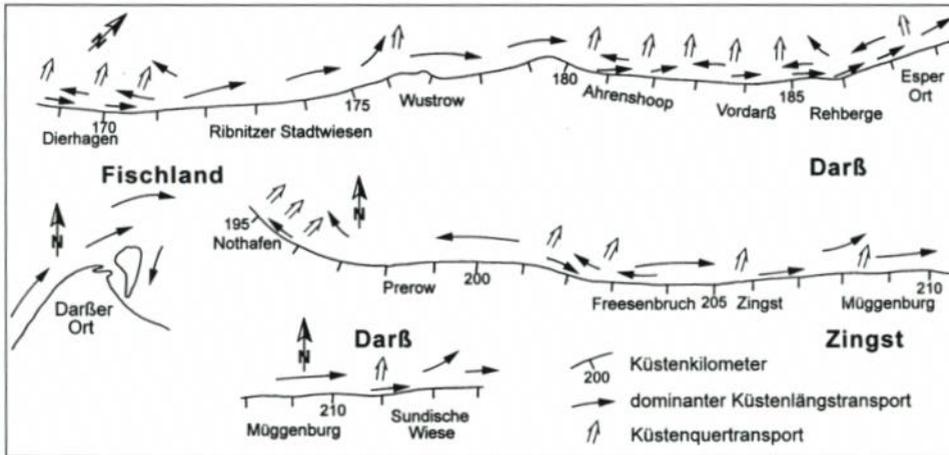


Abb. 19: Hauptrichtungen des Sedimenttransfers zwischen Dierhagen und Sundische Wiese

strand nordwärts wachsender Haken vereinigen und eine größere Lagune (den sogenannten Otto-See) abschließen. Für diesen Prozess können nur nördliche Winde verantwortlich gemacht werden. Die starke Verbreiterung 1885–1937 korreliert also mit dem deutlichen Hervortreten nördlicher Starkwinde. Weiterhin sind für diesen Zeitraum das Auftreten von sechs schweren Sturmhochwassern hervorzuheben (vgl. BAERENS u. HUPFER, 1994). Unter diesen Bedingungen ist gleichzeitig eine stärkere Sedimentzufuhr vom Zingster Abtragungsstrand zum Prerower Akkumulationsgebiet zu erwarten. Von 1937 bis 1983 dominieren Starkwinde aus südlichen Richtungen. Der erhöhte Materialtransport an der Darßer Westküste in nördliche Richtung dient dem Aufbau der submarinen Schaar des Darßer Ortes, was zum Auftauchen der Bernsteininsel in den 50er Jahren führt (vgl. KOLP, 1978). Hierdurch wird zunächst eine Streckung des Hakens nach NE erreicht. Die Zustandsbilder des Darßer Ortes zeigen, dass in den Folgejahren eine südwärtige Verlängerung der Bernsteininsel und schließlich ihr Landanschluss zu einer geringen ostwärtigen Verbreiterung der Landspitze führten. Bemerkenswert ist, dass der Übergang von Streckung zu Verbreiterung in einen Zeitraum mit drei schweren Sturmhochwassern fällt.

Mit den geschilderten Windverhältnissen und ihren hypothetischen Wirkungen ist der Kreis Aero-, Hydro-, Morpho- und Sedimentdynamik weitgehend geschlossen. Die erzielten Korrelationen sowie Raum-Zeit-Prozess- und Wirkungsübereinstimmungen geben den erfolgten Analysen und Interpretationen Sicherheit. Schon geringe prozentuale Schwankungen der Windrichtungen führen anscheinend zu deutlichen Veränderungen im Küstenverhalten. Kehrt man diese Beziehung um, so sollte man die historisch festgestellten Veränderungen des Küstenverhaltens auch auf entsprechende Schwankungen der Windrichtungen zurückführen können. So gesehen ist der Zeitraum von 1695–1835 als dominanter Abschnitt südlicher Starkwinde zu werten, denn er beinhaltet die höchsten Rückgangsbeträge an der Darßer Westküste sowie die stärkste Streckungsphase der Landspitze Darßer Ort. Schwere Sturmhochwasser infolge von Starkwinden aus nördlicher Richtung dürften in diesem Zeitraum nur untergeordnete Bedeutung besitzen, denn das Breitenwachstum der Landspitze ist äußerst gering. Die Ursachen für das Küstenverhalten von 1835–1885 sind etwas schwieriger zu beurteilen. Die hohen Uferlinienrückgänge am Westdarß sprechen für das Überwiegen südlicher Starkwinde. Das stärkere Zurückweichen der Kliffkante (1,31 m/Jahr) gegenüber der Uferlinie (1,28 m/Jahr) spricht aber auch für einen starken Einfluss von Hochwassern und damit nördlicher Starkwinde. Das Akkumulationsverhalten am Darßer Ort (Vgl. Abb. 21) weist 1885 unter Einbeziehung der Insel eine deutliche Streckung nach Nordost auf, gleichzeitig wird jedoch eine ostwärtige Verbreiterung der Landspitze und südwärtige Verlängerung des Nordostsporns deutlich. Letzteres ist am ehesten mit dem Küstenverhalten zwischen 1937 und 1983 vergleichbar. Es kann vermutet werden, dass zunächst eine stärkere Phase südlicher Starkwinde für den stärkeren Uferlinienabbau verantwortlich ist. Anschließend erfolgte eine Überprägung während einer stärker nördlich geprägten Phase. Hierfür spricht die Zunahme der Sturmhochwassertätigkeit seit den 60er Jahren des vergangenen Jahrhunderts. Die Sturmflut von 1864 führte im Untersuchungsgebiet zum Durchbruch durch die Insel Hiddensee und die Sturmflut von 1872 wird als stärkstes Extremereignis an der südlichen Ostseeküste geführt.

Hinsichtlich der Sturmhochwasser sollte damit der Zeitraum des ausklingenden 19. und des beginnenden 20. Jahrhunderts eine sturmflutaktivere Phase als der Zeitraum des 18. und des beginnenden 19. Jahrhunderts darstellen. SCHUMACHER (1991) kommt über die Zusammenstellung historischer Sturmfluten zu dem Ergebnis, dass das 14., 17. und 20. Jahrhundert als sturmflutintensivere Zeiträume ausgewiesen werden können und diese an klimatische Umstellungen mit einem Abstand von 250 bis 300 Jahren gebunden sind. Anhand geologi-

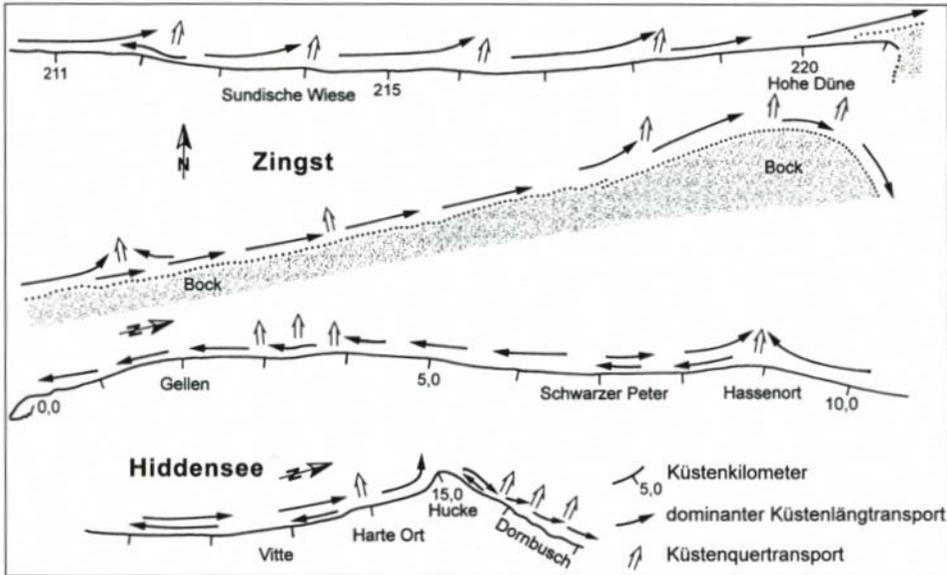


Abb. 20: Haupttrichtungen des Sedimenttransfers zwischen Sundische Wiese und Hucke

scher und archäologischer Fakten wird weiterhin gezeigt, dass diese kurzperiodischen Schwankungen zeitlich für das gesamte Holozän und räumlich zumindest für Nord- und Mitteleuropa Gültigkeit haben. Mit dieser Arbeit können nun auch küstendynamische Belege für diese klimatische Zyklizität herangezogen werden. Gefestigt werden die Aussagen auch durch das festgestellte Küstenverhalten am Bessin auf der Insel Hiddensee. Hier existiert im Zeitraum 1692 bis 1885 ein geringer und im Zeitraum 1885 bis 1983 ein starker Flächenzuwachs (vgl. Abb. 12). Nach der Karte von LUBIN (1618) ist die Entstehung der Halbinsel des Alten Bessin in das 17. Jahrhundert zu stellen. Der Neue Bessin hat sein stärkstes Längenwachstum im 20. Jahrhundert.

Neben Schwankungen der Windrichtungen und dementsprechenden Variationen der Hoch- und Niedrigwassertätigkeit dürften auch langfristige Variationen des Meeresspiegels für bestimmte morphodynamische Verhaltensweisen der untersuchten Küstenabschnitte verantwortlich sein. Lokale Raum-Zeit-Variationen sind zumeist das Produkt geomorphologischer Gegebenheiten bzw. auch anthropogener Ursache.

Der Einfluss von Extremereignissen auf das Küstenverhalten konnte für einzelne Küstenabschnitte untersucht werden, da sowohl vor, als auch gleich nach dem Sturmhochwasser vom 3./4.11.1995 der gesamte Strandbereich vermessen wurde (Dünenkataster des Staatlichen Amtes für Umwelt und Natur Rostock, Abteilung Küste).

Da zumindest die Rückverlagerung der unteren Kliffkante bzw. des Dünenfußes mit Sicherheit auf dieses eine Extremereignis bezogen werden kann, liegt erstmalig die Möglichkeit des Vergleichs von Werten des mittleren langfristigen Küstenrückganges als Ausdruck der Summe aller Einwirkungen zu einem Küstenrückgang im Zuge eines Extremereignisses vor. Entsprechend dieses Verhaltensmusters werden in den Abb. 15 und 16 jeweils drei Bereiche, gekennzeichnet durch die jeweiligen Küstenkilometer, miteinander verglichen.

Die Küstenkilometer (Kkm) 3,2–6,3 kennzeichnen den südlichen Teil der Insel Hiddensee (etwa im Bereich des Karkensees), die Kkm 6,4–8,4 liegen zwischen Schwarzem Peter und

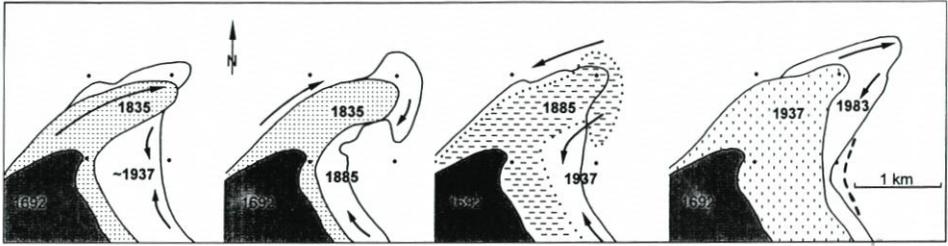


Abb. 21: Morphologische Entwicklung des Darßer Ortes von 1692 bis 1983 (Pfeile zeigen die jeweiligen Haupttransportrichtungen des Sedimentmaterials an)

Neuendorf und die Kkm 8,5–12,8 sind die Flachküste von Neuendorf bis Vitte. Die jährlichen Küstenveränderungen zwischen 1937 und 1983 laufen in diesen drei Bereichen sowohl für die untere Kliffkante als auch die Uferlinie konform. Beide morphologische Linien weichen im südlichen Bereich am stärksten zurück. Die gemessenen Werte von $-0,8$ m/Jahr (Uferlinie) und $-0,63$ m/Jahr (Untere Kliffkante) liegen etwa in dem Niveau der für diesen Zeitraum an der Darßer Westküste gemessenen Rückgangswerte. Allerdings ist auf Hiddensee der Uferlinienrückgang geringfügig höher als der der unteren Kliffkante. Auch im Nordteil der Hiddenseer Flachküste (Kkm 8,5–12,8) ist Küstenrückgang festzustellen. Jedoch ist dieser wesentlich geringer und vor allem sind in diesem Küstenabschnitt die Kliffrückgänge höher als die Uferlinienrückgänge. Der mittlere Teil (Kkm 6,4–8,4) zwischen diesen beiden Abrasionsbereichen zeigt mit gleichen Werten für Kliffkante und Uferlinie geringfügige Akkumulationstendenzen. Letzteres kann jedoch nicht mit Sicherheit behauptet werden, da der gemessene Wert im Fehlerbereich der Datenquellen bzw. der Datenbearbeitung (vgl. Kap. 3) liegt.

Somit ergibt sich ein deutlich unterschiedliches Verhalten der betrachteten Küstenabschnitte. Dieses unterschiedliche Raumverhalten sollte zum größten Teil morphodynamisch bedingt sein. Beim genauen Betrachten des Küstenverlaufes der Insel Hiddensee fällt auf, dass sich die N-S-erstreckende Außenküste in drei mehr oder weniger angeordnete Buchtfigurationen auflöst, deren Erstreckung annähernd den ausgegliederten Küstenabschnitten entspricht. Weiterhin sind sowohl für den Küstenbereich bei Vitte aber insbesondere für den Küstenabschnitt Neuendorf–Schwarzer Peter intensivste Küstenschutzmaßnahmen zu konstatieren. Das Küstenverhalten zwischen Kkm 6,4 und 8,4 ist damit weitgehend anthropogen beeinflusst.

Bemerkenswert ist, dass die küstendynamischen Veränderungen, resultierend aus dem Extremereignis des Sturmhochwassers vom 3./4. 11. 1995 für die betrachteten Küstensegmente qualitativ und halbquantitativ annähernd zum Bild des langfristigen Küstenrückgangs kongruent sind (Abb. 15, 16). Hieraus können zunächst zwei wichtige Schlussfolgerungen gezogen werden:

1. Die unterschiedliche Reaktion der betrachteten Küstensegmente muss mit morphodynamisch und/oder anthropogen bedingten Gegebenheiten gekoppelt werden.
2. Das deckungsgleiche Küstenverhalten, ermittelt zum einen aus einem Karten-Luftbildvergleich für einen längeren Zeitraum (1937–1983) und zum anderen aus präzisen Nivellements für das o.g. Extremereignis, belegt die Zulässigkeit und die Zuverlässigkeit der angewandten Untersuchungsstrategie.

Eine oft in der Fachwelt diskutierte Frage ist:

Sind es die hydrodynamischen Maximal- bzw. Extremereignisse, die den Hauptteil der

morpho- und sedimentdynamischen Veränderungen an der Küste bewirken oder hat die Summe der langfristigen mittleren Ereignisse den entscheidenden Anteil?

Auch hierzu vermag das untersuchte Beispiel Erkenntnisse zu liefern. Es kann jedoch nur die Küstenstrecke zwischen Kkm 3,2 und 6,3 betrachtet werden, da innerhalb der anderen beiden Abschnitte anthropogene Effekte zu verzeichnen sind, die sich nicht ohne weiteres herausfiltern lassen. Zwischen Kkm 3,2–6,3 ist die untere Kliffkante von 1937 bis 1983 um 0,63 m/Jahr zurückgewichen. Dies bedeutet einen absoluten Kliffverlust von 29 Metern. Der mit Sicherheit auf das Sturmhochwasser vom 3./4. 11. 1995 zurückzuführende Kliffverlust der entsprechenden Küstenstrecke beträgt durchschnittlich 13,63 Meter. Das sind ca. 47 % des Gesamtabtrages innerhalb des betrachteten Zeitschnittes von 46 Jahren. Bedenkt man nun, dass mit dem Sturmhochwasser vom 4. 1. 1954 (vgl. KOLP, 1955) ein dem Hochwasser vom 3./4.11.1995 ebenbürtiges Extremereignis in den Betrachtungszeitraum fällt sowie weitere schwere Sturmfluten ($> 1,5$ m, für Pegel Warnemünde von 1937–1990 insgesamt +3, vgl. BAERENS u. HUPFER, 1994) auftraten, könnte der entscheidende Einfluss für den Rückgang der unteren Kliffkante in diesem Bereich in der Einwirkung von Extremereignissen gesehen werden.

Die Durchsicht der Profile des Dünenkatasters zeigt weiterhin, dass der hochwasserbedingte Kliffrückchnitt in fast allen Fällen zu einer positiven Strandbilanz bzw. zu einer deutlichen Strandverbreiterung führte. Außerdem wird deutlich erkennbar, dass dort, wo schmale und unterernährte Sandstrände mit einer geringen Höhe des unteren Kliff-Fußes über NN existieren, der Rückchnitt besonders große Werte annimmt. Insofern kommt den langfristigen, mittleren Bedingungen eine enorme Bedeutung für das Küstenverhalten zu. Sie schaffen die Voraussetzungen für die lokale Wirksamkeit der Extremereignisse.

4. Danksagung

Die Untersuchungen wurden vom Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie (BMBF), Projektträger DLR, im Rahmen des Verbundvorhaben „Klimawirkung und Boddenlandschaft“ gefördert.

Wir danken außerdem dem Staatlichen Amt für Umwelt und Natur Rostock, Abteilung Küste, für die Bereitstellung von Luftbildmaterial und Daten aus dem Dünenkataster.

5. Schriftenverzeichnis

- BAERENS, C. u. HUPFER, P.: Zur Häufigkeit von Extremwasserständen an der deutschen Ostseeküste, Teil 1: Sturmhochwasser. Spezialarbeiten aus der Arbeitsgruppe Klimaforschung des Meteorologischen Instituts der Humboldt-Universität Berlin, Nr. 8, Berlin, 1994, 22 S.
- CURSCHMANN, F.: Matrikelkarten von Vorpommern: 1692–1698, Karten und Texte 1. Teil. – Rostock: Carl Hinstorff Verlag, 1950.
- DROLSHAGEN, C.: Die schwedische Landesaufnahme und Hufenmatrikel von Vorpommern als ältestes deutsches Kataster, I. Teil. – Beiheft zum 17./38. Jahresbericht der Geographischen Gesellschaft Greifswald. – Greifswald, 1920.
- DROLSHAGEN, C.: Die schwedische Landesaufnahme und Hufenmatrikel von Vorpommern als ältestes deutsches Kataster, II. Teil. – Beiheft zum 40./41. Jahresbericht der Geographischen Gesellschaft Greifswald. – Greifswald, 1923.
- FUKAREK, F.: Die Vegetation des Darß und ihre Geschichte. – Jena: Fischer Verlag, 1961.
- GEINITZ, E.: Die Landverluste an der mecklenburgischen Küste. – Mitt. Meckl. Geol. L.A. Rostock, 11, Rostock, 1903.

- GURWELL, B. R.: Komplexe Bearbeitung der Steiluferproblematik und erste Ergebnisse vom Hohen Ufer des Fischlandes. – Wiss. Z. d. Univ. Greifswald, Math.-Nat. R., XXXIV, Heft 4, Greifswald, 1985.
- JANKE, W. u. LAMPE, R.: Bericht zur holozänen Küstenentwicklung sowie zur subrezent und rezenten Küstendynamik der Halbinsel Fischland-Darß-Zingst. – unveröff. Bericht, 14 S., Greifswald 1993.
- KOLP, O.: Sturmflutgefährdung der deutschen Ostseeküste zwischen Trave und Swine. – Stralsund, 1955, 170 S..
- KOLP, O.: Das Wachstum der Landspitze Darßer Ort. – PGM 122: S. 103–111, Gotha, Leipzig, 1978.
- OTTO, TH.: Der Darß und Zingst, ein Beitrag zur Entwicklung der vorpommerschen Küste. – in: XIII. Jahresbericht der Geographischen Gesellschaft zu Greifswald Matrikelkarten von Vorpommern 1692–1698 nach der schwedischen Landesaufnahme. – Leipzig: Verlag Enzyklopädie, 1960, 23 S..
- REINHARD, H.: Der Bock. Entwicklung einer Sandbank zur neuen Ostsee-Insel. – Erg. Heft Nr. 251 zu Peterm. Mit., Gotha, 1953.
- REINHARD, H.: Küstenveränderungen und Küstenschutz der Insel Hiddensee. – Verl.d.Wiss. Berlin, 1956.
- SCHUMACHER, W.: Hinweis auf eine Klimarhythmik im Holozän Mittel- und Nordeuropas. – Schriften Naturwiss. Verein Schleswig-Holstein, Bd. 60, Kiel, 1990, S. 110.
- TETZLAFF, G. u. BECKMANN, B.: Untersuchungen von Häufigkeiten der Sturmwindereignisse in Zingst und extremen Pegelständen der Mecklenburg-Vorpommerschen Ostseeküste. – Jahresbericht 1995, Teil A: Meteorologische und morphodynamische Projekte, 19 S..
- TIEPOLT, L.: Landerschließung, Landnutzung und Landerhaltung in der nordwestpommerschen Boddenlandschaft seit 1692. – Universität Rostock, Dissertationsschrift, 1993, 150 S..
- TIEPOLT, L. u. SCHUMACHER, W.: Bearbeitung von Karten, Luft- und Satellitenbildern zur Untersuchung küstendynamischer Prozesse in der nordwestpommerschen Boddenlandschaft mit Hilfe von Geoinformationssystemen. – in: Fernerkundung der Ostseeküste: Boddenlandschaften in Mecklenburg-Vorpommern, 1998, ISBN 3-931498-30-1.
- ZANDER, R.: Die recen ten Änderungen der Mecklenburgischen Küste. Beih. z. d. Mitt. d. Geogr. Ges. zu Rostock, 1, 78 S., Rostock, 1934.

Extremwasserstände an der deutschen Ostseeküste nach Beobachtungen und in einem Treibhausgasszenario

Von CHRISTIANE BAERENS und PETER HUPFER

Zusammenfassung

Die Zahl der Sturmhochwasser (Wasserstand $\geq 1\text{m}$ ü. NN) und der Sturmniedrigwasser (Wasserstand $\leq 1\text{m}$ u. NN) wird für die Pegelstationen an der gezeitenarmen deutschen Ostseeküste für das 20. Jahrhundert und für den Pegel Travemünde seit 1831 statistisch untersucht. Die Häufigkeit der Extremwasserstandsereignisse ist entlang der Küste statistisch signifikant korreliert. Unterschiede ergeben sich aus der Lage der Pegel an der Außen- oder Innenküste sowie aus lokalen Faktoren. Die Sturmhochwasserhäufigkeit hat in den letzten Jahrzehnten mit einem linearen Trend von 1–3 Fällen/100 Jahre signifikant zugenommen. Die Zahl der Sturmniedrigwasser zeigt überwiegend eine Abnahme, jedoch auch entgegengesetztes Verhalten in Abhängigkeit von der generellen Küstenrichtung. Die beobachteten Trends sind mit Schwankungen der atmosphärischen Zonalzirkulation und des mittleren Wasserstands verbunden.

Die meteorologische Vorbereitung der Extremwasserstandsereignisse wird anhand des Luftdruckfeldes und ausgewählter Luftdruckdifferenzen dargelegt. Ob es zur Auslösung eines extremen Wasserstandsereignisses kommt oder nicht, hängt von der Füllung des Meeres ab, die durch den Pegel Landsort approximiert wird. Mit Hilfe eines statistischen Regressionsmodells wird am Beispiel des Pegels Warnemünde die mittlere Häufigkeit des Auftretens von Extremwasserständen näherungsweise simuliert, wobei jedoch der Grad der erklärten Varianz abnimmt, wenn als Prädiktoren nur Luftdruckparameter berücksichtigt werden. Letzteres ist jedoch notwendig, um das statistische Modell auf Daten des Klimamodells ECHAM4/OPYC für das IPCC-Szenario IS92a (weiterer Anstieg des CO_2 -Gehaltes der Atmosphäre) anzuwenden. Für das modellierte letzte Drittel des 21. Jahrhunderts ergeben sich nur geringe Änderungen der Häufigkeit von Extremwasserständen, wobei eine tendenzielle Abnahme der Zahl der Sturmhochwasser einer Zunahme der Zahl der Sturmniedrigwasser gegenübersteht. Allerdings tritt die Bedeutung dieser Änderungen hinter den Auswirkungen des erwarteten Anstiegs des mittleren Wasserstands zurück.

Summary

The number of storm surge events (SHW) with water levels both very high ($> 1\text{m}$ above mean sea-level MSL) and very low ($< 1\text{m}$ below MSL) has been statistically investigated for gauge locations along the non-tidal German Baltic coast for the 20th century and for the gauge Travemünde for records dating back to 1831. The frequency of occurrence of extreme events at various locations along the coast correlates significantly well. Differences occur with locations at the outer coast or inner coast and are also due to local factors. The frequency of occurrence of SHW shows a significant linear increase of 1–3 events/100 years for the last decades. The number of low water events decreases; however, dependent on the orientation of the coastline the opposite can be found. The observed frequency trends of both, SHW and SNW events, can be correlated to variations of the atmospheric zonal circulation and to the rising MSL.

The meteorological background of extreme events is explained by pressure fields and selected cases of pressure gradients. That an extreme event actually occurs depends on the present filling state of the Baltic which is approximately described by data from the gauge at Landsort / Sweden.

Based on data from the gauge at Warnemünde, a statistical regression model is used to simulate the average occurrence frequency of extreme events. The degree of variance decreases if only pressure parameters are used for the prediction. However, this simplification is necessary for running the statistical model based on data of the climate model ECHAM4/OPYC for the IPCC

scenario IS92a (further increase of CO₂ content of the atmosphere). A Simulation of the last 30 years of the 21th century results in only small changes in the frequency of occurrence of extreme events with increased high water as opposed to decreased low water events. The importance of these changes is further reduced by the impact of the expected mean sea level rise.

Inhalt

1. Einführung	48
2. Extremwasserstände im 19. und 20. Jahrhundert	50
2.1 Sturmhochwasser	50
2.2 Sturmniedrigwasser	53
2.3 Zur Interpretation der Trends	54
3. Ursachen für das Auftreten von Extremwasserständen	56
3.1 Herangezogene Daten und Parameter	56
3.2 Prozesse, die zur Auslösung von Sturmhochwasser führen	56
3.3 Zur Auslösung von Sturmniedrigwasser	59
4. Statistische Modellierung der Häufigkeit von Extremwasserständen auf der Grundlage von Luftdruckdaten	60
5. Abschätzung der Häufigkeit von Extremwasserständen unter den Bedingungen des Treibhausgasszenarios IS92a	65
6. Schlussfolgerungen	70
7. Schriftenverzeichnis	71

1. Einführung

Die Ostsee ist mit einer Fläche von 415 000 km² (einschließlich Kattegat) ein kleines, nahezu abgeschlossenes intrakontinentales Nebenmeer des Atlantischen Ozeans. Langgestreckt und in erster Näherung in nordöstlicher Erstreckung verlaufend, besteht zwischen dem nördlichsten und dem südlichsten Punkt des Meeres ein Breitenunterschied von 12°. Während Kattegat und Beltsee im Mittel nur einige Dekameter Tiefe aufweisen, ist der Hauptwasserkörper der Ostsee durch eine Beckenstruktur mit Tiefen von mehr als 200 m gekennzeichnet. Diese Lageparameter bestimmen zusammen mit der Tatsache, dass gezeitenbedingte Wasserstandsschwankungen in der Ostsee nur eine untergeordnete Rolle spielen, das Ausmaß kurzperiodischer Pegelvariationen. Zur Analyse der Ursachen kurz- und langperiodischer Wasserstandsschwankungen s. u. a. DIETRICH (1954, S. 130–156) und BAERENS (1998, S. 9–21). Wegen der geringen Ausdehnung und des relativ kleinen Volumens von ca. 22 000 km³ reagiert die Ostsee generell rasch auf Einflüsse, die von der Atmosphäre ausgeübt werden. Besonders hohe oder niedrige Wasserstände an den Küsten werden fast ausschließlich durch den Wind verursacht. Die deutsche Küste im Südwesten des Meeres und der Finnische Meerbusen, insbesondere das Gebiet um St. Petersburg, gelten als die für die extreme Wasserstandsschwankungen anfälligsten Bereiche. Wenn auch Häufigkeit und Ausmaß der extremen Wasserstandsschwankungen der Ostsee nicht an die durch beträchtliche Gezeiten gekennzeichnete Nordsee heranreichen, so können durch Windstau hervorgerufene hohe Wasserstände sowohl an der Außenküste als auch in den weitverzweigten Förden, Bodden und Haffen der Innenküste beträchtliche Schäden hervorrufen, die durch geeignete bauliche Schutzmaßnahmen möglichst gering gehalten werden müssen. Die besonders niedrigen Wasserstände sind weniger spektakulär, können aber verschiedene Behinderungen maritimer Wirtschaftszweige mit sich bringen (BIRR, 1968, S. 33–50). Die extremen Wasserstände beeinflussen die morphologische Struktur des Strandbereiches und tragen zu einer Intensivie-

rung von Auf- und Abbauprozessen der Küste bei (KOLB, 1955, S. 1–170). Somit ist eine zusammenfassende Analyse eingetretener extremer Wasserstände an der deutschen Ostseeküste eine wichtige Aufgabe.

Im Unterschied zu den Sturmfluten, an deren Ausprägung Gezeiten und Windstauwirkung Anteil haben, werden an der gezeitenarmen Ostseeküste Wasserstände ≥ 100 cm über Normalnull (NN) als Sturmhochwasser (SHW) bezeichnet. Sinkt der Wasserstand dagegen unter 100 cm unter NN, handelt es sich um ein Sturmniedrigwasser (SNW). Den Verlauf des schweren Sturmhochwassers vom 4. 1. 1954 an der Küste Mecklenburg-Vorpommerns enthält Abb. 1. Die Ursachen dieser Ereignisse sind durch zahlreiche Untersuchungen weitgehend aufgedeckt (s. bspw. KOHLMETZ, 1967, S. 89–96; SCHMAGER, 1984, S. 1–176; STIGGE, 1994a, S. 1–24). Aus Richtung Atlantik oder Mittelmeerraum nach dem Baltikum ziehende Tiefdruckgebiete, auf deren Rückseite Nordostwinde mit hoher Geschwindigkeit über der Ostsee wehen, können zu SHW an der deutschen Ostseeküste führen. Entscheidend für die Höhe eines SHW ist die vorausgegangene Luftdruck- und Windentwicklung über der zentralen Ostsee (SAGER und MIEHLKE, 1956, S. 11–43). Das Erreichen des Schwellenwertes 100 cm ü. NN hängt in erster Linie von der Stärke des Windstaus, aber auch vom Füllungsgrad des Meeres ab. Dieser wird durch die Komponenten des Wasserhaushaltes, insbesondere Flusszufuhr und Einstrom, bestimmt. Die SNW werden durch starke Südwestwinde über der Ostsee hervorgerufen, die auf der Vorderseite eines vom Atlantik kommenden, über Skandinavien ziehenden Tiefdruckgebietes auftreten.

Heute stehen ungleich mehr Daten als früher für die meteorologisch-ozeanographische Analyse des Auftretens extremer Wasserstandsereignisse an der deutschen Ostseeküste zur

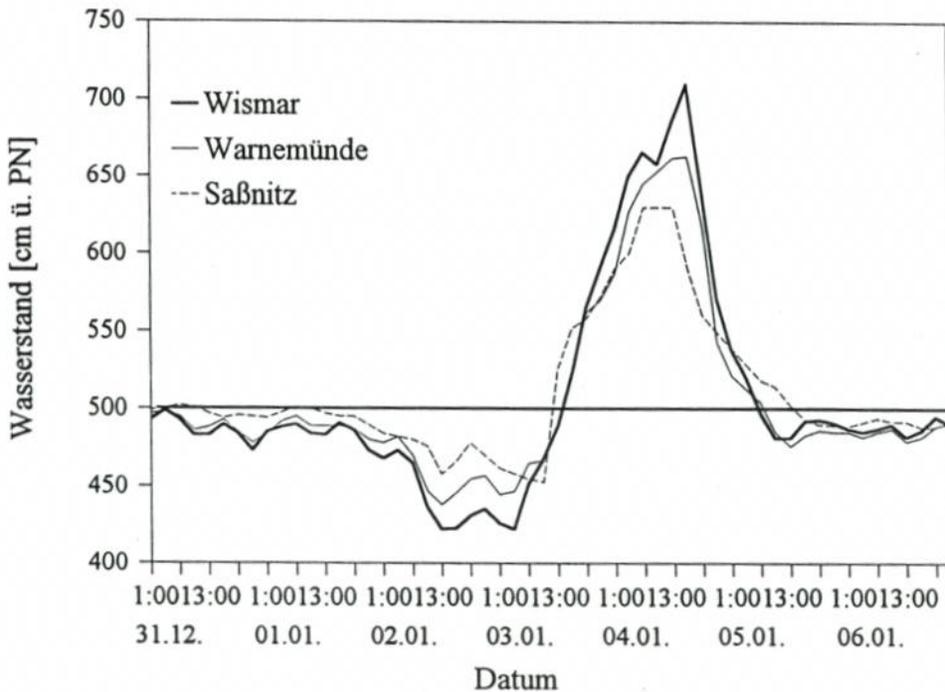


Abb. 1: Verlauf des schweren Sturmhochwassers vom 4. 1. 1954 an der Küste von Mecklenburg-Vorpommern, nach MIEHLKE (1956, S. 23)

Verfügung, um den charakteristischen Verlauf von Einflussgrößen und deren Feldern darzulegen sowie den Zusammenhang zwischen der atmosphärischen Zirkulation und dem Auftreten von Extremwasserständen zu finden.

Angesichts der Möglichkeit eines anthropogenen Klimawandels im 21. Jahrhundert infolge der weiterhin zu erwartenden starken Emission von Treibhausgasen in die Atmosphäre werden im Rahmen der sich entwickelnden Klimafolgenforschung die Auswirkungen von Klimaschwankungen in natürlichen und zivilisatorischen Systemen untersucht. Dies ist durch die Entwicklung der Klimamodellierung möglich geworden. Küstenzonen sind nicht zuletzt wegen dem durch das Klima bedingten eustatischen Anstieg des mittleren Wasserstandes und der von der atmosphärischen Zirkulation abhängigen Häufigkeit von Extremwasserständen als klimatisch besonders verwundbare Zonen anerkannt (BIJLSMA, 1996, S. 289–324). In dieser Arbeit wird auf der Grundlage des zwischen Luftdruckfeld und Wasserstand bestehenden Zusammenhanges ein erster Versuch unternommen, die Häufigkeit extremer Wasserstände an der deutschen Ostseeküste unter veränderten Klimaverhältnissen abzuschätzen.

2. Extremwasserstände im 19. und 20. Jahrhundert

2.1 Sturmhochwasser

Häufigkeit und maximale Höhe der SHW wurden für die aus Abb. 2 und Tab. 1 ersichtlichen Pegel der deutschen Ostseeküste untersucht. Das schwerste bisher registrierte SHW trat am 12./13. 11. 1872 ein, das u. a. maximale Wasserstände von 316 cm ü. NN in Travemünde, 280 cm ü. NN in Wismar, 243 cm ü. NN in Warnemünde und 264 cm ü. NN in Greifswald mit sich brachte. Dem vielfach beschriebenen Ereignis, das schwere Schäden und Menschenleben forderte, ging ein massiver Einstrom von Nordseewasser in die Ostsee unmittelbar vor dem SHW voraus, was den exzeptionellen Wasserstandsanstieg noch verstärkte. Zwischen 1901 und 1993 traten insgesamt 196 SHW auf. Die an Innenküsten gelegenen Pegel weisen höhere SHW-Zahlen auf als die an Außenküsten. So ist der Pegel Travemünde, für den zuverlässige Beobachtungen schon seit 1831 vorliegen, für hohe Wasserstände am anfälligsten. Diese Unterschiede zeichnen sich auch in der Häufigkeit leichter (Wasserstand 100–124 cm ü. NN), mittlerer (125–149 cm ü. NN) und schwerer SHW (≥ 150 cm ü. NN) ab. Generell ereignen sich die leichten SHW am häufigsten. Beträgt das Verhältnis der leichten zu den schweren Ereignissen an den Innenküstenpegeln etwa 4 : 1, so steigt es an den Außenküstenstationen auf ca. 7 : 1. Damit ist dort auch die mittlere Höhe eines SHW geringer (Tab. 1). Korreliert man die maximale Höhe der jeweiligen Ereignisse zwischen den Stationen, so erkennt man, daß mit zunehmender Entfernung der Pegel voneinander der Zusammenhang schwächer wird (Tab. 3). Die Pegel Saßnitz und Koserow, für die kürzere Beobachtungsreihen vorliegen, zeigen ein besonderes Verhalten. So werden am Pegel Saßnitz, der wie Koserow an der Außenküste liegt, die niedrigsten, in Koserow dagegen die höchsten mittleren SHW-Pegelstände beobachtet. Es kann davon ausgegangen werden, dass die tendenzielle Abnahme der mittleren SHW-Stände nach Osten dem Normalfall entspricht. Durch besondere lokale Verhältnisse des Land-See-Überganges und der Morphologie des Unterwasserstrandes kann es jedoch zu erheblichen Modifikationen kommen.

Das Vorkommen von SHW zeigt an allen Stationen einen ausgeprägten Jahresgang. Als Beispiel sei angeführt, dass knapp die Hälfte (45 %) aller SHW sich am Pegel Travemünde in den Monaten Dezember und Januar ereignete. In diesem Zeitraum sind hohe Windge-

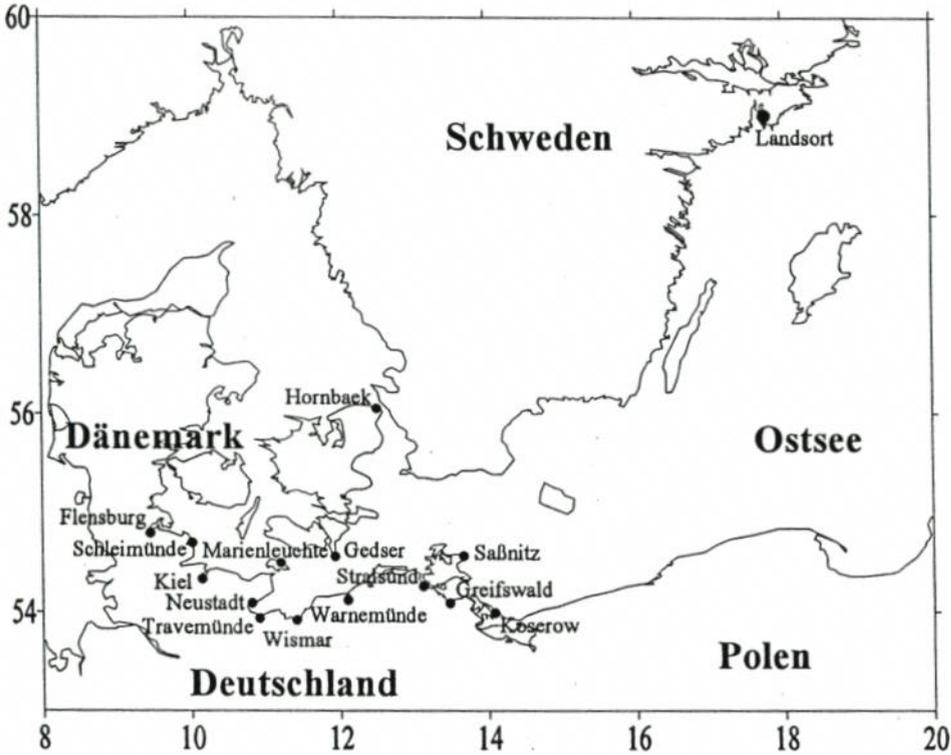


Abb. 2: Lage der herangezogenen Pegelstationen

Tab. 1: Angaben zum Auftreten von Sturmhochwasser (SHW) an der deutschen Ostseeküste.
I = Innenküste, A = Außenküste

Pegel	Zeitraum	Anzahl			Mittlerer Wasser- stand bei SHW in cm ü. NN	Standard- abweichung des Wasser- standes bei SHW in cm	
		Gesamt- zahl	Leichte SHW	Mittlere SHW			Schwere SHW
Flensburg (I)	1901-1993	117	65	36	16	126,8	± 22,7
Schleimünde (A)	1901-1993	84	52	25	7	122,3	± 19,6
Kiel (I)	1901-1993	115	63	32	20	127,2	± 24,7
Marienleuchte (A)	1901-1993	66	43	17	6	119,8	± 19,4
Neustadt (I)	1941-1993	75	49	19	8	121,7	± 18,8
Travemünde (I)	1831-1993	181	109	45	27	124,1	± 23,3
	1901-1993	133	83	32	18	124,0	± 22,5
Wismar (I)	1901-1993	111	66	32	13	126,3	± 23,9
Warnemünde (A)	1901-1996	84	60	16	8	117,8	± 18,5
Stralsund (I)	1951-1993	35	30	4	1	113,7	± 15,1
Saßnitz (A)	1951-1993	26	23	3	0	109,8	± 9,3
Greifswald (I)	1951-1993	57	41	13	3	118,6	± 16,0
Koserow (A)	1951-1993	42	19	19	4	127,5	± 19,1

schwindigkeiten aus nordöstlicher Richtung über der Ostsee am häufigsten. Im Zeitraum von April bis September traten bisher jeweils weniger als fünf Fälle auf. Im Juli wurde noch nie ein SHW registriert.

Die jährliche Häufigkeit von Sturmhochwassern unterliegt beträchtlichen Änderungen mit der Zeit (BAERENS et al., 1994, S. 1–23). So kann die Zeitreihe der SHW in Travemünde für den Zeitraum 1831–1993 in vier Abschnitte unterteilt werden (Abb. 3). Die erste und längste Periode von 1831 bis 1886 ist durch eine große Anzahl von Jahren gekennzeichnet, in denen sich keine SHW ereigneten. Dagegen ist in der Zeit von 1876–1914 eine größere SHW-Aktivität zu verzeichnen. Nach 1914 wird ein starker Rückgang der SHW festgestellt.

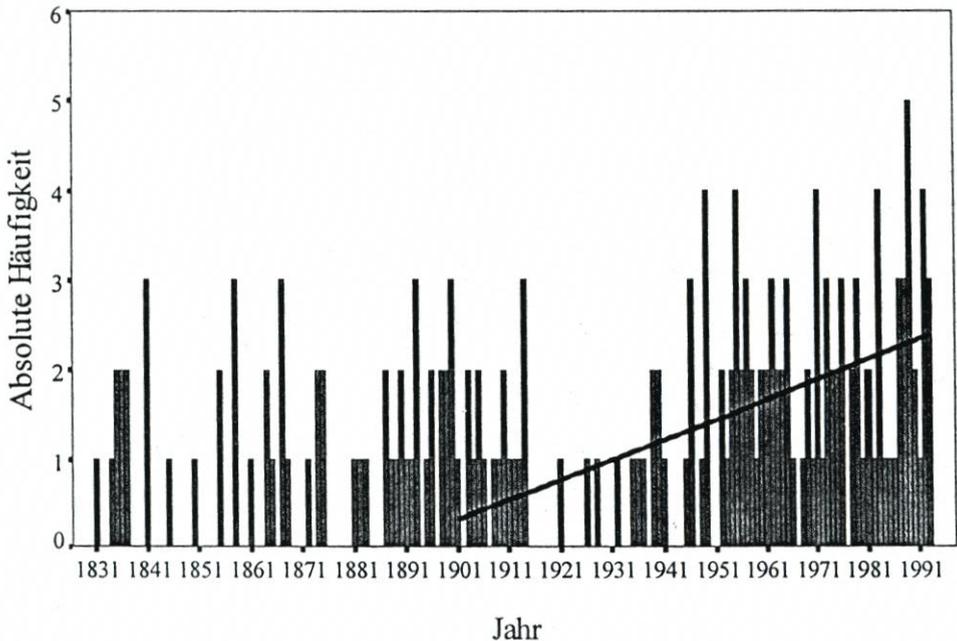


Abb. 3: Jährliche Häufigkeit der Sturmhochwasser am Pegel Travemünde im Zeitraum 1831–1993. Der lineare Trend beträgt 2,4/100 Jahre für 1901–1990

Zwischen 1915 und 1920 ereignete sich in Travemünde kein SHW. Dieser Abschnitt geringer SHW-Häufigkeiten dauerte bis 1948 an. Die jüngste Periode, in der nur das Jahr 1967 frei von SHW war, ist von einer starken Zunahme der Zahl der SHW geprägt. Vor allem in den 1980er Jahren wird diese Entwicklung sichtbar, und im Jahr 1989 ereigneten sich erstmals fünf SHW. An den anderen Pegeln verläuft die Entwicklung ähnlich. Die linearen Trends, die bis auf die Pegel Stralsund und Saßnitz statistisch signifikant sind, liegen für 1901–1990 zwischen 3,1/100 Jahre für Flensburg und 0,7/100 Jahre für Warnemünde. Die kürzere Reihe von Koserow fällt mit einem Trend von 6,3/100 Jahre wiederum deutlich heraus. Die besonders seit den 1950er Jahren beobachtete SHW-Zunahme betrifft vor allem die leichten Fälle, während der Anstieg der Häufigkeit der mittleren SHW etwas schwächer ausfällt. Für die relativ seltenen schweren SHW dagegen ist kein Trend bestimmbar. So spiegelt sich die sprunghaft anmutende Häufigkeitszunahme der leichten SHW ab den 1950er Jahren an allen Stationen wider. Mittlere SHW traten vor allem in den 1980er Jahren häufiger auf.

2.2 Sturmniedrigwasser

Häufigkeit und maximale Höhe der SNW wurden für dieselben Pegel und Zeiträume mit Ausnahme von Stralsund, Saßnitz, Greifswald und Koserow (aus Datengründen) untersucht (Tab. 1). Das ausgeprägteste bisher registrierte SNW wurde am 24. 11. 1938 beobachtet, das u. a. minimale Wasserstände von 200 cm u. NN in Flensburg, 182 cm u. NN in Kiel, 178 cm u. NN in Neustadt und 175 cm u. NN in Schleimünde aufwies. Damalige Veröffentlichungen berichten, dass in der Kieler Förde der Meeresboden freilag und mit einem Wattgebiet vergleichbar war (s. BAERENS, 1998, S. 29). Zwischen 1831 und 1993 wurden entlang der deutschen Ostseeküste insgesamt 418 SHW registriert. Diese Zahl übersteigt die der SHW um mehr als das Doppelte. Für diese Extremwasserstände gilt wie für die SHW, dass die an Innenküsten gelegenen Pegel höhere SNW-Zahlen aufweisen als die an Außenküsten. So kam es am Pegel Travemünde mit 164 im Zeitraum 1901–1993 zu den meisten SHW. Diese Unterschiede bleiben auch bei der getrennten Betrachtung der Häufigkeit leichter (Wasserstand 100–124 cm u. NN), mittlerer (125–149 cm u. NN) und ausgeprägter SNW (≤ 150 cm u. NN) erhalten. Allgemein sind die leichten SNW am häufigsten (Tab. 2). Die

Tab. 2: Angaben zum Auftreten von Sturmniedrigwasser (SNW) an der deutschen Ostseeküste.
I = Innenküste, A = Außenküste

Pegel	Zeitraum	Anzahl			Ausgeprägte SNW	Mittlerer Wasserstand bei SNW in cm u. NN	Standardabweichung des Wasserstandes bei SNW in cm
		Gesamtzahl	Leichte SNW	Mittlere SNW			
Flensburg (I)	1901–1990	141	75	41	25	128,5	$\pm 26,2$
Schleimünde (A)	1901–1990	89	53	25	11	123,8	$\pm 21,4$
Kiel (I)	1901–1990	104	59	30	15	126,4	$\pm 22,1$
Marienleuchte (A)	1901–1990	71	53	12	6	118,7	$\pm 18,1$
Neustadt (I)	1941–1990	56	35	18	3	122,9	$\pm 20,6$
Travemünde (I)	1831–1993	325	208	82	35	120,3	$\pm 19,1$
	1901–1993	164	114	34	16	121,0	$\pm 19,2$
Wismar (I)	1901–1993	122	84	27	11	119,7	$\pm 18,9$
Warnemünde (A)	1901–1996	82	67	11	4	115,7	$\pm 14,5$

mittleren SNW-Stände nehmen von Flensburg bis Warnemünde tendenziell ab. Korreliert man die SNW-Höhen zwischen den Stationen, so wird deutlich, dass die Zusammenhänge hochsignifikant sind, wenn sie auch mit zunehmender Entfernung der Pegel voneinander etwas schwächer werden (Tab. 3). Auch die SNW-Häufigkeit ist an allen Stationen einem charakteristischen Jahresgang unterworfen. Mehr als zwei Drittel aller SNW (71,9 %) traten in Travemünde zwischen Oktober und Januar mit dem Maximum im Dezember auf. Nach BAERENS (1998, S. 60) deckt sich dieser Befund mit der zeitlichen Lage des Maximums der Häufigkeit geostrophischer Windgeschwindigkeiten ≥ 15 m/s über der Ostsee aus Richtung Süd bis West. Mittlere und ausgeprägte SNW ereigneten sich am häufigsten im November. Leichte SNW kommen in allen Monaten außer Juni vor, während mittlere und ausgeprägte Fälle zwischen Juli und September nur vereinzelt registriert werden.

Auch die Häufigkeit von SNW zeigt deutliche Änderungen mit der Zeit (BAERENS et al., 1995, S. 1–18), wobei zwei Gruppen von Pegeln unterschieden werden können. An den Sta-

Tab. 3: Spearman-Rangkorrelationskoeffizienten der Höhe der Sturmflutwasser (obere Dreiecksmatrix) sowie der Höhe der Sturmhochwasser (untere Dreiecksmatrix) zwischen Pegelstationen der deutschen Ostseeküste. Das Signifikanzniveau der Korrelationskoeffizienten beträgt 99 %, eine Ausnahme (95 %) ist durch Kursivschrift hervorgehoben

	Flensburg	Schleimünde	Kiel	Marienleuchte	Neustadt	Travemünde	Wismar	Warnemünde
Flensburg	—	0,75	0,75	0,63	0,69	0,66	0,47	0,54
Schleimünde	0,85	—	0,72	0,59	0,67	0,68	0,49	0,45
Kiel	0,84	0,84	—	0,47	0,77	0,70	0,63	0,43
Marienleuchte	0,75	0,76	0,83	—	0,70	0,76	0,70	0,67
Neustadt	0,66	0,62	0,84	0,72	—	0,91	0,79	0,50
Travemünde	0,60	0,62	0,81	0,69	0,96	—	0,80	0,66
Wismar	0,64	0,66	0,76	0,69	0,79	0,75	—	0,68
Warnemünde	0,56	0,60	0,68	0,60	0,56	0,63	0,85	—

tionen der schleswig-holsteinischen Küste, die sich in nordwest-südöstlicher Richtung erstreckt, haben die SNW mit Ausnahme von Marienleuchte im Verlauf des 20. Jahrhunderts zugenommen (lineare Trends der SNW-Häufigkeit für 1901-1990 für Flensburg 3,1/100 Jahre, für Schleswig 1,6/100 Jahre, für Kiel 1,3/100 Jahre und für Neustadt 2,4/100 Jahre, alle mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von $\leq 0,1\%$, bzw. $\leq 0,5\%$ für Neustadt, statistisch gesichert). An den Pegeln Mecklenburgs sowie am Pegel Travemünde (Abb. 4) trat hingegen eine Abnahme ein. Die linearen Trendwerte betragen für 1901-1990 $-0,5/100$ Jahre in Marienleuchte (nicht signifikant), $-1,4/100$ Jahre in Travemünde (hochsignifikant), $-0,3/100$ Jahre in Wismar (nicht signifikant) und $-1,3/100$ Jahre in Warenmünde (hochsignifikant). Im Bereich abnehmender SNW-Häufigkeit verläuft die Küstenlinie in südwestlich-nordöstlicher Richtung und damit in erster Näherung normal zur Küste Schleswig-Holsteins. In der damit verbundenen unterschiedlichen Windexposition wird eine Ursache für das beobachtete unterschiedliche Trendverhalten gesehen. Für Travemünde (Abb. 4) ist festzustellen, dass bis zur Jahrhundertwende eine allmähliche Zunahme der Häufigkeit der SNW erfolgte (Maximum 1894 mit sieben Fällen). Danach kehrte sich die Tendenz um. Zwischen 1940 und 1946 ereigneten sich nur vereinzelt SNW (keine kriegsbedingten Datenlücken!). Von da bis zum Beginn der 1970er Jahre kam es wieder ein- bis viermal jährlich zu SNW. In den 1970er Jahren waren sie seltener, während sie sich im letzten Abschnitt des Untersuchungszeitraumes in fast jedem Jahr in geringer Zahl ereigneten. Auch bei den SNW wird das Trendverhalten vor allem durch die leichten, in geringem Maß auch durch die mittleren Fälle bestimmt. Ausgeprägte SNW traten im gesamten Untersuchungszeitraum gleichbleibend selten auf.

2.3 Zur Interpretation der Trends

Die an allen untersuchten Pegeln festzustellende Zunahme der Zahl der SHW in den letzten Jahrzehnten fällt in die Zeit verstärkter Westwindtätigkeit (einschließlich des Auftretens von Sturmzyklonen) im atlantisch-europäischen Raum. So zeigt BECKMANN (1998, S. 27-28), dass zwischen der Häufigkeit von SHW in Warnemünde und dem Nordatlantischen Oszillationsindex (NAO, berechnet aus der Luftdruckdifferenz Azoren-Island) ein statistisch signifikanter Zusammenhang in dem Sinn existiert, dass im Winter positive NAO-Werte eine erhöhte Häufigkeit von SHW mit sich bringen. Demzufolge ist der SHW-Trend

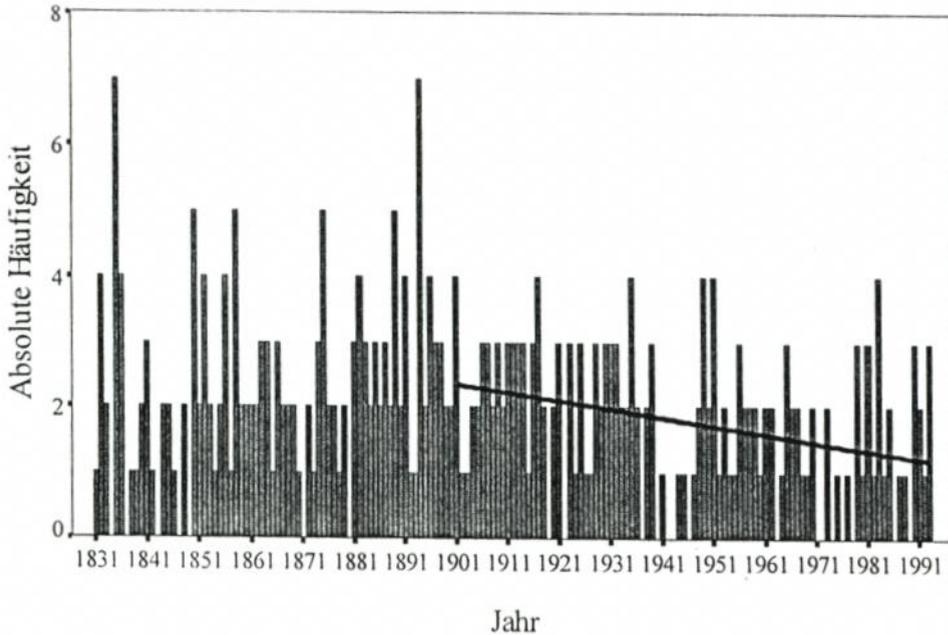


Abb. 4: Jährliche Häufigkeit der Sturmflutwasser am Pegel Travemünde im Zeitraum 1831–1993. Der lineare Trend beträgt $-1,4/100$ Jahre für 1901–1990

nicht in erster Linie auf Änderungen der Häufigkeit des Vorkommens charakteristischer Sturmflutwetterlagen zurückzuführen, sondern auf einen beschleunigten Anstieg des mittleren Wasserstandes. LIEBSCH et al. (1999) weisen für den Pegel Warnemünde für den Zeitraum 1855–1991 einen mittleren eustatischen Anstieg von $1,18 \text{ mm/a}$ nach, für die Periode 1974–1991 dagegen von $5,43 \text{ mm/a}$, d. h. das 4,6fache. Das dadurch mögliche häufigere Überschreiten der konventionell festgelegten 100 cm ü. NN -Marke führt zu scheinbar mehr SHW, insbesondere zur gesteigerten Häufigkeit leichter Fälle. Als indirekter Hinweis für diese These kann der in Abschnitt 5 näher beschriebene Umstand gewertet werden, dass die aus dem Klimamodell hergeleiteten Werte der fünfjährig summierten Häufigkeiten der SHW zwar die gleiche Größenordnung wie die beobachteten Werte, jedoch nicht das charakteristische Trendverhalten aufweisen.

Die unterschiedlichen Trends der SNW-Entwicklung in den letzten Jahrzehnten dürften ebenfalls auf korrespondierende Schwankungen der atmosphärischen Zonalzirkulation zurückzuführen sein. Häufigere Starkwinde aus W-SW bringen generell die Tendenz zunehmender SNW-Häufigkeiten an der deutschen Ostseeküste mit sich. Einen entgegengesetzten Effekt hat der verstärkte Anstieg des mittleren Wasserstandes. In Abhängigkeit von der Küstenkonfiguration dominiert der eine oder andere Einfluss.

Somit ergibt sich die Schlussfolgerung, dass die Trends der Extremwasserstandereignisse mit den korrespondierenden Schwankungen der großräumigen atmosphärischen Zonalzirkulation in engem Zusammenhang stehen.

3. Ursachen für das Auftreten von Extremwasserständen

3.1 Herangezogene Daten und Parameter

Die Ursachen für das Vorkommen von Extremwasserständen werden auf der Grundlage des Bodenluftdruckfeldes und Bodenluftdruckparameter ($5^\circ \times 5^\circ$ -Gitterpunktdatensatz des täglichen auf Meeresniveau reduzierten Luftdrucks für den Zeitraum 1901–1993, bereitgestellt vom National Center for Atmospheric Research /NCAR/, Boulder, USA), des Füllungsgrades der Ostsee für 1899–1993, der durch den Pegel Landsort repräsentiert wird (zur Verfügung gestellt durch das Schwedische Meteorologische und Hydrologische Institut) sowie der die Ein- und Ausstromdynamik widerspiegelnden Wasserstands-differenz Hornbæk–Gedser für 1899–1990 (zur Verfügung gestellt von Dr. T. S. JACOBSEN, DK) statistisch untersucht. Von den Original-Pegeldaten von Landsort hat SCHINKE (1996, S. 35) den durch die Landhebungsprozesse in Skandinavien verursachten Trend von $-30,8 \text{ cm}/100 \text{ Jahre}$ (im Zeitraum 1899–1993) abgezogen. Nachfolgend werden die auf diese Weise gewonnenen Anomalienwerte verwendet. Ferner wurden Zeitreihen des Geopotentials der 500-hPa-Fläche, der Großwetterlagen nach HESS und BREZOWSKY, der Zugbahnen von Zyklonen im nordatlantisch-europäischen Raum und des geostrophischen Bodenwindes über der Ostsee herangezogen. Es wurden folgende wasserstandsspezifische Druckindizes gebildet:

Baltischer Meridionalindex (BMI) als Differenz des Bodenluftdrucks zwischen den Gitterpunkten 5° W , 55° N minus 25° E , 55° N . Diese Gitterpunkte decken sich annähernd mit der mittleren Lage der Druckzentren am Tages eines SHW. Der BMI ist ein Maß für die meridionale Luftbewegung über der Ostsee.

Baltischer Zonalindex (BZI) als Differenz des Bodenluftdrucks zwischen den Gitterpunkten 15° E , 50° N minus 15° E , 65° N . In der Gegend des nördlich gelegenen Gitterpunktes ist in der Regel der Kern des Tiefs zu finden, das die Entstehung eines SNW verursacht. Der BZI ist ein Maß für die zonale Luftbewegung über der Ostsee.

Baltischer Nordostindex (BNI) als Differenz des Bodenluftdrucks zwischen den Gitterpunkten 15° E , 60° N minus 25° E , 50° N . Dieser Index beschreibt das Umschlagen auf die nordöstliche Strömung bei SHW.

Einzelheiten zu den herangezogenen Daten und den verwendeten statistischen Methoden sind bei BAERENS (1998, S. 35–51) zu finden.

3.2 Prozesse, die zur Auslösung von Sturmhochwasser führen

Im Luftdruckfeld beginnt im Mittel die Vorphase eines SHW bereits etwa drei Wochen vor dem Ereignis. Eine zunächst westliche und später nordwestliche Strömung über der Nordsee und dem Übergangsbereich zwischen Nord- und Ostsee, die sich bis etwa fünf Tage vor dem SHW verstärkt, führt durch verstärkten Einstrom zu einer überdurchschnittlichen Füllung der Ostsee. Positive Bodenluftdruckanomalien über den Britischen Inseln und der Nordsee sowie negative Bodenluftdruckanomalien über Skandinavien korrelieren mit positiven Wasserstandsabweichungen an der gesamten Ostseeküste (HEYEN et al., 1994, S. 1–13). Die nordwestliche Luftströmung über der Nordsee bewirkt den Anstau des Wassers in der Deutschen Bucht. Es baut sich eine Wasserstands-differenz zwischen Nordsee und Ostsee auf. Dadurch kann über das Skagerrak ein Einstrom von Nordseewasser erfolgen. Dieser Einstrom endet unmittelbar vor dem SHW. Das Umschlagen des Windes auf Nordost über der zentralen Ostsee und die mit dieser Windrichtung verbundene maximale Windwirklänge

verursachen den starken Anstieg des Wasserstandes an der deutschen Ostseeküste bis über die SHW-Schwelle.

Das über alle Tage mit einem SHW mittleren Grades zwischen 1901 und 1990 gemittelte Luftdruckfeld zeigt Abb. 5a. Man erkennt ein ausgeprägtes Tiefdruckgebiet über dem Baltikum und Weißrussland sowie einen sich von den Azoren nordostwärts erstreckenden Hochdruckkeil mit einem abgeschlossenen Hoch mit dem Kern über Irland. Der zwischen beiden Druckzentren bestehende Gradient führt zu starken Nordostwinden über der Ostsee. Die mittleren Druckverhältnisse bei leichten und schweren SHW sind ähnlich. Die Abb. 5b enthält die Abweichungen des Luftdruckfeldes bei mittleren SHW vom Mittelwert 1901-1990. Sowohl die positiven Luftdruckanomalien über dem östlichen Atlantik als auch die mit dem Tief über dem Baltikum verbundenen negativen Luftdruckanomalien sind statistisch signifikant von Null verschieden.

Der mittlere Verlauf der Baltischen Luftdruckindizes ist in Abb. 6 enthalten. Für den BMI erkennt man den Aufbau einer hohen positiven Luftdruckdifferenz in der Vorbereitungsphase, wobei der BMI selbst am Tag des SHW ein ausgeprägtes Maximum zeigt, dem ein rascher Abfall der Werte folgt. Der BZI weist bis kurz vor dem Ereignis leicht erhöhte Werte auf, die einstromfördernd wirken. Kurz vor dem SHW fallen die Werte ab und erreichen ein nadelförmiges Minimum am SHW-Tag. Ähnlich, jedoch mit umgekehrtem Vorzeichen, reagiert der BNI. Es muss jedoch betont werden, dass die Verläufe in Abb. 6, die sämt-

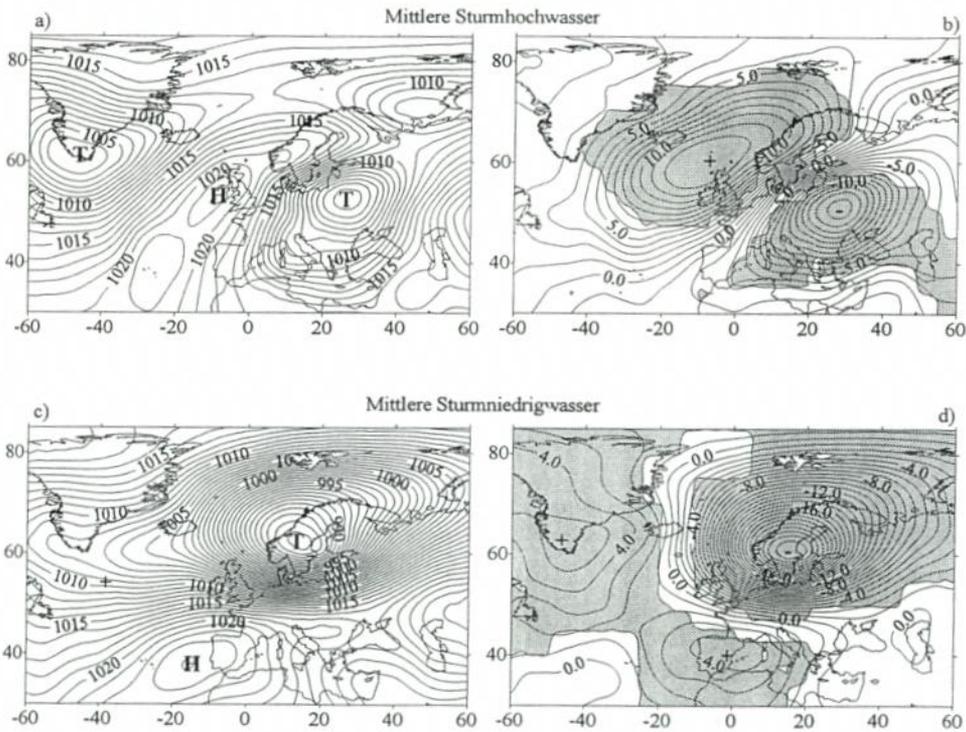


Abb. 5: Mittleres Bodenluftdruckfeld (1901-1990; a, c) und sein auf den Zeitraum 1901-1990 bezogenes Anomaliefeld (b, d) für Sturmhochwasser (a, b) und Sturm niedrigwasser (c, d) mittleren Grades. Der Isobaren- und Isanomalienabstand beträgt 1 hPa. In den schraffierten Gebieten sind die Bodenluftdruckanomalien mit einer Wahrscheinlichkeit von 95 % von 0 verschieden (t-Test)

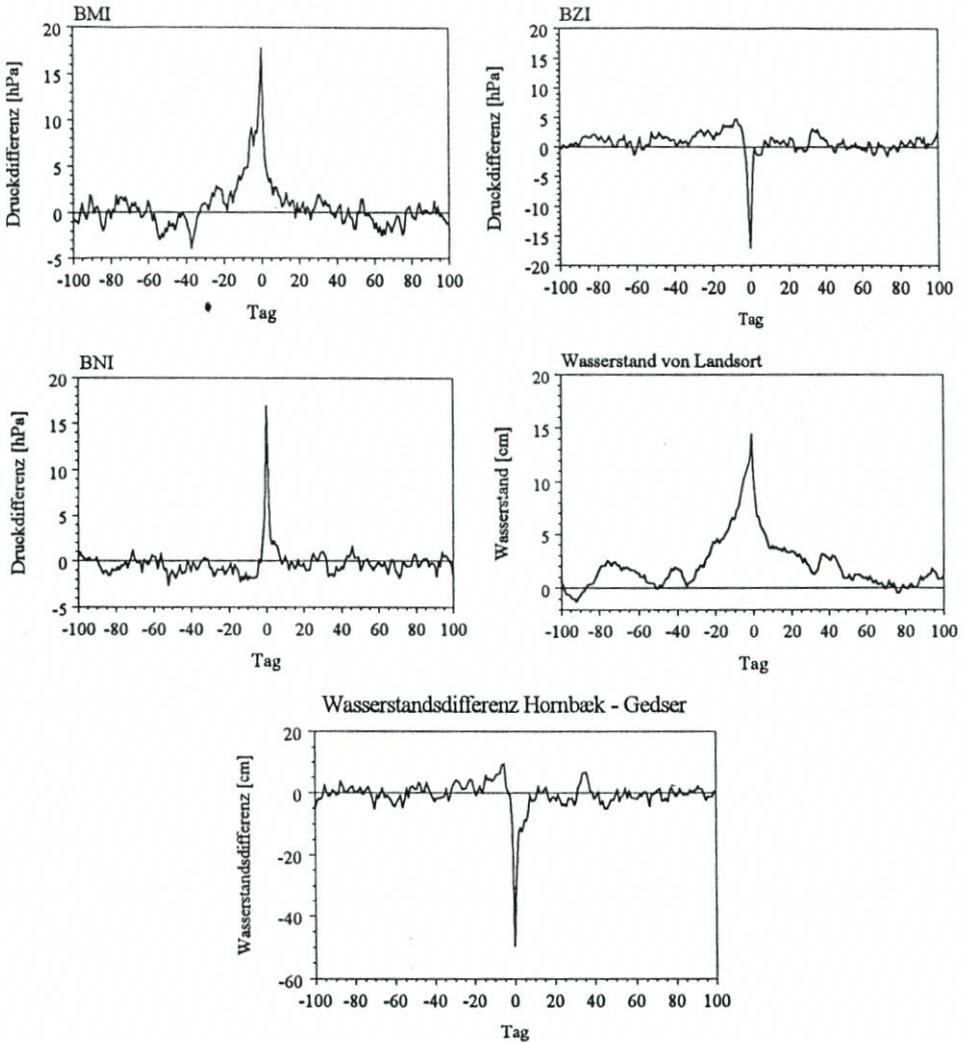


Abb. 6: Mittlere Verläufe des Baltischen Meridionalindex (BMI), des Baltischen Zonalindex (BZI), des Baltischen Nordostindex (BNI), des Wasserstandes von Landsort 100 Tage vor bis 100 Tage nach einem Sturmhochwasser sowie der Wasserstandsdifferenz zwischen Hornbæk und Gedser

lich statistisch hochsignifikant sind, Mittelwerte für alle bearbeiteten SHW-Fälle darstellen. Im Einzelfall können erhebliche Abweichungen von diesen Verläufen auftreten. Das Bodentieft, mit dem die starken Nordostwinde über der zentralen Ostsee verbunden sind, ist in der mittleren Troposphäre als Höhentrog erkennbar. Zur Auslösung von SHW kann auch ein über dem Mittelmeer liegendes Tief in Verbindung mit einem Hoch über Skandinavien führen. Eine weitere Möglichkeit besteht darin, dass sich das Tief östlich des Baltikums über Westrußland befindet. Die atmosphärischen Zustände, die zur Auslösung von SHW führen können, sind demnach vielfältig. Diese Aussage wird dadurch unterstrichen, dass an einem SHW-Tag unterschiedliche Großwettertypen (GWT) auftreten können. So ereigneten sich

39,7 % aller SHW bei GWT Nord, 23,5 % bei GWT West sowie je 18,4 % bei GWT Nordwest und GWT Ost.

Der windfeldbedingte Wasserstandsanstieg wird begünstigt durch die übernormale Füllung der Ostsee, d. h. durch einen relativ hohen Ausgangswasserstand. Das zeigt die Kurve für den Pegel Landsort in Abb. 6. Man erkennt, dass die Füllung der Ostsee schon länger vor dem Ereignis bis einen Tag vor dem Ereignis stetig zunimmt, wobei am SHW-Tag das Maximum erreicht wird. Die Existenz des Einstroms in die Ostsee belegt auch der Verlauf der Wasserstands-differenz Hornbæk-Gedser, die etwa ab dem 30. Tag vor dem Ereignis überwiegend positiv ist und bis 5 Tage vorher ansteigt. Danach erfolgt der Übergang zu negativen Werten mit dem Minimum am Ereignistag, was ein Indiz dafür ist, dass Wasser dann aus der Ostsee ausströmt.

3.3 Zur Auslösung von Sturmniedrigwasser

Im Mittel beginnt etwa drei Wochen vor einem SNW-Ereignis die Vorphase. Zwischen dem 20. und 15. Tag ist der mittleren Luftströmung über der Ostsee eine schwache östliche Komponente überlagert (Abb. 7), d. h. eine Abschwächung der Zonalzirkulation. Dadurch wird ein Ausstrom von Wasser aus der Ostsee in die Nordsee eingeleitet, der bis kurz vor dem Eintreten des SNW andauert. Das ist aus dem Verlauf des Wasserstandes von Landsort zu erkennen (Abb. 7). Etwa fünf Tage vor dem SNW beginnt sich die atmosphärische Zirkulation umzustellen. Der Luftdruckgradient verstärkt sich über dem Nordatlantik und den

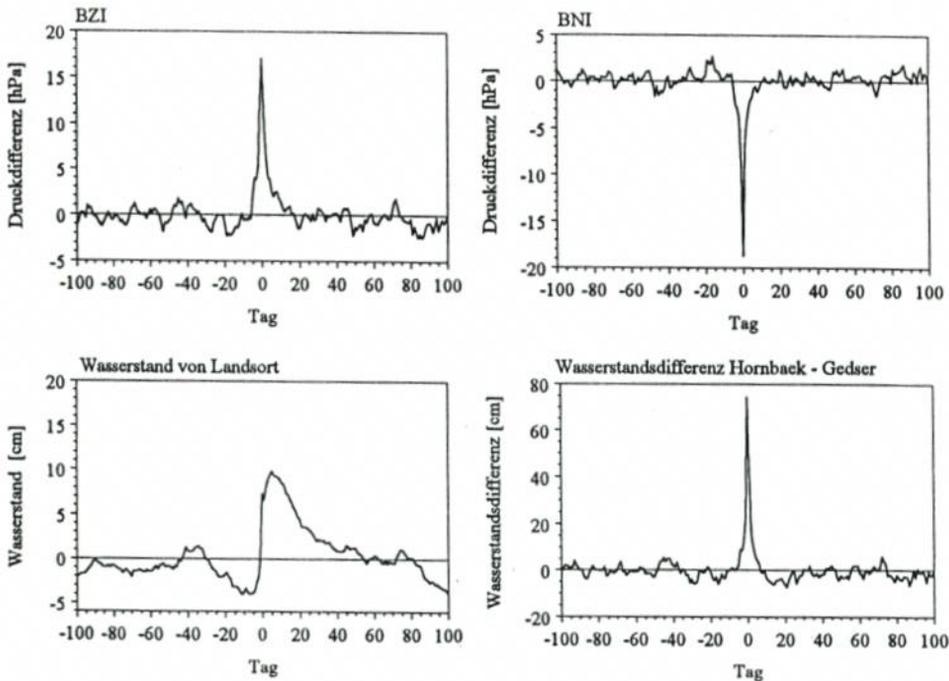


Abb. 7: Mittlere Verläufe des Baltischen Zonalindex (BZI), des Baltischen Nordostindex, des Wasserstandes von Landsort und der Wasserstands-differenz zwischen Hornbæk und Gedser 100 Tage vor bis 100 Tage nach einem Sturmniedrigwasser

Britischen Inseln. Schwache negative Bodenluftdruckanomalien über Russland und ebenso schwache positive Anomalien über dem Nordatlantik bilden sich aus und verstärken sich bis zum Ereignistag. An diesem Tag (Abb. 5c für mittlere SNW) liegt ein mächtiges Tiefdruckgebiet mit seinem Kern über Skandinavien („Skandinavisches Tief“). Westlich der Iberischen Halbinsel befindet sich der Kern des Azorenhochs. Zwischen den beiden Aktionszentren entwickelt sich eine starke westliche bis nordwestliche Luftbewegung über der Nordsee und dem westlichen Teil der Ostsee. Auch hier sind die Abweichungen vom mittleren Luftdruckfeld signifikant von Null verschieden (Abb. 5d). Zu dieser Luftdruckverteilung kommt es bei den meisten Ereignissen.

Es ist aber auch möglich, dass das Tief weit im Norden liegt und sich ein kräftiges Hoch über Südosteuropa ausbildet (betrifft etwa 13 % aller SNW-Ereignisse). In der mittleren Troposphäre ist das Tief noch als schwacher Trog ausgeprägt. Über der Ostsee besteht in diesen Fällen eine starke südwestliche Strömung. Für diese Richtung ist die Windwirklänge über der Ostsee maximal. Durch die starke südwestliche Strömung fließt das Wasser aus der südwestlichen Ostsee ab, so dass die Wasserstände an der deutschen Ostseeküste extrem absinken. Gleichzeitig steigt der Wasserstand in Landsort an, was vermutlich durch einen Einstrom aus der Nordsee in die Ostsee hervorgerufen wird (Abb. 7). Diese Wetterlage hält nicht lange an. Fünf Tage nach dem SNW hat sich das Skandinavische Tief aufgelöst. Über Nordeuropa und Westrußland sind sich abschwächende negative Bodendruckanomalien zu finden, die bis zum 10. Tage nach dem SNW wieder verschwunden sind.

Auch die Druckindizes erreichen etwa eine Woche nach dem Extremereignis wieder das mittlere Niveau. Allein die Füllung der Ostsee, ausgedrückt durch den Wasserstandsverlauf von Landsort, bleibt über einen Zeitraum von etwa vier Wochen signifikant hoch. Je niedriger der Kerndruck des Skandinavische Tiefs ist, desto höher ist der Grad der durch sie erzeugten SNW. Im Fall ausgeprägter SNW findet in der Vorphase die Abnahme der Wasserfüllung der Ostsee nicht statt.

Es sei auch hier hervorgehoben, dass es sich bei dem geschilderten Ablauf um mittlere Verhältnisse handelt, von denen im konkreten Fall erhebliche Abweichungen auftreten können. Zudem können bei der Auslösung von SHW und SNW klein- und mittelräumige Besonderheiten im Luftdruck- und Windfeld, die durch den $5^\circ \times 5^\circ$ -Luftdruckdatensatz nicht erfasst werden können, eine nicht unerhebliche Rolle spielen.

4. Statistische Modellierung der Häufigkeit von Extremwasserständen auf der Grundlage von Luftdruckdaten

Es erhebt sich jetzt die Frage, ob eine statistische Modellierung der im Abschnitt 3 dargestellten Abläufe erfolgen kann. Das Ziel der Abschätzung der Häufigkeit von Extremwasserstandsereignissen aus Klimamodelldaten erfordert zudem, dass in entsprechende SHW- und SNW-Modelle nur Luftdruckdaten als Prädiktoren eingehen, da andere nicht direkt aus den Klimamodelldaten zu entnehmen sind.

Zu diesem Zweck wurden ein Verfahren zur Abschätzung der Häufigkeit von Extremwasserstandsereignissen mit Hilfe von empirischen Orthogonalfunktionen (EOF) des täglichen Bodenluftdruckfeldes im nordatlantisch-europäischen Raum, ein Schwellenwertalgorithmus zur Diagnose von Extremwasserständen sowie ein statistisches Regressionsmodell für den Wasserstand von Warnemünde entwickelt. Von diesen drei Methoden wird hier nur das letztgenannte vorgestellt, hinsichtlich der beiden anderen wird auf BAERENS (1998, S. 93–101, 115–123) verwiesen.

Es wurden multiple Regressionsmodelle für die einzelnen Monate aufgestellt, die gestatten, den Wasserstand an einem Pegel ausschließlich aus dem Luftdruckfeld zu ermitteln. Ausgeführt wurde das Verfahren für Warnemünde, da nur für diesen Pegel tägliche Terminwerte des Wasserstandes (07 Uhr UTC vom 1.4.1946 bis 31.10.1996) zur Verfügung standen. Die einzelnen Modelle haben die Form

$$PT = a_0 + a_1P_1 + a_2P_2 + a_3P_3 + \dots + a_nP_n$$

mit PT als Prädiktanden (Wasserstand), P_1 bis P_n als Prädiktoren und a_1 bis a_n als Koeffizienten. Bei den Prädiktoren handelt es sich um 26 Druckindizes, die aus dem Datensatz des täglichen Bodenluftdruckfeldes berechnet wurden. Die Lage der Gitterpunktpaare, die als Druckindizes begründet ausgewählt wurden, zeigt Abb. 8. Es gingen jeweils die einfachen

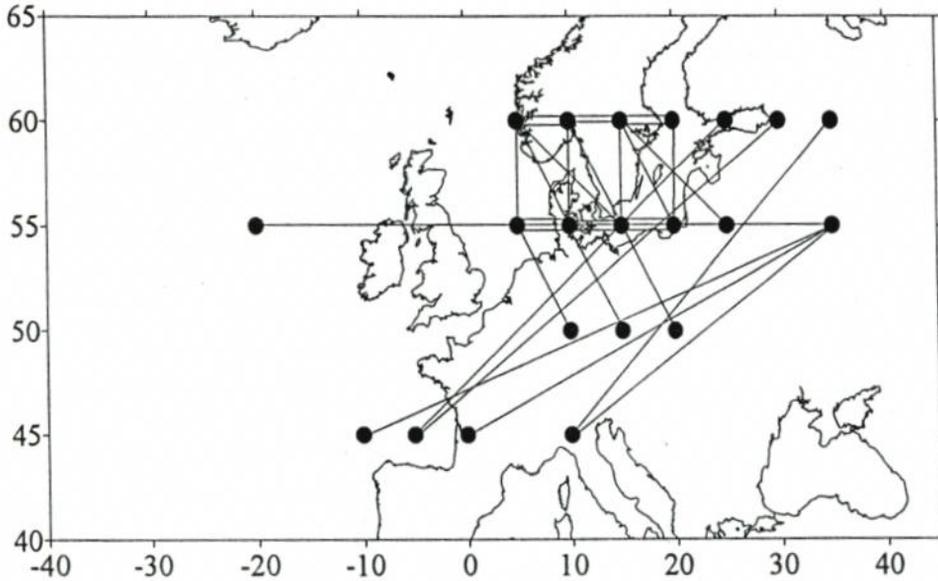


Abb. 8: Lage der Gitterpunktpaare, aus denen Luftdruckindizes als Prädiktoren für die Regressionsgleichungen bestimmt wurden

und die quadratischen Werte (wegen der quadratischen Abhängigkeit der tangentialen Schubkraft des Windes von der Windgeschwindigkeit) der Druckindizes des Vorhersagetaages und des Vortages ein, so dass schließlich 104 Prädiktoren zur Verfügung standen. Es wurden zwei Modellgruppen aufgestellt: das Modell I (MI), in das ausschließlich Druckindizes als Prädiktoren eingehen, und das Modell II (MII), in dem zusätzlich die Füllung der Ostsee (in Form des dem Berechnungstag vorhergehenden fünftägigen Mittels des Wasserstandes von Landsort) und der Vortageswasserstand von Warnemünde berücksichtigt werden. Als Beispiel werden die Prädiktoren und die Regressionskoeffizienten für den Monat Januar angegeben (für die übrigen Monate sind die Größen bei BAERENS, 1998, S. 103–106, in extenso enthalten):

$$\begin{aligned}
 \text{MI: } P_{T_{\text{Januar}}} &= 505,7 - 1,190 (p/55^\circ \text{ N } 25^\circ \text{ E} - 60^\circ \text{ N } 15^\circ \text{ E}) \\
 &- 1,482 (p/50^\circ \text{ N } 20^\circ \text{ E} - 60^\circ \text{ N } 10^\circ \text{ E}) - 1,655 (p_{\text{Vortag}}/55^\circ \text{ N } 15^\circ \text{ E} - 60^\circ \text{ N } 05^\circ \text{ E}) \\
 &- 1,165 (p_{\text{Vortag}}/50^\circ \text{ N } 20^\circ \text{ E} - 60^\circ \text{ N } 10^\circ \text{ E}) \\
 &- 0,038 (p_{\text{Vortag,Quadrat}}/55^\circ \text{ N } 20^\circ \text{ E} - 60^\circ \text{ N } 15^\circ \text{ E}) \\
 &- 3,202 (p/60^\circ \text{ N } 15^\circ \text{ E} - 60^\circ \text{ N } 20^\circ \text{ E}) \\
 \text{MII: } P_{T_{\text{Januar}}} &= 466,0 + 0,596 \text{ Lao} - 0,150 \text{ Warvor} + 1,028 (p/55^\circ \text{ N } 10^\circ \text{ E} - 60^\circ \text{ N } 05^\circ \text{ E}) \\
 &+ 1,697 (p/55^\circ \text{ N } 20^\circ \text{ E} - 60^\circ \text{ N } 15^\circ \text{ E}) - 1,458 (p/50^\circ \text{ N } 20^\circ \text{ E} - 60^\circ \text{ N } 10^\circ \text{ E}) \\
 &- 1,350 (p_{\text{Vortag}}/55^\circ \text{ N } 15^\circ \text{ E} - 60^\circ \text{ N } 05^\circ \text{ E}) + 0,417 (p_{\text{Vortag}}/50^\circ \text{ N } 20^\circ \text{ E} - 60^\circ \text{ N } 10^\circ \text{ E}) \\
 &- 0,915 (p_{\text{Vortag,Quadrat}}/55^\circ \text{ N } 20^\circ \text{ E} - 60^\circ \text{ N } 15^\circ \text{ E}) \\
 &+ 0,355 (p/55^\circ \text{ N } 20^\circ \text{ W} - 55^\circ \text{ N } 35^\circ \text{ E}) - 2,269 (p/55^\circ \text{ N } 20^\circ \text{ E} - 60^\circ \text{ N } 20^\circ \text{ E})
 \end{aligned}$$

Es bedeuten p = Luftdruck, Lao = Wasserstand Landsort und Warvor = Wasserstand des Vortages in Warnemünde.

In der Tab. 4 sind statistische Parameter des beobachteten und des mit MI und MII berechneten Wasserstandes für den gewählten Entwicklungs- und Testzeitraum angegeben. Man erkennt, dass beide Modellgruppen wichtige Eigenschaften befriedigend wiedergeben. Die Erfassung der Extreme ist in MII besser als in MI. Gerade bei der statistischen Model-

Tab. 4: Statistische Parameter des beobachteten und mit den Regressionsmodellen MI und MII geschätzten Wasserstandes von Warnemünde. Zeiträume für das Entwicklungskollektiv (E) vom 1. 1. 1949–31. 12. 1970 und für das Testkollektiv (T) vom 1. 1. 1978–31. 12. 1992. Alle Angaben in cm ü. NN

Parameter	Beobachtung (E)	Beobachtung (T)	Modelle		Modelle		Diff. Beob.-Modell	
			(E)		(T)		(T)	
			MI	MII	MI	MII	MI	MII
Mittelwert	496,4	502,2	496,3	496,4	495,3	493,2	6,9	9,0
Standardabweichung	± 21,4	± 21,5	± 15,7	± 19,2	± 16,6	± 19,8	5,9	1,7
Median	496,0	502,0	496,8	497,3	496,2	493,9	5,8	8,1
Minimum	370,0	395,0	411,3	344,5	419,7	340,9	-24,7	54,1
Maximum	643,0	627,0	576,1	594,8	571,5	605,1	55,5	21,9
Schwankungsbreite	273,0	232,0	164,8	250,3	151,8	264,2	80,2	-32,2

lierung der Extremwerte spielen subskalige Prozesse, die mit der räumlichen Auflösung der Eingangsgrößen nicht erfasst werden können, eine wichtige Rolle. Die erklärte Varianz als summarisches Maß der Modellgüte ist monatsweise in Tab. 5 enthalten. Für beide Modellansätze werden im Februar die besten und im Mai die relativ schlechtesten Ergebnisse erzielt. Dabei bestehen jedoch zwischen MI und MII gravierende Unterschiede in dem Sinn, dass die erklärte Varianz für MI wesentlich geringer ausfällt als für MII.

