

# 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  $\text{CO}_2$ -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 CO<sub>2</sub> 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 km<sup>2</sup> (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 km<sup>3</sup> 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  $\geq 100$  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

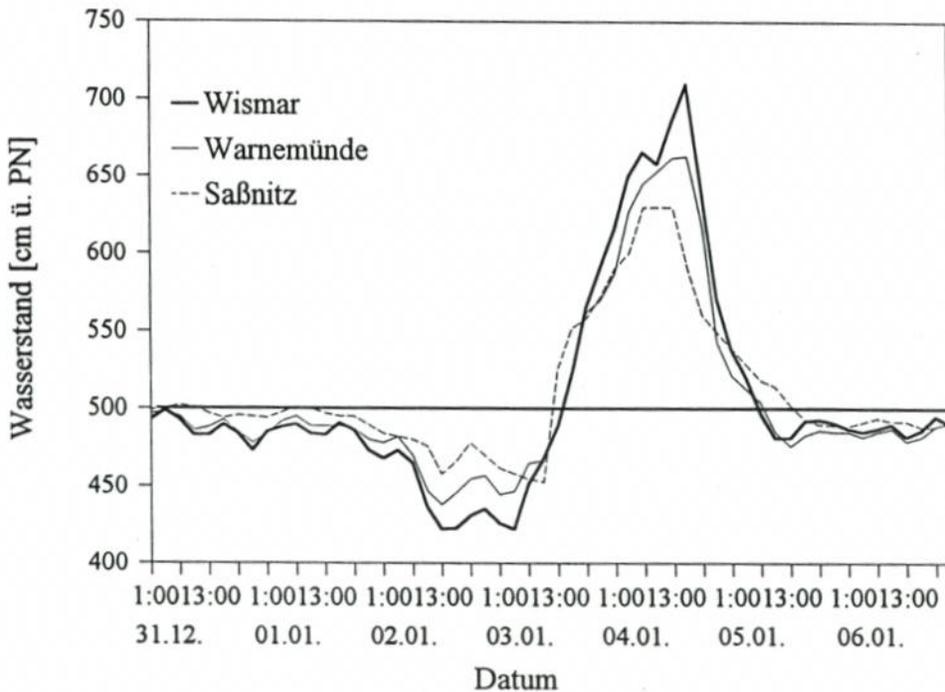


Abb. 1: Verlauf des schweren Sturmhochwassers vom 4. 1. 1954 an der Küste von Mecklenburg-Vorpommern, nach MIEHLKE (1956, S. 23)

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 ( $\geq 150$  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-

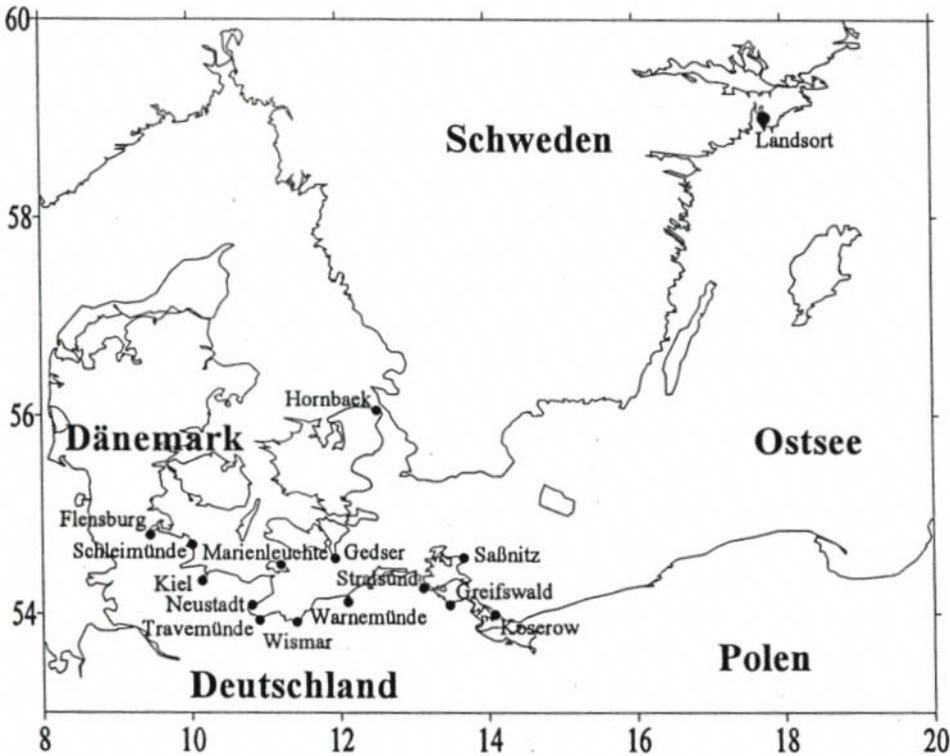


Abb. 2: Lage der herangezogenen Pegelstationen

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

Pegel	Zeitraum	Gesamt- zahl	Leichte SHW	Anzahl Mittlere SHW	Schwere SHW	Mittlerer Wasser- stand bei SHW in cm ü. NN	Standard- abweichung des Wasser- standes bei SHW in cm
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.