Tab. 5: Erklärte Varianz in % als Maß der Güte der Abschätzung des Wasserstandes von Warnemünde (Terminwert 07 Uhr UTC) mit den Regressionsmodellen MI und MII. Die Maxima sind fett, die Minima kursiv angegeben

Modell	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
MI	58,2	59,4	42,1	39,6	29,5	37,8	33,4	36,2	48,5	53,9	54,6	58,2
MII	70,4	77,5	70,7	68,3	<i>53,8</i>	65,9	55,2	60,1	62,8	68,1	72,6	71,3

Die Zeitreihen des modellierten und beobachteten Wasserstandes sind als Beispiel für das Jahr 1990 in Abb. 9 dargestellt. Die schon erwähnte geringere Schwankungsbreite von MI ist in der Zeitreihe gut sichtbar. Für die spätere Anwendung des Modells auf Klimamodell-daten ist jedoch wichtig, dass die beobachteten extremen Wasserstände auch in diesen Modellen als Peaks reproduziert werden, wenngleich auf einem niedrigeren Niveau. Die be-

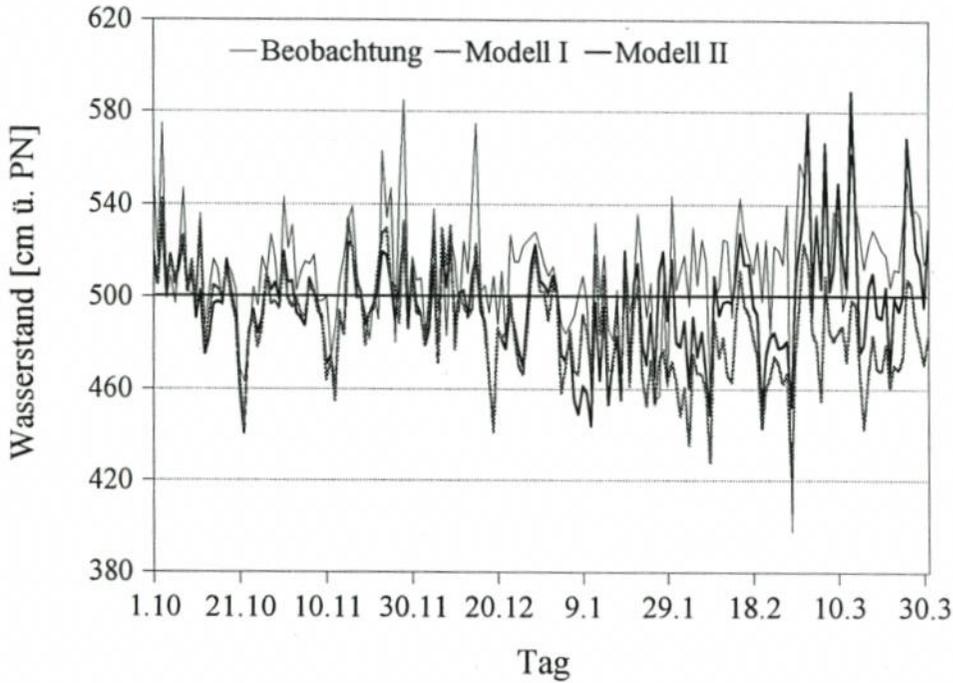


Abb. 9: Beobachteter und modellierter Verlauf des Wasserstandes am Pegel Warnemünde (Terminwerte 07 Uhr UTC) im Zeitraum vom 1. 10. 1989 bis 31. 3. 1990

rechneten Zeitreihen wurden deshalb auf die Standardabweichung normiert und die Über- bzw. Unterschreitung der positiven bzw. negativen doppelten Standardabweichung als Schwelle für das Auftreten extremer Wasserstände gesetzt. Das Überschreiten der positiven doppelten Standardabweichung wird als SHW, das entsprechende Unterschreiten der negativen doppelten Standardabweichung als SNW gezählt. Der Vergleich mit den beobachteten Häufigkeiten ergibt für SHW-Korrelationskoeffizienten $r_I = 0,66$ und $r_{II} = 0,68$ sowie für SNW $r_I = 0,45$ und $r_{II} = 0,63$. In Tab. 6 ist der Vergleich der Häufigkeit der Überschreitung verschiedener Schwellenwerte der Standardabweichung des mit MI berechneten Wasserstandsverlaufes im Vergleich zu beobachteten Extremwasserstandsereignissen enthalten. Als ein Ergebnis enthält Abb. 10 die auf den Entwicklungszeitraum bezogenen fünfjährigen Anomalien der beobachteten SHW und der mit MI berechneten SHW für Warnemünde ab 1901/05. Die Übereinstimmung kann insgesamt als befriedigend angesehen werden. Eine ähnliche Darstellung der beobachteten und mit MI berechneten fünfjährigen Häufigkeitsanomalien für SNW ist in Abb. 11 dargestellt. Auch hier ist die Übereinstimmung hinreichend gut.

Tab. 6: Häufigkeit der Überschreitung verschiedener Schwellenwerte der Standardabweichung s des mit dem Regressionsmodell MI berechneten Wasserstandes bei Sturmhochwasser (SHW) und Sturm Niedrigwasser (SNW) in Warnemünde für den Zeitraum 1901–1993

Kategorie		Anzahl der Ereignisse	$s \geq 1,5$	$s \geq 2,0$	$s \geq 2,5$	$s \geq 3,0$	$s \geq 3,5$	$s \geq 4,0$
SHW	leicht	57	49	42	31	20	12	5
	mittel	15	13	12	11	6	6	3
	schwer	7	7	7	7	7	7	5
SNW	leicht	65	55	47	38	23	13	7
	mittel	11	11	9	5	3	1	1
	ausgeprägt	4	4	4	4	4	4	3

Die Regressionsmethode ermöglicht die direkte Bestimmung der Wasserstandshöhe aus relativ leicht zugänglichen Daten. Ein Mangel ist, dass die Zielgröße der Wasserstand um 07 Uhr UTC ist, so dass bei einer mittleren Andauer von SHW von 12 bis 24 Stunden (STIGGE, 1994a, S. 1–24) nicht die Gewähr besteht, jeden Fall zu erfassen. Es wurden in der Tat nur 77 % aller beobachteten SHW und 75 % aller beobachteten SNW aus der Überschreitung der doppelten Standardabweichung als Schwellenwert durch die Modellierung erfasst. Als Fehlerquelle bereits erwähnt wurde die relativ grobe Auflösung des Bodenluft-

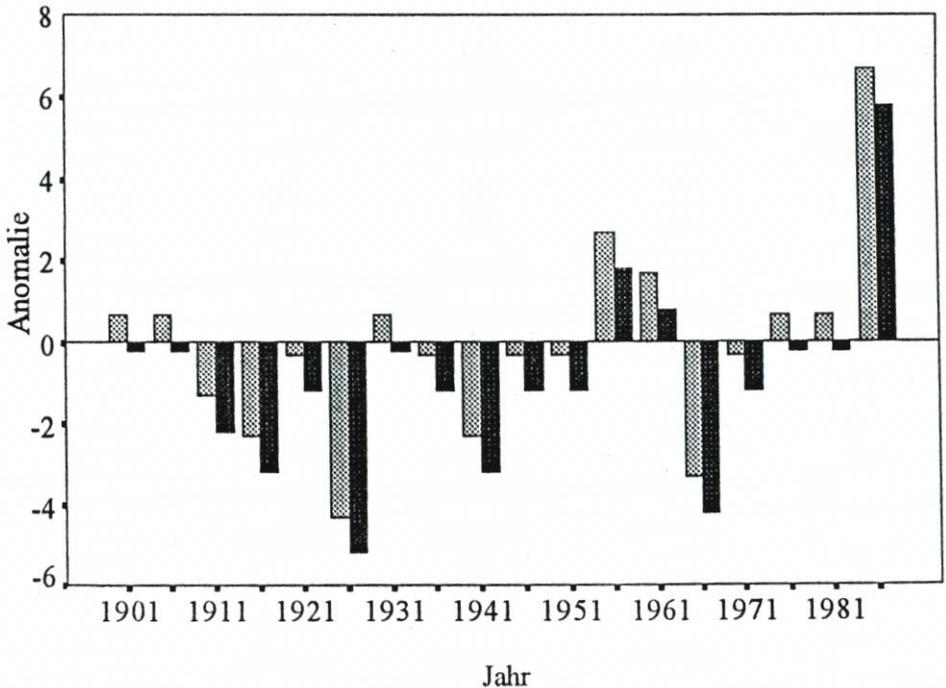


Abb. 10: Anomalien der fünfjährigen Häufigkeiten der beobachteten (grau) und der mit dem Regressionsmodell MI bestimmten Sturmhochwasser (schwarz) für Warnemünde im Zeitraum 1901/05 bis 1986/90. Der Spearman-Rangkorrelationskoeffizient beträgt $r_s = 0,59$ und ist mit einer Wahrscheinlichkeit von $\geq 95\%$ von Null verschieden. Die Jahreszahlen bezeichnen jeweils das erste Jahr der Jahrfünfte

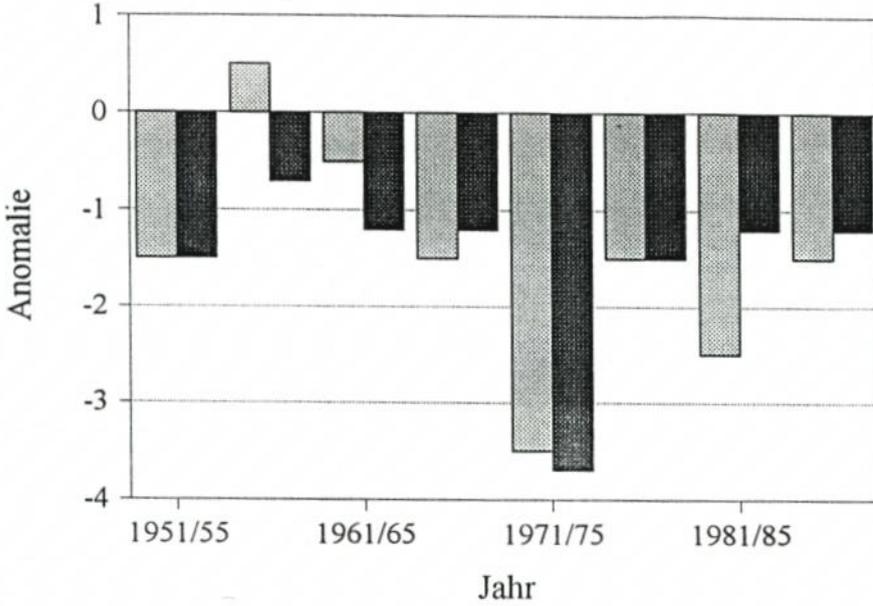


Abb. 11: Anomalien der fünfjährigen Häufigkeiten der beobachteten (grau) und der mit Modell MI bestimmten Sturmniedrigwasser (schwarz) für Warnemünde im Zeitraum 1951/55 bis 1986/90. Der Spearman-Rangkorrelationskoeffizient beträgt $r_s = 0,60$ und ist mit einer Wahrscheinlichkeit von 95 % von Null verschieden

druckdatensatzes, so dass lokale Windeffekte keine Berücksichtigung finden können. Andererseits zeigen die Ergebnisse, dass auch M1 die mittlere Sturmhochwasseraktivität an der deutschen Ostseeküste durchaus erfassen kann.

5. Abschätzung der Häufigkeit von Extremwasserständen unter den Bedingungen des Treibhausgasszenarios IS92

Um einen ersten Anhaltspunkt dafür zu bekommen, wie sich die SHW- und SNW-Häufigkeit an der deutschen Ostseeküste unter veränderten Klimabedingungen entwickeln wird, wurde das auf MI beruhende Berechnungsverfahren für fünfjährig aufsummierte Häufigkeiten der extremen Wasserstandereignisse auf das gekoppelte Ozean-Atmosphäre-Klimamodell ECHAM4/OPYC in der spektralen Auflösung T42 (Max-Planck-Institut für Meteorologie Hamburg/Deutsches Klimarechenzentrum Hamburg) angewendet (ROECKNER et al., 1996, 1–90; OBERHUBER, 1993, 808–829). Die horizontale Auflösung beträgt in diesem Fall $2,8^\circ \times 2,8^\circ$. Für diese Anwendung wurde der tägliche Bodenluftdruck (Termin 12 Uhr UTC) des Szenarios IS92a (weiterer erheblicher Anstieg des atmosphärischen CO_2 -Gehaltes, zu diesem Szenario s. HOUGHTON et al., 1992, S. 75–95) und des Kontrolllaufes (Simulation des gegenwärtigen Klimas) in dem Ausschnitt von 60°W bis 60°E und 32°N bis 85°N aus zwei Zeitabschnitten ausgewählt. Die Beschränkung auf zwei Zeiträume war wegen der großen Menge der zu extrahierenden Klimamodelldaten notwendig.

Die Lage der Gitterpunkte des verwendeten Bodenluftdruckdatensatzes und des Modells sind nicht identisch. Auf eine Interpolation der Modelldaten wurde jedoch verzichtet,

da die Abweichung nur maximal $1,63^\circ$ beträgt. Als erster Zeitabschnitt wurden die Modelljahre 1961 bis 1990 ausgewählt, da in dieser Periode Beobachtungen zum Vergleich vorhanden sind. Der zweite Modellabschnitt umfasst die Modelljahre 2070 bis 2099. Dieser Zeitraum ist bereits durch ein verändertes Klima gekennzeichnet.

Für das Szenario IS92a (Modelljahre 2070–2099) und den Kontrolllauf (ohne Veränderungen des äußeren Antriebs bezüglich 1995 vorgenommener Modellrechnungen für die Modelljahre 2070–2099) wurden die Terminwerte des Wasserstandes für Warnemünde berechnet und mit Beobachtungen verglichen (Stichprobenumfänge 10 770 bzw. 10 957). Die beobachtete Häufigkeitsverteilung enthält Abb. 12. Alle drei Stichproben entstammen mit

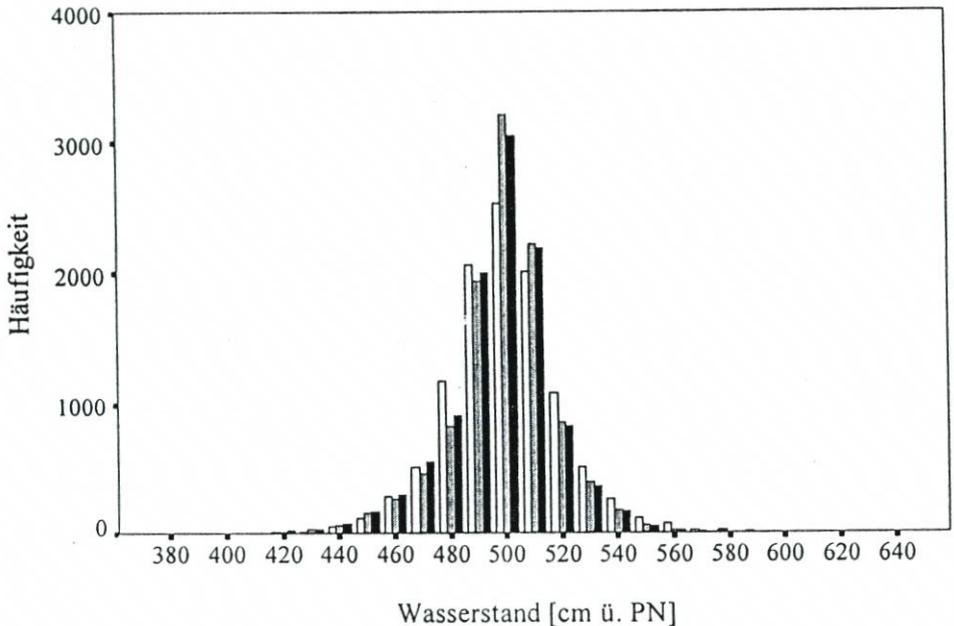


Abb. 12: Häufigkeitsverteilung des Wasserstandes von Warnemünde für den Zeitraum 1961–1990 nach Beobachtungen (weiß) und Rechnungen (schwarz: Szenario IS92a; grau: Kontrolllauf) mit dem Klimamodell ECHAM4/OPYC_T42

einer statistischen Sicherheit von 99,9 % einer Gaußschen Normalverteilung. Das Häufigkeitsmaximum wird in derselben Klasse erreicht, allerdings liegt es bei den beiden Modellläufen wesentlich höher als bei den Beobachtungen. Die Ähnlichkeit der aus Klimamodelldaten bestimmten Wasserstände mit den beobachteten Pegelwerten ergibt sich auch aus dem Parametervergleich in Tab. 7. Es tritt bei sonst guter Übereinstimmung die Unterschätzung der Extreme und damit der Schwankungsbreite hervor. Der modellierte mittlere Jahresgang stimmt mit dem beobachteten gut überein. Aus diesen Befunden kann bereits geschlossen werden, dass sich die mittleren Wasserstandsverhältnisse im Szenario IS92a nicht wesentlich von den Beobachtungen unterscheiden. Es ist die Tendenz erkennbar, dass in der Modellzukunft weniger häufig solche atmosphärischen Verhältnisse herrschen, die hohe Wasserstände verursachen. Im Gegensatz dazu kann mit einer tendenziellen Zunahme niedriger Wasserstände gerechnet werden.

Vor der Berechnung fünfjährig aufsummierter Häufigkeiten von SHW und SNW wurden die modellierten Wasserstandsreihen einer Autokorrelationsanalyse unterzogen (Nähe-

Tab. 7: Mittlere fünfjährige Häufigkeit von Sturmhochwasser und Sturmniedrigwasser nach Beobachtungen und Modellierungen mit dem ECHAM4/OPYC_T42-Modell auf Grundlage des Regressionsmodells MI

Kategorie	Beobachtung 1961–1990	Kontrolllauf		Szenario IS92a	
		1961–1990	2070–2099	1961–1990	2070–2099
Sturmhochwasser	5,3 ± 2,9	2,2 ± 0,4	1,3 ± 0,9	2,3 ± 0,2	1,0 ± 0,4
Sturmniedrigwasser	2,7 ± 0,9	4,2 ± 0,5	3,1 ± 1,1	4,1 ± 0,4	4,9 ± 1,0

res s. BAERENS, 1998, S. 46). Im Modell schwankt die Erhaltungszahl zwischen 3,1 und 4,0 (gegenüber 2,4 bei den Beobachtungen), so dass nur jeder 4. Tag in die Häufigkeitsberechnung eingehen konnte.

Der beobachtete Anstieg hoher Wasserstände (Überschreitung der positiven doppelten Standardabweichung) im Beobachtungszeitraum 1961–1990 läßt sich im Szenario IS92a nicht nachweisen. Sowohl im Szenario als auch im Kontrolllauf treten hohe Wasserstände um etwa 40 % seltener auf als real beobachtet. Im Modellzeitraum 2070–2099 nimmt die Häufigkeit hoher Wasserstände im Szenario im Vergleich zur Periode 1961–1990 um ein Drittel ab. Im Gegensatz dazu steigt die Zahl niedriger Wasserstände im zukünftigen Zeitabschnitt im Szenario IS92a um etwa 30 %. Die Berechnungsergebnisse der mittleren fünfjährigen Häufigkeit von SHW und SNW enthält Tab. 8. Daraus folgt, dass die Zirkulationsverhältnisse der Atmosphäre, die die Auslösung von SHW an der deutschen Ostseeküste mit bewirken, unter den modellierten künftigen Klimaverhältnissen möglicherweise etwas seltener vorkommen.

Tab. 8: Statistische Parameter des Wasserstandes von Warnemünde (alle Angaben in cm ü. PN) nach Beobachtungen und Modellierungen mit dem ECHAM4/OPYC_T42-Modell auf Grundlage des Regressionsmodells I (ohne Berücksichtigung des eustatischen Meeresspiegelanstiegs)

Parameter	Beobachtung 1961–1990	Regressions- modell MI 1961–1990	Kontrolllauf		Szenario IS92a	
			1961–1990	2070–2099	1961–1990	2070–2099
Mittelwert	499,6	495,6	499,3	499,1	499,9	497,9
Standard- abweichung	± 21,4	± 16,2	± 18,7	± 19,1	± 18,5	± 19,3
Schwan- kungsbreite	272,0	161,9	234,0	241,0	215,9	215,9
Minimum	370,0	411,3	392,4	392,5	396,6	387,8
Maximum	642,0	573,2	626,4	633,6	612,5	603,7

Als gesicherte Erkenntnis gilt, dass mit einer möglichen zukünftigen globalen Erwärmung ein allgemeiner Meeresspiegelanstieg einhergeht. Nach WARRICK et al. (1996, S. 359–406) steigt der globale Wasserstand im günstigsten Fall bis zum Ende des 21. Jahrhunderts entweder um etwa 23 cm (geringer Anstieg), oder um 55 cm (mittlerer Anstieg) oder sogar um 96 cm an (starker Anstieg). Für den Pegel Warnemünde betrug der eustatische Anstieg des Wasserstandes im Zeitraum 1880–1995 um 1,13 mm/Jahr (entspricht in der Extrapolation etwa dem halben Betrag des geringen globalen Anstiegs). STIGGE (1994b, S. 255–261)

berücksichtigt bei seiner Untersuchung des Warnemünder Wasserstandes eine mögliche Beschleunigung des beobachteten Anstiegs und fand eine Zunahme von 24,3 cm bis zum Ende des 21. Jahrhunderts, was etwa der oben genannten niedrigsten Anstiegsrate entspricht.

Die drei Abschätzungen wurden auf den täglichen Wasserstand von Warnemünde für den Modellzeitraum 2070–2099 angewendet. Der Wasserstand wurde mit den Regressionsbeziehungen von MI berechnet. Der globale Meeresspiegelanstieg wurde dabei als linear vorausgesetzt. Aus den erhaltenen Zeitreihen wurden die fünfjährig aufsummierten Häufigkeiten von SHW und SNW abgeschätzt. Die Ergebnisse enthalten die Abb. 13 und 14 sowie die

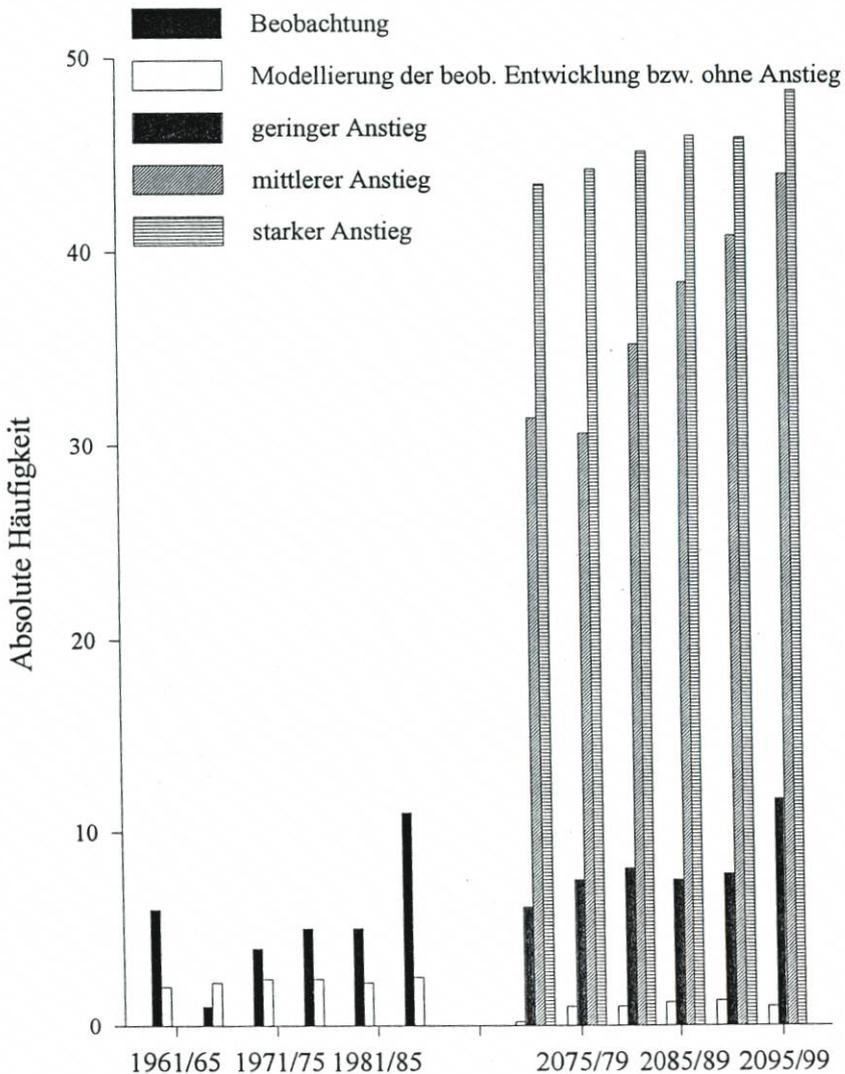


Abb. 13: Beobachtung und Szenario fünfjähriger Häufigkeiten von Sturmhochwasserereignissen mit und ohne Berücksichtigung des globalen Meeresspiegelanstiegs im Modellzeitraum 2070–2099. Die Berechnung des Wasserstandes erfolgte mit dem Regressionsmodell MI

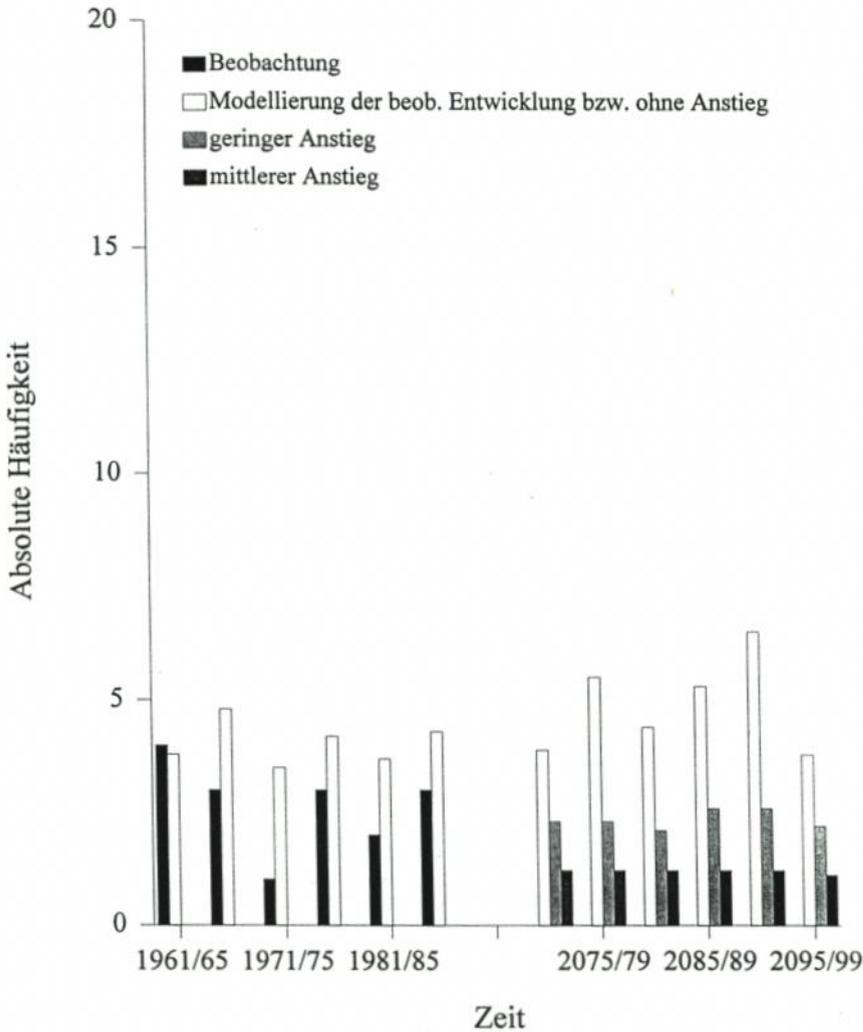


Abb. 14: Wie Abb. 13 für Sturmniedrigwasserereignisse

Tab. 9. Den Darstellungen kann man entnehmen, dass ohne Neufestsetzung des Pegelnullpunktes unreale, nur scheinbare Häufigkeitszunahmen der SHW, insbesondere bei mittlerem und starkem Wasserstandsanstieg, erwartet werden können. Entsprechend nehmen die SNW ab. Bei einem geringen Anstieg entspricht die mittlere Häufigkeit ihres Auftretens etwa der des Beobachtungszeitraumes, bei einem mittleren Wasserstandsanstieg treten sie noch seltener auf, und im Fall einer Erhöhung um 96 cm bis zum Jahr 2100 würden keine SNW mehr vorkommen. Aus der Gegenüberstellung von extremen Wasserstandsereignissen in Form von SHW bzw. SNW und dem zu erwartenden Anstieg des mittleren Meeresspiegels kann die Schlussfolgerung gezogen werden, dass der letztere Prozess wohl der im 21. Jahrhundert entscheidende dynamische Impact der Klimaschwankung auf die deutsche Ostseeküste sein wird. Die Änderung der Häufigkeit des Auftretens solcher Luftdruck- und Windfelder, die zu extremen Wasserstandsereignissen führen, tritt in ihrer Bedeutung dagegen zurück, wenn

Tab. 9: Mittlere fünfjährige Häufigkeit von Sturmhochwasser und Sturmniedrigwasser in Warnemünde nach Beobachtungen und in dem Treibhausgas-Szenarium IS92a mit und ohne Berücksichtigung des allgemeinen Wasserspiegelanstiegs

	Beobachtung 1961–1990	Treibhausgas-Szenarium für die Modelljahre 2070–2099			
		ohne Berücksichtigung des Meeresspiegel- anstiegs	Globaler Anstieg um 23 cm ab 1990 „Geringer Anstieg“	Globaler Anstieg um 55 cm ab 1990 „Mittlerer Anstieg“	Globaler Anstieg um 96 cm ab 1990 „Starker Anstieg“
Sturmhochwasser	5,3	1,0	8,1	36,7	45,5
Sturmniedrigwasser	2,7	4,9	2,4	1,2	0,0

auch mit einer geringen Abnahme der mittleren Zahl von SHW und einer Zunahme der mittleren Zahl von SNW nach den Modelldaten gerechnet werden muss. Praktische Küstenschutzmaßnahmen müssen daher auf der Grundlage der sich in Zukunft weiter präzisierenden Annahmen über den Anstieg des mittleren Meeresspiegels geplant und durchgeführt werden.

6. Schlussfolgerungen

Die meteorologischen Ursachen für das Vorkommen besonders hoher und niedriger Wasserstände an der deutschen Ostseeküste können prinzipiell als weitgehend geklärt angesehen werden. Ob die Wasserbewegungen, die durch Starkwindfelder auf die Küste zu oder von der Küste weg ausgelöst werden, dazu führen, dass konventionell festgesetzte Schwellenwerte des Wasserstandes über- oder unterschritten werden, hängt wesentlich vom aktuellen Füllungsgrad des Meeres ab. Die Häufigkeit von Sturmhochwasser und Sturmniedrigwasser ist zwischen den Pegelstationen der deutschen Ostseeküste statistisch signifikant positiv korreliert, so dass von einem in erster Näherung einheitlichem Geschehen bezüglich des Auftretens von Extremwasserständen ausgegangen werden kann. Es existieren jedoch charakteristische Unterschiede in Abhängigkeit von der Lage der Pegel an den Außen- oder Innenküsten. Weitere lokale Merkmale wie die morphologischen Verhältnisse des Unterwasserstrandes und die Gestaltung des Überganges in die tieferen Bereiche differenzieren das Auftreten von besonders hohen oder niedrigen Wasserständen. Desgleichen kann angenommen werden, dass subskalige Besonderheiten des Windfeldes, deren regelmäßige Erfassung bis heute kaum und deren klimatologische Berücksichtigung gar nicht möglich ist, zur variablen Ausprägung der lokalen Wasserstandsverhältnisse und damit zur Ausbildung von Unterschieden entlang der Küste beitragen.

Unter Berücksichtigung derartiger Effekte kann die statistische Modellierung des Wasserstandsverlaufes und insbesondere der Extremwasserstände auf der Grundlage relativ grob aufgelöster täglicher Luftdruckdaten und Pegeldata, die den Füllungsgrad der Ostsee und das Ein- und Ausstromgeschehen widerspiegeln, das Geschehen in der Natur nur bis zu maximal 77 % erklärter monatlicher Varianz annähern. Am Beispiel des Pegels Warnemünde kann gezeigt werden, dass der tägliche Wasserstandsverlauf gut modelliert werden kann, die gemessenen Extreme jedoch unterschätzt werden. Die Häufigkeit des Vorkommens der Über- oder Unterschreitung der doppelten Standardabweichung kann aber hinreichend gut mit der Häufigkeit des Auftretens von Sturmhochwasser oder Sturmniedrigwasser in Verbindung gebracht werden.

Der Anteil der durch die statistische Modellierung erklärten Varianz sinkt erheblich ab, wenn ausschließlich Parameter des Luftdruckfeldes als Prädiktoren herangezogen werden. Dies ist jedoch erforderlich, um eine rechnerische Abschätzung des Auftretens extremer Wasserstände in Klimamodelldaten eines Treibhausgasszenarios vornehmen zu können. Der Vergleich so berechneter Werte der fünfjährig summierten Zahl der Sturmhochwasser und Sturmniedrigwasser mit Beobachtungen von Warnemünde zeigt, dass das Modell die Zahl der Extremwasserstände größenordnungsmäßig richtig wiedergibt, wobei die Zahl der Sturmhochwasser etwas unter-, die der Sturmniedrigwasser dagegen etwas überschätzt wird. Auf die modellierten zukünftigen Verhältnisse des letzten Drittels des 21. Jahrhundert, in dem sich ein Klimawandel im Modell bereits vollzogen hat, angewendet, zeigen die Sturmhochwasser eine Tendenz zur Abnahme, die der Sturmniedrigwasser dagegen Zunahme. Insgesamt sind nach den Modellberechnungen jedoch keine dramatischen Veränderungen der Extremwasserstände auslösenden atmosphärischen Zirkulationsverhältnisse zu erwarten. Die möglichen Änderungen im Extremwasserstandsgeschehen werden in ihrer Bedeutung sehr eingeschränkt, wenn die erwärmungsbedingte, in drei Annahmen herangezogene Erhöhung des mittleren Wasserstandes näherungsweise in die Abschätzungen einbezogen werden. So kann aus heutiger Sicht festgestellt werden, dass für die Vorbereitung von Küstenschutzmaßnahmen, die in Zusammenhang mit dem Klimawandel erforderlich werden können, die Langzeitentwicklung des mittleren Meeresniveaus maßgebender als die heute abschätzbaren Veränderungen im Extremwasserstandsgeschehen ist.

D a n k

Diese Untersuchung wurde zwischen 1994 und 1998 dankenswerterweise durch das Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie unter der Vorhabensnummer 01LK9304/3 gefördert. Sie war dem Verbundprojekt KLIBO zugeordnet, dessen Teilnehmern wir für hilfreiche Diskussionen dankbar sind.

Wir danken auch Dr. E. ROECKNER, Max-Planck-Institut für Meteorologie Hamburg, für die Überlassung der Klimamodelldaten und für Beratung, Herrn H.-J. STIGGE, BSH Rostock, Dr. T. S. JACOBSEN, Dänisches Meeresforschungsprogramm, und dem Schwedischen Meteorologischen und Hydrologischen Institut für die Bereitstellung von Pegeldata sowie dem National Center for Atmospheric Research in Boulder, USA, für die Möglichkeit der Nutzung der Luftdruckdatensätze.

7. Schriftenverzeichnis

- BAERENS, CHR.: Extremwasserstandereignisse an der deutschen Ostseeküste. Dissertation, FB Geowissenschaften der Freien Universität Berlin, 1998.
- BAERENS, C.; HUPFER, P.; NÖTHEL, H. u. STIGGE, H.-J.: Zur Häufigkeit von Extremwasserständen an der deutschen Ostseeküste.
Teil I: Sturmhochwasser. Spezialarb. Arb.gr. Klimaforsch. Nr. 8, Humboldt-Universität zu Berlin, Berlin, 1994.
Teil II: Sturmniedrigwasser. Spezialarb. Arb.gr. Klimaforsch. Nr. 9, Humboldt-Universität zu Berlin, Berlin, 1995.
- BECKMANN, B.-R.: Veränderungen in der Windklimatologie und in der Häufigkeit von Sturmhochwassern an der Ostseeküste Mecklenburg-Vorpommerns. Wiss. Mitt. a.d. Inst. f. Meteorologie der Univ. Leipzig und dem Inst. f. Troposphärenforschung Leipzig, Band 7, Leipzig, 1998.

- BIJLSMA, L.: Coastal Zones and Small Islands. In: Watson, R. T. et al., *Climate Change 1995. Impacts, Adaptations and Mitigation of Climate Change: Scientific-Technical Analyses*. Cambridge University Press, Cambridge, 1996.
- BIRR, H.-D.: Über die hydrographischen Verhältnisse des Strelasundes unter besonderer Berücksichtigung von Wasserstand, Strömung und Salzgehalt. *Geogr. Berichte*, Bd. 46, 1968.
- DIETRICH, G.: Ozeanographisch-meteorologische Einflüsse auf Wasserstandsänderungen des Meeres am Beispiel der Pegelbeobachtungen von Esbjerg. *Die Küste*, H. 2, 1954.
- HEYEN, H.; ZORITA, E. u. v. STORCH, H.: Statistical downscaling of monthly mean North Atlantic sea-level pressure to sea level variations in the Baltic Sea. MPI-Report, Hamburg, 1994.
- HOUGHTON, J. T.; CALLANDER, B. A. u. VARNEY, S. K.: *Climate Change 1992*. Cambridge University Press, Cambridge, 1992.
- HUPFER, P.: *Unsere Umwelt: Das Klima - Globale und lokale Aspekte*. Teubner, Stuttgart und Leipzig, 1996.
- KOHLMETZ, E.: Zur Entstehung, Verteilung und Auswirkung von Sturmfluten an der deutschen Ostseeküste. *Petermanns Geogr. Mitt.*, Bd. 111, 1967.
- KOLP, O.: Sturmflutgefährdung der deutschen Ostseeküste zwischen Trave und Swine. Seehydrographischer Dienst der DDR, Stralsund, 1955.
- LIEBSCH, G.; DIETRICH, R.; BALLANI, L. u. LANGER, G.: Die Reduktion langjähriger Wasserstandsmessungen an der Küste Mecklenburg-Vorpommerns auf einen einheitlichen Höhenbezug. Eingereicht für *Die Küste*, H. 62, 2000.
- MIEHLKE, O.: Über die Wasserstandsentwicklung an der Küste der DDR im Zusammenhang mit der Sturmflut am 3. und 4. Januar 1954. *Ann. f. Hydr. (Stralsund)*, Heft 5/6, 1956.
- OBERHUBER, J. M.: Simulation of the Atlantic Circulation with a Coupled Sea Ice-Mixed Layer-Isopycnal General Circulation Model. Part I: Model Description. *J. Phys. Oceanogr.* Vol. 23, 1993.
- ROECKNER, E.; ARPE, K.; BENGTTSSON, L.; CHRISTOPH, M.; CLAUSSEN, M.; DÜMENIL, L.; ESCH, M.; GIORGETTA, M.; SCHLESE, U. u. SCHULZWEIDA, U.: The atmospheric general circulation model ECHAM4: model description and simulation of present-day climate. MPI-Report Nr. 218, Hamburg, 1996.
- SAGER, G. u. MIEHLKE, O.: Untersuchungen über die Abhängigkeit des Wasserstandes in Warnemünde von der Windverteilung über der Ostsee. *Ann.f.Hydr. (Stralsund)*, Heft 1, 1956.
- SCHINKE, H.: Zu den Ursachen von Salzwassereintrüben in die Ostsee. *Meereswiss. Berichte (Institut für Ostseeforschung Warnemünde)*, No. 12, Warnemünde, 1996.
- SCHMAGER, G.: Ein Beitrag zur Dynamik der aperiodischen Wasserstandsschwankungen und ihrer Vorhersage im Übergangsbereich zwischen Nordsee und Ostsee. Dissertation. Math.-nat. Fakultät, Humboldt-Universität zu Berlin, Berlin, 1984.
- STIGGE, H.-J.: Die Wasserstände an der Küste Mecklenburg-Vorpommerns. *Die Küste*, H. 56, 1994a.
- STIGGE, H.-J.: Akzeleration und Periodizität des säkularen Meeresspiegelanstiegs an der Mecklenburgischen Küste. *Dt. Hydr. Z.*, Bd. 47, 1994b.
- WARRICK, R. A.; LEPROVOST, C.; MEIER, M. F.; OERLEMANS, J. u. WOODWORTH, P. L.: Changes in Sea Level. In: Houghton, J. T. et al., *Climate Change 1995. The Science of Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, 1996.

Veränderungen in der Häufigkeit von Sturmhochwassern an der Ostseeküste Mecklenburg-Vorpommerns und deren mögliche Ursachen

Von BJÖRN-RÜDIGER BECKMANN und GERD TETZLAFF

Zusammenfassung

Sturmhochwasser an der Ostseeküste Mecklenburg-Vorpommerns verursachen meistens starke Veränderungen des Küstenstreifens innerhalb kürzester Zeit. Aus diesem Anlass haben wir die Veränderung in der Häufigkeit verschiedener sturmhochwasserverursachender Prozesse untersucht, um die zunehmende Häufigkeit von Sturmhochwassern in dieser Region zu erklären.

Ein Teil dieser zunehmenden Häufigkeit hat seine Ursache in dem säkularen Meeresspiegelanstieg entlang der Mecklenburg-Vorpommerschen Küste. Der weitaus größere Anteil wird durch Veränderungen im Windfeld über der Ostsee hervorgerufen.

In der Regel wird ein Sturmhochwasser an der Mecklenburg-Vorpommerschen Ostseeküste durch zwei nacheinander ablaufende meteorologische Prozesse verursacht. Mitunter können Eigenschwingungen der Ostsee die durch die Windfelder verursachten Wasserstandsänderungen verstärken.

Zunächst wird über eine Dauer von zehn bis fünfzehn Tagen bevor ein Sturmhochwasser eintritt, Nordseewasser durch stärkere westliche Winde in die Ostsee befördert. Dieses hat zur Konsequenz, dass der Wasserstand der Ostsee im Mittel um etwa 15 cm ansteigt. Der hauptsächlich Wasserstandsanstieg an der Küste zu einem Sturmhochwasserereignis wird durch N- bis NE-Stürme mit einer langen Fetch über der zentralen Ostsee verursacht.

Es zeigt sich, dass die Häufigkeit von Perioden länger andauernder stärkerer westlicher Winde in der Vergangenheit zugenommen hat. Eine signifikante Veränderung in der Häufigkeit von Stürmen aus N bis NE lässt sich hingegen nicht nachweisen. Dieses wird an Hand mehrerer Höhenwindzeitreihen im Ostseegebiet und einer über hundert Jahre langen homogenisierten und normierten Bodenwindzeitreihe Mecklenburg-Vorpommerns verdeutlicht. Daraus schließen wir, dass die zunehmende Häufigkeit von Sturmhochwassern in erster Linie durch die zunehmende Häufigkeit von länger andauernden stärkeren westlichen Winden verursacht wurde und nicht durch Häufigkeitsveränderungen von N- bis NE-Stürmen.

Summary

Storm surges in the Baltic Sea can lead to rapid and significant changes of the coast line of Mecklenburg-Vorpommern. In order to explain the increasing frequency of occurrence of storm surges in this region we analysed various processes exciting these storm surges. One source of this trend can be found in the secular rise of the mean sea level. However, changes of the wind field over the Baltic Sea are of much greater importance.

Storm surges at this part of the Baltic coast are generally caused by two subsequent meteorological processes the effect of which can be increased by seiches or oscillations in the Baltic Sea. Preceding a storm surge, water from the North Sea is pushed into the Baltic by strong westerly winds for a duration of up to 15 days. Consequently, the overall water level rises by approximately 15 cm. The main level increase during a storm surge, however, is caused by storms from N to NE with a long fetch over the central Baltic.

Apparently, periods of stronger westerly winds with longer durations have become more frequent in the recent past. Yet, a significant change in the frequency of occurrence of storms from N to NE cannot be shown. This becomes evident by looking at several time series of aerological

winds in the Baltic region and at a time series of homogenized surface winds in Mecklenburg-Vorpommern of more than 100 years duration.

In conclusion, the increasing number of storm surges in the Baltic is caused by the increase in frequency of occurrence of long-duration stronger westerly winds filling the Baltic rather than of those coming from N to NE and causing the major water level increase.

I n h a l t

1. Einleitung	74
2. Klassifikation und Statistik der Sturmhochwasser	75
2.1 Klassifikation	75
2.2 Veränderungen in der Häufigkeit von Sturmhochwassern	76
3. Sturmhochwasser verursachende Wetterlagen	77
4. Veränderungen in der Windverteilung	78
5. Schluss	86
6. Danksagung	87
7. Schriftenverzeichnis	87

1. Einleitung

Der Verlauf des Küstenstreifens Mecklenburg-Vorpommerns steht in engem Zusammenhang mit den geomorphologischen Veränderungen, wie Abrasion und Akkumulation. Hierfür verantwortlich sind einwirkende meteorologische und hydrodynamische Prozesse.

Küstenrückgänge haben ihre Ursache einerseits in der langzeitigen und kontinuierlichen Wirkung von Seegang und Strömung bei mittleren Wasserständen. Andererseits führen kurzzeitig auftretende Sturmhochwasser mit extremen Wasserstandsanstiegen und hoher Seeangensenergie zu starken Veränderungen der Küstenlinie.

Auf Grund sozio-ökonomischer Aspekte solcher Veränderungen des Küstenstreifens besteht ein großes Interesse daran, Kenntnisse über die Veränderungen in der Häufigkeit von Sturmhochwassern zu erweitern.

Die Sturmhochwasserstatistik Warnemündes (STIGGE, 1994a) zeigt eine zunehmende Häufigkeit solcher Ereignisse seit 1901. Es stellt sich die Frage, ob die Zunahme eine Folge des säkularen Meeresspiegelanstiegs von 1 bis 2 mm pro Jahr ist oder sich aus veränderten hydrodynamischen Randbedingungen oder durch Klimavariationen erklären lässt.

Um die zunehmende Häufigkeit von Sturmhochwassern zu untersuchen, benötigen wir einerseits homogenisierte Pegelzeitreihen und Kenntnisse über die Veränderungen in der Häufigkeit meteorologischer Prozesse, welche für Sturmhochwasser verantwortlich sind.

Die am häufigsten auftretenden Sturmhochwasserwetterlagen, welche für den nötigen N- bis NE-Sturm über der zentralen Ostsee sorgen, werden z. B. von KOHLMETZ (1967) beschrieben. Diese Sturmwetterlagen verursachen dann einen Wasserstau an der Küste Mecklenburg-Vorpommerns.

In der Regel ist während des Auftretens eines Sturmhochwasserereignisses der Wasserstand der Ostsee um 15 cm höher als der mittlere (BAERENS u. HUPFER, 1995). Ein nennenswertes Füllen der Ostsee – hier vor einem Sturmhochwasserereignis – dauert etwa 10 bis 15 Tage (BAERENS u. HUPFER, 1995). Länger andauernde stärkere westliche bis nordwestliche Winde über Nord- und Ostsee sind Ursache für den Füllprozess. Typische Wetterlagen, die einen Einstrom in die Ostsee verantworten, wurden z. B. von HEYEN et al. (1996) beschrieben.

Anhand homogener Pegelzeitreihen soll überprüft werden, inwiefern der Säkulartrend Ursache für die Zunahme in der Häufigkeit von Sturmhochwassern ist. Zweitens soll untersucht werden, ob es Veränderungen in der Häufigkeit Sturmhochwasser verursachender Wetterlagen gibt. Zu diesem Zweck soll eine Windverteilung des Untersuchungsgebietes Aufschluss darüber geben, ob es in der Vergangenheit zu Veränderungen in der Häufigkeit von Stürmen aus N bis NE und ob es zu Veränderungen in der Häufigkeit von länger andauernden und stärkeren westlichen Winden gekommen ist.

Die Veränderungen in der Windklimatologie werden durch eine Analyse der Höhenwindzeitreihen im 850 hPa Niveau der aerologischen Stationen Kopenhagen, Greifswald, Tallinn und Riga untersucht. Die Greifswälder Zeitreihe ist ab 1949 verfügbar, die restlichen ab 1969. Um Zeitreihen mit ähnlicher Länge wie die Zeitreihe der Sturmhochwasser zu untersuchen, kann man auf Bodenwindzeitreihen zurückgreifen.

Jedoch existiert für dieses Gebiet keine durchgehende hundertjährige homogene Windzeitreihe. Für die Ostseeküste Mecklenburg-Vorpommerns existieren lediglich Bodenwindzeitreihen von WUSTROW für 1876 bis 1920, für Warnemünde ab 1920 und für Arkona (Insel Rügen) ab 1950. Zusätzlich wechselte der Messstandort in Warnemünde im Jahre 1946, und die Bebauung in der Umgebung des zweiten Messstandortes veränderte sich mehrmals. Es ist zu erwähnen, dass diese gemessenen Rohdaten nicht ohne weiteres miteinander verglichen werden können, weil lokale und regionale Bodeneigenschaften die Messdaten dieser Bodenstationen beeinflussen. Eine brauchbare Zeitreihe kann nur durch Homogenisieren der Rohdaten und anschließende Normierung auf einheitliche Bodeneigenschaften erfolgen. Die Berechnung des Einflusses von Orographie, Rauigkeit und Hindernissen der umgebenden Messstation auf die Messwerte (Homogenisierung) und die Normierung auf einheitliche Bodeneigenschaften und einheitliche Messhöhe erfolgt mittels eines kleinskaligen Modells (MORTENSEN et al., 1993). Trenduntersuchungen dieser synthetischen Zeitreihe sollen Informationen über Veränderungen in der Vergangenheit über längere Zeitskalen in der Häufigkeit mittlerer als auch extremer Windgeschwindigkeiten geben.

2. Klassifikation und Statistik der Sturmhochwasser

2.1 Klassifikation

Ein extremer Wasserstand wird an der deutschen Ostseeküste als Sturmhochwasser bezeichnet, wenn der Pegel 1 m über NN (Normal Null) überschreitet. In Tab. 1 ist die Klassifikation des Bundesamtes für Seeschifffahrt (BSH) von Sturmhochwassern an der deutschen Ostseeküste angegeben.

Tab. 1: Klassifikation der Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste nach dem Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH).

1,00 m bis 1,24 m über NN	leichtes Sturmhochwasser
1,25 m bis 1,49 m über NN	mittleres Sturmhochwasser
1,50 m und mehr über NN	starkes Sturmhochwasser

2.2 Veränderungen in der Häufigkeit von Sturmhochwassern

Zur Erstellung der Statistik der Sturmhochwasser dient der Pegel Warnemünde, weil dieser als repräsentativ für die Region angenommen werden kann. Damit ist gemeint, dass im Falle eines Sturmhochwassers in Warnemünde es in der Regel an anderen Pegeln entlang der Mecklenburg-Vorpommerschen Ostseeküste ebenfalls zu Registrierungen von Sturmhochwassern kommt. Eine Häufigkeitsverteilung von Sturmhochwassern ermittelt aus Pegel­daten von Warnemünde wird in Abb. 1 gezeigt. Diese sind in der Abb. 1 nach der Klassifikation des BSH in leichte, mittlere und starke Ereignisse unterteilt. Die Sturmhochwasserdaten Warnemündes, die von STIGGE (1994b) entnommen wurden, sind vor der Analyse bzgl. des Säkular­­trends mittels eines linearen Ansatzes (STIGGE, 1994a) mit 1900 als Referenzjahr homogenisiert worden. Der lineare Ansatz zur Homogenisierung der Sturmhochwasserdaten bezogen auf das Jahr 1900 wird in folgender Gleichung beschrieben:

$$(1) \quad \text{BHW}_i = \text{HW}_i + s \cdot (1900 - i)$$

Dabei bedeuten BHW_i der homogenisierte Sturmhochwasserpegel, HW_i der nicht homogenisierte Sturmhochwasserpegel und s der lineare säkulare Pegelanstieg. Für Warnemünde beträgt der lineare Säkularanstieg 0,12 cm pro Jahr (DIETRICH, 1994). Die Ursachen des Säkularanstieges sind eustatische als auch isostatische Prozesse (siehe z. B. KLUG, 1980).

Die Abb. 1 zeigt, dass sich die Häufigkeit pro Jahrzehnt starker und mittlerer Sturmhochwasserereignisse seit 1900 nicht signifikant verändert hat. Die Häufigkeit von leichten

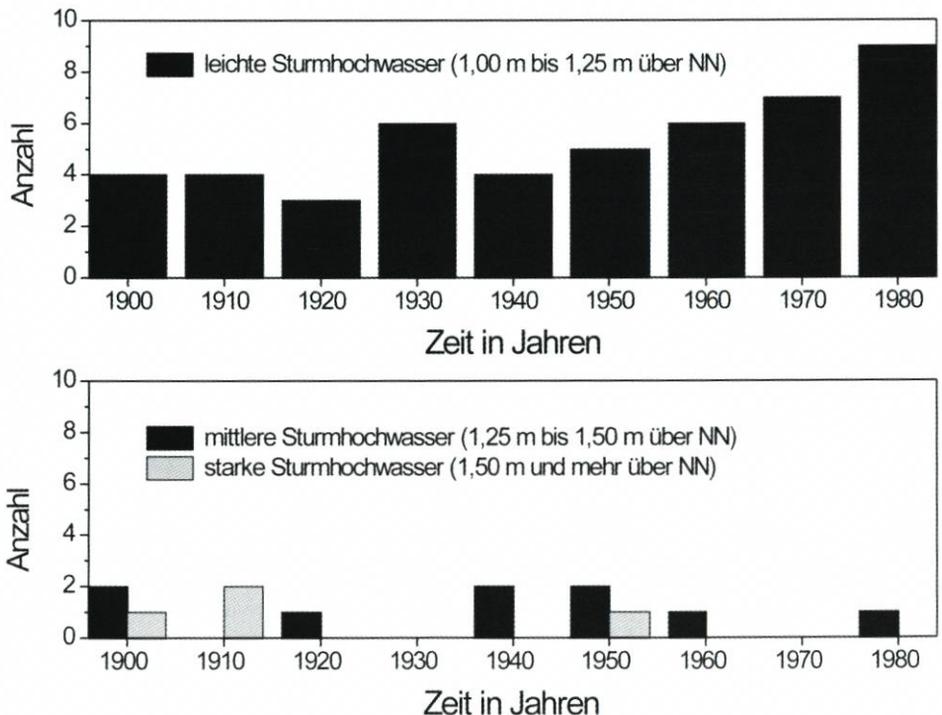


Abb. 1: Anzahl von starken, mittleren und leichten Sturmhochwassern in Warnemünde seit 1900 homogenisiert bzgl. des Säkular­­trends in Bezug auf das Jahr 1900

Sturmhochwassern veränderte sich in der Zeit von 1900 bis 1940 nur geringfügig. Danach ist eine signifikante Zunahme in der Häufigkeit leichter Ereignisse trotz der Subtraktion des Säkulartrends zu verzeichnen. Daraus ist zu schließen, dass der mittlere Pegelanstieg nicht der einzige Grund für die zunehmende Häufigkeit der leichten Sturmhochwasser sein kann. Die verbleibende Häufigkeitszunahme wird in einer veränderten Windklimatologie vermutet. Aus diesem Grund sollen die Veränderungen in der Häufigkeit von Sturmhochwassern, insbesondere der leichten, mit Veränderungen im Windfeld über der Ostsee verglichen werden. Dazu müssen im ersten Schritt die meteorologischen Prozesse, d. h. Wetterlagen, die Ursache für ein Sturmhochwasser sind, betrachtet werden.

3. Sturmhochwasser verursachende Wetterlagen

Ein Sturmhochwasser an der Ostseeküste Mecklenburg-Vorpommerns wird durch mehrere Prozesse verursacht.

In der Regel weist die Ostsee vor dem Auftreten eines Sturmhochwassers einen erhöhten Wasserstand auf. Das Phänomen des Auffüllens der Ostsee vor einem Sturmhochwasserereignis wurde in dem KLIBO-Teilprojekt von BAERENS und HUPFER deutlich herausgearbeitet und soll hier der Vollständigkeit wegen kurz erläutert werden. Das Auffüllen der Ostsee – hier vor einem Sturmhochwasserereignis – beansprucht etwa 10 bis 15 Tage (BAERENS u. HUPFER, 1995). Nach dieser Periode des Auffüllens ist der Wasserstand der Ostsee etwa 15 cm höher als der mittlere (BAERENS u. HUPFER, 1995). Dieses haben sie am Pegel Landsort nachgewiesen. Dieser befindet sich südlich von Stockholm in der zentralen Ostsee. Der Pegel Landsort wird für gewöhnlich als Maß des Wasserstandes der Ostsee genutzt, weil er nahezu von den Eigenschwingungen der Ostsee unbeeinflusst ist. Ursache für das Auffüllen der Ostsee sind länger andauernde und stärkere Winde aus westlicher bis nordwestlicher Richtung über Nord- und Ostsee. BAERENS und HUPFER (1995) zeigen dieses anhand von 10 täglichen Bodendruckanomalieprofilen für 10 Tage vor Auftritt eines Sturmhochwassers. Die Anomalieprofile sind aus knapp 200 verschiedenen Zeitperioden von 10 Tagen vor Auftritt eines Sturmhochwassers ermittelt worden. Als Datengrundlage diente ihnen ein 5° x 5°-Gitterpunktdatensatz des National Center of Atmospheric Research (NCAR) in Boulder. Typische Wetterlagen, die Ursache für einen Einstrom in die Ostsee sind, werden z. B. auch von HEYEN et al. (1996) beschrieben.

Die aerologischen Zeitreihen von Göteborg und Kopenhagen im 850 hPa-Niveau illustrieren, dass vor Auftreten eines Sturmhochwassers länger andauernde und stärkere Winde aus westlichen Richtungen kommen. Dieses kann durch einen Vergleich des Betrages des mittleren Windvektors in 850 hPa und des Betrages des mittleren Windvektors, der aus 10 Tage vor Auftreten eines Sturmhochwassers gemessenen Daten ermittelt wurde (Untersuchungszeitraum von 1978 bis 1994), gezeigt werden. Die Definition des Betrages des mittleren Windvektors lautet folgendermaßen:

$$(2) \quad v = \frac{1}{N} \cdot \left[\left(\sum_i u_i \right)^2 + \left(\sum_i v_i \right)^2 \right]^{1/2}$$

In der Gleichung 2 sind N die Anzahl der Ereignisse und u_i und v_i die Windkomponenten gemeint. Der Betrag des mittleren Windvektors in 850 hPa beträgt in Kopenhagen 4,4 m/s. Der Betrag des mittleren Windvektors für 10 Tage vor Auftritt eines Sturmhochwassers beträgt im Vergleich dazu 8,4 m/s. Das Verhältnis des Betrages des mittleren Wind-

vektors und der mittleren Windgeschwindigkeit kann als Maß für die Persistenz der Windrichtung angesehen werden. Die mittlere Windgeschwindigkeit beträgt in Kopenhagen in 850 hPa innerhalb des Zeitraumes von 1978 bis 1994 10,3 m/s. Zehn Tage vor Auftritt eines Sturmhochwassers beträgt die mittlere Windgeschwindigkeit 13,5 m/s. Das Verhältnis des Betrages des mittleren Windvektors und der mittleren Windgeschwindigkeit beträgt 0,43 und für zehn Tage vor einem Sturmhochwasser 0,62. Die Verhältnisse für Göteborg betragen 0,39 und 0,56. Die Untersuchungen der aerologischen Zeitreihen von Kopenhagen und Göteborg belegen, dass die Persistenz von Westwinden und die Windgeschwindigkeit zehn Tage vor einem Sturmhochwasser höher sind als im Mittel.

Der überwiegende Anteil des Pegelanstiegs zu einem Sturmhochwasser wird durch Stürme aus N bis NE über der zentralen Ostsee verursacht. Diese Stürme sind für das Erreichen bzw. Überschreiten des Sturmhochwasserswellwertes von 1 m über NN verantwortlich. Verschiedene typische Wetterlagen, welche Ursache für das Auftreten von Sturmhochwassern sind, werden z. B. von KOHLMETZ (1967) beschrieben.

Daraus können wir schließen, dass der anomale Pegelstand an der Ostseeküste Mecklenburg-Vorpommerns während eines Sturmhochwassers eine Kombination aus dem etwa 15 cm betragenden überall ansteigenden Wasserstand der Ostsee und dem durch N- bis NE-Stürme hervorgerufenen lokalen Pegelanstieg ist.

Es ist anzumerken, dass ein Teil des Wasserstandes durchaus auch auf die Eigenschwingungen der Ostsee zurückzuführen ist. Die Amplitude der Eigenschwingung erster Ordnung kann bis zu 1 m betragen. Es ist offensichtlich, dass der Wasserstand an der deutschen Ostseeküste bei einem Sturmhochwasser besonders hoch ausfällt, falls Eigenschwingungen die Wirkungen des Winddruckes verstärken. Eigenschwingungen der Ostsee wurden z. B. von WÜBBER und KRAUSS (1979) untersucht.

Im nächsten Kapitel analysieren wir die zunehmende Häufigkeit von leichten Sturmhochwassern anhand der Windverteilung. Wir betrachten einerseits die Veränderungen in der Häufigkeit von länger andauernden und stärkeren westlichen Winden und andererseits die Veränderungen in der Häufigkeit von N- bis NE-Stürmen.

4. Veränderungen in der Windverteilung

Die Windzeitreihen im 850 hPa-Niveau der aerologischen Stationen von Kopenhagen, Greifswald, Tallinn und Riga wurden analysiert, um Informationen über Veränderungen in der Windklimatologie zu erhalten. Es ist anzumerken, dass Höhenwindmessungen nicht von der umgebenden Topographie des Messstandortes beeinflusst sind. Bodenwindmessungen hingegen unterliegen dem Einfluss der Topographie. Die Greifswalder Zeitreihe steht von 1949 bis 1994 und die restlichen stehen von 1969 bis 1994 zur Verfügung.

Um die Veränderungen in der Häufigkeit von westlichen Winden zu bestimmen, wurden die jährlichen relativen Häufigkeiten für Windrichtungen innerhalb des Sektors von 225° bis 315° für die vier verschiedenen Standorte bestimmt. Für alle Stationen kann mittels einer linearen Regression eine Zunahme der Häufigkeit dieser Windrichtungen nachgewiesen werden. Die Häufigkeit von Windrichtungen innerhalb dieses Sektors zwischen 225° und 315° hat zwischen etwa $\frac{1}{6}$ in Greifswald und etwa $\frac{1}{10}$ in Tallinn in den letzten 25 Jahren zugenommen. Für die Greifswalder Zeitreihe wurde herausgefunden, dass es zu einer Zunahme westlicher Winde sowohl im Zeitraum von 1949 bis 1994 als auch von 1969 bis 1994 kam (siehe Abb. 2). Eine signifikante Veränderung in der Häufigkeit von Windgeschwindigkeitsregistrierungen innerhalb des Nord- und Ostsektors zwischen 315° und 135° konnten we-

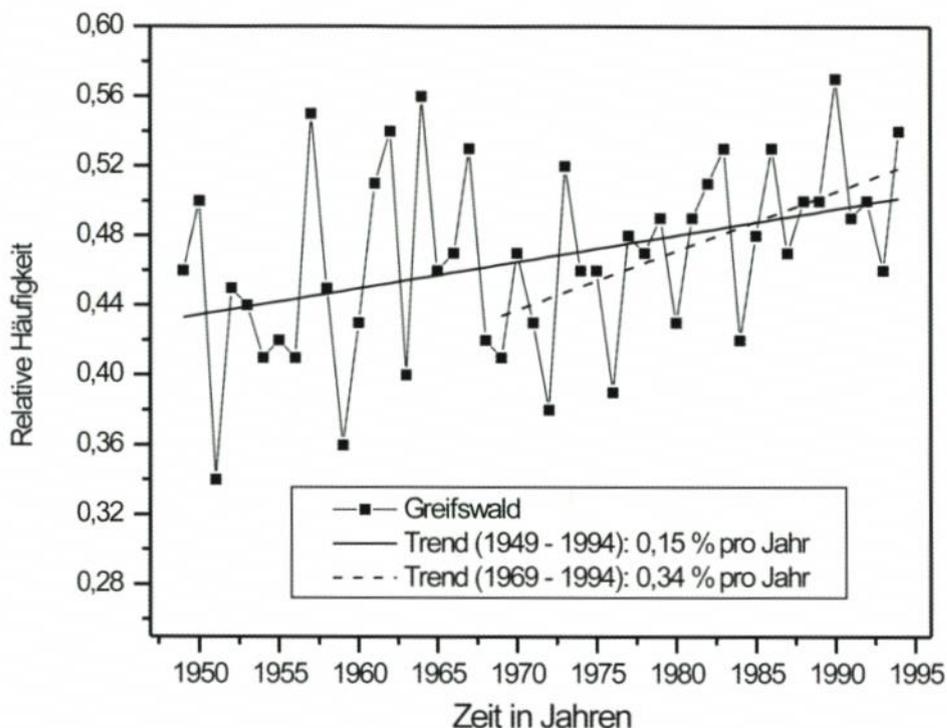


Abb. 2: Jährliche prozentuale Häufigkeit von Windrichtungen zwischen 225° und 315° im 850 hPa-Niveau der aerologischen Station Greifswald von 1949 bis 1994 und linearer Trend für den gesamten Zeitraum und für 1969 bis 1994

der in den vier Zeitreihen von 1969 bis 1994 noch in der Zeitreihe von Greifswald von 1949 bis 1994 nachgewiesen werden. Die Untersuchung von länger andauerndem Wind innerhalb eines Windrichtungssektors zeigt, dass die jährliche Häufigkeit von westlichen Winden zwischen 225° und 315° über eine Periode von 5 Tagen und mehr zugenommen hat. Die Zunahme in der Häufigkeit von länger anhaltenden Winden innerhalb des westlichen Windrichtungssektors folgt aus der zunehmenden Häufigkeit von Messungen innerhalb dieses Sektors, weil das letztere Phänomen mit einer Zunahme des Aufenthalts von Winden in dem Westsektor verknüpft ist.

Weiterhin werden für die Greifswalder Zeitreihe von 1949 bis 1994 die Veränderungen in der Häufigkeit von verschiedenen Klassen der Windgeschwindigkeit und verschiedenen Sektoren der Windrichtung für die Monate November bis Februar ermittelt, um genauere Details in der Veränderung der Windverteilung zu erhalten. Diese Monate wurden gewählt, weil Sturmhochwasser überwiegend während dieses Zeitraumes auftreten. Die Klassen der Windgeschwindigkeit betragen 0 bis 10 m/s, 10 bis 20 m/s und größer oder gleich 20 m/s. Die Sektoren der Windrichtung sind die vier Sektoren mit einer Breite von 90° rund um die Hauptwindrichtungen N, E, S und W.

Die Signifikanz der Trends wurde mittels eines t-Tests bestimmt, welcher die Signifikanz des Vorzeichens und die Abweichung von Null des Regressionskoeffizienten angibt. In dieser Arbeit wird eine Signifikanz oberhalb von 95 % als hoch signifikant und oberhalb von 90 % als signifikant angenommen.

Die Abb. 3, 4, 5 und 6 zeigen die Häufigkeiten in Prozent für die verschiedenen Klassen der Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen für die Monate November bis Februar. Wir fanden heraus, dass es keine signifikanten Veränderungen in der Häufigkeit in allen Klassen der Windgeschwindigkeit innerhalb des Nord- und des Ostsektors von 1949 bis 1994 gab (s. Abb. 3 u. 4). Im Süd- und im Westsektor ist es in der Vergangenheit zu Veränderungen in der Häufigkeit gekommen (s. Abb. 5 u. 6). Die Häufigkeit von Windgeschwindigkeiten größer oder gleich 20 m/s veränderte sich nicht signifikant im Südsektor, während Windgeschwindigkeiten kleiner als 20 m/s in der Häufigkeit abnahmen. Im Westsektor haben Winde zwischen 10 und 20 m/s und mehr als 20 m/s in der Häufigkeit zugenommen und Winde kleiner als 10 m/s haben in diesem Sektor leicht abgenommen. Die Zunahme westlicher Winde ≥ 20 m/s geschah in erster Linie auf Kosten von südlichen Winden zwischen 0 und 20 m/s. Die Zunahme in der Häufigkeit von starken westlichen Winden beträgt etwa einen $\frac{3}{4}$ Tag pro Jahr für die untersuchten Monate November bis Februar.

Trends, die aus Häufigkeiten über das gesamte Jahr ermittelt wurden, zeigen das gleiche Vorzeichen für die verschiedenen Klassen der Windgeschwindigkeit und verschiedenen Sektoren der Windrichtung wie diejenigen für November bis Februar.

Eine weitere Methode zur Analyse und Präsentation von Windzeitreihen bieten die Perzentile. Ein p% Perzentil repräsentiert die Windgeschwindigkeit, welche mit einer Wahrscheinlichkeit von p% überschritten wird. Die zum p% Perzentil zugehörige Windgeschwindigkeit kann bestimmt werden, wenn die Verteilung in der Form der Überschreitungswahrscheinlichkeit gegeben ist. Gewöhnlich werden das 1, 10 und 50% Perzentil ermittelt, da diese eine gute Information über die Verteilung geben. Zeitreihen der 1, 10 und

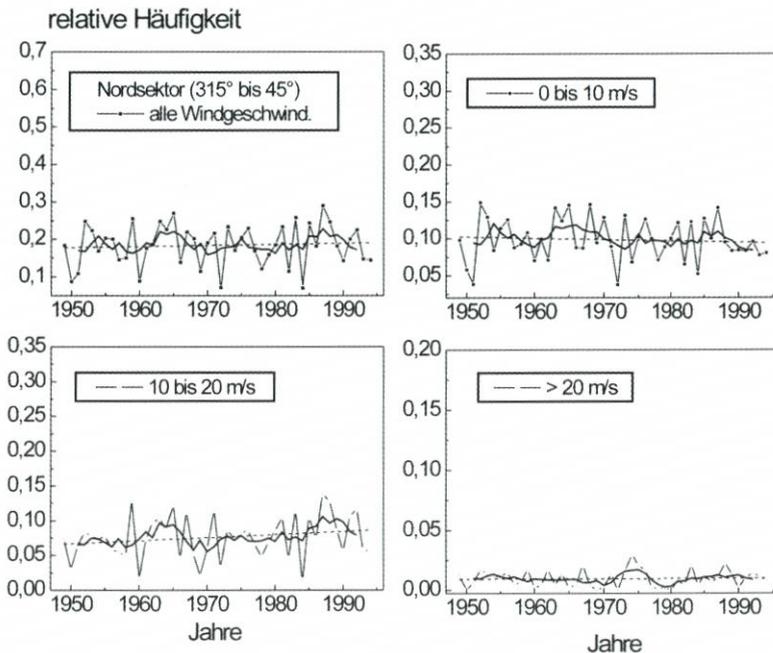


Abb. 3: Relative Häufigkeit verschiedener Klassen der Windgeschwindigkeit für den Nordsektor (315° bis 45°) in Greifswald in 850 hPa für die Monate November bis Februar

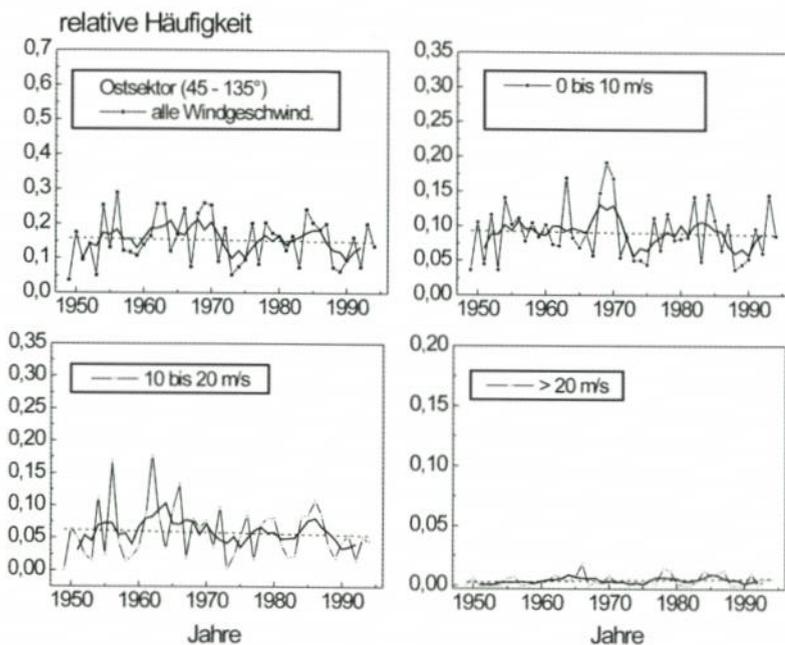


Abb. 4: Relative Häufigkeit verschiedener Klassen der Windgeschwindigkeit für den Ostsektor (45° bis 135°) in Greifswald in 850 hPa für die Monate November bis Februar

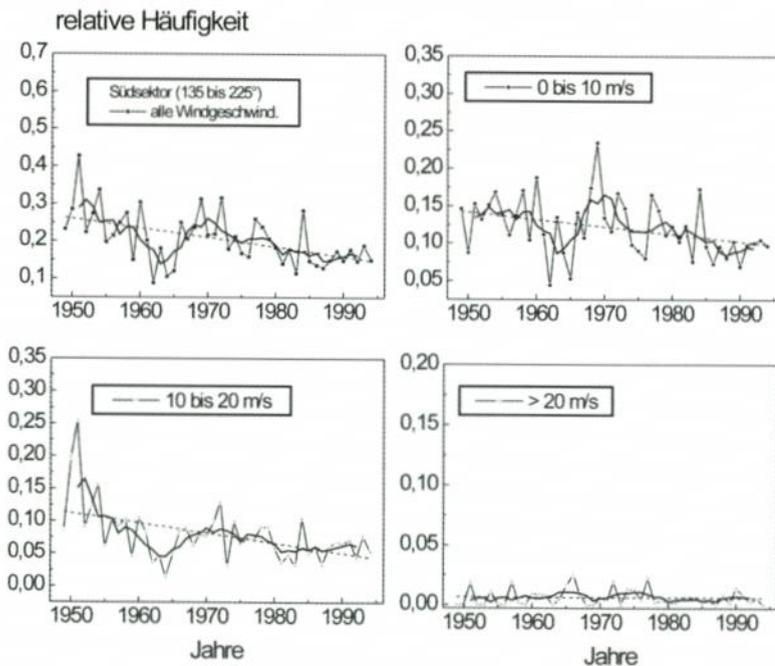


Abb. 5: Relative Häufigkeit verschiedener Klassen der Windgeschwindigkeit für den Südsektor (135° bis 225°) in Greifswald in 850 hPa für die Monate November bis Februar

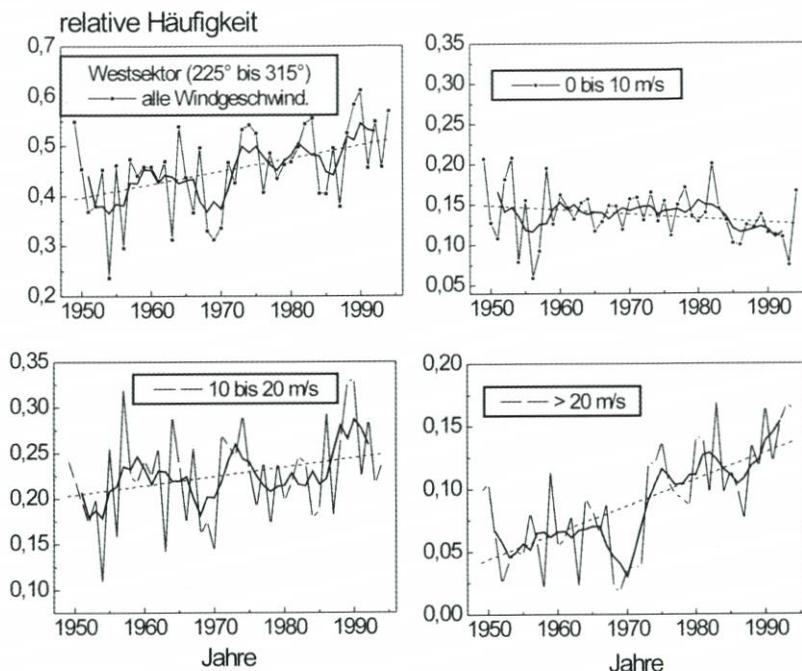


Abb. 6: Relative Häufigkeit verschiedener Klassen der Windgeschwindigkeit für den Westsektor (225° bis 315°) in Greifswald in 850 hPa für die Monate November bis Februar

50 % Perzentile ermittelt aus den jährlichen Häufigkeitsverteilungen sind aus denselben aerologischen Windzeitreihen für den Zeitraum von 1969 bis 1994 bestimmt worden (s. Abb. 7). Das 1 % Perzentil gilt als extrem. Die Zunahme der Trends der 1 % Perzentile variiert zwischen + 0,06 m/s pro Jahr in Tallinn und + 0,2 m/s pro Jahr in Greifswald. Die Trends der 50 % Perzentile fallen kleiner aus als die Trends der 1 % Perzentilzeitreihen. Die Trends, die für die Zeitreihen der 50 % Perzentile ermittelt wurden, variieren zwischen - 0,03 m/s pro Jahr in Tallinn und + 0,04 m/s pro Jahr in Greifswald. Die ermittelten Trends der Zeitreihen der 50 % Perzentile für Kopenhagen und Riga sind positiv. Der Grund für die positiven Trends bei den Perzentilen ist eine zunehmende Häufigkeit von stärkeren Winden, die sich hier in einer zunehmenden Häufigkeit von starken westlichen Winden auf Kosten von schwächeren südlichen Winden bemerkbar macht. Die Greifswalder Zeitreihe von 1949 bis 1994 wurde derselben Analyse unterzogen. Die Trends betragen + 0,1 m/s pro Jahr für die 1 % Perzentile, + 0,08 m/s pro Jahr für die 50 % Perzentile und + 0,03 m/s pro Jahr für die 50 % Perzentile. Zur Analyse der zunehmenden Häufigkeit der leichten Sturmhochwasser wurden Zeitreihen der Perzentile ermittelt aus Häufigkeitsverteilungen für die Monate November bis Februar innerhalb des Sektors Nord bis Ost (0 bis 90°) untersucht. Diese sollen zusätzliche Informationen von möglichen Veränderungen in der Häufigkeit extremer Windgeschwindigkeiten liefern (s. Abb. 8). Jedoch zeigen Abb. 8 und die Signifikanzstatistik keine Veränderungen in der Häufigkeit von mittleren als auch von extremen Windgeschwindigkeiten. Dieses Ergebnis ist in Übereinstimmung mit der Analyse von Häufigkeiten von verschiedenen Klassen der Windgeschwindigkeit im Nord- und Ostsektor während dieser Wintermonate.

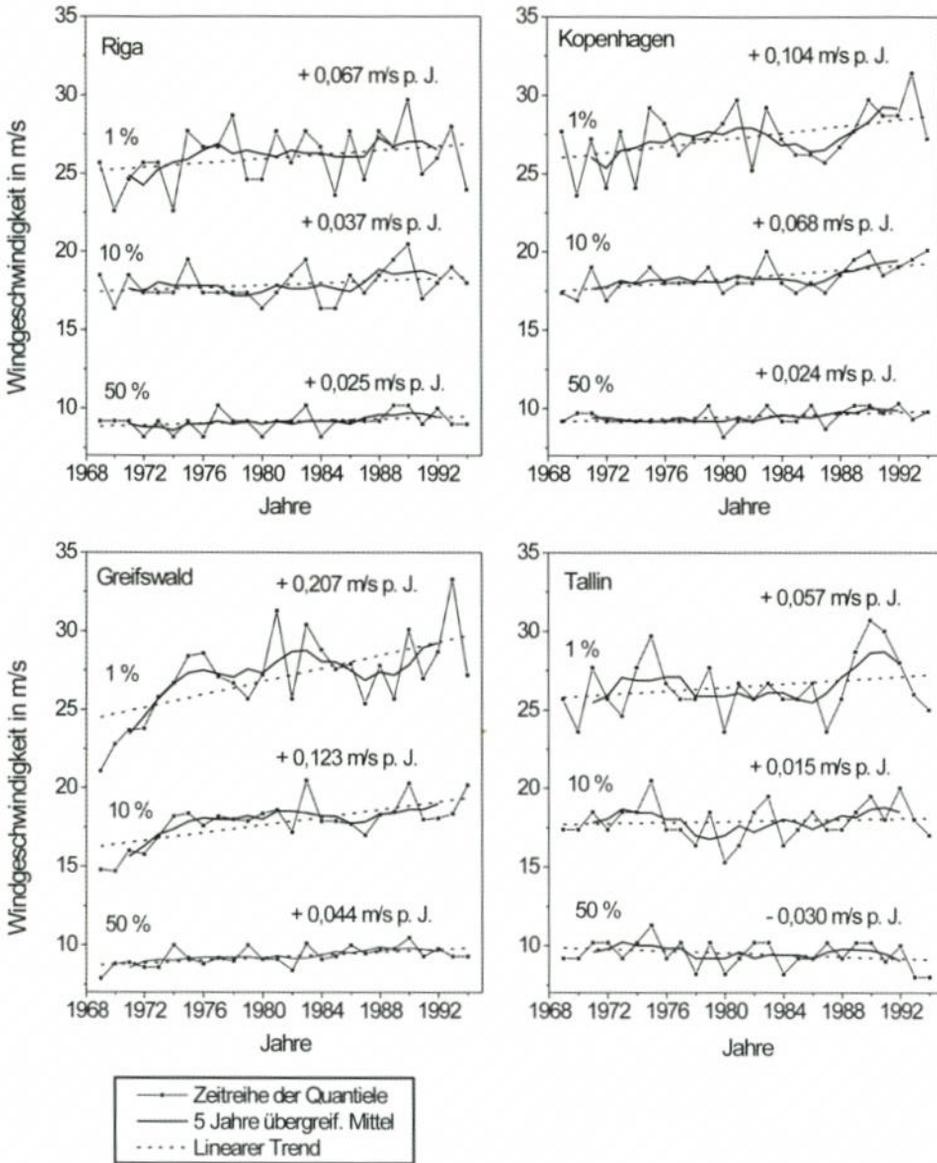


Abb. 7: Zeitreihen der 1, 10 und 50 % Perzentile ermittelt aus den jährlichen Verteilungen der Windgeschwindigkeit in 850 hPa für die Standorte Kopenhagen, Tallinn, Riga und Greifswald

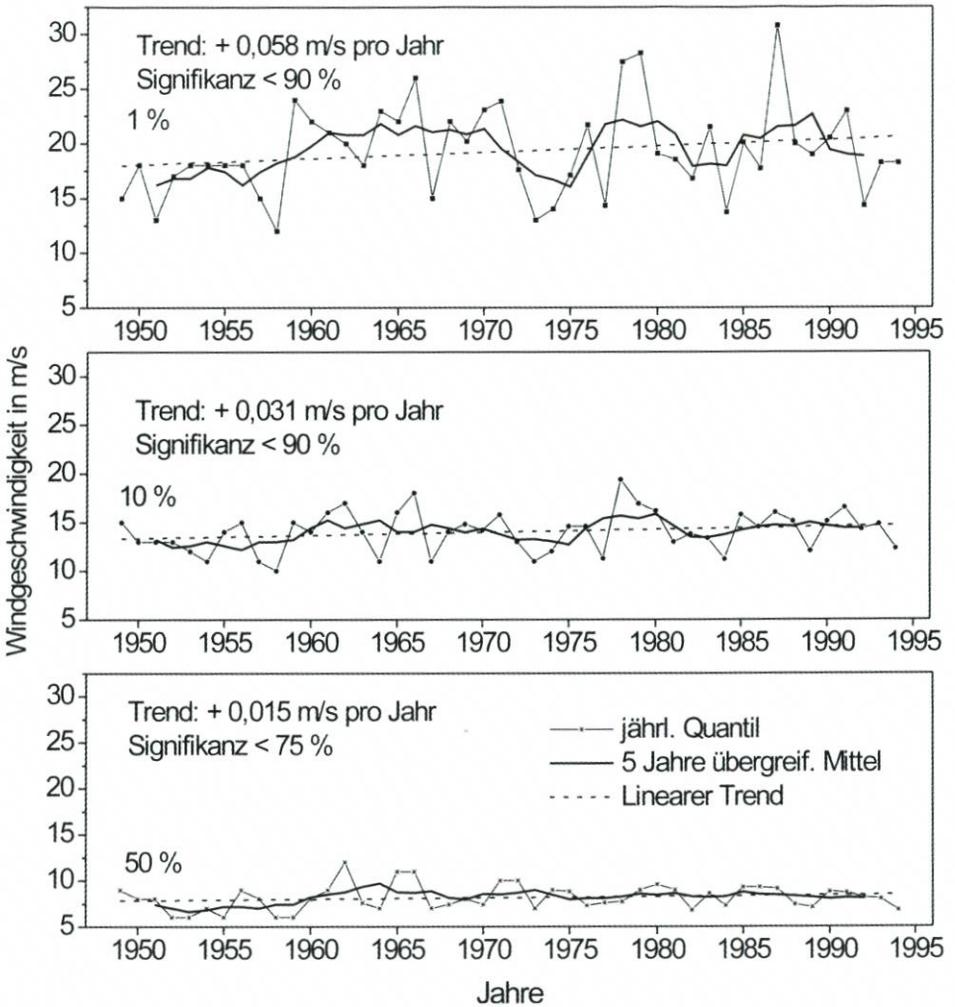


Abb. 8: Zeitreihen der 1, 10 und 50 % Perzentile ermittelt aus Häufigkeitsverteilungen der Windgeschwindigkeit für Windrichtungen zwischen 0° und 90° und für die Monate November bis Februar

Zur Untersuchung langer Windzeitreihen mit ähnlicher Länge wie die Zeitreihe der Sturmhochwasser verwenden wir Bodenwindzeitreihen. Jedoch existieren für unser Untersuchungsgebiet keine durchgehenden und homogenen Windzeitreihen mit einer Länge von etwa 100 Jahren. Die einzige historische zur Verfügung stehende Bodenwindzeitreihe ist die von der Seefahrtsschule in Wustrow von 1876 bis 1920. Es handelt sich hier bereits schon um Zehnminutenmittelwerte, die mit einem Anemometer auf dem Dach der Schule gemessen wurden. Von 1920 bis 1945 sind lediglich geschätzte Daten (Beaufort) von Warnemünde erhältlich. Diese Schätzwerte wurden mittels der Beaufortequivalentskala von LINDAU (1994) in Windgeschwindigkeitsdaten transformiert. Seit 1946 werden Zehnminutenmittelwerte der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung von der Wetterstation in Warnemünde gemessen. Doch bedauerlicherweise veränderte sich des öfteren die umgebende Bebauung rund um

den Messstandort. Eine weitere geeignete Windzeitreihe gibt es von Arkona (Insel Rügen), die ab 1950 zur Verfügung steht. Es muss erwähnt werden, dass eine gemeinsame Auswertung aller dieser Rohdaten ab 1880 nicht ohne weiteres erfolgen kann, weil die gemessenen Bodendaten dem Einfluss der lokalen und regionalen Bodeneigenschaften unterliegen. Eine für wissenschaftliche Zwecke zu verwendende Zeitreihe kann nur durch Homogenisierung und Normierung der gemessenen Rohdaten auf einheitliche Bodeneigenschaften erstellt werden. Die Homogenisierung der Zeitreihen von Wustrow, Warnemünde und Arkona in Bezug auf die Orographie, die Rauigkeit und die Hindernisse des umgebenden Messstandortes und die anschließende Normierung auf einheitliche Bodeneigenschaften und eine einheitliche Messhöhe erfolgen mittels eines kleinskaligen Modells (MORTENSEN et al., 1993). Für die einheitliche Bodeneigenschaft haben wir eine Wasseroberfläche mit einer Rauigkeitslänge von 0,0002 m und eine Höhe von 10 m gewählt. Das kleinskalige Modell berechnet aus den gemessenen Zeitreihen und der vorgegebenen Beschreibung des Messstandortes (Orographie, Rauigkeit und Hindernisse) die für die ausgewählte Wasseroberfläche entsprechend geltenden Weibull-Parameter. Die Weibull-Häufigkeitsverteilung ist eine generell anerkannte zweiparametrische Verteilung zur Beschreibung von Windverteilungen. Damit die empirischen Verteilungen möglichst gut durch die Weibull-Verteilungen approximiert werden, wurden von uns Zeitreihenabschnitte von fünf Jahren als Stichprobe gewählt. Von 1880 bis 1995 wurden dann für Perioden von fünf Jahren Weibull-Verteilungen bestimmt. Diese Verteilungen dienten dann zur Bildung von Zeitreihen der 1, 10 und 50 % Perzentile (s. Abb. 9). Die Trendanalyse zeigt für die drei Zeitreihen der Perzentile, gebildet aus Weibull-Verteilungen von Wustrow und Warnemünde, nur minimale Veränderungen. Der Trend der Zeitreihe des 1 % Perzentils beträgt $-0,014$ m/s in fünf Jahren mit 95 % Signifikanz. Der Trend der 10 % Per-

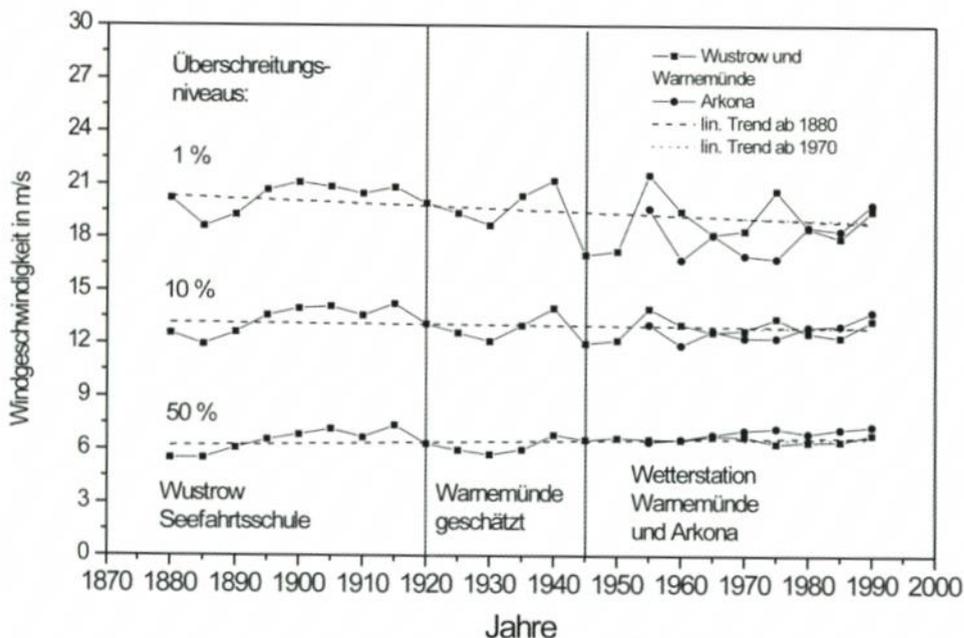


Abb. 9: Zeitreihen der 1, 10 und 50 % Perzentile ermittelt aus den fünfjährigen korrigierten (normiert auf Seeoberflächeneigenschaften) Weibull-Häufigkeitsverteilungen von Wustrow, Warnemünde und Arkona

zentilzeitreihe beträgt $-0,002$ m/s in fünf Jahren. Jedoch ist dieser Trend nicht signifikant ($< 90\%$). Der Trend der 50 % Perzentilzeitreihe beträgt $+0,005$ m/s in fünf Jahren und kann mit 90 % Signifikanz angegeben werden. Es ist festzustellen, dass diese Trends kleiner sind als die aus den kürzeren aerologischen Zeitreihen abgeleiteten. Ein Vergleich der Zeitreihen der Perzentile, gebildet aus den korrigierten Weibull Verteilungen von Warnemünde und Arkona, bestätigt die hier angewendete Methode zur Korrektur von Bodenwindzeitreihen mittels eines kleinskaligen numerischen Modells. Ein direkter Vergleich der beiden Originalzeitreihen von Warnemünde und Arkona ist nicht möglich, weil die beiden Messstandorte sich sehr unterscheiden. Der Messstandort Warnemünde ist von einer starken Bebauung nahezu ohne Orographie umgeben, während der Messstandort Arkona unmittelbar an einer 42 m hohen Steilküste liegt und von einer hügeligen Orographie mit wenig Bebauung umgeben ist.

5. Schluss

Untersuchungen der aerologischen Zeitreihen von Greifswald (1949 bis 1994) und drei weiteren aerologischen Zeitreihen im Ostseeraum von Kopenhagen, Tallinn und Riga (1969 bis 1994) zeigen keine signifikanten Veränderungen in der Häufigkeit von nördlichen und östlichen Winden. Häufigkeiten von westlichen Winden mit Windgeschwindigkeiten oberhalb von 10 m/s haben in 850 hPa in erster Linie auf Kosten von südlichen Winden bis 20 m/s zugenommen. Die zunehmende Häufigkeit von starken westlichen Winden kann auch in leichten positiven Trends aus Zeitreihen verschiedener Perzentile beobachtet werden. Jedoch zeigen die Zeitreihen der 1, 10 und 50 % Perzentile keine signifikanten Trends für den Windrichtungssektor zwischen Nord und Ost. Zeitreihen verschiedener Perzentile, ermittelt aus den für jeweils fünf Jahre geltenden korrigierten Weibull-Verteilungen von Wustrow und Warnemünde, zeigen keine nennenswerten Veränderungen in der Häufigkeit von mittleren als auch extremen Windgeschwindigkeiten in der Vergangenheit seit 1880.

Aus unseren Untersuchungen können wir erkennen, dass die zunehmende Häufigkeit leichter Sturmhochwasser an der Ostseeküste Mecklenburg-Vorpommerns gut mit der zunehmenden Häufigkeit westlicher Winde von 1949 bis 1994 korrespondiert und nicht mit Veränderungen in der Häufigkeit von extremen Windereignissen aus nördlichen und östlichen Richtungen in Verbindung zu bringen ist. In der Regel ist ein Anstieg des allgemeinen Wasserstandes der Ostsee eine Vorbedingung für das Auftreten leichter Sturmhochwasser. Je höher der Wasserstand der Ostsee vor einem Sturmhochwasser ausfällt, um so geringere Auswirkungen müssen die N- bis NE-Stürme auf den Pegelanstieg haben, damit der kritische Pegelwert von 1 m über NN erreicht wird. Die zunehmende Häufung erhöhter Wasserstände der Ostsee, induziert durch starke westliche Winde, vergrößerte trotz nicht wesentlich veränderter Auftrittshäufigkeit extremer Windgeschwindigkeiten aus nördlichen und östlichen Richtungen die Auftrittswahrscheinlichkeit leichter Sturmhochwasser. Bei einem starken und mittleren Sturmhochwasser ist der vorherige Wasserstand der Ostsee meistens nicht ganz so entscheidend wie bei einem leichten Ereignis, weil in diesen Fällen der durch den Sturm verursachte Pegelanstieg an der Mecklenburg-Vorpommerschen Ostseeküste die entscheidende Rolle spielt. Dieses wird in den Häufigkeiten der N- bis NE-Stürme und in denen von mittleren und starken Sturmhochwassern gezeigt. Keine der beiden Zeitreihen zeigt einen signifikanten Trend zwischen 1949 bis 1994.

Die Berechnung von Windfeldern und Schubspannungsgeschwindigkeiten an der Wasseroberfläche

Von DETLEF HINNEBURG, ARMIN RAABE und GERD TETZLAFF

Zusammenfassung

Die Modellierung des Seegangs und der Wasserströmungen sowie die Nutzung und Verallgemeinerung von gemessenen Windzeitreihen setzen die Kenntnis der antreibenden Kraft des Windes und ihrer räumlichen Verteilung voraus. Diesem Zweck wird die hier vorgestellte Methode zur Erzeugung (Simulation) von Windfeldern gerecht, aus denen auch die erforderlichen Schubspannungsgeschwindigkeiten hervorgehen. Der allgemeinen Beschreibung des verwendeten mesoskaligen Atmosphärenmodells folgt die ausführliche Darstellung spezieller Modellaspekte, die in diesem Zusammenhang von Bedeutung sind: z. B. die Horizontalaufösung der Bodenstrukturen, die Berücksichtigung der Wellenbildung und die Behandlung der Zeitveränderlichkeit.

Im Ergebnisteil werden hauptsächlich die mit dem Simulationsmodell berechneten quasi-stationären Windsituationen (Windatlas) und deren Gegenüberstellung mit den Beobachtungsbefunden vorgestellt. Darüber hinaus werden zwei Methoden zur Erzeugung zeitveränderlicher Windsituationen, ebenfalls im Vergleich mit Beobachtungsergebnissen, präsentiert: die parametergesteuerte Interpolation im Windatlas und die zeitgesteuerte Simulation. Beide Methoden weisen in der Anwendung unterschiedliche Vor- und Nachteile auf.

Summary

The numerical simulation of waves and currents based on measured wind data requires knowledge of the spatial distribution of wind as a driving force. The paper presents a method for the simulation of wind fields and their associated shear forces. Following a general description of the model, special aspects relevant to its application are described: horizontal resolution of the surface structures, consideration of wave growth, and the handling of time dependence.

Model application led to a set of quasi-stationary wind fields (wind atlas) which are compared to observed data. Moreover, two methods for creating time-dependent episodes are presented and discussed: generation of a series of subsequent wind fields based on wind atlas data interpolation and the direct time-controlled simulation. Results are again compared with observational data.

Inhalt

1. Einführung	90
2. Modell	91
2.1 Allgemeines	91
2.2 Horizontale Aspekte	92
2.2.1 Subskalige Strukturen	92
2.2.2 Aktiver Außenrahmen	94
2.3 Vertikale Aspekte	94
2.3.1 Turbulente Wellenanregung	94
2.3.2 Explizites Turbulenzgitter	96
2.4 Zeitaspekte	97
2.4.1 Initialisierungsprozess	97
2.4.2 Externe Zeitsteuerung	98

3. Ergebnisse	99
3.1 Stationäre Windfelder	99
3.1.1 Windatlas	99
3.1.2 Validierung	101
3.2 Zeitveränderliche Windfelder	107
4. Schriftenverzeichnis	109

1. Einführung

Die im Untersuchungsgebiet beobachteten Küstenveränderungen werden von der beständig wirkenden Meeresbrandung und den Wasserströmungen verursacht, als deren treibende Kraft das Windfeld wirkt. In dieser Rolle bestimmt der Wind nicht nur Stärke und Richtung des Seegangs und der Strömung, sondern mittelbar auch den wechselnden Wasserstand, der die entscheidende Voraussetzung für Küstenverlagerungen schafft (BECKMANN, 1997). Seitens verschiedener Themenbereiche, die in diesem Heft zusammengefasst dargestellt sind, entsteht deshalb die Notwendigkeit, die lokale Verteilung der Wind- und der Schubspannungsgeschwindigkeit zu berechnen. Diese Größen finden ihre Anwendung sowohl in der hydrodynamischen Modellierung der See (siehe die Beiträge von BÖRNGEN et al. und von WEILBEER und ZIELKE) als auch auf anderen Ebenen wie beispielsweise der Generalisierung bzw. Transformierung einzelner Beobachtungsreihen (siehe z. B. die Beiträge von BECKMANN und TETZLAFF).

Der Schwerpunkt der hier vorgelegten Windfeld-Berechnungen liegt auf der räumlich differenzierten Ermittlung der bodennahen Windgeschwindigkeit und Schubspannungsgeschwindigkeit insbesondere über den Wasserflächen. Das Quadrat der Schubspannungsgeschwindigkeit beschreibt unmittelbar den spezifischen Impulsfluss des Windes auf der Erd- oder Wasseroberfläche und vermittelt einerseits die bremsende Wirkung des Untergrundes auf den Wind und andererseits die antreibende Kraft für den Seegang.

Das Untersuchungsgebiet mit einer Ausdehnung von 90 km x 70 km erfordert unter diesen Umständen die Anwendung eines mesoskaligen und dynamischen Atmosphärenmodells. Das auf der Grundlage von GESIMA (KAPITZA u. EPEL, 1992; EPEL et al., 1995) entwickelte nicht-hydrostatische Modell (siehe Kapitel 2) gewährleistet die Erfassung von Bodenstrukturen mit einer Auflösung bis unter 1 km und berücksichtigt semi-empirisch den Einfluss des lokalen Seegangs auf die turbulente Reibung des Windes. Außerdem ermöglicht die externe Zeitsteuerung der großskaligen Anströmung das Simulieren mehrtägiger Windereignisse. Die numerische Genauigkeit und Stabilität der Simulationen wird durch einen aktiven Modellgebietsrahmen, ein explizites Gitter für die turbulenten Terme und die adiabatische Initialisierung des heterogenen Untergrundes speziell gefördert.

Die topographisch relevanten Parameter wie Oberflächentyp, Landhöhe und Wassertiefe sind in Abb. 1 für das gesamte Gebiet in der vom Modell akzeptierten Auflösung von 250 m wiedergegeben (vgl. Kapitel 2.2.1). Die Grauskala des Untergrundes ordnet die Oberflächentypen nach steigender Rauheitslänge. Im Zentrum des Modellgebietes befindet sich die Halbinsel Fischland-Darß-Zingst. Den östlichen Rand nimmt die Westhälfte der Insel Rügen ein, und im Nordwesten wird ein Segment der dänischen Insel Falster in Höhe von Nykøbing erfaßt. Die begrenzenden Städte Rostock im Westen und Greifswald im Osten bleiben wenige Kilometer südlich des Randes außerhalb, nur Rostock-Warnemünde erscheint im äußersten Südwesten. Die Stadt Stralsund hebt sich durch die schwarz bis dunkelgrau markierten Stellen im südöstlichen Viertel der Abb. hervor. Der eingblendete innere Rahmen markiert eine Unsicherheitszone von 2 km Breite für möglicherweise unrealistische

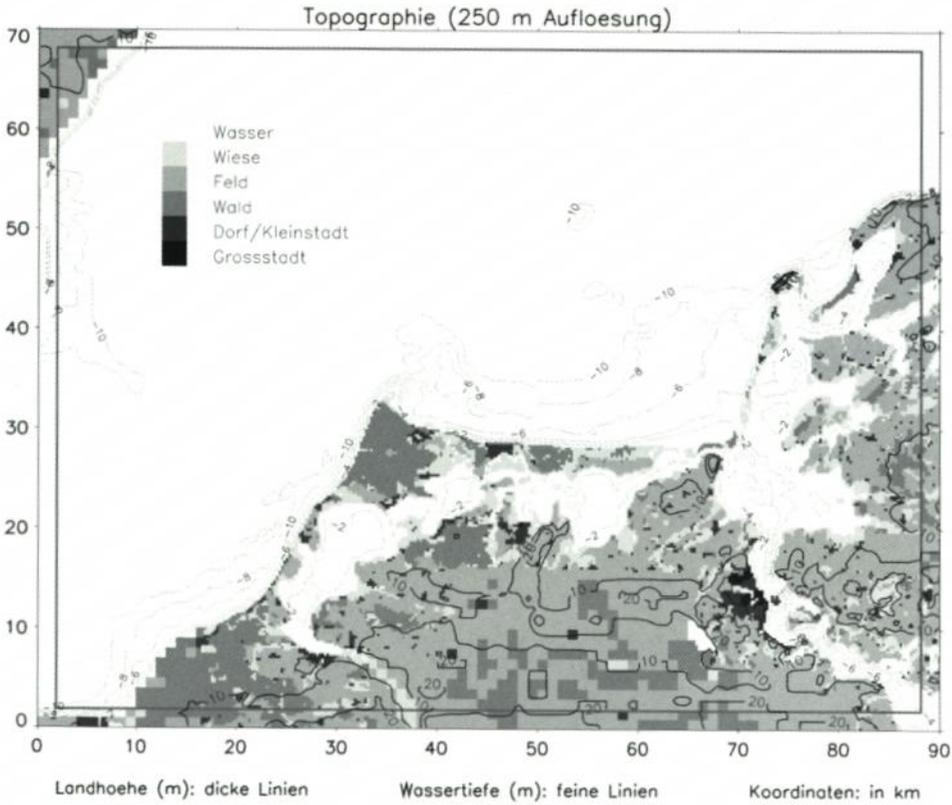


Abb. 1: Topographie des Modellgebietes

Simulationsergebnisse infolge der jenseits der Grenzen nicht erfassbaren Untergrundverhältnisse. Die Eckpunkte des ebenen Modellkoordinatensystems weisen die folgenden geographischen Koordinaten auf:

NW: $11^{\circ} 57' 08''$ ö.L. / $54^{\circ} 47' 51''$ n.B.
 NO: $13^{\circ} 21' 00''$ ö.L. / $54^{\circ} 49' 25''$ n.B.
 SW: $11^{\circ} 59' 55''$ ö.L. / $54^{\circ} 10' 10''$ n.B.
 SO: $13^{\circ} 22' 33''$ ö.L. / $54^{\circ} 11' 44''$ n.B.

2. Modell

2.1 Allgemeines

Während dieses Kapitel einige allgemeine Eigenschaften des Grundmodells GESIMA aufzählt, werden die auf speziellen Gebieten vorgenommenen Modellerweiterungen in den nachfolgenden Kapiteln beschrieben. Zu tiefergehenden Erläuterungen der Dynamik oder zu Aspekten der hier nicht betrachteten Strahlungs- und Kondensationsprozesse wird auf die ausführliche Beschreibung des Grundmodells verwiesen (KAPITZA u. EPPEL, 1992; EPPEL et al., 1995).

Die Simulation der atmosphärischen Bewegung erfolgt unter den modellierten Kräften der turbulenzbedingten Reibung der Luftschichten untereinander und an der heterogenen Erdoberfläche, der infolge der Erdrotation auftretenden Coriolisbeschleunigung, des großskaligen (geostrophischen) Druckgradienten, der thermisch bedingten Druckstörungen und des dynamischen Druckgradienten, der die Kontinuität des Flusses auf inkompressibler Basis sichert. Damit wird besonders dem Einfluss der konkreten Bodengestalt auf die Ausbildung der atmosphärischen Grenzschicht und ihrer inneren Struktur Rechnung getragen. Die Modellgleichungen werden numerisch in einem geländefolgenden Koordinatensystem gelöst.

Die Berechnungen zur lokalen Windgeschwindigkeit und Temperatur erfordern neben anderen Daten die Vorgabe des großskaligen (geostrophischen) Windes bzw. Druckes und thermischen Vertikalprofils. Unter den Bedingungen eines konstanten geostrophischen Druckgradienten (Erweiterung siehe in Kapitel 2.4.2) wird der zeitliche Strömungsverlauf als Folge der Eigendynamik (z. B. Schwerewellen) und veränderlicher Einstrahlung (Tagesgang) simuliert. Die Größen der Windgeschwindigkeit und Temperatur sind im Zentrum der Zellen des Modellgitters lokalisiert und in ähnlicher Weise die der Schubspannungsgeschwindigkeit auf der Erdoberfläche.

Der Anfangszustand der (ein)strömenden Luftmasse, d. h. das Vertikalprofil der relevanten Größen, wird extern durch eine 1-dimensionale (vertikale) Modellvariante berechnet und anschließend dem Hauptmodell übergeben. Da diese Grundzustände einem homogenen Untergrund entsprechen, findet innerhalb der Modell-Laufzeit zusätzlich zu allen anderen Prozessen die Adaption an die Heterogenität des Modellgebietes statt.

2.2 Horizontale Aspekte

2.2.1 Subskalige Strukturen

Für das in Abb. 1 gezeigte Gebiet mit einer Fläche von 90 km x 70 km wurde die verhältnismäßig hohe numerische Modellauflösung von 1 km realisiert. Trotzdem sind kleinräumige Bodenstrukturen von einem regelmäßigen Koordinatennetz nicht erfassbar und bilden subskalige Inseln. Dadurch entsteht in Gitterzellen mit Teilflächen unterschiedlicher Rauigkeit das Problem der Mittelung zu einem effektiven Wert für die skalige Rauigkeit. Im vorliegenden Modell erfolgt diese Mittelung nach einem Verfahren von CLAUSSEN (1990).

Im Prozess der vertikalen turbulenten Diffusion dient die Rauigkeitslänge z_0 der Bestimmung des unteren Randwertes des spezifischen Impulsflusses, der mit dem Quadrat der Schubspannungsgeschwindigkeit U_* identisch ist. Im Fall neutraler Schichtung gilt das logarithmische Windgesetz (siehe z. B. PICHLER, 1986, S. 402 ff.), aus dem sich dieser Wert in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit U in der Höhe z ermitteln läßt (Karman-Konstante $k = 0,4$):

$$U(z) = (U_*/k) \ln(z/z_0) \quad (1)$$

Dieser Zusammenhang wird im Mittelungsverfahren verwendet, um aus der Bilanz der subskaligen Impulsflüsse auf die flächengemittelte, effektive Rauigkeit zu schließen. Zunächst ist für jede Gitterzelle in Abhängigkeit von der subskaligen Rauigkeitsvariation eine bestimmte (blending) Höhe b festzulegen, in welcher sich die subskaligen Impulsflüsse optimal zu einem skaligen Fluß formieren. Diese Höhe, in welcher die Summe aus horizon-

taler Variation des Flusses und vertikaler Abweichung vom lokalen (subskaligen) Gleichgewicht ein Minimum annehmen soll, bestimmt sich näherungsweise wie folgt (CLAUSSEN, 1990):

$$b = 0,7 z_0 (l/z_0)^{0,8} \quad (2)$$

Darin bedeuten z_0 und l typische (mittlere) Werte für die Rauigkeit und die Wellenlänge ihrer Variation in der betreffenden Gitterzelle. Da der Wertebereich dieser Größen begrenzt und ihr Einfluss über b auf das Endresultat des Verfahrens unkritisch ist, wird hier einheitlich für alle Zellen der Wert von b auf 65 m festgelegt. Bis zu dieser Höhe kann die Gültigkeit von Gleichung (1) innerhalb jeder Substruktur näherungsweise vorausgesetzt werden. In einem zweiten Schritt können deshalb die subskaligen Impulsflüsse (d. h. die Quadrate der Schubspannungsgeschwindigkeiten) mittels der auf die Höhe b angewandten lokalen Windprofile (1) ausgedrückt und anschließend über eine Gitterzelle arithmetisch gemittelt werden:

$$\overline{U_s^2} = k^2 \overline{U(b)^2} \overline{[\ln(b/z_0)]^{-2}} \quad (3)$$

Diesem mittleren Impulsfluss wird ein skaliges Windprofil zugeordnet, das in gleicher Form wie (1) für die mittleren (skaligen) Größen U_m , $U_{s,m}$ und z_{0m} gilt. Dieses mittlere Windprofil wird auf die Gleichsetzung des entsprechenden Impulsflusses $U_{s,m}^2$ mit dem berechneten Mittelwert (3) gegründet:

$$k^2 U_m(b)^2 [\ln(b/z_{0m})]^{-2} = k^2 \overline{U(b)^2} \overline{[\ln(b/z_0)]^{-2}} \quad (4)$$

Die voraussetzungsgemäß in der Höhe b bestehende annähernde Homogenität der subskaligen Windgeschwindigkeiten ($U = U_m$) führt von Gleichung (4) auf eine Formel zur Berechnung der effektiven (skaligen) Rauigkeit z_{0m} für die betreffende Zelle:

$$[\ln(b/z_{0m})]^{-2} = \overline{[\ln(b/z_0)]^{-2}} \quad (5)$$

Obwohl die beschriebene Prozedur (CLAUSSEN, 1990) nur für neutrale Schichtungsverhältnisse gültig ist, verursacht die Anwendung von Formel (5) auch in anderen Fällen weniger Fehler als jede willkürliche Festlegung eines skaligen Rauigkeitsparameters. Den unterschiedlichen subskaligen Oberflächentypen sind die folgenden Rauigkeitsparameter z_0 zugeordnet (Rauigkeitsatlas von AGTERBERG und WIERINGA, 1989; bezüglich der Wasseroberfläche siehe Kapitel 2.3.1):

Sand:	0,004 m
Wiese:	0,07 m
Feld:	0,17 m
Gärten:	0,35 m
Wald:	0,75 m
Dorf/Kleinstadt:	0,8 m
Groß-/Innenstadt:	1,2 m

Die vorliegenden Simulationen basieren auf einer topographischen Auflösung von 250 m im Gesamtgebiet (siehe Abb. 1). Das bedeutet die 16fach feinere flächenmäßige Erfassung der Realstruktur des Bodens als sie durch die numerische Auflösung der Modellgleichungen (1 km) möglich ist. Die Repräsentanz der Modellergebnisse als Flächenmittelwerte verbessert sich dadurch wesentlich. Die geringen Bodenerhebungen im Modellgebiet treten

hingegen im Vergleich zu den Rauheitsstrukturen in ihren Auswirkungen in den Hintergrund (vgl. HINNEBURG und TETZLAFF, 1996), ihre Berücksichtigung erfolgt trotzdem flächengemittelt über die skaligen Bezugspunkte.

2.2.2 Aktiver Außenrahmen

Im allgemeinen ist die Heterogenität des Untergrundes und der meteorologischen Variablen nicht auf den zentralen Bereich des Modellgebietes begrenzt (siehe z. B. Abb. 1), so daß die Gebietsränder selbst inhomogen werden. Deshalb ist eine angepaßte Randbehandlung in den Modellen unumgänglich.

Solange von einer Nestung in einem größerskaligen Modell abgesehen wird, ist die Vorgabe der seitlichen Randwerte nur von innen möglich (z. B. KAPITZA und EPEL, 1987). Daraus entsteht jedoch die Gefahr einer unkontrollierten Drift der Modellösung, da eine Ankopplung der Ränder an die Außenwelt fehlt. Außerdem ist die Modellierung an konstante äußere Bedingungen (z. B. großskaliger Druckgradient) gebunden, nur der Tagesgang der solaren Einstrahlung wird berücksichtigt. Um das mesoskalige Atmosphärenmodell diesbezüglich auf ein Zwischenstadium passiver Nestung zu heben (siehe z. B. HEIMANN, 1988), wurde die externe Steuerung des großskaligen Druckgradienten eingerichtet. Während im folgenden die lokalen Voraussetzungen dafür erläutert werden, geht das Kapitel 2.4.2 auf die Realisierung der externen Steuerung ein.

Ein zusätzlicher Rahmen von je zwei Maschenbreiten (2 km) außen um das eigentliche Modellgebiet schafft zunächst ein Mindestmaß an numerischer Abschirmung des Randes und fördert die Ausbildung gleichförmigerer Verhältnisse an den Einströmrändern. Zur Homogenisierung dieses Rahmens werden ausschließlich zwei typische Rauigkeiten verwendet (für Wasser und für Land; siehe auch Kapitel 2.4.1), die den inneren Küstenverlauf senkrecht zum jeweiligen Rand nach außen führen. Infolge des hinzugefügten Rahmens vergrößert sich das numerische Modellgebiet entsprechend.

Parallel zur 3-dimensionalen Simulation werden durch das Modell die 1-dimensionalen Simulationen für den Grundzustand am Einströmrand (für Wasser und für Land; siehe Kapitel 2.1) weitergeführt. Die resultierenden Vertikalprofile werden für eine Berechnung der Randwerte am Einströmrand verwendet. Ortsvariable Kopplungskoeffizienten sorgen für homogene Bedingungen jenseits einer zur Strömungsrichtung senkrechten Front vor der Einströmcke des Modells und für die advektive Beeinflussung der Randwerte. Diese Methode eignet sich sowohl zur externen Zeitsteuerung der Simulationen (Kapitel 3.2) als auch zur Stabilisierung quasistationärer Strömungsberechnungen (Kapitel 3.1).

2.3 Vertikale Aspekte

2.3.1 Turbulente Wellenanregung

Während über dem Festland die turbulente Reibung des Windes in der Regel ohne Rückwirkung auf die Bodenrauigkeit bleibt, besteht mit der Wasseroberfläche eine Wechselwirkung, die zu variablen Rauigkeitslängen führt (z. B. Formel von CHARNOCK, 1955). Das Untersuchungsgebiet (Abb. 1) wird überwiegend von Wasserflächen der Ostsee und der Boddengebiete eingenommen, die sich an vielen Stellen als sehr flach und eng begrenzt erweisen. Auch diese lokalen Verhältnisse sind von direkter Auswirkung auf die Entfaltung des

Seegangs und finden in einem komplexen Rauigkeitsmodell von JOHNSON und VESTED (1992) Berücksichtigung.

In diesem Modell wird schrittweise (a) die Rauigkeit der Wasseroberfläche mit dem Wind und dem Seegang in Verbindung gebracht, (b) der relevante Seegang auf die typischen Seegangsparameter zurückgeführt und (c) deren Abhängigkeit von der Topographie untersucht. Dabei finden auch empirisch gestützte Zusammenhänge Anwendung. Eine direkte Berechnung der Seegangsparameter durch ein eigenständiges hydrodynamisches Seegangsmodell würde eine unverhältnismäßig aufwendige Kopplung zwischen Atmosphären- und Seegangsmodell erfordern (s. RUDOLPH, 1993).

$$a) \quad z_0(U_s, H_{hf}, W):$$

Die funktionale Abhängigkeit der Rauigkeit der Wasseroberfläche wird abgeleitet aus der Vorstellung, dass zur turbulenten Reibung nur die Amplituden der hochfrequenten Wellen beitragen und diese den (größeren) Wellen des Energiepeaks aufsitzen. Daraus ergibt sich für die Relativgeschwindigkeit des Windes bezüglich dieser Peakwellen (Geschwindigkeit W) ebenfalls ein Gesetz der Form (1) (vgl. KITAIGORODSKII und VOLKOV, 1965) mit einem ausschließlich vom hochfrequenten Anteil verursachten Rauigkeitsmaß z_{hf} :

$$U(z) - W = (U_s/k) \ln(z/z_{hf}) \quad (6)$$

Aus den Gleichungen (1) und (6) resultiert die gesuchte Abhängigkeit der Rauigkeit z_0 :

$$z_0 = z_{hf} e^{-k W/U_s} \quad (7)$$

Da die Gleichung (7) nicht für negative Relativgeschwindigkeiten hergeleitet ist, wird in diesen Fällen eine empirische Formel von DONELAN (1990) verwendet (siehe unten Gleichung (9)). In beide Formeln führen JOHNSON und VESTED (1992) als amplitudenbestimmenden Faktor einheitlich die Größe H_{hf} (Wurzel der integrierten Energie der hochfrequenten Wellen bzw. $1/4$ ihrer signifikanten Wellenhöhe) ein und nehmen eine Eichung von Gleichung (7) an der empirischen Formel von SMITH und BANKE (1975) vor. Die an der jeweiligen Gültigkeitsgrenze zusammengeführten Formeln der seegangsabhängigen Rauigkeit der Wasseroberfläche lauten damit wie folgt (JOHNSON und VESTED, 1992):

$$z_0 = 0,31 H_{hf} e^{-k W/U_s} \quad \text{für } U_s/W > 0,1 \quad (8)$$

$$z_0 = 2,06 H_{hf} (U_s/W)^{2,52} \quad \text{für } U_s/W < 0,1 \quad (9)$$

$$b) \quad H_{hf}(L), W(T, L):$$

Der nächste Schritt führt die Energiegröße H_{hf} der hochfrequenten Wellen und die Phasengeschwindigkeit W der Peakwellen auf die Periodendauer T und die Wellenlänge L der Peakwellen zurück. Die Größe H_{hf} ergibt sich aus dem Integral über ein analytisches Wellenenergiespektrum von KITAIGORODSKII et al. (1975) mit einer Abschneidegrenze für die hochfrequenten Wellen in Höhe des 1,5fachen Wertes der Wellenzahl $2\pi/L$ des Peakmaximums (s. Gl. (A4) in JOHNSON und VESTED, 1992):

$$H_{hf} = 0,004745 L \quad (10)$$

Zusammen mit der allgemeingültigen Beziehung für die Phasengeschwindigkeit

$$W = L / T \quad (11)$$

ist damit der rauhigkeitserzeugende Seegang durch die Größen T und L der Peakwellen charakterisiert.

$$c) \quad T(U_{10}, f, d), L(U_{10}, f, d):$$

In einem letzten Schritt werden zur Beschreibung des Peakmaximums des Seegangs die Windgeschwindigkeit U_{10} in 10 m Höhe, die der Wellenentwicklung zur Verfügung stehende Windstreichlänge (Fetch) f und die wellenhöhenbegrenzende Wassertiefe d herangezogen.

Die Wellenperiode T der Wellen des Energiepeaks wird nach der empirischen Formel für Flachwasser-Seegang aus dem Shore Protection Manual des U.S. Army Corps of Engineers ermittelt (s. in: AUSSCHUSS FÜR KÜSTENSCHUTZWERKE, 1993, S. 84 f.):

$$T = (7,54 U_{10}/g) c \tanh\{0,0379 (g f/U_{10}^2)^{1/3} / c\} \quad (12)$$

$$c = \tanh\{0,833 (g d/U_{10}^2)^{3/8}\}$$

$$g = 9,81 \text{ ms}^{-2}$$

Schließlich lässt sich die Wellenlänge L iterativ als Funktion von T und d aus der Wellendispersionsgleichung (s. z. B. WELLS, 1986, S. 231) bestimmen:

$$(2 \pi / T)^2 = (2 \pi g/L) \tanh(2 \pi d/L) \quad (13)$$

Der beschriebene Formalismus liefert an jedem Ort zu gegebener Wassertiefe d und windrichtungabhängig zu ermittelnder Windwirklänge f (windaufwärts gerichtete Entfernung zum Ufer) aus den Werten der Windgeschwindigkeit U_{10} und der Schubspannungsgeschwindigkeit U_* die lokale Rauigkeit z_0 der Wasseroberfläche. Die zwischen diesen drei Größen bestehenden wechselseitigen Abhängigkeiten stellen sich in der Simulationszeit jederzeit stabil ein. Während die lokalen Wassertiefen wie die übrigen topographischen Angaben (siehe Abb. 1) dem Modell zur Verfügung gestellt werden, findet die Berechnung der Windwirklängen im Modell in Abhängigkeit von der Windrichtung statt. Die außerhalb der Modellgebietsgrenzen liegenden Uferlinien werden pauschal in Gestalt von randparallelen Linien in mittleren Entfernungen zum jeweiligen Modellrand bei der Fetch-Berechnung berücksichtigt.

2.3.2 Explizites Turbulenzgitter

Mesoskalige Atmosphärenmodelle operieren notwendigerweise mit einem vertikal nichtäquidistanten Modellgitter, um die numerische Auflösung in Bodennähe (hier 4 m) zu erhöhen (vgl. HUPFER und RAABE [1994] zur Höhe der internen Grenzschicht). Alle primären Variablen wie die Geschwindigkeitskomponenten und die Temperatur sind an den Mittelpunkten der Gitterflächen bzw. -zellen fixiert. Die an diesen Orten gemäß den Modellgleichungen zu bestimmenden Größen und deren Differentiale sind unter Zugrundelegung der ungleichen Distanzen zwischen benachbarten Werten zu berechnen. Das betrifft

insbesondere alle Terme, die die turbulente Reibung zwischen den Luftschichten beschreiben. Die Bedeutung dieses numerischen Problems wächst mit der Stärke der geometrischen Verzerrung des Gitters.

Damit alle primären und abgeleiteten Größen auf ausgewiesenen Gitterplätzen positioniert und exakte Interpolationen möglich sind, wurde ein zweites, versetztes Vertikalgitter eingeführt. Auf ihm sind die Turbulenzterme definiert. In ähnlicher Weise wird innerhalb der untersten Modellschicht, wo ein logarithmischer Funktionsverlauf für die meisten dynamischen Variablen vorauszusetzen ist, zwischen den im Mittelpunkt lokalisierten Variablen und den Mittelwerten der Gitterzellen unterschieden. Das hat beispielsweise Auswirkungen auf die Bedingungen zur Flußerhaltung.

Aus gleichen Gründen wurde die im Grundmodell praktizierte alternierende Positionierung einiger Variablenwerte (MacCormack-Schema; vgl. HINNEBURG, 1996) in vertikaler Richtung durch eine Fixierung ersetzt. Diese Modifikation wirkt sich verstärkt im Falle orographischer Unebenheit des Untergrundes aus. In diesem Zusammenhang erfolgte im terrainfolgenden Koordinatensystem auch die Einführung einer horizontalen Schranke (300 m), oberhalb deren das Gitternetz vollkommen horizontal und glatt verläuft und numerisch bedingte Effekte ausgeschlossen sind. Außerdem wird im gesamten Modellgebiet eine konstante Definitionshöhe (10 m über Grund) für die bodennahen Ergebnisgrößen unabhängig von der lokalen Bodenhöhe aufrechterhalten.

2.4 Zeitaspekte

2.4.1 Initialisierungsprozess

Die Simulation der zeitlichen Entwicklung von Strömungsfeldern erfordert die Kenntnis des Ausgangszustandes, der jedoch auch durch Simulation erzeugt werden muss. Die Initialisierung dieses Grund- bzw. Ausgangszustandes der atmosphärischen Variablen erfolgt in zwei Schritten: (a) einer horizontal homogenen Initialisierung und (b) einer anschließenden heterogenen Adaption.

a) Horizontal homogene Initialisierung:

Unter Ausschluss aller horizontal differenzierend wirkenden Prozesse werden von einem 1-dimensionalen (vertikalen) Modell die sich einstellenden vertikalen Gleichgewichtsprofile der Variablen berechnet. Diese bestimmen einen horizontal vollkommen homogenen Zustand der Atmosphäre, der die Luftmasse vor ihrem Eintritt in das Modellgebiet großskalig charakterisiert. Neben den Vorgaben für Windgeschwindigkeit und Temperaturprofil oberhalb der Grenzschicht ist die Wahl des vorherrschenden Untergrundes (d. h. der typischen Rauigkeitslänge) im windaufwärts gelegenen Vorfeld der Modellregion von Bedeutung. Der gleiche Untergrundtyp setzt sich im Außenrahmen am Einströmrand fort (vgl. Kapitel 2.2.2).

Zum Startzeitpunkt der 3-dimensionalen Simulation werden der gesamte Untergrund (Orographie und Rauigkeitsverteilung) und alle Variablenfelder horizontal homogen mit den Ergebnissen der 1-dimensionalen Vorsimulation initialisiert. Der erste Zeitschritt zur Integration der Modellgleichungen setzt demzufolge die 1-dimensionale Modellrechnung unverändert und ohne lokale Differenzierung fort.

b) Heterogene Adaption

Die initialisierten homogenen Felder der Variablen entsprechen der vollkommen ebenen und gleichmäßig rauhen Unterlage zu Beginn der Simulation. Innerhalb eines festzulegenden Adaptionszeitraumes (hier 20 Minuten) werden während der 3-dimensionalen Simulation die Werte der lokalen Orographie und Rauigkeit stetig verändert, bis sie ihre endgültigen Größen erreicht haben. In diesem Prozess der langsamen Anpassung der Variablenwerte an die differenzierte Unterlage werden alle modellierten Gleichungen des 3-dimensionalen Modells wirksam. Nach Ablauf der Adaptionszeit bleiben die Unterlageneigenschaften zeitlich konstant, und die Simulation setzt sich in normaler Weise fort.

Die während der Adaptionszeit eingeleitete schrittweise Veränderung der Topographie findet wie folgt statt: Die orographische Höhe eines jeden Punktes wird linear dem Zielwert genähert. Gleichzeitig erfolgt eine auf die aktuelle Orographie bezugnehmende Korrektur sämtlicher Variablenwerte, da sich mit der Orographie auch das geländefolgende Koordinatensystem verändert. Die Rauigkeit hingegen wird in einem Grad geändert, dass der Impulsfluss am Boden (d.h. das Quadrat der Schubspannungsgeschwindigkeit) als prozesswirksame Größe einen linearen Zeitverlauf nimmt.

Im Unterschied zu einer abrupten Konfrontation der homogen verteilten Startvariablen mit dem heterogenen Untergrund (wie in GESIMA, s. EPPEL et al., 1995) führt das langsame Initialisieren der realen Bodenstrukturen zu einer Dämpfung der auftretenden störenden Schwingungen.

2.4.2 Externe Zeitsteuerung

Die reale Entwicklung der Temperatur- und Windfelder eines mesoskaligen Gebietsausschnittes resultiert nicht nur aus den lokalen Prozessen, sondern auch aus Vorgängen im großskaligen Maßstab, beispielsweise der Advektion variabler Luftmassen. In der vorliegenden Arbeit wird deshalb neben der Simulierung typisch mesoskaliger Vorgänge auch die zeitliche Steuerung der großskaligen (geostrophischen) Anströmungsrichtung und -geschwindigkeit praktiziert.

Der zeitgesteuerte geostrophische Wind als Parameter für die großskaligen Druckänderungen bildet die Grundvoraussetzung für die Lösung der dynamischen Modellgleichungen (Schritt a). Die Lösung selbst (das Strömungsfeld) ist jedoch ebenfalls zielgerichtet anzupassen (zu forcieren), da sie sich annähernd im Gleichgewicht mit den aktuellen Druckverhältnissen befindet und gleichzeitig mit ihnen den Gebietsausschnitt beherrscht (Schritt b). Von Bedeutung sind auch die Randbedingungen, da sie die Verbindung zum außerhalb des Modellgebietes bestehenden Zustand der Atmosphäre herstellen (Schritt c).

a) Richtung und Betrag des geostrophischen Windes, der im Modell als homogen vorausgesetzt wird, sind zeitabhängig vorzugeben. Dem Modell stehen damit die aktuellen großskaligen Druckverhältnisse zur Verfügung, die über die Modellgleichungen eine elastische Reaktion der Lösung hervorrufen.

b) Die hier betrachteten großskaligen Druckänderungen beziehen sich jedoch nicht auf die Verfolgung einer bestimmten (bewegten) Luftmasse, sondern auf einen ortsfesten Gebietsausschnitt, in dem die vorherrschende (variable) Luftmasse annähernd im geostrophischen Gleichgewicht mit den jeweiligen Druckverhältnissen steht. Deshalb ist zusätzlich zur (elastischen) Lösung der aktuellen Modellgleichungen eine gezielte Anpassung (Forcierung) der Lösung an die aktuellen Bedingungen vorzunehmen. Diese externe Anpassung des Wind-

feldes an die äußeren Bedingungen erfolgt durch Zusatzterme in den Modellgleichungen, die eine zur geostrophischen Windgeschwindigkeitsänderung gleichgerichtete Variation des lokalen Windes bewirken. Dabei wird die Winkeldrehung identisch und die Geschwindigkeitsänderung proportional zur betreffenden geostrophischen Größe gewählt. Die Feinabstimmung wird im normalen Simulationsablauf vollzogen.

c) Für eine zuverlässige Führung der zeitabhängigen Modellrechnungen mit vorgegebenen Parameteränderungen ist es außerdem zweckmäßig, die Randbedingungen am Einströmrand durch die Eigenschaften der einströmenden Luftmasse vorzugeben bzw. zu beeinflussen. Zu diesem Zweck werden zusätzlich zu den im Modellgebiet dreidimensional miteinander verkoppelten Variablen die gleichen Größen mit ausschließlich vertikaler Kopplung (1-dimensional) zur Beschreibung der einströmenden homogenen Luftmasse berechnet (vgl. Kapitel 2.2.2). Die 1-dimensionalen Lösungen werden der gleichen Forcierung unterzogen wie die 3-dimensionalen (Punkte a und b). Sie bestimmen über einen einfachen advektiven Prozess die Randwerte am Einströmrand, wobei der Abstand der homogenen Front zum Modellgebiet frei wählbar ist.

3. Ergebnisse

3.1 Stationäre Windfelder

3.1.1 Windatlas

In einer durchmischten Atmosphäre unter konstanten thermischen Verhältnissen führen die atmosphärischen Simulationen auf nahezu stationäre Strömungsmuster. Die in vorliegender Arbeit berechneten Windfelder wurden für das thermische Profil einer neutralen Reibungsschicht (9,8 K/km) mit darüberliegender Standardatmosphäre (6,5 K/km; siehe z. B. PICHLER, 1986, S. 149 f.) ermittelt. Sie sind nach dem geostrophischen Wind (Höhenniveau 850 hPa bzw. 1500 m) geordnet und zu einem Windatlas (HINNEBURG, RAABE und TETZLAFF, 1997) zusammengefasst. In Abhängigkeit von der Strömungsrichtung (Land- oder See-Herkunft) wurden zwei Arten von Luftmassen mit typischen Höhen der Reibungsschicht unterschieden.

Der geostrophische Wind ist in 12 Richtungen D_g (Abstand 30°) und in 9 Geschwindigkeitsstufen U_g (Abstand 5 ms^{-1} , zuletzt 10 ms^{-1}) eingeteilt. Mit diesen 108 Klassen werden alle großskaligen Strömungsrichtungen und -stärken erfasst. Zwischenzustände lassen sich daraus durch entsprechendes Interpolieren konstruieren. Jedes Windfeld besteht aus punktwisen Angaben zu Richtung und Geschwindigkeit des Windes in 10 m Höhe auf einem festen Gitter mit 1 km Abstand. Die unterhalb dieser Auflösung bestehenden Strukturen des Untergrundes sind in gemittelter Form berücksichtigt (siehe Kapitel 2.2.1).

Alle berechneten Felder der Wind- und der Schubspannungsgeschwindigkeit sind als gespeicherte Datensätze (Diskette/CD) verfügbar. Darüber hinaus sind die Windfelder in einer leicht quantifizierbaren Form graphisch dargestellt worden. Zu diesem Windatlas gehört ein umfangreicher Anwendungsteil mit Hinweisen und Programmen zum Interpolieren in und zwischen den einzelnen Datenfeldern. Zu bekannten (gemessenen) Werten des Höhenwindes oder des Bodenwindes einer bestimmten Station lassen sich die zugehörigen Windfelder komplett ermitteln. Damit werden Anwendungen in den anderen Themenbereichen dieses Heftes erschlossen. So lassen sich lokale Werte an relevanten, jedoch nicht im Messnetz vertretenen Orten gewinnen (s. Kapitel 3.1.2 und die Beiträge von BECKMANN und TETZLAFF

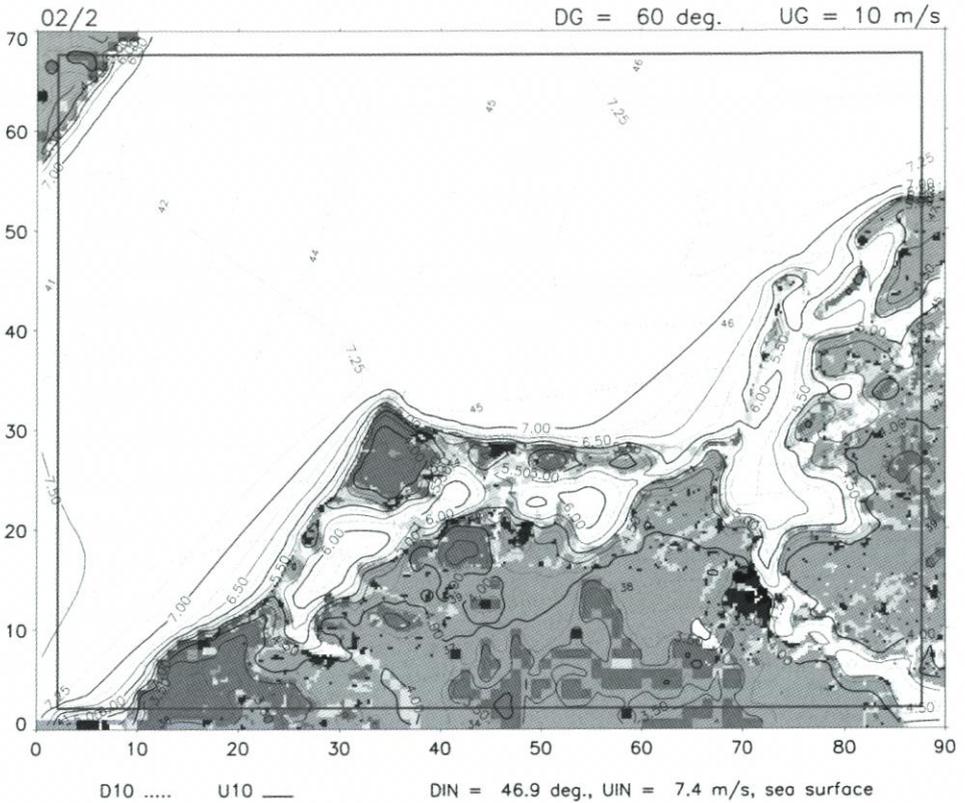


Abb. 2: Windfeld in 10 m Höhe für Nordost-Höhenwind 10 ms^{-1}

sowie von BÖRNGEN et al.) oder vollständige zeitliche Abläufe als Windfeldserien zusammenstellen (siehe Kapitel 3.2). In diesem Zusammenhang sei auch auf die Möglichkeit zur Berechnung regionaler Windklimadaten auf der Grundlage des Windatlas und einer vorgegebenden Häufigkeitsverteilung von einer Beobachtungsstation hingewiesen (statistisch-dynamische Regionalisierung, siehe z.B. FREY-BUNESS et al., 1995, und BRÜCHER et al., 1994).

Zur Veranschaulichung werden in den Abb. 2 bis 5 beispielhaft vier Windfelder aus dem Windatlas (HINNEBURG et al., 1997) wiedergegeben, die zu einem geostrophischen (Höhen-)Wind der Stärke $U_g = 10 \text{ ms}^{-1}$ aus vier verschiedenen Richtungen D_g (ungefähr NO, SO, SW, NW) gehören. Neben den Isolinien für die lokale Windgeschwindigkeit (U_{10}) und -richtung (D_{10}) in 10 m Höhe finden sich zu jeder Situation die gleichen Größen auch für den vor dem Einströmrand bestehenden homogenen Zustand der Atmosphäre (U_{in} , D_{in}) mit der charakteristischen Rauigkeit (z_0) angegeben (vgl. Kapitel 2.2.2). Weitere Informationen wurden im Zusammenhang mit dem in Abb. 1 vorgestellten Modellgebiet gegeben (siehe Kapitel 1). In den Darstellungen der Windfelder treten besonders auffällig die weit über die Wasserflächen ausgreifenden Windfahnen und -schatten als Abbilder der Küstenstrukturen in Erscheinung.

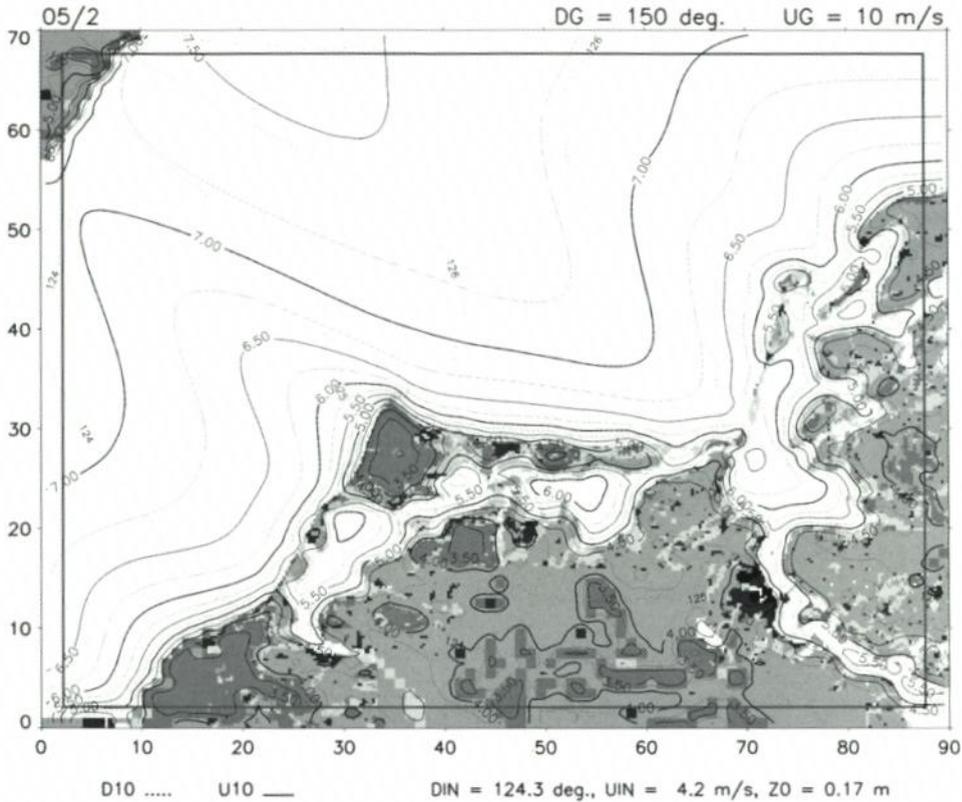


Abb. 3: Windfeld in 10 m Höhe für Südost-Höhenwind 10 ms^{-1}

3.1.2 Validierung

Die Überprüfung der berechneten Windfelder des Windatlas erfolgt anhand einer Höhenwind- und zweier Bodenwindmeßreihen (Barth und Zingst), deren Aufbereitung in Punkt a (siehe unten) beschrieben ist. In Punkt b wird im wesentlichen das Verhältnis zwischen lokal geprägtem Bodenwind und großskaligem Höhenwind analysiert und damit die Zuordnungswiese der Windfelder zu den Ordnungsparametern des Windatlas geprüft. Zusätzlich zu diesen Relationen über die Distanz der Vertikalausdehnung der Grenzschicht werden auch die horizontalen Strukturen innerhalb der Windfelder durch gegenseitigen Bezug der Bodenwinde untersucht (ausführlicher s. in: HINNEBURG et al., 1998). In allen Fällen verursacht die Vielzahl der Einzelmesswerte eine Streuung der Ergebnisse, die neben den Mittelwerten ebenfalls ausgewertet werden. Die topographischen Unterschiede zwischen Barth und Zingst und die Distanz von 12 km bedingen auch starke Unterschiede in den Werten beider Bodenstationen bzw. den entsprechenden Windatlaswerten, so daß in Punkt c verallgemeinernde Schlussfolgerungen zur Zuverlässigkeit des Windatlas gezogen werden können.

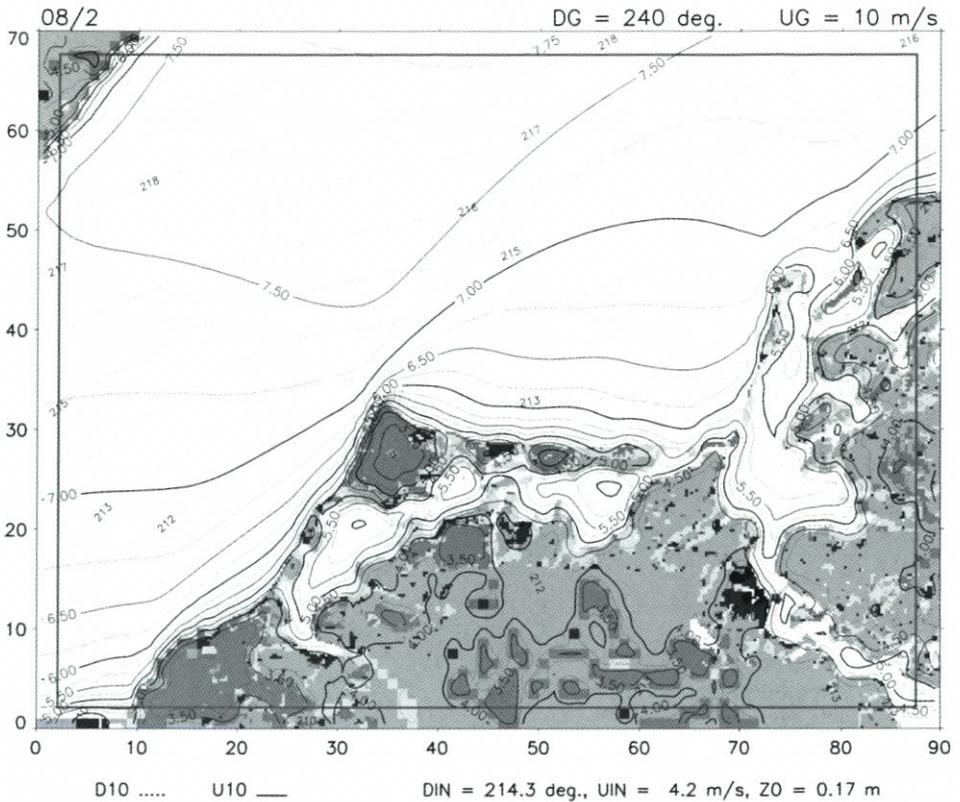


Abb. 4: Windfeld in 10 m Höhe für Südwest-Höhenwind 10 ms^{-1}

a) Aufbereitung der Messreihen

Zum Vergleich mit dem Windatlas wurden die folgenden Beobachtungsreihen von Geschwindigkeit und Richtung des Windes im Zeitraum 1981–1993 herangezogen:

- *Höhenwindzeitreihe der aerologischen Station Greifswald* im Höhengniveau 850 hPa, in regelmäßigem Zeitrhythmus von 6 Stunden vorliegend, jedoch ab 1992 Fortfall der 18-Uhr-Messpunkte: Die Daten dieser Messreihe, die oberhalb der atmosphärischen Grenzschicht lokalisiert sind, werden im Windatlas direkt als geostrophischer Wind interpretiert.
- *Bodenwindzeitreihe der Station Barth*, Flughafen, 10 m Messhöhe, stündliche Messwerte: Aufgrund der Identität der Messhöhe mit der Bezugshöhe des Windatlas (vgl. Kapitel 2.3.2) ist ein unkorrigierter Vergleich mit den auf die Barther Koordinaten interpolierten Windatlasdaten möglich.
- *Bodenwindzeitreihe der Station Zingst*, Mast auf bewaldeter Düne, Uferentfernung 40 m, Messhöhenänderung am 16. 4. 1988 von 16,5 m auf 18 m, dreistündliche Messwerte: Die effektive Höhe der Messungen reduziert sich gegenüber der Masthöhe um 1,5 m aufgrund des eingesenkten Mastfußes sowie zusätzlich um die Verdrängungshöhe des Waldstreifens, so dass sich ihr Wert der Marke von 10 m nähert. Da eine Normierung auf die exakte Bezugshöhe mittels des logarithmischen Windgesetzes bei einer Rauigkeit von ca. 0,1 m Kor-

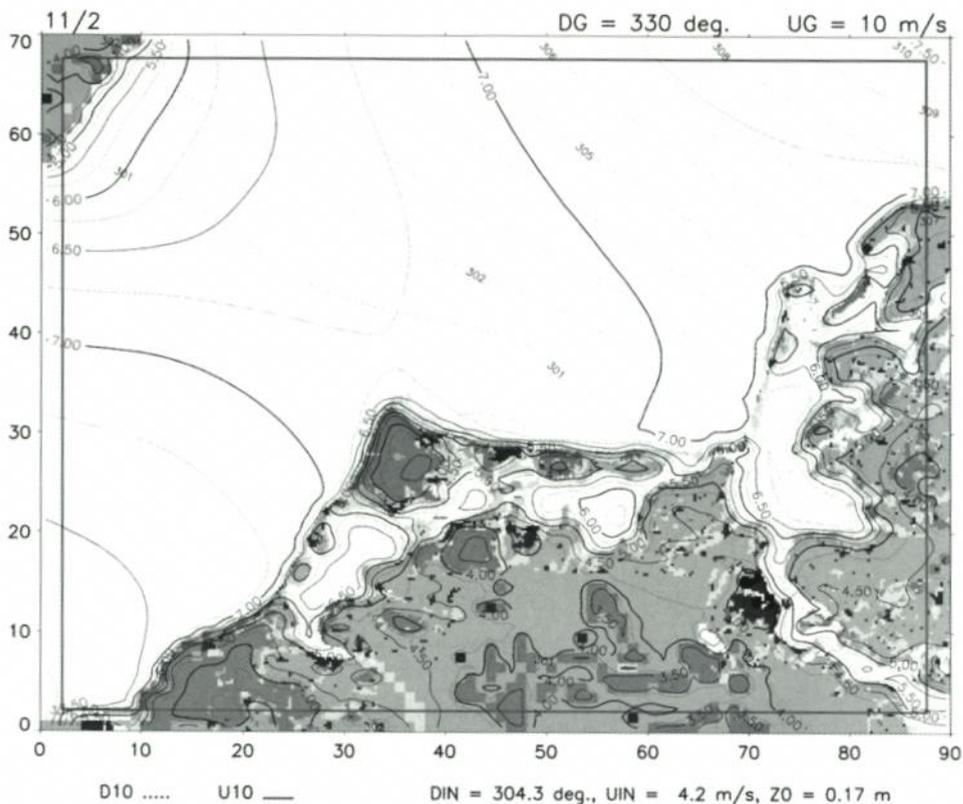


Abb. 5: Windfeld in 10 m Höhe für Nordwest-Höhenwind 10 ms^{-1}

rekturen von maximal einigen Prozent bewirkt, wird von einer Messwertkorrektur auch in diesem Fall abgesehen (vgl. unten Punkt b).

Die Herstellung von (zeitgleichen) Zusammenhängen auf der Seite der Beobachtungswerte und ihr Vergleich mit den internen Relationen des mesoskaligen Windatlas erfordert sowohl ein einheitliches Zeitgitter als auch eine zeitliche Mittelung der Messdaten. Deshalb wurde auf die ursprünglichen Messreihen ein zeitliches Mittelungsverfahren über 6 Stunden angewendet und ein festes Zeitgitter mit 6 Stunden Abstand für die Mittelwerte geschaffen. Zeitpunkte, für die aufgrund von Beobachtungslücken keine sicheren Mittelwerte berechnet werden konnten, scheiden aus der weiteren Analyse aus.

Die auszuwertenden Relationen, beispielsweise das Verhältnis des Bodenwindes zum Höhenwind, werden zeitpunktweise gebildet und den betreffenden Höhenwindklassen (in Schritten von 5 ms^{-1} und 30°) zugeordnet. Die Mittelwerte der Geschwindigkeitsquotienten innerhalb einer Klasse werden durch arithmetische und die der Winkeldifferenzen durch vektorielle Mittelung gewonnen. Grundsätzlich werden die unterste Geschwindigkeitsklasse (Störung durch thermische Effekte) und die höchsten Klassen (statistische Besetzungsdichte unter 10) nicht ausgewertet.

b) Ergebnisse

In den Abb. 6 (für Barth) und 7 (für Zingst) sind die mittleren Quotienten der Geschwindigkeitsbeträge (im oberen Teil) und die mittleren Differenzen der Richtungswinkel (im unteren Teil) zwischen dem Bodenwind und dem Höhenwind dargestellt. Die Ergebnisse sind für alle Höhenwindklassen getrennt angegeben. Innerhalb der markierten 12 Richtungsklassen erfolgt die Anordnung nach steigender Geschwindigkeitsklasse (Breite der Diagrammbalken). Die durchgezogenen Linien beziehen sich auf die Beobachtungsergebnisse und die punktierten Linien auf die dem Windatlas entnommenen Daten.

Die Quotienten aus der für *Barth* (Abb. 6) berechneten Bodenwind- und der Höhenwindgeschwindigkeit weisen mit Werten zwischen 0,37 und 0,44 keine starke Variation auf, wobei sich die höheren Werte auf die Windrichtungen mit nördlicher Komponente beschränken. Dieses Ergebnis ist die Folge der verhältnismäßig homogenen Umgebungsbedingungen am Messort Barth und wird mit Ausnahme der Richtungsklassen 2–3 und 6–7 auch von den Beobachtungsmittelwerten bestätigt, die um maximal 10 % von den berechneten abweichen. Die Richtungswinkel des Bodenwindes sind den Berechnungen zufolge um 20–30° kleiner als die des Höhenwindes, während diese Scherung nach den Beobachtungen im Mittel um 10° geringer ausfällt. Die in den Richtungsklassen 2–3 und 6–7 vorliegenden größeren Unterschiede zwischen Windatlas und Beobachtungsmittel müssen auf hier nicht überprüfbare topographische Inhomogenitäten der unmittelbaren Umgebung der Messstation Barth zurückgeführt werden, da seitens der Simulationen in den Randwerten und im Rechenungsverlauf keine Abweichungen zu benachbarten Richtungen auftraten.

Die unmittelbare Küstennähe der Station *Zingst* (Abb. 7) öffnet diesen Standort für einen nahezu ungehinderten Seewind-Einfluss aus allen Richtungen eines nördlich orientierten Halbkreises. Bodenwind aus diesem Winkelbereich ist mit einem bis 70 % betragenden Geschwindigkeitsverhältnis zum Höhenwind verbunden. Zu diesen hohen Windgeschwindigkeiten führt die über den Wasserflächen reduzierte turbulente Reibung, die jedoch mit Zunahme der Windgeschwindigkeit infolge Wellenbildung überproportional anwächst und in der stärkeren Neigung der betreffenden Diagrammbalken zum Ausdruck kommt. Für entgegengesetzte Windrichtungen sinkt der Geschwindigkeitsquotient auf Werte bis 35 %. Anders als im Fall von Barth durchläuft hier die Windrichtung zwei markante Übergangszonen zwischen Land- und See-Einfluß, in denen bereits eine leichte Richtungsänderung zu größeren Effekten führt (siehe die Richtungsklassen 3 und 9). Weiterhin fällt ein systematisch überhöht berechneter Wind auf, der als Folge der unbekanntenen effektiven Messhöhe (vgl. Punkt a) angesehen wird. Unter Ausklammerung dieser korrigierbaren Abweichungen kann wie für Barth die Übereinstimmung zwischen berechneten und gemessenen Bodenwindgeschwindigkeiten mit einer Toleranz von 10 % angegeben werden. Die berechnete Bodenwinddrehung beträgt in Zingst 15° für die nordöstlichen Richtungsklassen 1–2 (ungehinderter See-Einfluss) und zwischen 25° und 30° für alle anderen Klassen (Herkunft des Windes vom Festland oder von den 50 km entfernten dänischen Inseln). Dieser Umstand ist die Folge der Wahl des entsprechend angepassten Ausgangszustandes der Simulationen am Einströmrand des Modellgebietes (vgl. Kapitel 2.2.2 und 2.4.1). Mit einer durchschnittlichen Abweichung von 5° verhalten sich die gemessenen Windrichtungen konform dazu.

Die Ergebnisse eines direkten Vergleiches zwischen *Zingster* und *Barther* Wind werden hier ohne Abb. diskutiert (s. HINNEBURG et al., 1998). Im gegenseitigen Bezug zeichnen sich die erwähnten Unregelmäßigkeiten des Barther Windes ebenfalls ab. Davon abgesehen zeigt sich jedoch eine größere Übereinstimmung zwischen beobachtetem und berechnetem Verhältnis der Windgeschwindigkeiten (7 % Abweichung) als im Falle des Bezu-

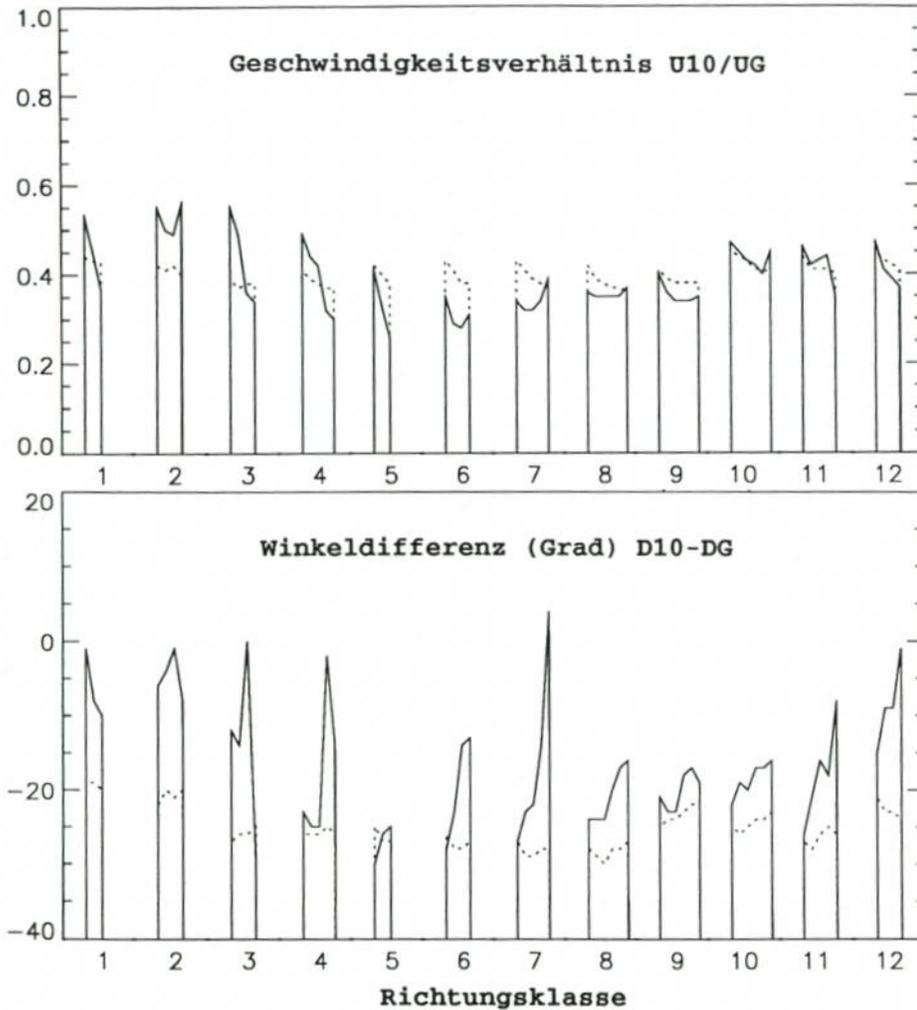


Abb. 6: Mittleres Verhältnis zwischen Bodenwind Barth und Höhenwind Greifswald aus beobachteten (durchgezogen) und berechneten (punktirt) Daten, angeordnet nach Richtungsklassen und (innerhalb dieser) nach Geschwindigkeitsklassen des Höhenwindes

ges auf den Höhenwind (10%, siehe oben). Außerdem wird der mit steigender Windgeschwindigkeit systematisch zunehmende Abstand des berechneten Geschwindigkeitsverhältnisses von Bodenwind zu Höhenwind gegenüber den beobachteten Werten (s. Neigung der Diagrammbalken in den Abb. 6 und 7) hier weitgehend kompensiert.

c) Schlussfolgerung

Die *Vertikalbeziehung* zwischen Boden- und Höhenwind dient der Prüfung, inwieweit eine Identifizierung des gemessenen Höhenwindes mit dem geostrophischen Wind als dem

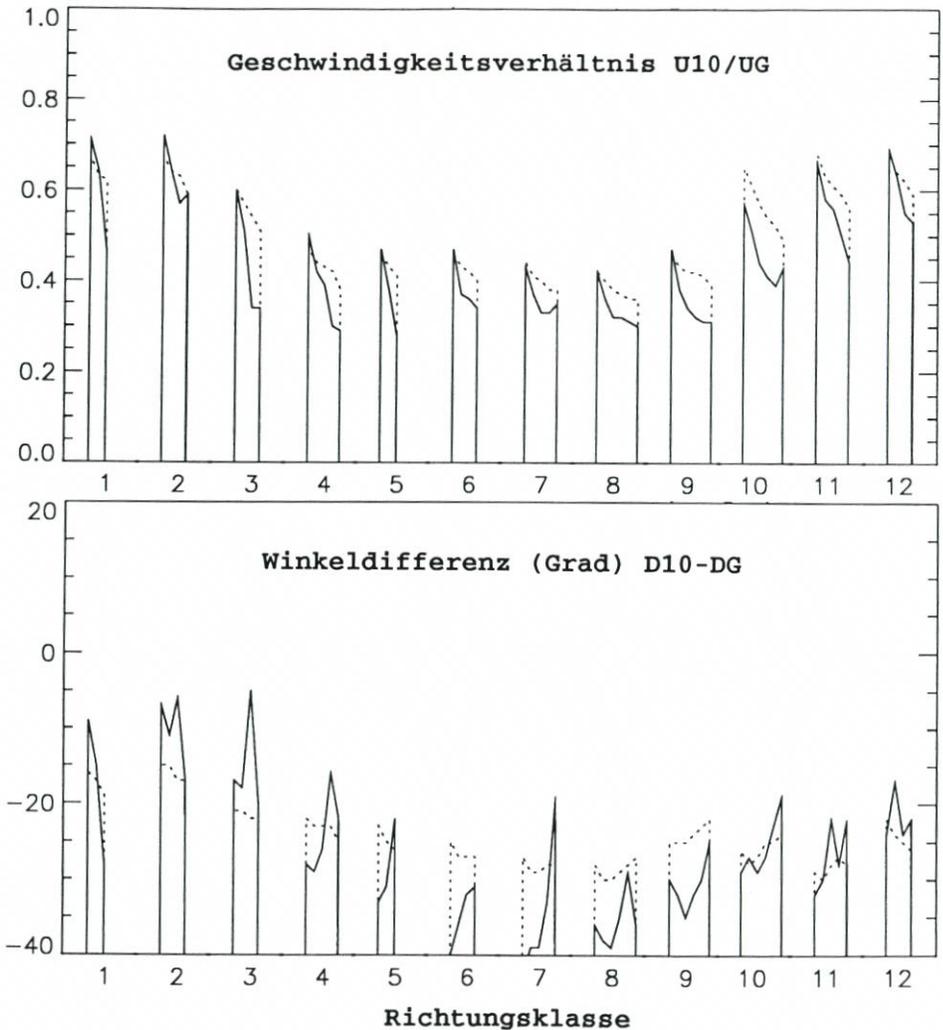


Abb. 7: Mittleres Verhältnis zwischen Bodenwind Zingst und Höhenwind Greifswald aus beobachteten (durchgezogen) und berechneten (punktiert) Daten, angeordnet nach Richtungsklassen und (innerhalb dieser) nach Geschwindigkeitsklassen des Höhenwindes

Ordnungsparameter des Windatlas gerechtfertigt ist und ob die darüber aus dem Windatlas abgerufenen Windfelder zutreffend sind. Von entscheidender Bedeutung ist hierbei die Qualität der modellierten Turbulenzstruktur der Grenzschicht. Die in den Simulationen in gemittelter Form berücksichtigten Strukturen der Erdoberfläche und thermischen Profile der Grenzschicht (s. Kapitel 2.2.1 und 3.1.1) bedingen in ihren nichtlinearen Auswirkungen wesentlich das Abweichen der berechneten Windzustände von den beobachteten. Die Ergebnisse (vgl. Punkt b) sagen hierzu aus, dass im statistischen Langzeitmittel die zu gegebenem Höhenwind (geostrophischem Wind) berechneten Windfelder durchschnittlich zu 10% im Betrag und 10° in der Richtung mit den Beobachtungswerten übereinstimmen. Ein in diesem Zusammenhang erwähnenswerter Vergleich zwischen diesem Windatlas und dem von RU-

DOLPH u. GAYER (1995) für eine andere Küstenregion vorgestellten Windatlas (Anwendung des GESIMA-Modells mit ähnlichem thermischen Profil) zeigt prinzipielle Gleichheit in den Windgeschwindigkeiten. Auch der halbempirische Zusammenhang des geostrophischen Widerstandsgesetzes zwischen geostrophischer Windgeschwindigkeit, Schubspannungsgeschwindigkeit am Boden und Rauheitslänge (s. z. B. THEUNERT et al., 1989) wird von den hier berechneten Ergebnissen mit einer Toleranz von wenigen Prozent erfüllt.

Die *Horizontalbeziehung* zwischen zwei Bodenmessungen und ihr Vergleich mit entsprechenden Werten des Windatlas prüft hingegen die Möglichkeit, von einer Bodenmessung auf das gesamte Windfeld zu schließen. Im Geschwindigkeitsfeld des Bodenwindes drückt sich vorrangig der turbulente Einfluss der lokalen Bodenrauigkeit aus, dem jedoch eine durch horizontalen Impulstransport modifizierte Gestalt (Windfahnen und -schatten) aufgeprägt wird. Am Beispiel der Messungen in Küstennähe (Zingst), die wechselweise Land- oder Seewind registrieren, und denen im Landesinnern (Barth) werden diese Verhältnisse besonders offenkundig. Auf der Vergleichsebene des mittleren bodennahen Windfeldes wird das Ergebnis gewonnen (s. Punkt b), dass sich Simulation und Beobachtung in der Windgeschwindigkeit um durchschnittlich 7 % und in der Windrichtung um 10° voneinander unterscheiden. Dabei kompensiert sich auch weitgehend die im Vertikalbezug auftretende Geschwindigkeitsabhängigkeit dieser Abweichungen (vgl. die Neigungen der Diagrammbalken in den Abb. 6 und 7). Mit diesen Ungenauigkeiten ist demzufolge zu rechnen, wenn mittels der Datenmatrizen des Windatlas aus dem bekannten Wind einer Bodenstation auf den an einer anderen Stelle anzutreffenden mittleren Wind geschlossen werden soll.

Die angegebenen Fehlerbereiche stellen die systematische Unschärfe eines Windfeldes dar, das zu einem bestimmten Höhen- oder Bodenwind als Bezugswert für die Windatlas-Interpolation berechnet wurde. Wenn hingegen die Windfeldberechnung mit gemessenen Momentanwerten verglichen wird, tritt ein zusätzliches, größeres Fehlerintervall hinzu, das aus der statistischen Streuung verschiedener, den gleichen Messwert liefernder Wettersituationen resultiert:

Die durchschnittliche statistische Schwankungsbreite der beobachteten Einzelwerte des bodennahen Windes bei gleichem fixierten Höhenwind beträgt für die niedrigen Windgeschwindigkeiten 1,3 ms⁻¹ (43 % relativ) und 45° und für die höheren Windgeschwindigkeiten 2,7 ms⁻¹ (11 %) und 12°. Im Falle eines fixierten Bodenwindes als Vorgabegröße liegen die Standardabweichungen für die kleineren Windgeschwindigkeiten wesentlich niedriger: im Betrag relativ bei 27 % (gegenüber 43 %) und in der Richtung bei 21° (gegenüber 45°). Diese Werte drücken einerseits eine mit wachsender Windgeschwindigkeit zunehmende Stabilisierung der Windfelder aus und andererseits eine höhere Korrelation der gemessenen Bodenwinde untereinander als zwischen ihnen und dem Höhenwind. Die Interpretation der gewonnenen Ergebnisse führt zu der Aussage, dass bei horizontaler Anbindung des Windatlas (d. h. Windfeldberechnung zu gegebenem Bodenwind) sowohl die Abweichungen zu mittleren Beobachtungswerten als auch die zu den Einzelwerten geringer sind als bei vertikaler Anbindung an einen vorgegebenen Höhenwind.

3.2 Zeitveränderliche Windfelder

Zeitveränderliche Ereignisse sind im Rahmen dieser Arbeit nach zwei Methoden simuliert worden:

a) Die auf dem *Windatlas* beruhende Berechnung setzt ein Ereignis als zeitliche Abfolge von stationären Windsituationen zusammen, die aus den Zuständen des Windatlas gemäß der

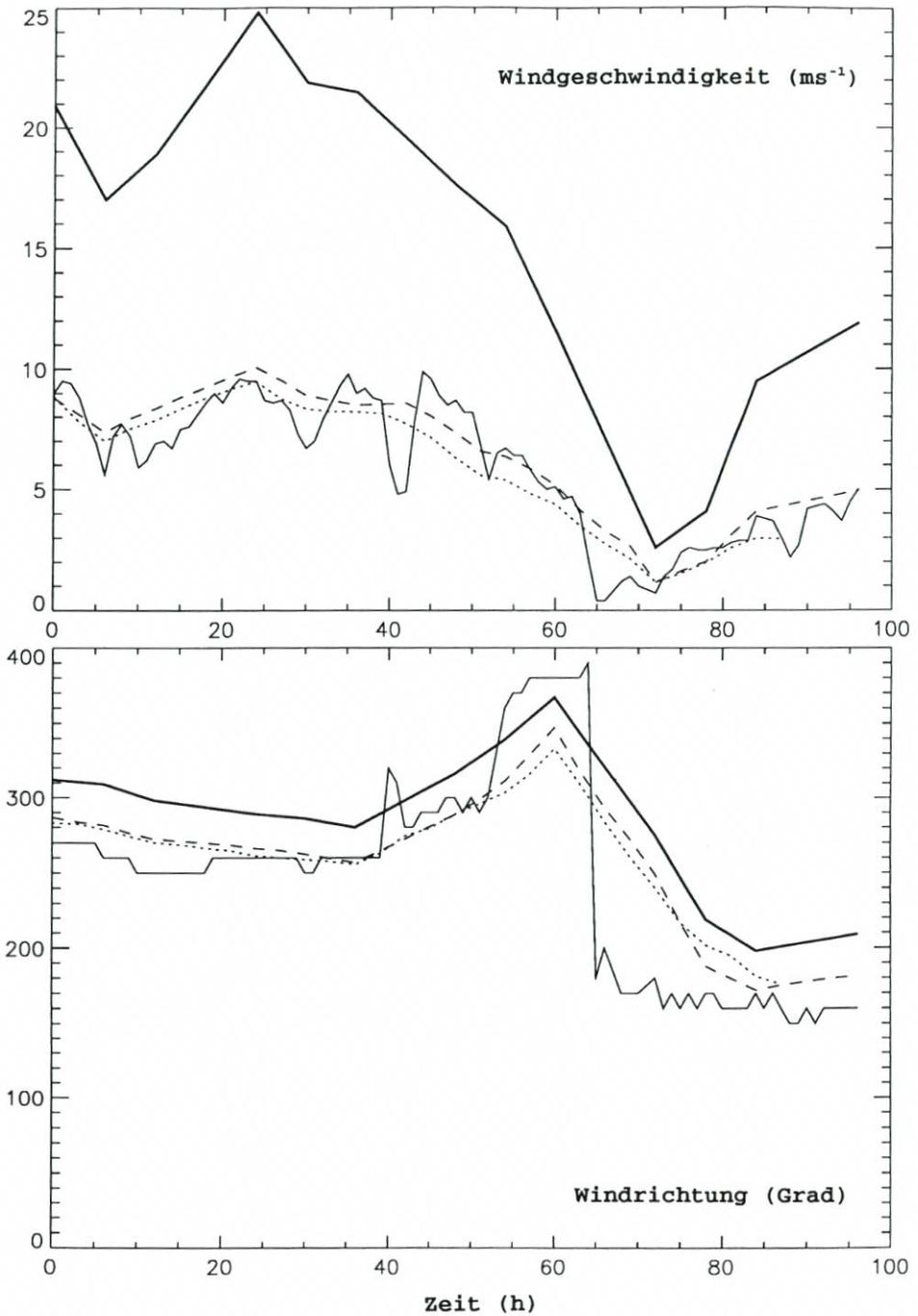


Abb. 8: Vergleich der Windatlas-Interpolation (gestrichelt) und der zeitabhängigen Simulation (punktiert) mit Beobachtungswerten (dünn durchgezogen) für den Zeitraum 6. 11. 92(00.00)–9. 11. 92(24.00) am Ort Barth. Beide Berechnungsverfahren sind von der Höhenwindmessung Greifswald (dick durchgezogen) gesteuert

Entwicklung des großskaligen Windes interpoliert werden. Diese Konstruktion ist wie der Windatlas an ein zeitkonstantes, durchschnittliches thermisches Profil gebunden, d. h. tageszeitliche Schwankungen unter sonst konstanten großskaligen Bedingungen sind nicht in geeigneter Weise berücksichtigt. Als einzige veränderliche Parameter, nach denen die Zustandsfolge zusammengestellt wird, dienen Richtung und Geschwindigkeit des geostrophischen Windes (Höhenwindes). Ereignisse, die auf der Änderung anderer Parameter beruhen, sind mit dem Windatlas nicht modellierbar.

b) Der direkte Weg einer *zeitabhängigen Simulation* besteht in der Anwendung des in Kapitel 2.4.2 beschriebenen Modells auf das betrachtete Ereignis. Dieses Verfahren bedeutet im Unterschied zur Windatlas-Anwendung (Interpolationen) eine zeitaufwendige Neu-Simulation mit dem Vorteil, den Tagesgang der Variablen ebenso wie die Auswahl verschiedener thermischer Profile, die nicht unbedingt konstant bleiben müssen, zu ermöglichen.

Zum *Vergleich beider Methoden* untereinander sowie mit Beobachtungsdaten (s. Abb. 8) wurde ein 4-tägiges Ereignis mit beobachteter variabler Windgeschwindigkeit (s. oberen Teil) und Windrichtung (siehe unteren Teil) herangezogen und mittels beider Methoden simuliert. Die interpolative Ermittlung der Windsituationen aus dem Windatlas (gestrichelte Linien) und die Steuerung der zeitabhängigen Simulation (punktiert) erfolgten gemäß dem in Greifswald gemessenen Höhenwind (dick durchgezogen). Diese Ergebnisse werden mit Beobachtungsdaten am Ort der Barther Messungen (fein durchgezogen) verglichen. Aufgrund der großen Zeitabstände zwischen den Höhenwindmessungen, die für die Simulationssteuerung durch lineare Interpolation überbrückt wurden, fallen die berechneten Funktionsverläufe glatter aus als die zeitlich dichter vorliegenden Daten der Bodenstation Barth (vgl. Kapitel 3.1.2, Punkt a). Insbesondere in der Zeitspanne 60–72 Stunden, in der eine markante Winddrehung erfolgt, fehlen Stützpunkte des steuernden Höhenwindes. Der Vergleich der berechneten Windwerte mit den beobachteten zeigt insgesamt eine gute Übereinstimmung, da das gewählte Windereignis hauptsächlich vom Höhenwind gesteuert ist und damit den Simulationsvoraussetzungen entspricht. Im Falle gleichen thermischen Profils (wie hier zugrunde gelegt, s. Kapitel 3.1.1) erweist sich die Interpolationsmethode auf der Grundlage der Datensammlung des Windatlas gegenüber der direkten zeitgesteuerten Simulation als nahezu kongruent und ungleich effektiver. Die Vorteile einer zeitgesteuerten Simulation liegen in der Berücksichtigung anderer thermischer Bedingungen einschließlich des täglichen Temperaturzyklus.

Die finanzielle Förderung dieser Arbeit erfolgte durch das Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie im Rahmen des Verbundvorhabens „Klimawirkung und Boddenlandschaft“ (KLIBO), Teilprojekt „Strömungs- und Sedimenttransport-simulation zur Morphodynamik der Boddengewässer“ (Fördernummer 01 LK 9403/9).

4. Schriftenverzeichnis

- AGTERBERG, R. u. WIERINGA, J.: Mesoscale terrain roughness mapping of the Netherlands. KNMI Technical Report TR-115, 1989.
- AUSSCHUSS FÜR KÜSTENSCHUTZWERKE: EAK 1993. Empfehlungen für die Ausführung von Küstenschutzwerken. Die Küste, H. 55, 1993.
- BECKMANN, B.-R.: Veränderungen in der Windklimatologie und in der Häufigkeit von Sturmhochwassern an der Ostseeküste Mecklenburg-Vorpommerns (Diss.). Wiss. Mitt. Inst. f. Meteor. Univ. Leipzig u. Inst. f. Troposphärenforschung e.V. Leipzig, Bd. 7, 1–93, 1997.