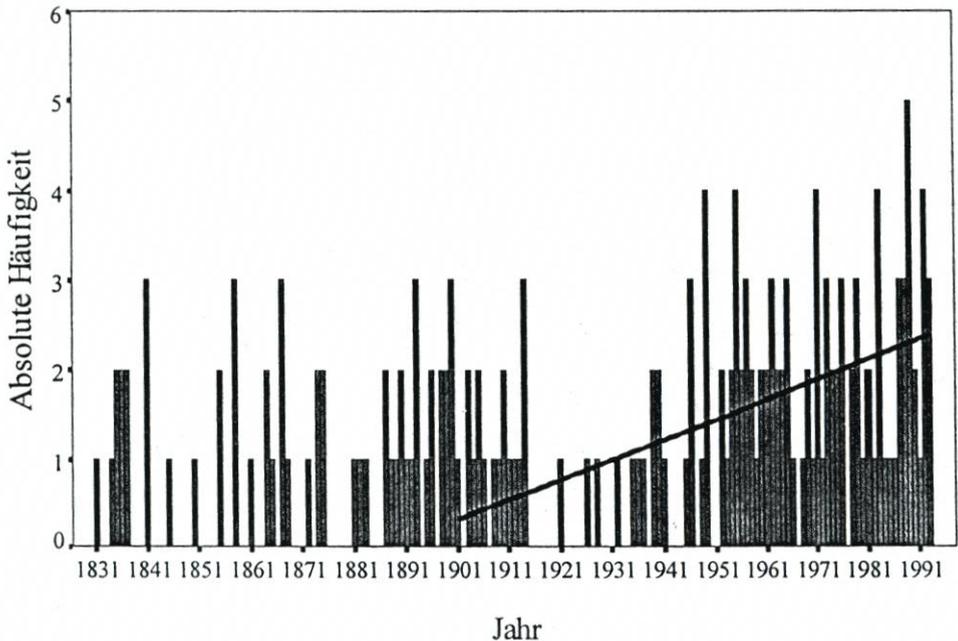


Abb. 3: Jährliche Häufigkeit der Sturmhochwasser am Pegel Travemünde im Zeitraum 1831–1993. Der lineare Trend beträgt 2,4/100 Jahre für 1901–1990

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 ( $\leq 150$  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  $\geq 15$  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

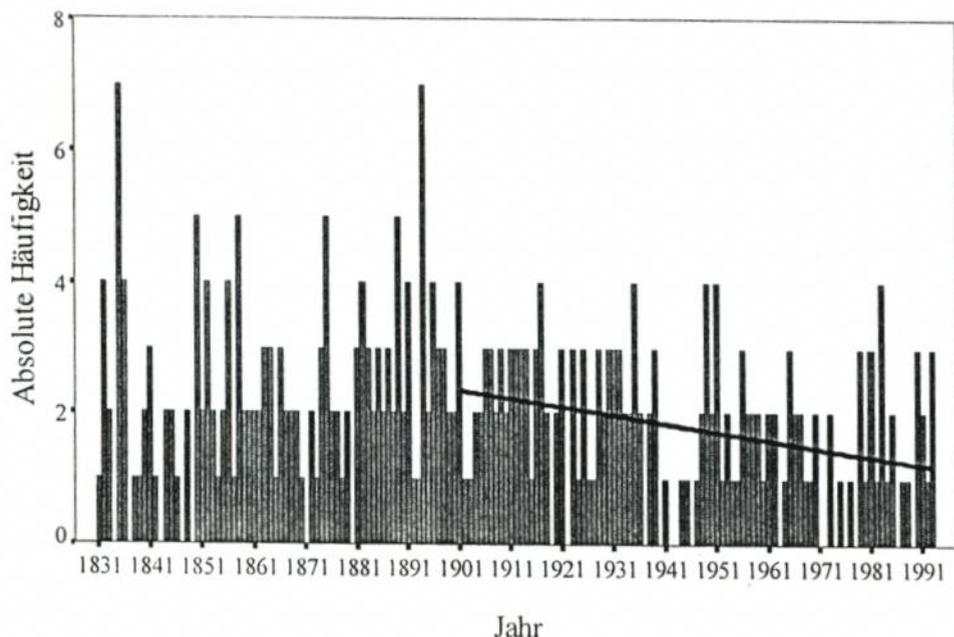


Abb. 4: Jährliche Häufigkeit der Sturmniedrigwasser am Pegel Travemünde im Zeitraum 1831–1993. Der lineare Trend beträgt  $-1,4/100$  Jahre für 1901–1990