- BRÜCHER, W.; KERSCHGENS, M. J. u. STEFFANY, F.: Synthetic wind climatologies. *Meteorol. Z.*, N.F. 3, 183–186, 1994.
- CHARNOCK, H.: Wind stress on a water surface. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 81, 639–640, 1955.
- CLAUSSEN, M.: Area-averaging of surface fluxes in a neutrally stratified, horizontally inhomogeneous atmospheric boundary layer. *Atmosph. Environ.* 24A, 1349–1360, 1990.
- DONELAN, M.: Air-Sea Interaction. In: *The Sea. Ocean Engineering Science*, Vol. 9, 239–292, 1990.
- EPEL, D. P.; KAPITZA, H.; CLAUSSEN, M.; JACOB, D.; KOCH, W.; LEVKOV, L.; MENGELKAMP, H.-T. u. WERRMANN, N.: The non-hydrostatic mesoscale model GESIMA. Part II: Parameterizations and applications. *Beitr. Phys. Atmosph.* 68, 15–41, 1995.
- FREY-BUNESS, F.; HEIMANN, D. u. SAUSEN, R.: A Statistical-Dynamical Downscaling Procedure for Global Climate Simulations. *Theor. Appl. Climatol.* 50, 117–131, 1995.
- HEIMANN, D.: The „Papal Front“ of 3 May 1987: Modelling of Orography and Diabatic Effects. *Beitr. Phys. Atmosph.* 61, 330–343, 1988.
- HINNEBURG, D.: Die Symmetrisierung des MacCormack-Schemas im Atmosphärenmodell GESIMA. *Wiss. Mitt. Inst. f. Meteor. Univ. Leipzig u. Inst. f. Troposphärenforschung e.V. Leipzig*, Bd. 4, 90–99, 1996.
- HINNEBURG, D.; RAABE, A. u. TETZLAFF, G.: Wind- und Seegangs atlas für das Gebiet um Darß und Zingst. Teil 1: Windatlas. *Wiss. Mitt. Inst. f. Meteor. Univ. Leipzig u. Inst. f. Troposphärenforschung e.V. Leipzig*, Bd. 5, 1–164, 1997.
- HINNEBURG, D.; RAABE, A. u. TETZLAFF, G.: Vergleich Windatlas-Beobachtungsdaten. *Wiss. Mitt. Inst. f. Meteor. Univ. Leipzig u. Inst. f. Troposphärenforschung e.V. Leipzig*, Bd. 10, 1–18, 1998.
- HINNEBURG, D. u. TETZLAFF, G.: Calculated wind climatology of the South-Saxonian/North-Czech mountain topography including improved resolution of mountains. *Ann. Geophysicae* 14, 767–772, 1996.
- HUPFER, P. u. RAABE, A.: Meteorological transition between land and sea in the microscale. *Meteorol. Z.*, N.F. 3, 100–103, 1994.
- JOHNSON, H. K. u. VESTED, H. J.: Effects of water waves on wind shear stress for current modeling. *J. Atm. Oc. Technol.* 9, 850–861, 1992.
- KAPITZA, H. u. EPEL, D. P.: The non-hydrostatic mesoscale model GESIMA. Part I: Dynamical equations and tests. *Beitr. Phys. Atmosph.* 65, 129–146, 1992.
- KITAIGORODSKII, S. A.; KRASITSKII, V. P. u. ZASLAVSKII, M. M.: On Phillips' theory of equilibrium range in the spectra of wind-generated gravity waves of the sea surface. *J. Phys. Oceanogr.* 5, 410–420, 1975.
- KITAIGORODSKI, S. A. u. VOLKOV, Y. A.: On the roughness parameter of the sea surface and the calculation of momentum flux in the lower layer of the atmosphere. *Izv. Atmos. Ocean Phys.* 1, 973–978, 1965.
- PICHLER, H.: *Dynamik der Atmosphäre*. 2. Auflage, Bibliographisches Institut, Mannheim/Wien/Zürich, 1986.
- RUDOLPH, E.: *Impulsaustausch zwischen Atmosphäre und Ozean im Küstenbereich* (Diss.). GKSS-Forschungszentrum Geesthacht GmbH, GKSS 93/E/57, Geesthacht, 1993.
- RUDOLPH, E. u. GAYER, G.: *Atlas of GESIMA wind fields in the Greifswalder Bodden*, GKSS-Forschungszentrum Geesthacht, Geesthacht, 1995.
- SMITH, S. D. u. BANKE, E. G.: Variation of the sea surface drag coefficient with wind speed. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 101, 655–673, 1975.
- THEUNERT, S.; TETZLAFF, G. u. BUFE, H.: *Auswertung der Windmeßdaten von 6 Standorten in Norddeutschland*. Bericht Inst. f. Meteor. u. Klimatol. Univ. Hannover, Hannover, 1989.
- WELLS, N.: *The Atmosphere and Ocean: A Physical Introduction*. Taylor and Francis, London, 1986.

Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation und die Veränderlichkeit des Seegangs vor der deutschen Ostseeküste

Von MICHAEL KOLAX und PETER HUPFER

Zusammenfassung

Da der Seegang und die ihn kennzeichnenden Parameter von den Windverhältnissen in dem betreffenden Seegebiet abhängen, kommt es auch zu Veränderungen der mittleren Seegangseigenschaften, wenn die Zirkulation der Atmosphäre in Zusammenhang mit globalen Klimaschwankungen Modifikationen unterliegt. Veränderungen des Seegangsregimes in Küstennähe ziehen entsprechende Variationen des Energieeintrages in die ufernahe Flachwasserzone mit Konsequenzen für die Küstendynamik nach sich. In der Arbeit werden zwei unterschiedliche Ansätze verfolgt, die auf hochaufgelösten Seegangsmodellierungen der Ostsee mit dem Modell HYPAS über relativ lange Zeiträume basieren. Allerdings zeigen die auf der Basis des Klimamodells ECHAM3/LSG durchgeführten Seegangsberechnungen für den Kontrolllauf und das Szenario A (weitere starke CO₂-Emission) nur geringe, nicht signifikante Abnahmen der Seegangsbelastung im Fall einer CO₂-Verdoppelung.

Alternativ wurde über die Veränderung der monatlichen Häufigkeiten speziell entwickelter, seegangsspezifischer objektiver Wetterlagen für die Ostsee die Sensitivität des Seegangs gegenüber veränderten atmosphärischen Zirkulationsbedingungen simuliert. Im Ergebnis zeigen sich bei einer verstärkten Zonalzirkulation (häufigere und stärkere Westwinde) deutliche Veränderungen des Seegangsenergieeintrages entlang der deutschen Ostseeküste, die im Einzelnen von der Küstenkonfiguration abhängen. Damit kann festgestellt werden, dass der mittlere Seegang vor der deutschen Ostseeküste mit Zirkulationsschwankungen variiert. Die Ergebnisse der gegenwärtigen Klimamodellierungen deuten jedoch darauf hin, dass seegangswirksame Windfeldänderungen voraussichtlich nur gering ausfallen werden.

Summary

Waves and their significant parameters are mostly dependent on local wind conditions. Consequently, atmospheric circulation modifications due to climatic variations will influence the wave climate. Changes of the near-shore wave regime, in turn, lead to fluctuations of the energy input into the shallow water zone affecting coastal sediment dynamics. This paper describes two different approaches, both of them based on high resolution long term wave modelling in the Baltic Sea using the HYPAS model.

For the first approach, only a small insignificant decrease of wave loading is encountered for the case of doubling of the atmospheric CO₂ concentration according to scenario A (additional strong CO₂ emissions) based on data from the global general circulation model ECHAM3/LSG. Alternatively, the sensitivity of the sea state to a modification of the atmospheric circulation was simulated using the variation of monthly frequencies of specific wave-effective weather patterns (observed data) in the Baltic. As a result, increased zonal circulation (more frequent and stronger westerly winds) leads to a significant change in wave energy input along the German Baltic coast changing due to the coastal shape.

In conclusion, the average sea state in this area varies with circulation changes. The results of present climate modelling, however, indicate that changes of wave effective wind patterns will be insignificant in the case of doubling CO₂ concentration of the atmosphere.

Inhalt

1. Einführung	112
2. Vorgehensweise	113
2.1 Die Simulationsläufe	114
2.1.1 Seegangssimulationen auf der Basis von Klimamodelldaten	114
2.1.2 Seegangssimulation auf der Grundlage von Reanalyse-Daten	114
2.2 Auswertungsverfahren	115
2.3 Seegangsspezifische Wetterlagenklassen	115
3. Ergebnisse	118
3.1 Seegangsausprägung in einem Treibhausgasszenarium	119
3.2 Zur Sensitivität des Seegangsenergieeintrages an der deutsche Ostseeküste gegenüber Zirkulationsänderungen	119
4. Schlussfolgerungen	121
5. Schriftenverzeichnis	125

1. Einführung

Ziel dieser Untersuchung ist es, die Auswirkungen der in Zusammenhang mit Klimaschwankungen eintretenden Veränderungen der atmosphärischen Zirkulation auf die mittleren Seegangsverhältnisse in der westlichen Ostsee zu untersuchen. Damit sollen erste Hinweise gegeben werden, ob in Zusammenhang mit dem erwarteten möglichen Klimawandel im 21. Jahrhundert der Wellenenergieeintrag in die ufernahe Flachwasserzone der deutschen Ostseeküste und damit verbunden die Abrasions- und Akkumulationsprozesse signifikante Veränderungen erfahren werden. Hinweise über den Zusammenhang zwischen atmosphärischer Zirkulation und Küstendynamik findet man u. a. bei HUPFER (1965, S. 171–179) für die Ostseeküste und bei VERHAGEN (1989, S. 109) für die niederländische Küste.

Gleichzeitig enthalten die Ergebnisse dieser Studie Angaben zu dem mittleren jährlichen Wellenenergieeintrag an zahlreichen Punkten im Seegebiet vor der deutschen Ostseeküste. Damit werden die im Verbundprojekt KLIBO durchgeführten Seegangsberechnungen ergänzt und erweitert (BÖRNGEN et al., in diesem Heft, BÖRNGEN et al., 1998).

Da Seegangsmessungen, sofern überhaupt verfügbar, immer nur auf einzelne Positionen und auf verhältnismäßig kurze Zeiträume beschränkt sind, besteht das Bedürfnis, die Seegangparameter für längere Zeiträume zuverlässig zu simulieren. In den letzten Jahrzehnten verstärkten sich daher die Bemühungen um die Modellierung des physikalischen Prozesses „Seegang“. Ziel dieser Arbeiten ist häufig die Vorhersage extremer Seegangereignisse und die Abgabe entsprechender Warnungen. Der Bedarf an Seegangsprognosen und die Notwendigkeit, die Wechselwirkungen zwischen wellenbewegter Meeresoberfläche und atmosphärischer Bodenschicht in den Atmosphärenmodellen besser zu berücksichtigen, hat dazu geführt, dass Wettervorhersagezentren wie das Europäische Zentrum für Mittelfristige Wettervorhersage (ECMWF) die Seegangparameter nunmehr im Rahmen ihrer eigenen Modellkette berücksichtigen (ECMWF 1996/97, S. 9).

Die Untersuchung der Seegangsverhältnisse unter klimatologischen Aspekten hat im Rahmen der Klimafolgenforschung neues Gewicht erhalten. In älteren Arbeiten wurde zwar wiederholt versucht, die charakteristischen Grundzustände des Seegangs zu erfassen (für die Ostsee s. SHD 1979, S. 1 ff.). Solche Ansätze waren jedoch meist räumlich begrenzt und basierten auf stark vereinfachten Winddaten. Modernere Methoden nutzen Fernerkundungsverfahren (YOUNG u. HOLLAND, 1996, S. 1 ff.), deren zeitliche und räumliche Auflösungen

allerdings zu gering sind, um relativ kleinräumige Strukturen des Seegangs zu erfassen, wie sie in der Ostsee auftreten.

Im Rahmen dieser Untersuchung kommt ein auf numerischen Seegangssimulationen basierendes Verfahren zur Anwendung. Das ermöglicht Aussagen über die Reaktion des Seegangs auf veränderte atmosphärische Zirkulationsbedingungen. Einblicke in ein verändertes Klima sind mit Hilfe fortgeschrittener Klimamodelle möglich, die die Koppelung zwischen Atmosphäre und Ozean enthalten. Die Modelle werden meist mit Treibhausgasszenarien angetrieben, die durch bestimmte Annahmen zukünftiger Treibhausgasemissionen definiert sind. Neben dem Grad der Vollkommenheit eines Klimamodells bilden auch die herangezogenen Treibhausgasszenarien Ursachen für mögliche Fehleinschätzungen der zukünftigen Klimaentwicklung. Die erstgenannte Fehlerquelle wird durch die Erweiterung der Kenntnisse über das Klimasystem in Verbindung mit Fortschritten der Rechentechnik verringert. Hier wird das Seegangmodell HYPAS direkt von Daten des Klimamodells ECHAM3 (ROECKNER et al., 1992) angetrieben. Auf diese Weise simulierte Seegangsfelder spiegeln naturgemäß nur solche Veränderungen wider, die dem gewählten Szenarium entsprechen. Eine andere Möglichkeit, Wirkungen der atmosphärischen Zirkulation auf den Seegang zu erfassen, besteht in definierten, konsistenten Veränderungen der Klassenhäufigkeiten von Wetterlagenklassifikationen.

2. Vorgehensweise

Es wurden zwei Verfahren entwickelt und angewendet, die beide auf dem Seegangmodell HYPAS (GÜNTHER et al., 1979, S. 5227–5738) beruhen. Das Modell wurde für das gesamte Seegebiet der Ostsee aufgelegt. Hier werden jedoch nur die Ergebnisse der Untersuchungen für die westliche Ostsee vorgestellt.¹

Um die Seegangcharakteristiken vor der deutschen Ostseeküste zu analysieren, benötigt man möglichst lange Zeitreihen der Seegangparameter. Diese wurden aus Simulationsläufen mit dem Hybridmodell HYPAS (2. Generation) gewonnen. Dieses leistungsfähige Seegangmodell hat sich im Routinebetrieb bewährt.

Die Winddaten wurden Zeitscheibenrechnungen des Modells ECHAM3 in der Auflösung T106 (entspricht einer Auflösung von etwa 120 km in zonaler Richtung und von etwa 65 km in meridionaler Richtung in 54° Breite) für den Kontrolllauf (Simulation des gegenwärtigen Klimas ohne Veränderung äußerer Einflüsse) und für den Treibhausgasszenarium A-Lauf (weiterer starker Anstieg des CO₂-Gehaltes der Atmosphäre, „business as usual“) entnommen. Weitere Windfelddaten entstammen der ECMWF-Reanalyse für den Zeitraum 1981–1993 (ECMWF 1996, S. 7). Aus den Modelldaten wurde die Entscheidung getroffen, ob an einem Gitterpunkt Eis oder Wasser vorhanden ist. Um zu physikalisch konsistenten Datensätzen der Seegangparameter zu kommen, wurde für alle Simulationsläufe die gleiche Version des Seegangmodells und auch die gleiche Modellgeometrie verwendet. Das Berechnungsverfahren und einige Verteilungen der berechneten Seeganggrößen für die Ostsee sind in KOLAX (1996, S. 1–21) enthalten.

¹ Zur Leistungsfähigkeit dieses Modells siehe den Beitrag M. BÖRNGEN et al. „Seegangsbeltung vor der Außenküste von Mecklenburg-Vorpommern“ in diesem Heft.

2.1 Die Simulationsläufe

Infolge der Einbeziehung der gesamten Fläche der Ostsee in die Modellierung bleiben künstliche Begrenzungen des Modellgebietes auf das Kattegat beschränkt. Das Modell HYPAS wurde in allen Läufen mit einer einheitlichen horizontalen Auflösung von ca. 16 km im gesamten Simulationsraum betrieben. Der Zeitschritt betrug 15 min. Das Modell HYPAS simuliert die Windsee in Abhängigkeit von der jeweiligen Windwirklänge (fetch) durch ein Flachwasserspektrum (BOUWS et al., 1985, S. 975–986). Die Behandlung der Dünung erfolgt auf der Grundlage einer einfachen Wellenausbreitungsgleichung. Die berechnete Seegangsendenergiedichte wird in 24 Richtungs- und 17 Frequenzintervalle geteilt. Bei Windrichtungs- oder Windgeschwindigkeitswechseln wird Seegangenergie zwischen Dünungs- und Windseeanteil ausgetauscht (GÜNTHER et al., 1981, S. 718). Aus allen Rechnungen wurden sowohl die integralen Seegangparameter, getrennt nach Windsee, Dünung und Gesamtseegang, als auch die Parameter, die für eine vollständige spektrale Information erforderlich sind, für alle Gitterpunkte archiviert. Die berechneten Zeitreihen stehen zur weiteren Seegangsanalyse für die gesamte Ostsee zur Verfügung.

2.1.1 Seegangssimulationen auf der Basis von Klimamodelldaten

Die immer noch relativ geringe Auflösung von Klimamodellen setzt bei der direkten Verwendung solcher Daten der Seegangssimulation rasch Grenzen. Für diese Berechnungen standen Ergebnisse von Klimamodellexperimenten in einer charakteristischen spektralen Auflösung T21 zur Verfügung. Im Modell ECHAM3/LSG_T21 entfallen auf die Ostsee somit nur zwei Gitterpunkte. Die Überbrückung des sich ergebenden Skalenunterschiedes ist für die Klimafolgenforschung im allgemeinen notwendig. Es sind daher verschiedene Downscaling-Verfahren entwickelt worden (z. B. FREY-BUNESS et al., 1994, S. 78–81). Hier wurde ein rein dynamisches Verfahren genutzt. Bei diesem wird ein hochauflösendes Atmosphärenmodell für einen kürzeren Zeitraum („Zeitscheibe“, bspw. 5 Jahre) mit den Daten des globalen gekoppelten Klimamodells betrieben. Weiterverwendet werden jedoch nur die Daten des Atmosphärenmodells. Die fünfjährigen Zeitscheibenrechnungen liegen für das Modell ECHAM3 in einer zeitlichen Auflösung von sechs Stunden und in der spektralen räumlichen Auflösung T106 vor. Der damit verbundene Gitterpunktabstand (s. o.) ist geeignet, das Modell HYPAS anzutreiben (dazu auch KOLAX, 1996, S. 1–7). Aussagen über mögliche zukünftige Veränderungen in den mittleren Seegangsverhältnissen der Ostsee findet man durch den Vergleich von zwei Simulationsläufen, die unterschiedliche Klimate (einschließlich Zirkulationen) beschreiben. Der eine dieser Modellläufe repräsentiert das gegenwärtige Klima (Kontrolllauf), während der andere Modelllauf auf einem Szenarium beruht. Für die HYPAS-Simulationen wurde das oben schon erwähnte IPCC-Szenarium A verwendet (s. HUPFER, 1996, S. 205). Die zugehörige ECHAM3-Zeitscheibenrechnung wurde zum Zeitpunkt der Verdoppelung des atmosphärischen CO₂-Gehaltes initialisiert.

2.1.2 Seegangssimulation auf der Grundlage von Reanalyse-Daten

Für die wetterlagengestützte Sensitivitätsstudie werden möglichst lange Zeitreihen der Seegangsgößen im interessierenden Seegebiet benötigt. Ein aktueller, zugänglicher Daten-

satz, der den Anforderungen genügt, ist aus der Reanalyse des ECMWF für den Zeitraum 1979–1993 gebildet worden (ECMWF, 1996, S. 7). Dieser Datensatz ist in der spektralen Auflösung T106 verfügbar und weist die gleiche Gitterpunktsgometrie wie das Modell ECHAM3 auf.

Die benötigten Bodenwindfelder wurden im Abstand von sechs Stunden den Analysen entnommen. Die Eisbedeckung wurde in diesem Fall bewußt vernachlässigt, um bei der nachfolgenden objektiven Wetterlagenklassifikation alle Gitterpunkte für jeden Zeitschritt, unabhängig von einer möglichen Vereisung der Nachbarpunkte, bearbeiten zu können. Für Untersuchungen anderer Zielstellung können die Anteile der Zeitreihe mit Eisbedeckung ohne großen Aufwand nachgerechnet werden.

2.2 Auswertungsverfahren

Die Auswertung der Zeitscheiben-Klimamodellläufe ist grundsätzlich nur statistisch möglich. Das liegt daran, dass in den Zeitscheibenrechnungen konkrete Zeitpunkte des Szenariumlafes und des Kontrolllaufes nicht sinnvoll miteinander verglichen werden können. Statistische Aussagen sind jedoch durch die relativ geringe Länge der Zeitscheiben und damit der Eingangsdatenreihen beschränkt. Grundsätzliche Aussagen aber, ob bei verändertem atmosphärischem Antrieb mit verstärkter oder verminderter Seegangaktivität gerechnet werden muss, sind möglich. Demgegenüber umfassen die ECMWF-Reanalysedaten den wesentlich größeren Zeitraum von 15 Jahren. Sie sind daher auch einer hinreichend stabilen Wetterlagenklassifikation zugänglich. Da auch in diesem Fall die Empfindlichkeit des Seegangs gegenüber Zirkulationsschwankungen untersucht werden soll, musste die Vorgehensweise dem Prozesscharakter der atmosphärischen Zirkulation Rechnung tragen. Dieser drückt sich u. a. durch die Korrelationen zwischen den monatlichen Häufigkeiten der Wetterlagen aus. Diese Zusammenhänge müssen demnach bei der Veränderung von Klassenhäufigkeiten erhalten bleiben. Man kann willkürliche, aber in sich konsistente Szenarien veränderter Zirkulationsverhältnisse dadurch erzeugen, dass man die Wechselwirkungen zwischen den Häufigkeitsverteilungen der einzelnen Wetterlagen berücksichtigt. Das hier angewendete Verfahren ist von SCHUBERT (1994, S. 200) entwickelt worden.

Die Berechnung von Häufigkeitsverteilungen wesentlicher Seegangparameter wie signifikante Wellenhöhe, mittlere Periode und mittlere Ausbreitungsrichtung und der Vergleich dieser Verteilungen aus beiden Zeitscheibenrechnungen wurde für die gesamte Ostsee durchgeführt. Die Seegangsverhältnisse an der deutschen Ostseeküste standen jedoch im Zentrum der Auswertung. Basierend auf Zeitreihen der zweidimensionalen Seegangenergiedichtespektren wurden mittlere jährliche Seegangsenergieeinträge entlang der deutschen Küstenlinie berechnet (s. Tab. 1).

2.3 Seegangsspezifische Wetterlagenklassen

Die atmosphärische Zirkulation wurde schon wiederholt auf der Basis von Wetterlagenklassifikationen untersucht. Die älteren Ansätze dieser Vorgehensweise beruhen auf subjektiven Verfahren, von denen in Deutschland die Klassifikation von HESS und BREZOWSKY, die für Mitteleuropa 29 Wetterlagen enthält, am bekanntesten ist. Die tägliche Klassifikation wurde bis zum 1.1.1881 zurück vorgenommen. Der Wetterlagenkalender wird laufend ergänzt (GERSTENGARBE u. WERNER, 1993, S. 6–21). In einem ersten Versuch wurde

Tab. 1: Lage der Gitterpunkte, für die Seegangparameter berechnet wurden

Gitterpunkt Nr.	HYPAS Koordinate I	HYPAS Koordinate K	Bezeichnung der Lage	Geogr. Länge Grad Ost	Geogr. Breite Grad Nord
1	6	82	Geltinger Bucht	9,9	54,8
2	7	83	Seegebiet vor Eckernförde	10,1	54,6
3	6	84	Eckernförde	9,9	54,5
4	7	85	Kieler Förde	10,2	54,4
5	8	84	Kieler Bucht	10,4	54,5
6	9	85	Hohenwacher Bucht West	10,6	54,4
7	10	85	Hohenwacher Bucht Ost	10,8	54,4
8	11	84	Fehmarnsund	11,1	54,4
9	12	85	Mecklenburger Bucht Nord	11,3	54,3
10	12	86	Mecklenburger Bucht West	11,3	54,2
11	10	88	Travemünde	10,9	54,0
12	10	87	Neustädter Bucht	10,8	54,1
13	11	87	Lübecker Bucht	11,1	54,0
14	12	87	Wismar-Bucht	11,3	54,0
15	13	87	Halbinsel Wustrow	11,5	54,0
16	14	86	Seegebiet vor Kühlungsborn	11,8	54,2
17	15	86	Warnemünde	12,0	54,2
18	16	85	Seegebiet vor Fischland	12,3	54,3
19	17	84	Seegebiet vor Darßer Ort	12,5	54,5
20	18	84	Seegebiet vor Zingst	12,8	54,5
21	19	84	Seegebiet südöstlich von Hiddensee	13,0	54,4
22	19	83	Seegebiet westlich Hiddensee	13,0	54,6
23	20	82	Seegebiet nördlich Rügens	13,2	54,7
24	21	83	Tromper Wiek	13,5	54,6
25	22	84	Seegebiet östlich Rügens	13,7	54,4
26	23	85	Seegebiet südöstlich Rügens	13,9	54,3
27	22	86	östlicher Greifswalder Bodden	13,7	54,2
28	23	86	Seegebiet vor Karlshagen	13,9	54,1
29	24	87	Seegebiet vor Bansin	14,1	54,0
30	25	87	Pommersche Bucht	14,4	54,0
31	26	87	Seegebiet vor Insel Wolin	14,6	54,0

diese viel angewendete Klassifikation benutzt, um den Seegang der Ostsee wetterlagen-spezifisch zu erfassen. Es zeigte sich jedoch, dass diese Klasseneinteilung für die Ostsee und den sich dort entwickelnden Seegang nur ungenügend geeignet ist. So liegen die Werte der aus den Korrelationen der signifikanten Wellenhöhe und der Großwetterlagen resultierenden erklärten Varianz der Wellenhöhe durchgängig im statistisch nicht signifikanten Bereich. Im besonders interessierenden Gebiet der südlichen Ostsee (56° N, 9° E bis 54° N, 20° E) wird lediglich eine mittlere erklärte Varianz von 17 % erreicht. Die Ursache dafür liegt darin, dass die Klassifikation von HESS und BREZOWSKY für das Zentrum Mitteleuropas entwickelt wurde.

Daher wurde für die weiteren Untersuchungen eine seegangsspezifische Wetterlagenklassifikation entwickelt. Dieses objektive Verfahren verwendet den geostrophischen Wind in der Höhe der Druckfläche 850 hPa (etwa 1,5 km Höhe). Das Seegebiet der Ostsee wird für die Klassifikation unterteilt, wobei die einzelnen Teile des Meeres anhand eines eigenen Klassifikationsgitters eingeteilt werden. Für die verschiedenen Teile der Ostsee können sich

so für einen Tag unterschiedliche Wetterlagen ergeben. Aus der Verteilung der geopotentiellen Höhe der 850 hPa-Fläche wird der horizontale geostrophische Windvektor berechnet und über die Aufspaltung in Windgeschwindigkeit und Windrichtung in Klassen eingeteilt (Tab. 2). Auch dazu wurden die Daten der oben erwähnten Reanalyse des ECMWF benutzt. Die Größe des Klassifikationsgitters richtet sich nach der Windgeschwindigkeit. Entsprechend des im Zeitraum von 12 Stunden in Abhängigkeit von der jeweiligen Windgeschwindigkeit zurückgelegten Windweges wird um ein Zentralgebiet, das doppelt gewichtet wird, das Klassifikationsgitter mit einfacher Wichtung vergrößert. Das Zentralgebiet der Klassifikation reicht für den hier vorgestellten Klassifikationsraum „Südliche Ostsee und Kattegat“ von 56° N, 9° E bis 54° N, 20° E. Die Klasseneinteilung erfolgte zunächst in vier Windgeschwindigkeits- (≤ 5 m/s, $> 5,1$ m/s, > 11 m/s, > 17 m/s) und acht Windrichtungsklassen. (N, NE, E, SE, S, SW, W, NW).

Tab. 2: Seegangsspezifische Wetterlagenklassifikation für die Ostsee

Klasse	Anströmrichtung	Windgeschwindigkeit	Relative Häufigkeit in %
1	N-NE	I	9,2
2	N-NE	II-IV	4,1
3	E-SE	II-IV	11,7
4	S-NW	I	11,7
5	S-SW	II	9,0
6	S-SW	III-IV	1,6
7	W	II	14,1
8	W	III	9,6
9	W	IV	5,1
10	NW	II	5,4
11	NW	III-IV	0,8
12	W-NW	III-IV 2 Tage	15,5
13	Nicht klassifizierfähig		2,2

Windgeschwindigkeitsklassen:

An mehr als 50 % der Gitterpunkte werden über-/unterschritten: Klasse I: ≤ 5 m/s; Klasse II: $> 5,1$ m/s; Klasse III: > 11 m/s; Klasse IV: > 17 m/s

Die Zugehörigkeit eines Tages zu einer Klasse wurde von einer Reihe von Homogenitätskriterien abhängig gemacht. Das Homogenitätskriterium für die Windgeschwindigkeit besagt, dass mindestens die Hälfte aller Gitterpunkte den jeweiligen Schwellenwert überschreiten muss (s. Tab. 2). Hinsichtlich der Strömungsrichtung müssen mindestens 50 % aller Gitterpunkte die Hauptrichtungen aufweisen. Ein weiteres Kriterium war bei der Klassenzusammenlegung der Verlust an erklärter Varianz, die natürlich bei größerer Klassenanzahl höher ist (ENKE u. SPEKAT, 1997, S. 195–207). Jedoch ist bei großer Klassenanzahl die Besetzung in einzelnen Klassen so gering, dass sich keine statistisch gesicherten Aussagen treffen lassen. Somit bildet die Zahl von 13 Klassen ein Optimum, das nicht zuletzt auch den Vorteil der größeren Übersichtlichkeit besitzt. Eine Besonderheit bildet die Klasse 12, die als einzige die Verhältnisse des Vortages mit berücksichtigt. Diese Klasse enthält alle Termine, an denen an zwei aufeinanderfolgenden Tagen West- oder Nordwestwinde mit Geschwindigkeiten größer als Windgeschwindigkeitsklasse II (Tab. 2) herrschten. In Klasse 12 werden

somit Starkwindereignisse dieser Richtung mit entsprechend starken Seegangereignissen erfasst. Eine weitere Berücksichtigung der atmosphärischen Vorgeschichte ist in der relativ kleinen und weitgehend abgeschlossenen Ostsee mit ihrem geringen Dünungsanteil nicht notwendig. Da die mittleren Werte der wesentlichen Seegangparameter berechnet wurden, fällt als Nebenprodukt der Sensitivitätsstudie eine Seegangsklimatologie der Ostsee für verschiedene Wetterlagenklassen ab.

Die mittlere erklärte Varianz im Klassifikationsraum beträgt bei Anwendung dieses einfachen Klassifikationsverfahrens für die signifikante Wellenhöhe 53 %. Im gesamten Bereich der südlichen Ostsee werden ungeachtet der geringen Klassenanzahl ausreichend hohe, statistisch signifikante Werte der erklärten Varianz erreicht.

3. Ergebnisse

Aus den umfangreichen Ergebnissen werden hier die für die deutsche Ostseeküste wesentlichen vorgestellt, wozu insbesondere die Seegangsenergieeinträge auf die deutsche Küste (Abb. 1) dargestellt werden sollen. In Zusammenhang mit der wetterlagengestützten Untersuchung ist weiterhin von Interesse, welche atmosphärischen Bedingungen besonders starken Einfluß auf die Seegangaktivität haben.

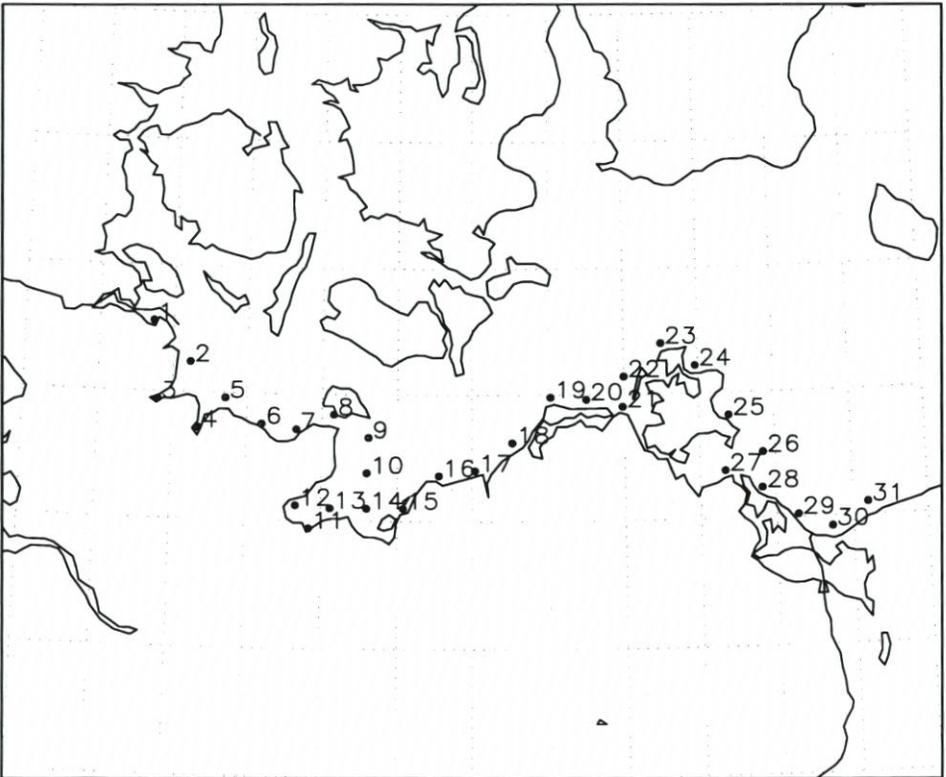


Abb. 1: Positionen in Küstennähe, für die Seegangsberechnungen durchgeführt wurden

3.1 Seegangsausprägung in einem Treibhausgasszenarium

Die Untersuchungen zeigen, dass im Falle einer CO₂-Verdoppelung und Treibhausgasemissionen gemäß des IPCC-Szenariums A im Vergleich mit dem Kontrolllauf (unverändertes Klima) nicht mit gesteigerter Seegangaktivität infolge etwa zahlreicher werdender Stürme gerechnet werden muss. Die berechneten Veränderungen sind eher klein und zeigen entlang der deutschen Ostseeküste im Jahresmittel abnehmende Intensität für den Szenarium A-Lauf (Abb. 2). Deutlich sind diese Abnahmen auf der Nord- und Ostseite der Insel Rügen

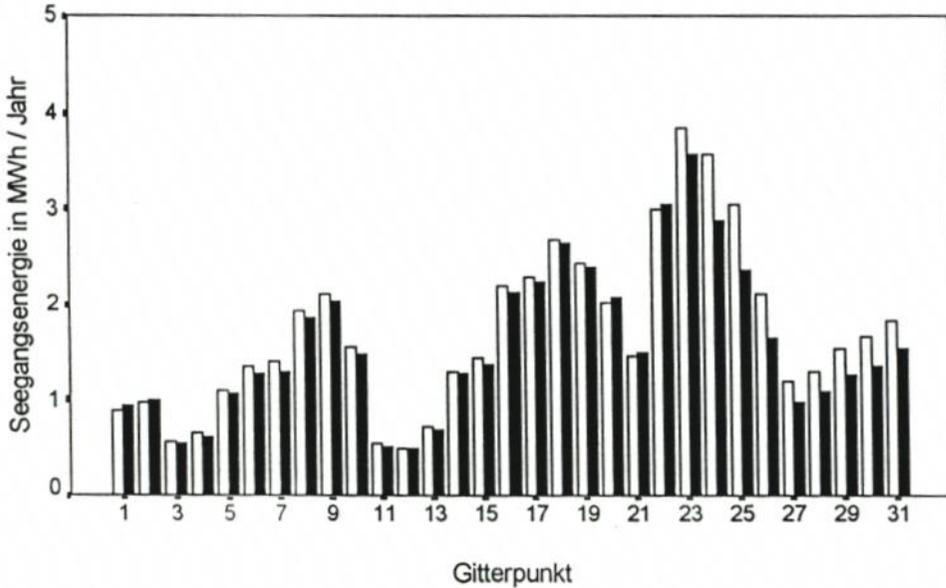


Abb. 2: Mittlere jährliche Seegangenergieverteilung an den Gitterpunkten im Bereich der deutschen Ostseeküste. Dargestellt sind die über alle Richtungen integrierten Werte für den Kontrolllauf (weiß) und den Szenarium A-Lauf (schwarz) für das Klimamodell ECHAM3

gen (ab Gitterpunkt 23, Tab. 1) zu erkennen. Die Darstellung zeigt aber auch die erhebliche räumliche Variabilität der Seegangenergie an den im Bereich der deutschen Küste liegenden Gitterpunkten. Das Hauptmaximum mit Werten von fast 4 MWh/Jahr liegt im Bereich der Arkonasee, Nebenmaxima im Seegebiet vor Fischland und Darß-Zingst (ca. 2,8) und in der Mecklenburger und Kieler Bucht (ca. 2,1). Minima der Seegangenergie werden für die Gitterpunkte im Bereich der Lübecker Bucht berechnet.

3.2 Zur Sensitivität des Seegangenergieeintrages an der deutschen Ostseeküste gegenüber Zirkulationsänderungen

Der generell bestehende Zusammenhang zwischen Zirkulation der Atmosphäre und Seegang ergibt sich bereits aus der Korrelation zwischen der mittleren monatlichen Wellenhöhe am Gitterpunkt 23 (Tab. 1) und den Monatsmittelwerten der ostseespezifischen Luft-

druckindizes (s. BAERENS, 1998, S. 73–78) für den Zeitraum 1979–1993. Die Pearson-Korrelationskoeffizienten betragen

$$\text{Wellenhöhe/Baltischer Zonalindex} \quad r = 0,62 (0,54)$$

$$\text{Wellenhöhe/Baltischer Nordostindex} \quad r = -0,63 (-0,63).$$

In Klammern stehen die verteilungsfreien Spearman-Korrelationskoeffizienten.

Veränderte atmosphärische Zirkulationsbedingungen werden im Folgenden durch veränderte Klassenhäufigkeiten der seegangsspezifischen Wetterlagen erzielt. Man erhält damit Szenarien veränderter Zirkulationsverhältnisse infolge zwar willkürlicher, aber plausibler Veränderungen einer Klassenhäufigkeit. So läßt sich eine Verstärkung der Zonalzirkulation zum Beispiel durch die Vergrößerung der Häufigkeit einer entsprechenden Klasse mit zonaler Anströmrichtung realisieren.

Durch entsprechende Veränderungen der Klassen kann untersucht werden, für welche Wetterlagenklasse der Seegangsenergieeintrag in Richtung auf die deutsche Ostseeküste zu besonders empfindlich reagiert. Als Maß für die Sensitivität wurde die gesamte, alle Ausbreitungsrichtungen des Seegangs umfassende Änderung des Betrages der Seegangsenergie für den Fall einer 15%igen Erhöhung der Belegung der Wetterlagenklasse 12 (Westlage) untersucht. Wie aus Abb. 3 zu erkennen ist, reagiert die Seegangsenergie besonders empfindlich auf Veränderungen der Besetzung der Klasse 12. Es zeigt sich also, dass der Seegang besonders bei anhaltenden Westlagen, d. h. bei einer verstärkten Zonalzirkulation, den ausgeprägtesten Veränderungen unterworfen ist. Im Folgenden werden weitere Auswirkungen einer derartigen Häufigkeitsänderung der Besetzung der Klasse 12 behandelt. In Abb. 4 ist die absolute Häufigkeitsverteilung aller Wetterlagenklassen für den Fall der 15%igen Vergrößerung der Häufigkeit des Auftretens der Wetterlagenklasse 12 dargestellt. Bei einer derartigen Zunahme von Westlagen verschiebt sich die Häufigkeitsverteilung etwas, wie aus dem Ver-

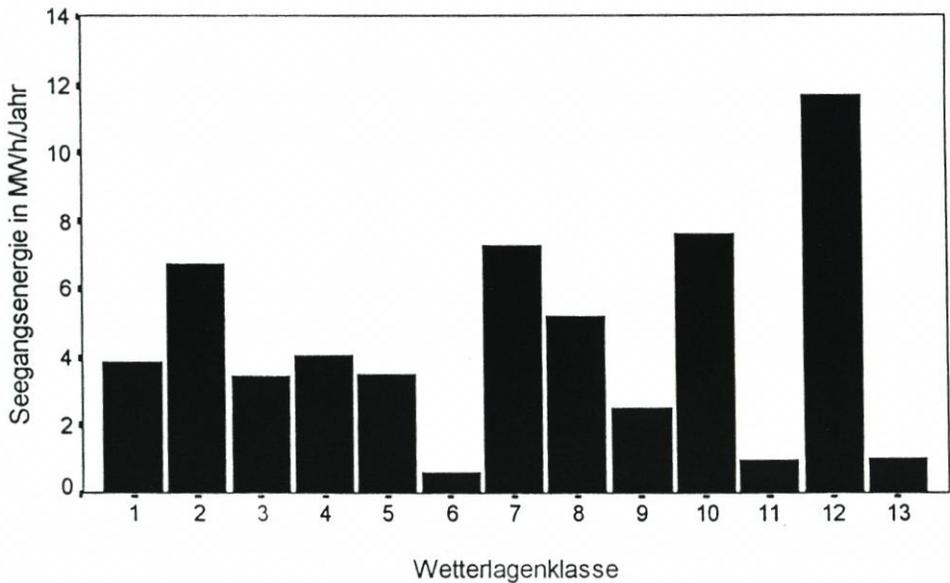


Abb. 3: Mittlere jährliche, über alle Richtungen und Berechnungspunkte vor der deutschen Ostseeküste integrierte Änderungsbeträge der Seegangsenergie bei Vergrößerung der Häufigkeit der Besetzung der Wetterlagenklasse 12 (West) um 15%. Ausgangspunkt sind die Berechnungen für den Zeitraum 1979–1993

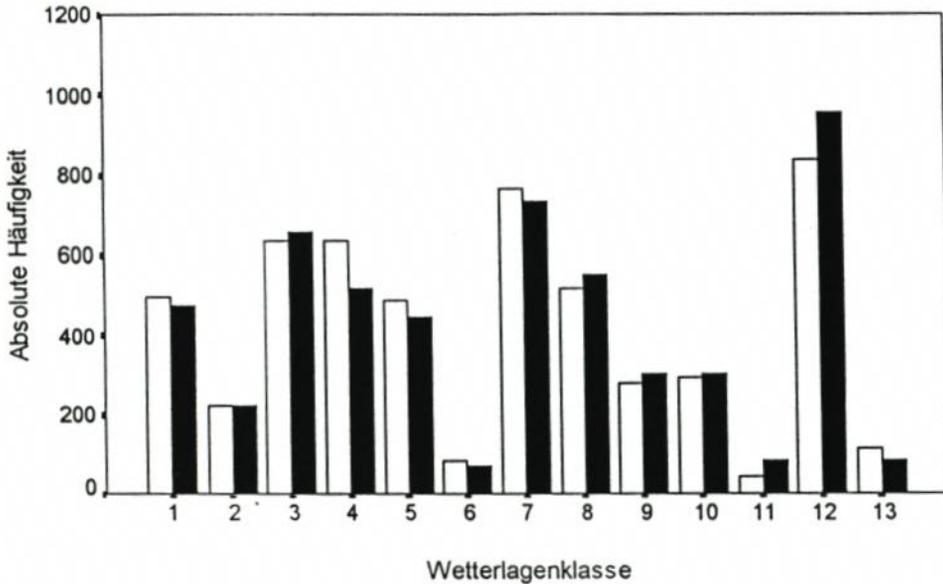


Abb. 4: Absolute Häufigkeit der seegangsspezifischen Wetterlagen bei der Vergrößerung der Häufigkeit der Besetzung der Wetterlagenklasse 12 (West) um 15 % für den Zeitraum 1979–1993 (Reanalyse, weiß) und Szenarium A-Lauf des Klimamodells ECHAM3 (schwarz)

gleich von Szenariumslauf und Beobachtung hervorgeht. Den mittleren Grundzustand der Seegangsenergiebelastung der deutschen Ostseeküste entsprechend der beobachteten Häufigkeitsverteilung der Wetterlagen enthält Abb. 5. Deutlich zu erkennen sind die für unterschiedliche Küstenexpositionen variierenden Seegangsbelastungen. Bei einer 15%igen Zunahme der Belegung von Klasse 12 und den korrespondierenden Änderungen der anderen Klassen ist aus Abb. 6 zu erkennen, wie besonders nach Westen exponierte Küstenabschnitte höhere Seegangsbelastungen erfahren.

4. Schlussfolgerungen

Die hier vorgestellten Verfahrenswesen zeigen Möglichkeiten auf, zu Aussagen über die mittleren Seegangsverhältnisse im Seegebiet der Ostsee zu kommen, die entweder auf Beobachtungen oder auf Klimaszenarien beruhen.

Basierend auf den Ergebnissen von Klimamodellrechnungen, die auf der Grundlage unvermindert hoher Einträge von Treibhausgasen in die Atmosphäre auch in der Zukunft vorgenommen wurden, werden nur schwache Signale veränderter Seegangsaktivität im Raum der südlichen Ostsee gefunden. Es besteht sogar die Tendenz der Abnahme der Seegangsentwicklung. Die Ursache dafür liegt darin, dass auch die modernen Versionen der Hamburger ECHAM-Modelle für das „Treibhausklima“ des 21. Jahrhunderts nur geringe Änderungen der Zonalzirkulation im atlantisch-europäischen Raum vorhersagen. Die Nordatlantische Zirkulation (Luftdruckdifferenz zwischen Azoren und Island) weist nach den Modellrechnungen im 21. Jahrhundert statistisch kein anderes Verhalten als im 20. Jahrhundert auf (Abb. 7). Somit kann auf der Grundlage der sicher noch begrenzten Aussagefähig-

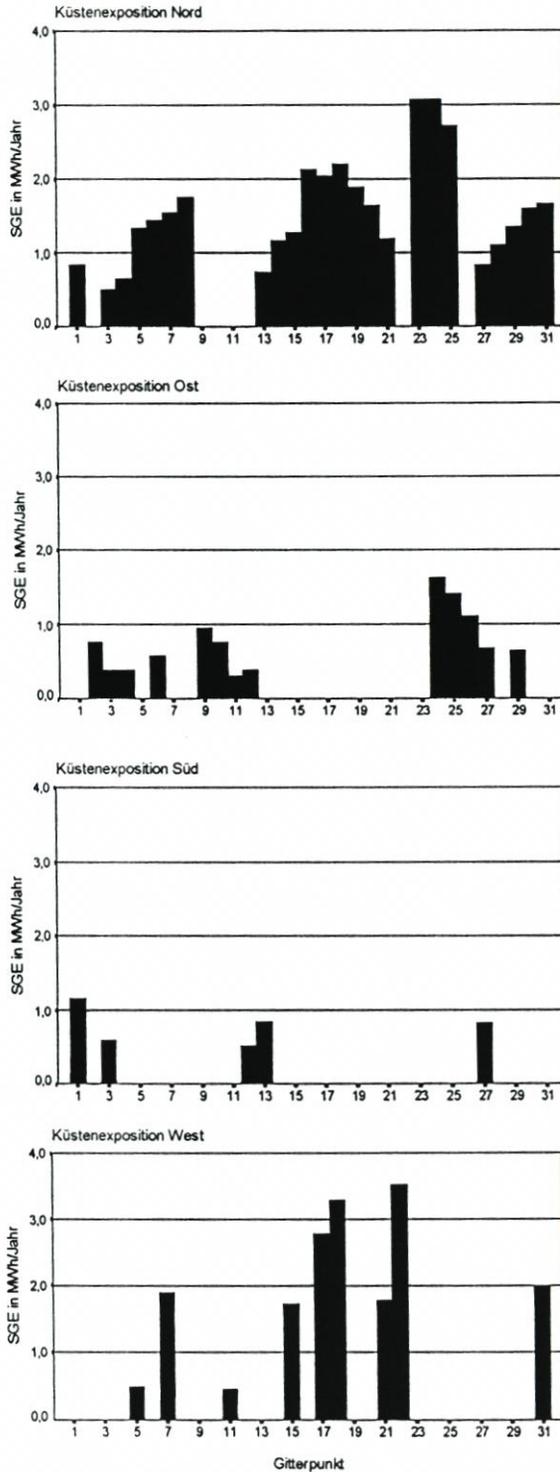


Abb. 5: Mittlerer jährlicher Seegangsenergieeintrag nach der beobachteten Häufigkeitsverteilung der seegangsspezifischen Wetterlagen (1979–1993). Dargestellt sind die uferwärts gerichteten Seegangsenergiekomponenten für unterschiedlich exponierte Küstenabschnitte

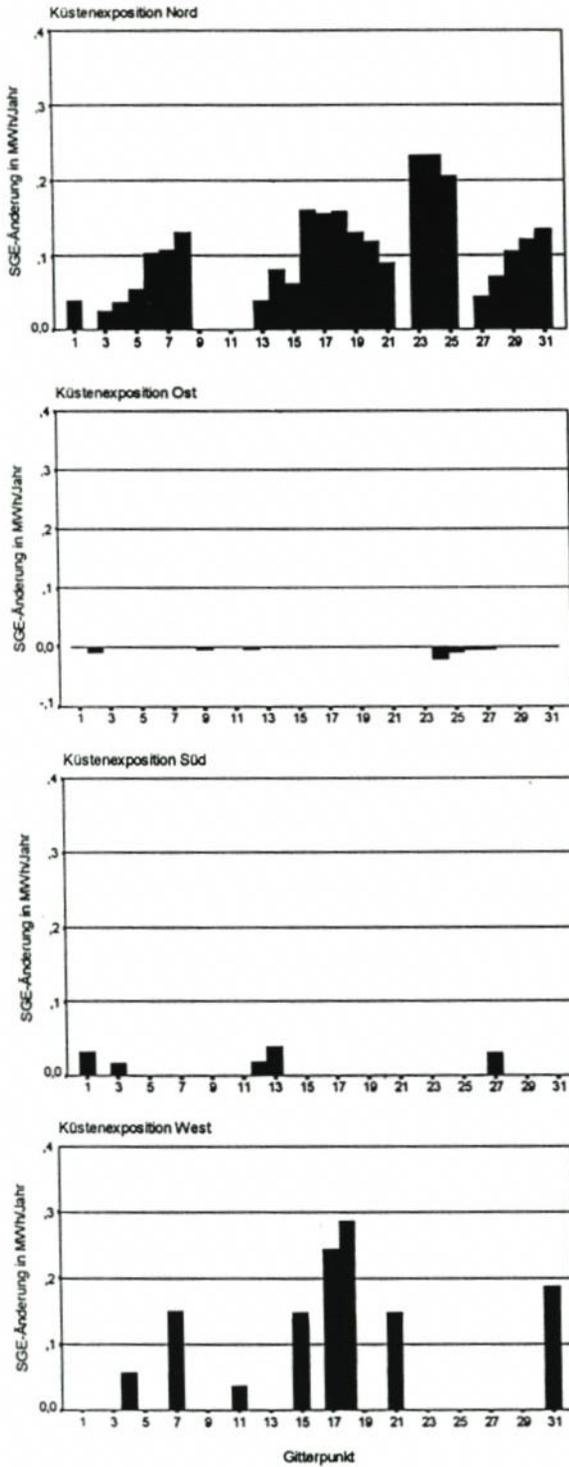


Abb. 6: Mittlere jährliche Veränderungen der Seegangsenergieeintrages im Fall einer verstärkten Zonalzirkulation (um 15 % erhöhte Belegung der Wetterlagenklasse 12). Dargestellt sind die uferwärts gerichteten Komponenten der Seegangsenergieänderung für unterschiedlich exponierte Küstenabschnitte

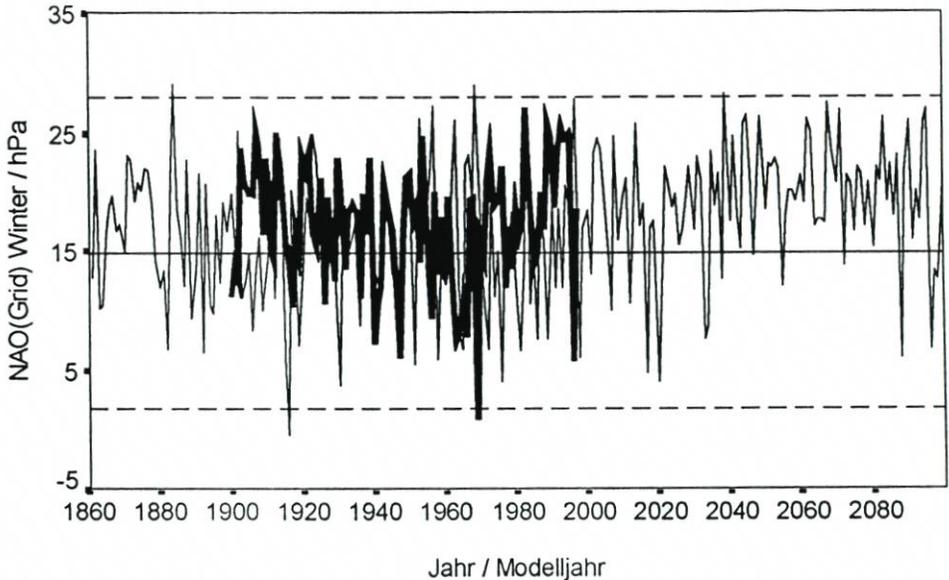


Abb. 7: Zeitreihe der Nordatlantischen Oszillation, berechnet aus Gitterpunktwerten des Luftdrucks „Azoren“ – „Island“ nach Beobachtungen (dicke Linie) und Ergebnissen der Modellierung mit ECHAM4/OPYC_T42 (dünne Linie). Die waagerechte ausgezogene Linie markiert den Mittelwert und die waagerechten gestrichelten Linien die doppelte positive und negative Standardabweichung des 100jährigen Kontrolllaufes, nach HUPFER et al. (1999)

keit der gegenwärtigen Klimamodelle kritisch geschlossen werden, dass die Küstendynamik im Bereich der deutschen Ostseeküste aus einem veränderten Eintrag von Wellenenergie in die ufernahe Flachwasserzone keine klimaschwankungsbedingte Veränderung erfahren dürfte.

Die hypothetische Veränderung der Häufigkeit von Westwetterlagen einer seegangsspezifischen Wetterlagenklassifikation zeigt andererseits, dass Zirkulationsänderungen die mittlere Wellenhöhe und den Seegangsenergieeintrag in die ufernahe Zone empfindlich beeinflussen können. Die Entwicklung objektiver seegangsspezifischer Wetterlagen ermöglicht es somit, mittlere Seegangsverhältnisse aus den wechselnden Zuständen der Atmosphäre abzuleiten. Dafür steht ein 15 Jahre (1979–1993) umfassender Datensatz auf der Basis der Reanalysen des EZMW und entsprechende Seegangsberechnungen mit dem Modell HYPAS für die Ostsee zur Verfügung.

Allgemein kann festgestellt werden, dass bei Fehlen von Seegangsmessreihen die Modellierung der Wellenparameter hinreichend detaillierte klimatologische Untersuchungen zur Langzeitentwicklung des Seegangs befriedigender räumlicher Auflösung erlaubt.

D a n k

Es wird dankbar gewürdigt, dass diese Untersuchung durch das Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie unter der Vorhabensnummer 01LK9304/3 zwischen 1994 und 1997 gefördert wurde. Wir danken Herrn Dr. W. ROSENTHAL und seinen Mitarbeitern, Forschungszentrum Geesthacht, für die Überlassung des Modells

HYPAS. Dem Deutschen Wetterdienst und dem EZMWF danken wir für die Reanalysedaten und dem Deutschen Klimarechenzentrum Hamburg für die Klimamodelldaten und weitere Hilfe. In der gesamten Laufzeit der Untersuchung war die Zusammenarbeit zwischen den Bearbeitern der KLIBO-Themen hilfreich und sei hier anerkennend hervorgehoben.

5. Schriftenverzeichnis

- BAERENS, CHR.: Extremwasserstandereignisse an der deutschen Ostseeküste. Dissertation. Fachbereich Geowissenschaften der Freien Universität Berlin, 1998.
- BÖRNGEN, M.; SCHÖNFELDT, H.-J.; RIECHMANN, F.; PANIN, G. u. TETZLAFF, G.: Seegangsatlas. In: Wind- und Seegangsatlas für das Gebiet um Darß und Zingst, Wiss. Mitt. a. d. Inst. F. Meteorologie der Univ. Leipzig u. d. Inst. F. Troposphärenforschung e.V. Leipzig, Bd. 10, Leipzig, 1998.
- BOUWS, E.; GÜNTER, H.; ROSENTHAL, W. u. VINCENT, C. L.: Similarity of the wind wave spectrum for finite depth water. Part I: Spectral form. J. of Geophys. Res., Vol 90, No. C1, 1985.
- ECMWF: Operational implementation of the high resolution ocean wave model. ECMWF Newsletter, No. 74, Winter 1996/1997.
- ECMWF: The ECMWF Re-Analysis (ERA) Project. ECMWF Newsletter, No. 73, Autumn 1996.
- ENKE, W. u. SPEKAT, A.: Downscaling climate model outputs into local and regional weather elements by classification and regression. Climate Res., Vol. 8, 1997.
- FREY-BUNESS, A.; HEIMANN, D. u. SAUSEN, R.: Regionalisierung globaler Klimasimulationen mit einem statistisch-dynamischen Verfahren. 3. Deutsche Klimatagung, Tagungsband der Vorträge und Poster. PIK Reports, Potsdam, No. 1, 1994.
- GERSTENGARBE, F.-W. u. WERNER, P. C.: Katalog der Großwetterlagen Europas nach Paul Hess und Helmuth Brezowski 1881–1992. Berichte des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach am Main, Nr. 113, 1993.
- GÜNTHER, H.; ROSENTHAL, W.; WEARE, T. J.; WORTHINGTON, B. A.; HASSELMANN, K. u. EWING, J. A.: A Hybrid Parametrical Wave Prediction Model. J. of Geophys. Res. Vol. 84, No. C9, 1979.
- GÜNTHER, H.; ROSENTHAL, W. u. DUNCKEL, M.: The Response of Surface Gravity Waves to Changing Wind Direction, J. of Phys. Oceanogr, Vol. 11, 1981.
- HUPFER, P.: Säkulare Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation und der verstärkte Rückgang der Flachküste zwischen Warnemünde und Hiddensee. Peterm. Geogr. Mitt., Band 109, 1965.
- HUPFER, P.: Unsere Umwelt: Das Klima. Globale und lokale Aspekte. Teubner, Stuttgart und Leipzig, 1996.
- HUPFER, P.; TINZ, B. u. STEINRÜCKE, J.: The North Atlantic Oscillation in the present climate and in a greenhouse gas scenario. In Vorber. 1999.
- KOLAX, M.: The Climate Impact on the Surface Wave Energy Distribution of the Baltic Sea. Part I: Conception and Case Study. Spezialarb. Arb. Klimaforschung d. Humboldt-Univ. zu Berlin, Nr. 11, 1996.
- ROECKNER, E.; ARPE, K.; BENGTTSSON, L.; BRINKOP, S.; DÜMENIL, L.; ESCH, M.; KIRK, E.; LUNKEIT, F.; PONATER, M.; ROCKEL, B.; SAUSEN, R.; SCHLESE, U.; SCHUBERT, S. u. WINDELBAND, M.: Simulation of the Present-Day Climate With the ECHAM-Model: Impact of Model Physics and Resolution, Report No. 93, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, 1992.
- SCHUBERT, S.: A weather generator based on the European ‚Grosswetterlagen‘. Climate Res., Vol. 4, 1994.
- SEEHYDROGRAPHISCHER DIENST d. DDR: Atlas zur Ermittlung der Wellenhöhen in der südlichen Ostsee. SHD, Rostock, 1979.
- VERHAGEN, H. J.: Sand waves along the Dutch coast. Coastal Engineering, Vol. 13, 1989.
- YOUNG, I. R. u. HOLLAND, G. J.: Atlas of the Oceans: Wind and Wave Climate. Pergamon Press, Oxford, 1996.

Seegangsbelastung vor der Außenküste von Mecklenburg-Vorpommern – Grundlagen des Seegangs atlas für die Gewässer vor dem Darß und Zingst

Von MICHAEL BÖRNGEN, HANS-JÜRGEN SCHÖNFELDT, FRANK RIECHMANN
und GERD TETZLAFF

Zusammenfassung

Die Außenküste Mecklenburg-Vorpommerns wird in ihrer Morphologie wesentlich durch den Seegang der Ostsee geprägt. Ständig zahlreicher werdende meteorologische und ozeanologische Eingangsdaten, die sowohl aus Messungen als auch aus großräumigen Modellen (z. B. HYPAS) gewonnen werden, erlauben die Bestimmung relevanter Seegangparameter für den unmittelbaren Küstenstreifen und das vorgelagerte Ostseegebiet. In einem diese Region erfassenden Seegangs atlas werden nach statistischen Analysen und Modellrechnungen (Verwendung des Strahlenmodells nach WOLF, 1993) die Parameter Wellenhöhe, -periode und -richtung gemäß der heutigen Bathymetrie in Abhängigkeit von den herrschenden Windverhältnissen dargestellt.

Summary

The morphology of the outer Baltic Sea coast of Mecklenburg-Vorpommern is dominated by waves. An increasing set of meteorological and oceanographic data from field investigations and global numerical model exercises (e. g. HYPAS) is the basis for the definition of sea state parameters for the nearshore and coastal region. In a wave atlas describing this region parameters such as wave height, wave period and wave direction due to water depth and wind conditions are presented on the basis of both statistical analysis and model calculations (e. g. the ray model of WOLF, 1993).

Inhalt

1. Einführung	127
2. Untersuchungsgebiet	129
3. Eingangsdaten	129
3.1 Windreihen	129
3.2 Seegangsreihen	132
4. Methoden	136
4.1 Statistische Analysen	136
4.2 Seegangsmodellierung	136
5. Ergebnisse der Seegangsanalyse – der Seegangs atlas	139
5.1 Seegangstatistik	142
5.2 Seegangsmodellierung	143
6. Schlussbemerkungen	146
7. Schriftenverzeichnis	146

1. Einführung

Die Außenküste Mecklenburg-Vorpommerns wird in ihrer Morphologie wesentlich durch Wind und Seegang und die daraus hervorgehenden Strömungssysteme geprägt. Seit Beginn der wirtschaftlichen Nutzung dieses Ostseeraumes durch Fischerei, Seeverkehr und

Hafenwirtschaft sowie Landwirtschaft und Tourismus hat auch der Mensch prägend in die Gestaltung des Küstenverlaufs eingegriffen.

Die Auseinandersetzung mit den von der See auf das Festland einwirkenden Kräften hat im Laufe der Geschichte zu einer Vielzahl von Küstenschutzmaßnahmen geführt. Viele dieser Vorkehrungen wurden in der Vergangenheit nach empirischen Kriterien ausgewählt und fanden ihre Begründung in langjährigen Beobachtungen der abrasiven Wirkung des Seegangs an besonders exponierten Küstenabschnitten. Heute ist das experimentelle und theoretische Instrumentarium soweit entwickelt, dass die Beschreibung des Seegangsgeschehens mittels hydronumerischer Modelle möglich ist.

Im Hinblick auf die Klimaveränderung und den prognostizierten Anstieg des Meeresspiegels gewinnt das Verständnis der Seegangsbelastung zunehmende Bedeutung. So ist es wichtig, den Kenntnisstand über den Seegang und seine Wirkung auf die Küste zu erhöhen, auch unter dem Aspekt verringerter anthropogener Einflüsse im Bereich des Nationalparks „Vorpommersche Boddenlandschaft“ und unter Wahrung berechtigter Interessen von wirtschaftlicher Nutzung und Umweltschutz. Ein ständig dichter werdendes Netz verfügbarer meteorologischer und ozeanologischer Eingangsdaten, die sowohl aus Messungen als auch aus großräumigen Modellen (z. B. HYPAS = HYbrid PARametrical Shallow Water Wave Model) gewonnen werden, erlauben es, die für den unmittelbaren Küstenstreifen und das vorgelagerte Ostseegebiet relevanten Seegangsparameter zu bestimmen.

Die Ergebnisse der Untersuchungen wurden in Form eines Seegangsatlas (BÖRNGEN et al., 1998, S. 19–134) präsentiert. Darin werden für den interessierenden Teilbereich der westlichen Ostsee die Parameter signifikante Wellenhöhe, Wellenperiode und Wellenrichtung gemäß der heutigen Bathymetrie in Abhängigkeit von den herrschenden Windverhältnissen dargestellt. Ähnlich dem Windatlas des Instituts für Meteorologie (HINNEBURG et al., 1997, S. 1–164) ist der Seegangsatlas eine systematisch geordnete und hinsichtlich Windrichtung und -geschwindigkeit vollständige Sammlung der entsprechenden Zustände charakteristischer Wellenparameter. Durch die Verknüpfung von Wind und Seegang ist es möglich, direkt aus prognostizierten Klimaveränderungen (Windveränderungen) auf die Änderung der Seegangsbelastung zu schließen. Werdegang und Inhalt des Seegangsatlas, speziell theoretische Grundlagen, Datenquellen und Berechnungsmethoden, sollen hier kurz vorgestellt werden.

Detaillierte Vorstellungen über die Seegangsparameter im Untersuchungsgebiet existieren spätestens seit Vorliegen des von SCHMAGER erarbeiteten Wellenatlas (Seehydrographischer Dienst der DDR [SHD]: Atlas zur Ermittlung der Wellenhöhe in der südlichen Ostsee. – Rostock, 1979). Dieses Kartenwerk kam besonders den Bedürfnissen der Seefahrt entgegen. Der neue Seegangsatlas beschränkt sich dagegen auf eine Teilfläche und soll in erster Linie helfen, die klimabedingten Abtragungs-, Transport- und Sedimentationsprozesse im Küstengebiet Fischland–Darß–Zingst aufzuklären.

Bei Benutzung des Seegangsatlas ist zu beachten, dass hier der Wind in 10 m Höhe Verwendung fand. Die Windgeschwindigkeit wird meist in Beaufort (Bft) angegeben, da zu Beginn der Untersuchungen vom Wellenatlas nach SCHMAGER ausgegangen wurde und ein späterer Vergleich mit diesem gewährleistet werden sollte. Die Umrechnung zwischen Bft und m/s erfolgte nach der zwölfteiligen Petersen-Skala der Deutschen Seewarte (s. z. B. DIETRICH et al., 1975, S. 345). In Tab. 1 können die einander entsprechenden Werte abgelesen werden. Die Klasse „Windstille“ wurde der Stärke von 1 Bft zugerechnet.

Die meisten Rechnungen erfolgten mit Mathematica® (WOLFRAM, 1991). Mit diesem Programm wurden auch fast alle Abbildungen des Seegangsatlas gezeichnet.

2. Untersuchungsgebiet

Das zu bearbeitende Gebiet erstreckt sich von der Warnowmündung im Westen bis zur Insel Hiddensee im Osten und von der Ostseeküste bei Warnemünde im Süden bis ca. 54° 45' nach Norden. Diese Fläche hat eine Ausdehnung von 89 x 60 km². Für Modellierungsaufgaben wurde sie mit einer horizontalen Gitterauflösung von 250 m digitalisiert, so dass sich ein Netz von 356 x 240 äquidistanten Gitterpunkten ergibt. Für das vertikale Digitalisierungsrastrer wurde eine Auflösung von 10 cm gewählt. Die Digitalisierung erfolgte auf der Grundlage von Seevermessungskarten mit einem Maßstab von 1:10 000 (küstennah z. T. auch 1:5000 und 1:2000), die freundlicherweise vom Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) in Rostock zur Verfügung gestellt wurden.

Bei Mittelwasser liegt die durchschnittliche Tiefe zwischen 15 und 20 m, am nordöstlichen Modellrand vor der Halbinsel Wittow wird die größte im Untersuchungsgebiet vorkommende Tiefe mit ca. 35 m erreicht. Einfluss auf den Seegang haben die Untiefen Gedser Rev im Nordwesten, Kadetbank nordwestlich vor Darßer Ort, Plantagenetgrund nördlich von Zingst und ganz besonders die Prerowbank mit einer Wassertiefe von nur 3,5 m.

Die vorliegenden Untersuchungen beschränken sich auf die äußeren Seegewässer. Die Vorpommersche Boddenkette und die Westrügenschens Bodden finden keine Berücksichtigung.

3. Eingangsdaten

Für die Untersuchung der Seegangsbelastung wurden sowohl Beobachtungs- als auch Modellreihen herangezogen.

Zu den Beobachtungswerten zählen die mehrjährigen Windzeitreihen der Stationen Boltenhagen und Barth (s. 3.1) sowie die Messwerte der GKSS-Wellenreiterboje (kurz: Boje) im Bereich der Darßer Schwelle (s. 3.2).

Die modellierten Wind- und Seegangswerte entstammen dem Reanalysis-Datensatz des ECMWF bzw. dem HYPAS-Modell. Bei Letzterem handelt es sich um ein großräumiges spektrales und windgetriebenes Seegangmodell (s. z. B. GÜNTHER, ROSENTHAL, 1983; GÜNTHER et al., 1984, S. 89–106). Es wurde am Institut für Physik der GKSS Forschungszentrum Geesthacht GmbH entwickelt und wird beim BSH im Auftrag des DWD für die gesamte Ostsee betrieben (vgl. KOLAX und HUPFER, in diesem Heft). Insgesamt wurden 15 HYPAS-Gitterpunkte aus dem Ostseebereich westlich und nördlich von Darß-Zingst ausgewählt. Lage und Bezeichnung der Gitterpunkte sind aus den Abb. 1a bzw. 1b zu entnehmen. Die verwendeten Modellreihen mit einem Zeitinkrement von 3 Stunden umfassen den Zeitraum 1.1.1981/31.12.1993.

3.1 Windreihen

Zur Charakterisierung der Windverhältnisse im Untersuchungsgebiet standen zur Verfügung:

- die an den 15 HYPAS-Gitterpunkten modellierten Werte für Windgeschwindigkeit und -richtung (Reanalysis-Datensatz des ECMWF) des Zeitraums 1.1.1981/31.12.1993 (Zeitinkrement 3 Stunden);
- die von der DWD-Niederlassung Hamburg, Geschäftsfeld Seeschifffahrt, erhaltenen Zeitreihen der Windgeschwindigkeit und Windrichtung von Boltenhagen des Zeitraums



Abb. 1a: Bereich der westlichen Ostsee mit den hier benutzten HYPAS-Gitterpunkten (•) und der Position der GKSS-Wellenreiterboje (x). Die Station Boltenhagen liegt südöstlich des Kartenausschnittes

		1782	1882	1982
			(Boje)	
	1683	1783	1883	1983
1584	1684	1784	1884	1984
1585	1685			
1586				

Abb. 1b: Bezeichnung der benutzten HYPAS-Gitterpunkte

1.1.1973/1.4.1994 (Zeitinkrement 1 Stunde). Diese 18 m über Grund bzw. 33 m über NN gewonnenen Reihen wurden nach Korrektur auf 10 m Höhe und Normierung auf Seeroberflächeneigenschaft geliefert;

- die Windgeschwindigkeits- und Windrichtungszeitreihen von Barth des Zeitraums 1.1.1981/1.4.1994 (Zeitinkrement 1 Stunde). Diese über dem Land (Stationshöhe 7 m) gewonnenen Reihen wurden mit Hilfe des Windatlas nach HINNEBURG et al. (1997, S. 1–164) durch Ermittlung je einer Regressionsbeziehung (Fit) für die Geschwindigkeit und die Richtung auf die Verhältnisse an der Bojenposition umgerechnet.

In Abb. 2 sind die Verteilungen der Windwerte des Zeitraum 1981/93 auf die 12 Klassen der Windgeschwindigkeit dargestellt, wobei über sämtliche Windrichtungen gemittelt wurde. Prinzipiell ist bei allen Windreihen eine ähnliche Verteilung festzustellen. Im Durchschnitt sind Windgeschwindigkeiten um 4 Bft (5,5–7,9 m/s) vorherrschend. Jedoch sind die Verteilungen der gemessenen Reihen gegenüber denen der modellierten Reihe deutlich in Richtung höherer Windgeschwindigkeiten verschoben. Wie nähere Untersuchungen gezeigt haben (BÖRNGEN et al., 1998, S. 19–134), betrifft dieser Sachverhalt fast alle Windrichtungen.

Aufgrund der genannten Abweichungen wurden die modellierten Windwerte zu weiteren Untersuchungen nicht mehr herangezogen. Da die Station Boltenhagen zu weit außerhalb des HYPAS-Modellgebiets liegt, kam auch diese Windzeitreihe nicht in Frage. Zur Herstellung des Seegangs atlas diente die mittels Windatlas (HINNEBURG et al., 1997, S. 1–164) auf Bojenposition transformierte Barther Windreihe.

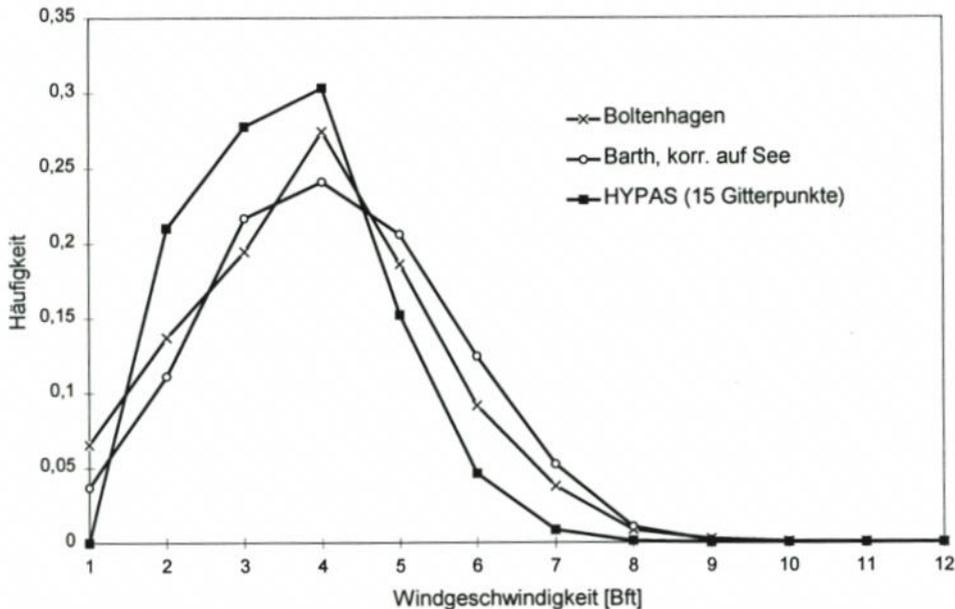


Abb. 2: Vergleich der Geschwindigkeitsverteilung der untersuchten Windreihen (Messungen bei Boltenhagen und Barth, Modellierung an den HYPAS-Gitterpunkten) für den Zeitraum 1981/93. Es wurde hierbei über alle Windrichtungen gemittelt

3.2 Seegangsreihen

Messwerte des Seegangs liefert seit 1991 eine Wellenreiterboje der GKSS, die zwischen den Gitterpunkten Nr. 1782, 1783, 1882 und 1883, ca. 30 km nördlich vor Zingst ($54^{\circ}42'N$, $12^{\circ}40'E$) verankert ist. Sie sendet neben der signifikanten Wellenhöhe und weiteren Seegangparametern auch vollständige Seegangsspektren. Die Signale der Boje werden an der Außenstelle Zingst des Instituts für Meteorologie der Universität Leipzig empfangen und gespeichert.

Das HYPAS-Modell liefert Zeitreihen der Seegangsspektren mittels der modellierten Windfelder in einem 15-km-Raster mit einer zeitlichen Diskretisierung von drei Stunden. Jeder dieser Datensätze enthält – neben Windgeschwindigkeit und Windrichtung – die signifikante Wellenhöhe, die Hauptrichtung des Seeganges sowie die Periode des Wellenpeaks. Die für den Seegangsatlas verwendeten HYPAS-Modelldaten wurden von KOLAX und HUPFER (vgl. KOLAX und HUPFER, in diesem Heft) aufbereitet.

Eine Trennung des Seegangs in Windsee und Dünung bzw. eine spektrale Bearbeitung wurde nicht vorgenommen, weil das Strahlenmodell (s. 4.2.) in vorhergehenden Untersuchungen nicht mit Spektraldaten sondern mit der signifikanten Wellenhöhe parametrisiert wurde. Die Betrachtung dieser Größe hat außerdem den Vorteil der Vergleichbarkeit der Daten mit dem Seegangsatlas nach SCHMAGER. Eine spektrale Betrachtung erschwert die Erarbeitung eines (einem Sedimenttransportatlas als Voraussetzung dienenden) Seegangsatlas durch Vergrößerung der Zahl der unabhängigen Variablen bei gleicher Anzahl der Messdaten.

Die Abb. 3a und 3b zeigen Richtungsverteilungen der signifikanten Wellenhöhe der Wellenreiterboje und des HYPAS-Modells. Die Modelldaten wurden aus dem HYPAS-Gitternetz linear auf die Position der Boje interpoliert, um eine möglichst genaue Übereinstimmung von Modell- und Messdaten zu erzielen.

Im Einzelnen weisen beide Abb. eine Häufung der Seegangsanteile aus den Richtungen Südwest und Nordost aus, wobei diese beiden Richtungsschwerpunkte bei den Messwerten der Boje stärker ausgeprägt sind als bei den Modelldaten. Unterschiede in den Anteilen der Wellenhöhe sind kaum signifikant, d. h. Wellenhöhen von 40 bis ca. 160 cm herrschen in allen Richtungen vor, während Wellenhöhen größer als 200 cm die Ausnahme sind und nur mit geringem Anteil vorkommen. Das gilt sowohl für die Boje als auch für die Modelldaten.

Die in Abb. 4a dargestellte statistische Analyse soll die Unterschiede zwischen Modell und Messung nochmals illustrieren. Verglichen werden hierbei die berechneten bzw. registrierten Werte der Wellenhöhe innerhalb des in beiden Zeitreihen (HYPAS und Boje) vorhandenen Zeitbereichs Januar 1993 bis November 1995 unter Einbeziehung aller Windrichtungs-Windgeschwindigkeits-Klassen.

Die Korrelation zwischen den die Bojenposition umgebenden HYPAS-Punkten (Abb. 4a, oben) zeigt erwartungsgemäß eine enge Bindung und einen fast linearen Verlauf. Dagegen ist der Zusammenhang zwischen den HYPAS-Punkten einerseits und der Boje andererseits weniger streng (Abb. 4a, unten). Die Streuung ist größer, und die Beziehung ist nicht linear. Die berechneten Wellenhöhen fallen gegenüber den gemessenen im Bereich niedriger Wellenhöhen geringer aus, im Fall ausgeprägter Wellenhöhen dagegen größer.

Für die Wellenparameter Periode und Richtung liegen gleichartige Analysen mit tendenziell ähnlichen Ergebnissen vor. Auch die berechneten Wellenperioden werden bei niedrigen Werten unterschätzt und bei größeren überschätzt. Abweichungen werden ebenso bei der Wellenbewegungsrichtung erhalten. Es gibt eine systematische Überschätzung bis zu 50 ... 100 Grad für Wellen aus westlichen Richtungen und systematische Unterschätzungen der östlichen Wellenrichtungen.

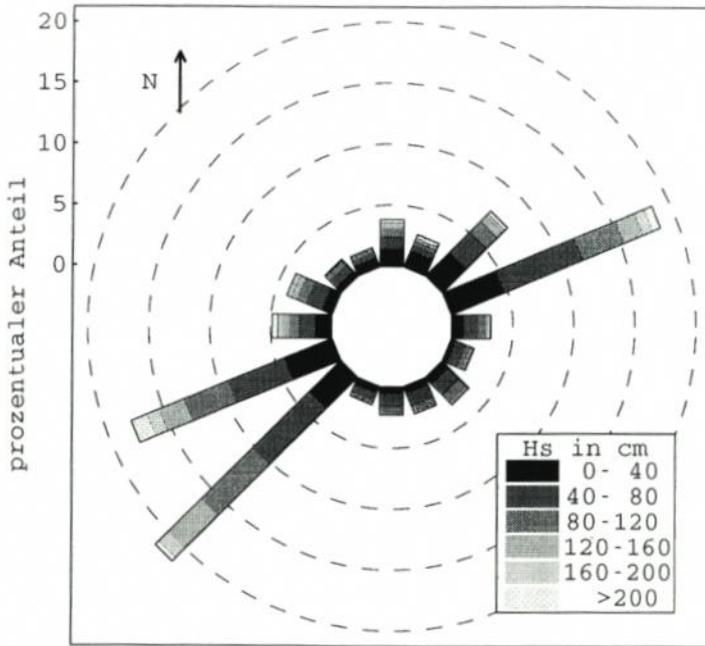


Abb. 3a: Richtungsverteilung der signifikanten Wellenhöhe, gemessen von der Wellenreiterboje im Zeitraum von 2/91 bis 11/95

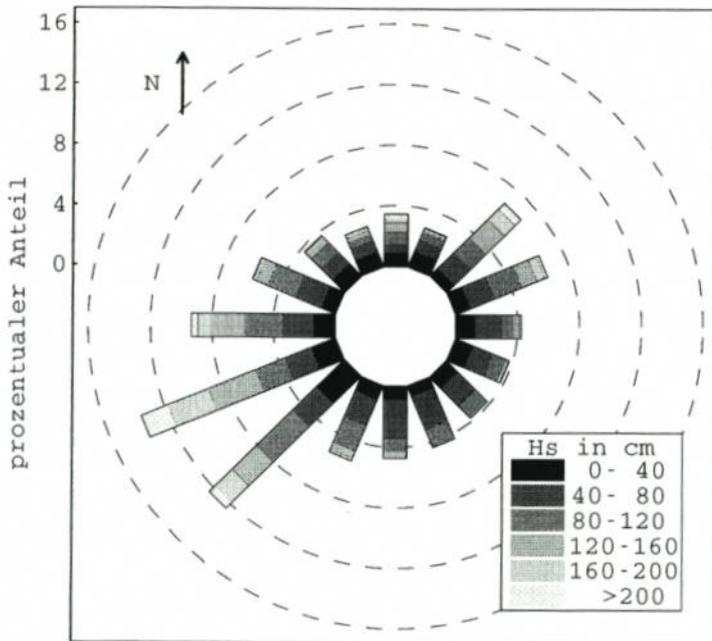


Abb. 3b: Richtungsverteilung der signifikanten Wellenhöhe, HYPAS-Modellwerte an der Position der Wellenreiterboje im Zeitraum von 1/93 bis 11/95

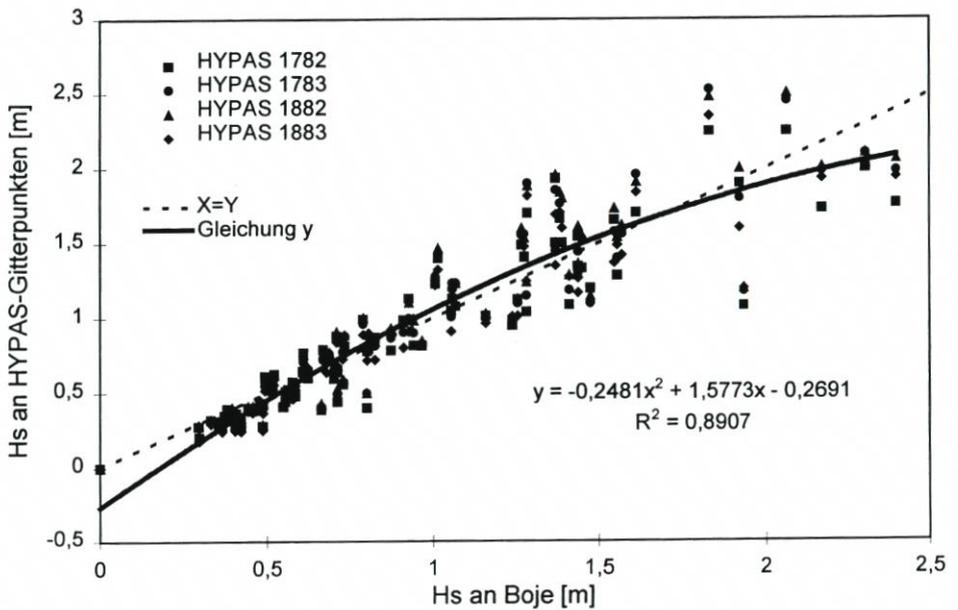
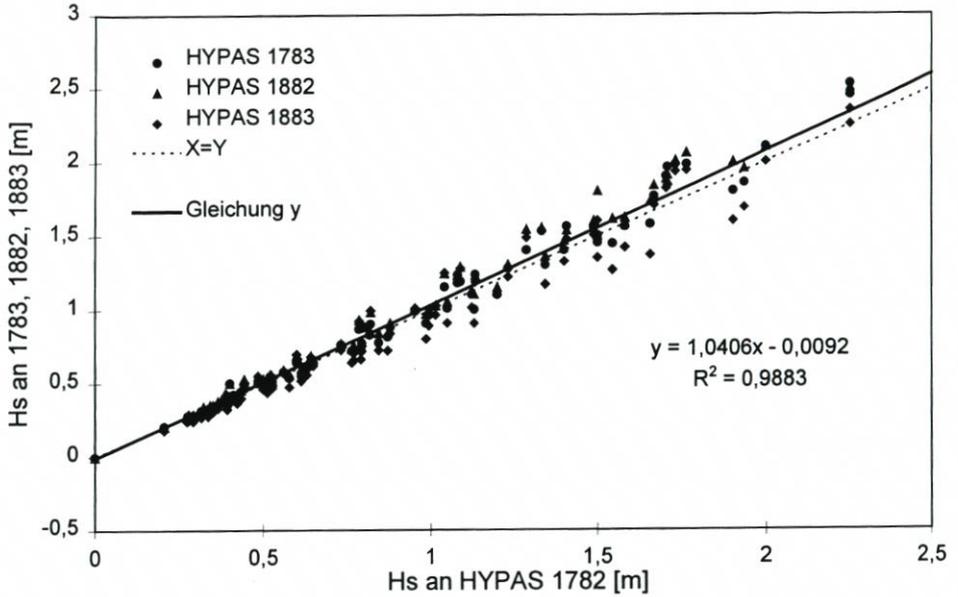


Abb. 4a: Signifikante Wellenhöhe (Hs) nach Messungen an der Wellenreiterboje und nach Berechnungen mit dem Modell HYPAS an ausgewählten Gitterpunkten

Es war daher notwendig, Korrekturfaktoren für Wellenhöhe und Wellenperiode sowie Korrekturglieder für die Wellenrichtung zur Anpassung der theoretischen HYPAS-Werte an die gemessenen Bojenwerte zu ermitteln. Dabei hat sich gezeigt, dass die Korrekturen bei Wellenhöhe und -richtung nur in Abhängigkeit von der Windrichtung und bei der Wellenperiode in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit anzubringen sind. Die erhaltenen Korrekturwerte sind in Tab. 1 aufgelistet; Abb. 4b zeigt deren Wirksamkeit. Sie gelten für alle 15 Positionen, da keine bessere Möglichkeit der unbedingt erforderlichen Korrektur der HYPAS-Werte besteht.