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  $100 \text{ cm ü. NN}$ -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  $5^\circ \text{ W}$ ,  $55^\circ \text{ N}$  minus  $25^\circ \text{ E}$ ,  $55^\circ \text{ N}$ . 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  $15^\circ \text{ E}$ ,  $50^\circ \text{ N}$  minus  $15^\circ \text{ E}$ ,  $65^\circ \text{ N}$ . 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  $15^\circ \text{ E}$ ,  $60^\circ \text{ N}$  minus  $25^\circ \text{ E}$ ,  $50^\circ \text{ N}$ . 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-

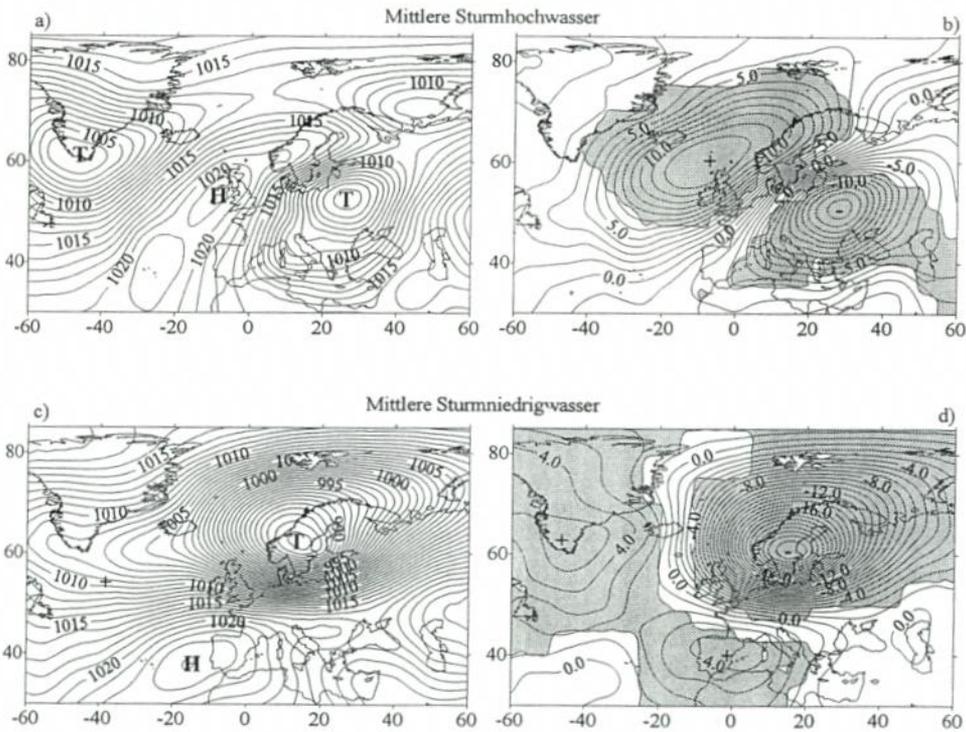


Abb. 5: Mittleres Bodenluftdruckfeld (1901-1990; a, c) und sein auf den Zeitraum 1901-1990 bezogenes Anomaliefeld (b, d) für Sturmhochwasser (a, b) und Sturm niedrigwasser (c, d) mittleren Grades. Der Isobaren- und Isanomalienabstand beträgt 1 hPa. In den schraffierten Gebieten sind die Bodenluftdruckanomalien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

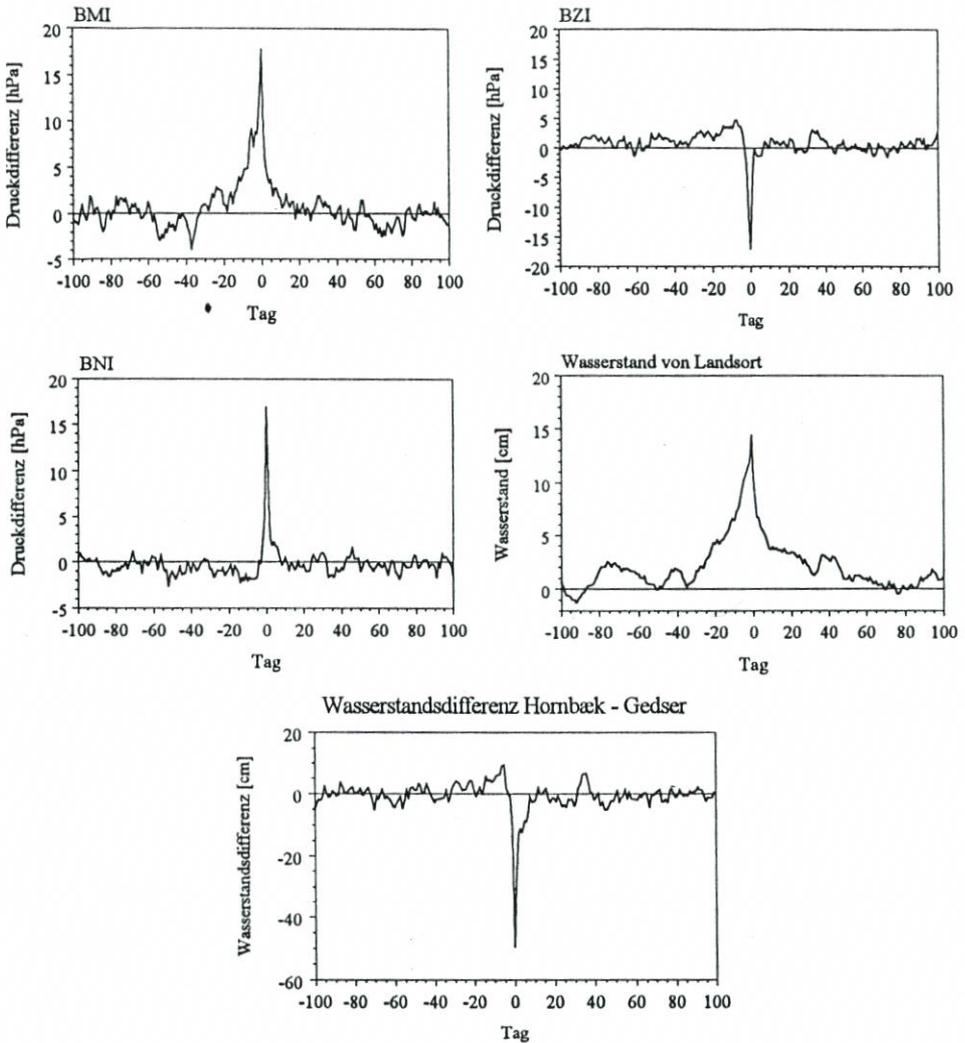


Abb. 6: Mittlere Verläufe des Baltischen Meridionalindex (BMI), des Baltischen Zonalindex (BZI), des Baltischen Nordostindex (BNI), des Wasserstandes von Landsort 100 Tage vor bis 100 Tage nach einem Sturmhochwasser sowie der Wasserstands-differenz zwischen Hornbæk und Gedser

lich statistisch hochsignifikant sind, Mittelwerte für alle bearbeiteten SHW-Fälle darstellen. Im Einzelfall können erhebliche Abweichungen von diesen Verläufen auftreten. Das Bodentief, 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

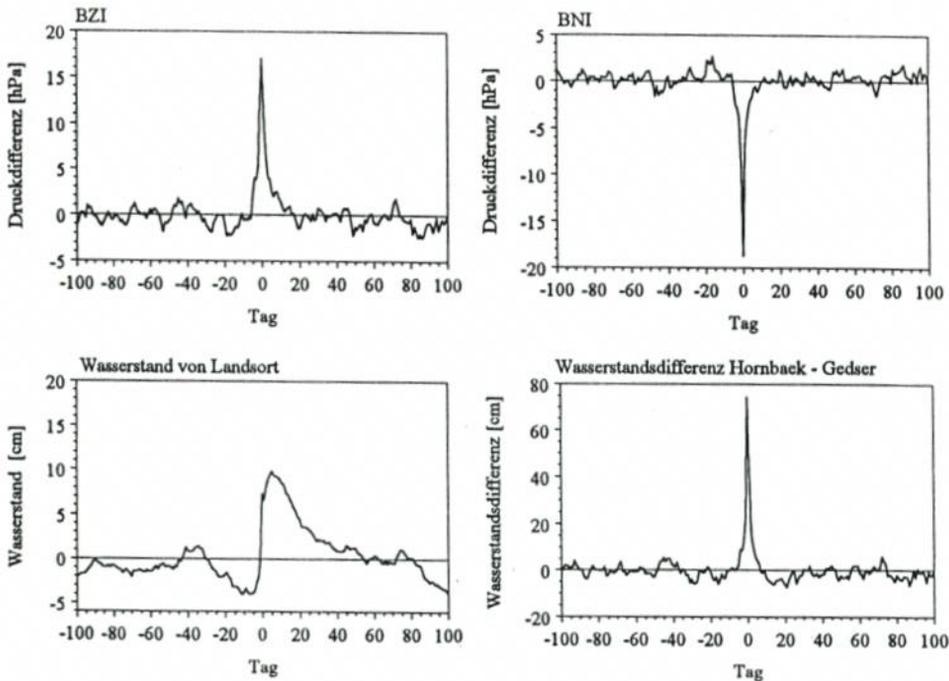


Abb. 7: Mittlere Verläufe des Baltischen Zonalindex (BZI), des Baltischen Nordostindex, des Wasserstandes von Landsort und der Wasserstands-differenz zwischen Hornbæk und Gedser 100 Tage vor bis 100 Tage nach einem Sturmniedrigwasser