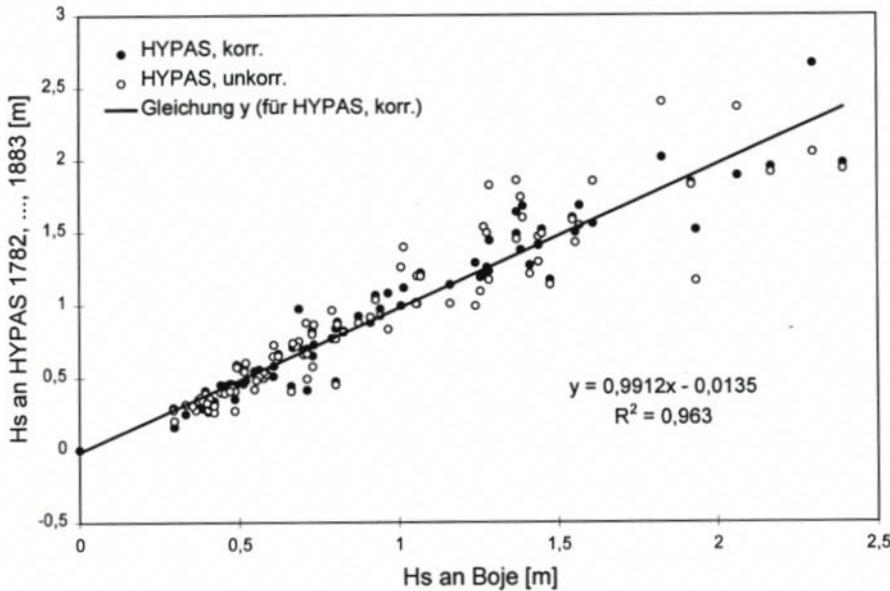


Abb. 4b: Signifikante Wellenhöhe (Hs) an Wellenreiterboje und HYPAS-Gitterpunkten (gemittelt über HYPAS 1782, 1783, 1882 und 1883) vor und nach der Korrektur

Tab. 1: Korrekturfaktoren bzw. Korrekturglieder, die an die Wellenparameter der HYPAS-Gitterpunkte in Abhängigkeit von den Windverhältnissen anzubringen sind

Windrichtung [°]	Korrekturfaktor Wellenhöhe	Korrekturglied Wellenrichtung [°]	Windgeschwindigkeit [Bft]	Windgeschwindigkeit [m/s]	Korrekturfaktor Wellenperiode
0	1,30	-6,60	1	0- 1,5	1,20
30	1,13	-10,29	2	1,6- 3,3	1,00
60	1,09	-16,91	3	3,4- 5,4	0,91
90	1,01	-8,79	4	5,5- 7,9	0,84
120	0,96	-15,37	5	8,0-10,7	0,81
150	1,03	-27,69	6	10,8-13,8	0,78
180	0,80	-29,86	7	13,9-17,1	0,77
210	0,79	-13,82	8	17,2-20,7	0,76
240	0,84	-11,73	9	20,8-24,4	0,75
270	1,02	-22,73	10	24,5-28,4	0,75
300	1,05	-21,92	11	28,5-32,6	0,75
330	1,05	-8,33	12	32,7-36,9	0,75

4. Methoden

4.1 Statistische Analysen

Eine statistische Analyse (Klassenbildung) liegt Teilen des Seegangsatlas zugrunde. Hierfür wurden die korrigierten HYPAS-Wellenparameter den zum jeweiligen Zeitpunkt herrschenden Windrichtungs-Windgeschwindigkeits-Verhältnissen zugeordnet. Das Ergebnis dieser Statistik ist vorrangig im Teil A des Seegangsatlas dargestellt. Angegeben ist auch die Standardabweichung der Wellenparameter innerhalb der jeweiligen Klasse.

4.2 Seegangmodellierung

Das Seegangmodell HYPAS liefert Informationen mit einer räumlichen Auflösung von mehreren Kilometern. Für eine differenzierte (kleinräumige) Aussage ist ein Downscaling erforderlich. Hierzu wurde für die Modellierung des Seegangs das Strahlenmodell nach WOLF (1993) verwendet. Das Modell wurde vor allem mit Messungen an der Außenstelle Zingst verglichen und lieferte befriedigende Ergebnisse (RIECHMANN, 1997).

Die Grundlage dieses stationären Seegangmodells bildet die Energietransfergleichung im Frequenz-Richtungs-Raum (f - Θ -Raum) in der Form, wie sie z. B. bei SOBEY (1986, S. 149–172) oder YOUNG (1988, S. 5113–5129) zu finden ist:

$$(1) \quad \frac{\partial}{\partial t} (CC_g E) + C_g \cos \Theta \frac{\partial}{\partial x} (CC_g E) + C_g \sin \Theta \frac{\partial}{\partial y} (CC_g E) \\ + \frac{C_g}{C} \left[\sin \Theta \frac{\partial C}{\partial x} - \cos \Theta \frac{\partial C}{\partial y} \right] \frac{\partial}{\partial \Theta} (CC_g E) = CC_g S$$

Dabei haben die einzelnen Größen folgende Bedeutung:

- $E(f, \Theta, x, y, t)$ – spektrale Energiedichte im f - Θ -Raum
- $C(x, y, f)$ – Phasengeschwindigkeit der Wellen
- $C_g(x, y, f)$ – Gruppengeschwindigkeit der Wellen
- $S(f, \Theta, x, y, t)$ – Quellterm für Energieeintrag, Energietransfer und Energieabgabe

Im Einzelnen werden auf der rechten Seite von Gleichung (1) folgende Quellen und Senken der Wellenenergie berücksichtigt: Windanregung, Bodenreibung, Shoaling (Aufsteilen der Wellen im Flachwasser) und Whitecapping (Brechen der Wellen auf offener See). Außerdem wird der durch Refraktion bewirkte Energieaustausch innerhalb des Wellenspektrums berücksichtigt. Das Brechen der Wellen findet in diesem Modellansatz keine Berücksichtigung, was aber zu keiner Einschränkung führt, da der Seegang nur auf der 5-Meter-Tiefenlinie benötigt wird.

Weitere Grundlagen sind das Brechungsgesetz von SNELLIUS

$$(2) \quad \frac{\sin \alpha}{\sin \beta} = \frac{C_1}{C_2}$$

sowie die Dispersionsbeziehung aus der linearen Wellentheorie

$$(3) \quad C = \frac{\omega}{k} = \sqrt{\frac{g}{k} \tanh kD}$$

- C – Phasengeschwindigkeit
 ω – Kreisfrequenz
 k – Wellenzahl ($k = 2\pi/\lambda$, λ – Wellenlänge)
 g – Erdbeschleunigung
 D – Wassertiefe

Das eigentliche hydronumerische Modell ist in der hier behandelten Form von WOLF (1993) entwickelt, getestet und ausführlich erläutert worden, deshalb sei hier nur eine verkürzte Beschreibung wiedergegeben.

Für ein gegebenes Untersuchungsgebiet werden in einem ersten Berechnungsschritt die Gruppen- und die Phasengeschwindigkeiten für jeden Gitterpunkt ermittelt. Im Folgenden wird dann für jede Frequenz in einem Winkelbereich von ca. 180° mit einer Diskretisierung von 5° (größere oder kleinere Diskretisierungen sind möglich) ein Strahlengitter berechnet, das vom Untersuchungspunkt ausgeht und bis an die Modellränder reicht. Entlang dieser Strahlen erfolgt im eigentlichen Modellierungsprozess die numerische Lösung der Grundgleichung mittels eines Runge-Kutta-Verfahrens 4. Ordnung, so dass abschließend im Punkt des Interesses wieder ein vollständiges Seegangsspektrum durch Überlagerung der aus allen Richtungen zusammenlaufenden Komponenten generiert werden kann. In Abb. 5 ist das Ablaufschema des Strahlenmodells dargestellt.

Frühere Untersuchungen zeigen die starke Abhängigkeit des Strahlenverlaufs von der Frequenz und der Tiefe des Gebietes. So wurde erkannt, dass bei niedriger Wellenfrequenz die Strahlen im Winkelbereich nahe 0° bzw. nahe 180° gar nicht den Modellrand erreichen. Längs dieser Strahlen wird also auch keine Energie in Richtung Untersuchungspunkt propagiert.

An den Modellrändern wird der Seegang aus den HYPAS-Punkten eingegeben (down-scaling). Durch die statistische Bearbeitung liegen hier keine Informationen über das Spektrum vor, sondern nur Werte für signifikante Wellenhöhe, Wellenperiode und Wellenrichtung. In einem ersten Programmschritt wird mittels der im JONSWAP-Experiment vorgeschlagenen Approximation (HASSELMANN, S. u. HASSELMANN, K., 1985, S. 1369–1377; HASSELMANN et al., 1985, S. 1378–1391; WAMDI Group, 1988, S. 1775–1810) ein eindimensionales Seegangsspektrum gewonnen.

$$(4) \quad E(f) = \alpha g^2 (2\pi)^{-4} f^{-4} \exp\left[-\frac{5}{4} \left(\frac{f}{f_p}\right)^{-4}\right] \exp\left\{\ln \gamma \exp\left[-\frac{(f-f_p)^2}{2\sigma^2 f_p^2}\right]\right\}$$

- f_p – Peakfrequenz
 α – Phillips-Konstante
 γ – Spektralformparameter
 (= 1 für „Pierson-Moskowitz“-Spektrum)
 σ – Streuung

Durch die Beschränkung der Lösung der Energietransfergleichung auf die Wellenorthogonalen und letzten Endes auf ein Seegangsspektrum in nur einem Punkt, verringert sich

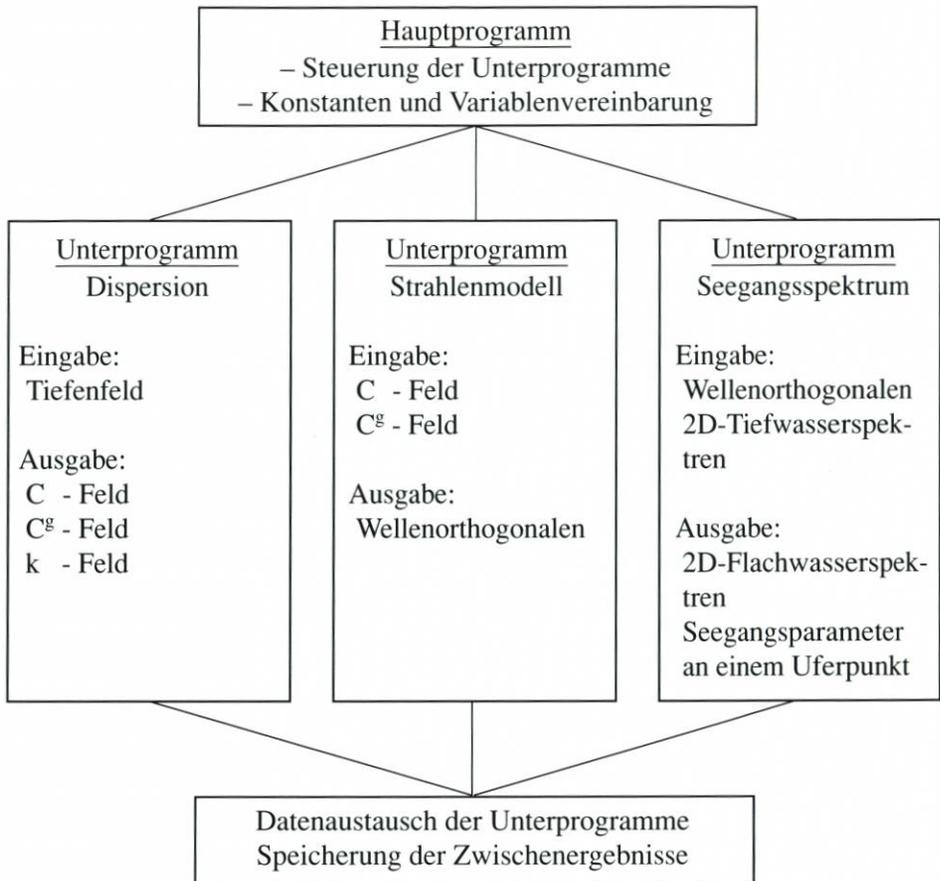


Abb. 5: Ablaufschema des Strahlenmodells

der numerische Aufwand und damit der Zeit- und Speicheraufwand für dieses Modell beträchtlich. Auf diese Weise wird es möglich, mit relativ bescheidener Rechentechnik viele unterschiedliche Anregungsfälle zu modellieren oder Jahresreihen von Seegangssparametern, die in diskrete Einzelereignisse zerlegt werden, zu bearbeiten. Das Modell bietet auch Vorteile bei der Berücksichtigung der Refraktion.

Als Eingangsdaten für die Randpunkte wurde in dieser Arbeit, wie bereits erwähnt, der Seegang an den entsprechenden HYPAS-Punkten verwendet und ein Downscaling der Seegangsstatistik der offenen Ostsee auf die 5-m-Tiefenlinie entlang der Küste mit Hilfe des Strahlenmodells durchgeführt. Für die Beurteilung der mit dem Strahlenmodell gewonnenen Werte muss also stets beachtet werden, dass schon der Modellinput in Form der HYPAS-Parameter beträchtlich von den Messwerten der Boje abweichen kann, so dass auch für die Seegangsmessungen am Strand mit solchen Abweichungen gerechnet werden muss. Es ist also für die Validation des Modells wichtig, solche Fälle auszuwählen, bei denen die HYPAS-Parameter mit denen der Boje gut übereinstimmen. Nur dann kann erwartet werden, dass auch die In-Shore-Messungen mit den Modellergebnissen übereinstimmen. Durch die Korrektur der HYPAS-Daten (vgl. 3.2) wurde dieser Problematik im gewissen Umfange Rechnung getragen.

Ein Mangel des Strahlenmodells besteht darin, dass für jeden Modellpunkt jedesmal das gesamte Strahlennetz generiert werden muss. Dieser Aufwand schließt Berechnungen für ein ganzes Gebiet mit diesem Modell aus. Für die beabsichtigte Ermittlung der Wellenhöhe auf einer küstennahen Linie waren entsprechende Programmodifikationen notwendig.

Die bisherigen Erfahrungen mit dem Strahlenmodell haben gezeigt, dass der regionale Wind im Modell eine untergeordnete Rolle spielt, er trägt mit weniger als 5 % zum Seegang am Strand bei. Dominant für die Ausbildung des Seegangsfeldes ist vielmehr der vorherrschende Wind im 15-km-HYPAS-Raster der Ostsee unter Beachtung der richtungsabhängigen Streichlängen und der Einwirkzeit. Diese Windverhältnisse bestimmen mittels des Seegangsfeldes in der offenen Ostsee auch weitgehend den küstennahen Seegang.

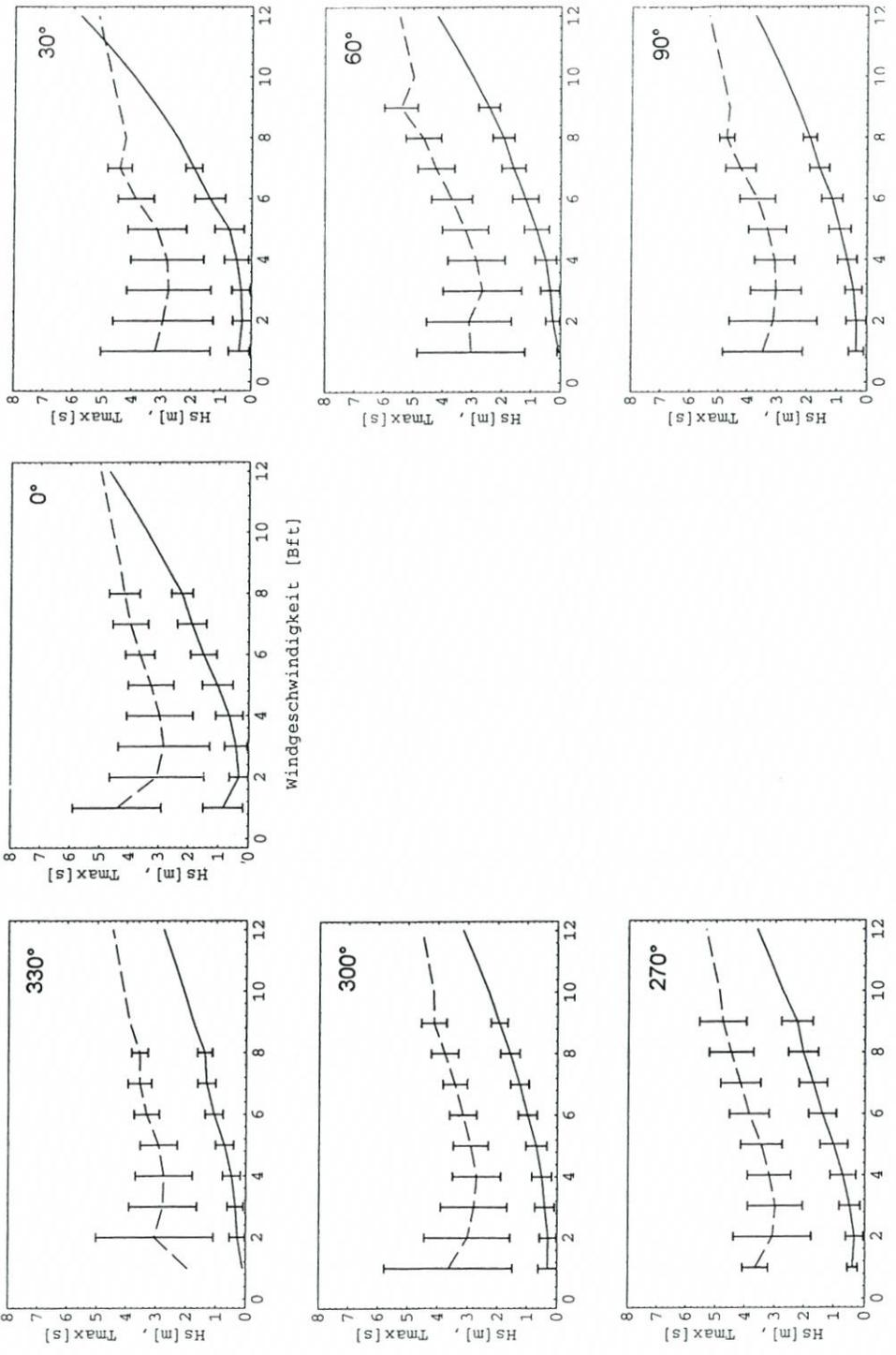
Wie bereits weiter oben ausgeführt, wird das Wellenbrechen im Modellansatz nicht berücksichtigt, was bei starker Seegangsangeregung, d. h. beim Einsetzen des Wellenbrechens im Strandbereich, zu unrealistisch hohen Werten der signifikanten Wellenhöhe führt. Einen Ausweg bietet das Scaling-Verfahren nach KITAIGORODSKIJ (KITAIGORODSKIJ et al., 1975, S. 410–420; KITAIGORODSKIJ, 1983, S. 816–827), das deshalb hier verwendet wurde. Auf der Basis von Ähnlichkeitsbetrachtungen wird mit dieser Methode die Wellenhöhe auf kleinere Werte normiert. Die Modellwellenhöhen und -richtungen beziehen sich auf die 5-m-Tiefenlinie. Dies hat den Vorteil, dass in der Anwendung LITPACK die Sedimenttrift aus der Wellenhöhe und Wellenrichtung auf der 5-m-Tiefenlinie berechnet werden kann (Wellenbrechung wird durch LITPACK modelliert; s. STEPHAN und SCHÖNFELDT, in diesem Heft).

5. Ergebnisse der Seegangsanalyse – der Seegangsatlas

Dem Beispiel des Windatlas (HINNEBURG et al., 1997, S. 1–164) folgend, werden auch die Aussagen zur Seegangsbelastung graphisch, also in Form eines Seegangsatlas (s. BÖRNGEN et al., 1998, S. 19–134), dargeboten. Den Inhalt des Atlas soll Tab. 2 vermitteln.

Tab. 2: Inhalt des Seegangsatlas

	Teil A (Seegangsstatistik)	Teil B (Seegangsmodellierung)
geographische Punkte:		
• 15 HYPAS-Punkte	*	*
• Küstenlinie (5-m-Linie)		*
Wellenparameter:		
• Wellenhöhe	*	*
• Wellenperiode	*	
• Wellenrichtung		*
Windverhältnisse		
• Windrichtung (in 30°-Schritten)	*	(ohne 150-210°)
• Windgeschwindigkeit (nach der zwölfteiligen Petersen-Skala der Deutschen Seewarte)	*	(2-10 Bft)



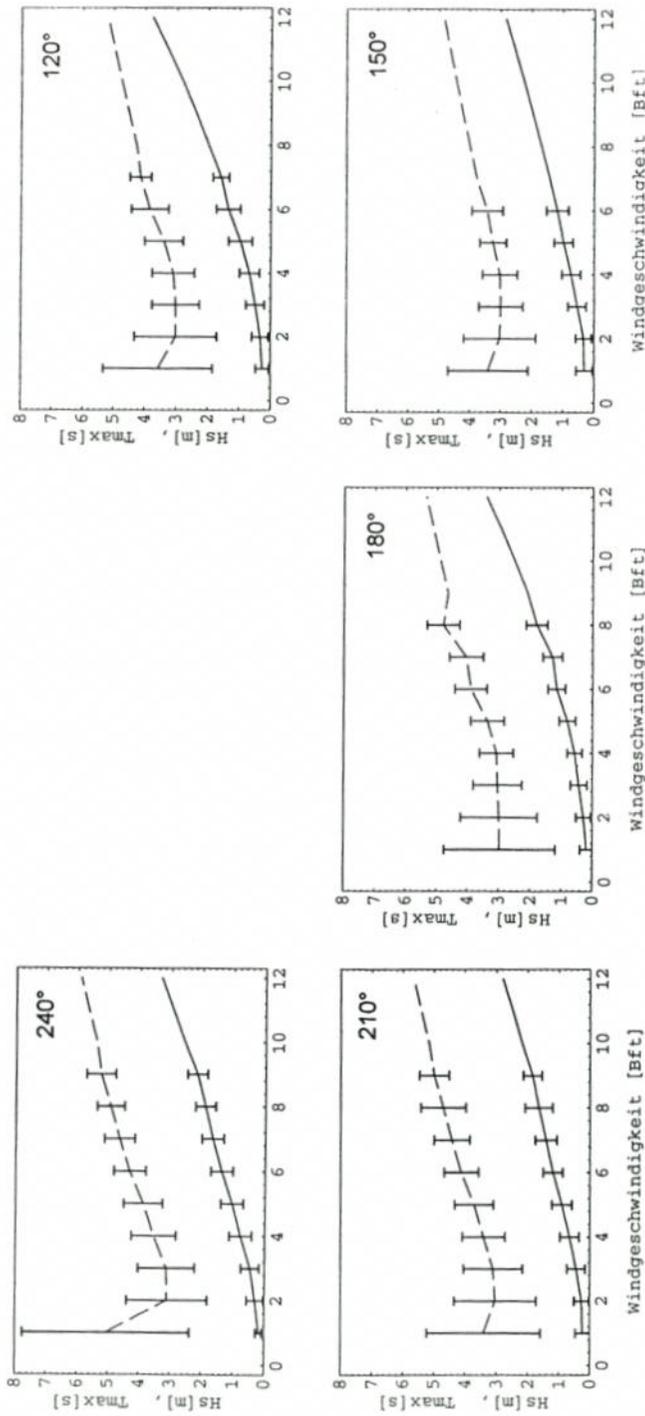


Abb. 6: Abhängigkeit von signifikanter Wellenhöhe (—) und Wellenperiode (- - -) von der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe am HYPAS-Gitterpunkt 1783 (54°37'48"N 12°31'12"E) für die Windrichtungen von 0° bis 330°

5.1 Seegangsstatistik

Im Teil A des Seegangsatlas sind an 15 HYPAS-Gitterpunkten in der westlichen Ostsee die charakteristischen Parameter Wellenhöhe und Wellenperiode entsprechend der heutigen Bathymetrie in Abhängigkeit von den möglichen Windverhältnissen dargestellt.

Ausgangspunkt war die Verteilung der mittels Windatlas (HINNEBURG et al., 1997, S. 1–164) auf See umgerechneten Barther Windwerte hinsichtlich Windrichtung (in 30-Grad-Schritten) und Windgeschwindigkeit (Beaufort-Skala nach der zwölfteiligen Petersen-Skala der Deutschen Seewarte). Damit sind 144 Klassen verschiedener Windrichtungs-Windgeschwindigkeits-Beziehungen möglich. Die Wellenparameter aus der HYPAS-Datensammlung wurden zunächst auf Bojenverhältnisse korrigiert und dann der zum jeweiligen Zeitpunkt herrschenden Windklasse zugeordnet.

Das Ergebnis dieser statistischen Analyse wird im Teil A des Seegangsatlas gezeigt. Angegeben ist hier auch die Standardabweichung der Wellenparameter innerhalb der jeweiligen Klasse. Stellvertretend für alle bearbeiteten HYPAS-Punkte zeigt Abb. 6 die Verhältnisse für die Position 1783.

Für Windgeschwindigkeiten von 2 bis 10 Bft und Windrichtungen des Sektors 240 bis 120° sind die signifikanten Wellenhöhen unter Beachtung der Wellenrichtung im Teil B des Seegangsatlas auch kartographisch dargestellt (vgl. Abb. 8).

Nicht alle Windklassen sind belegt, manche nur mit wenigen Ereignissen. In diesen Fällen (Anzahl der Ereignisse ≤ 3) wurden die Wellenparameter über eine Regressionsrechnung (Fit) ermittelt; die Berechnung der Standardabweichung entfiel.

In den Abb. ist der charakteristische Anstieg der Wellenhöhe und der Wellenperiode mit der Windgeschwindigkeit zu erkennen. (Extrapolierte) Höchstwerte von 6,13 m bzw. 6,2 s werden am HYPAS-Punkt 1982 erreicht. Dagegen erreicht die Wellenhöhe am küstennahen HYPAS-Punkt 1984 nur einen Wert von 3,76 m.

Im Vergleich zum Seegangsatlas von SCHMAGER (SHD, 1979) weist der vorliegende Atlas für die Wellenhöhe auf den ersten Blick systematisch niedrigere Werte auf. Dieser Umstand ist zunächst darauf zurückzuführen, dass hier die signifikante Wellenhöhe benutzt wurde, während SCHMAGER die „Wellenhöhe an der Untergrenze der 3 % höchsten Wellen“ darstellt. In Abb. 7 wird dies durch den bei SCHMAGER angegebenen Umrechnungsfaktor von durchschnittlich 0,77 berücksichtigt. Die noch verbleibende Differenz zwischen Wellenhöhe bei Augenschätzung des Seegangs und der berechneten Wellenhöhe entsteht durch die Voraussetzungen im Schmagerschen Wellenatlas (Stationarität, homogenes Windfeld, neutrale Schichtung). In diesem Atlas wird dazu bemerkt, dass die angegebenen Wellenhöhen im Untersuchungsgebiet tatsächlich in nur 40 bis 50 % der Fälle erreicht werden.

In den mitunter hohen Werten bei 1 Bft spiegelt sich die Tatsache wider, dass ein Wind von 1 Bft eine geraume Zeit wirken muss (Windwirkdauer), bis sich der entsprechende Seegang eingestellt hat. Da die sehr geringen Windgeschwindigkeiten relativ selten sind, hat der Seegang kaum Zeit, sich darauf einzustellen. Es ist somit die Nachwirkung einer häufiger auftretenden höheren Windgeschwindigkeit und die nicht strenge Korrelation zwischen Windgeschwindigkeit und Wellenhöhe zu sehen (DIETRICH et al., 1975, S. 350).

Bei der Wellenrichtung wurden Werte, denen weniger als sechs Ereignisse zugrunde liegen, durch den Mittelwert ersetzt. Für den HYPAS-Gitterpunkt 1684 wurden die Differenzen zwischen der Windrichtung und der angeregten Wellenrichtung ermittelt. Es existieren Abweichungen in dem Sinne, dass im Winkelbereich von 200 bis 240° (SW) die Wellenrichtung einen größeren Winkel aufweist als die Windrichtung. Das bedeutet eine leichte Dre-

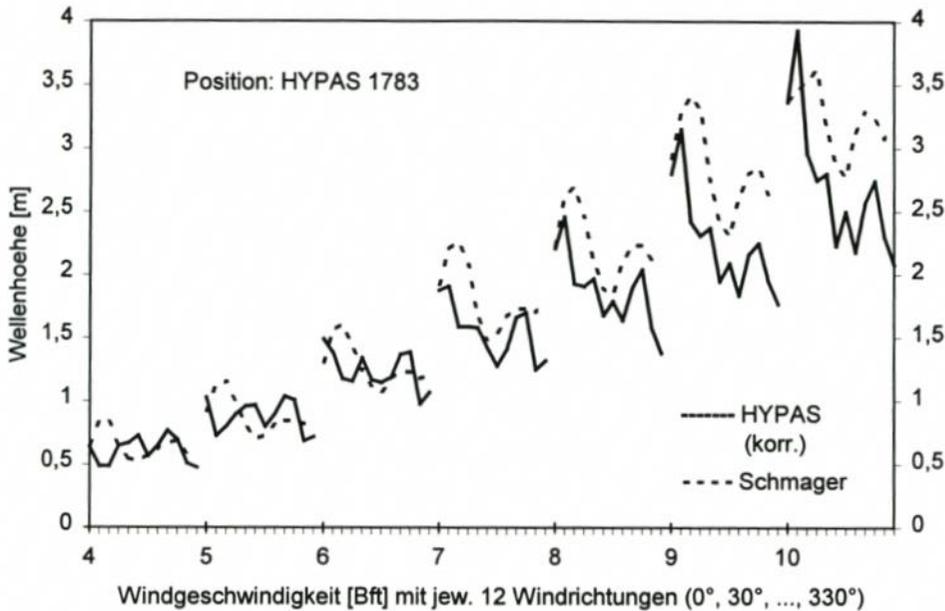


Abb. 7: Vergleich des vorliegenden Seegangs atlas mit dem von SCHMAGER (SHD 1979, S. 1-115) an der Position des zentralen HYPAS-Gitterpunkts 1783. Dargestellt ist die signifikante Wellenhöhe für die Windgeschwindigkeiten in 10 m Höhe von 4 bis 10 Bft und die Windrichtungen von 0°, 30°, ..., 330°

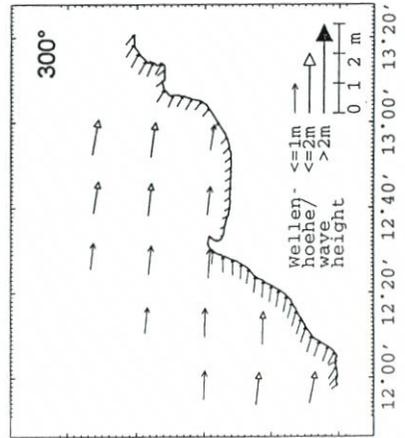
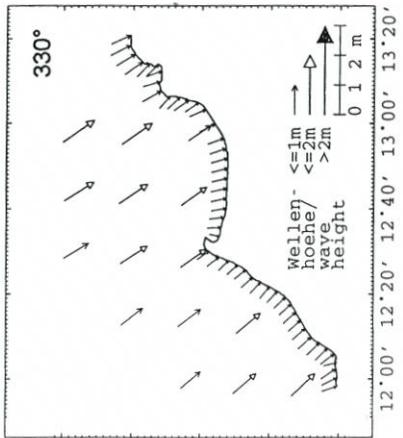
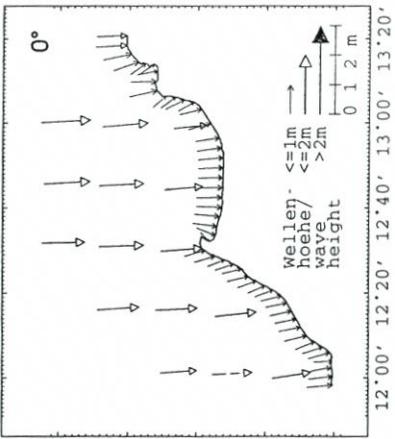
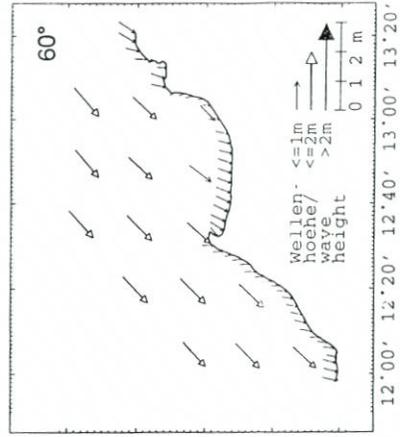
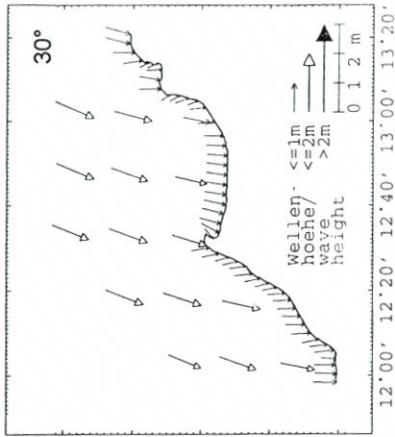
lung im Uhrzeigersinn. Bei den übrigen Winkeln ist eine Abweichung um durchschnittlich 10° (mit großer Streuung) in die Gegenrichtung festzustellen (vgl. Abb. 8).

5.2 Seegangmodellierung

Eine wesentliche Aufgabe des Seegangs atlas soll sein, Seegangsdaten zur Bestimmung der Sedimentbilanzen im küstennahen Raum bereitzustellen. Diese Seegangsdaten wurden mit Hilfe des Strahlenmodells für viele Punkte auf einer ausgewählten Tiefenlinie berechnet. Für jeden dieser Punkte muss demzufolge ein vollständiges Gitternetz erzeugt werden, das die Grundlage für die eigentliche Berechnung des Seeganges bildet. Programmtechnisch wurde deshalb das benötigte Strahlennetz für jeden ausgewählten Punkt auf der Tiefenlinie mit dem gleichen Dateinamen vor jeder Modellrechnung (mit allen Anregungsrichtungen und Windstärken) neu erzeugt. So war es möglich, trotz begrenzter Speicherkapazität eine Vielzahl von Modellpunkten nacheinander zu bearbeiten.

Die Figuren in Abb. 8 zeigen Berechnungen für unterschiedliche Anregungsrichtungen und Windstärken. Die Pfeilart und -länge ist ein Maß für die signifikante Wellenhöhe entsprechend dem angegebenen Maßstab, gleichzeitig wird die Richtung des auf die Küste einwirkenden Seeganges angegeben. Zur besseren Übersicht ist nur jeder zehnte Punkt dargestellt. Die Rechnungen wurden für alle Windstärken von 2 bis 10 Bft und die für einen Sedimenttransport relevanten Anregungsrichtungen zwischen 240 und 120° durchgeführt, so dass sich insgesamt 81 Fälle ergeben.

Die Grafiken enthalten ferner die Wellenhöhen an den 15 HYPAS-Punkten des Untersuchungsgebietes.



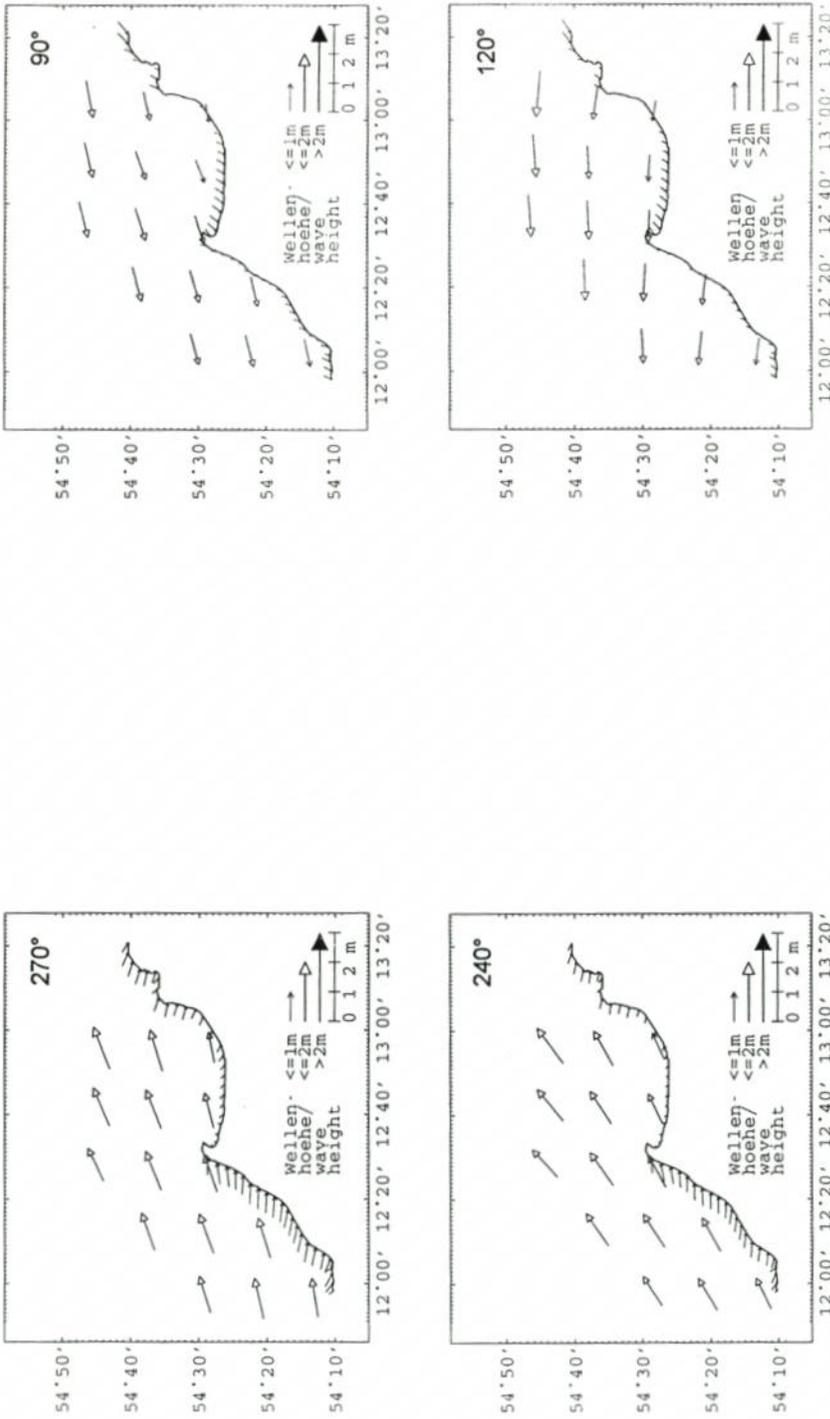


Abb. 8: Wellenhöhe und -richtung entlang der 5-m-Tiefenlinie zwischen Warnowmündung und Halbinsel Wittow nach dem Strahlenmodell von WOLF (1993) und an den HYPAS-Punkten nach statistischer Analyse. Die Wellenhöhe und -richtung darstellenden Pfeile zeigen auf die Tiefenlinie bzw. auf die HYPAS-Punkte. Die zugrunde gelegte Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe beträgt 6 Bft bzw. 12,3 m/s; der jeweilige Richtungswinkel ist in der Figur angegeben. Die Ordinate enthält die geographische Breite (N) und die Abszisse die geographische Länge (E).

Die Darstellungen geben recht eindrucksvoll die Seegangbelastung im Bereich der Außenküste von Mecklenburg-Vorpommern wieder. Die höchsten signifikanten Wellenhöhen werden für die Anregungsrichtungen NW über N bis NE erreicht. Westlich des Darß werden auch bei anregendem Seegang aus Richtung Westen große Wellenhöhen vorgefunden. Die Bucht östlich vom Darßer Ort liegt dagegen fast ständig im Schutz der sie umgebenden Landmassen, dort treten nur bei Seegangsrichtungen aus Nordost und Ost größere Wellenhöhen auf.

6. Schlussbemerkungen

Die vorliegenden, in einem Seegangs atlas mündenden Untersuchungen analysieren das Verhalten relevanter Seegangparameter im unmittelbaren Küstenstreifen vor Darß und Zingst und im vorgelagerten Ostseegebiet in Abhängigkeit von den herrschenden Windverhältnissen. Dies ist Voraussetzung zur Aufklärung der Abtragungs-, Transport- und Sedimentationsprozesse in dem betreffenden Küstengebiet (s. STEPHAN und SCHÖNFELDT, in diesem Heft). Über diesen ursprünglichen Zweck hinaus können aber auch Bereiche wie Fischerei, Seevermessung oder Segelsport von der differenzierten Beschreibung des Seegangs profitieren.

Wenn aus Klimamodellen vergleichbar hochaufgelöste Winddaten entnommen werden (s. u. a. KOLAX und HUPFER, in diesem Heft), ist es schließlich mit Hilfe der hier entwickelten Beziehungen möglich, die Auswirkungen auf den Seegang und die zugehörigen Strömungssysteme und damit auf die veränderten Materialtransportprozesse in der ufernahen Zone abzuschätzen.

Der Seegangs atlas (BÖRNGEN et al., 1998) kann vom Institut für Meteorologie der Universität Leipzig, Stephanstraße 3, 04103 Leipzig bezogen werden. Bei Bedarf können auch die für den Atlas berechneten Daten angefordert werden.

Dank

Die Forschungen zur *Seegangsbelastung vor der Außenküste von Mecklenburg-Vorpommern* sind Bestandteil des vom Bundesministeriums für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie im Rahmen des Bund-Länder-Programms *Klimaänderung und Küste* geförderten Verbundprojektes Klimawirkung und Boddenlandschaft (KLIBO, Fkz 01LK9403).

7. Schriftenverzeichnis

- BÖRNGEN, M.; SCHÖNFELDT, H.-J.; RIECHMANN, F.; PANIN, G. u. TETZLAFF, G.: Seegangs atlas. – In: Wind- und Seegangs atlas für das Gebiet um Darß und Zingst, Teil II. – Wissensch. Mitt. a. d. Inst. f. Meteorol. d. Univ. Leipzig u. d. Inst. f. Troposphärenforsch., Bd. 10, 1998.
- DIETRICH, G.; KALLE, K.; KRAUSS, W. u. SIEDLER, G.: Allgemeine Meereskunde. Eine Einführung in die Ozeanographie. – Berlin, Stuttgart, 1975.
- GÜNTHER, H. u. ROSENTHAL, W.: Shallow water surface wave model based on the Texel-Marsen-Arsloe (TMA) wave spectrum. – Proceedings of the 20th Congress of the International Association of Hydraulic Research (IAHR), Moskau, 1983.
- GÜNTHER, H.; KOMEN, G. J. u. ROSENTHAL, W.: A Semi-Operational Comparison of Two Parametrical Wave Prediction Models. – Dt. Hydrogr. Z., Bd. 37, 1984.
- HASSELMANN, S. u. HASSELMANN, K.: Computations and Parameterizations of the Nonlinear

- Energy Transfer in a Gravity-Wave Spectrum. Part I: A New Method for Efficient Computations of the Exact Nonlinear Transfer Integral. – *J. Phys. Oceanogr.*, Vol. 15, 1985.
- HASSELMANN, S.; HASSELMANN, K.; ALLENDER, J. H. u. BARNETT, T. P.: Computations and Parameterizations of the Nonlinear Energy Transfer in a Gravity-Wave Spectrum. Part II: Parameterizations of the Nonlinear Energy Transfer for Application in Wave Models. – *J. Phys. Oceanogr.*, Vol. 15, 1985.
- HINNEBURG, D.; RAABE, A. u. TETZLAFF, G.: Wind- und Seegangsatlas für das Gebiet um Darß und Zingst, Teil 1: Windatlas. – *Wissensch. Mitt. a. d. Inst. f. Meteorol. d. Univ. Leipzig u. d. Inst. f. Troposphärenforsch.*, Bd. 5, Leipzig, 1997.
- KITAIGORODSKIJ, S. A.; KRASITSKIY, V. P. u. ZASLAVSKIY, M. M.: On Phillips' Theory of Equilibrium Range in Spectra of Wind-Generated Gravity Waves. – *J. Phys. Oceanogr.*, Vol. 5, 1975.
- KITAIGORODSKIJ, S. A.: On the Theories of the Equilibrium Range in the Spectrum of Wind-Generated Gravity Waves. – *J. Phys. Oceanogr.*, Vol. 13, 1983.
- KOLAX, M. u. HUPFER, P.: Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation und die Veränderlichkeit des Seegangs vor der deutschen Ostseeküste. – *Die Küste*, vorliegendes Heft.
- RIECHMANN, F.: Seegangsbelastung vor der Außenküste von Mecklenburg-Vorpommern. – *KLIBO-Jahresbericht 1996*, BMBF-Projekt 01LK9403, Institut für Meteorologie der Universität Leipzig, 1997.
- Seehydrographischer Dienst der DDR [SHD]: Atlas zur Ermittlung der Wellenhöhe in der südlichen Ostsee. – Rostock, 1979.
- SOBEY, R. J.: Wind Wave Prediction. – *Annual Rev. Fluid Mech.*, Vol. 16, 1986.
- STEPHAN, M. u. SCHÖNFELDT, H.-J.: Küstenentwicklungsmodell zur langfristigen Berechnung des Sedimenttransports in Abhängigkeit von Windverteilung und welleninduziertem Brandungsstrom an der Ostseeküste Mecklenburg-Vorpommerns zwischen Warnemünde und Hiddensee. – *Die Küste*, vorliegendes Heft.
- WAMDI Group*: The WAM Model, a Third-Generation Ocean Wave Prediction Model. – *J. Phys. Oceanogr.*, Vol. 18, 1988.
- * HASSELMANN, S.; HASSELMANN, K.; JANSSEN, P. A. E. M.; KOMEN, G. J.; BERTOTTI, L.; LIONELLO, P.; GUILLAUME, A.; CARDONE, V. C.; GREENWOOD, J. A.; REISTAD, M.; ZAMBRESKY, L. u. EWING, J. A.
- WOLF, TH.: Modellierung von Seegang und welleninduzierter Uferparallelströmung an der Nordküste der Halbinsel Zingst. – *Dissertation A*, Universität Leipzig, FB Physik, 1993.
- WOLFRAM, ST.: *Mathematica. A System for Doing Mathematics by Computer.* – Addison-Wesley Publishing Company, Inc., Redwood City CA., 1991.
- YOUNG, I. R.: A Shallow Water Spectral Wave Model. – *J. Geophys. Res.*, Vol. 93, 1988.

Küstenentwicklungsmodell zur langfristigen Berechnung des Sedimenttransports in Abhängigkeit von Windverteilung und welleninduziertem Brandungsstrom an der Ostseeküste Mecklenburg-Vorpommerns zwischen Warnemünde und Hiddensee

Von MIRKO STEPHAN und HANS-JÜRGEN SCHÖNFELDT

Zusammenfassung

Es wurde ein deterministisches Küstenentwicklungsmodell KEM auf der 2D Basis von LITPACK mit dem Ziel erstellt, die infolge Wechselwirkung von Seegang, Brandungsstrom und Randwellen über Gleichgewichtsbodenprofilen transportierten Sedimentmengen quantitativ zu den meteorologischen Verhältnissen in den letzten hundert Jahren in Beziehung zu setzen. Als wesentlicher Bestandteil des KEM wurde ein Sedimenttransportatlas auf der Grundlage einer Wind- und Seegangstatistik erstellt. Die Sedimenttransportkapazitäten wurden im 250m-Raster auf der Küstenlinie für Windrichtungen von -120° bis 120° zu Nord in 30° -Sektoren und der Windstärken in Intervalle von eins bis zehn Beaufort unter Berücksichtigung windgetriebener Strömungen für ein durchschnittliches Gleichgewichtstiefenprofil und einen mittleren Korn-durchmesser von 0,25 mm zwischen Warnemünde und Dornbusch (Insel Hiddensee) berechnet. Die Ergebnisse des KEM für Windzeitreihen von 1885 bis 1939 sowie 1940 bis 1984 wurden mit den Volumenbilanzen der Zeiträume 1885–1937 und 1937–1983 verglichen. Insbesondere am Weststrand (Fischland) folgt das Modell den Küstenveränderungen. Mit dem KEM steht ein entwicklungsfähiges Werkzeug zur Verfügung, mit dem für vorgegebene Windszenarien Aussagen über Sedimentakkumulation an der untersuchten Küste getroffen werden können.

Summary

The deterministic model KEM, based on the 2D-model LITPACK, was developed to be able to relate sediment quantities transported over an equilibrium profile by interaction of waves, longshore currents and edge waves to the meteorological situation of the past hundred years.

An essential output of KEM is a sediment transport atlas based on wind and wave statistics. The sediment transport capacities were calculated on a 250 m-grid along the coast line for the region between the Warnow mouth and Dornbusch (island of Hiddensee, German Baltic coast). Wind directions from -120° to 120° in 30° -intervals and wind speeds from Beaufort 1 to 10 with wind driven currents were considered over an averaged equilibrium profile with mean grain diameters of 0.25 mm.

Results of the KEM model run for wind time series from 1885 to 1939 and from 1940 to 1984 were compared to sediment balances obtained from surveys between the years 1885 and 1937 and from 1937 to 1983, respectively. Particularly in the Weststrand region (Fischland) model results match the actual changes of coast line.

KEM represents a modelling tool which can be used to predict sediment transport for given wind scenarios in the area of interest. There is room for further development of the model.

Inhalt

1. Einleitung	150
2. Historische Entwicklung des Untersuchungsgebietes	151
3. Das Küstenentwicklungsmodell KEM	154
3.1 Modellgrundlagen	154
3.1.1 Gleichgewichtsprofile	154
3.1.2 Volumenbilanzen für Küstenverschiebung durch Meeresspiegelanstieg	155
3.1.2.1 Volumenbilanz für horizontale Küstenverschiebung	155
3.1.2.2 Volumenbilanz für vertikale Küstenverschiebung	156
3.1.2.3 Küstenrückgang bei Meeresspiegelanstieg	156
3.1.3 Reduktion der Dimensionen des hydrodynamischen Problems	158
3.1.4 Umkehrbarkeit der Ereignisfolge	159
3.2 Zusammenhang zwischen Windgeschwindigkeit und Seegang	159
3.3 Zusammenhang zwischen Seegang und Sedimenttransport	161
3.3.1 STP	161
3.3.2 LITDRIFT	162
3.4 Anwendung des Modells auf die Küsten im Untersuchungsgebiet	163
3.4.1 Eingabedaten	163
3.4.2 Seegangs atlas	164
3.4.3 Sedimenttransportatlas	164
3.4.4 Berechnung der Sedimenttransportkapazitäten	165
4. Ergebnisse	166
5. Diskussion	170
6. Schlussfolgerungen	173
7. Schriftenverzeichnis	174

1. Einleitung

Die heutige Küstenform ist das Ergebnis des wechselnden Kräftewirkens von Wind, Seegang und Strömungen sowie von Änderungen des Meeresniveaus durch Wasserspiegelanstieg bzw. Landsenkungen. Die Grenzzone zwischen Land und Meer unterliegt angesichts der hier ständig einwirkenden meteorologischen und hydrodynamischen Prozesse einer ständigen morphologischen Veränderung. An der einen Stelle abgetragene Sedimente lagern sich an einer anderen wieder an. Die Einschätzung und Prognose der vergangenen und zukünftigen dynamischen Entwicklung der Küste sind von entscheidender Bedeutung für die hier lebenden Menschen.

Im Verbundvorhaben KLIBO (Klimawirkung und Boddenlandschaft) des BMBF wurden im Teilprojekt „Historische bis rezente Küstenverlagerungen im Raum Fischland, Darß und Hiddensee anhand von Karten und Luftbildserien“ die Küstenverlagerungen im Untersuchungsgebiet bestimmt. Der Titel des Projektes und die Antragsformulierung versprachen detaillierte Informationen über Küstenrückgänge in einzelnen Zeitschnitten von nur fünf Jahren Dauer. Diese Informationen sollten über Mehrfachkorrelation zu den im Verbundprojekt KLIBO untersuchten Parametern wie Wind, Wasserstand und Seegang in ein Blackboxmodell einfließen, um die Küstenentwicklung in den nächsten 50–100 Jahren für denkbare Klimaszenarien zu beschreiben. Ergänzend waren zur Stützung der Aussagen Sedimenttransportberechnungen mit dem Programmpaket LITPACK vom Dänischen Hydraulischen Institut vorgesehen. Während der Projektbearbeitung stellte sich heraus, dass die notwendige Genauigkeit für die Küstenrückgänge von weniger als 0,2 m/Jahr nur in den großen Zeitschnitten erreicht werden kann (TIEPOLT, 1996, 1997).

Aus diesem Grunde wurde die Idee des Blackboxmodells ersetzt durch die Entwicklung eines deterministischen Modells auf der Basis von LITPACK. Dieses Küstenentwicklungs-

modell KEM wurde im KLIBO-Teilprojekt „Gleichgewichtsbodenprofile und Entwicklungsmodelle von Boddenausgleichsküsten unter Einwirkung eines anhaltenden Meeresspiegelanstieges“ (STEPHAN und SCHÖNFELDT, 1996, 1997) entwickelt. Die Prüfung des Modells erfolgte anhand der verfügbaren Daten der Kartenauswertung.

Wesentliches Produkt des Küstenentwicklungsmodells KEM ist der analog dem Windatlas von HINNEBURG et al. (1997) und dem im KEM verwendeten Seegangs atlas von BÖRNGEN u. a. (1998a) entwickelte Sedimenttransportatlas, der in diesem Zusammenhang ein Folglied in der modellhaften Beschreibung und Quantifizierung des physikalischen Wirkungsgefüges Wind, Seegang und Sedimenttransport bildet. Ähnlich dem Wind- und Seegangs atlas entspricht der Sedimenttransport atlas einer systematischen, hinsichtlich Windrichtung (-120° bis 120° zu Nord) und Windgeschwindigkeit (1 bis 10 Bft) vollständigen Zusammenstellung der simulierten Sedimenttransportkapazitäten nach Betrag und Richtung für den küstennahen Bereich (bis zur 5-m-Tiefenlinie) der Ostsee von Warnemünde bis Dornbusch auf Hiddensee (STEPHAN et al., 1998).

Bisher tat man sich in der Praxis schwer mit der Berechnung der Transportprozesse in solch großen Arealen, großflächige Langzeitmessungen sind aufgrund der Komplexität der Vorgänge in der Brandungszone extrem kostenaufwendig. Mit Hilfe dieser Atlanten lassen sich für konkrete (auch zukünftige) Windszenarien über größere Zeiträume von 20 bis 50 Jahren die mittlere Abrasion und Akkumulation von Sediment an diesem Abschnitt der Vorpommerschen Boddenküste mit den meteorologischen Daten in Beziehung setzen. Bei Kenntnis der entsprechenden Parameter kann mit relativ einfachen Methoden der Sedimenttransport längs der Küste nach Richtung und Betrag quantitativ bewertet werden. Damit existiert für diesen Küstenbereich ein Instrumentarium zur Beschreibung der Zusammenhänge zwischen Klima und Küstenveränderungen, das wesentlich zur Entscheidungsfindung hinsichtlich des Schutzes von Landschaft und Lebensraum beitragen kann.

2. Historische Entwicklung des Untersuchungsgebietes

Die untersuchte Küste ist in Abb. 1 dargestellt. Sie reicht von Warnemünde bis zum Dornbusch (Hiddensee).

Das Fischland und die Halbinsel Darß-Zingst einschließlich der Verbindungen zwischen Ostsee und Bodden haben sich in den letzten tausend Jahren erheblich verändert. Diese Landschaft ist durch Abtragung an den diluvialen Geschiebemergelkernen und Sandanlandung mit Hakenbildung entstanden (OTTO, 1913). Die Boddengewässer wie Saaler Bodden oder Grabow waren anfänglich mit der Ostsee verbunden. Durch fortschreitende Hakenbildung wurden diese Verbindungen (Seegatts) nach und nach geschlossen. Der schmale, langgestreckte Landstreifen vom Fischland bis zum Ostzingst setzte sich noch gegen Ende des 12. Jahrhunderts aus einer Reihe kleiner Inseln zusammen (REINHARD, 1953). Swante Wustrow, wie das Fischland (Landstrich zwischen Dierhagen und Ahrenshoop) früher hieß, war eine selbständige, weiter als heute in See vorragende, aus einem Geschiebemergelkern bestehende kleine Insel. Es ist anzunehmen, dass durch die Flut des Jahres 1596 die beiden Verbindungen vom Binnenwasser zur offenen See bei Wustrow und Ahrenshoop, die schon längere Zeit für die Schifffahrt zu seicht waren, völlig versandeten. Auf der Pommernkarte des Rostocker Mathematikers E. LUBIN (ca. 1618) sind sie nicht mehr eingetragen. Von diesen Verbindungen des Boddens zur See ist bei Wustrow nur noch eine ins Land einschneidende Bucht des Binnengewässers vorhanden.

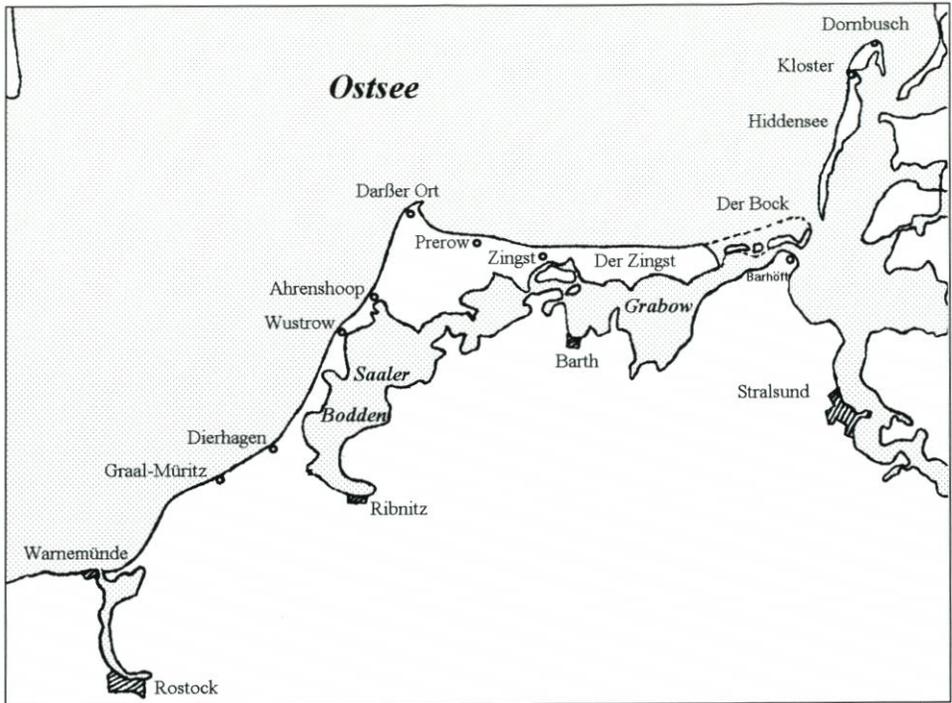


Abb. 1: Skizze des Untersuchungsgebietes

Eine weitere Verbindung zwischen Ostsee und Bodden (Seegatt), die noch bis zur verheerenden Sturmflut des Jahres 1625 bestand, ist das Neue Tief. Sie ist auf der Lubinschen Karte eingezeichnet (REINHARD, 1953). Diese Verbindung zwischen Ostsee und Bodden befand sich östlich des Prerow-Stromes. Hier teilte eine breite Sturmflutrinne den Zingst in zwei ungleich große Inseln. Der Name Neues Tief („dat nie Deep“) ist noch bis weit ins 17. Jahrhundert bekannt gewesen. Der Hauptschiffahrtsweg für die Orte Zingst, Barth und Prerow war der Prerowstrom, dessen Bedeutung ebenfalls oft gewechselt hat. Das „nie Deep“ ist identisch mit dem in der Stralsunder Urkunde vom Jahre 1240 erwähnten portus nova reka. Durch die Sturmflut am 10. Februar 1625, die als eine der heftigsten überliefert ist, entstand auf dem Zingst das Straminker Tief. In der Beschreibung des Amtes Barth vom Jahre 1654 (Archiv Greifswald, Reg. 40 MN VI, 44, S. 5) heißt es: „... es ist aber Anno 1625 in der großen Fluth, das Wasser durchgebrochen, das nunmehr zwischen dem Darß und Zingst ein Strohm fleust, welches das Neue Tief, wie dan auch noch eben zu der Zeit noch ein Strohm zwischen den Zingst und Straminsche durchgebrochen, welches das Stramminer Tief genandt wird“. Weiter wird Seite 54/55 der Amtsbeschreibung berichtet: „Negst diesem Dorfe Prerow ist ein tiefer Strohm, so aus der ostsee kombt, und ins Binnenwasser fleusset, und der Prerow genandt wird, wodurch eher bevor zimbliche Schuten mit Holtz und anderer wahren beladen aus und ein segeln können, deshalb aber ist nunmehr von dem Sande Zimblichermassen zugewället, also das nur kleine Böthe etwa 6 oder 7 Viertel Ellen tief hindurch gehen können“. Der Ausgang des Straminker Tiefs zur Ostsee versandete bald wieder. Der südliche Teil der Sturmflutrinne zum Bodden blieb bis heute als Bucht im Zingst erhalten. Durch die Sturmflut des Jahres 1625 versandete auch das neue Tief (portus nova reka) so

stark, dass die kleine, dreieckige Insel mit dem Zingst gänzlich vereinigt wurde. Interessant ist, dass im Jahre 1728 eine Wiedereröffnung des Straminker Tiefs erfolgen sollte, um einen günstigen Ausgang für die Barther Segelschiffe zu gewinnen. Das Vorhaben ist bis heute nicht zur Ausführung gekommen, obwohl man den Gedanken nicht aus den Augen verloren hat.

Der Prerowstrom war 1865 bereits so seicht, dass man kaum noch mit einem Boot von Barth (BOLL, 1863, S. 222) über Prerow nach See gelangen konnte. Nach der großen Sturmflut von 1872 hat man den Prerowstrom seeseitig aus Sicherheitsgründen geschlossen (Hochwasserschutz). Ähnlich war es mit der Schiffbarkeit des Fahrwassers bei Pramort, wo die Sturmfluten das natürliche Fahrwasser schlossen. Durch die offenen Seegatts (Verbindung Bodden-Ostsee) wurde ständig Sediment in die Bodden befördert und dies besonders während der Sturmhochwasser (OTTO, 1913). Vor der Schließung des Prerowstromes hat sich ein sogenanntes rückläufiges Delta gebildet, die Schmidtbülten, auf der Schwedenkarte eine kleine angedeutete Insel, auf der Generalstabskarte von 1841 hatte sie bereits die jetzige Form. Das bedeutet einen Landzuwachs von 40 ha in 140 Jahren, der nach der Schließung des Prerowstromes nach der Sturmflut von 1874 nur noch unerheblich war. Die – bis auf die Fahrrinne zwischen Bock und Hiddensee – geschlossene Küste im Untersuchungsgebiet erleichtert die Modellierung der Sedimentbilanzen mit einem One-Line-Modell.

Die bei normalen Witterungsbedingungen durch starke Sedimentation infolge Küstenströmung und Sedimenttrift gekennzeichneten Uferstrecken bei Darßer Ort und in der westlichen Prerowbucht sind bei auflaufender Sturmbrandung besonders starken Veränderungen ausgesetzt. Es ergibt sich hier in Abhängigkeit von der Küstenströmung und den Wasseraufstauungen bei Stürmen aus nördlichen Richtungen ein sehr wechselvolles Bild des Uferverlaufes (REINHARD, 1949, 1953). Der Landgewinn beträgt an der Landspitze Darßer Ort im Jahresdurchschnitt fast 10 m. In den Einzeljahren sind die Materialanhäufungen sehr unterschiedlich. Seit der schwedischen Landvermessung (Matrikelkarten) dieser Gebiete von 1696 hat sich bis Frühjahr 1950 die Landspitze über 2,5 km in See vorgeschoben, durchweg acht Strandwälle wurden neu gebildet, an manchen Stellen neun, und verschiedentlich sind sogar abermals neue Strandwälle in Bildung begriffen (REINHARD, 1953). Nach REINHARD (1953) beträgt der Landzuwachs bei Pramort (östliches Ende vom Zingst) ca. 1,80 m pro Jahr in Richtung Osten. Zur Bockentstehung berichtet er, 20 % der Materialanhäufung auf dem Bock dürften aus submarinen Ablagerungen stammen, das Windwatt vor dem Bock verkleinert sich, stürmische westliche Winde verursachen Sandtreiben und blasen bis zu 4 cm Sand in wenigen Tagen auf den Bock. Die angelandeten Sedimente stammen größtenteils vom Fischland, Westdarß und vom Zingst. Hier sind jährliche Küstenrückgänge von 0,5–1 m zu verzeichnen.

Bei einem Vergleich des Küstenzustandes um die Jahrhundertwende mit dem in den 50er Jahren bemerkte KOLP (1957, S. 58), „... drängt sich der Gedanke auf, dass inzwischen ein grundlegender Wandel im Geschehen an der Küste erfolgt ist. ... Seit der Sturmflut am 1.3.1949 fehlen jegliche Anzeichen für eine natürliche Regeneration der Dünen.“ Er vermutete schon damals als Ursachen für häufiger auftretende Hochwasser und die Transgression des Meeres eine lebhaftere zyklonale Tätigkeit gegenüber der Vergangenheit. Eine Häufung der leichten Sturmhochwasser seit 1940 haben BECKMANN und TETZLAFF (1996) durch statistische Auswertung der Pegelzeitreihen festgestellt.

3. Das Küstenentwicklungsmodell KEM

3.1 Modellgrundlagen

3.1.1 Gleichgewichtsprofile

Die Beschäftigung mit den Seegangsverhältnissen, insbesondere mit den Randwellen und der Wechselwirkung zwischen Seegang und Bodenprofil brachten eine Reihe von Ergebnissen, die jetzt auch international bestätigt werden (SCHÖNFELDT, 1989, 1991a, 1991b, 1993, 1994; BRYAN u. BOWEN, 1995, 1996, 1997; BRYAN et al., 1998):

1. Die Randwellen werden durch Sandbänke gebündelt.
2. Die Amplitude der Randwellen wird auf der Sandbank resonant verstärkt.
3. Der uferparallele Brandungsstrom verstärkt beide Effekte.
4. Bodenprofile (mit Sandbänken) sind das Ergebnis des Gleichgewichts zwischen einlaufenden Seegang (und Randwellen) und dem daraus resultierenden Sedimenttransport.

Punkt vier ist eher eine These als eine endgültig bewiesene Tatsache. Die Wirkung von (stehenden) Randwellen im Untersuchungsgebiet wurde schon von REINHARD (1953) beschrieben, der regelmäßige „Zotten“ in gleichbleibendem Abstand in uferparalleler Richtung nach „frischen Winden“ beobachtete, aber nicht erklären konnte. Eine ähnliche Erscheinung wurde von SCHÖNFELDT u. a. (1994) nach einem Sturm großflächig beobachtet und durch Randwellen erklärt. Die Existenz von Gleichgewichtsprofilen wird aber auch von anderen Autoren bestätigt und in neuerer Zeit von Küsteningenieuren bei der Aufspülung von Stränden in Betracht gezogen (DEAN, 1977, 1983, 1991; EITNER, 1995). Im Verlauf von Sturmfluten wird Sediment vom Strand in den Vorstrand transportiert. Das Sediment wird anschließend während ruhigerer Seegangsbedingungen wieder langsam auf den Strand hochgearbeitet (EITNER, 1995).

Dahingehend ist die Fragestellung wichtig, wie ein Sturmhochwasser in die Bewertung der Wirkung von Gleichgewichtsprofilen einzuordnen ist. Es gibt punktuelle Hinweise, dass ein Sturmhochwasser zwar momentan einen kräftigen Küstenrückgang verursacht, aber soviel Sand in den Vorstrandbereich transportiert wird und dort liegenbleibt, so dass lange Zeit die Küstenlinie stabil bleibt. So hat STEETZEL (1993) für die Holländische Küste gezeigt, dass ca. 10 Jahre nach einem Sturmereignis die aktuelle Rückgangskurve sich mit der Extrapolation der Küstenrückgangslinie ohne Sturmhochwasser schneidet. Das System hat über lange Zeit gesehen das Sturmhochwasser vergessen, dieses hatte keinen herausragenden Einfluss auf den Langzeitküstenrückgang. Ein Sturmhochwasser mit Wasserständen von einem Meter über Normal kommt im Durchschnitt einmal im Jahr im Untersuchungsgebiet vor. Wir haben diese extremen Wasserstände nicht berücksichtigt.

Wenn man von der Lage des Riffs absieht, haben sich z. B. die Profile vor der Probsteilküste von 1954–1987 nur unwesentlich geändert, Profiländerungen von mehr als 15 cm wurden selten erreicht (SCHWARZER, 1989). Vergleicht man die von OTTO (1913) für das Untersuchungsgebiet angegebenen Profile mit den heutigen, so findet man prinzipiell keine Unterschiede. Lediglich die Lage der Sandbank ist variabel. Sie wird sich immer dann verändern, wenn bei einem Sturmhochwasser Brechpunkt der Wellen und Lage der Sandbank nicht übereinstimmen. Dabei ist nicht gesagt, dass im Laufe einer relativ kurzzeitigen Einwirkung auch ein neues Gleichgewicht entsprechend des Energieeintrages erreicht wird. Nach einem Sturmhochwasser wird das Profil langsam wieder zu einem saisonalen Gleichgewichtsprofil

umgearbeitet. Da die Randwellen immer resonant auf eine Sandbank reagieren, ist die Lage der Sandbank in weiten Grenzen relativ stabil und sollte bei der Betrachtung eines Gleichgewichtsprofils keine entscheidende Rolle spielen. In der Praxis unterscheidet man zwischen Winter- und Sommerprofilen, als Ausdruck der jahreszeitlich unterschiedlichen Seegangbelastung der Küste. Ebenso gibt es für unterschiedlich belastete Küstenabschnitte und für Küstenabschnitte mit unterschiedlichen Korngrößenverteilungen unterschiedliche Gleichgewichtsprofile.

Das Gleichgewichtsprofil ändert sich drastisch nach Einbringen von Buhnen oder ähnlichem, bzw. falls diese Küstenschutzmaßnahmen durch Sturmhochwasser zerstört oder in der Wirkung herabgesetzt sind. Ziel des Buhnenbaus sind die Sandanreicherung am oberen Schorrehang und die Stabilisierung oder seewärtige Verlagerung der Uferlinie (WEISS, 1991). Dabei werden die Profile der durch Buhnen geschützten Küsten seeseitig steiler. Dieser Effekt ist bei der Modellierung zu berücksichtigen.

3.1.2 Volumenbilanz für Küstenverschiebung durch Meeresspiegelanstieg

3.1.2.1 Volumenbilanz für horizontale Küstenverschiebung

Ein beliebiges Tiefenprofil (Abb. 2) mit der Länge l und der Tiefe h sei in einem y - z -Koordinatensystem (die x -Richtung ist die Uferlängsrichtung) durch eine Funktion $y = f(z)$ mit der Umkehrfunktion $z = g(y)$ beschrieben, dann berechnet sich die Fläche A_h bei Verschiebung um den Betrag Δy in y -Richtung aus der horizontal schraffierten Fläche zwischen den Kurven $y = f(z)$ (gestrichelt) und $y_h = f(z) + \Delta y$ (Punkt-Strich-Linie):

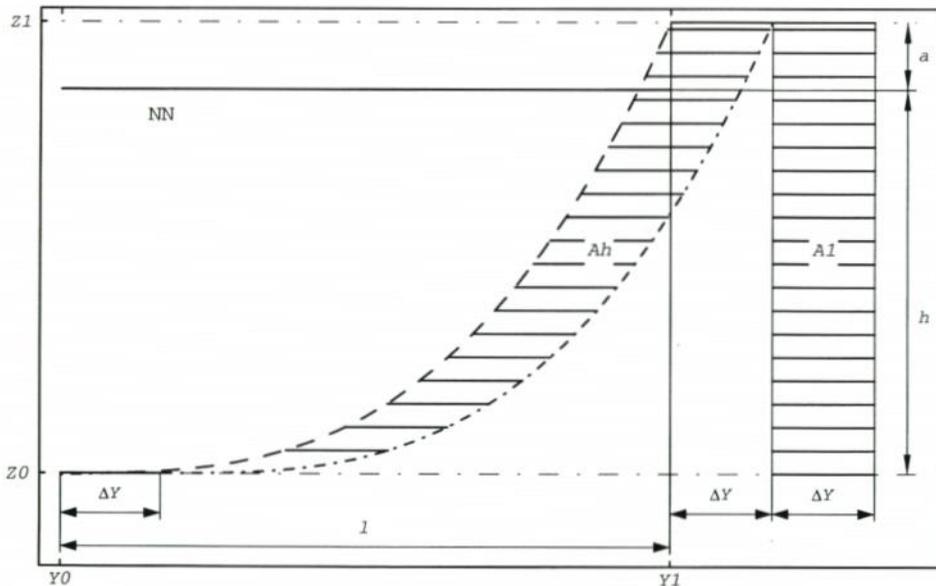


Abb. 2: Flächenberechnung für horizontale Verschiebung eines Tiefenprofil-Querschnittes

$$(1) \quad A_h = \int_{z_0}^{z_1} y_h dz - \int_{z_0}^{z_1} y dz = \int_{z_0}^{z_1} (f(z) + \Delta y - f(z)) dz = \Delta y (z_1 - z_0)$$

$$= A_1 = \Delta y \cdot (h + a)$$

Die Tiefe $z_0 = h$ ist die Maximaltiefe der Wirkung des Sedimenttransports durch Seegang. Ist diese Tiefe bekannt, ergibt sich das Abtragungsvolumen aus der Küstenverschiebung multipliziert mit der Strandlänge und der Summe aus Tiefe h plus Landhöhe a . Diese Daten können aus Karten und Luftbildern gewonnen werden. HALLERMEIER (1981) hat für die seawärtige „Grenze“ für Profیلänderungen im Küstenvorfeld eine Profiltiefe h angegeben mit

$$(2) \quad h = H_{s50} \overline{T_s} (g/5000 d_{50})^{1/2}.$$

H_{s50} Medianwert der jährlichen signifikanten Wellenhöhe ($\sim 0,5$ m)

T_s Wellenperiode ($\sim 3,6$ s)

g Erdbeschleunigung

d_{50} mittlerer Korndurchmesser ($\sim 0,25$ mm)

Daraus ergibt sich für das Untersuchungsgebiet ein Wert von $h = 5$ Meter.

3.1.2.2 Volumenbilanz für vertikale Küstenverschiebung

Der folgende Fall ist als Zwischenschritt bei Wasserstandsänderungen wichtig. Wir bestimmen die Sedimentmenge, die bei Meeresspiegelanstieg aufgespült werden müsste, um die Küstenlinie zu halten. Mit den Bezeichnungen wie oben berechnet sich die Fläche bei Verschiebung der Kurve $z = g(y)$ um den Betrag Δz in z -Richtung aus der senkrecht schraffierten Fläche A_v zwischen den Kurven $z = g(y)$ (Vollinie in Abb. 3) und $z^{\hat{v}} = g(y) + z$ (gestrichelt).

$$(3) \quad A_v = \int_{y_0}^{y_1} z_v dy - \int_{y_0}^{y_1} z dy = \int_{y_0}^{y_1} (g(y) + \Delta z - g(y)) dy = \int_{y_0}^{y_1} \Delta z dy = \Delta z (y_1 - y_0)$$

$$= A_2 = \Delta z \cdot l$$

Der Flächeninhalt ist das senkrecht schraffierte Rechteck A_2 mit der Profillänge $l = (y_1 - y_0)$ und dem Wasserspiegelanstieg Δz als Seitenlängen.

3.1.2.3 Küstenrückgang bei Meeresspiegelanstieg

Setzen wir eine konstante Strandabschnittsbreite von z. B. 1 Meter des betrachteten Profils voraus, entsprechen die verwendeten Querschnittsflächen jeweils einem Volumen. Die Verschiebung des Gleichgewichtsprofils bei Wasserspiegelanstieg setzt sich aus einer Vertikal- und einer Horizontalbewegung so zusammen, dass das bei horizontaler Verschiebung gewonnene Volumen A_1 gleich dem für vertikale Verschiebungen benötigten Volumen A_2 wird. Das Profil verschiebt sich folglich bei einer Anhebung um Δz soweit um Δy landwärts, dass entsprechend der Massenerhaltung die vom Ufer erodierte Sedimentmasse gleich der unter Wasser aufgeschütteten Materialmenge ist (siehe auch DEAN, 1977). Will man auch bei

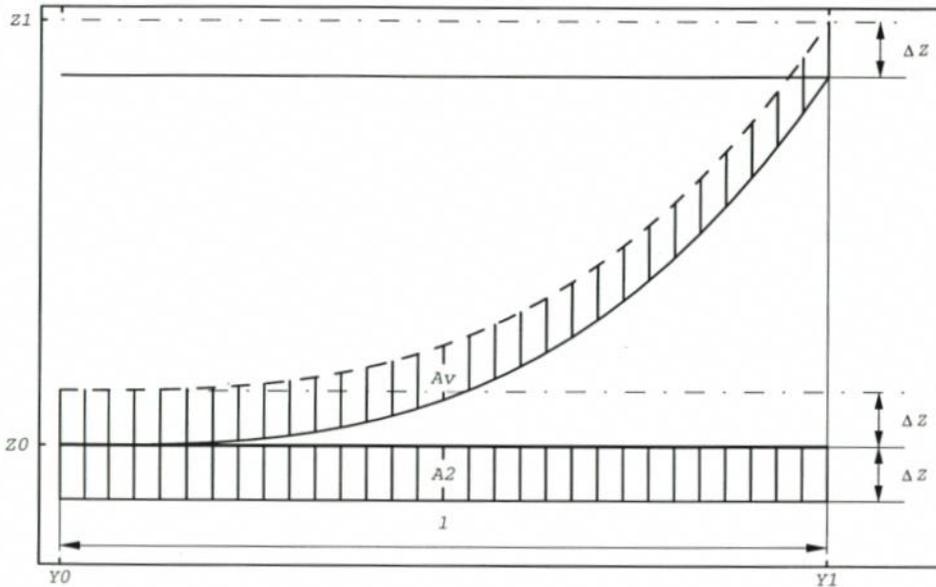


Abb. 3: Flächenberechnung für vertikale Verschiebung eines Tiefenprofil-Querschnittes

größeren Verschiebungen gute Ergebnisse erzielen, muss man berücksichtigen, dass nach dieser Methode bei der Tiefe $z_0 = h$ im Küstenabstand l eine kleine Stufe z entstehen würde. Ausgehend von der Überlegung, dass das Sediment unter Wasser keine senkrechte Abbruchkante bildet, sondern einen schrägen Schütthang, wird eine Rampe (schiefe Ebene) A_3 aus Sediment angenommen. Man benötigt zusätzlich Sediment für ein Volumen mit der Querschnittsfläche A_3 , die die Form eines rechtwinkligen Dreiecks hat:

$$(4) \quad A_3 = \frac{1}{2} \Delta z \cdot \Delta y$$

Diese Rampe weicht nur unwesentlich vom Gleichgewichts-Prinzip ab (s. KRAUS, 1993). Damit ergibt sich die Bilanzgleichung:

$$(5) \quad A_1 = A_2 + A_3$$

Hieraus lässt sich für vorgegebene Meeresspiegelerhöhungen Δz die Verschiebung des Profils landwärts um Δy bestimmen.

$$(6) \quad \Delta y = \frac{l \cdot \Delta z}{h - \frac{\Delta z}{2} + a}$$

Bei einer typischen Profillänge von $l = 500$ m bis zur 5-m-Tiefenlinie und einer Landhöhe $a = 1$ m beträgt der Küstenrückgang durch einen eustatischen Meeresspiegelanstieg von ca. 1 mm/Jahr im Untersuchungsgebiet rund 8 cm. Will man eine Küste stabilisieren, so benötigt man bei verlustloser Einbringung 4800 m³ Aufspülgut pro Kilometer Küste in 10 Jahren. Ohne Sandaufspülung bewirkt allein die Verschiebung durch eustatischen Meeresspiegelanstieg für die 18 km lange Nordküste der Halbinsel Zingst eine scheinbare Abtra-

gung von $8640 \text{ m}^3/\text{Jahr}$. Scheinbar insofern, dass das vom Ufer abgetragene Sediment aufgrund der Massenerhaltung zunächst unter Wasser liegenbleibt und somit dem Sedimenthaushalt des Gleichgewichtsprofils nicht verloren geht.

Aus einem angenommenen Meeresspiegelanstieg von 0,5 m ergibt sich mit Berücksichtigung der sich ändernden Landhöhe a und ohne Küstenlängstransporte ein Küstenrückgang von 42,7 m. Für einen Meeresspiegelanstieg von 1 m in 100 Jahren verschiebt sich die Küstenlinie 87,3 m landwärts. Die angegebenen Küstenrückgänge ergeben sich durch rekursive Anwendung von Formel (15) in 10 Jahresschritten. Nach jedem Rekursionsschritt ändert sich die Landhöhe a in Abhängigkeit vom erfolgten Meeresspiegelanstieg, d.h. bei einer Anfangslandhöhe von einem Meter beträgt die Landhöhe nach einem Meeresspiegelanstieg von 10 cm nur noch 90 cm usw. Folgende Betrachtung lässt die obigen Rechnungen plausibel erscheinen: Stellt man sich den Strand und den Vorstrand als nicht erodierbare schiefe Ebene mit einer Steigung von 1:100 vor, beträgt die Landwärtsverschiebung der Küstenlinie bei 1 m Meeresspiegelanstieg 100 m.

3.1.3 Reduktion der Dimensionen des hydrodynamischen Problems

Die nichtlineare, dreidimensionale differentielle Modellierung des Sedimenttransportes ist aufgrund der Komplexität der Vorgänge sowie der zu verarbeitenden Datenmengen nur für kleine Raum- und Zeitskalen durchführbar. In großen Zeit- und Raumskalen können für die Computer-Modellierung der Küstenentwicklung die Modellansätze und Daten generalisiert und somit die Dimensionen und Datenmengen reduziert werden.

Eine Verringerung des Rechenaufwandes erfolgt durch Beschränkung auf größere Zeitschritte von fünf Jahren in den Differenzgleichungen für die Neuberechnung der Küstenlinie ($\Delta t = 5a$). Diese Herangehensweise kommt den wirklichen Verhältnissen in der Praxis sehr nahe. Die Ergebnisse der Wirkung von Seegang mit einer Wirkdauer unter fünf Jahren bis zu einem Einzelereignis sind in der Natur großflächig sehr schwer bestimmbar und kostenintensiv, die Auswertung der Küstenlinie mittels Luftbildaufnahmen oder Karten ist momentan in kleineren Zeitintervallen noch zu ungenau.

In der Natur ist eine Küste nie gradlinig, sondern eher fraktal geformt, Vergrößerungen von Küstenlinien lassen bei jeder neuen Vergrößerung neue Strukturen erkennen. Es sollen nur räumliche Strukturen bis zu einem Kilometer aufgelöst werden, daher wird im Modell ein Gitterabstand von 250 m auf der Küstenlinie verwendet. Mit dieser Auflösung werden die Strukturen der vorliegenden Ausgleichsküste ausreichend genau wiedergegeben. Eine höhere Auflösung ist hinsichtlich der Genauigkeit der Auswertung der Küstenlinie mittels Luftbildaufnahmen oder Karten für kleine Zeitschritte momentan nicht erforderlich.

Im Modell wird die numerische Hydrodynamik um eine Dimension reduziert, indem die einzelnen Küstenabschnitte an jedem Küstenkilometer jeweils als gradlinige, unendlich lange Küsten behandelt und später bei der Sedimenttransportberechnung entsprechend der Orientierung der Originalküste ausgerichtet werden. Damit sind wichtige Grundsätze der Hydrodynamik, wie die Kontinuitätsgleichung geringfügig verletzt. Allerdings ändern sich die grundlegenden Parameter (insbesondere der Seegang) von Küstenpunkt zu Küstenpunkt nur wenig. Bei einer gleitenden Mittelung der Aussagen über mehrere Punkte ist mit Ergebnissen auch bei stark strukturierten Küstenverläufen zu rechnen.

Zunächst wird im Modell mit einem Durchschnitts-Gleichgewichtsprofil und einer mittleren Korngröße von 0,25 mm im gesamten Untersuchungsgebiet gerechnet.

3.1.4 Umkehrbarkeit der Ereignisfolge

Die Seegangsbelastung ist in Abhängigkeit von wechselnden meteorologischen Verhältnissen im Laufe eines Jahres oder auch über fünf Jahre betrachtet sehr unterschiedlich. Zur Beschreibung der morphologischen Entwicklung der Küste wäre die Küstenverschiebung entsprechend den stattfindenden Transporten nach jedem Windereignis neu zu berechnen. Die Berechnung des Sedimenttransports hängt entscheidend von der Ausrichtung der Ausgleichsküste zur Wellenanlaufrichtung ab. Die Küstenverschiebungen sind für die einzelnen Windsituationen an den benachbarten Gitterpunkten von gleicher Größenordnung, es ergeben sich keine grundlegenden Strukturänderungen der Küstenform und damit der Wellenanlaufrichtung. Das berechtigt zu der Annahme, dass in „kleinen“ Zeiträumen bis zu fünf Jahren die Ereignisse vertauschbar sind. Es muss also nicht das aktuelle Klima der fünf Jahre in chronologischer Reihenfolge eingegeben werden, sondern die Eingabe einer Statistik ist ausreichend. Durch die Charakterisierung der Anregungsgröße Wind als prozentuale Häufigkeit des Auftretens von Windrichtung und Windstärke jedes Windereignisses in 30°-Sektoren und in 12 Klassen der Beaufort-Skala wird eine erhebliche Datenreduktion ohne großen Informationsverlust erzielt.

3.2 Zusammenhang zwischen Windgeschwindigkeit und Seegang

Der Seegang wird zweifelsfrei vom herrschenden Wind angetrieben. Nach einer gewissen Windwirkdauer ist der Seegang ausgereift, d.h. er ist dem Wind in Periode und Höhe angepasst, er ist stationär. Ebenso ist unter diesen Bedingungen das Windprofil dem Seegang angeglichen, die Rauigkeit der Wasseroberfläche und damit die Schubspannung sind bei gegebener Windgeschwindigkeit vom Seegang abhängig. Damit ist auch klar, dass das Windgeschwindigkeitsfeld über einer Wasserfläche mit nicht ausgereiftem Seegang sich zeitlich noch ändert. Die Unterlage Wasser muß sich dem Windfeld anpassen und das Windfeld wiederum der Unterlage. Es kommt als weiterer Umstand die begrenzte Wasserfläche hinzu. Der Wind benötigt eine bestimmte Streichlänge (wiederum abhängig von der Windgeschwindigkeit), um ausgereiften Seegang zu erzeugen.

Zur Beschreibung der Prozesse wird gedanklich an der Luvküste begonnen. Hier herrscht ablandiger Wind und ohne vorherige Windeinwirkung kein Seegang. Mit fortschreitender Uferentfernung wird Seegang erzeugt, dessen Energie sich mit der Gruppengeschwindigkeit ausbreitet. So erhält eine Wellengruppe ständig Energie, bis sich das Gleichgewicht zwischen Wellenhöhe und Windgeschwindigkeit eingestellt hat. Bis zum Gleichgewicht ist sie schon ein mehr oder weniger großes Stück gewandert. Ist das Gewässer zu klein (bei hohen Windgeschwindigkeiten) wird sich nie ausgereifter Seegang einstellen können. Näheres hierzu und entsprechende Nomogramme zu den geschilderten Zusammenhängen findet man z. B. bei DIETRICH et al. (1975, S. 352 ff.). Will man den Seegang im Untersuchungsgebiet dynamisch modellieren, so muss man ein Seegangsmodell der ganzen Ostsee betreiben und je nach Windstärke oder Richtung bis zu 24 Stunden vor der Modellierung beginnen. Das Windfeld der Ostsee ist nicht homogen, also sind auch noch regionalisierte Winddaten oder Daten eines Atmosphärenmodells erforderlich. Der Aufwand ist immens und die exakte Modellierung darum kaum für einzelne Küstenabschnitte durchführbar. Der Seegang ist aber die entscheidende Größe für den Sedimenttransport, die Annahmen aus 3.1. fallen gar nicht ins Gewicht, wenn der Seegang um nur 30 % falsch ist, bedeutet das wegen

des quadratischen Zusammenhanges zwischen Orbitalgeschwindigkeit und Schubspannung am Grund einen Fehler von mindestens 50 % beim Sedimenttransport.