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 Skandinavisches 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 Skandinavisches 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

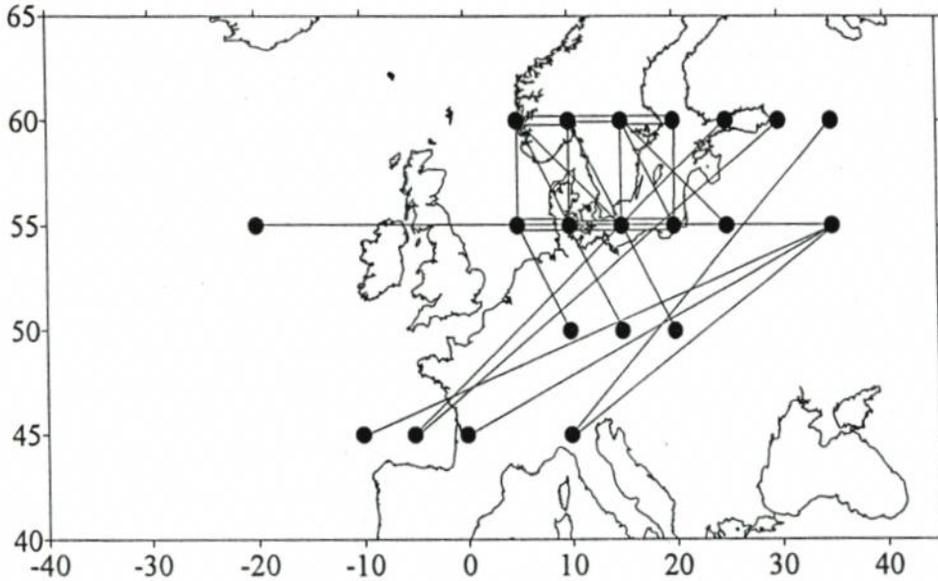


Abb. 8: Lage der Gitterpunktpaare, aus denen Luftdruckindizes als Prädiktoren für die Regressionsgleichungen bestimmt wurden

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	<b>59,4</b>	42,1	39,6	29,5	37,8	33,4	36,2	48,5	53,9	54,6	58,2
MII	70,4	<b>77,5</b>	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-

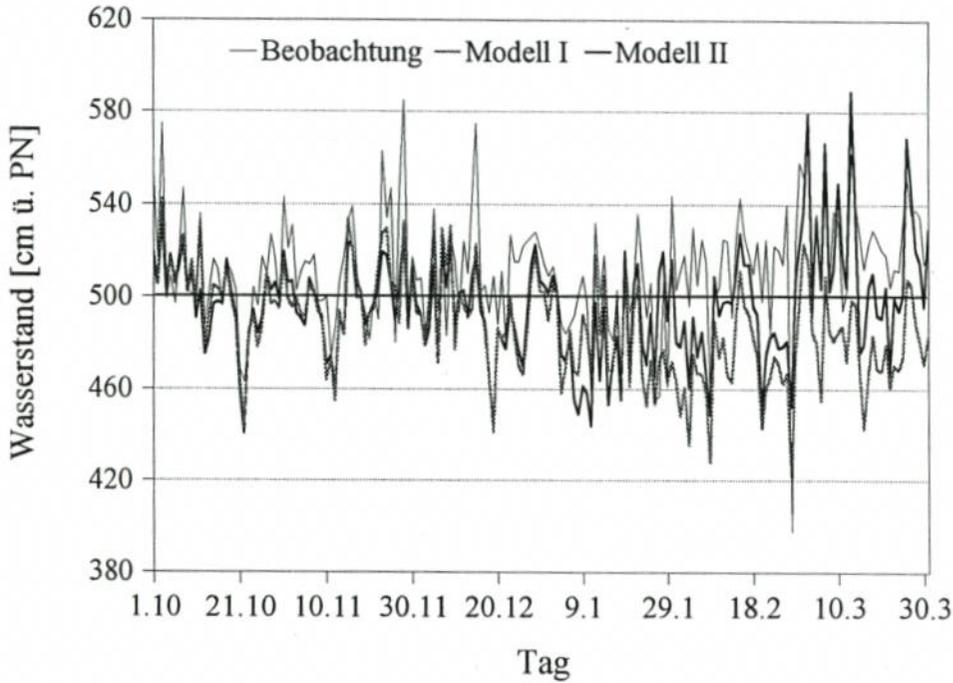


Abb. 9: Beobachteter und modellierter Verlauf des Wasserstandes am Pegel Warnemünde (Terminwerte 07 Uhr UTC) im Zeitraum vom 1. 10. 1989 bis 31. 3. 1990

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-

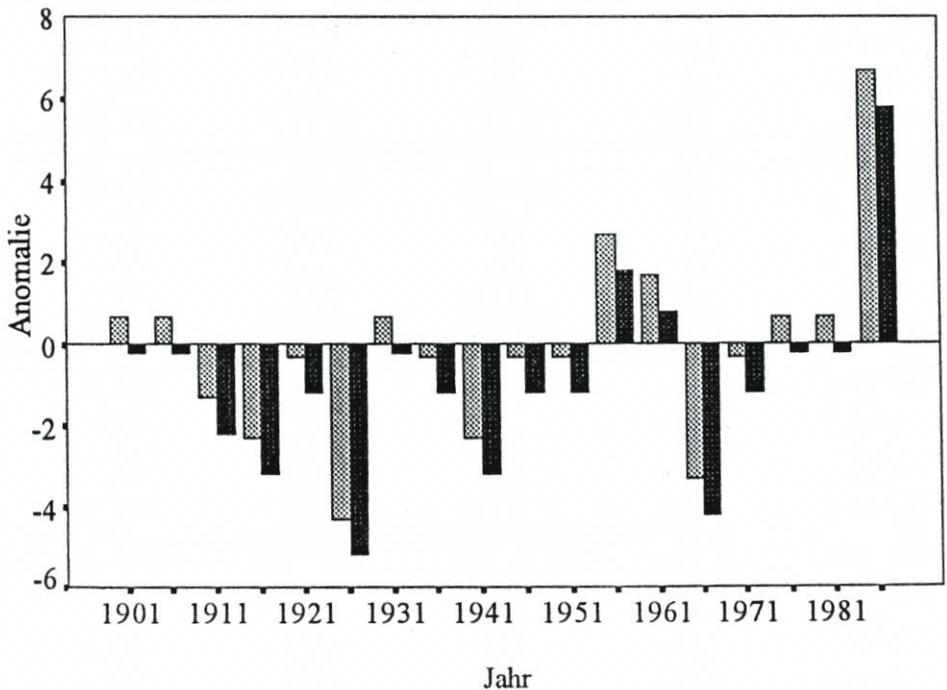


Abb. 10: Anomalien der fünfjährigen Häufigkeiten der beobachteten (grau) und der mit dem Regressionsmodell MI bestimmten Sturmhochwasser (schwarz) für Warnemünde im Zeitraum 1901/05 bis 1986/90. Der Spearman-Rangkorrelationskoeffizient beträgt  $r_s = 0,59$  und ist mit einer Wahrscheinlichkeit von 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