Im Verbundprojekt KLIBO wurde ein anderer Weg gegangen (BÖRNGEN et al., 1998 b), der hier kurz skizziert werden soll. Es wurde eine Seegangsstatistik für die vorgelagerten Seegebiete der Ostsee im 15-km-Raster und die Küstenlinie des Untersuchungsgebietes erarbeitet. Grundlage dieser Statistik sind das Wellenmodell HYPAS, das mesoskalige Atmosphärenmodell GESIMA (KAPITZA u. EPEL, 1992), Messungen auf der Darßer Schwelle (54°42'N, 12°40'E) mit Hilfe einer Wellenreiterboje der GKSS und Windmessungen der Station in Barth des DWD. Die Windgeschwindigkeit der Station Barth wurde mittels GESIMA in eine Windgeschwindigkeit am Bojenstandort auf der Darßer Schwelle umgerechnet. Diese Übertragung ist im Windatlas für das Modellgebiet im 1 km x 1-km-Raster für ausgewählte Windgeschwindigkeiten und Richtungen vorgenommen worden (HINNEBURG et al., 1997). Der Seegang der Ostsee wurde mit dem HYPAS-Modell durch die Humboldt-Universität Berlin im Zeitraum vom 1.1.1980 bis 31.12.1993 mit Hindcastdaten für den Wind modelliert (KOLAX, 1997). Bojendaten der GKSS standen ab 1991 mit kleinen Unterbrechungen zur Verfügung. Beide Zeitreihen wurden statistisch untersucht und Korrelationsbeziehungen zwecks Korrektur der Modelldaten aufgestellt.

Es zeigte sich, dass HYPAS die Wellenperiode für kleine Windgeschwindigkeiten zu klein und für große zu groß modelliert (näheres s. BÖRNGEN et al., 1998b). Die Wellenhöhe der Bojenmessung wich für alle Windgeschwindigkeiten gleichermaßen, aber richtungsabhängig von den HYPAS-Daten, ab. Das Gleiche trifft für die Wellenrichtung zu. Es erfolgte eine richtungsabhängige Korrektur für beide Größen. Anschließend wurde ein statistischer Zusammenhang zwischen anregendem Wind (Geschwindigkeit und Richtung) und dem nach Richtungs- sowie Beaufortklassen geordneten Seegang (Höhe, Richtung und Periode) aufgestellt. Die Beaufortskala (nach PETERSEN, s. DIETRICH et al., 1975) ist nicht zwingend für diese Statistik, eine lineare Klasseneinteilung in Intervalle von z. B. 2,5 m/s wäre auch denkbar und hätte wegen des nichtlinearen Zusammenhanges zwischen Seegang und Sedimenttransport unter Umständen Vorteile. Die Beaufortskala hat aber den entscheidenden Vorteil, dass zumindest die Seegangshöhe und Periode mit dem Seegangsatlas nach SCHMAGER (1979) verglichen werden können.

Diese Seegangsstatistik ist für die offene Ostsee im Untersuchungsgebiet während des Zeitraums von 1991 bis 1993 für die vier bojennächsten HYPAS-Punkte exakt. Sie wird um so ungenauer je weiter sich die Modellpunkte von der Boje entfernen. Für den Zeitraum von 1980 bis 1990 wird sich sicherlich am System (Klima-Ostsee) und in der Statistik nichts grundlegendes geändert haben. Trotzdem ist die Statistik wie jede andere mit Fehlern behaftet (Angaben dazu bei BÖRNGEN, 1998). Der nichtlineare Zusammenhang zwischen Seegang und Wind (siehe oben) ist in der Statistik berücksichtigt, streng genommen aber nur für den Zeitraum 1980–1993. Bei kleinen Windgeschwindigkeiten weist die Statistik relativ hohe Wellenhöhen aus, ein Ausdruck der Vorgeschichte. Windstille oder 1 Beaufort kommen auf der offenen Ostsee kaum und nur kurzzeitig vor und haben immer eine „bewegte“ Vorgeschichte. Ebenso ist die Wellenrichtung bei kleinen Windgeschwindigkeiten als statistisches Mittel über alle Fälle mit unterschiedlicher Vorgeschichte zu sehen. Diese Fälle sind für den Sedimenttransport nicht so interessant wie die Starkwindereignisse. Die Wellenstatistik enthält die Einflüsse der Windwirkdauer und des Fetches bei hohen Windgeschwindigkeiten. Es wird ein kleinerer Seegang berechnet als im stationären Fall. Damit sind indirekt alle (nicht-linearen) Effekte in der Statistik enthalten.

Aus den Seegangsdaten wird mit einem Strahlenmodell (WOLF, 1993) ein downscaling der Seegangsstatistik der offenen Ostsee entlang der küstennahen 5-m-Tiefenlinie betrieben.

Das Strahlenmodell zur Berechnung des hochaufgelösten Seegangs auf der 5-m-Tiefenlinie ist in diesem Heft von BÖRNGEN et al. (1998) beschrieben.

3.3 Zusammenhang zwischen Seegang und Sedimenttransport

Der auf die Küste einwirkende Seegang initiiert durch seinen Energieeintrag in der Brecherzone verschiedene Transportprozesse. Durch Schubspannungen in Verbindung mit erhöhten Wasserständen wird das Sediment vom Vorstrand aufgenommen und dann im wesentlichen vom gleichzeitig angetriebenen Brandungsstrom längs zur Küste am Boden oder in suspensierter Form transportiert. Das Sediment lagert sich dann an Stellen mit niedriger Schubspannung bzw. Strömungsgeschwindigkeit ab.

Zur Beschreibung der Transportprozesse und Küstenentwicklung wurde aufgrund seiner erprobten Zuverlässigkeit und einfachen Handhabung das modular aufgebaute Softwarepaket LITPACK ausgewählt. Dieses Modell ist die Integration und Erweiterung von intensiv verifizierten und auf eine Vielzahl von Küsteningenieurprojekten angewendeten, deterministischen numerischen Modellen vom Dänischen Hydraulischen Institut zur Beschreibung der hydro- und morphodynamischen Prozesse in der küstennahen Zone. Im Folgenden werden zwei für den Sedimenttransportatlas verwendete LITPACK-Module näher vorgestellt.

3.3.1 STP

Das Sedimenttransportmodell STP berechnet den Sedimenttransport nach dem Grenzschicht-Modell von ENGELUND und FREDSOE (1976, S. 293–306) als Grundlage für die anderen Litpackmodule. Im Zusammenwirken von Wellen und Strömungen ist die turbulente Interaktion in der bodennahen Grenzschicht von Bedeutung sowohl für die Bodenschubspannungen als auch für die Verteilung der Eddy-Viskosität.

Die Grenzschicht besteht aus zwei Regionen:

- In Bodennähe ergeben die mit der Wellenperiode variierende Schubspannung und Turbulenz schnell wechselnde Sedimentkonzentrationen und turbulente Diffusionskoeffizienten.
- Oberhalb dieser Schicht wird die mittlere Geschwindigkeit durch ein logarithmisches Profil beschrieben.

Die totale Sedimentladung wird separat als Fracht am Boden und suspendierte Fracht berechnet.

Der Transport am Boden wird durch folgende Gleichung beschrieben:

$$(7) \quad \Theta = \frac{u_*^2}{(s-1)gd} \Rightarrow q_B = \frac{1}{T} \int_0^T f(\Theta) dt$$

- Θ Shields Parameter für ebenen Untergrund
 u_* Schubspannungsgeschwindigkeit
 s relative Sedimentdichte
 g Erdbeschleunigung
 d Korndurchmesser
 q_B Fracht am Boden

Der Transport in Suspension wird beschrieben durch die Sedimentkonzentration C , die man aus der Gleichung für die vertikale turbulente Diffusion erhält:

$$(8) \quad \frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\varepsilon_s \frac{\partial C}{\partial z} \right] + w \frac{\partial C}{\partial z}$$

- C Sedimentkonzentration
 z senkrechte Koordinate (Null am Boden)
 ε_s Turbulenz-Diffusionskoeffizient
 w Sinkgeschwindigkeit

ε_s wird gleich der turbulenten Eddy-Viskosität des Strömungsfeldes gesetzt. Die Randbedingung dicht am Boden ist gegeben durch die Konzentration am Boden C_B bei $z = 2d$. C_B bestimmt sich nach BAGNOLD (1954) als Funktion von Θ , davon ausgehend, dass eine gewisse Sedimentkonzentration erforderlich ist, um die Schubspannung auf den Boden zu übertragen (Korn-Korn-Wechselwirkung). Der Transport in Suspension q_s berechnet sich als Produkt aus Sedimentkonzentration und Strömungsgeschwindigkeit U gemittelt über die Wellenperiode T :

$$(9) \quad q_s = \frac{1}{T} \int_0^T \int_{2d}^D C U \, dy \, dt$$

- T Wellenperiode
 U Strömungsgeschwindigkeit
 D Wasser-Tiefe

3.3.2 Litdrift

Die Berechnung der litoralen Sedimentdrift erfolgt mittels Litdrift in zwei Stufen:

- I Berechnung des Brandungsstromes (hydrodynamisches Modell)
- II Berechnung des Sedimenttransportes mit STP.

Das hydrodynamische Modell berechnet Wellenausbreitung und -brechung. Es bestimmt die dabei wirkenden Kräfte in Abhängigkeit vom ‚radiation stress‘-Gradienten durch Lösung der Gleichung für die küstenparallele Impulserhaltung (s. FREDSOE, 1984, S. 1103–1120):

$$(10) \quad \tau_b - \frac{d}{dy} \left[\rho E D \frac{du}{dy} \right] = - \frac{ds_{xy}}{dy} + \tau_w + \tau_{cur}$$

- τ_b Boden-Schubspannung abhängig vom Brandungsstrom
 τ_w Schubspannung durch Wind
 τ_{cur} Schubspannung durch Strömung
 ρ Dichte von Wasser
 E Impulserhaltungskoeffizient
 D Wassertiefe
 s_{xy} küstenparallele Komponente vom ‚radiation stress‘

Litdrift kann angewendet werden für komplexe Küstenprofile mit Sandbänken, für reguläre und irreguläre Wellen, unter der Voraussetzung einheitlicher Bedingungen entlang einer unendlich langen, geraden Küste. Nach Bestimmung des Brandungsstromes werden repräsentative Punkte auf dem Tiefenprofil für die Berechnung der litoralen Drift ausgewählt:

$$(11) \quad S = \frac{v^3}{d^{3/2}} \frac{H}{D}$$

- S Selektionsparameter
- d Korngröße
- H Wellenhöhe
- v Strömungsgeschwindigkeit

Die anschließenden Sedimenttransportberechnungen an diesen Punkten durch STP spiegeln die lokalen Bedingungen unter Beachtung der Energie-Dissipation, dem Anteil nichtbrechender Wellen und der signifikanten Wellenhöhe wieder. Man erhält eine Verteilung des Sedimenttransportes über dem Profil, deren Integration die totale Küstenlängstransportrate ergibt. Unter Berücksichtigung der Variation des hydrodynamischen Klimas (jährlicher Wind, Wellen, Sturmereignisse, Profilbedingungen) kann das Sedimentbudget an einem bestimmten Ort berechnet werden.

3.4 Anwendung des Modells auf die Küste im Untersuchungsgebiet

3.4.1 Eingabedaten

Das Küstenentwicklungsmodell stützt sich wesentlich auf die Ergebnisse der anderen KLIBO-Teilprojekte. Der verwendete Seegangsatlas wurde im Projekt „Seegangbelastung vor der Außenküste Mecklenburg-Vorpommerns“ (BÖRNGEN et al., 1998a) erstellt. Im Teilprojekt „Historische bis rezente Küstenverlagerungen im Raum Fischland, Darß und Hiddensee anhand von Karten und Luftbildserien“ wurden u. a. die Küstenkoordinaten im Untersuchungsgebiet Darß-Zingst für die (Küstenkilometer 186–216) sowie Hiddensee (233,25–252,25) aus der Topografischen Karte AV10 von 1983 bestimmt (TIEPOLT, 1996).

Die für das Modell benötigte Bathymetrie wurde aus den Seekarten des SHD von 1980 digitalisiert (RIECHMANN, 1996). Die zur Berechnung des Sedimenttransportatlases erforderliche geschlossene Uferlinie sowie die 5-m-Tiefenlinie von Küstenkilometer 140 bis 252,25 (Warnemünde bis Dornbusch) wurden durch Interpolation und Diskretisierung im 250-m-Abstand der digitalisierten Daten gewonnen. Dazu muss bemerkt werden, dass die Seekarten per Schiff vermessen wurden und nur mit bedingter Genauigkeit die Uferlinie (Tiefenlinie 0 m) darstellen. Zur wenigstens abschnittweisen Erhöhung der Genauigkeit wurden aus der Kartenauswertung die Küstenabschnitte Darß-Zingst und Hiddensee in die digitalisierte Küstenlinie eingepasst.

Die Computer-Berechnung der Küstenlinienverschiebung infolge Sedimenttransport erfordert die durchgehende räumliche Zuordnung der Mess- und Rechenwerte (Küstenrückgänge, Seegangsdaten, Sedimenttransportdaten usw.) zu weitgehend äquidistanten Küstenkoordinaten. Im Bereich Darß-Zingst wurde die Küstenkilometrierung von den

Küsteningenieuren (Staatliches Amt für Umwelt und Natur Rostock) original übernommen, für die restlichen Bereiche Darßer Ort sowie Fischland und Hiddensee wurden sie inter- bzw. extrapoliert. Für den Darß wurden eine Art Küstenkilometer konstruiert, indem ein kubischer Spline durch die Küstenpunkte gelegt wurde. Dieser Spline gibt die Uferlinie an den eingegebenen Punkten genau wieder, während zwischen diesen mittels kubischer Funktionen interpoliert wird. Aus diesem wurden dann Punkte auf der Kurve in gleichen Abständen voneinander berechnet. Die Abstände bestimmen sich aus der Länge des Uferabschnittes dividiert durch Anzahl der fehlenden Küstenkilometer auf diesem Abschnitt und sind somit nicht gleich dem Abstand auf den anderen Küstenabschnitten. Ausgehend vom durchgehenden Küstenabschnitt von Küstenkilometer 186 bis 216 wurden die Küstenkilometer nach Westen (Warnemünde) und nach Osten (Hiddensee) extrapoliert. Die entstandene Küste wird durch die Punktkoordinaten an den Küstenkilometern beschrieben.

Die Zuordnung der für die Berechnung des Seegangs erforderlichen Punkte auf der 5-m-Tiefenlinie zu den Küstenkilometern auf der Küstenlinie erfolgt durch Auswahl des Punktes auf der Tiefenlinie, der der vom jeweiligen Küstenpunkt ausgehenden Normalen am nächsten liegt. Die somit geschlossene Küstenlinie sowie die 5-m-Tiefenlinie von Küstenkilometer 140 bis 252,25 sind die Basis für die kontinuierliche Modellierung der Sedimentbilanzen mit einem One-Line-Modell im Untersuchungsgebiet, wobei die Hakenbildung am Darßer Ort aufgrund der stark gekrümmten Kontur dieses Vorhaben erschwert.

3.4.2 Seegangs atlas

Aus der oben aufgeführten Seegangsstatistik (BÖRNGEN et al., 1998a) kann ein sogenannter Seegangs atlas für den küstennahen Bereich erstellt werden. Dazu werden am Anfang der transportaktiven Brecherzone landwärts gesehen anhand der vorhandenen Bathymetrie (5-m-Tiefenlinie) die erforderlichen Seegangsparameter (Wellenhöhe, -periode und -richtung) im Untersuchungsgebiet mit dem Strahlenmodell von WOLF (1993) berechnet. Die Begrenzung einer aktiven Zone ist für die spätere Strömungsberechnung mit LITDRIFT erforderlich. Jeweils für die Windstärken ein bis zehn Beaufort und die Windrichtungen von -120° bis 120° zu Nord in 30° -Schritten werden die signifikante Wellenhöhe H_s , die Wellenperiode T und die Richtung des einfallenden Seegangs an jedem Punkt der 5-m-Tiefenlinie errechnet. Die berechneten Seegangsgrößen sind als Voraussetzung für die Sedimenttransportberechnung über die eindeutige Zuordnung der Tiefenpunkte zu den Küstenpunkten ebenfalls den Küstenpunkten zugeordnet.

Für jeden dieser drei Seegangsparameter wurde mit der Mathematik-Software MATHEMATICA von Wolfram Research eine Matrix aus polynomialen Interpolationsfunktionen erster Ordnung über die gesamte Intervallbreite des jeweiligen Seegangsparameters für jeden Küstenpunkt berechnet. Mit diesem zusammengefasst dreidimensionalen Seegangs atlas können für beliebige Windereignisse mit Richtung und Windstärke die zugehörigen Seegangsparameter an allen Küstenkilometern als Interpolationswerte einzeln schnell ermittelt werden.

3.4.3 Sedimenttransport atlas

Für die Erstellung eines Sedimenttransport atlas wird das Modul LITDRIFT aus dem One-Line-Modell LITPACK verwendet. Dessen modulare Programmstruktur erlaubt die Einbettung der einzelnen Fortran-programmierten Module in andere Programm Sprachen

(z. B. MATHEMATICA) sowie die wechselseitige Transformation der verwendeten Daten aus dem binären LITPACK-Format in ASCII.

Um im Küstenentwicklungsmodell weitgehend unabhängig von Eingabemechanismen sowie Programmstruktur von LITPACK zu sein bzw. geschlossen die ganze Rechnung in einem Durchlauf mit einem Programm abarbeiten zu können, wurden nur die wesentlichen Module ins KEM eingebettet, deren aufwendige Neuentwicklung nicht sinnvoll wäre. Für einzelne Funktionen bzw. Prozeduren wurden eigene Lösungen entwickelt. Das spart unter anderem Rechenzeit und entspricht mehr dem zeitlich und räumlich integrierendem Charakter des Modells im Gegensatz zu den mehr speziellen Einzelproblemlösungen kleinerer, relativ gerader Küstenabschnitte im kleinskaligen Bereich mit LITPACK. Insbesondere kann im KEM eine weiträumige Küste mit stark ausgeprägten, großen Strukturen (z. B. Darßer Ort) zusammenhängend in einem Rechenlauf berechnet werden. Die in dieser Hinsicht begrenzten Möglichkeiten von LITPACK werden somit wesentlich erweitert, indem die aufwendige Unterteilung in erforderliche relativ gerade Küstenabschnitte im KEM ersetzt wird. Dabei ist zu beachten, dass die Bereiche starker Krümmung (Darßer Ort oder Bock) wegen ihrer ohnehin schwer beschreibbaren Verhältnisse gesondert behandelt werden (siehe 3.4.1).

Bei der Erstellung des Sedimenttransportatlases (analog zum Seegangs atlas) in Form einer Funktion wird wie folgt vorgegangen: Für ein im Modellgebiet durchschnittliches Querschnittstiefenprofil einer willkürlich nach Norden orientierten, geraden Küste (Normalenrichtung gleich Nord) wird ein vollständiger Satz von Seegangssituationen (Seegangsmatrix mit HS in 0,5-m-Schritten von 0 bis 2,5 m, Wellenrichtung in 30°-Sektoren von -90° bis 90° zur Küstennormalen, Periode in 2-s-Schritten von 2-6 s) erstellt. Vergleichsmessungen mit einer Strömungsmesssonde an der Zingster Seebrücke zeigten, dass größenordnungsmäßig die realen Strömungsbedingungen in LITDRIFT nur unter Berücksichtigung von wellen- und windgetriebener Strömungen erreicht werden. Deshalb wurde die Seegangsmatrix um die Dimensionen Windrichtung (in 30°-Sektoren von -120° bis 120° zu Nord) und Windstärke (in 2-Beaufort-Schritten von 0 bis 10 Bft) erweitert. Für jedes Element der Seegangsmatrix wurden mit jeweils gleicher prozentualer Häufigkeit des Auftretens die Sedimenttransportkapazitäten in Abhängigkeit von Tiefenprofil, Küstenorientierung und Sedimenteigenschaften, wie Dichte, Korndurchmesser und Sinkgeschwindigkeit mit dem Modul LITDRIFT berechnet. Anschließend wurde eine Interpolationsfunktion erster Ordnung über diese Seegangsmatrix und die zugehörigen Sedimenttransportkapazitäten aufgestellt. Die Erhöhung der Ordnung der Interpolationsfunktion von eins auf drei sowie eine feinere Diskretisierung der Bereiche von Wellenrichtung und -höhe ergab eine vernachlässigbare Veränderung der berechneten Sedimentbilanzen.

3.4.4 Berechnung der Sedimenttransportkapazitäten

Zusammen mit dem Satz von Interpolationsfunktionen für die Beschreibung des Zusammenhangs von Wind und Seegang für jeden Küstenpunkt (Seegangs atlas) bildet die Interpolationsfunktion für die Beziehung zwischen Seegang und Sedimenttransport eines nach Norden ausgerichteten Tiefenprofils (Sedimenttransport atlas bzw. -matrix) die Voraussetzung für die Berechnung der Sedimenttransportkapazitäten an einer realen, gekrümmten Küste. Mit der Seegangsfunktion werden für jedes Ereignis einer vollständigen Windmatrix die Seegangsparameter Wellenhöhe, -richtung und -periode für jeden Küstenpunkt bestimmt. Daraus einschließlich Windrichtung und -stärke können die Sedimenttransportkapazitäten mit der fünfdimensionalen Sedimenttransportfunktion berechnet werden. Dabei ist

zu beachten, dass diese Sedimenttransportfunktion die Sedimenttransportkapazitäten für eine Küste mit nach Norden ausgerichteter Küstennormale definiert. Um die Sedimenttransportraten der realen Küste im Untersuchungsgebiet zu berechnen, muss entsprechend der unterschiedlichen Normalenausrichtung der Küste an den einzelnen Küstenkilometern eine Drehung von Wind- und Wellenrichtung bezüglich dieser Normalen erfolgen.

Zur Erklärung der Sedimenttransportberechnung wählen wir ohne Beschränkung der Allgemeinheit ein Ereignis aus der vollständigen Windmatrix und einen Punkt am Weststrand von Fischland aus und berechnen den Transport. Beispielsweise sei die mit der Seegangsfunktion für einen Wind von 8 Bft aus Westnordwest ($-67,5^\circ$ zu Nord) berechnete Wellenanlaufrichtung -60° zu Nord und die Normalenrichtung der realen Küste am betrachteten Punkt Nordwest (-45° zu Nord). Dann ist die resultierende Wellenrichtung an diesem Küstenpunkt $-60^\circ - (-45^\circ) = -15^\circ$ zur Küstennormalen. Analog ergibt sich die Windrichtung: $-67,5^\circ - (-45^\circ) = -22,5^\circ$ bezüglich der Küstennormalen. Mit der unveränderten Wellenhöhe und Periode sowie Windstärke und der solcherart „korrigierten“ Wellenanlauf- und Windrichtung ermittelt man die zugehörigen Sedimenttransportkapazitäten für die reale Küste aus der Sedimenttransportfunktion durch Interpolation. Wellenhöhen, Perioden und Windstärken werden außerhalb der Intervalle der Interpolationsfunktionen auf die ihnen am nächsten liegenden Intervallbegrenzungen gesetzt. Die Intervallbreiten der Interpolationsfunktionen sind im wesentlichen durch die verwendeten Seegangs- und Sedimenttransportmodelle vorgegeben.

Jedes Windereignis in der Sedimenttransportmatrix ist mit einer prozentualen Häufigkeit von 0,5 % eines Jahres definiert, d. h. zur Anwendung des Atlases auf reale oder prognostizierte Windszenarien wird diese einheitliche Häufigkeit zur tatsächlichen Auftretshäufigkeit der einzelnen Windereignisse ins Verhältnis gesetzt. Beispielsweise werden die Werte der Kapazitäten aus der Sedimenttransportmatrix für die Windereignisse mit 8 Bft aus 30° zu Nord und der Häufigkeit 1 % pro Jahr mit dem Quotienten $1/0,5$ multipliziert, um die jährliche Sedimenttransportkapazitäten für diese Winde zu erhalten.

Die Möglichkeiten des entwickelten Modells sind noch nicht vollends ausgeschöpft, bis jetzt wurde mit einheitlichem Profil und Korngröße für die gesamte Küste ohne Berücksichtigung großräumig bedingter Strömungsverhältnisse gerechnet. Die Sedimenttransportmatrix muss zur besseren Einschätzung der Transportmengen um die Dimensionen Korngröße, mittlere Strömung und Profilform erweitert werden, um den differenzierten Eigenheiten der einzelnen Küstenabschnitte besser gerecht zu werden.

4. Ergebnisse

Alle Modellergebnisse wurden aus der Wirkung des Windes und eines Meeresspiegelanstieges (eustatisch/anthropogen) berechnet. Das Konzept der Sedimenttransportmatrix erlaubt eine relativ einfache Untersuchung der Sedimenttransportkapazitäten für unterschiedliche Zeiträume. Diese Kapazitäten lassen sich mit den tatsächlich transportierten Materialien aus den Kartenauswertungen unter den oben gemachten Annahmen zum Gleichgewichtsprofil vergleichen. Aus drei Karten (TIEPOLT 1996, Preußisches Messtischblatt von 1885, Deutsche Luftbildkarte von 1937, Topographische Karte AV von 1983) ergeben sich zwei Zeiträume ($1885-1937 = 52$ Jahre, $1937-1983 = 46$ Jahre) mit einem Fehler in der Küstenverschiebung von $\pm 0,3$ bzw. $\pm 0,2$ Meter/Jahr. Eine gleichzeitig existierende Windzeitreihe, die aus technischen Gründen in Fünfjahresschritten unter Berücksichtigung zeitlicher Veränderungen der Unterlage am Messort, wie z. B. Errichtung von Gebäuden oder Veränderungen

des Bewuchses, homogenisiert wurde (BECKMANN, 1996), liefert je Zeitraum eine Häufigkeitsverteilung für den Wind 10 Meter über Wasser in 30°-Richtungsschritten und Beaufort-Skala.

In Abb. 4 sind die Windstatistiken für die beiden zur Kartenauswertung äquivalenten Zeiträume 1885–1939 und 1940–1984 miteinander verglichen. Während die Winde aus den Richtungen West bis Nordost im zweiten Zeitraum (1940–1984) weniger häufig als im ersten Zeitintervall (1885–1939) auftraten, nahm die Häufigkeit der Winde aus südlichen Richtungen gegenüber dem ersten Zeitintervall (1885–1939) deutlich zu. Insbesondere erhöhte sich

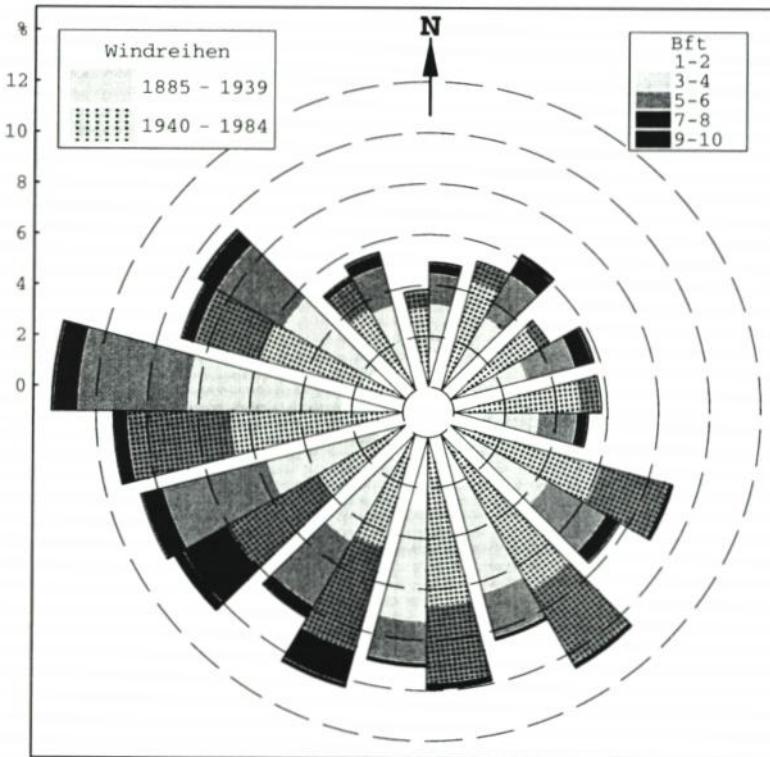


Abb. 4: Richtungsverteilungen der mittleren prozentualen Häufigkeiten der Windgeschwindigkeiten 10 m über Wasseroberfläche für die Zeiträume 1883–1937 und 1940–1984

der Starkwindanteil aus südwestlicher Richtung 1940–1984 gegenüber 1885–1939, hingegen verringerte sich der Starkwindanteil aus nordöstlichen Richtungen. Nach BECKMANN (1996) änderte sich jedoch nicht die mittlere Windgeschwindigkeit über alle Richtungen.

Anhand dieser Windstatistiken wurden mit der erzeugten Sedimenttransportmatrix des KEM für das Untersuchungsgebiet die Transportkapazitäten und der daraus resultierende Küstenrückgang in beiden Zeitintervallen bestimmt. Die richtungsbehafteten Transportkapazitäten zeigen die Abb. 5a und 5b, ein Sedimentstrom von West nach Ost ist dunkel dargestellt.

Anlandung und Abtragung werden bei Untersuchungen, die auf Küstenverschiebungen beruhen, durch den Meeresspiegelanstieg modifiziert (s. 3.1.2.3.). Damit setzt sich ein

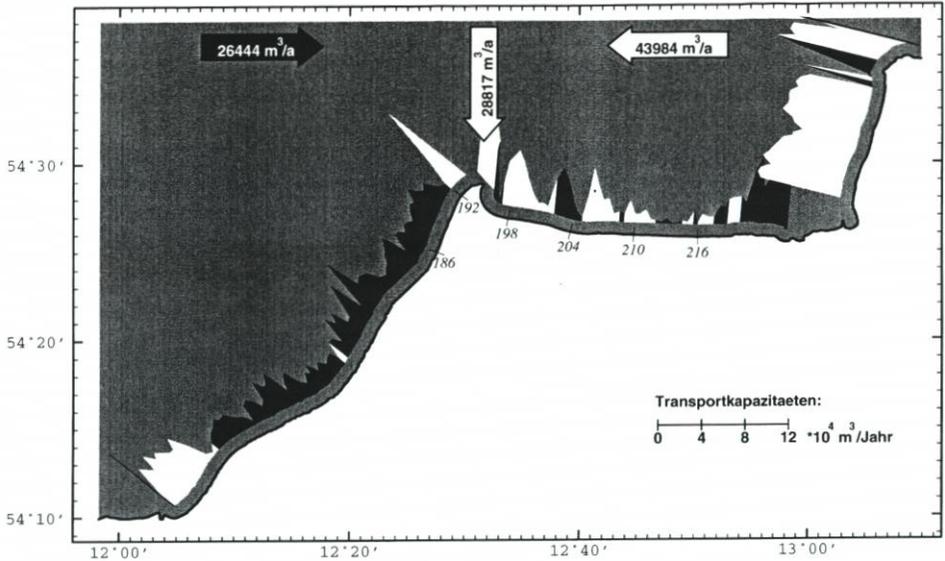


Abb. 5a

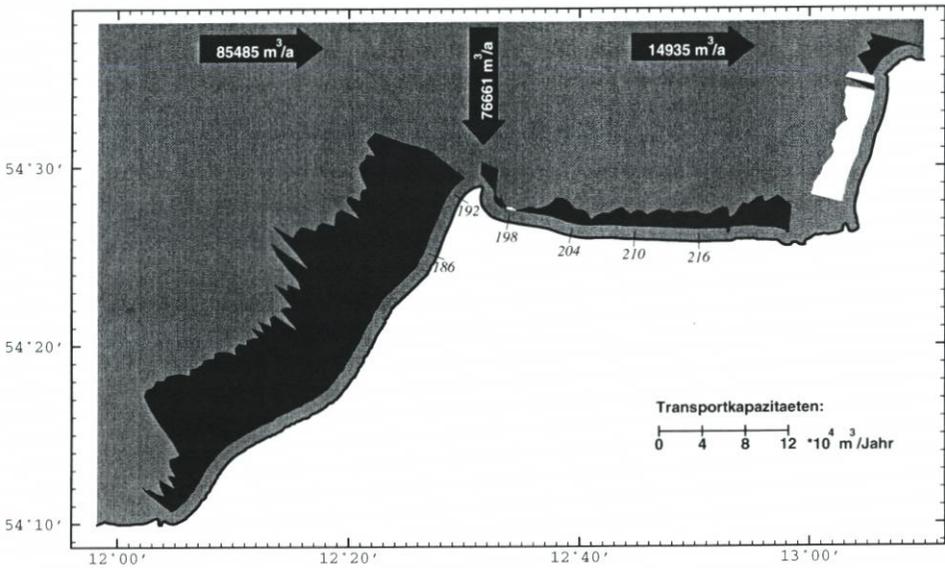


Abb. 5b

Abb. 5: Berechnete Küstenlängstransportkapazitäten im Vergleich mit den aus historischen Karten bestimmten Akkumulationen. Die dunklen Flächen bedeuten Transporte von West nach Ost, helle Flächen von Ost nach West. Die Summe der Transportkapazitäten ist senkrecht zur Küste aufgetragen. Die horizontalen Pfeile bezeichnen die mittleren Transportkapazitäten in der Nähe des Anlandungsgebietes, die vertikalen Pfeile die aus Karten bestimmten Akkumulationen:

- a) Zeitintervall von 1885–1939
- b) Zeitintervall von 1940–1984

Küstenrückgang aus transportbedingter Abtragung und dem verlustfreien Rückgang durch Meeresspiegelanstieg zusammen. Um aus dem Küstenrückgang auf die tatsächlichen Sedimenttransporte zu schließen, wird der sich aus dem Meeresspiegelanstieg ergebende Anteil bei der Auswertung vom Küstenrückgang abgezogen. Bei Anlandungen ist ein entsprechender Betrag zu addieren. In den betrachteten Zeiträumen vorgenommene Aufspülungen wurden in die Sedimentbilanzen mit einbezogen.

Wir beschränken uns auf die Daten im Gebiet Fischland-Darß-Zingst. Aus den in der Einleitung beschriebenen Befunden geht hervor, dass sich am Darßer Ort ein großes Akkumulationsgebiet befindet. Aus der Kartenauswertung ergibt sich für das Zeitintervall 1885–1937 (siehe Abb. 5a) eine Akkumulation von $28\,817 \pm 13\,240 \text{ m}^3/\text{Jahr}$. Die Akkumulationsfläche lässt sich in einen westlichen Teil ($13\,754 \pm 4\,275 \text{ m}^3/\text{Jahr}$) und einen östlichen Teil ($15\,063 \pm 8\,965 \text{ m}^3/\text{Jahr}$) untergliedern. Die Aufteilung in westliche und östliche Depositionsfläche ist nach den Nulldurchgängen der berechneten Sedimenttransportkapazitäten bestimmt worden. Die Transportkapazitäten sind am Weststrand (in der Nähe von Ahrenshoop) über mehrere Kilometer nach Osten gerichtet und östlich vom Darßer Ort nach Westen (siehe Abb. 5a). Bei der Sedimentverfügbarkeit in diesen Bereichen ist davon auszugehen, dass der Sedimentstrom jeweils seine Sättigung erreicht und die errechneten Mengen tatsächlich transportiert werden. Während am Weststrand (Küstenkilometer 186–192) der Nettotransport von West nach Ost $26\,444 \text{ m}^3/\text{Jahr}$ betrug, waren die aufsummierten Absolutbeträge der Transporte in diesem Bereich mit $152\,501 \text{ m}^3/\text{Jahr}$ sechsmal größer. Im Bereich Prerow dagegen stehen Transporte von Ost nach West mit netto $43\,984 \text{ m}^3/\text{Jahr}$ den Absolutbeträgen von $71\,707 \text{ m}^3/\text{Jahr}$ gegenüber (siehe Abb. 5a).

Für das Zeitintervall 1937–1983 ergeben sich etwas andere Verhältnisse (siehe Abb. 5b). Aus der Kartenauswertung ergibt sich eine Akkumulation am Darßer Ort von $76\,661 \pm 9\,078 \text{ m}^3/\text{Jahr}$. Die West-Ost-Transporte betragen am Weststrand $85\,485 \text{ m}^3/\text{Jahr}$, die Summe der Absolutbeträge $122\,083 \text{ m}^3/\text{Jahr}$. Auf dem Zingst kehrt sich die Haupttransportrichtung gegenüber dem vorherigen Zeitschnitt um, die Transportkapazitäten von West nach Ost betragen hier $14\,935 \text{ m}^3/\text{Jahr}$ mit einem Absolutbetrag von $34\,802 \text{ m}^3/\text{Jahr}$.

Interessant ist die Summe der Abtragungen im Untersuchungsgebiet. Leider wurden die historischen Karten nur von Küstenkilometer 186 (Nähe Ahrenshoop, siehe Abb. 1) bis 216 (Ostende Zingst ohne Bock) ausgewertet, während der für unsere Untersuchungen ebenso wichtige Küstenabschnitt von Warnemünde an ausgespart wurde. Im Zeitintervall 1885–1937 betragen die Abtragungen an der Westküste (Fischland-Darß, Küstenkilometer 186–192) $17\,161 \pm 10\,488 \text{ m}^3/\text{Jahr}$ und auf der Nordküste der Halbinsel Zingst (Küstenkilometer 198,25–216) $20\,237 \pm 30\,565 \text{ m}^3/\text{Jahr}$. Diese Abtragungen wurden aus den Verschiebungsbeträgen der Kartenauswertung, abzüglich der Verschiebung des angenommenen Gleichgewichtsprofils durch eustatischen Meeresspiegelanstieg, ermittelt. Diese umgerechnet in m^3 macht z. B. für die Nordküste der Halbinsel Zingst $8\,520 \text{ m}^3/\text{Jahr}$ aus. Für das Zeitintervall 1937–1983 wurden Abtragungen an der Westküste von $31\,039 \pm 8\,309 \text{ m}^3/\text{Jahr}$ und auf der Nordküste der Halbinsel Zingst von $33\,156 \pm 23\,348 \text{ m}^3/\text{Jahr}$ bestimmt. In diesem Zeitschnitt sind noch diverse Strandaufspülungen auf der Nordküste der Halbinsel Zingst zu berücksichtigen, die eine effektive Gesamt-Abtragung von $61\,145 \text{ m}^3/\text{Jahr}$ ergeben.

Es ist zu beachten, dass die Grenzen zwischen Abtragung und Anlandung in beiden Zeitschnitten nicht gleich sind. Die Unterschiede in den Fehlerangaben ergeben sich aus den unterschiedlichen Fehlern der Zeitschnitte der Kartenauswertungen und den verschiedenen Küstenlängen. Am genauesten sind die Werte vom Weststrand mit den höchsten jährlichen Abtragungen im Jahr im letzten Zeitschnitt. Aufgrund der im Abschnitt 3. beschriebenen Modellvoraussetzungen lassen sich die für die Vergangenheit berechneten Transporte auf

ähnliche Wind-Szenarien in die Zukunft extrapolieren. Zu den Verschiebungen sind jeweils die Küstenrückgänge dazuzuaddieren, die durch den Meeresspiegelanstieg hervorgerufen werden (siehe 6.3). Es lassen sich Küstenrückgänge bzw. diesen entgegenwirkende Sandmengen für Aufspülungen unter z.B. verdoppelter Anstiegsgeschwindigkeit des Meeresspiegels für jeden Küstenkilometer angeben.

5. Diskussion

Das ganze Gebiet Darßer Ort bis Prerow ist Anlandungsgebiet. Wir haben das detaillierte Modellergebnis mit den integralen Akkumulationsdaten aus den Kartenauswertungen verglichen. Dazu haben wir das Anlandungsgebiet in zwei Teile aufgeteilt. Die Teilungslinie deckt sich in etwa mit der Fahrrinne im Prerower Nothafen (Küstenkilometer 194,5), zwischen Darßer Ort und der Ortschaft Prerow. Die Transportkapazitäten besitzen in beiden Zeitschnitten an verschiedenen Stellen Nulldurchgänge, die in der Nähe dieser vormals natürlichen Teilungslinie liegen. Die Tatsache, dass in den 70er und 80er Jahren die Fahrrinne zum damaligen NVA-Hafen freigebaggert werden musste, deutet auf einen in der Vergangenheit möglichen Transport über die ursprünglich natürliche Fahrrinne hinaus hin. Bei westlichen Winden wird ein gewisser Sedimentanteil von der Westseite um den Darßer Ort mit der Strömung herumgeführt. In der Gegenwart sind große Transportmengen eher unwahrscheinlich. Die Hafeneinfahrt ist nach 1990 nicht mehr bebaggert worden (Nationalpark) aber auch nicht weiter versandet. Auf Luftbilddaufnahmen sehr gut sichtbare Sedimentfahnen, die am Darßer Ort beginnen, scheinen hier zu enden.

Betrachten wir die Westseite von Fischland-Darß mit den kleinsten relativen Fehlern in den Volumenangaben, so stellt man Übereinstimmung zwischen Modellergebnissen und Volumenbilanzen aus Kartenauswertungen fest. Die Änderung des Klimas durch stärkere Südwestwinde im Zeitintervall 1940–1984 ergibt dreifach höhere Transportkapazitäten infolge der höheren Seegangsbelastung gegenüber dem vorhergehenden Zeitintervall. Dies geht konform mit fast dreimal so hohen Anlandungen am Darßer Ort mit Hakenbildung bis zum heutigen Nothafen (Küstenkilometer 194,5), während sich die Abrasion nur verdoppelt. Zur Bilanzierung fehlen leider noch größere, nicht von TIEPOLT (1996) ausgewertete Gebiete, die ebenfalls zum Quellgebiet für die Anlandung am Darßer Ort gerechnet werden müssen, TIEPOLT hat seine Auswertungen bei Küstenkilometer 186 (Ahrenshoop) abgebrochen. Ein direkter Vergleich von Transportkapazitäten und Abrasion ist daher nicht möglich, aber die sich ergebende Erhöhung der im Vergleich zu den Anlandungen zu niedrigen Abrasionswerte unter zusätzlicher Berücksichtigung von Transportverlusten würde sich ins Erscheinungsbild einfügen. Die vergleichsweise geringe Änderung der Absolutbeträge der Transportraten entspricht einer im zweiten Zeitintervall weniger häufigen Änderung der Transportrichtung, d.h. durch die ausgewogenere Richtungsverteilung der Winde ist der Nettotransport im ersten Zeitschnitt wegen häufig wechselnder Transportrichtung bedeutend kleiner.

Im Zeitintervall 1885–1939 sollte die Summe der Transportkapazitäten auf dem gesamten Küstenabschnitt gleich der Akkumulation am Darßer Ort sein. Der auftretende Fehlbetrag von ca. 50 000 m³/Jahr wird teilweise durch Verluste beim Transport in Richtung Ost-West über den Sandhaken am Darßer Ort interpretiert, zumal die Differenz zwischen Transport und Abrasion im Bereich Zingst größer ist. Solche Transporte entgegen der Hakenbildung erscheinen nicht plausibel, können aber formal bei starken Nord- bis Nordostwinden in der Natur auftreten. Bei Westwinden wird der Sedimenttransport einfach längs

der Sandbank geführt, was dann am Hakenende zur Sedimentation führt. In diesem Fall ist die Randwellenenergie auf der Sandbank soweit mit dem einlaufenden Seegang im Gleichgewicht, dass sich die Randwelle am „Ende“ der Sandbank durch Impulserhaltung in der gleichen Richtung weiter ausbreitet, aber aufgrund der sich ändernden Tiefe bricht. Sediment bleibt liegen. Ohne zusätzlichen Brandungsstrom würde sich die Sandbank gleichmäßig weiter ausbilden. Durch den Brandungsstrom, der hier eine andere Richtung als die Randwellen hat, kommt es zur Auffächerung des „Endes“ der Sandbank. Bei Nord- bis Nordostwinden ist dieses „Ende“ der Sandbank ungeschützt dem Seegangsangriff ausgesetzt. Randwellen können sich auf der bestehenden aufgefächerten Sandbank kaum ausbilden. Dieses Sediment wird infolge des gestörten Gleichgewichts im Zusammenhang mit Turbulenzen im Brandungsstrom weitverteilt und geht zum größten Teil in Richtung See verloren. Die Anteile, die dabei endgültig in Wassertiefen größer als die Maximaltiefe der Seegangswirkung befördert werden, lässt sich schwer beziffern.

Die Anlandung am Darßer Ort ist aus Küstenverschiebungen berechnet, indem das Konzept des Gleichgewichtsprofils benutzt wurde. Aber dieses Konzept ist aus den eben genannten Gründen hier nicht anwendbar. Es ist vielleicht eher so, dass sich die transportierten Sedimentmengen über große Areale verteilen, und somit das Bodenprofil um den Darßer Ort großräumig verflacht haben. Auch die oben angewendete Aufteilung in östliche und westliche Anlandungsfläche hilft nicht weiter. Abb. 5a zeigt nur die mittleren Verhältnisse. Im Einzelfall wird durchaus Sediment über den Nullpunkt des Nettotransports geführt. Der Nulldurchgang des Nettotransports ist durch gleichgroße Anteile aus beiden Transportrichtungen gekennzeichnet. Es stellt sich die Frage, ob dieses Sediment im Vorstrandbereich weiter zur Verfügung steht und nicht durch obige Prozesse in tiefere Bereiche abwandert. Diese Überlegungen stehen mit den Befunden aus dem Zeitschnitt 1940–1984 nicht im Widerspruch, in diesem Zeitschnitt waren Absoluttransporte von West nach Ost und Nettotransporte nahezu gleich. Damit hat sich die Transportrichtung nur selten geändert und die Sedimente wurden nicht so oft umgelagert. Es kam damit zu weniger Verlusten.

In unserem Modell werden nur Sedimenttransporte längs der Küste berücksichtigt. Dieser uferparallele Sedimenttransport läuft nicht verlustfrei ab. In Gebieten mit ausreichendem Sedimentangebot ist die Transportkapazität gleich der Transportrate. Bei verlustfreiem Transport müsste das Differenzieren der Transportkapazitäten die Küstenrückgänge ergeben. Die so berechneten Küstenrückgänge entsprechen nur punktuell den Umlagerungen aber nicht den gleichmäßigen Küstenrückgängen aus den Kartenauswertungen. Mehrfachkorrelationsuntersuchungen zwischen Küstenverschiebungen und Absolutbeträgen der Transportkapazitäten und den differenzierten Transportkapazitäten zeigen, dass 0,005 % des Absolutbetrages der Küstenlängstransporte pro Meter Küste „verschwinden“ oder bildlich gesprochen, von einem Kubikmeter Sand, der sich über die Profillbreite gesehen einen Meter in Uferlängsrichtung bewegt, gehen fünf Kubikzentimeter in Richtung See verloren. Lassen wir einen Fehler in der Transportkapazitätsberechnung von +100 % und –50 % zu (größere Fehler stehen im Widerspruch mit den Befunden aus den Kartenauswertungen), ändert sich das Bild nicht prinzipiell.

Die Abtragungen und die Transportraten zwischen Prerow und dem Ostende der Halbinsel Zingst stehen in keinem vernünftigen Verhältnis und geben Anlass zu weiteren Untersuchungen. Im Zeitintervall 1885–1937 überschreiten die Fehler aus den Kartenbestimmungen die Abtragungen. Die bestimmten Transportraten liegen aber innerhalb des Fehlerintervalls. Im Zeitintervall 1940–1984 sind bei Berücksichtigung der Fehler mindestens 10 000 m³/Jahr abgetragen worden, dem steht eine Nettotransportrate von 14 935 m³/Jahr gegenüber. Berücksichtigt man die Aufspülungen von 27 991 m³/Jahr, so ergeben sich erheb-

liche Defizite. Ein nicht zu vernachlässigender Transportweg ist der äolische Sedimenttransport, der durch eigene Beobachtungen Transportraten bis zu $24 \text{ m}^3/\text{Tag}$ erzeugen kann. Die Sedimentbilanz wird durch dessen Berücksichtigung aber noch nicht ausgeglichen, diese Transportraten treten nur bei uferparallelen Wind mit Windgeschwindigkeiten von mehr als 10 m/s auf.

Es bleibt die Diskrepanz zwischen Abtragung und Transportkapazitäten in diesem Gebiet. Geringere Windhäufigkeiten aus dem Richtungsbereich NO-N-NW mit geringeren Windgeschwindigkeiten und damit geringerer Seegangsbelastung sowie höherer Aufwand im Küstenschutz im zweiten Zeitraum stehen höheren Abtragungen gegenüber, während die aus den Windverteilungen berechneten Transportraten eher den Windverhältnissen entsprechen.

Im Zusammenhang mit diesen Unstimmigkeiten bemerkt TIEPOLT (1996) in seinem Bericht zur Interpretation der Messwerte für die Nordküste von Zingst, dass dort konträre Verhältnisse herrschen, die z. Z. aufgrund der nicht ausreichenden Konsistenz der Datenreihen nur grob erfasst werden können. Er schreibt: „Die Uferlinie des gesamten Nordabschnittes weicht 1835–1885 um $0,25 \text{ m/a}$ zurück. Dieser Wert erhöht sich für den Zeitschnitt 1885–1937 auf $0,3 \text{ m}$ und von 1937–1983 auf $0,4 \text{ m}$. Die Betrachtung der Kliffkante zeigt hiervon abweichende Verhältnisse. Zwischen 1835–1885 wurde sie um $0,4 \text{ m/a}$ und 1885–1937 um $0,95 \text{ m/a}$ zurückgeschnitten. Zwischen 1937 und 1983 ergeben sich keine messbaren Änderungen. Damit stehen für den letztgenannten Zeitschnitt das Verhalten der Uferlinie und der Kliffkante in krassem Widerspruch. Die Erklärung kann nur in den intensiven Küstenschutzmaßnahmen dieses Jahrhunderts gesucht werden. Deich- und Buhnenbau, Dünen- und Küstenschutzwaldpflege sowie Strandaufspülungen sollten die Küstenlinie zwischen den schon 1880 bzw. 1881 zum Seebad ernannten Ortschaften Prerow und Zingst stabilisieren. Dies ist entsprechend der gemessenen Kliffkantenwerte gelungen, führte aber augenscheinlich zum verstärkten Rückgang der Uferlinie aufgrund zunehmender Materialdefizite.“

Eine im Zeitintervall 1937–1983 in der Praxis gängige Methode im Küstenschutz war es, nach einem Sturmhochwasser die von der Düne abgetragene Sedimentmenge aus dem Strandbereich zu entnehmen und damit die Düne wieder aufzufüllen. Diese Vorgehensweise zerstört das Gleichgewichtsprofil im Strandbereich und führt bei den nächsten erhöhten Wasserständen zu zusätzlichen Transporten orthogonal zur Küste. Solche Quertransporte werden auch an unbeeinflussten Stränden beobachtet (EITNER, 1995). Im Verlauf von Sturmfluten wird dort Sediment vom Strand in den Vorstrand transportiert. Das Sediment wird anschließend während ruhigerer Seegangsbedingungen wieder langsam auf den Strand hochgearbeitet. Benutzt man nach einem Sturmhochwasser den Strandsand zum Auffüllen der Düne, sind die dann zu transportierenden Mengen wesentlich größer als im unbeeinflussten Fall. Die im Strandbereich und Dünenbereich liegenden Sedimente sind künstlich in der Struktur, das heißt in der Korndichte beeinflusst. Laborversuche und Berechnungen haben gezeigt, dass die Korndichte den Transportbeginn weitaus stärker beeinflusst als zum Beispiel die Korngröße des Aufspülgutes. Ebenso wie bei der beobachteten Aufspülung vor Norderney (EITNER, 1995) treten die Umlagerungen daher nur mit Verlusten ein. Dies könnte zumindest teilweise den von TIEPOLT (1996) festgestellten Widerspruch zwischen Verhalten von Kliffkante und Uferlinie im Zeitschnitt 1937–1983 erklären.

Eine weitere anthropogene Gestaltung der Morphologie durch Küstenmanagement ist der Buhnenbau, der hier ebenfalls sehr stark betrieben wurde. Wir meinen jetzt nicht, dass durch Buhnenbau erhöhter Sedimenttransport stattfindet, das widerspräche allen Erfahrungen. Aber Tatsache ist, dass die Buhnen durch natürliche Einwirkungen mit der Zeit unbrauchbar und teilweise nicht rechtzeitig erneuert wurden. Die Kriegseinflüsse verhinderten

Kontinuität des Küstenschutzes. In einem großen Küstenabschnitt des Ostzingstes wurden die Bühnen aufgegeben, dadurch erfolgten im Vorstrandbereich bis zu Wassertiefen von 2–3 Metern größere Umlagerungen beim Anpassen auf die veränderten Bedingungen. Bühnenküsten haben ein steileres Profil als Naturküsten bei gleicher Exposition (siehe 3.1). Auch hier kommt es zu erhöhten Längs- und vielleicht sogar Quertransporten, die mit unserem Modell nicht einfach zu bestimmen sind.

Beide oben beschriebenen Prozesse könnten mit für das Missverhältnis zwischen berechneter Transportrate (mit den Annahmen des Gleichgewichtsprofils und einer gewachsenen Kornstruktur) und tatsächlicher Anlandung verantwortlich sein.

Interessant ist, dass die Absolutbeträge der Transportkapazitäten in beiden Zeiträumen fast gleich groß sind, aber die Nettobeträge sich im gleichen Verhältnis wie die Abtragungen ändern. Ursache dafür ist in erster Linie die geänderte Windrichtungsverteilung zwischen den Zeitschnitten, wobei die mittlere Windgeschwindigkeit in beiden Zeiträumen konstant blieb. Dies bedeutet in der Szenariodiskussion, dass der Windrichtung ebensolche Aufmerksamkeit geschenkt werden muss wie der Windgeschwindigkeit.

6. Schlussfolgerungen

Die Ergebnisse aus dem Vergleich der modellierten Sedimenttransportkapazitäten mit den Sedimentbilanzen aus der Kartenauswertung rechtfertigen trotz einiger Diskrepanzen den Modellansatz. Mit einfachen Annahmen der Modellbildung und starker Generalisierung der Parameter lassen sich die tendenziellen Transportvorgänge an der Küste im Untersuchungsgebiet qualitativ schlüssig und erstmalig in räumlichen und zeitlichen Skalen solcher Größenordnung auch quantitativ (mit Abstrichen) beschreiben. Berücksichtigt man die wenigen zur Verfügung stehenden Daten und die Fehlerfortpflanzung in den Modellschritten (Windzeitreihen, Seegangmodellierung, empirische Sedimenttransportberechnung), spiegeln die plausiblen Ergebnisse durchaus die tatsächlichen Transporte wieder. Die Unstimmigkeiten zwischen Modellergebnissen und realen Abtragungen erfordern weitere Untersuchungen u.a. zu Auswirkungen des Küstenschutzes. Die Möglichkeiten des entwickelten Modells sind noch nicht vollends ausgeschöpft, bis jetzt wurde mit einheitlichem Profil und Korngröße für die gesamte Küste ohne Berücksichtigung örtlich bedingter Strömungsverhältnisse gerechnet. Zur Klärung der noch offenen Fragen (z. B. Abschätzung des äolischen Sedimenttransports) muss der Sedimenttransportatlas um die Dimensionen Korngröße, mittlere Strömung und Profilform erweitert werden, um den differenzierten Eigenheiten der einzelnen Küstenabschnitte besser gerecht zu werden. Mit diesem erweiterten Modell könnte man die Fehler der quantitativen Modellergebnisse eingrenzen. Unabhängig von den Ergebnissen aus unserer Modellierung ist der Einfluss des Küstenmanagements zur Dünenregenerierung auf den Sedimenthaushalt weiter zu untersuchen. Die aus der Windverteilung 1940–1984 berechneten Transportkapazitäten und die Abtragungen der Nordküste der Halbinsel Zingst im Zeitraum 1937–1983 stehen in krassem Widerspruch. Geringere Wind-Häufigkeiten aus dem Richtungsbereich NO-N-NW mit geringeren Windgeschwindigkeiten sowie höherer Aufwand im Küstenschutz stehen höheren Abtragungen gegenüber.

Insgesamt wurden mit dem erstellten Modell erfolgreich Hindcast-Rechnungen für Windzeitreihen ab 1885 mit Daten aus Kartenauswertungen an einer stark beanspruchten Küste Mecklenburg-Vorpommerns validiert. Mit der Verfügbarkeit neuer Daten und Windszenarien kann das Modell auch für die Abschätzung zukünftiger Küstenentwicklung dienen.

Hinweis:

Das diesem Bericht zugrunde liegende Vorhaben wurde mit Mitteln des Bundesministeriums für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie unter dem Förderkennzeichen 01 LK 9403 gefördert. Die Verantwortung für den Inhalt der Veröffentlichung liegt bei den Autoren.

7. Schriftenverzeichnis

- BAGNOLD, R. A.: Experiments on a Gravity-Free Dispersion of Large Solid Spheres in a Newtonian Fluid under Shear. *Proceedings of the Royal Society (London), Ser. A*, 225, 1954, S. 49–63.
- BECKMANN, B. R.: Klimawirkung und Boddenlandschaft (KLIBO, Fkz 01LK9321), Teilprojekt: Untersuchung von Häufigkeiten der Starkwindereignisse in Zingst und extremen Pegelständen an der Mecklenburg-Vorpommerschen Ostseeküste. Jahresbericht 1995, Hannover, 1996.
- BECKMANN, B. R.: Klimawirkung und Boddenlandschaft (KLIBO, Fkz 01LK9321), Teilprojekt: Untersuchung von Häufigkeiten der Starkwindereignisse in Zingst und extremen Pegelständen an der Mecklenburg-Vorpommerschen Ostseeküste. Jahresbericht 1996, Hannover, 1997.
- BECKMANN, B. R. u. TETZLAFF, G.: Veränderungen in der Häufigkeit von Sturmhochwassern an der Ostseeküste Mecklenburg-Vorpommerns. *Met. Z.* 5, 1996, 169–172.
- BÖRNGEN, M.; SCHÖNFELDT, H.-J.; RIECHMANN, F.; PANIN, H.-J. u. TETZLAFF, G.: Wind- und Seegangsatlas für das Gebiet um Darß und Zingst. Teil 2: Seegangsatlas. Wissenschaftliche Mitteilungen aus dem Institut f. Meteorologie der Uni. Lpz. und dem ift e.V. Lpz., H. 1998a (im Druck).
- BÖRNGEN, M.; SCHÖNFELDT, H.-J.; RIECHMANN, F.; PANIN, H.-J. u. TETZLAFF, G.: Seegangmodellierung für das Gebiet um Darß und Zingst. *Die Küste*, 1998b, (im Druck).
- BOLL, E.: Beiträge zur Geognosie Mecklenburgs. *Arch.d. Vereins d. Freunde d. Naturgesch. In Mecklenburg.* Jg. 19, 1863.
- BRYAN, K. R. u. BOWEN, A. J.: Edge wave trapping and amplification on longshore currents. *Canadian Coastal Conference '95, NRC Ottawa*, 1995, 89–104.
- BRYAN, K. R. u. BOWEN, A. J.: Edge wave trapping and amplifikation on barred beaches. *J. Geophys. Res.* 101, 1996, 6543–6552.
- BRYAN, K. R.; HOWD, P. A. u. BOWEN, A. J.: Field observations of bar-trapped edge waves. *J. Geophys. Res.* 103, 1998, 1285–1306.
- BRYAN, K. R. u. BOWEN, A. J.: Bar-trapped edge waves and longshore currents. *J. Geophys. Res.* 1997 (im Druck).
- DEAN, R. G.: Equilibrium beach profiles. *U.S. Atlantic and Gulf Coasts, Ocean Eng. Rep.*, 12, Delaware, 1977.
- DEAN, R. G.: Principles of beach nourishment. In Komar, P.D. (Ed.), *CRC Handbook of coastal processes and erosion*, 1983.
- DEAN, R. G.: Equilibrium beach profiles: Characteristics and applications. *Journal of Coastal-research*, 7, 1991.
- DIETRICH, G.; KALLE, K.; KRAUSS, W. u. SIEDLER, G.: *Allgemeine Meereskunde*. Berlin, Stuttgart, 1975.
- EITNER, V.: Sedimentologische und morphologische Untersuchungen der ersten kombinierten Vorstrand- und Strandauffüllung im Bereich des Bühnen-Deckwerks-Systems von Nordey. *Die Küste*, H. 57, 1995.
- ENGELUND, F. u. FREDSOE, J.: A sediment transport model for straight alluvial channels. *Nordic Hydrology*, 7, 1976.
- FREDSOE, J.: The Turbulent Boundary Layer in Combined Wave Current Motion. *Journal of Hydraulic Engineering, ASCE*, Vol 110, No. HY8, 1984.
- HALLERMEIER, R. J.: Seaward limit of significant sand transport by waves: An annual Zonation for Seasonal profiles. *Coastal Engineering Technical Aid*, No. 81-2, U.S. Army Engineer waterways Experiment Station, Vicksburg, MS., 1981.

- HASSELMANN, S. u. HASSELMANN, K. : Computations and Parameterizations of the Nonlinear Energy Transfer in a Gravity-Wave Spectrum. Part I: A New Method for Efficient Computations of the Exact Nonlinear Transfer Integral; *J. of Physical Oceanography*, 15, 1985, 1369-1377.
- HASSELMANN, S.; HASSELMANN, K.; ALLENDER, J. H. u. BARNETT, T. P.: Computations and Parameterizations of the Nonlinear Energy Transfer in a Gravity-Wave Spectrum. Part II: Parameterizations of the Nonlinear Energy Transfer for Application in Wave Models; *J. of Physical Oceanography*, 15, 1985, 1378-1391.
- HINNEBURG, D.; RAABE, A. u. TETZLAFF, G.: Wind- und Seegangsatlas für das Gebiet um Darß und Zingst. Teil 1: Windatlas. Wissenschaftliche Mitteilungen aus dem Institut f. Meteorologie der Uni. Lpz. und dem ift e.V. Lpz. Bd. 5, 1997.
- KAPITZA, H. u. EPPLE, D. P.: The non-hydrostatic mesoscale model GESIMA. Part I: Dynamical equations and tests. *Beitr. Phys. Atmosph.* 65, 1992, 129-146.
- KOLAX, M.: Humboldt-Uni. zu Berlin Inst. f. Physik, Arbeitsgruppe Klimaforschung Invalidenstraße 110, 10115 Berlin (unveröff.).
- KOLP, O.: Die nordöstliche Heide Mecklenburgs, VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin, 1957.
- KRAUSS, N. C.: Engineering approaches to cross-shore sediment transport processes. Coastal Engineering Research Center, Vicksburg, Mississippi USA, 1993.
- OTTO, TH.: Der Darss und Zingst; Greifswald, 1913.
- REINHARD, H.: Die Sturmflut am 1. und 2. März 1949 an der mecklenburgischen Ostseeküste. *Ztschr. f. Meteorol.*, 3, 1949.
- REINHARD, H.: Der Bock; Entwicklung einer Sandbank zur neuen Ostsee-Insel; Greifswald, 1953.
- RIECHMANN, F.: Seegangsbelastung vor der Außenküste von Mecklenburg-Vorpommern. KLIBO-Jahresbericht 1996, BMBF-Projekt 01LK9403, Institut für Meteorologie der Universität Leipzig, 1997.
- SCHMAGER, W. G.: Atlas zur Ermittlung der Wellenhöhe in der südlichen Ostsee. Seehydrographischer Dienst der DDR. XIV, 115 S., Rostock, 1979.
- SCHÖNFELDT, H.-J.: Are edge waves responsible for the location of sand reefs?; *Beitr. zur Meereskunde* 60, 1989, 35-40.
- SCHÖNFELDT, H.-J.: Randwellen und Sedimentation; *Geophys. Veröff. Univ. Leipzig* Bd. IV, H3, 1991a, 75-87.
- SCHÖNFELDT, H.-J.: Dispersionsbeziehungen von Randwellen auf natürlichen Bodenprofilen mit uferparallelen Sandbänken; *Beitr. zur Meereskunde* 62, 1991b, 53-68.
- SCHÖNFELDT, H.-J.: On the modification of edge waves by longshore currents; *Continental Shelf Res.* 15, 1995, 1213-1220.
- SCHÖNFELDT, H.-J.; FLEMMING, B. W.; SCHÜTT, K. u. NAUJOKAT, K.-H.: Wechselbeziehungen zwischen Randwellen und Morphodynamik in Abhängigkeit von der Sedimentbeschaffenheit. Abschlußbericht BMBF Förderkennzeichen 03F0072A, 1994.
- SCHÖNFELDT, H.-J.: Randwellen in der Ostsee und anomale Dispersion in der Brandungszone. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, 46, 1994, 81-98.
- SCHWARZER, K.: Auswirkungen der Januarsturmflut 1987 auf den Sedimenthaushalt des Strand- und Vorstrandbereiches vor der Probsteiküste. *Die Küste* H. 50, 1989, 31-44.
- SOBEY, R. J.: Wind Wave Prediction, *Annual Rev. Fluid Mech.* 18, 1986, 149-172.
- STEPHAN, M.: Gleichgewichtsbodenprofile und Entwicklungsmodelle von Boddenausgleichsküsten unter Einwirkung eines anhaltenden Meeresspiegelanstiegs. KLIBO-Jahresbericht 1996, BMBF-Projekt 01LK9403, Institut für Meteorologie der Universität Leipzig, 1997.
- STEPHAN, M. u. SCHÖNFELDT, H.-J.: Wind- und Seegangsatlas für das Gebiet um Darß und Zingst. Teil 2: Sedimenttransportatlas. Wissenschaftliche Mitteilungen aus dem Institut f. Meteorologie der Uni. Lpz. und dem ift e.V. Lpz. Heft 1998a (im Druck).
- STEETZEL, H. J.: Crossshore transport during storm surges. *Delft hydraulics* Nr. 476, ISBN 90/9006345-5, 1993.
- TIEPOLT, L.: Jahresbericht 1995 BMBF-Projekt 01 LK 9316-0. Geologisch paläontologisches Institut, Universität Greifswald, 1996.
- TIEPOLT, L.: Bearbeitung von Karten, Luft- und Satellitenbildern zur Untersuchung küstendynamischer Prozesse mit Hilfe von Geoinformationssystemen (GIS) in: Z DZIEJOW

KARTOGRAFII, TOM IX, MAPY POLUDNIOWEGO BALTYSKIU; Szczecin 1997, ISSN 1232-5848.

WADIM Group* The WAM Model – A Third Generation Ocean Wave Prediction Model; J. of Physical Oceanography, 18, 1988, 1775–1810.

* S. and K. HASSELMANN, P. A. E. M. JANSSEN, G. J. KOMEN, L. BERTOTTI, P. LIONELLO, A. GUILLAUME, V. C. CARDONE, J. A. GREENWOOD, M. REISTAD, L. ZAMBRESKY, J. A. EWING

WEISS, D.: Einreihige Holzpfehlbuhnen im technischen Küstenschutz von Mecklenburg-Vorpommern. Die Küste, H. 52, 1991, 205–224.

WOLF, TH.: Modellierung von Seegang und welleninduzierter Uferparallelströmung an der Nordküste der Halbinsel Zingst. Dissertation A, Universität Leipzig, 1993.

YOUNG, I. R.: A Shallow Water Spectral Wave Model. J. of Geophy. Research , 93, (1988), 5113–5129.

Modellierung großräumiger hydrodynamischer und morphologischer Prozesse an den Außenküsten von Fischland, Darß und Zingst

Von HOLGER WEILBEER und WERNER ZIELKE

Zusammenfassung

In diesem Beitrag werden die Vorgehensweise und die Ergebnisse der zweidimensionalen Modellierung der hydrodynamischen und morphologischen Prozesse in dem Untersuchungsgebiet des Projektverbundes „Klimawirkung und Boddenlandschaft“ (KLIBO) vorgestellt. Da die Sedimenttransportprozesse in diesem Gebiet überwiegend durch den vorherrschenden Seegang geprägt sind, werden für diese Untersuchungen gekoppelte Seegangs- und Strömungsmodelle verwendet, die ihrerseits die zur Quantifizierung des Sedimenttransportes benötigten Zustandsgrößen liefern. Unter Berücksichtigung ortsvariabler Windfelder werden einer Klassifizierung meteorologischer Situationen folgend für jedes Ereignis räumlich hochaufgelöste Seegangs-, Strömungs- und Sedimenttransportberechnungen durchgeführt.

Die morphologischen Tendenzen, die sich nach dieser Methode ergeben, sind plausibel und zeigen eine gute Übereinstimmung mit den Beobachtungen in diesem Untersuchungsgebiet. Durch eine Kombination und Wichtung dieser Einzelereignisse können Szenarien gebildet werden. Die Grundlage dafür sind Häufigkeitsverteilungen, die über Zeitreihenanalysen von Windmessungen aus diesem Gebiet ermittelt werden. Auf diese Weise wurde die Sensitivität der Küste auf klimatische Veränderungen untersucht, die bei dieser Methodik in Form von unterschiedlichen Häufigkeitsverteilungen von Windgeschwindigkeit und -richtung dargestellt werden.

Summary

This paper deals with two-dimensional hydrodynamical and morphological modelling of a large nontidal coastal area, which is located at the German coast of the Baltic Sea. This work has been carried out in order to assess the morphological response of this region caused by climatological changes. The morphological processes in this region are mainly wave-dominated, hence a shallow water wave model was coupled with a vertically integrated flow model. Stationary simulations for waves, currents and sediment transport are carried out for a large range of meteorological situations.

The calculated morphological trends obtained for different meteorological conditions show good agreement with the morphological changes observed in this area. By combining and weighting the individual situations the resulting flow field and sediment transport for known meteorological events can be found. The morphological sensitivity to climatological changes of the coastal area is investigated by applying this methodology to different climate scenarios.

Inhalt

1. Einleitung	178
2. Kopplung von Modellen	178
3. Großräumige Seegangs- und Strömungssimulationen	182
4. Teilergebnisse	186
5. Szenarienbildung	190
6. Schriftenverzeichnis	193

1. Einleitung

Eine der Aufgaben des Projektverbundes „Klimawirkung und Boddenlandschaft“ (KLIBO) besteht in der Beschreibung der Interaktion von meteorologischen, hydrodynamischen und morphologischen Prozessen in diesem Gebiet sowie in der Prognose möglicher zukünftiger morphologischer Entwicklungen auf der Basis von Szenarien der Klimaforschung. Ein Hilfsmittel zur Lösung einer solchen Aufgabenstellung stellt die mehrdimensionale, d. h. die zwei- oder auch dreidimensionale hydrodynamisch-numerische Modellierung dar.

Bei den modellierenden Projekten des KLIBO-Verbundes steht die großräumige Untersuchung der Hydro- und Morphodynamik der Außenküste im Mittelpunkt. Die dreidimensionale Modellierung vermag derzeit für diese Problemstellung keinen wirklich effektiven Beitrag im Sinne der Klimawirkungsforschung zu leisten, da sie diesbezüglich in vielerlei Hinsicht im Bereich der Grundlagenforschung anzusiedeln und auch noch zu rechenintensiv ist. Zudem sind die Sedimenttransportprozesse in diesem Gebiet durch den Seegang geprägt. Anders ist in diesem Zusammenhang, besonders im Hinblick auf die Größe des Untersuchungsgebietes, ein Einsatz von zweidimensionalen vertikal integrierten Modellen zu beurteilen. Eine Kopplung eines Strömungsmodells mit einem Seegangmodell sowie mit einem Morphologiemodul ermöglicht auch die Simulation von großräumigen Strömungs- und Transportprozessen, wodurch trotz der Reduktion der Dimensionen im Rahmen dieses Projektverbundes wertvolle Informationen geliefert und bestimmte Fragestellungen beantwortet werden können.

In diesem Beitrag werden zunächst die Charakteristika sowie die Kopplung der verwendeten Modelle beschrieben. Daran anschließend wird die Vorgehensweise bei den großräumigen flächenhaften zweidimensionalen Seegangs- und Strömungssimulationen vorgestellt. Dabei wird das Zusammenwirken zwischen den an dem KLIBO-Projektverbund beteiligten Teilprojekten deutlich. Einige Teilergebnisse der numerischen Modelle werden exemplarisch dargestellt und schließlich zu Szenarien zusammengestellt und auf ihre Aussagekraft und Sensitivität gegenüber Klimaschwankungen untersucht.

2. Kopplung von Modellen

Das Hauptproblem in der Modellierung des morphodynamischen Verhaltens liegt in der Erfassung der morphologisch relevanten Prozesse, die an dieser tidefreien Küste überwiegend durch den vorherrschenden Seegang dominiert werden. Die Berechnung des Sedimenttransportes bedingt somit eine Modellierung des Seegangs und der Strömungen, da die welleninduzierten Brandungsströmungen die Morphodynamik dieses Gebietes prägen.

Die Modellierung des Seegangs erfolgt mit dem Programmsystem HISWA (**H**Indcasting **S**hallow water **W**Aves) (HOLTHUIJSEN et al., 1989, 1995). Basierend auf Gleichgewichtsbeziehungen für die Seegangenergie bzw. (falls Strömungen berücksichtigt werden) für den Seegangsimpuls werden unter Berücksichtigung von

- Refraktion,
- Energiedissipation durch Wellenbrechen (BATTJES u. JANSSEN, 1978),
- Energiedissipation durch Bodenreibung und
- Energieanfächung durch Wind

auf einem regelmäßigen Netz stationärer Seegangsverhältnisse berechnet. Für eine ausführliche Beschreibung dieses Programmsystems sei auf die o. g. Primärliteratur verwiesen. Von

Bedeutung für die nachfolgenden Ausführungen sind die aus den HISWA-Ergebnissen abgeleiteten Seegangparameter H_s (signifikante Wellenhöhe), D (Energiedissipation), L (Wellenlänge), T (Wellenperiode), Dir (Wellenrichtung) und U_{bot} (maximale sohlennahe Orbitalgeschwindigkeit).

Die Grundgleichungen zweidimensionaler vertikal integrierter Strömungsmodelle beschreiben die Erhaltung der Kontinuität

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \vec{u} \cdot \text{grad}(h) + h \cdot \text{div}(\vec{u}) = 0$$

sowie des Impulses in x- und y-Richtung:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \vec{u} \cdot \text{grad}(u) + g \cdot \frac{\partial h}{\partial x} - h \cdot \text{div}(\nu \cdot \text{grad}(u)) = S_x - g \cdot \frac{\partial Z_B}{\partial x}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \vec{u} \cdot \text{grad}(v) + g \cdot \frac{\partial h}{\partial y} - h \cdot \text{div}(\nu \cdot \text{grad}(v)) = S_y - g \cdot \frac{\partial Z_B}{\partial y}$$

Als Ergebnis einer Modellrechnung erhält man für jeden Punkt der gewählten Diskretisierung zu jedem Zeitschritt je einen Wert der Geschwindigkeitskomponenten u und v und des Wasserstandes h . Das zugrunde liegende Geländemodell findet man in den partiellen räumlichen Ableitungen der geodätischen Sohlhöhe Z_B in den Impulsgleichungen wieder, die turbulente Viskosität ν in den Divergenztermen.

Zur Steuerung eines hydrodynamisch-numerischen Modells müssen an allen Rändern des Lösungsgebietes Randbedingungen vorgegeben werden. An offenen Rändern werden entweder der Wasserstand oder der Durchfluss bzw. Geschwindigkeiten vorgegeben, an geschlossenen Rändern muss gewöhnlich entschieden werden, ob alle Geschwindigkeitskomponenten zu Null gesetzt werden (Hafrandbedingung), oder ob Tangentialgeschwindigkeiten zugelassen werden. Die Randbedingungen an den verbleibenden Rändern, der freien Oberfläche und der Sohle, werden über den Quellterm S_i in der Impulsgleichung berücksichtigt.

Als Impulsquellen bzw. -senken können der Einfluss des Windes, der Bodenreibung, des Luftdrucks, der Corioliskraft und der seegangsinduzierten Kräfte berücksichtigt werden. Eine Modellkopplung bzw. Einbindung von Ergebnissen anderer Modelle (Atmosphärenmodell, Seegangmodell) in ein HN-Modell lässt sich somit durch eine entsprechende Modifikation dieses Quellterms realisieren.

Welleninduzierte Strömungen werden von dem Gradienten des *radiation stress* Tensors angetrieben, der hier über die Energiedissipation D brechender Wellen ausgedrückt wird (DINGEMANS et al., 1987). Es ergibt sich folgende Gleichung:

$$S_i = \frac{1}{\rho \cdot h} \cdot \frac{D \cdot T}{L} \cdot k_i$$

Im Vergleich zu der klassischen Formulierung nach LONGUET HIGGINS (1970) bewirkt die Berechnung über die Energiedissipation D des Seegangs eine gewisse Glättung der Ergebnisse. Die Krafrichtung entspricht der Fortschrittsrichtung k_i des Seegangs.

In gleicher Weise, d. h. durch eine Modifikation des Quellterms, lassen sich noch weitere Phänomene berücksichtigen. So kann eine Interaktion zwischen Seegang und Strömung

durch eine scheinbare Erhöhung der Rauheit, also eine erhöhte impulsdissipierende Bodenschubspannung berücksichtigt werden. Dabei wird ein Ansatz von SOULSBY et al. (1993) verwendet, der verschiedene Modelle zur Beschreibung der Bodenschubspannung parametrisierte. Für die Implementierung in der Impulsgleichung ergibt sich folgende Formulierung:

$$S_i = \frac{1}{\rho \cdot h} \cdot \tau_m = \frac{1}{\rho \cdot h} \cdot y \cdot (\tau_c + \tau_w)$$

Mit τ_m wird die durch die Interaktion von Wellen und Strömung erzeugte Schubspannung bezeichnet, entsprechend mit τ_c die durch die Strömung und mit τ_w die durch die Wellenwirkung bedingte. Die Parametrisierung wird über den Faktor y durchgeführt, als Wirkungsrichtung wird die Richtung der Strömung angenommen.

Schließlich beeinflusst auch der an der Gewässeroberfläche angreifende Wind die Hydrodynamik. Der Windschub wird folgendermaßen berücksichtigt:

$$S_i = \frac{1}{\rho \cdot h} \cdot \rho_{\text{air}} \cdot c_D \cdot u_i \cdot |\vec{u}|$$

Der Windschubkoeffizient c_D wird nach einem Ansatz von SMITH und BANKE (1975) bestimmt, und mit u wird in diesem Fall die Windgeschwindigkeit bezeichnet. An dieser Stelle findet die Einbindung der Ergebnisse des Atmosphärenmodells statt, d. h. speziell für das KLIBO-Untersuchungsgebiet berechnete ortsvariable Windfelder (*Windatlas*, HINNEBURG et al., 1999).

Die Kopplung zwischen dem Strömungs-, dem Seegangs- und auch dem Atmosphärenmodell wurde über ein Dateisystem realisiert. Diese Vorgehensweise ist pragmatisch, da eigene Prinzipstudien in Form von iterativen Berechnungen zeigten, dass bei den hier durchgeführten Simulationen eine Rückkopplung der seegangsinduzierten Strömung auf den Seegang nicht erforderlich ist, da sich die Seegangparameter und damit die strömungstreibenden Kräfte nicht signifikant verändern. In Tidegebieten mit stärker schwankenden Wasserständen müssen höhere Anforderungen an ein solches Modellierungssystem gestellt werden. In solchen Fällen wäre ein Betrieb dieser beiden Modelle in einem Programm angezeigt.

Um die Berücksichtigung der erhöhten Turbulenz insbesondere in der Brandungszone zu gewährleisten, schlägt BATTJES (1975) für die Bestimmung der Wirbelviskosität folgende Formulierung vor:

$$\nu = M \cdot h \cdot \left(\frac{D}{\rho} \right)^{\frac{1}{3}}$$

Damit ist die Wirbelviskosität proportional zur Energiedissipation D des Seegangs. M ist ein Kalibrierungskoeffizient, der hier einer Empfehlung von BATTJES (1975) folgend zu $M = 0.25$ gewählt wurde.

Die Strömungen, die auf diese Weise berechnet werden, beinhalten also die Einflüsse von Wind, Seegang, der Interaktion zwischen Seegang und Strömung und berücksichtigen die erhöhte Turbulenzproduktion in der Brandungszone. Die Ergebnisse der Strömungs- und der Seegangsmodellierung bilden die Grundlage zur Berechnung des Sedimenttransportes.

Bei der Modellierung des Sedimenttransportes wird gewöhnlich zwischen dem Transport an der Sohle und dem in Suspension unterschieden. Prinzipiell unterschiedliche Lösungsansätze gibt es für die Beschreibung des Letzteren. Dieser kann entweder durch Lö-

sung der Transportgleichung behandelt werden, wobei der Modellierung der Prozesse Erosion und Sedimentation eine große Bedeutung zukommt, oder durch die direkte Berechnung von Transportkapazitäten.

In der hier behandelten Problemklasse werden üblicherweise Transportkapazitäten berechnet, der potentielle Sedimenttransport sowohl für den bodennahen als auch für den suspendierten Transport also mittels empirischer oder halbempirischer Formulierungen unter Verwendung lokaler Seegang- und Strömungsparameter bestimmt. Bei der Wahl einer Berechnungsmethode muss noch unterschieden werden, ob der Sedimenttransport durch Wellen und/oder durch Strömung bewirkt wird und ob die Wellen brechen oder nicht. Die Gesamtfracht wird aus der Summe dieser beiden Anteile ermittelt. VAN RIJN (1989) gibt einen umfassenden Überblick über bekannte und allgemein anerkannte Methoden.

Morphologische Veränderungen, ausgedrückt durch die zeitliche Entwicklung der Sohlage Z_B , ergeben sich nach der Berechnung der Sedimenttransportraten \vec{q}_s aus der Lösung der Bodenevolutionsgleichung:

$$\frac{\partial Z_B}{\partial t} + \text{div} \vec{q}_s = 0$$

Diese Gleichung beschreibt die Entwicklung der Sohlage zwar prinzipiell exakt (Kontinuitätsbedingung), aber bei einer Modellierung des Bodens wird man mit etlichen Problemen konfrontiert, auf die an dieser Stelle kurz hingewiesen werden soll. So stellen beispielsweise Phänomene wie nicht erodierbare Horizonte (oder auch Bauwerke), unterschiedliche Kornverteilungen oder auch mögliche Sohlschichtungseffekte, Probleme also, die zumeist mit der natürlichen Inhomogenität eines Bodens in Zusammenhang stehen, Anforderungen an ein Modell, für die weiterführende Ansätze implementiert werden können oder auch erst noch entwickelt werden müssen.

Als Beispiel einer Transportformulierung zur Berechnung der Sedimenttransportraten für den bodennahen Transport, die neben anderen (z. B. von BIJKER, 1971) im Rahmen der hier beschriebenen Studien angewendet wurde, sei exemplarisch eine Formulierung nach VAN RIJN (1989) aufgezeigt:

$$\vec{q}_s = \frac{0.25 \cdot u_* \cdot d_{50} \cdot T^{1.5}}{D_*^{0.3}}$$

Hierbei stellt D_* einen dimensionslosen Partikelparameter dar, über den der Shieldsparameter berechnet wird, u_* ist die Schubspannungsgeschwindigkeit und mit T wird ein dimensionsloser Parameter bezeichnet, der sich aus den Schubspannungen von Strömung und Wellen ergibt. Ein Blick auf diese Gleichung zeigt sofort die Problematik, quantitative Aussagen bezüglich des Sedimenttransportes zu treffen, da auch hier eine starke Parametersensitivität vorliegt, die allen Transportformulierungen eigen ist. In der oben gezeigten Formulierung ist die Transportrate beispielsweise proportional zu d_{50} , d. h. eine geringfügige Vergrößerung des repräsentativen Korndurchmessers von z. B. 0,2 mm auf 0,25 mm bringt sofort eine Erhöhung der Sedimenttransportrate um ca. 25 % mit sich. Der wesentliche Faktor für die Modellierung morphologischer Prozesse gerade in vertikal integrierten Modellen ist aber eindeutig die Berechnung der Bodenschubspannung als Schnittstelle zur Hydrodynamik.

Aufgrund der unterschiedlichen Zeitskalen von Hydrodynamik und Morphodynamik werden solche Simulationsmodule (Strömung, Seegang, Sedimenttransport und -kontinuität)

oftmals separat behandelt. Betreibt man die zuvor genannten Module, zumeist synchronisiert über unterschiedliche Zeitschritte, in einem Programm, so spricht man von einem morphodynamischen Modellierungssystem, d. h. dass berechnete Veränderungen der Sohlage auf die hydrodynamischen Modelle zurückwirken.

Ein solches System besteht also aus einer Mischung aus deterministischer, flächenhafter, prozessorientierter Modellierung und einer vor allem der quantitativen Beschreibung des Sedimenttransportes inhärenten Empirie. Die Prognosefähigkeit solcher Modelle soll mit dieser Aussage zwar nicht generell in Frage gestellt, aber schon ein wenig relativiert bzw. in das rechte Licht gerückt werden. Ein aktueller Überblick über den Stand einer solcher Modellierungstechnik speziell im Hinblick auf die Belange des Küsteningenieurs ist bei NICHOLSON et al. (1997) zu finden.

Ein von PÉCHON et al. (1997) durchgeführter Vergleich verschiedener wellengetriebener Strömungsmodelle zeigt ebenfalls deutlich, dass derartige Modelle zwar leistungsfähig, aber noch nicht ausgereift sind. So scheint beispielsweise der Einfluss des *radiation stress* systematisch überschätzt zu werden. Auch in den Untersuchungen von JOHNSON et al. (1994) wird u. a. die Bedeutung des verwendeten Wellenmodells für die resultierenden Strömungen betont. Obwohl diese Studien nicht direkt vergleichbar mit dem hier vorliegenden Problem sind, gelten die dort gewonnenen Aussagen sicherlich auch für das hier entwickelte Modellierungssystem.

3. Großräumige Seegangs- und Strömungssimulationen

Das Untersuchungsgebiet befindet sich an der deutschen Ostseeküste ungefähr zwischen Warnemünde und der Insel Hiddensee (Abb. 1), umfasst insgesamt also einen Bereich von ca. 90 km x 60 km. Die großräumigen Seegangs- und Strömungssimulationen konzentrieren sich auf die Außenküste von Fischland, Darß und Zingst. Die Abb. 2 zeigt eine per-

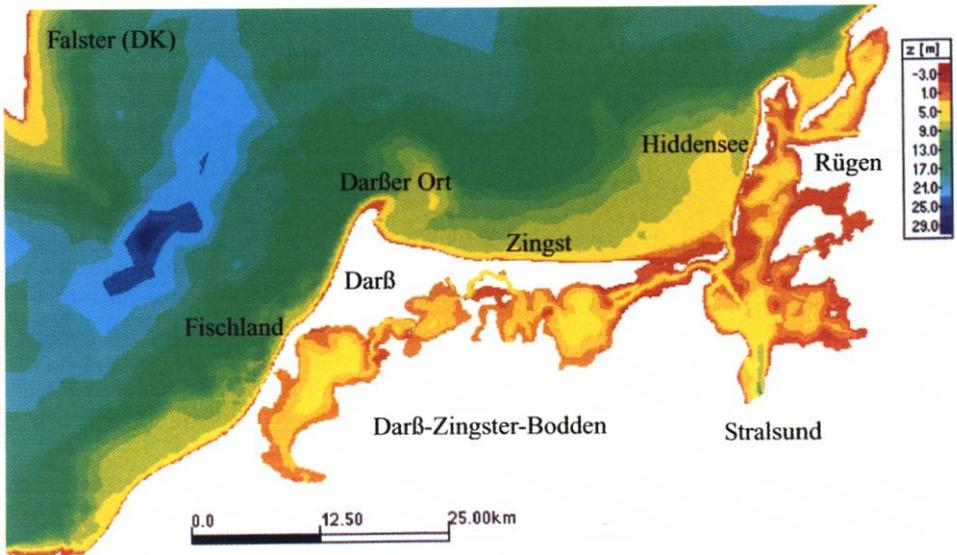


Abb. 1: Geographische Lage des Untersuchungsgebietes

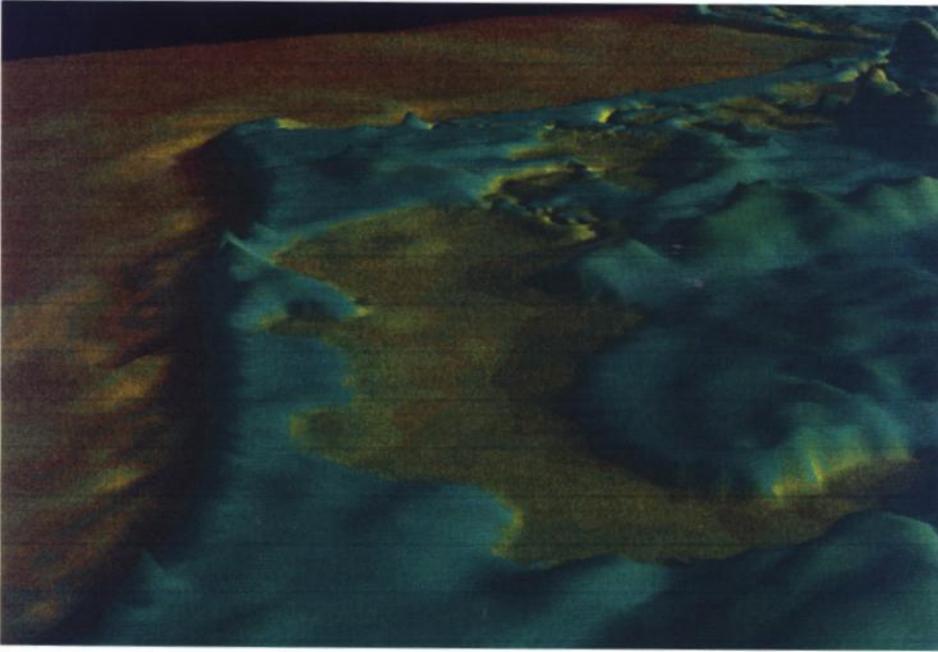


Abb. 2: Perspektivische (überhöhte) Darstellung des Untersuchungsgebietes

spektivische Ansicht des Untersuchungsgebietes, basierend auf der topographischen Datengrundlage der numerischen Modelle (Atmosphäre, Seegang, Strömung). Da die Charakteristik und Entstehung dieses Gebietes an anderer Stelle in diesem Heft beschrieben werden (z. B. bei STEPHAN et al., 1999), sei hier darauf verzichtet.