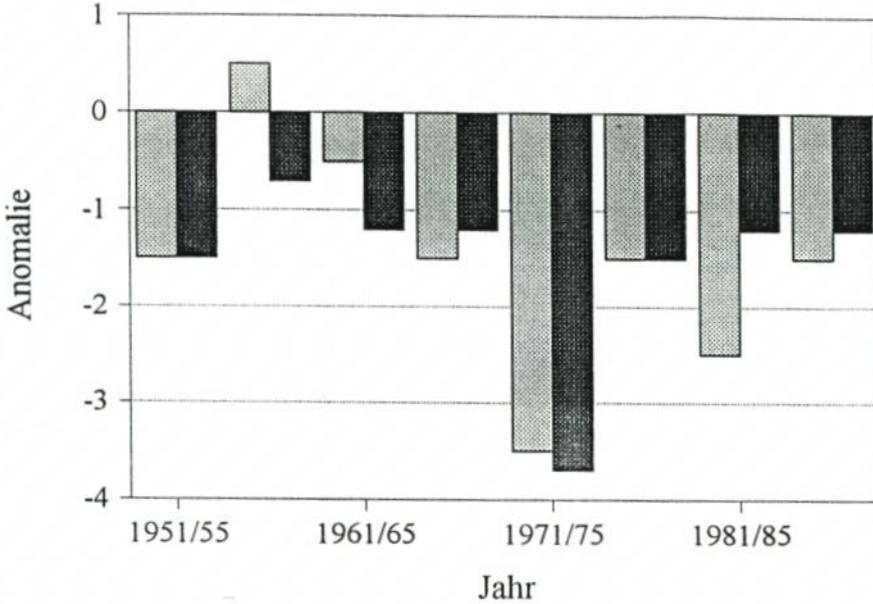


Abb. 11: Anomalien der fünfjährigen Häufigkeiten der beobachteten (grau) und der mit Modell MI bestimmten Sturmniedrigwasser (schwarz) für Warnemünde im Zeitraum 1951/55 bis 1986/90. Der Spearman-Rangkorrelationskoeffizient beträgt  $r_s = 0,60$  und ist mit einer Wahrscheinlichkeit von 95 % von Null 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  $\text{CO}_2$ -Gehaltes, zu diesem Szenario s. HOUGHTON et al., 1992, S. 75–95) und des Kontrolllaufes (Simulation des gegenwärtigen Klimas) in dem Ausschnitt von  $60^\circ \text{W}$  bis  $60^\circ \text{E}$  und  $32^\circ \text{N}$  bis  $85^\circ \text{N}$  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

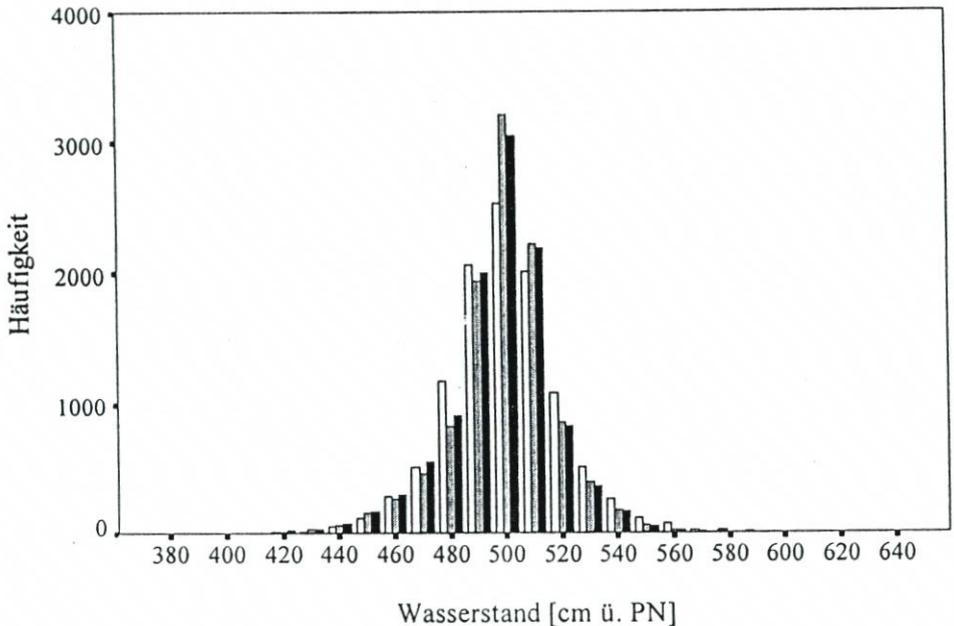


Abb. 12: Häufigkeitsverteilung des Wasserstandes von Warnemünde für den Zeitraum 1961–1990 nach Beobachtungen (weiß) und Rechnungen (schwarz: Szenario IS92a; grau: Kontrolllauf) mit dem Klimamodell ECHAM4/OPYC\_T42

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

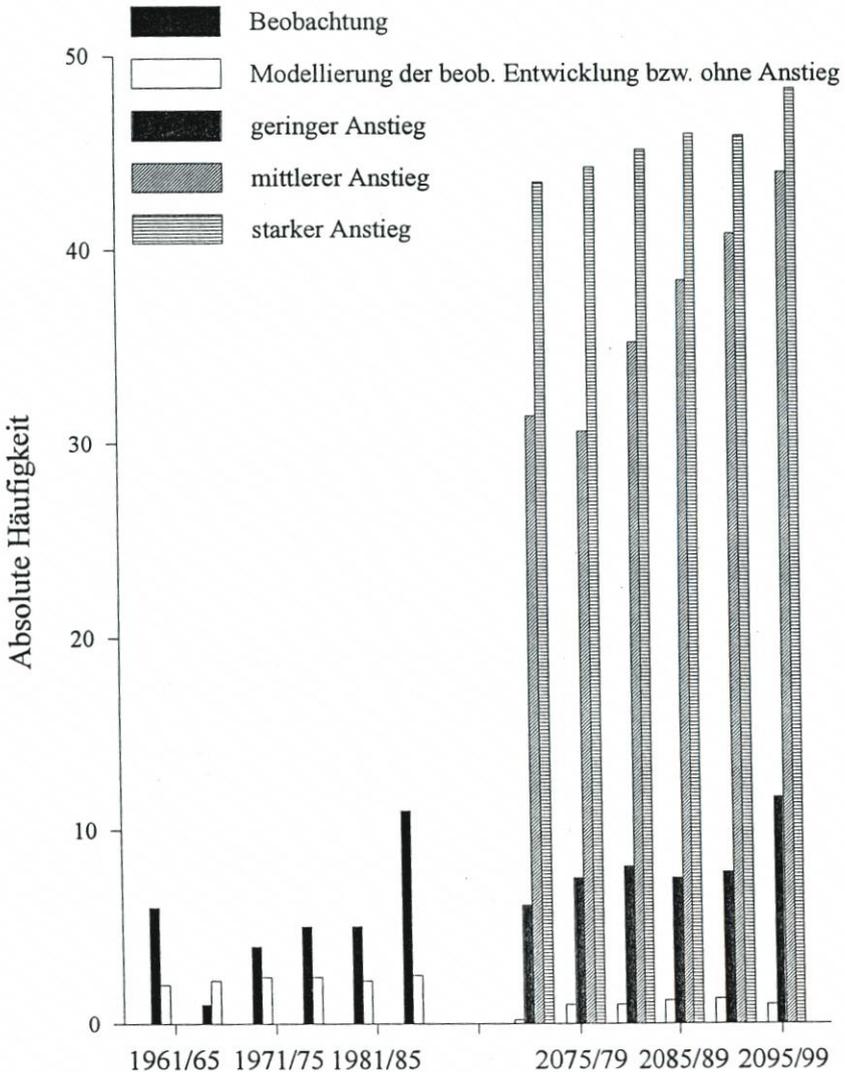


Abb. 13: Beobachtung und Szenario fünfjähriger Häufigkeiten von Sturmhochwasserereignissen mit und ohne Berücksichtigung des globalen Meeresspiegelanstiegs im Modellzeitraum 2070–2099. Die Berechnung des Wasserstandes erfolgte mit dem Regressionsmodell MI

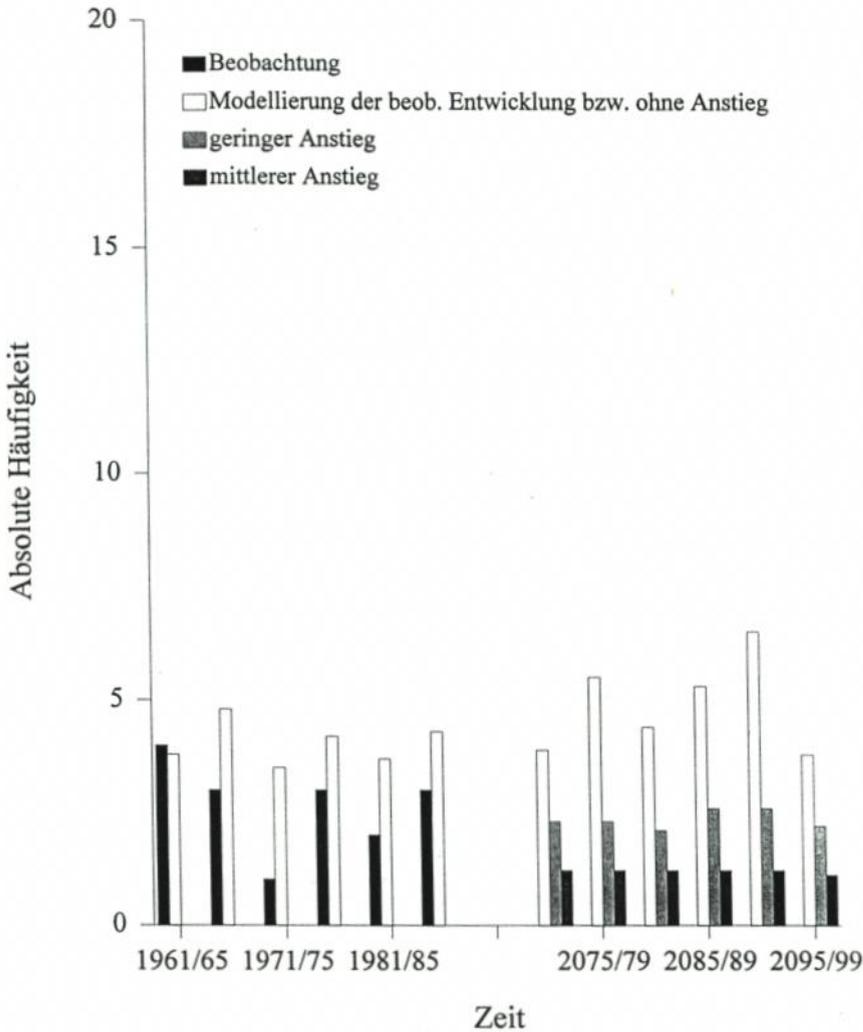


Abb. 14: Wie Abb. 13 für Sturmniedrigwasserereignisse

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.