Erschwerend bei der Modellierung des Sedimenttransportes in diesem Gebiet ist die Tatsache, dass die hier relevanten seeganginduzierten Strömungen ein auf die Brandungszone bezogenes, also lokal sehr beschränktes Phänomen sind. Dieser Voraussetzung folgend wurde eine Modellierungsstrategie entwickelt, die auf den Resultaten der anderen KLIBO-Projekte aufbaut und die Möglichkeiten der regionalen hydrodynamisch-numerischen Modelle ausschöpft. Die Abb. 3 zeigt dieses Konzept im Überblick.

Der globale klimatologische Einfluss findet durch Klimaszenarien Eingang in die Modellkette. Dabei wird ein Seegangmodell der Ostsee (HYPAS) mit Windfeldern gesteuert, die aus Szenarienrechnungen des Deutschen Klimarechenzentrums (DKRZ) stammen (KOLAX, 1999). Die aus einem HYPAS-Hindcast (1981–1993) statistisch ermittelten und mit Wind- und Bojenmessungen korrigierten bzw. korrelierten Seegangparameter (Seegangsatlas, BÖRNGEN et al., 1999) liefern die Randbedingungen für das regionale Seegangmodell (HISWA). Gleichmaßen für das Seegangs- wie auch für das Strömungsmodell verwendet wird wiederum der speziell für dieses Gebiet erstellte Windatlas (HINNEBURG et al., 1999).

Zuvor durchgeführte Prinzipstudien ergaben, dass das Seegangmodell küstennah eine räumliche Auflösung in Wellenfortschrittsrichtung von ca. 10 m benötigt, um die dort stattfindenden Umformungsprozesse mit hinreichender Genauigkeit zu erfassen. Aus dieser Erkenntnis ergab sich die Notwendigkeit des sog. *Nesting*, d. h. eine Aufteilung der zu untersuchenden Küste in mehrere hochaufgelöste Teilgebiete (Abb. 4). Für jede zu berechnende

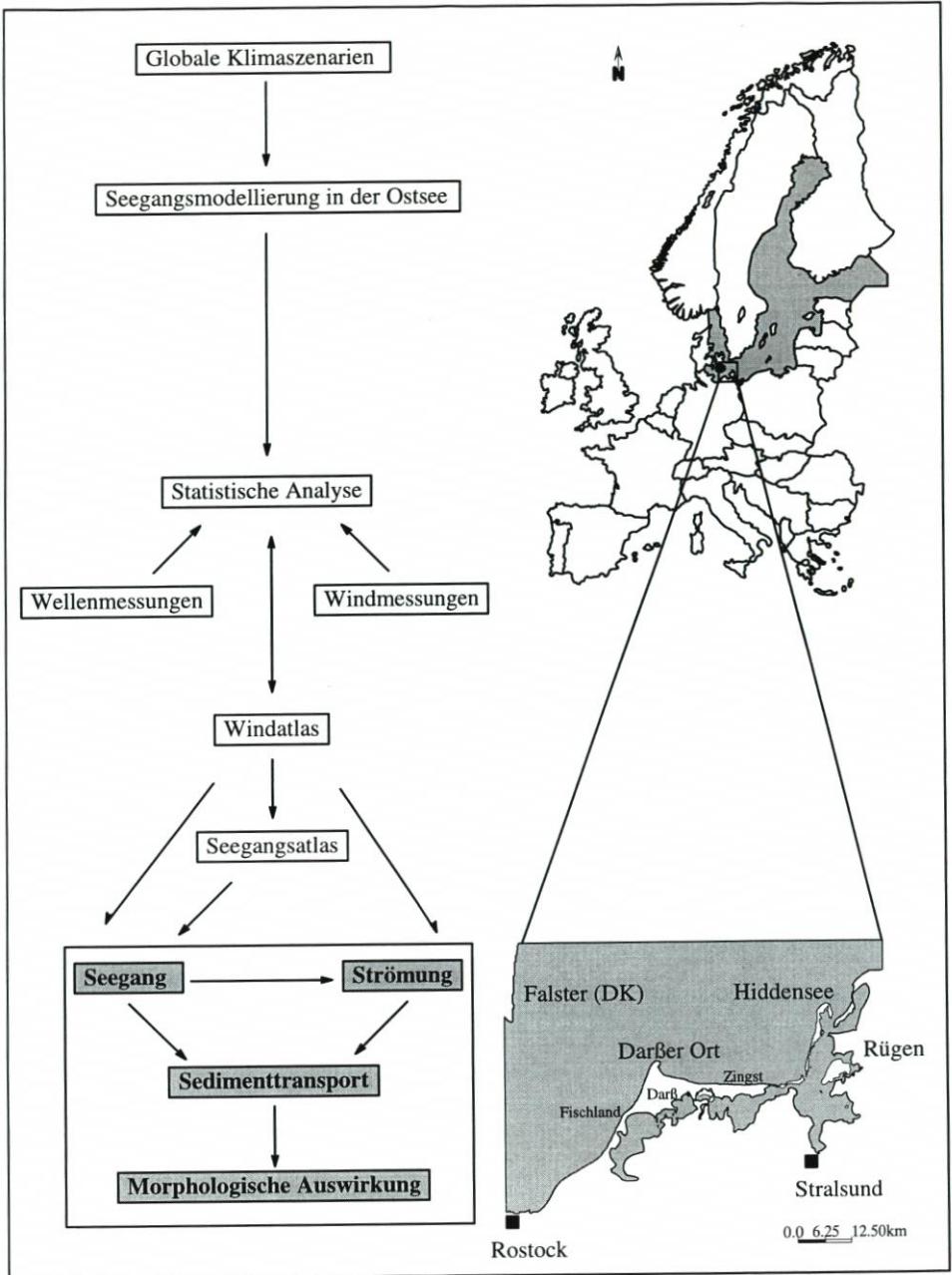


Abb. 3: Modellierungsstrategie

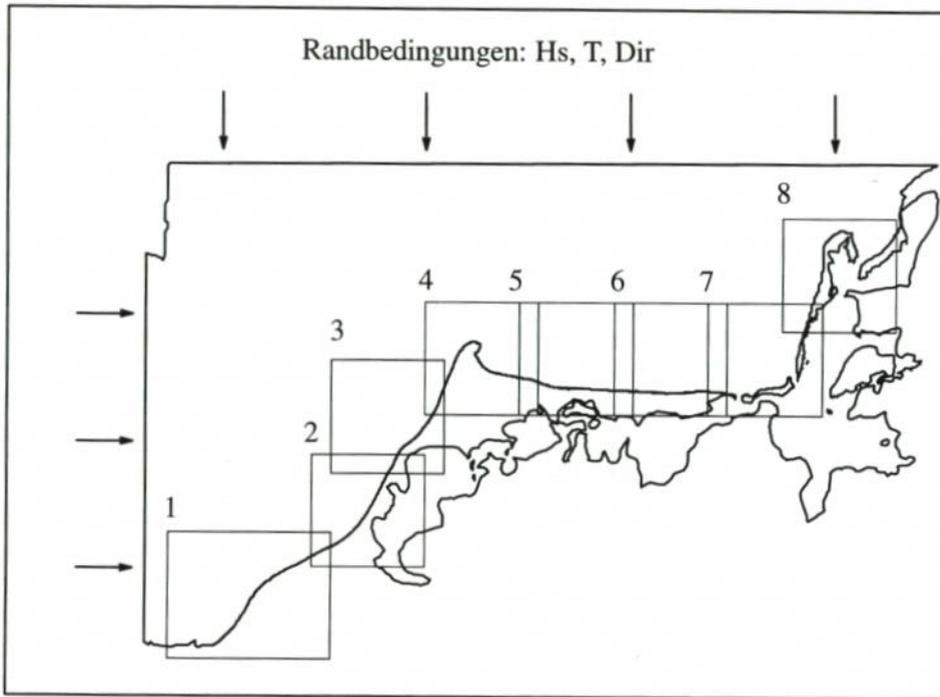


Abb. 4: Teilgebiete für die Seegangmodellierung

meteorologische Situation werden zunächst die Seegangsverhältnisse im Gesamtgebiet mit einer Auflösung von $\Delta x/\Delta y = 125/250$ berechnet. Bei diesem Rechenlauf werden die Randbedingungen für die zuvor definierten küstennahen Teilgebiete ermittelt. Anschließend werden diese mit einer Auflösung von $\Delta x/\Delta y = 10/25$ berechnet. Dabei werden die für das Strömungs- und Sedimenttransportmodell benötigten Seegangparameter (H_s , D , L , T , Dir , U_{bot}) auf das küstennah mit Knotenabständen von ca. 10 m ebenfalls hochaufgelöste FE-Netz interpoliert (WEILBEER, 1998).

Aus den Ergebnissen des Seegangmodells werden schließlich die vom Strömungsmodell benötigten seegangsinduzierten Kräfte berechnet, die wie im vorhergehenden Abschnitt beschrieben gemeinsam mit dem Windschub impulsinduzierend auf das Strömungsmodell wirken. Bei den Strömungssimulationen werden diese Bedingungen ebenso wie die Wasserstandsrandbedingungen konstant gehalten, bis sich nach ca. 2 Stunden simulierter Zeit eine nahezu stationäre Küstenlängsströmung ausgebildet hat.

Morphodynamische Simulationen in dem zuvor genannten Sinne, dass die verschiedenen Programmmodule synchronisiert in einem Programmlauf betrieben werden, um beispielsweise einen bestimmten Zeitraum zusammenhängend zu simulieren, werden nicht durchgeführt. Ein solches Unterfangen ist für ein bestimmtes Ereignis wie beispielsweise ein Sturmhochwasser zwar möglich, doch ist es aufgrund der zuvor genannten Anforderungen mit einem sehr großen Rechenaufwand verbunden und hinsichtlich der langfristig ausgelegten Fragestellung nicht effektiv. Im Rahmen des KLIBO-Projektes wurde daher bewusst ein anderes Konzept verfolgt, dass zwar Veränderungen der Sohlage vernachlässigt, dafür aber in einfacher Art und Weise Untersuchungen zur morphologischen Sensitivität dieses Kü-

stenabschnittes gegenüber Klimaänderungen ermöglicht. In diesem Zusammenhang sei aber auf die Studien von SOUTHGATE (1995) hingewiesen, der die zeitliche Abfolge von Ereignissen als wesentlich für die mittel- bis langfristige (d. h. Wochen bis Dekaden) Entwicklung der Morphologie einer Küste erkannte.

Hier wurden entsprechend der für den Seegangsatlas verwendeten meteorologischen Klassifizierung für acht Windgeschwindigkeitsklassen (Beaufort 2–9) und für 12 Windrichtungsklassen (30-Grad-Sektoren) die Strömungs- und Wasserstandsverhältnisse berechnet. Für die Hälfte dieser Situationen (von Südwest bis Nordost) wurden, bedingt durch die Geometrie des Gebietes und das Berechnungsverfahren von HISWA, die Seegangsverhältnisse und damit deren Einfluss auf die Strömung bestimmt, die übrigen Situationen wurden ausschließlich windinduziert berechnet. Für die Hauptbelastungsrichtungen (Westwindzone) sind somit die transportwirksamen Phänomene erfasst.

Die so berechneten Einzelsituationen lassen sich kombinieren und entsprechend ihrer statistischen Häufigkeit wichten. Auf diese Weise können Nettoströmungen und mittlere Transportraten und somit Aussagen über das Küstenverhalten für verschiedene Klimaszenarien gewonnen werden. Herausragende Extremereignisse wie beispielsweise ein schweres Sturmhochwasser werden bei dieser Methodik also nicht explizit erfasst. Zudem gehen diese Ereignisse zumeist mit stärkeren Wasserspiegelschwankungen einher und variable Wasserstandsrandbedingungen werden hier nicht berücksichtigt. Die Ergebnisse dieser Vorgehensweise werden im fünften Abschnitt vorgestellt. Zuvor werden jedoch exemplarisch einige interessante Teilergebnisse dargestellt.

4. Teilergebnisse

Die berechneten Seegangs- und Strömungsverhältnisse sind generell plausibel. So sind die Strömungsrichtungen vor Fischland und Zingst den Erwartungen entsprechend, d. h. ein schräger Wellenangriff erzeugt auch eindeutig gerichtete Küstenlängsströmungen. Trifft der Seegang senkrecht auf die Küste, so ist die Strömungsrichtung indifferent und stärker von den lokalen topographischen Begebenheiten abhängig. Das bedeutet für die Außenküste von Fischland, dass die Längsströmung bei einer Belastungsrichtung von ca. 150 Grad bis 300 Grad nördlich gerichtet ist, für die anderen Richtungen südlich. Vor der Halbinsel Zingst ergibt sich eine westlich gerichtete Strömung bei einer Belastungsrichtung von ca. 0 Grad bis 180 Grad, entsprechend für die übrigen Situationen eine östlich gerichtete resultierende Strömung.

Der interessanteste Bereich des Untersuchungsgebietes ist sicherlich der Darßer Ort. Bedingt durch die Geometrie dieses Küstenabschnittes ergeben sich komplexe Strömungsverhältnisse, die nur mit flächenhaften Modellen erfasst werden können. In den Abb. 5 und 6 sind exemplarisch seegangsinduzierte Strömungen der Richtungsklassen 270 Grad und 330 Grad dargestellt. Die maximalen Strömungsgeschwindigkeiten betragen ca. 0,5 m/s (Beaufort 6). Die abschirmende Wirkung des Darßer Ortes insbesondere auf die östlich angrenzende Prerower Bucht (Abb. 5) kann man ebenso deutlich erkennen wie das Umkehren der Strömungsrichtung am Westdarß bei einer Angriffsrichtung von 330 Grad (Abb. 6).

Anhand der hydrodynamischen Ergebnisse lassen sich bereits erosionsgefährdete Küstenabschnitte erkennen. So weist beispielsweise die Westküste von Fischland die größte hydrodynamische Belastung des Untersuchungsgebietes auf. Dieser Umstand lässt sich zum einen mit der bezüglich westlicher Winde exponierten Lage erklären, und zum anderen ergibt sich dieses Ergebnis aus der Tiefenverteilung des Gebietes, da der Unterwasserstrand vor

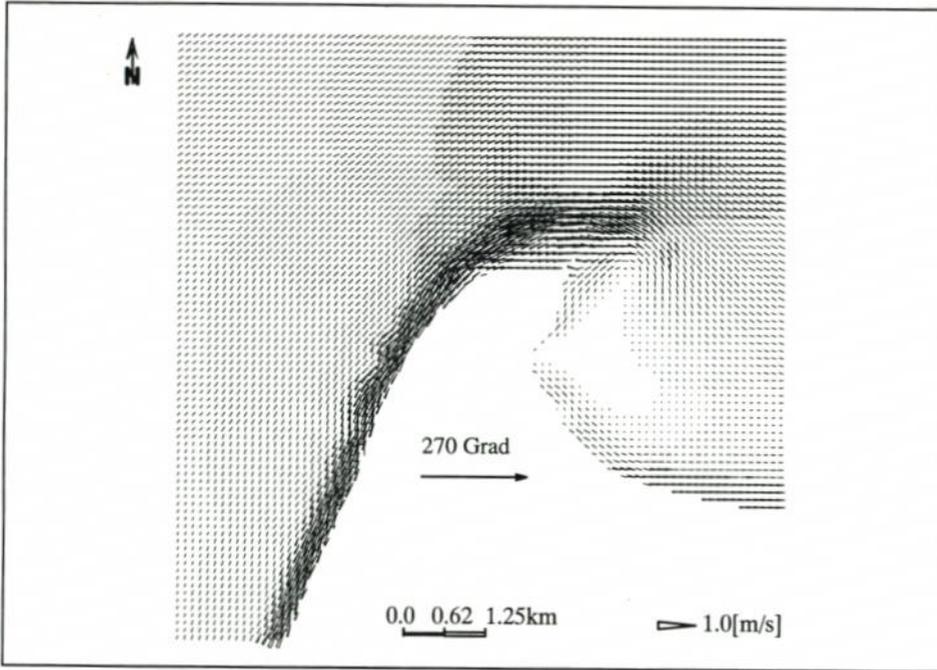


Abb. 5: Seeganginduzierte Strömung am Darßer Ort (Westwind, Beaufort 6)

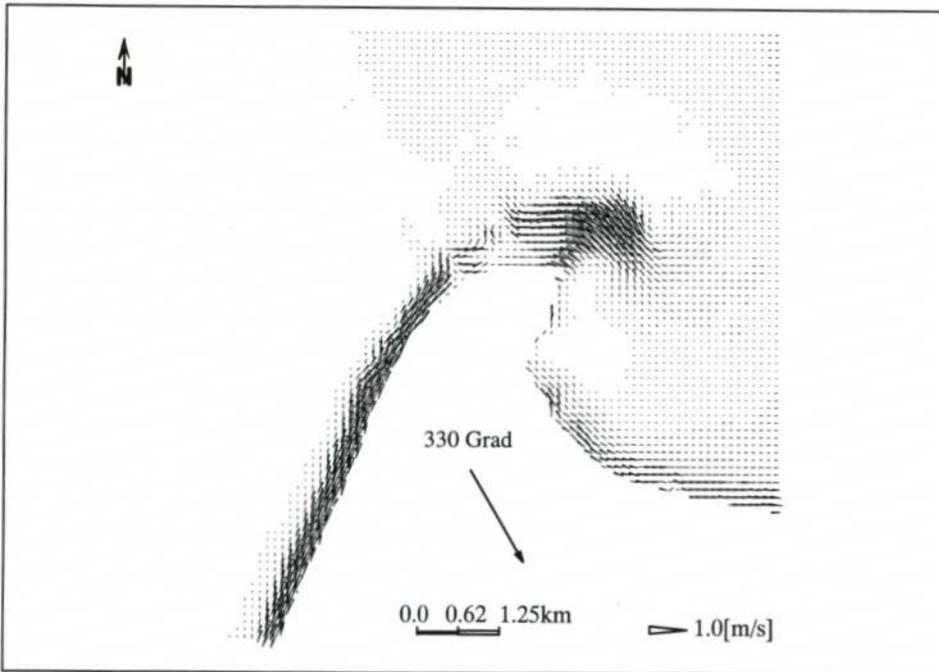


Abb. 6: Seeganginduzierte Strömung am Darßer Ort (Nordwestwind, Beaufort 6)

Fischland wesentlich steiler abfällt als vor Zingst (vgl. Abb. 1 u. 2). Somit dissipiert weniger Seegangenergie im Vorfeld und entsprechend größer ist der Energieeintrag in die Küste.

Die stärkere Belastung der Außenküste von Fischland wirkt sich auch auf den Sedimenttransport aus. In Abb. 7 sind für verschiedene Belastungsrichtungen (Südwest bis Nordost) für jeweils acht Windgeschwindigkeitsklassen exemplarisch die resultierenden Transportkapazitäten für den bodennahen Sedimenttransport dargestellt. Die Werte wurden auf

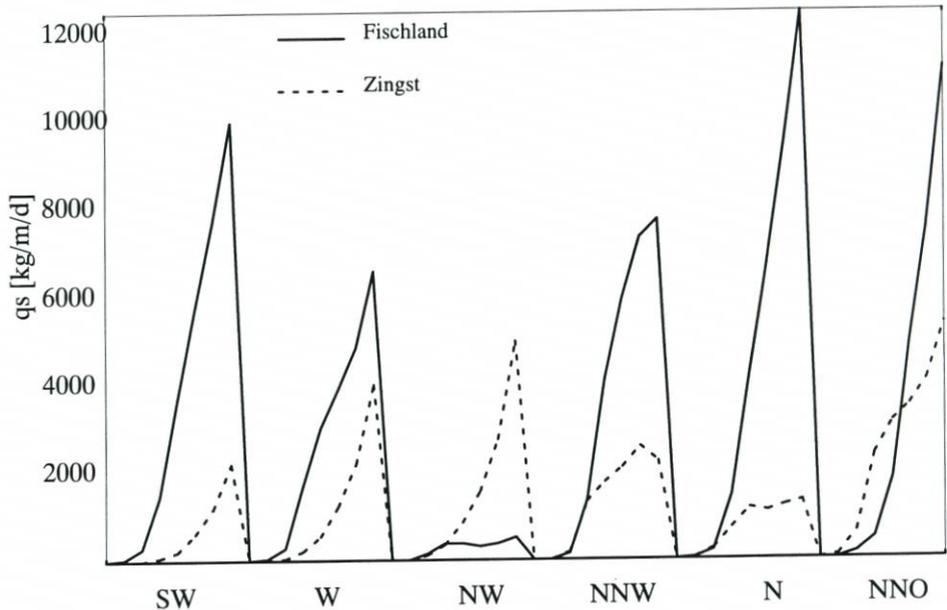


Abb. 7: Transportkapazitäten vor Fischland und Zingst für sechs Windrichtungen mit jeweils acht Windgeschwindigkeitsklassen (Beaufort 2–9)

der 3-m-Tiefenlinie aufgenommen, wobei die durchgezogene Linie die Transportkapazitäten vor Fischland und die gestrichelte die vor Zingst darstellen. Anhand dieser Grafik lassen sich sofort Aussagen über die Transportwirksamkeit der Einzelsituationen, d. h. bestimmter Windrichtungs- und -geschwindigkeitsklassen, treffen. Besonders deutlich zu erkennen ist die bereits o. g. Richtungsabhängigkeit der Ergebnisse, d. h. die Unterschiede, die vor allem durch die jeweilige geographische Ausrichtung der beiden Küstenabschnitte bedingt sind.

Die resultierenden Transportkapazitäten lassen sich am besten durch eine Bilanzierung entlang eines Schnittes (bis zur 5-m-Linie) darstellen. Dieses Vorgehen entspricht einer Integration der Transportkapazitäten über die Brandungszone und schafft Ergebnisse, die auch mit einfacheren Integralmethoden vergleichbar sind. Als Beispiel für den bodennahen Transport sind in den Abb. 8 und 9 qualitativ die aus den oben beschriebenen Strömungssituationen resultierenden Transportkapazitäten dargestellt, die unter Anwendung der Transportformulierung von BIJKER berechnet wurden.

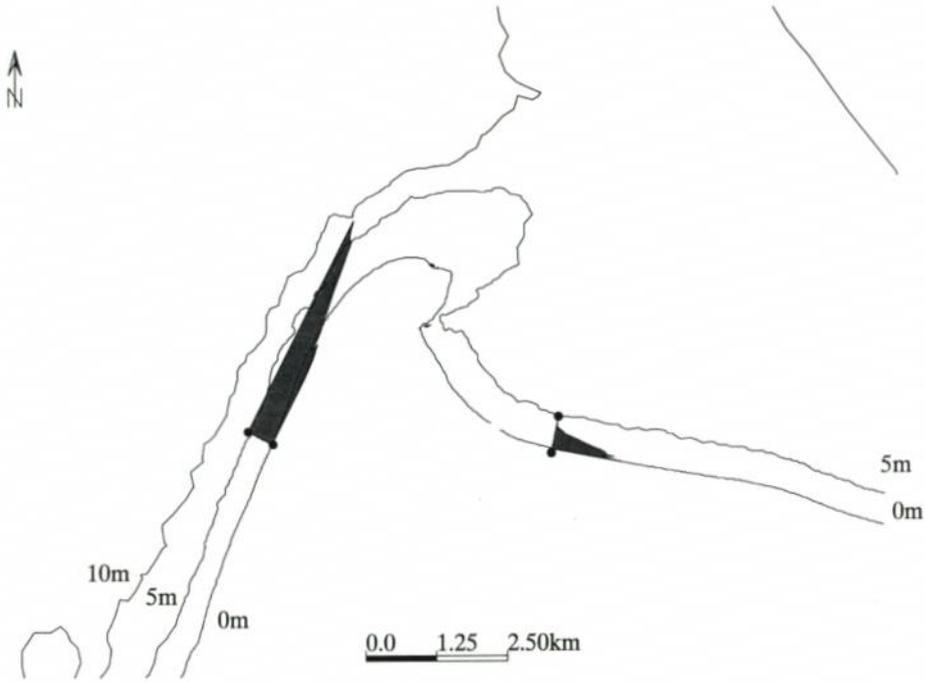


Abb. 8: Typische Sedimenttransportverteilung bei Westwind

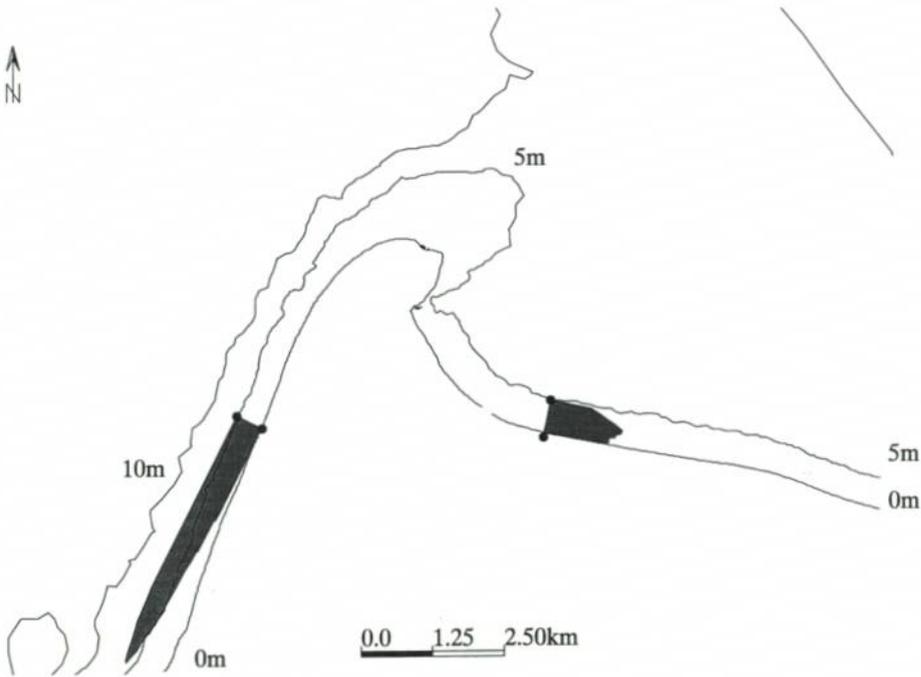


Abb. 9: Typische Sedimenttransportverteilung bei Nordwestwind

5. Szenarienbildung

Aus der zuvor berechneten Matrix an hydrodynamischen Situationen lassen sich nun Szenarien konstruieren, d. h. die nahezu unendliche Vielfältigkeit meteorologischer bzw. hydrodynamischer Bedingungen wird durch eine endliche (und handlichere) Anzahl genau definierter Situationen ersetzt (STEIJN, 1992). Den Ausgangspunkt bei diesem Vorgehen bilden Windstatistiken, d. h. Aussagen über die Häufigkeit bestimmter Windsituationen. In diesem Projekt wurden exemplarisch die Szenarien von BECKMANN (1999) verwendet, die anhand einer in Boltenhagen über einen Zeitraum von 20 Jahren gemessenen Windzeitreihe ermittelt wurden.

BECKMANN entwickelte drei Szenarien: Eine mittlere Verteilung (1970–1990), ein Szenario mit viel Westwind (1990) und ein Szenario mit wenig Westwind (1976). Die oben beschriebenen Einzelsituationen kann man nun über die jeweiligen Häufigkeiten, die sich mittels einer Weibull-Verteilung beschreiben lassen, wichten und linear kombinieren. Ein Vorteil dieser Methode besteht u. a. darin, dass eine solche Vorgehensweise unabhängig von der derzeit strittigen Diskussion ist, ob eine Klimaänderung einer natürlichen Variabilität des Klimas entspricht oder antropogene Ursachen hat (z. B. Erhöhung des CO_2 -Gehaltes in der Atmosphäre). Die Wichtungsfaktoren, die sich aus den genannten Szenarien ergeben, sind in Abb. 10 dargestellt. Anhand dieser Grafik lassen sich die Hauptbelastungsrichtungen (Südwest bis Nordwest) deutlich erkennen.

Die aus diesen Szenarien resultierenden Strömungsverhältnisse sind plausibel, da die offensichtlich größten hydrodynamischen Belastungen in den Bereichen auftreten, die als Erosionsgebiete bzw. morphologisch aktive Gebiete bekannt sind (z. B. Fischland oder Darßer Ort). Die resultierenden küstennahen Strömungen sind immer nach Norden bzw. Osten gerichtet, lediglich vor der Halbinsel Zingst ist die resultierende Strömungsrichtung für das Szenario mit wenig Westwind indifferent (WEILBEER, 1998). Eine Analyse der hydrodynamischen Ergebnisse beispielsweise hinsichtlich der maximalen Bodenschubspannungen kann bereits wertvolle Hinweise auf die morphologische Sensitivität dieser Küste geben, da die hier vorgestellte Methodik Ergebnisse liefert, die mit den bekannten morphologischen Trends dieses Gebietes korrelieren.

Es lassen sich also für definierte Szenarien Aussagen über die resultierende hydrodynamische Belastung der Küste treffen. Das gleiche Vorgehen wird konsequenterweise zur Berechnung von mittleren Sedimenttransportraten angewendet, d. h. aufbauend auf den Ergebnissen der HN-Modelle werden durch entsprechende nachgeschaltete Module Transportraten bestimmt und ebenfalls miteinander kombiniert, um auf diese Weise morphologische Trends für verschiedene Szenarien quantifizieren zu können.

Hierbei ergaben sich besonders an der Westküste deutlich veränderte mittlere jährliche Transportraten (Abb. 11 und 12). Nimmt man die Sedimenttransportraten als Referenzgrößen, die sich aus den mittleren Verhältnissen ergeben, so verringern sich die Transportraten vor Fischland um bis zu 40 % bei dem Szenario mit weniger Westwind und erhöhen sich um bis zu 40 % bei dem Szenario mit viel Westwind. Am Westdarß und am Darßer Ort sind die Unterschiede nicht mehr ganz so gravierend. Je größer die Sedimenttransportrate bereits bei den mittleren Windverhältnissen war, um so geringer (ca. 25 %) sind die prozentualen Unterschiede zu den anderen Szenarien. Östlich des Darßer Ort ergibt sich ein anderes Systemverhalten. Generell wachsen die resultierenden Sedimenttransportkapazitäten vor Zingst nach Osten hin an, aber die Unterschiede zwischen den Szenarien sind nicht so deutlich wie an der Westküste.

Bemerkenswert ist bei einem Vergleich verschiedener Transportformulierungen, dass

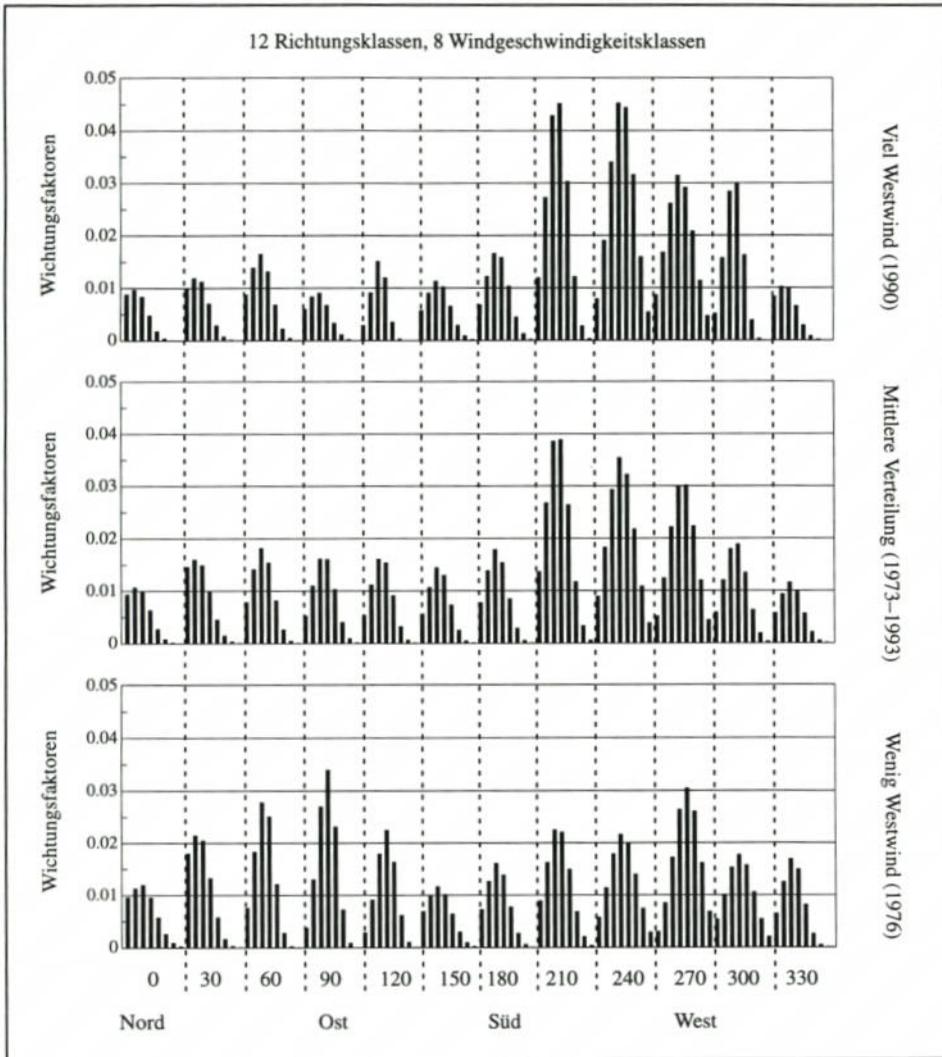


Abb. 10: Wichtungsfaktoren für Einzelsituationen, dargestellt für 12 Windrichtungen mit jeweils acht Windgeschwindigkeitsklassen (Beaufort 2-9)

sich die zuvor erläuterte Unschärfe in der quantitativen Beschreibung des Sedimenttransportes nur bei einem Vergleich der Beträge der Sedimenttransportraten auswirkt. Obwohl sich mitunter bei einem Vergleich bestimmter Einzelereignisse größere Unterschiede in den Transportraten ergeben, sind die prozentualen Veränderungen bei den verschiedenen Windszenarien nahezu gleich. Mit dieser Methode können demnach realistische Aussagen bezüglich der Sensitivität dieses Küstenabschnittes gegenüber Klimaschwankungen erzielt werden, sofern der Ist-Zustand hinreichend genau modelliert werden kann.

Die Möglichkeiten der hier präsentierten Vorgehensweise sind bei weitem noch nicht ausgeschöpft. So können in einfacher Weise unter Anwendung anderer Transportformulierungen, die weiterführende Ansätze z. B. bezüglich des suspendierten Sedimentes oder der

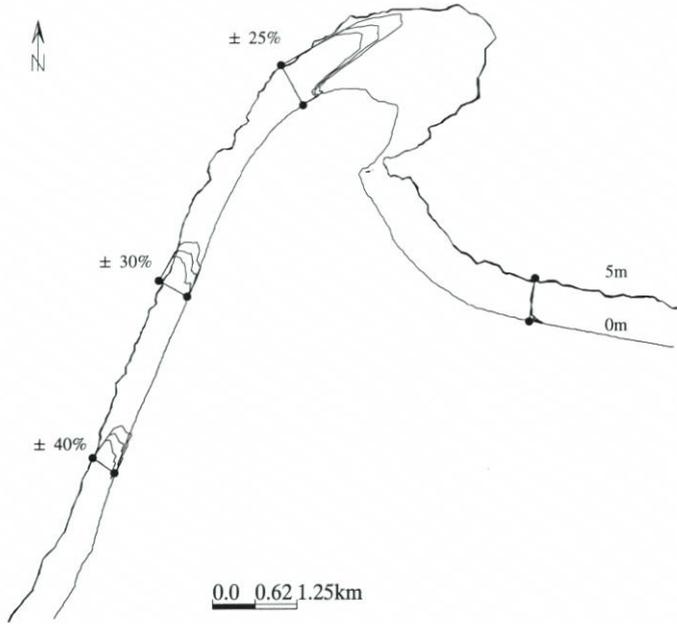


Abb. 11: Resultierender bodennaher Sedimenttransport für drei verschiedene Klimaszenarien, berechnet mit der Transportkapazitätsformulierung nach BIJKER

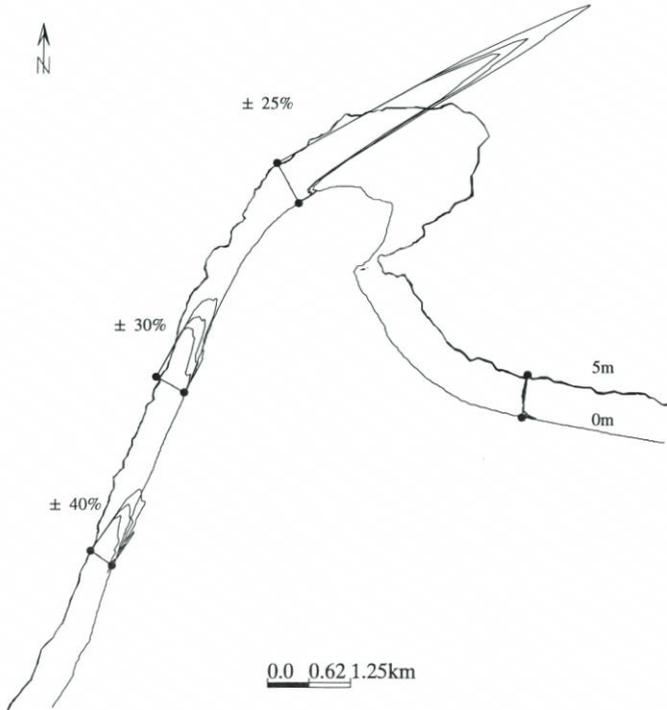


Abb. 12: Resultierender bodennaher Sedimenttransport für drei verschiedene Klimaszenarien, berechnet mit der Transportkapazitätsformulierung nach VAN RIJN

Gesamtfracht beinhalten, weitere Prinzip- und Sensitivitätsstudien durchgeführt werden. Auch ergänzende Modelle hinsichtlich des bislang nicht erfassten Küstenquertransportes sind sinnvoll.

Leider existieren gegenwärtig kaum Messungen zur Beurteilung der Zuverlässigkeit der Modellergebnisse, so dass diese nur einer Prüfung auf Plausibilität unterzogen werden konnten. So gibt z. B. der aus den Kartenauswertungen bestimmte Flächenzuwachs am Darßer Ort (TIEPOLT et al., 1999) lediglich die Größenordnung für den resultierenden Sedimenttransport in diesen Küstenabschnitt vor. Solche Informationen können zwar nicht direkt für eine Validierung des hier verwendeten Modelltyps genutzt werden, aber durch eine Synthese von Modellergebnis und geographischer Information können Erklärungen für ein dynamisches Küstenverhalten gefunden werden. Dieser Weg sollte weiter beschritten werden.

6. Schriftenverzeichnis

- BATTJES, J. A.: Modeling of turbulence in the surf zone. International Conference on Modeling Technology, ASCE, New York, 1975.
- BATTJES, J. A. u. JANSSEN, J. P. F. M.: Energy loss and set-up due to breaking of random waves. Proceedings of the 16th International Coastal Engineering Conference, Hamburg, 1978.
- BECKMANN, B. R. u. TETZLAFF, G.: Veränderungen in der Häufigkeit von Sturmhochwassern an der Ostseeküste von Mecklenburg-Vorpommern und deren Ursachen. Die Küste, H. 61, 1999.
- BIJKER, E. W.: Longshore Transport Computations. Journal of Waterways, Harbour and Coastal Eng., Vol. 99, 1971.
- BÖRNGEN, M.; SCHÖNFELDT, H. J.; RIECHMANN, F. u. TETZLAFF, G.: Seegangbelastung vor der Außenküste von Mecklenburg-Vorpommern – Grundlagen des Seegangs atlas für die Gewässer vor dem Darß und Zingst. Die Küste, H. 61, 1999.
- DE VRIEND, H. J.: Mathematical modelling and large-scale coastal behavior-Physical processes and Predictive Models. Journal of Hydraulic Research, Vol. 29, No. 6, 1991.
- DE VRIEND, H. J.; ZYSERMAN, J.; NICHOLSON, J.; ROELVINK, J. A.; PÉCHON, P. u. SOUTHGATE, H. N.: Medium-term 2DH coastal area modelling. Coastal Engineering 21, 1993.
- DE VRIEND, H. J.; CAPOBIANCO, M.; CHESHER, T.; DE SWART, H. E.; LATTEUX, B. u. STIVE, M. J. F.: Approaches to long-term modelling of coastal morphology: a review. Coastal Engineering 21, 1993.
- DINGEMANS, M. C.; RADDER, A. C. u. DE VRIEND, H. J.: Computation of the driving forces of wave-induced currents. Coastal Engineering 11, 1987.
- HINNEBURG, D.; RAABE, A. u. TETZLAFF, G.: Die Berechnung von Windfeldern und Schubspannungsgeschwindigkeiten an der Wasseroberfläche. Die Küste, H. 61, 1999.
- HOLTHUIJSEN, L. H.; BOOIJ, N. u. HERBERS, T. H. C.: A prediction model for stationary, short-crested waves in shallow water with ambient currents. Coastal Engineering 13, 1989.
- HOLTHUIJSEN, L. H. u. BOOIJ, N.: Hiswa User Manual, Delft University, 1995.
- JOHNSON, H.; BRÖKER, I. u. ZYSERMAN, J.: Identification of some relevant processes in coastal morphological modelling. Proceedings of the 24th International Conference of Coastal Engineering, ASCE, pp. 2871-2885, 1994.
- KOLAX, M. u. HUPFER, P.: Die Seegangparameter in den Gewässern vor der deutschen Ostseeküste und ihre Variabilität in Abhängigkeit von Klima- und Zirkulationsschwankungen. Die Küste, H. 61, 1999.
- LONGUET HIGGINS, M. S.: Longshore currents generated by obliquely incident sea waves. Journal of Geophysical Research, 75 (33): 203-248, 1970.
- NICHOLSON, J.; BRÖKER, I.; ROELVINK, J. A.; PRICE, D.; TANGUY, J. M. u. MORENO, L.: Intercomparison of coastal area morphodynamic models. Coastal Engineering 31, 1997.
- PÉCHON, P.; RIVERO, F.; JOHNSON, H.; CHESHER, T.; O'CONNOR, B.; TANGUY, J. M.; KARAMBAS, T.; MORY, M. u. HAMM, L.: Intercomparison of wave-driven current models. Coastal Engineering 31, 1997.
- SMITH, S. D. u. BANKE, E. G.: Variation of the sea surface drag coefficient with wind speed. Jour. R. Met. Soc., 1975.

- SOULSBY, R. L.; HAMM, L.; KLOPMAN, G.; MYRHAUG, D.; SIMONS, R. R. u. THOMAS, G. P.: Wave-current interaction within and outside the bottom boundary layer. Coastal Engineering 21, 1993.
- SOUTHGATE, H. N.: The effects of wave chronology on medium and long term coastal morphology. Coastal Engineering 26, 1995.
- STEIJN, R. C.: Input filtering techniques for complex morphological models. Report H 824, Delft Hydraulics, 1992.
- STEPHAN, M. u. SCHÖNFELDT, H. J.: Küstenentwicklungsmodell zur langfristigen Berechnung des Sedimenttransportes in Abhängigkeit von Windverteilung und welleninduziertem Brandungsstrom an der Ostseeküste Mecklenburg-Vorpommerns zwischen Warnemünde und Hiddensee. Die Küste, H. 61, 1999.
- TIEPOLT, L. u. SCHUMACHER, W.: Historisch bis rezente Küstenveränderungen im Raum Fischland, Darß und Zingst anhand von Karten, Luft- und Satellitenbildern. Die Küste, H. 61, 1999.
- VAN RIJN, L. C.: Sediment transport by currents and waves. Report H 461, Delft Hydraulics, 1989.
- WEILBEER, H. u. ZIELKE, W.: Hydrodynamical modelling of nontidal coastal areas assessing the morphological behaviour. In Spaulding, M. L. and Cheng, R. T., Editors, Estuarine and Coastal Modeling, Proceedings of the 5th International Conference, 22.-24. 10. 1997 in Alexandria (Virginia), 1998.

Untersuchungen zum Wasserhaushalt der Darß-Zingster Boddenkette

Von BJÖRN-RÜDIGER BECKMANN und GERD TETZLAFF

Zusammenfassung

Das Wasserhaushaltsgeschehen der Darß-Zingster Boddenkette ist von großer Bedeutung für den Nährstoffeintrag und für Fischreichtum und Artenvielfalt.

Zu den untersuchten Bilanzelementen des Wasserhaushalts der Bodden zählen Ein- und Ausstrom von der Ostsee, Wasserinhaltsänderungen, Verdunstung und Einträge durch Flüsse und Niederschlag. Es wurden von uns zunächst mittlere jährliche und monatliche Raten der einzelnen Wasserhaushaltsglieder aus täglichen Daten ermittelt. Besondere Aufmerksamkeit wurde dabei der Berechnung der Verdunstung gewidmet, da diese nicht auf direktem Wege gemessen wird, sondern nur indirekt aus verschiedenen anderen Messwerten berechnet werden kann. Dazu wurde ein relativ einfacher analytischer Ansatz mit aufwendigen Modellsimulationen verglichen.

Weiterhin wurden mittlere Raten der Bilanzelemente zu verschiedenen Extremsituationen wie extremen Wasserstandsanstiegen, extremen Flusswasserzufuhren und extremen Niederschlagsperioden gebildet, um über diese dann den Beitrag eines Extremereignisses zum jährlichen Umsatz abzuschätzen. Extreme Einträge von Niederschlägen als auch von Flusswasser spielen im jährlichen Wasserhaushaltsgeschehen lediglich eine untergeordnete Rolle. Ein extremes Wasserstandsereignis hingegen kann einen beträchtlichen Teil des jährlichen Einstroms in die Bodden annehmen.

Summary

The water utilization budget of the Darss-Zingst Bodden chain is of major importance for the eco system. In the present investigation, the following factors of the water balance of the Bodden chain with its four interconnected basins were taken into account: water exchange with the Baltic Sea and the neighbouring basins, river discharge, net storage, precipitation and evaporation. Annual and monthly averages of these factors have been determined on the basis of daily and hourly field data. Special attention was given to the computation of evaporation which cannot be measured but must be calculated using various other data.

Extreme events of precipitation as well as of river discharge do not seem to make a distinct impact on the annual water budget of the Bodden chain. However, extreme water levels of the Baltic Sea can contribute drastically to the inflow into the system.

Inhalt

1. Einleitung	196
2. Wasserhaushaltsglieder	196
2.1 Wasserinhaltsänderung	198
2.2 Flusswasserzufuhr	198
2.3 Niederschlag	199
2.4 Verdunstung	200
3. Wasseraustausch zwischen Ostsee und Bodden	206
3.1 Monats- und Jahresmittelwerte	206
3.2 Extreme Wasserstandsereignisse	207
4. Schluss	208
5. Danksagung	209
6. Schriftenverzeichnis	209

1. Einleitung

Die Darß-Zingster Boddenkette stellt eine Kette aneinander gereihter küstennaher Seen (Bodden) dar, die am Ostrand eine Verbindung zur Ostsee haben. Die Bodden sind untereinander durch z. T. sehr schmale natürliche Fließkanäle miteinander verbunden. Bei einer Fläche von knapp 200 km² sind diese Gewässer mit einer durchschnittlichen Tiefe von 2 m als sehr flach einzustufen. Entscheidend z. B. für die räumliche und zeitliche Verteilung der Nährstoffeinträge in die Boddengewässer und Fischreichtum sind der Austausch der Wassermassen. Näheres zu diesem in die Ökologie hineinreichenden Themenkomplex ist z. B. bei SCHIEWER und GOCKE (1995) zu finden. Aufbauend auf den Untersuchungen von CORRENS und MERTINKAT (1974) und MERTINKAT (1992) sollen neben den mittleren monatlichen und mittleren jährlichen Raten der Wasserhaushaltsglieder mittlere Raten zu verschiedenen Extremsituationen bestimmt werden. Detaillierter beschriebene Strömungsverhalten zu Einzelfallstudien in den Boddengewässern wurden auf der Basis von numerischen Modellansätzen von anderen Projektpartnern verfolgt. Aufmerksamkeit soll der Bestimmung der Verdunstung über den Boddengewässern gewidmet werden. Statt der bisher in den Untersuchungen zum Wasserhaushalt der Boddengewässer verwendeten Ansätze zur Verdunstung z. B. bei CORRENS und MERTINKAT (1974) und bei BROSIN (1965) sollen neue und allgemeingültige Ansätze diskutiert werden. Eine Gegenüberstellung der jährlichen Wasserhaushaltsbilanz und der Bilanz zu extremen Wasserstandsanstiegen, extremen Niederschlagsereignissen und extremen Flusswasserzufuhren soll zeigen, inwiefern die Extremsituationen Anteil am jährlichen Wasserhaushaltsgeschehen haben, und weil dadurch besonders hohe Wasserstände auftreten können, deren Auswirkungen zu berücksichtigen sind.

2. Die Wasserhaushaltsglieder

Die Bodden sind untereinander durch z. T. sehr schmale natürliche Fließkanäle verbunden. Zur detaillierten Beschreibung der Wasserhaushaltsbilanz der Boddengewässer wurde eine Aufteilung in vier Teilbodden vorgenommen. Die Unterteilung, siehe auch Abb. 1, sieht wie folgt aus: 1. *Saaler Bodden*, 2. *Bodstedter Bodden*, Koppelstrom und Prerower Strom, 3. *Barther Bodden*, Barther Strom, Fitt und Zingster Strom und 4. *Grabow*. Im weiteren Text werden der Übersicht halber nur noch die kursiv geschriebenen genannt. Der Wasserhaushalt eines jeweiligen Boddens i wird durch den Niederschlag N_i , die Verdunstung V_i , durch die Zuflüsse in den Bodden i fließenden Gewässer F_i sowie durch Zu- und Abflüsse A_k aus den benachbarten Bodden bzw. der Ostsee bestimmt. Mit A_0 wird der Austausch zwischen der Ostsee und Grabow, mit A_1 der Austausch zwischen Grabow und Barther Bodden, mit A_2 der Austausch zwischen Barther und Bodstedter Bodden und mit A_3 der Austausch zwischen Bodstedter und Saaler Bodden bezeichnet. Die Wasserinhaltsänderung während einer Zeitspanne Δt im Bodden i wird mit S_i bezeichnet. Für jeden der vier Bodden wird eine separate Bilanzgleichung erstellt, wobei über den Zeitraum Δt bilanziert wird. Diese vier Gleichungen bilden dann folgendes Gleichungssystem:

$$\begin{aligned}
 A_3 &= S_1 - N_1 + V_1 - F_1 \\
 A_2 &= S_2 - N_2 + V_2 - F_2 + A_3 \\
 A_1 &= S_3 - N_3 + V_3 - F_3 + A_2 \\
 A_0 &= S_4 - N_4 + V_4 - F_4 + A_1
 \end{aligned} \tag{1}$$

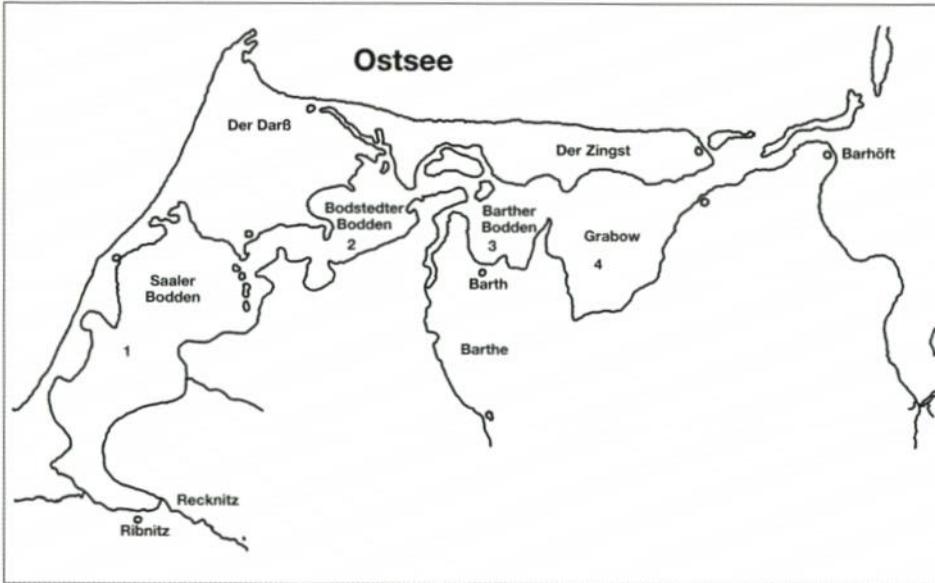


Abb. 1: Übersichtskarte der Darß-Zingster Boddenkette

Der Wasseraustausch zwischen der Ostsee und der gesamten Boddenkette wird durch folgende Gleichung beschrieben:

$$A_{gs} = \sum_{i=1}^4 (S_i + V_i - N_i - F_i) \quad (2)$$

Die Größen wie Flußwasserzufuhr F_i , Niederschlag N_i , Verdunstung V_i und Wasserinhaltsänderung bzw. Speicherterm S_i können aus Messdaten abgeleitet werden. Die Zu- und Abflüsse A_k sind die unbekanntenen Größen des Gleichungssystems. Über Ein- oder Ausstrom in bzw. aus den jeweiligen Bodden entscheidet das Vorzeichen der A_k 's. Bei positivem Vorzeichen findet ein Einstrom von einem Gewässer (Bodden oder Ostsee) in das hiervon östlich gelegene statt. Ein negatives Vorzeichen steht dann entsprechend für ein umgekehrtes Strömungsverhalten. Um nun z. B. Monatsmittelwerte oder Mittelwerte aus Extremsituationen angeben zu können, ist es erforderlich, das Wasserhaushaltsglied A_k in einen Einstromterm E_{ij} und in einen Ausstromterm E_{ji} zu separieren. E_{ij} steht für den Einstrom von Bodden j in den Bodden i . Diese neu eingeführten Wasserhaushaltsglieder werden über Betrag und Vorzeichen des entsprechenden A_k bestimmt. Die Wasserzufuhren und die Wasserverluste lassen sich dann wie folgt für die einzelnen Bodden formulieren.

Bodden 1 (Saaler Bodden):

$$WZ_1 = N_1 + F_1 + E_{12} \quad (3)$$

$$WV_1 = V_1 + E_{21}$$

Bodden 4 (Grabow):

$$WZ_4 = N_4 + F_4 + E_{40} + E_{43} \quad (4)$$

$$WV_4 = V_4 + E_{34} + E_{04}$$

Für Bodden 2 und 3 (Bodstedter Bodden und Barther Bodden) lässt sich allgemein schreiben:

$$\begin{aligned} WZ_i &= N_i + F_i + E_{i,i+1} + E_{i,i-1} \\ WV_i &= V_i + E_{i+1,i} + E_{i-1,i} \end{aligned} \quad (5)$$

WZ_i steht für Wasserzufuhr in den Bodden i und WV_i für Wasserverlust des Boddens i . Die Wasserzufuhr WZ_{gs} und der Wasserverlust WV_{gs} der gesamten Boddenkette wird durch die beiden folgenden Gleichungen beschrieben:

$$WZ_{gs} = E_{gs} + \sum_{i=1}^4 (N_i + F_i); \quad \begin{aligned} E_{gs} &= A_{gs} \text{ wenn } A_{gs} > 0 \\ E_{gs} &= 0 \text{ wenn } A_{gs} < 0 \end{aligned} \quad (6)$$

$$WV_{gs} = E_{gs} + \sum_{i=1}^4 V_i; \quad \begin{aligned} E_{gs} &= A_{gs} \text{ wenn } A_{gs} < 0 \\ E_{gs} &= 0 \text{ wenn } A_{gs} > 0 \end{aligned} \quad (7)$$

2.1 Wasserinhaltsänderung

Die Wasserinhaltsänderung wird aus der Differenz der Boddenpegelstände am Anfang und am Ende des Untersuchungszeitraumes (Zeitspanne Δt) durch Multiplikation der entsprechenden Flächenanteile der Boddengewässer bestimmt. Für das Untersuchungsgebiet stehen stündliche Pegelmessungen durchgehend seit November 1960 für die Pegelstationen Althagen und Barth zur Verfügung. Althagen liegt am Saaler Bodden und Barth am Barther Bodden (s. auch Abb. 1). Der Pegel Barhöft (Grabow) endet 1977. Mittels einer Regression mit dem Pegel Stralsund konnte die Barhöfter Zeitreihe vervollständigt werden. Die Pegel-daten wurden vom Bundesamt für Seeschifffahrt (BSH) zur Verfügung gestellt. Die Auf-teilung der Pegel auf die einzelnen Bodden erfolgt in Anlehnung an MERTINKAT (1992). Hier-nach werden dem Saaler Bodden (Boddengebiet 1) der Pegel Althagen zugeordnet. Der Pe-gel für den Bodstedter Bodden (Boddengebiet 2) setzt sich zu gleichen Anteilen aus den Pegeln Althagen und Barth zusammen. Der Barther Bodden (Boddengebiet 3) wird durch den Barther Pegel repräsentiert. Der Wasserstand des Grabows (Boddengebiet 4) wird zu 75 % durch den Pegel Barth und zu 25 % durch den Pegel Barhöft bestimmt. Die Flächen der vier Boddengebiete betragen nach MERTINKAT (1992) $80,9 \cdot 10^6 \text{ m}^2$ (Saaler Bodden), $32,7 \cdot 10^6 \text{ m}^2$ (Bodstedter Bodden), $27,3 \cdot 10^6 \text{ m}^2$ (Barther Bodden) und $45,7 \cdot 10^6 \text{ m}^2$ (Grabow). Für die Untersuchungen wurden tägliche Werte des Wasserstandes für die vier Boddengebiete be-stimmt.

2.2 Flusswasserzufuhr

Die in die Bodden entwässernden Flüsse, Bäche und Gräben umfassen ein Einzugs-gebiet von $1593,9 \text{ km}^2$. Auf die beiden größten Flüsse Recknitz und Barthe (siehe Abb. 1) entfallen mit $668,9 \text{ km}^2$ und $196,5 \text{ km}^2$ alleine 42 % des Gesamteinzugsgebietes. Nach SIMON (1973) erhält die Darß-Zingster Boddenkette im langjährigen Mittel eine Süßwasserzufuhr von $290 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$. Davon entfallen auf die Flüsse Recknitz und Barthe ca. 67 %. Die Fluss-wasserzufuhr verteilt sich nach MERTINKAT (1992) wie folgt auf die vier Teilboddengebiete: Auf den Saaler Bodden (Boddengebiet 1) entfallen 63,89 %, auf den Bodstedter Bodden

(Boddengebiet 2) entfallen 5,22 %, auf den Barther Bodden (Boddengebiet 3) entfallen 20,3 % und auf den Grabow (Boddengebiet 4) entfallen 8,59 % der gesamten Flusswasserzufuhr. Für die Barthe liegen tägliche Durchflussdaten von 1961 bis 1979 und ab 1985 vom Staatlichen Amt für Natur und Umwelt in Stralsund vor. Für die Recknitz sind die Daten ab 1967 erhältlich. Die Datenlücke bei der Barthe konnte durch eine Regression zwischen den Durchflussdaten beider Flüsse geschlossen werden.

Die mittlere Jahressumme der Flusswasserzufuhr in die Bodden wurde aus den Jahressummen 1967 bis 1979 und 1985 bis 1994 bestimmt. Dieses sind die Zeiträume, in denen für beide Zeitreihen gemeinsam Daten vorliegen. Der Volumeneintrag ist durch die Gesamtfläche der vier Boddengebiete dividiert worden, so dass die mittlere Jahressumme hier in mm angegeben werden kann. Sie beträgt 1780 mm. Bei Verwendung der t-Verteilung ergibt sich ein ziemlich großer Vertrauensbereich von ± 292 mm auf dem 90 % Signifikanzniveau, da die Jahressummen von Jahr zu Jahr sehr unterschiedlich ausfallen. Die mittlere monatliche Verteilung der Flusswasserzufuhr in die Boddenkette samt Vertrauensbereiche auf dem 90 % Signifikanzniveau ist in Abb. 2 dargestellt. Diese Auswertung basiert auf dem Zeitraum von 1981 bis 1993, so dass hier Daten aus der Regression mit eingeflossen sind. Dieser Zeitraum wurde gewählt, weil die gemeinsame Auswertung aller Wasserhaushaltsglieder später innerhalb dieses Zeitraumes erfolgen soll. Wie die Abb. 2 zeigt, fallen auch für die monatlichen Verteilungen die Vertrauensbereiche sehr groß aus. Der flusswasserzufuhrärmste Monat ist der Juni und die meiste Zufuhr an Flusswasser erfolgt im November.

2.3 Niederschlag

Direkte Niederschlagsmessungen über der Wasseroberfläche liegen nicht vor. Der Niederschlagseintrag muss deshalb durch benachbarte Landstationen abgeschätzt werden. Für das Untersuchungsgebiet wurden vom Deutschen Wetterdienst (DWD) tägliche Daten der Stationen Barth ab 1976, Wustrow ab 1972 und Prerow und Ribnitz ab 1961 zur Verfügung

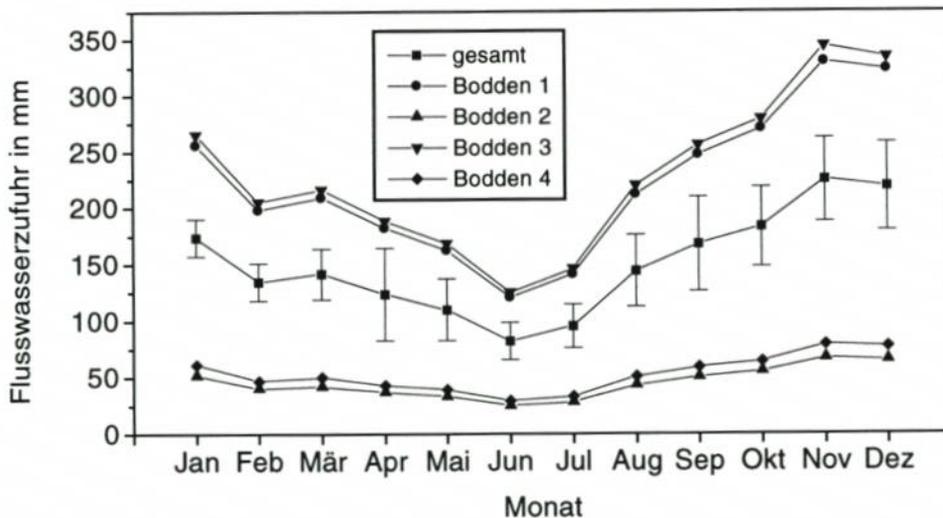


Abb. 2: Monatliche Zufuhr an Flusswasser in die Darß-Zingster Bodden mit 90 % Vertrauensbereich und für jeden Teilbodden ermittelt aus dem Zeitraum von 1981 bis 1993

gestellt. Bei den Daten handelt es sich um vom Geschäftsfeld Hydrometeorologie des DWD bzgl. systematischer Niederschlagsmessfehler korrigierte Werte. Die Aufteilung der zur Verfügung stehenden Niederschlagsdaten auf die vier Teilboddengebiete erfolgte in Anlehnung an MERTINKAT (1992). Für das Boddengebiet 1 wird der Niederschlag zu gleichen Anteilen aus Ribnitz und Wustrow bestimmt. Für das Boddengebiet 2 setzt sich der Niederschlag zu gleichen Anteilen aus Wustrow und Prerow zusammen. Für das Gebiet Bodden 3 wird der Niederschlag aus den Messungen der Stationen Barth und Prerow zu gleichen Anteilen festgelegt. Für das Boddengebiet 4 wird Barth als repräsentativ angenommen.

Eine gemeinsame Auswertung der drei Niederschlagszeitreihen von 1976 bis 1993 ergibt für das Untersuchungsgebiet eine mittlere Jahresniederschlagssumme von 708 mm mit einem Vertrauensbereich von $\pm 29,4$ mm auf dem 90 % Signifikanzniveau. Für den Zeitraum von 1981 bis 1993 beträgt der jährliche Niederschlag 711 mm mit einem Vertrauensbereich von $\pm 37,9$ mm auf dem 90 % Signifikanzniveau. Mittlere monatliche Niederschlagsangaben mit

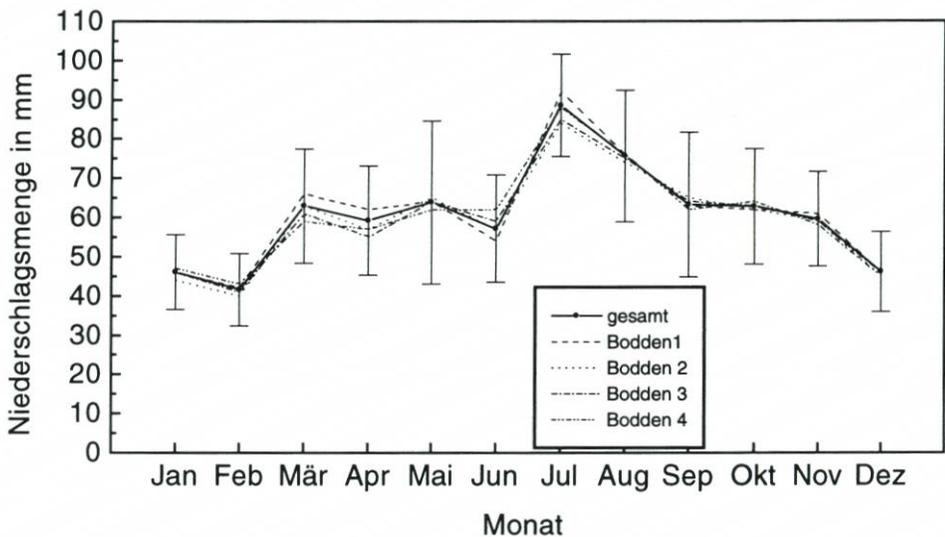


Abb. 3: Monatliche Niederschlagsraten mit 90 % Vertrauensbereich für das Gebiet Darß-Zingst und für jedes Teilboddengebiet ermittelt aus dem Zeitraum von 1981 bis 1993

90 % Vertrauensbereich sind in der Abb. 3 dargestellt. Es ist zu erkennen, dass der Monat Juli der niederschlagsreichste und der Monat Februar der niederschlagsärmste Monat ist. Die Vertrauensbereiche fallen bei der monatlichen Untersuchung ebenfalls auf Grund sehr großer Standardabweichungen hoch aus. In der monatlichen Niederschlagsverteilung gibt es nur geringe Unterschiede in den einzelnen Boddengebieten.

2.4 Verdunstung

Die Verdunstungsmenge wird nicht direkt durch Messungen über der Wasseroberfläche gewonnen, so dass eine indirekte Bestimmung dieser Größe über andere vorhandene Messwerte erforderlich ist. In dieser Arbeit wird sie über den Boddengewässern nach einem Ansatz von BRUTSEART (1982) bestimmt. Dieser bietet die Möglichkeit, den Fluss latenter

Wärme bzw. die Verdunstung über einer Wasseroberfläche durch den latenten Wärmefluss in Ufernähe und einen Advektionsterm zu beschreiben. Die Idee basiert auf einem zweidimensionalen Modell, welches in der Abb. 4 verdeutlicht wird. BRUTSEART (1982) verwendete in seiner Arbeit die spezifische Feuchte. Hier wird stattdessen mit dem Dampfdruck gearbeitet. Es wird angenommen, dass an der Wasseroberfläche der Wasserdampf gesättigt ist. Oberhalb der internen Grenzschicht wird derselbe Dampfdruck wie über dem Land angenommen. Dieses wird von BRUTSEART (1982) in folgender Form beschrieben,

$$\begin{array}{lll} z = 0 & x \geq 0 & e = E_w \\ z \rightarrow 0 & x \geq 0 & e = e_1 \\ z > 0 & x = 0 & e = e_1 \end{array}$$

wobei $e_1 = e_1(z)$ der von der Wasseroberfläche unbeeinflusste Dampfdruck und E_w der Sättigungsdampfdruck über der Wasseroberfläche bedeutet. Mit der Größe χ wird der normalisierte Dampfdruck bezeichnet und ist folgendermaßen definiert:

$$\chi = \frac{e - e_1}{E_w - e_1(z = 0)} \tag{8}$$

Die in der Abb. 4 dargestellte Situation wird durch folgende Gleichung beschrieben,

$$u \frac{\partial e}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_v \frac{\partial e}{\partial z} \right) \tag{9}$$

wo horizontale Advektion der Feuchte durch vertikale Änderungen des turbulenten Transports latenter Wärme balanciert wird. Die von BRUTSEART (1982) angegebene Lösung dieser Differentialgleichung für den latenten Wärmestrom über einer Wasseroberfläche unter der

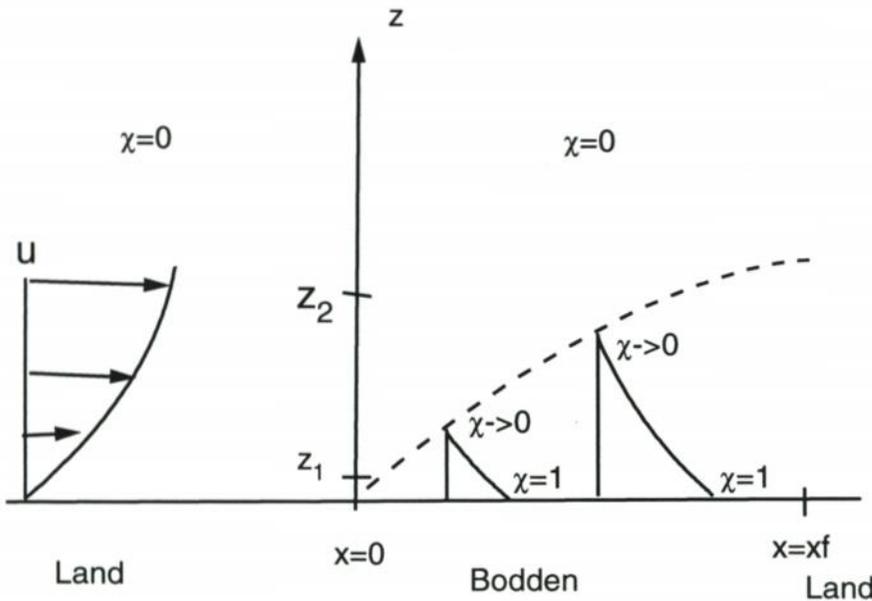


Abb. 4: Interne Grenzschicht des Dampfdrucks in einer dynamisch homogenen Grenzschicht

Berücksichtigung der oben angegebenen Randbedingungen sieht abgewandelt für die Verdunstung so aus:

$$V = \frac{\Delta t}{\rho_w L_v} ET_1 + \frac{\Delta t p}{\rho_w} b \left(\frac{a}{bx_f} \right)^v \frac{(1-v)^{2v-2} (m+1)^{1-2v}}{\Gamma(v)p} 0,622 (E_w - e_1(z_1)) \quad (10)$$

In dieser Gleichung bedeuten Δt der Zeitschritt, ρ_w die Dichte des Wassers, L_v die Verdampfungswärme von Wasser, ET_1 der Fluss latenter Wärme in Ufernähe über Land, ρ die Dichte der Luft, x_f die Streichlänge (Fetch) des Windes über der Wasseroberfläche und p der Luftdruck. v ist über folgende Beziehung mit dem Stabilitätsparameter m verknüpft.

$$v = \frac{1-n}{2+m-n} \quad \text{und} \quad n = 1-m \quad (11)$$

Das Spektrum des Stabilitätsparameters m geht von 0,09 für stark labile Schichtung über 0,14 für neutrale Schichtung bis hin zu 0,3 für stark stabile Schichtung der Atmosphäre. Für a und b gibt BRUTSEART (1982) folgende Funktionen an:

$$a = 5,5 \frac{u_*}{z_0^m} \quad \text{und} \quad b = \frac{u_* z_0^m}{5,5 \text{ m}} \quad (12)$$

Mit u_* ist die Schubspannungsgeschwindigkeit und mit z_0 ist die Rauigkeitslänge über der Wasseroberfläche gemeint.

Der latente Wärmestrom ET_1 wird in Ufernähe durch die Energiebilanz an der Bodenoberfläche bestimmt, welche sich aus der Globalstrahlung G , der langwelligen Ausstrahlung, der atmosphärischen Gegenstrahlung R_H , der turbulenten Flüsse fühlbarer H und latenter Wärme ET_1 und dem Bodenwärmestrom B (Gleichung 13) zusammensetzt.

$$(1-\alpha)G - \varepsilon\sigma T^4(z_1) + \varepsilon R_H + H + ET_1 - B = 0 \quad (13)$$

Die Wärmeströme haben ein positives Vorzeichen, wenn der Fluss zur Bodenoberfläche hingerrichtet ist, ansonsten haben sie ein negatives. Mit α ist die Albedo, mit G die Globalstrahlung, mit ε die Emission im Langwelligen, mit σ die Stefan-Boltzmann-Konstante, mit $T(z_1)$ die Lufttemperatur an der Bodenoberfläche, mit R_H die atmosphärische Gegenstrahlung, mit H und ET_1 die turbulenten Flüsse fühlbarer und latenter Wärme und mit B der Bodenwärmestrom gemeint. Für die atmosphärische Gegenstrahlung R_H wird die Parametrisierung von $\overline{D\bar{S}O}$ und JACKSON (1969) gewählt, die eine Funktion der Lufttemperatur und des Wolkenbedeckungsgrades darstellt. Zur Lösung der Energiebilanzgleichung liegen stündliche Werte der Globalstrahlung der in der Nähe liegenden Station Heiligendamm vor. Weiterhin existieren stündliche Messungen der Lufttemperatur und des Dampfdruckes in zwei Meter Höhe und Windmessungen der DWD-Station Barth und der Außenstelle des Instituts für Meteorologie der Universität Leipzig in Zingst. Der Bedeckungsgrad wurde in Barth bestimmt. Die Albedo wurde mit 0,2, die Emission ε mit 0,9 und der Bodenwärmestrom mit 10 % der Nettostrahlung angenommen. Unbekannte Größen sind jetzt noch die Lufttemperatur am Boden $T(z_1)$ und die Flüsse fühlbarer und latenter Wärme H und ET_1 . Diese beiden Flüsse werden unter Verwendung der integrierten Profilfunktionen (DEYER und HICKS, 1970; BUSINGER et al., 1971) bestimmt, wobei c_p die spezifische Wärme von Luft und γ die Psychrometerkonstante bedeuten.

$$H = \frac{\rho c_p}{r_{ah}} (T(z_1) - T(z_2)) \quad \text{und} \quad ET_1 = \frac{\rho c_p}{\gamma r_{av}} (e(z_2) - e(z_1)) \quad (14)$$

Die aerodynamischen Widerstände r_{ah} und r_{av} ($r_a = \int \frac{\Phi dz}{u_a \kappa z}$) sind Funktionen der bekannten Profilkfunktionen Φ_h bzw. Φ_v , die z. B. von PAULSON (1970) und BADGLEY et al. (1971) für labile und stabile atmosphärische Schichtungen angegeben wurden. Für neutrale Schichtungen haben die Profilkfunktionen den Wert eins.

Unbekannte Größen sind jetzt noch die Lufttemperatur und der Dampfdruck am Boden. Der Dampfdruck $e(z_1)$ kann eliminiert werden, wenn der latente Wärmestrom durch eine zweite Gleichung beschrieben wird; z. B. läßt er sich als Funktion des Sättigungsdefizites ausdrücken.

$$ET_1 = \frac{\rho c_p}{\gamma r_c} (E(z_1) - e(z_1)) \quad (15)$$

Die Größe r_c bedeutet der Bestandswiderstand bzw. Canopy-Widerstand. Dieser wird mit 75 sm^{-1} angenommen. Der Sättigungsdampfdruck $E(z_1)$ wird mittels der Magnusformel über die Lufttemperatur $T(z_1)$ bestimmt. Nach Umstellen der Gleichung 14 nach dem Dampfdruck $e(z_1)$ und Einsetzen in die Beziehung 15 kann der latente Wärmestrom nach folgender Gleichung beschrieben werden:

$$ET_1 = \frac{\rho c_p}{\gamma (r_{av} + r_c)} (e(z_2) - E(z_1)) \quad (16)$$

Über das Lösen der Energiebilanz am Boden kann nun auf den latenten Wärmestrom bzw. die Verdunstung in Ufernähe geschlossen werden.

Zur Berechnung des zweiten Terms in der Gleichung 10 für die Verdunstung werden die Wasseroberflächentemperaturen und die Windgeschwindigkeit über Wasser benötigt. Diese kann mittels eines Windatlas für das Gebiet Darß und Zingst (HINNEBURG et al., 1997) aus den Windmessungen in Zingst und Barth abgeleitet werden. Die zugehörige Schubspannungsgeschwindigkeit wird über das logarithmische Windgesetz bei neutraler Schichtung berechnet, da aus dem vorhandenen Datenmaterial keine Angabe über die atmosphärische Schichtung abgeleitet werden kann. Der Fetch x_f ist abhängig von der Windrichtung. Der Luftdruck p wird als konstant angesetzt. Der Sättigungsdampfdruck E_w über der Wasseroberfläche wird über die Wasseroberflächentemperatur nach der Magnusformel berechnet. Diese wurde aber lediglich einmal am Tag morgens im Zingster Strom gemessen. Damit muss diese Messung als repräsentativ für die gesamte Boddenkette angenommen werden.

Insgesamt liegen die Daten zur Berechnung der Verdunstung seit 1981 vor. Aus den Messungen werden stündliche Raten der Verdunstung ermittelt, da die Ansätze zur Bestimmung der Flüsse fühlbarer und latenter Wärme nicht für Tagesmittelwerte gedacht sind. Anschließend können dann passend zu den restlichen Wasserhaushaltsgliedern Tagesmittel der Verdunstung berechnet werden.

Bei Ermittlung der Verdunstung wird eine Fallunterscheidung zwischen der Anströmung der Boddengewässer aus nördlichen und aus südlichen Richtungen vorgenommen. Bei Anströmung aus Süden, wo also die Luft vom Land beeinflusst ist, werden zur Lösung der Energiebilanz die Barther Daten herangezogen. Die Verdunstung bei nördlicher Anströmung

mung wird mittels der Zingster Daten realisiert. In diesem Fall unterliegt die Luft überwiegend dem Einfluss der Ostsee.

Mittlere jährliche Verdunstungsraten sind für den Zeitraum 1981 bis 1993 ermittelt worden. Für die mittlere jährliche Verdunstung über Land erhält man einen Wert von 560 ± 64 mm auf dem 90 % Signifikanzniveau. Da über dem Wasser keine Stabilitätsangaben vorliegen, sind jährliche Verdunstungsraten unter Verwendung verschiedener Stabilitätsparameter m von sehr stabiler Schichtung ($m = 1/3$) bis hin zur neutralen Schichtung ($m = 1/7$) berechnet worden. Die Verdunstungsraten bei Annahme einer labilen Schichtung über dem Wasser erschienen zu hoch. Die Werte sind mit Angabe des Vertrauensbereiches auf dem 90 % Signifikanzniveau in der Tab. 1 angegeben. In der Abb. 5 sind die mittleren monatlichen Verdunstungshöhen in Abhängigkeit des Stabilitätsparameters m von neutraler Schichtung bis hin zur sehr stabilen Schichtung dargestellt. Die Werte variieren zwischen 10 mm monatlicher Verdunstung im November bis hin zu 190 mm im Monat Juli.

Tab. 1: Mittlere jährliche Verdunstungsraten über den Darß-Zingster Boddengewässern in mm berechnet nach dem Ansatz von BRUETSART (1982) für verschiedene Stabilitätsparameter m , ermittelt aus dem Zeitraum von 1981 bis 1993

m	Verdunstungshöhe in mm
1/3	704 ± 73
1/4	793 ± 79
1/5	886 ± 85
1/6	981 ± 91
1/7	1072 ± 97

Weiterhin soll der Ansatz von BRUTSEART (1982), wie bereits angekündigt, mit Berechnungen der Verdunstung über einer Wasseroberfläche mit dem Mesoskalenmodell GESIMA (EPPEL et al., 1995) verglichen werden. Die horizontale Auflösung wurde für unsere Berechnungen mit 100 m festgelegt. Da der Rechenaufwand nun zu groß wäre, um mit diesem Mesoskalenmodell tägliche Werte der Verdunstung für mehr als zehn Jahre zu berechnen, wurde lediglich eine Sensitivitätsstudie durchgeführt, indem für verschiedene Bedingungen, einmal nach dem analytischen Ansatz von BRUTSEART (1982) und einmal mit GESIMA die Verdunstung über einer Wasseroberfläche in Abhängigkeit vom Fetch berechnet wurde. Um zu überprüfen, ob das GESIMA-Modell unter den gleichen Annahmen (u. a. neutrale atmosphärische Schichtung), wie sie in dem analytischen Ansatz stecken, zu gleichen Resultaten kommt, wird erstens die Verdunstung bei einem nicht vorhandenen Rauigkeitssprung vom Land zum Wasser berechnet. Zweitens wird eine Rauigkeit von 10 cm über dem Land und eine Rauigkeit von 0,05 cm über dem Wasser angenommen. In der Abb. 6 sind Verhältnisse des Advektionsanteils von GESIMA zum analytischen Ansatz für sechs unterschiedliche Situationen dargestellt. Bei den mit GESIMA berechneten Werten wurde von der Gesamtverdunstung über dem Wasser die sich ergebende Verdunstungsrate über Land subtrahiert, um den zum analytischen Ansatz äquivalenten Advektionsterm zu erhalten. In den Studien, wo Wasser- und Bodenoberflächentemperatur gleich groß sind (in diesem Beispiel sind es $T_B = T_W = 283$ K), sind die mit dem Mesoskalenmodell ermittelten Advektionsanteile, unabhängig vom Rauigkeitssprung, generell kleiner als die nach der analytischen Methode ermittelten. Die Abb. 6 zeigt u. a. zwei Beispiele für unterschiedlich große Verdunstungsraten

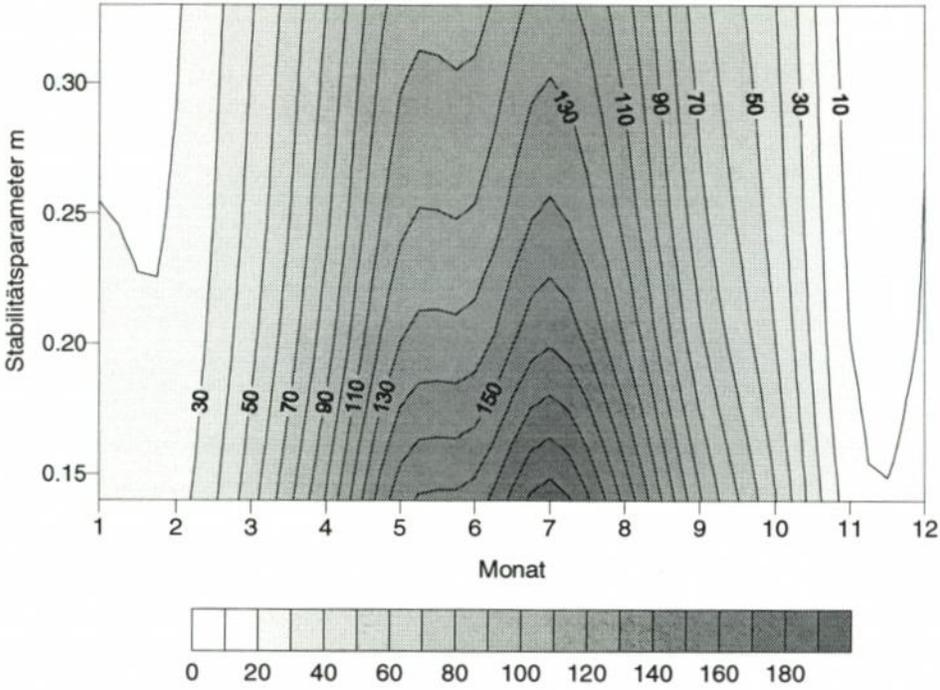


Abb. 5: Mittlere monatliche Verdunstungshöhen für die Darß-Zingster Boddenkette berechnet für verschiedene Stabilitätsparameter m von neutraler bis hin zur sehr stabilen Schichtung

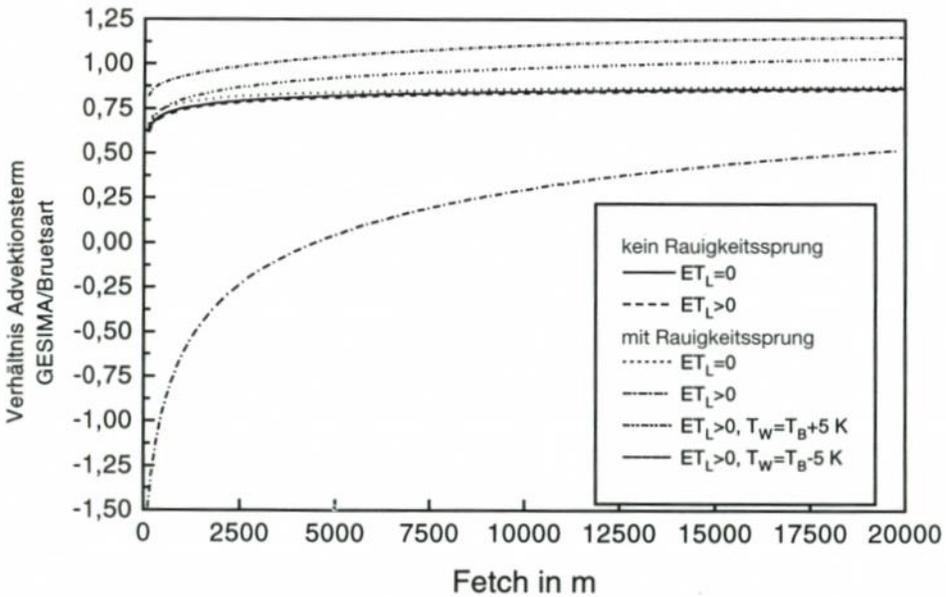


Abb. 6: Verhältnis des Advektionsterms der Verdunstung des Mesoskalenmodells GESIMA (EPEL et al., 1995) zur analytischen Lösung nach BRUETSART (1982) in Abhängigkeit der Fetch (Streichlänge des Windes vom Uferand hinaus auf die Wasseroberfläche)

über Land und ohne Rauigkeitssprung. In einer Entfernung von 20 km vom Ufer ergibt sich jeweils ein Verhältnis von etwa 85 % der beiden Lösungen. In diesen beiden Berechnungen wurde über Land und über dem Wasser in zwei Meter Höhe eine Windgeschwindigkeit von 5,70 m/s zu Grunde gelegt. In den Berechnungen mit Rauigkeitssprung wurde eine Windgeschwindigkeit von 2,89 m/s über dem Land angenommen. Über dem Wasser wurde diese dann entsprechend mit dem Mesoskalenmodell berechnet. Bei nicht vorhandener Verdunstung über dem Land und erfolgtem Rauigkeitssprung ähneln die Ergebnisse denen ohne Rauigkeitssprung. Bei vorhandener Verdunstung über dem Land kann es bei vorhandenem Rauigkeitssprung zu erheblichen Abweichungen zwischen den GESIMA-Simulationen und den analytischen Berechnungen kommen. In diesem Fall ergibt sich zunächst in Ufernähe mit dem Mesoskalenmodell eine kleinere Verdunstung über dem Wasser als über dem Land. Selbst in 20 km Entfernung vom Ufer ist der Advektionsterm der analytischen Lösung noch etwa doppelt so groß wie der äquivalent definierte GESIMA-Term. Unterscheiden sich allerdings die Wasser- und die Bodenoberflächentemperatur, so liegen die Verhältnisse näher an eins als in den vorangegangenen Beispielen. Hier wurde einmal eine Differenz von +5 K und einmal eine von -5 K der Bodenoberflächentemperatur gegenüber der Wasseroberflächentemperatur angenommen. In dem Fall, wo die Wassertemperatur geringer als die Bodentemperatur ist, werden sogar die GESIMA-Simulationen größer als die nach der analytischen Methode berechneten. Abgesehen von dem einen der hier beschriebenen sechs Vergleiche stimmen die aufwendigen Modellsimulationen recht gut mit den Ergebnissen des analytischen Ansatzes überein.

3. Wasseraustausch zwischen Bodden und Ostsee

3.1 Monats- und Jahresmittelwerte

Die tatsächliche Wassermenge, die während eines Monats in einen Bodden hinein- oder hinausfließt ist nur schwer abzuschätzen. MERTINKAT (1992) definierte die Ein- und Ausstrommenge, indem sie zur Berechnung der Wasserstandsänderung alle 10 cm übersteigenden Anstiege innerhalb eines Monats erfasste, die zudem mindestens acht Stunden andauerten. In dieser Arbeit wird lediglich zur Berechnung der Monats- und Jahresmittel über die Wasserstandsdifferenz von Monatsanfang und -ende der resultierende Ein- bzw. Ausstrom ermittelt. Nach der Mertinkatschen Formulierung werden sich i. a. aufgrund der höheren zeitlichen Auflösung bei Berechnung des Wasserein- und -ausstromes am Ende höhere monatliche Raten ergeben.

Es wurden die monatlichen und jährlichen Raten an Ein- und Ausstrom, Wasserstandsänderung und sich aus der Bilanz ergebende Wasserzufuhr und -verlust für die vier Teilbodden untereinander und für die gesamte Boddenkette berechnet. Der Übersicht halber sind in dieser Arbeit nur die Werte für den Wasseraustausch zwischen Ostsee und der gesamten Boddenkette in der Tab. 2 aufgelistet. Diesen Berechnungen liegen Verdunstungsraten bei neutraler Schichtung über dem Wasser nach dem analytischen Ansatz von BRUTSEART (1982) zu Grunde. Zum Vergleich sind die nach MERTINKAT (1992) berechneten jährlichen Werte von Ein- und Ausstrom, Wasserzufuhr und -verlust in Klammern mit angegeben. Die Unterschiede in den Definitionen der Ein- und Ausströme sind deutlich zu erkennen. Das vorherrschende Bilanzelement auf der Seite der Wasserzufuhr in die Bodden ist nach Definition von Ein- und Ausstrom dieser Arbeit mit 50,2 % die Flusswasserzufuhr. Der Einstrom von der Ostsee ist mit 29,8 % und der Niederschlag mit 20,0 % an der jährlichen Wasserzufuhr

Tab. 2: Mittlere monatliche und jährliche Angaben des Einstroms von der Ostsee in die Boddengewässer, Ausstrom von den Boddengewässern in die Ostsee, Wasserzufuhr und Wasserverlust und Wasserinhaltsänderung in den Boddengewässern. Bei den jährlichen Angaben sind in Klammern die Werte mitangegeben, die sich nach der Einstromdefinition nach MERTINKAT (1992) ergeben.

Monat	Einstrom von der Ostsee in cm	Ausstrom in die Ostsee in cm	Wasserzufuhr in die Bodden in cm	Wasserverlust der Bodden in cm	Wasserin- haltsänderung in cm
Januar	5,5	20,5	27,5	24,9	2,6
Februar	11,4	8,7	29,0	12,0	17,0
März	4,8	27,8	25,2	33,3	-8,1
April	6,6	12,8	24,9	23,0	1,9
Mai	13,8	1,9	31,2	18,7	12,5
Juni	9,7	11,7	23,7	31,8	-8,1
Juli	20,5	4,3	38,9	27,5	11,4
August	18,0	9,5	40,0	27,9	12,1
September	2,5	42,7	25,6	53,5	-27,9
Oktober	5,6	23,9	30,2	30,8	-0,6
November	2,7	29,1	31,1	32,2	-1,1
Dezember	6,1	42,7	32,6	45,6	-1,3
jährlich	107,2 (1457,7)	235,6 (1603,4)	359,9 (1677,4)	361,2 (1675,8)	-1,3 (1,6)

beteiligt. Nach der Definition für den Einstrom nach MERTINKAT (1992) spielt der Einstrom mit 86,9 % die dominierende Rolle bei der Wasserzufuhr. Der Niederschlag mit 4,3 % und die Flusswasserzufuhr mit 8,8 % spielen hier nur einen untergeordneten Part. Wasserzufuhr und -verlust heben sich im Mittel so gut wie auf, so dass über das ganze Jahr hinweg der Ausstrom der Bodden in die Ostsee größer ist als der Einstrom. Wasserzufuhr durch Niederschlag ist größer als der Wasserverlust durch Verdunstung. Nach der Einstromdefinition dieser Arbeit sind die höchsten Einstrome in den Monaten Juli und August zu erwarten und die höchsten Ausstromraten in den Monaten September bis Dezember. Dieses Phänomen ist sehr stark mit dem dominierenden Flusswasserterm korreliert. Nach der Einstromdefinition von MERTINKAT (1992) zeigt sich ein umgekehrtes Verhalten, weil es in den Wintermonaten im Vergleich zum Sommer durch häufigere kurzfristige Wasseranstauungen zu vermehrten kurzzeitigen Einstromlagen kommt, die mit der genannten Methode erfasst werden.

Die Teilbodden bis auf den Saaler Bodden weisen im Jahresmittel höhere Werte für Ein- und Ausströme und Wasserzufuhren und -verluste auf als die gesamte Boddenkette.

3.2 Extreme Wasserstandsereignisse

Neben den mittleren jährlichen und den mittleren monatlichen Komponenten des Wasserhaushalts wurden Extremereignisse, wie Perioden eines extremen Wasserstandsanstieges, extreme Niederschlagsperioden, sowie Perioden extremer Flusswasserzufuhr, untersucht. Ein Anstieg des Pegels Barth von etwa Normal Null (NN) auf das jährliche 1 % Quantil wird als extremer Wasserstandsanstieg definiert. Als extreme Niederschlagsperioden werden Perioden bezeichnet, in denen es zu einem Anstieg der Niederschlagsmenge von nahezu Null zum jährlichen 1 % Quantil und in gleicher Weise wieder zu einer Abnahme kommt. Ereignisse extremer Flusswasserzufuhr sind analog definiert. Mit der Definition des 1 % Quantils

als Extremwert werden bei einer Datenbasis von täglichen Werten die drei jeweiligen extremsten Tagesereignisse eines Jahres herausgesucht. In dem hier untersuchten Zeitraum von 1981 bis 1993 entspricht dieses jeweils 39 Extremsituationen. Die sich ergebenden Mittelwerte der einzelnen Wasserhaushaltskomponenten sind für extreme Pegelanstiege in Barth, extreme Niederschlagsereignisse und extreme Flusswasserzufuhren in der Tab. 3 angegeben. Um einen Eindruck von dem Beitrag eines Extremereignisses am jährlichen Wasserhaushaltsgeschehen zu bekommen, sind die prozentualen Verhältnisse der beiden Größen zueinander in der Tab. 3 mit angegeben. In den Klammern ist der prozentuale Anteil aufgeführt, wenn zur Verhältnisbildung die Jahreswerte nach MERTINKAT (1992) eingesetzt werden. Tab. 3 ist zu entnehmen, dass der Beitrag durch den Einstrom der Ostsee während eines extremen Pegelanstieges die dominierende Rolle spielt. Bei extremer Zufuhr von Niederschlag oder Flusswasser sind Wasserzufuhr und -verlust etwa gleich groß, so dass wegen der großen Raten an Niederschlag bzw. Flusswasser der Ausstrom in die Ostsee dementsprechend groß ausfällt.

Tab. 3: Mittelwerte der Wasserzufuhr WZ und Wasserverlust WV, sowie einige Wasserhaushaltskomponenten wie Einstrom E, Ausstrom A, Niederschlag N und Flusswasserzufuhr F zu Extremereignissen (extreme Wasserstandsanstiege, extreme Niederschlagsperioden und extreme Flusswasserzufuhrperioden) ermittelt für den Zeitraum von 1981 bis 1993 und Anteil der jeweiligen Komponente eines mittleren Extremereignisses an der jeweiligen mittleren jährlichen Komponente. In Klammern stehen die Anteile, wenn die Jahresraten nach der Einstromdefinition nach MERTINKAT (1992) berücksichtigt werden

Komponente	extremer Pegel in cm	Anteil an Jahresrate in Prozent	extremer Niedersch. in cm	Anteil an Jahresrate in Prozent	extreme Flusszufuhr in cm	Anteil an Jahresrate in Prozent
WZ	56,8	15,8 (3,4)	12,2	3,4 (0,7)	14,0	3,9 (0,8)
WV	2,8	0,8 (0,2)	14,1	3,9 (0,8)	14,1	3,9 (0,8)
E	48,6	45,3 (3,3)	4,7	4,4 (0,3)	2,5	2,3 (0,2)
A	0	0 (0)	12,1	5,1 (0,8)	12,9	5,5 (0,8)
N	2,2	3,1	4,3	6,0	1,4	2,0
F	5,9	3,3	3,2	1,8	10,1	5,7

Weiterhin ist Tab. 3 zu entnehmen, dass ein Extremereignis nur einen geringen Beitrag zu den jährlichen Wasserzufuhren und -verlusten leistet, sofern die jährlichen Beiträge nach MERTINKAT (1992) betrachtet werden. Nach der Definition des Ein- und Ausstroms dieser Arbeit beträgt der Anteil eines extremen Wasserstandsereignisses allerdings fast 50 % des jährlichen Einstroms.

4. Schluss

Untersuchungen zum Wasserhaushaltsgeschehen der Darß-Zingster Boddenkette haben ergeben, dass erstens Mittelwerte aus Monats- und Jahresmittelwerten der einzelnen Bilanzelemente von großen Streuungen begleitet werden. Die Arbeit verdeutlicht, dass die Bestimmung der Verdunstung über einem Gewässer nicht trivial ist, sofern keine entsprechenden Messdaten über dem Wasser erhoben werden. Jedoch ergaben Simulationen mit dem Mesoskalenmodell GESIMA und Berechnungen mit einem hier vorgestellten analytischen und all-

gemeingültigen Ansatz in den meisten Fällen unter verschiedenen Randbedingungen brauchbare Übereinstimmungen. Es konnte weiterhin festgestellt werden, dass die Aufteilung der Bilanzelemente im Monats- und Jahresmittel am gesamten Wasserhaushaltsgeschehen stark von der Definition des Einstroms in die Boddengewässer abhängt. Die Wasserzufuhr und der Wasserverlust heben sich im Jahresmittel in etwa auf, so dass der Ausstrom zur Ostsee hin den Einstrom von der Ostsee in die Bodden überwiegt, da die Zufuhr durch Niederschlag und Flusswasser größer ist als der Verlust durch die Verdunstung.

Extreme Wasserstandsanstiege werden so gut wie nur durch einen Einstrom durch die Ostsee verursacht. Während Perioden extremer Flusswasserzufuhr oder extremen Niederschlags werden diese Terme im Mittel durch andere kompensiert, so dass sich Wasserzufuhr und Wasserverlust in den Bodden in etwa aufheben. Ein extremes Niederschlagsereignis oder ein extremes Flusswasserzufuhreignis liefert nur einen geringen Beitrag zur jährlichen Wasserzufuhr oder zum jährlichen Wasserverlust. Anders hingegen sieht es bei einem extremen Wasserstandsereignis aus. Hier hängt der Beitrag sehr stark von der Definition des Einstroms ab.

5. Danksagung

Dem Bundesministerium für Bildung, Forschung und Wissenschaft (BMBF) sei an dieser Stelle für die Finanzierung des Projektes (01 LK 9321/7) im Verbundvorhaben Klimawirkungsforschung Boddenküste Mecklenburg-Vorpommern gedankt. Wir danken Herrn Dr. KAESTNER vom Deutschen Wetterdienst und Herrn STIGGE vom Bundesamt für Seeschifffahrt für die Bereitstellung meteorologischer Daten und Pegelwerte. Dem Staatlichen Amt für Natur und Umwelt in Stralsund sei für die Überlassung der Durchflussdaten von Recknitz und Barthe gedankt. Auf demselben Weg möchten wir Frau U. BRAUER und Herrn K. RADTKE für Digitalisierungsarbeiten danken.

6. Schriftenverzeichnis

- BADGLEY, F. I. et al.: Profiles of wind, temperature and humidity over the Arabian Sea. The Univ. Press of Hawaii, S. 62, 1971.
- BROSIN, H. J.: Hydrographie und Wasserhaushalt der Boddenkette südlich des Darß und des Zingst. Veröff. Geophys. Institut. 2, Ser.-Nr. XVIII, 3, 277–381, 1965.
- BRUTSEART, W.: Evaporation into the atmosphere. Reidel, Dordrecht, 1982.
- BUSINGER, J. A., et al.: Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. J. Atmosph. Sci. 28, 181–189, 1971.
- CORRENS, M. u. MERTINKAT, L.: Zum Wasserhaushaltsgeschehen der Bodden südlich des Darßes und des Zingstes im Zeitraum 1970–1974. Wissenschaftl. Z. d. Univ. Rostock, Mathemat.-Naturwissenschaftl. Reihe 2, 26. Jahrgang, 161–167, 1977.
- DEYER, A. J. u. HICKS, B. B.: Flux-gradient relationships in the constant flux layer. Quart. J. R. Meteorol. Soc. 89, 276–280, 1970.
- EPPEL, D. P.; KAPITZA, H.; CLAUSSEN, M.; JACOB, D.; KOCH, W.; LEVKOV, L.; MENGELKAMP, H.-T. u. WERRMANN, N.: The Non-Hydrostatic Mesoscale Model GESIMA, Part II: Parametrizations and Applications. Beitr. zur. Phys. d. Atmosph. 68, 15–41, 1995.
- HINNEBURG, D.; RAABE, A. u. TETZLAFF, G.: Wind- und Seegangs atlas für das Gebiet um Darß und Zingst (I). Wissenschaftl. Mitteilungen des Leipziger Instituts für Meteorol. und des Instituts für Troposphärenforschung e.V. Bd. 5, 1997.
- HUPFER, P.; SCHLUNGBAUM, G.; KLEINSCHMIDT, E. u. MEMMEL, V.: Der Wasserhaushalt der Boddenkette. Wissenschaftl. Z. d. Univ. Rostock, Mathemat.-Naturwissenschaftl. Reihe 4/5, 29. Jahrgang, 9–11, 1980.

- MERTINKAT, L.: Der Wasserhaushalt der Bodden- und Haffgewässer Mecklenburg-Vorpommerns. Unterlagen des BSH Rostock (unveröffentlicht), 1992.
- PAULSON, C. A.: The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *J. Appl. Meteorol.* 9, 857–861, 1970.
- SCHIEWER, U. u. GOCKE, K.: Ökologie der Bodden und Förden. In: *Meereskunde der Ostsee*, G. Rheinheimer (Hrsgb.), 2. Aufl., 216–222, 1995.
- SIMON, U.: Hydrologisches Gutachten für das Wasserdargebot im mittleren Jahr der Zuflüsse zur Boddenkette südlich Darß-Zingst. Rostock, 1973 (unveröffentlicht).

Zum Verhalten der Wassertemperatur und bioklimatischer Parameter im Bereich der deutschen Ostseeküste

Von BIRGER TINZ und PETER HUPFER

Zusammenfassung

Die oberflächennahen Wassertemperaturen an der deutschen Ostseeküste und im vorgelagerten Seegebiet zeigen in den letzten ca. 100 Jahren ausgeprägte, eng mit der Lufttemperatur verbundene Schwankungen, jedoch keinen durchgehenden Abkühlungs- oder Erwärmungstrend. Das Verhalten dieser Größe kann in den einzelnen Monaten und Jahreszeiten sehr unterschiedlich sein.

Die Badesaison, definiert als Anzahl der Tage mit einer Wassertemperatur über 15 °C (Terminwert 08 Uhr UTC), folgt ebenfalls dieser Entwicklung. Die erste Augushälfte erweist sich als der Zeitraum mit der höchsten Wahrscheinlichkeit des Auftretens von Badetagen.

Durch die Berechnung von Korrelationsfeldern konnte der enge Zusammenhang zwischen den Monatsmitteln der Wassertemperatur und der atmosphärischen Zirkulation sowie dem großräumigen Lufttemperaturfeld nachgewiesen werden. Dabei existieren mit dem Luftdruckfeld im Winter und im Sommer zwei unterschiedliche Muster. Mit dem Feld der bodennahen Lufttemperatur besteht ganzjährig eine hohe Korrelation im Gebiet um Norddeutschland, die sich teilweise über mehrere Monate erstreckt.

Mit einem multiplen linearen Regressionsmodell, das die mittleren bodennahen Lufttemperaturen des Gebietes 50–60° N und 5–15° E des gleichen Monats und der beiden Vormonate als Prädiktoren enthält, kann in den einzelnen Monaten zwischen 61 % und 84 % der Varianz der Monatsmittel der Wassertemperatur erklärt werden. Die Berechnung der Wassertemperaturen mit den Lufttemperaturreihen des gleichen Gebietes des Klimamodells ECHAM4/OPYC3 ergab im Kontrolllauf keine signifikanten Änderungen im Simulationszeitraum, während es im Treibhausgasszenario IS92a zu einem kritisch zu bewertenden Anstieg von 3–4 K bis zum Ende des Simulationszeitraumes kommt.

Das thermische Behaglichkeitsgefühl des Menschen im Strandbereich, ausgedrückt durch den Predicted Mean Vote (PMV), weist im August sein Maximum auf. Durch geeignete Wahl der Bekleidung und bei moderater körperlicher Aktivität kann mittags im größten Teil des Jahres thermische Behaglichkeit beim Aufenthalt am Strand erreicht werden. Die enge Korrelation des PMV mit der Lufttemperatur lässt bei einer Erwärmung eine deutliche Verlängerung der thermischen Behaglichkeit am Strand und damit des Erholungswertes erwarten.

Summary

During the last 100 years nearshore and offshore water surface temperatures at the German Baltic coast show remarkable fluctuations, corresponding to the air temperature; however, there is no significant cooling or warming trend. Temperature variations differ between the months and seasons.

The number of days with a sea temperature above 15 °C (08 UTC), called bathing season, reveals the same development. The first half of August is the period with the highest probability of occurrence of bathing days.

The close relation between the monthly average of sea temperature and the atmospheric circulation as well as the wide area air temperature field can be documented by calculations of correlation fields. In summer and winter two different patterns of the sea level pressure can be found. The water temperatures are highly correlated, sometimes for several months, to surface air temperatures around Northern Germany during the entire year.

A multiple linear regression model, employing the mean near surface air temperature of the area 50–60° N and 5–15° E of the same month and the two preceding months as predictors, can explain 61 % to 84 % of the variance of the monthly average of sea temperatures. Calculating water surface temperatures using air temperature time series of the same area obtained from a control run of the climate model ECHAM4/OPYC3 revealed no significant changes during the simulation period. However, calculations for the greenhouse gas scenario IS92a resulted in an increase of the sea temperature of about 3–4 K for every months, which has to be interpreted critically.

The thermal comfort feeling of humans at the beach, defined with the Predicted Mean Vote (PMV), has its maximum in August. By choosing appropriate clothing and performing moderate exercise thermal comfort at the beach can be reached at noon during most of the year. Because of the close correlation between PMV and air temperature a clear prolongation of thermal comfort and the corresponding leisure value at the beach can be expected for a warmer climate.

Inhalt

1. Einführung	212
2. Die Wassertemperaturverhältnisse im Gebiet der westlichen Ostsee	213
2.1 Daten	213
2.2 Statistik	214
2.3 Dauer der Badesaison	216
2.4 Langzeitänderungen	218
2.5 Feldkorrelationen	219
2.5.1 Bodenluftdruckfeld	219
2.5.2 Lufttemperaturfeld	220
2.6 Regression	220
2.7 Die Wassertemperatur im Klimamodell ECHAM4/OPYC3	224
2.7.1 Das Klimamodell	224
2.7.2 Die Wassertemperaturen in zwei Szenarien	224
3. Das thermische Behaglichkeitsgefühl im Strandbereich	224
3.1 Einführung	224
3.2 Das Klima-Michel-Modell des Deutschen Wetterdienstes	225
3.3 PMV-Werte für Rostock-Warnemünde	225
4. Schlussbemerkung	228
5. Danksagung	229
6. Schriftenverzeichnis	229

1. Einführung

Die thermischen Verhältnisse an der deutschen Ostseeküste und im vorgelagerten Seegebiet können durch die Wassertemperaturen, die eng damit zusammenhängenden winterlichen Eisverhältnisse und das thermische Behaglichkeitsgefühl des Menschen im Strandbereich charakterisiert werden. Über die Langzeitvariabilität des Eisvorkommens an der deutschen Ostseeküste hat TINZ (1998, S. 33–45) berichtet.

Ziel dieser Untersuchungen ist es, zunächst die rezenten Änderungen der thermischen Verhältnisse zu analysieren und mit großskaligen meteorologischen Parametern (Zirkulation, Lufttemperaturfeld) zu verknüpfen und die gefundenen Regressionsgleichungen auf verschiedene Experimente eines Klimamodells anzuwenden. Dadurch wird es möglich, erste Anhaltspunkte über regionale thermische Veränderungen im Fall einer anthropogenen Klimaschwankung zu gewinnen.

2. Die Wassertemperaturverhältnisse im Gebiet der westlichen Ostsee

Der Jahresgang der Temperatur des Oberflächenwassers des fast abgeschlossenen Nebenmeeres Ostsee wird vor allem durch den Jahresgang der lokalen Wärmebilanz bestimmt. Advektive und konvektive Prozesse sind in ihrer Bedeutung für die Wassertemperaturänderungen vom Ort, von der Jahreszeit und von der herrschenden Wetterlage abhängig.

2.1 Daten

Im Gegensatz zu anderen ozeanographischen Größen (z.B. Pegelstand) liegen von der oberflächennahen Wassertemperatur (0 bis 1 m Wassertiefe) an der deutschen Ostseeküste nur wenige lange und hinreichend lückenlose Reihen von Tageswerten vor. Angaben zu den von verschiedenen Institutionen freundlicherweise zur Verfügung gestellten Datensätzen sind in der Tab. 1 zusammengestellt. Die geographische Lage der Messstationen kann der Abb. 1 entnommen werden. Wie dort ersichtlich ist, handelt es sich sowohl um Stationen der Innen- und der Außenküste als auch um Feuerschiffe (FS), die sich im vorgelagerten Seegebiet befanden. Die Feuerschiffe wurden in den letzten Jahrzehnten aus Kostengründen eingezogen. Teilweise erfolgte ein Ersatz durch automatische Messsysteme (Großtonnen).

Bis auf die Station Glücksburg (Flensburger Förde) weisen alle Reihen größere Lücken von 1 % bis 16 % des potentiellen Wertumfangs auf. Bei den Feuerschiffen kam es z. B. in einigen sehr strengen Wintern wegen des Vorkommens von Meereis zu Unterbrechungen der Messungen. In diesen Fällen wurde bei Kenntnis von Eisvorkommen als Wassertemperatur die Schmelztemperatur des Eises in Abhängigkeit vom mittleren Salzgehalt des Wassers im betreffenden Seegebiet angenommen. Ansonsten erfolgte bei bis zu fünf aufeinander folgenden fehlenden Tageswerten eine lineare Interpolation.

Zwischen den Monatsmitteln der Wassertemperaturen der Stationen bestehen sehr enge Korrelationsbeziehungen. Die Korrelationskoeffizienten nach Pearson (s. SCHÖNWIESE,

Tab. 1: Zeitreihen der Wassertemperatur

Ort	Dauer	vorhandene Werte	Anzahl fehlender Werte in %	zeitliche Auflösung	Tiefe in m
Travemünde	08/1946–06/1995	17 694	0,9	Tag	0,5
Zingst, Brückenkopf	01/1976–12/1990	5 176	4,7	3 h	0,5
Zingst, Hafen	01/1976–12/1990	5 345	1,8	Tag	0,5
Zingst, Strand	01/1969–10/1995	9 630	8,7	Tag	1
Warnemünde	01/1969–10/1995	7 409	7,5	Tag	1
Koserow	08/1975–10/1995	9 809	7,3	Tag	1
Glücksburg	01/1960–12/1995	13 140	0,0	Tag	1
FS Flensburg	07/1936–06/1963	8 672	12,1	Tag	0; 5; 10; 15; 20; 25; 28
FS Kiel	07/1936–07/1967	9 978	4,3	Tag	0; 5; 10; 15; 18
FS Fehmarnbelt	01/1924–03/1984	20 096	9,1	Tag	0; 5; 10; 15; 20; 25; 28
FS Adlergrund	01/1924–12/1939	5 558	3,1	Tag	0; 5; 10; 19
FS Gedser Rev	01/1897–03/1976	24 481	16,3	Tag	0; 5; 10; 15; 20

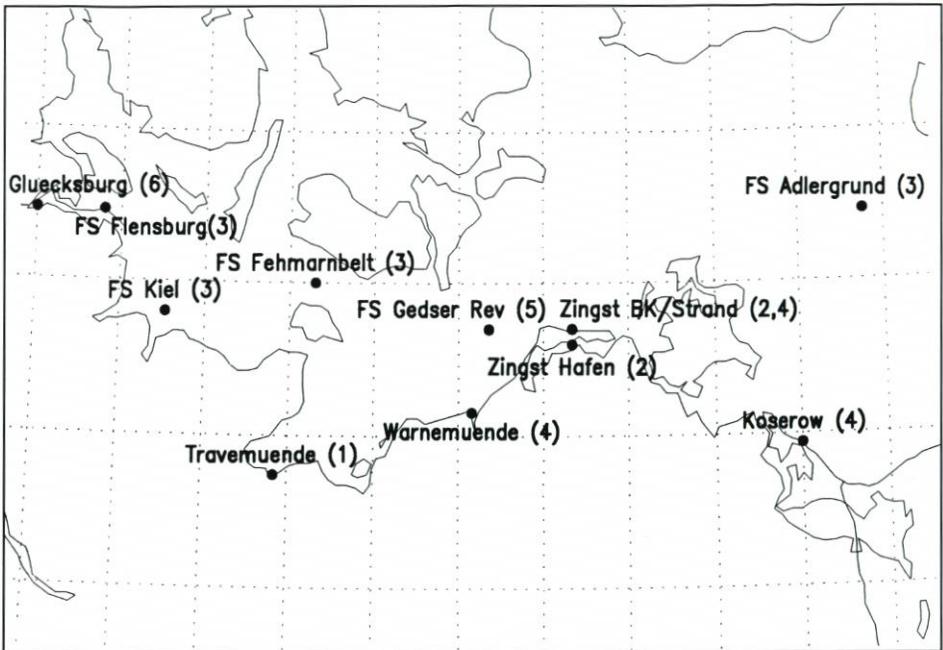


Abb. 1: Lage der Stationen, von denen Tageswerte der Wassertemperatur vorliegen. Datenquellen: 1 Wasser- und Schifffahrtsdirektion Nord Kiel, 2 Maritimes Observatorium Zingst, 3 Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie Hamburg (BSH), Deutsches Ozeanographisches Datenzentrum, 4 BSH Rostock, Eisdienst, 5 Institut für Ostseeforschung Warnemuende, 6 Flottenkommando der Bundesmarine Glücksburg

1992, S. 132) liegen um etwa 0,9. Allgemein ist die Korrelation innerhalb der Gruppe der Feuerschiffe und innerhalb der Gruppe der Küstenstationen größer als zwischen diesen beiden Gruppen. Mit zunehmender Entfernung nimmt die Korrelation darüber hinaus ab.

In den folgenden Abschnitten werden die Ergebnisse der Untersuchungen an Hand der Reihen des FS Gedser Rev (1897–1976), als Station auf der offenen See und von Travemuende (1946–1995), als Küstenstation dargestellt. Die Analyse dieser beiden Reihen ermöglicht Aussagen über die Wassertemperaturverhältnisse der letzten 100 Jahre.

2.2 Statistik

Der Jahresgang der Wassertemperatur aller Stationen zeigt den typischen Verlauf mit gegenüber dem Sonnenstand um etwa 2 Monate verzögerten Extremwerten Ende Februar und Anfang August (Abb. 2). Zum Vergleich sind die Tagesmittel der Lufttemperatur der Wetterstation Rostock-Warnemuende mit eingezeichnet. Die Werte sind nicht direkt vergleichbar, da sie verschiedene Zeitperioden repräsentieren und da es sich bei der Wassertemperatur um 08 UTC-Werte handelt, während bei der Lufttemperatur Tagesmittel vorliegen. Darüber hinaus erfolgte in Travemuende als Küstenstation die Messung in der Zone des extremen Temperaturverhaltens (HUPFER, 1974, S. 65 ff.), mit einem größeren Tagesgang der Wassertemperatur als bei Gedser Rev. Für das Studium der Eigenschaften des Jahresganges sind die Daten aber ausreichend. Bei gleichen Temperaturen im Winter ist

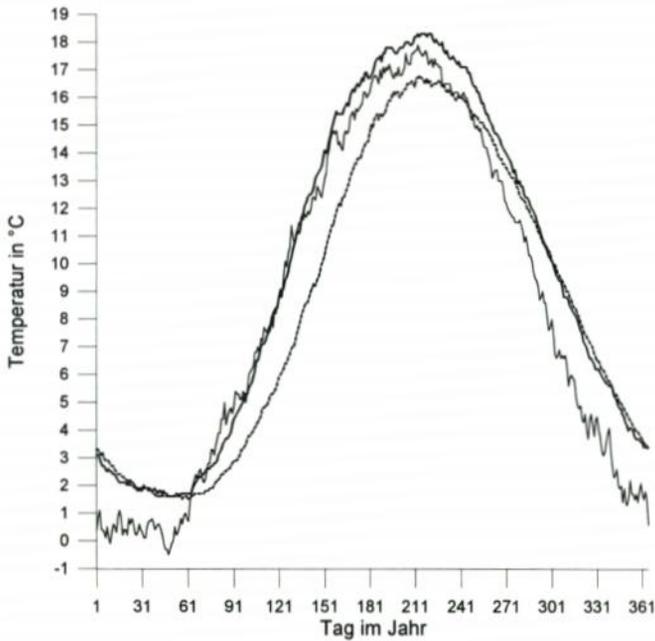


Abb. 2: Mittel der täglichen 08 UTC-Werte der Wassertemperatur. Durchbrochen: FS Gedser Rev (1897–1976), ausgezogen fett: Travemünde (1947–1995) und ausgezogen dünn: Tagesmittel der Lufttemperatur von Warnemünde (1946–1994) im Jahresverlauf

die Amplitude beim FS Gedser Rev geringer. Der Jahresgang weist also „maritimere“ Züge auf.

Die Tageswerte der Wassertemperatur aller Stationen folgen einer zweigipfligen Häufigkeitsverteilung (Abb. 3). Offenbar gibt es im untersuchten Seegebiet zwei bevorzugte Temperaturniveaus um 3 °C bis 4 °C (kalte Jahreszeit) und um 15 °C bis 16 °C (warme Jahreszeit), zwischen denen der Übergang relativ schnell erfolgt. Das relative Minimum liegt einheitlich bei etwas unter 10 °C, was gleichzeitig dem Jahresmittel der Wassertemperatur entspricht. Diese Art der Häufigkeitsverteilung ist typisch für das gesamte deutsche Nord- und Ostseeküstengebiet, wie MÜLLER-NAVARRA und LADEWIG (1997, S. 18) entnommen werden kann. GERSTENGARBE (1983, S. 4) hat die gleiche Verteilung für die Tageswerte der Lufttemperatur der Wetterstation Potsdam nachgewiesen. Bei der Lufttemperatur von Warnemünde zeigt sich ein ähnliches Bild (Abb. 3).

Die zweigipflige Verteilung entsteht durch die Überlagerung von zwei Normalverteilungen. Dieser Sachverhalt kann physikalisch wie folgt erklärt werden: in erster Näherung folgt die Wassertemperatur der kurzwelligen Sonneneinstrahlung. Diese ist proportional der Sonnenhöhe, die im Jahresverlauf einer Sinusfunktion folgt. Deren mit einer Zufallszahlenreihe (Wetter) überlagerte Häufigkeitsverteilung entspricht einer zweigipfligen Verteilung.

Auffällig ist der Unterschied der Häufigkeitsverteilungen der räumlich eng benachbarten Zingster Stationen. Im Bodden (Zingst, Hafen) dominiert eindeutig die Klasse um 0 °C, was mit der relativ langen mittleren Eisbedeckung im Winter zusammenhängt. Nach SCHMELZER (1994, S. 51 ff.) werden in der Darß-Zingster Boddenkette pro Winter im Mittel etwa 60 Tage mit Meereis registriert, während es an der Außenküste (Darßer Ort) nur

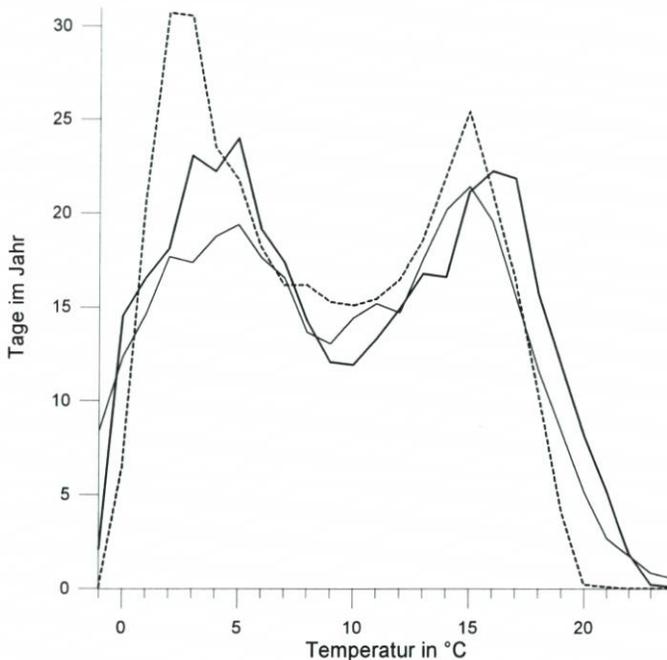


Abb. 3: Häufigkeitsverteilung der täglichen 08 UTC-Werte der Wassertemperatur. Durchbrochen: FS Gedser Rev, ausgezogen fett: Travemünde und ausgezogen dünn: Tagesmittel der Lufttemperatur von Warnemünde. Die Klassenbreite beträgt einheitlich 1 K. Die Werte wurden auf 1 Jahr normiert, so daß die mittlere Anzahl der Tage pro Klasse und Jahr dargestellt ist

14 Tage sind. Hier (Zingst, Brückenkopf) stellt sich die fast symmetrische zweigipflige Verteilung ein.

Die thermische Trägheit des Wassers bewirkt eine im Vergleich mit der Lufttemperatur starke Autokorrelation, die bei den Monatsmitteln der Wassertemperatur 1 bis 5 Monate statistisch nachweisbar ist (t-Test). Dabei ist die Autokorrelation auf der offenen See noch ausgeprägter als an den Küstenstationen. Mit der Wassertemperatur des Vormonats besteht ganzjährig eine hochsignifikante Korrelation (mit 99,9 % statistischer Sicherheit von 0 verschieden) mit Korrelationskoeffizienten um $r = 0,6$. Sie ist stets höher als die der Lufttemperatur von Rostock-Warnemünde und beim FS Gedser Rev im Laufe des Jahres überwiegend größer als bei Travemünde. Ein schwach ausgeprägter Jahresgang mit einem Maximum des Korrelationskoeffizienten im Frühjahr und einem Minimum im Juli ist erkennbar.

2.3 Dauer der Badesaison

Verschiedene Autoren, z. B. RODEWALD (1952, S. 112 ff.), haben den Begriff der Dauer der Badesaison zur Charakterisierung der küstennahen thermischen Verhältnisse im Sommerhalbjahr verwendet. Man versteht darunter die Anzahl der Tage mit Wassertemperaturen über einem bestimmten Schwellenwert, oft 15 °C. Dieser Temperaturschwellenwert hat sich auch in dieser Untersuchung als geeignet erwiesen, da diese Temperatur in jedem Sommer

überschritten wird. Bei höheren Schwellenwerten ist dies beim FS Gedser Rev nicht in jedem Jahr der Fall.

Die Bestimmung des Badetages beruht auf Terminwerten von 08 UTC. In der ufernahen Badezone gibt es einen Tagesgang der Wassertemperatur von einigen Kelvin mit einem Maximum am Nachmittag in Abhängigkeit von der Einstrahlung und Windrichtung (HUPFER, 1974, S. 65 ff.). Da die hier verwendete Definition sich aus Datengründen auf den 08 Uhr UTC-Termin bezieht, dürfte die tatsächliche Zahl von Badetagen höher sein.

Im Sommerhalbjahr treten im Mittel im Mai 2,1/0,0, im Juni 20,2/4,0, im Juli 28,9/22,8, im August 30,0/25,2, im September 19,2/12,0 und im Oktober 0,7/0,3 Badetage auf (Travemünde/Gedser Rev). Auf der offenen See ist mit einer geringeren Wahrscheinlichkeit des Auftretens von Badetagen zu rechnen. Das Maximum fällt einheitlich in den August. Der September zeichnet sich durch mindestens ebenso viele Badetage wie der erste Sommermonat Juni aus.

Die mittlere tägliche Wahrscheinlichkeit des Auftretens eines Badetages (Abb. 4) schwankt im Sommerhalbjahr zwischen 0 und 100 % (Travemünde) bzw. 0 und 90 % (FS Gedser Rev). Der früheste Termin des Auftretens eines Badetages ist der 9.5./1.6. und der späteste Termin ist der 9.10./5.10. Das Maximum wird um den 27.7./12.8. und um den 14.8. erreicht. Die höchsten Wahrscheinlichkeiten des Auftretens von Badetagen liegen im Bereich von Ende Juli bis Mitte August. Interessant ist die Tatsache, dass der Herbstmonat September dem Sommermonat Juni im Hinblick auf die Wassertemperatur im Mittel gleichwertig ist.

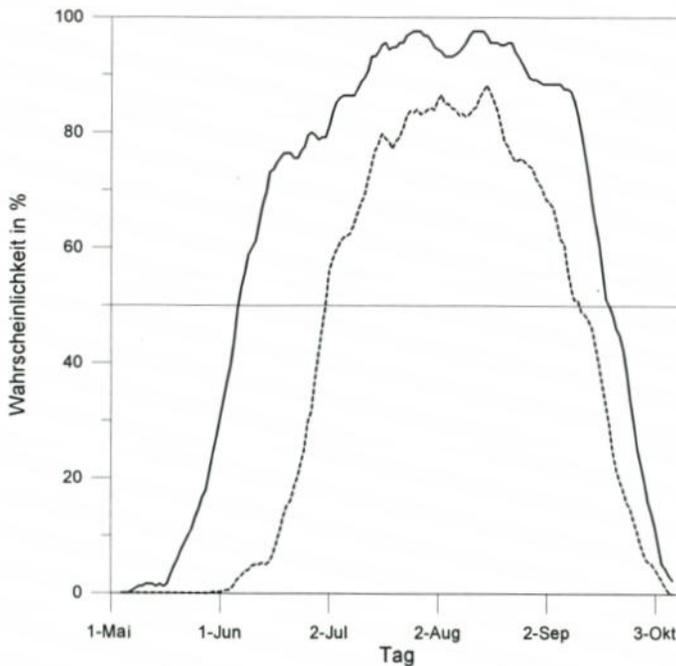


Abb. 4: Mittlere tägliche Wahrscheinlichkeit (5-tägig übergreifendes Mittel) des Auftretens eines Badetages in %. Fett: Travemünde (1947-1995), durchbrochen: Feuerschiff Gedser Rev (1897-1996)

Es deutet sich eine schwache Zweigipfligkeit der Kurve an, wie sie auch bei den mittleren täglichen Wärmesummen von Rostock-Warnemünde auftritt, die TIESEL (1995, S. 50) zur thermischen Charakterisierung des Sommers nutzt.

2.4 Langzeitänderungen

Die oberflächennahen Wassertemperaturen in der westlichen Ostsee zeigen seit den 20er-Jahren dieses Jahrhunderts bis in die 50er-Jahre einen allgemeinen Anstieg der vor allem das Sommerhalbjahr erfaßt (HUPFER, 1962a, S. 414 ff.). Dieses Verhalten korrespondiert mit einer deutlichen Zunahme der Zahl der Badetage in diesem Zeitraum. HUPFER (1962b, S. 119 ff.) kommt bei der Untersuchung des FS Gedser Rev für den Zeitraum 1931/60 auf eine Verlängerung der Badesaison auf 73 Tage gegenüber 54 Tage im Zeitraum 1901/30. Dabei hat sich die Badesaison vor allem in den September hin ausgeweitet. In den sich anschließenden Jahren kommt es zu einer leichten Abnahme der Temperaturen.

Ähnliche Entwicklungen wurden auch in den Gewässern vor der finnischen Küste (HAAPALA und ALENUS, 1994, S. 61 ff.) und an der deutschen Nordseeküste beobachtet (GOEDECKE, 1953, S. 1 ff.). Auch in den tieferen Schichten der Ostsee ist dieser Temperaturverlauf nachweisbar. MATTHÄUS (1996, S. 80) zeigt einen Anstieg der Wassertemperatur im 200-m-Horizont des Gotlandbeckens von 1870 bis etwa 1950, dem sich dann eine leichte Abnahme anschließt.

Die hier durchgeführten Untersuchungen bestätigen die früheren Ergebnisse, wobei insgesamt kein einheitlicher Trend nachweisbar ist. Betrachtet man die Anomalien des Jahresmittels der Wassertemperatur von Travemünde und vom FS Gedser Rev gegenüber dem Mittel 1947 bis 1976 (in diesem Zeitraum überlappen sich die Reihen), so erkennt man verschiedene Zeitperioden mit unterschiedlichen Trends (Abb. 5). Der Zeitraum von 1897 bis etwa 1930 zeichnet sich durch unterdurchschnittliche Temperaturen aus. Während die Temperaturen im Frühjahr in diesem Zeitraum leicht überdurchschnittlich sind, liegen besonders die Herbsttemperaturen auf einem tiefen Niveau. Das Minimum um 1920 wird vor allem durch ein kurzzeitiges Absinken der Sommertemperaturen verursacht. Danach steigen insbesondere die Sommer- und die Herbsttemperaturen an. Es folgt eine von etwa 1930 bis 1950 dauernde Phase mit überdurchschnittlichen Jahresmitteltemperaturen. Dabei werden die unternormalen Wintertemperaturen (3 der kältesten Winter dieses Jahrhunderts) durch die übernormalen Sommertemperaturen überkompensiert. Von 1950 bis 1965 sinken die Temperaturen wieder, wobei der Trend alle Jahreszeiten erfaßt. Danach folgen zwei Maxima der Temperatur um 1970 und Anfang der 90er-Jahre, die von einem Minimum um 1980 getrennt werden. Die Reihe ist insgesamt frei von einem signifikant von Null verschiedenen Trend. Es wechseln sich Phasen mit über- und unternormalen Wassertemperaturen ab. Dabei liegt in den einzelnen Jahreszeiten ebenfalls ein uneinheitliches Verhalten vor, wobei sich maritime und kontinentale Perioden separieren lassen.

Der Temperaturverlauf entspricht dem der Lufttemperatur in dieser Region. Im Gegensatz zur hemisphärischen Entwicklung fehlt die deutliche Erwärmung im letzten Dezennium. Weitere Informationen zu rezenten Klimaänderungen im weiteren Gebiet können HUPFER (1996, S. 180 ff.) oder SCHÖNWIESE und RAPP (1997, S. 50 ff.) entnommen werden.

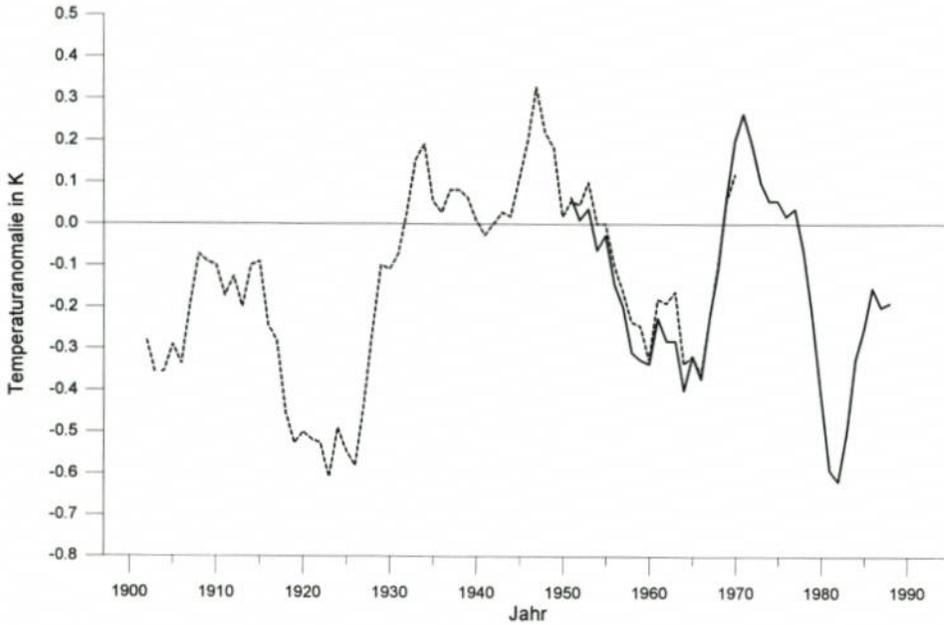


Abb. 5: Elfjährig übergreifend gemittelte Anomalien der Jahresmittel der Wassertemperatur gegenüber dem Zeitraum 1947–1976. Fett: FS Gedser Rev (1879–1976), Durchbrochen: Travemünde (1947–1995)

2.5 Feldkorrelationen

Bei der Untersuchung des Zusammenhanges zwischen den winterlichen Eisverhältnissen an der deutschen Ostseeküste an Hand der flächenbezogenen Eisvolumensumme (KOSLOWSKI, 1989, S. 61 ff.) und dem großräumigen bodennahen Luftdruck- sowie Lufttemperaturfeld hat sich die Methode der Feldkorrelation als geeignet erwiesen (TINZ, 1998). Das Verfahren wurde hier ebenfalls angewendet. Dabei wird die interessierende Reihe (z. B. Reihe der Januarmittel der Wassertemperatur vom FS Gedser Rev) jeweils mit Gitterpunktansätzen des Luftdrucks zunächst des gleichen Monats korreliert. Die sich ergebenden Korrelationskoeffizienten werden mit dem t-Test auf Signifikanz überprüft (SCHÖNWIESE, 1992, S. 159 f.). Auf diese Weise können Gebiete mit einer signifikanten Korrelation zwischen dem Feld und der lokalen bzw. regionalen Größe erkannt werden. Eine Korrelation mit den Feldern von Temperatur und Luftdruck der Vormonate gibt Auskunft über eine mögliche thermische bzw. dynamische Vorbereitung.

Verifiziert wurde die Methode durch die Berechnung von Anomalien der Felder des Bodenluftdrucks und der Lufttemperatur in Monaten mit über- bzw. unternormaler Wassertemperatur. Die Ergebnisse der beiden Methoden sind praktisch gleich.

2.5.1 Bodenluftdruckfeld

Die Korrelationsfelder zwischen den Monatsmitteln der Wassertemperatur vom FS Gedser Rev und dem 5°-Gitterpunktansatz des nordhemisphärischen bodennahen Luft-

drucks vom NCAR¹ (TRENBERTH u. PAOLINO, 1980) zeigen im Jahresverlauf zwei unterschiedliche Muster. Im Winter (Dezember bis März/April) zeigt sich im nordatlantisch-europäischen Sektor das typische zonale Zirkulationsmuster mit einem Gebiet mit negativen Korrelationskoeffizienten über dem Nordmeer und einem Gebiet mit positiver Korrelation über dem östlichen Teil des mittleren Nordatlantik (Abb. 6). Die (vom Betrag her) größten Korrelationskoeffizienten betragen $r = -0,55$ und $r = 0,46$. Anomalien des meridionalen Luftdruckgradienten über dem Nordatlantik bestimmen bekanntlich die Stärke der Westwinddrift und damit die Strenge des Winters in Mitteleuropa. Die Wassertemperaturen korrespondieren erwartungsgemäß mit dem thermischen Charakter des Winters.

Im Sommer (Juni bis August) gibt es im betrachteten Ausschnitt ein Gebiet mit signifikanten positiven Korrelationen über Skandinavien (Abb. 6). Die Korrelation ist mit maximalen Werten bis zu $r = 0,37$ wesentlich schwächer ausgeprägt als im Winter. Bei positiven Luftdruckanomalien über Skandinavien wird der mittleren Westwinddrift eine östliche Komponente überlagert. Im Sommer bringen die Ostwetterlagen übernormale Temperaturen. Im entgegengesetzten Fall, also bei negativen Luftdruckanomalien über Nordeuropa, wird die Westwinddrift verstärkt, wobei eine nordwestliche Komponente überwiegt, mit der die zu dieser Jahreszeit kältesten Luftmassen aus dem Nordmeer herangeführt werden.

In den Übergangsjahreszeiten findet eine Umstellung zwischen diesen beiden Mustern mit nur vereinzelt signifikanten Signalen statt.

2.5.2 Lufttemperaturfeld

Auf die gleiche Art wurden Korrelationsfelder mit dem globalen 5°-Gitterflächendatensatz der bodennahen Lufttemperatur (CHADWYCK-HEALEY Ltd., 1992) berechnet. In allen Monaten liegt ein nahezu ortsfestes Gebiet mit signifikanten positiven Korrelationskoeffizienten um das Gebiet von Norddeutschland. Die maximalen Beträge liegen zwischen $r = 0,55$ im Mai und $r = 0,82$ im August. Damit können bereits 30 % bis 67 % der Varianz der Monatsmittel der Wassertemperatur erklärt werden. Ein Teil der unerklärten Varianz wird von der schon erwähnten Autokorrelation der Monatswerte der Wassertemperatur verursacht. Diese Autokorrelation wird bei der Berechnung der Korrelationsfelder mit der Lufttemperatur der Vormonate deutlich. Eine signifikante Korrelation reicht in der Regel 1 bis 2 Monate zurück. In der Abb. 7 sind beispielhaft die Korrelationsfelder zwischen dem Monatsmittel der Wassertemperatur des Monats Juli und den Monatsmitteltemperaturen der Monate Juli, Juni und Mai dargestellt. Die maximalen Korrelationskoeffizienten liegen im Juli bei etwa $r = 0,7$; sie sinken in den beiden Vormonaten auf etwa $r = 0,4$ ab.

2.6 Regression

Die Regressionsrechnungen wurden mit den Monatsmitteltemperaturen der 4 Gitterpunkte 50–60° N und 5–15° E als Prädiktoren durchgeführt. Die lineare multiple Regressionsgleichung mit der Wassertemperatur als Prädiktand hat die Form:

$$TW = a + b \cdot TT_0 + c \cdot TT_{-1} + d \cdot TT_{-2}$$

¹ National Center for Atmospheric Research Boulder (Colorado, USA)

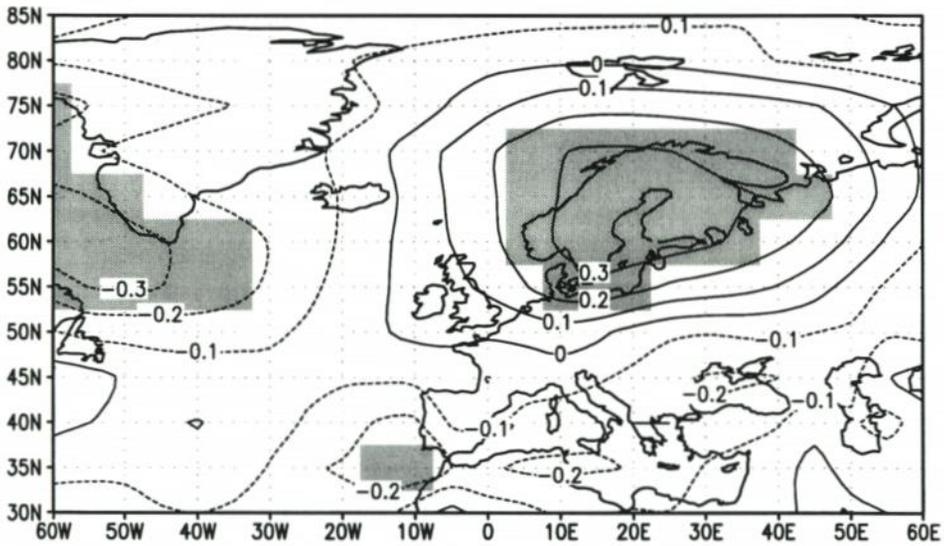
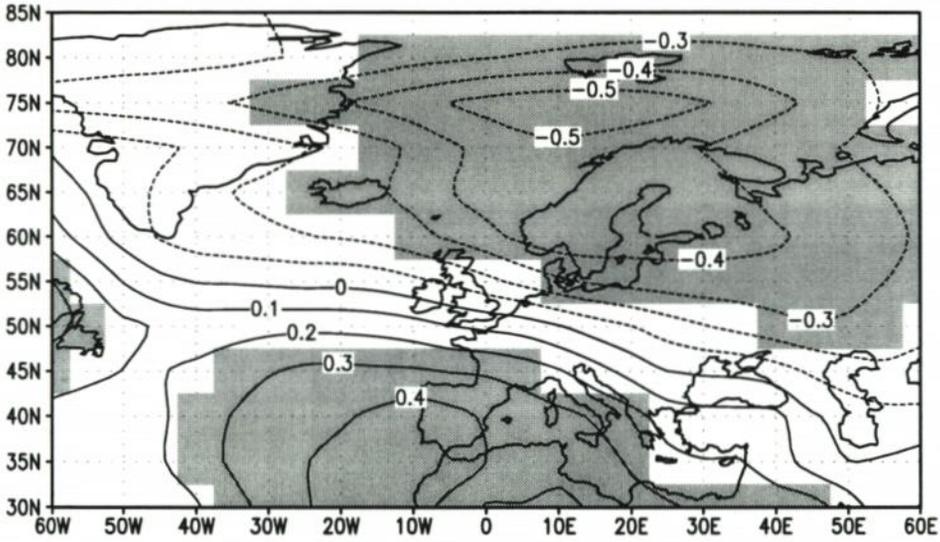


Abb. 6: Korrelationsfelder zwischen dem Monatsmittel der Wassertemperatur des FS Gedser Rev und dem Bodenluftdruck (1899-1976) im nordatlantisch-europäischen Gebiet. Oben: Januar, unten: Juli. Im grau unterlegten Gebiet sind die Korrelationskoeffizienten mit einer Wahrscheinlichkeit von $\geq 95\%$ signifikant von Null verschieden

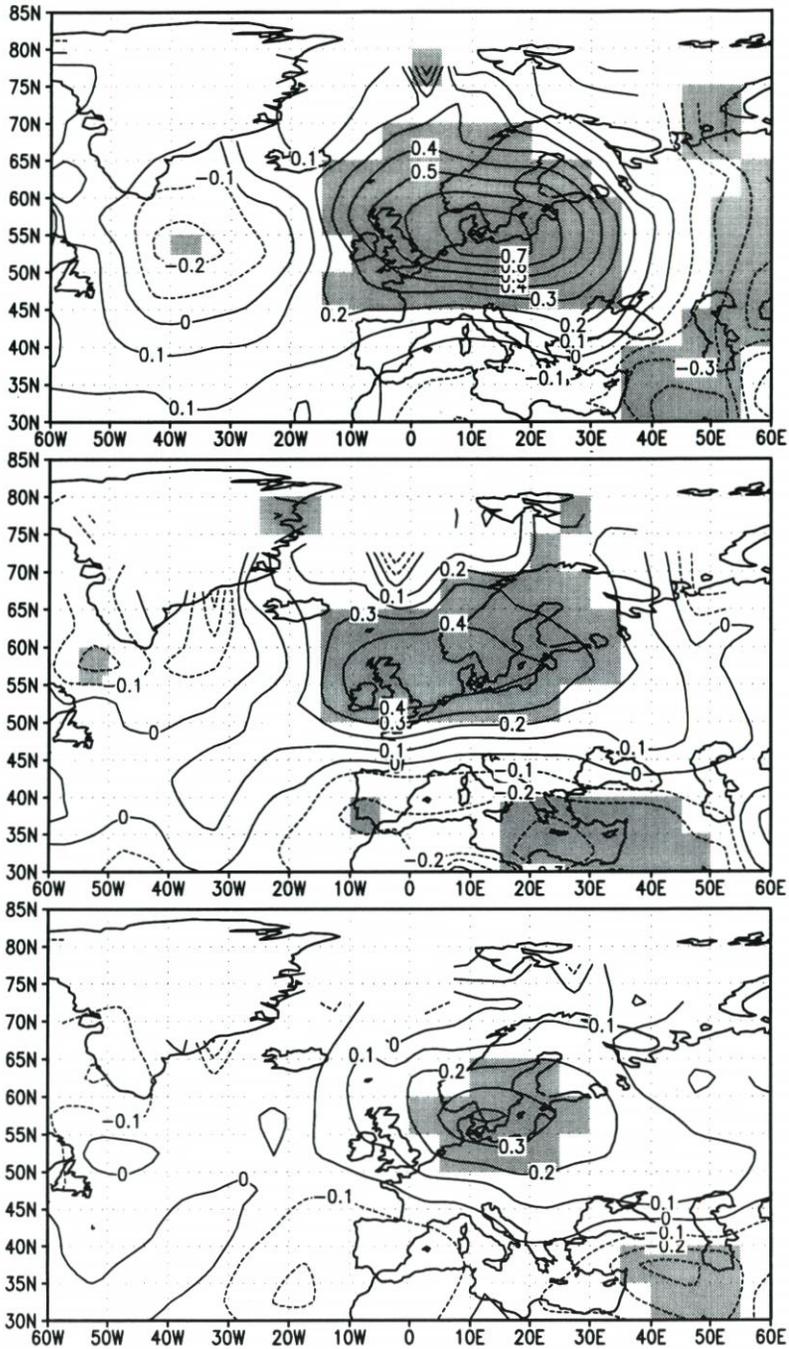


Abb. 7: Korrelationsfelder zwischen dem Monatsmittel der Wassertemperatur des Monats Juli des FS Gedser Rev und der bodennahen Lufttemperatur (1897–1976) im nordatlantisch-europäischen Gebiet. Oben: Juli, Mitte: Juni, unten: Mai. Im grau unterlegten Gebiet sind die Korrelationskoeffizienten mit einer Wahrscheinlichkeit von $\geq 95\%$ signifikant von Null verschieden. Korrelationskoeffizienten an Gitterpunkten mit weniger als 30 Werten sind nicht dargestellt

mit TW = Monatsmittel der Wassertemperatur in °C, a = Regressionskonstante, b, c, d = Regressionskoeffizienten, TT = Monatsmittel der Lufttemperatur des Gebietes 50–60° N, 5–15° E in °C. Die Indizes stehen für 0 = gleicher Monat, -1 = Vormonat, -2 = vor 2 Monaten. In die Regressionsgleichung geht zunächst der Prädiktor mit dem höchsten Korrelationskoeffizienten zum Prädiktanden ein. Das ist stets die Lufttemperatur des gleichen Monats. Danach geht der Prädiktor mit der höchsten Korrelation zu den Residuen usw. ein bis keine signifikante Korrelation zwischen den Residuen und dem potentiellen Prädiktor mehr vorliegt.

Die Tab. 2 gibt eine Übersicht über die verwendeten Variablen und die Güte der Regressionsgleichung. Das Einbeziehen der Lufttemperatur der beiden Vormonate bringt insbesondere im Winterhalbjahr eine deutliche Verbesserung der Güte des Regressionsmodells. Jetzt können zwischen 61 % und 84 % der Varianz des Prädiktanden erklärt werden.

Tab. 2: Multiple lineare Regressionsgleichung: Variablen in der Regressionsgleichung, Korrelationskoeffizient zwischen der Wassertemperatur und der Lufttemperatur des gleichen Monats r_0 und multipler Korrelationskoeffizient r_m sowie Angabe des rmse-Wertes und der erklärten Varianz

Monat	Variable in der Regressionsgleichung	r_0	r_m	rmse in K	erklärte Varianz in %
Januar	TT ₀ , TT ₋₁	0,58	0,86	0,41	73,9
Februar	TT ₀ , TT ₋₁ , TT ₋₂	0,70	0,88	0,38	77,5
März	TT ₀ , TT ₋₁ , TT ₋₂	0,78	0,91	0,40	83,1
April	TT ₀ , TT ₋₁ , TT ₋₂	0,77	0,92	0,40	84,3
Mai	TT ₀ , TT ₋₁ , TT ₋₂	0,74	0,85	0,50	72,3
Juni	TT ₀ , TT ₋₁ , TT ₋₂	0,67	0,79	0,61	61,3
Juli	TT ₀ , TT ₋₁	0,77	0,80	0,68	68,2
August	TT ₀ , TT ₋₁	0,80	0,86	0,64	73,4
September	TT ₀ , TT ₋₁	0,79	0,86	0,60	74,0
Oktober	TT ₀ , TT ₋₁ , TT ₋₂	0,74	0,84	0,47	71,0
November	TT ₀ , TT ₋₁	0,71	0,86	0,41	73,8
Dezember	TT ₀ , TT ₋₁ , TT ₋₂	0,76	0,91	0,38	82,7

In den Monaten Januar bis März kommt es in sehr strengen Wintern gelegentlich zur Berechnung von Wassertemperaturen unterhalb der Schmelztemperatur des Eises. Eine Randbedingung setzt in diesem Fall die Wassertemperatur gleich der Schmelztemperatur des Eises.

Zwischen den beobachteten und den mit dem Regressionsmodell berechneten Wassertemperaturen bestehen keine signifikanten Unterschiede. Die Wurzel der mittleren quadratischen Abweichung zwischen den mit dem Regressionsmodell bestimmten Wassertemperaturen und den gemessenen Werten (rmse) liegt für das FS Gedser Rev zwischen 0,38 K im Februar und 0,68 K im Juli. Die Methode ist also geeignet, die Monatsmittel der oberflächennahen Wassertemperaturen zu simulieren. Es ist ebenfalls möglich, die vorhandenen Lücken zu schließen, was dazu führt, dass in den Wintermonaten auch die Jahre mit Eisbedeckung berücksichtigt werden, so dass diese in die Statistik eingehen.

2.7 Die Wassertemperatur im Klimamodell ECHAM4/OPYC3

2.7.1 Das Klimamodell

Das gekoppelte globale Klimamodell ECHAM4/OPYC3, bestehend aus dem Atmosphärenmodell ECHAM4 (ROECKNER et al., 1996, S. 1 ff.) und dem Ozeanmodell OPYC3 (OBERHUBER, 1993, S. 808 ff.), entstand in Zusammenarbeit zwischen dem Max-Planck-Institut für Meteorologie und dem Deutschen Klimarechenzentrum (beide in Hamburg). Das Atmosphärenmodell hat eine Auflösung von je $2,8^\circ$ in zonaler und meridionaler Richtung.

Von diesem Modell werden hier zwei Experimente verwendet. Im Kontrolllauf, der das heutige Klima simuliert, bleibt die Konzentration der Treibhausgase auf dem Niveau von 1995 konstant, während diese im Treibhausgasexperiment von 1860 bis 1990 gemäß den Beobachtungen und danach bis zum Jahr 2100 gemäß dem Treibhausgasszenario IS92a (HOUGHTON et al., 1996, S. 23) ansteigt. Sulfat-Aerosole, die die Erwärmung abschwächen, sind in diesen Modellläufen noch nicht berücksichtigt.

2.7.2 Die Wassertemperaturen in zwei Szenarien

Den beiden Experimenten des Klimamodells wurden monatsweise die Lufttemperaturreihen in Bodennähe des Gebietes $50-60^\circ$ N und $5-15^\circ$ E entnommen. Wegen der höheren Auflösung im Klimamodell ist dieses Gebiet durch 9 Gitterpunkte repräsentiert. Die Monatsmittel der Wassertemperatur vom FS Gedser Rev werden gemäß den beiden Experimenten mit den multiplen linearen Regressionsgleichungen berechnet.

Im Kontrolllauf ändern sich die Verhältnisse während des gesamten Simulationszeitraumes nur wenig. Im Treibhausgasexperiment bleiben die Wassertemperaturen von 1860 bis etwa 1980 nahezu konstant. Danach setzt ein drastischer Temperaturanstieg ein, so dass am Ende des Simulationszeitraumes in allen Monaten eine deutliche Erwärmung um 3 bis 4 K gegenüber den heutigen Verhältnissen zu verzeichnen ist. Diese Temperaturänderung entspricht etwa der Änderung der Lufttemperatur im betrachteten Gebiet $50-60^\circ$ N, $5-15^\circ$ E.

Die berechneten Änderungen der Wassertemperatur sind kritisch zu bewerten. Einerseits wird im Treibhausgasszenario von einer unveränderten exponentiellen Zunahme der Treibhausgaskonzentration in der Atmosphäre bis zum Jahr 2100 ausgegangen. Andererseits sind die Schwefelaerosole, deren abkühlende Wirkung erst in letzter Zeit erkannt wurde, noch nicht enthalten. Die Änderungsraten im Treibhausgasexperiment dürften sich also im oberen Bereich des Möglichen bewegen. Außerdem befindet sich das Regressionsmodell bei Temperaturänderungen von 3–4 K schon im Grenzbereich des durch Beobachtungswerte belegten Wertebereiches.

3. Das thermische Behaglichkeitsgefühl im Strandbereich

3.1 Einführung

Neben den Verhältnissen im Wasser wurden auch die thermischen Bedingungen der Luft in 2 m Höhe im Strandbereich untersucht. Dabei konnte allerdings nur der Zeitraum von 1966–1990 berücksichtigt werden, so dass Trendaussagen nicht möglich sind.

3.2 Das Klima-Michel-Modell des Deutschen Wetterdienstes

Das Klima-Michel-Modell (KMM) des Deutschen Wetterdienstes (JENDRITZKY et al., 1990, S. 7 ff.) stellt ein thermophysologisch bewährtes Werkzeug zur Beschreibung der atmosphärischen Bedingungen der Wärmeabgabe des Menschen dar. Der Klima-Michel ist ein Standard-Mensch männlichen Geschlechts mit einer Größe von 1,75 m und einer Masse von 75 kg. Er hat einen definierten Arbeitsumsatz, der von der körperlichen Aktivität abhängt und eine Bekleidung mit einem bestimmten Isolationsfaktor (I in clo).

Die Diskomfortgleichung von FANGER (1972, S. 21) ist neben einem Strahlungsmodell Kern des KMM. Es wird die Wärmebilanz aufgrund des aktivitätsbezogenen Energieumsatzes unter Berücksichtigung der Bekleidung und der meteorologischen Bedingungen der Wärmeabgabe berechnet. Diese hängen von der Lufttemperatur und dem Dampfdruck in 2 m Höhe, der Windgeschwindigkeit in 1 m Höhe (von 10 m Meßhöhe reduziert) und der mittleren Strahlungstemperatur (beschreibt die Summe der einzelnen Strahlungsflüsse auf den Menschen) ab. Die 4 Größen werden aus Routinemessungen der Wetterstationen berechnet.

Um eine bessere Vergleichbarkeit mit bisherigen Untersuchungen herzustellen (JENDRITZKY und VOLLWEITER, 1993, S. 1 ff.), wurden die Berechnungen zunächst mit den Randbedingungen: Gehen mit 4 km/h, das entspricht einer inneren Wärmeproduktion von $140,0 \text{ W/m}^2$, und einer Bekleidung von 1,0 clo, das entspricht einem korrekten Straßenanzug, durchgeführt.

Ziel des Modells ist die Berechnung des *Predicted Mean Vote* (PMV). Er gibt Auskunft über das thermische Empfinden des Menschen unter den synoptischen und den oben beschriebenen Randbedingungen (Tab. 3). Bei der oben angegebenen Aktivität entspricht ein PMV von ± 1 etwa $\pm 30 \text{ W/m}^2$.

Tab. 3: Thermisches Empfinden und Belastungsstufe in Abhängigkeit vom PMV-Wert (jeweils $\pm 0,5$)

PMV-Wert	Thermisches Empfinden	Belastungsstufe
<-3,5	sehr kalt	extreme Belastung
-3	kalt	starke Belastung
-2	kühl	mäßige Belastung
-1	leicht kühl	schwache Belastung
0	behaglich	keine Belastung
1	leicht warm	schwache Belastung
2	warm	mäßige Belastung
3	heiss	starke Belastung
>3,5	sehr heiss	extreme Belastung

3.3 PMV-Werte für Rostock-Warnemünde

Die direkt an der Ostseeküste in den Dünen gelegene Wetterstation Rostock-Warnemünde ist für die Untersuchungen des Behaglichkeitsgefühls des Menschen am Strand sehr gut geeignet. Vom Deutschen Wetterdienst wurden die routinemäßigen Wettermeldungen für den Zeitraum von 1966 bis 1990 zur Verfügung gestellt. Als Termin wurde einheitlich 12 UTC gewählt.

Von den vier oben genannten Größen zeigen die ersten drei einen ausgeprägten Jahresgang (Abb. 8). Die mittlere Windgeschwindigkeit beträgt ganzjährig etwa 4 m/s. Während die Lufttemperatur und der Dampfdruck ihre höchsten Werte im August erreichen, weist die mittlere Strahlungstemperatur ein breites, sich von Mai bis August erstreckendes Maximum auf. Offenbar verschieben sich die Anteile von direkter Sonnenstrahlung (Maximum im Juni) und Strahlung der Umgebungsflächen (Maximum im August) im Laufe des Sommers.

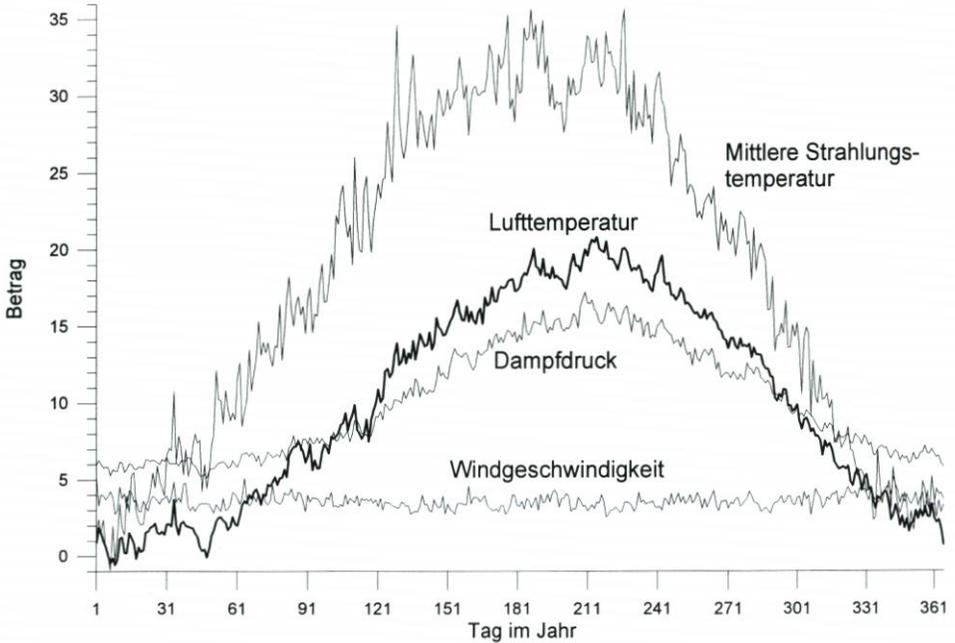


Abb. 8: Mittlere 12 UTC-Werte der mittleren Strahlungstemperatur in °C, der Lufttemperatur in 2 m in °C, des Dampfdruckes in hPa und der Windgeschwindigkeit in 1 m Höhe in m/s (Warnemünde: 1966–1990)

Der aus diesen 4 Größen berechnete PMV-Wert zeigt ebenfalls einen ausgeprägten Jahresgang (Abb. 9), welcher von einem langsamen Anstieg in der ersten Jahreshälfte bis zu maximalen Werten im August gekennzeichnet ist. Der Abfall im Herbst erfolgt relativ rasch. Die unregelmäßigen Abweichungen der mittleren Tageswerte von einer Sinusfunktion können teilweise mit den im Jahresverlauf auftretenden Singularitäten (Weihnachtstauwetter) erklärt werden.

Im Jahresverlauf überwiegen bei dieser körperlichen Aktivität und der Standardbekleidung Kältereize (Abb. 9). In den Übergangsmonaten Mai und Juni sowie im September und Oktober stellt sich im Mittel eine thermische Behaglichkeit ein. Nur in den Sommermonaten Juli und August treten leichte Wärmebelastungen auf. Das Maximum mit einem PMV = 1 (leicht warm) wird erst im August erreicht.

Da die Standardbekleidung des Klima-Michels an der Küste im Winterhalbjahr und im Sommer ungeeignet ist, wurde deshalb im Modell die Bekleidung des Klima-Michels entsprechend den meteorologischen Bedingungen im Bereich von $I = 0,5$ clo (Sommerbekleidung) bis $I = 1,75$ clo (Winterbekleidung) mit dem Ziel des Erreichens von thermischem



Abb. 9: Jahresgang des PMV von Warnemünde (1966–1990). Fett: Standardbedingungen ($I = 1,0$ clo und Gehen mit 4 km/h), durchbrochen: Variation der Bekleidung im Bereich von $I = 0,5 \dots 1,75$ clo

Komfort angepasst. Dadurch verlängert sich der Zeitraum mit thermischer Behaglichkeit deutlich (Abb. 9). Leichte Kältereize liegen jetzt im Mittel nur noch in den drei Wintermonaten vor, während sich ebenfalls leichte Wärmebelastungen auf den Hochsommer beschränken. Es sei noch angemerkt, dass bei starker Sonneneinstrahlung eine weitere Reduktion der Bekleidung auf z. B. $I = 0,1$ clo (Badebekleidung) eine Erhöhung des PMV nach sich ziehen kann, da der verstärkte Strahlungsgewinn die erhöhte turbulente Wärmeabgabe überkompensiert. Im Mittel der Jahre 1966 bis 1990 gibt es pro Jahr 251 Tage mit thermischen Komfort, 23 Tage mit Wärme- und 91 Tage mit Kältereiz.

Bei der Untersuchung der Korrelation zwischen dem PMV und den 4 Größen zeigt sich, dass insbesondere mit der Lufttemperatur enge Beziehungen bestehen. Der Korrelationskoeffizient zwischen den jeweils um den mittleren Jahresgang bereinigten Reihen beträgt $r = 0,86$. Daraus kann die vorläufige Schlussfolgerung gezogen werden, dass sich im Fall einer Erwärmung die Häufigkeit des Auftretens thermischer Behaglichkeit im Strandbereich der deutschen Ostseeküste spürbar erhöhen wird. Das wird auch bei dem folgenden einfachen Sensitivitätsexperiment deutlich. Dazu wurde für den Beobachtungszeitraum 1966–1990 die mittlere Anzahl der Tage mit Wärmebelastung bzw. Kältereiz und thermischen Komfort bei Variation der Lufttemperatur im Bereich $\Delta T = -5 \dots +5$ K in 0,1 K-Schritten und ansonsten gleichen meteorologischen Bedingungen berechnet (Abb. 10). An der Stelle $\Delta T = 0,0$ K gelten die oben schon angegebenen Beobachtungswerte. Im Fall einer Abkühlung wie auch bei einer Erwärmung kommt es zu deutlichen Veränderungen. Insgesamt steigt der Anteil der Tage mit thermischem Komfort beim Durchlaufen des Intervalls von $\Delta T = -5 \dots +5$ K leicht an. Die Zahl der Tage mit Kältereiz nimmt stark ab, während Tage mit Wärmebelastung wesentlich häufiger zu erwarten sind. Man erkennt, dass es sich hierbei um einen nichtlinearen Prozess handelt.

Auf der Abszisse sind die Jahre aufgetragen, in denen die Jahresmitteltemperatur des Gebietes 50–60° N, 5–15° E im Treibhausgasexperiment die entsprechende Temperaturänderung zum Mittelwert 1901–1990 erreicht. Daraus geht hervor, dass sich im Fall einer anthropogenen Klimaänderung gemäß dem Treibhausgasexperiment des Klimamodells ECHAM4/OPYC die thermischen Komfortbedingungen an der deutschen Ostseeküste deutlich verbessern, die Kältereize stark abnehmen und die Wärmebelastungen, welche vom Strandbesucher eher toleriert werden, zunehmen. Da das Klimamodell neben anderen Unsicherheiten noch nicht die abkühlende Wirkung der Sulfat-Aerosole enthält, sind die in der Abb. 10 hervorgehenden Veränderungen als obere Grenze anzusehen.

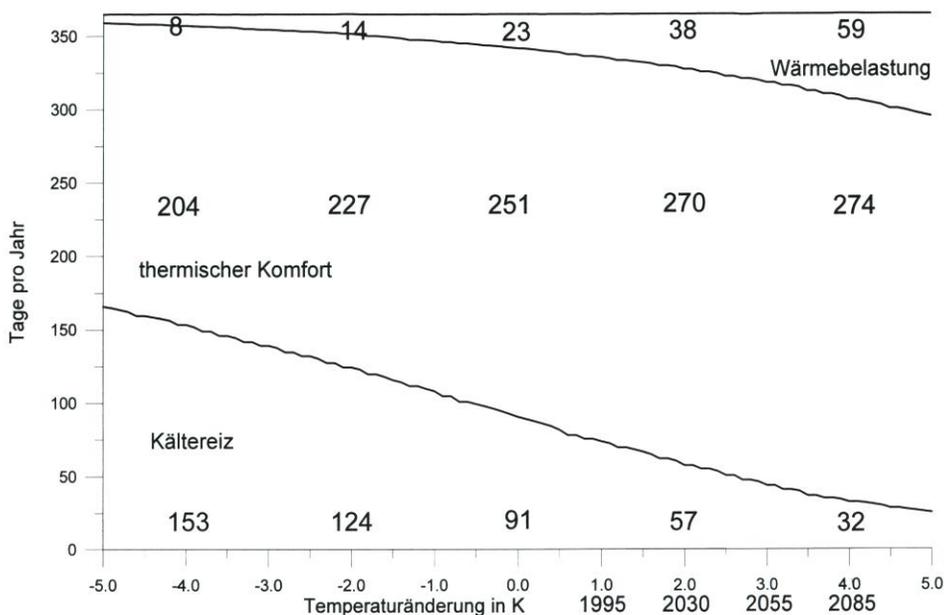


Abb. 10: Mittlere Anzahl der Tage mit verschiedenem thermischen Empfinden pro Jahr in Warnemünde (1966–1990) um 12 UTC bei alleiniger Änderung der Lufttemperatur im Bereich von $T = -5 \dots +5$ K

4. Schlussbemerkung

Aus den durchgeführten Untersuchungen kann die Schlussfolgerung gezogen werden, dass über die Veränderungen des thermischen Regimes in der ufernahen Zone und im Seegebiet vor der deutschen Ostseeküste ein bedeutender Impact des zu erwartenden Klimawandels ausgeübt wird. Auf der Grundlage der gegenwärtigen Klimamodellrechnungen kann angenommen werden, dass in allen Monaten eine spürbare Erhöhung der Wassertemperatur eintreten wird. Dieser Temperaturanstieg korrespondiert mit der Zunahme der Lufttemperatur, so dass das gesamte Milieu im Küstenbereich im Mittel durch eine Erwärmung gekennzeichnet sein wird. Die Analyse der beobachteten Zeitreihen der Wassertemperatur gestattet Rückschlüsse auf die erhebliche Variabilität der Oberflächenwassertemperatur, die auch unter veränderten Klimabedingungen voraussichtlich erhalten bleibt. Die Auswirkungen der erwarteten allgemeinen Temperaturerhöhung betreffen im Winter den starken Rück-

gang des Auftretens von Eis, die allgemeinen ökologischen Verhältnisse in allen Küstengewässern sowie den wichtigen Wirtschaftszweig Erholung und Tourismus. Während eine spürbare Erwärmung für die Bodden und Haffe eine unerwünschte Eutrophierung begünstigen dürfte und damit ein nachteiliger Effekt eintreten kann, so wird der Klimawandel voraussichtlich für Erholung und Tourismus Vorteile im Hinblick auf die Häufigkeit des Auftretens optimaler Erholungsbedingungen mit sich bringen.

5. Danksagung

Die Untersuchung wurde zwischen 1995 und 1998 dankenswerterweise durch das Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie unter der Vorhabensnummer 01LK9394/3 gefördert. Wir danken den in der Legende der Abb. 1 aufgeführten Institutionen für die Bereitstellung der Wassertemperaturreihen, Herrn Dr. E. ROECKNER vom Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, für die Überlassung der Klimamodelldaten und die Beratung, Herrn Dr. G. JENDRITZKY vom Deutschen Wetterdienst, Freiburg, für die Überlassung des Klima-Michel-Modells und der Synop-Daten von Warnemünde sowie die fachliche Unterstützung und dem National Center for Atmospheric Research in Boulder, USA, für die Bereitstellung des Bodenluftdruckdatensatzes.

6. Schriftenverzeichnis

- CHADWYCK-HEALEY Ltd.: World Climate Disc – Global Climatic Change Data on CD-ROM. From the Climatic Research Unit at the University of East Anglia, UK. Cambridge, 1992.
- FANGER, P. O.: Thermal Comfort. Analysis and Applications in Environmental Analysis. McGraw-Hill, New York, 1972.
- GERSTENGARBE, F. W.: Studie zur Anpassung theoretischer Verteilungsfunktionen an empirische Verteilungen meteorologischer Größen (unveröff.). Meteorologischer Dienst der DDR, Potsdam, 1983.
- GOEDECKE, E.: Zur „klimatischen“ Verlängerung der Badesaison an der deutschen Nordseeküste. Med.-Meteorol. Hefte Jg. 9, 1953.
- HAAPALA, J. u. ALENIUS, P.: Temperature and Salinity Statistics for the Northern Baltic Sea. Finnish Marine Research No. 262, 1994.
- HOUGHTON, J. T.; MEIRA FILHO, L. G.; CALLANDER, B. A.; HARRIS, N.; KATTENBERG, A. and MASKELL, K. (eds.): Climate Change. The science of climate change. Cambridge University Press, 1996.
- HUPFER, P.: Meeresklimatische Veränderungen im Gebiet der Beltsee seit 1900. Veröff. Geophys. Inst. Karl-Marx-Univ. Leipzig, 2. Ser., 17, 1962a.
- HUPFER, P.: Die säkulare Erwärmung von Luft und Wasser im Gebiet der Beltsee im Sommer und die Auswirkung auf die Dauer der Badesaison. Angewandte Meteorologie Bd. 4, H. 4, 1962b.
- HUPFER, P.: Über die Eigenschaften des Wassertemperaturfeldes in der ufernahen Zone der westlichen Ostsee. Geophys. Veröff. d. Karl-Marx-Univ. Leipzig Jg. 1, 1974.
- HUPFER, P.: Unsere Umwelt: das Klima: globale und lokale Aspekte. B.G. Teubner Verlagsgesellschaft Stuttgart und Leipzig, 1996.
- JENDRITZKY, G.; MENZ, G.; SCHMIDT-KESSEN, W. u. SCHIRMER, H.: Methodik der räumlichen Bewertung der thermischen Komponente im Bioklima des Menschen (Fortgeschriebenes Klima-Michel-Modell). ARL-Verlag Hannover, Akademie f. Raumforschung und Landesplanung, Beiträge 114, 1990.
- JENDRITZKY, G. u. VOLLWEITER, A.: Bioklimakarte Europa. Abschlußbericht K17 (unveröff.). DWD-ZMMF, 1993.

- KOSLOWSKI, G.: Die flächenbezogene Eisvolumensumme, eine neue Maßzahl für die Bewertung des Eiswinters an der Ostseeküste Schleswig-Holsteins und ihr Zusammenhang mit dem Charakter des meteorologischen Winters. Dt. hydrogr. Z. 42, 1989.
- MATTHÄUS, W.: Temperatur, Salzgehalt und Dichte. In: Rheinheimer, G. (Hrsg.): Meereskunde der Ostsee. Springer Verlag, 1996.
- MÜLLER-NAVARRA, S. H. u. LADEWIG, N.: Über Wassertemperaturen an deutschen Küsten. Die Küste, H. 59, 1997.
- OBERHUBER, J. M.: Simulation of the Atlantic circulation with a coupled sea ice – mixed layer – isopycnal general circulation model. J. Phys. Oceanogr. 22, 1993.
- RODEWALD, M.: Auswirkung der Klimaschwankung auf die Badesaison an der See. Heilbad und Kurort 4, 1952.
- ROECKNER, E.; ARPE, K.; BENGTTSSON, L.; CHRISTOPH, M.; CLAUSSEN, M.; DÜMENIL, L.; ESCH, M.; GIORGETTA, M.; SCHLESE, U. u. SCHULZWEIDA, U.: The atmospheric general circulation model ECHAM4: Model description and simulation of present-day climate, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Report 218, 1996.
- SCHMELZER, N.: Die Eisverhältnisse in den Küstengebieten von Mecklenburg-Vorpommern. Die Küste, H. 56, 1994.
- SCHÖNWIESE, C.-D.: Praktische Statistik. 2. verb. Aufl. Gebrüder Bornträger Berlin, Stuttgart, 1992.
- SCHÖNWIESE, C.-D. u. RAPP, J.: Climate Trend Atlas of Europe. Kluwer Academic Publishers Dordrecht, Boston, London, 1997.
- TIESEL, R.: Das Wetter. In: Rheinheimer, G. (Hrsg.): Meereskunde der Ostsee. Springer Verlag, 1995.
- TINZ, B.: Sea ice winter severity in the German Baltic in a greenhouse gas scenario. Deutsche Hydrographische Zeitschrift 50, 1998.
- TRENBERTH, K. E. u. PAOLINO, D. A. JR.: The Northern Hemisphere sea-level pressure data set: trends, errors and discontinuities. Part I: General description. Mon. Wea. Rev. 106, 1980.