

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

Von G. GÖNNERT

Zusammenfassung

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

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

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

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

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

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

Summary

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

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

* Der höchste Wert, der sich aus den seit 1900 eingetretenen Sturmfluten berechnen lässt.

* Maximum value which can be extracted from the sum of all storm tides since 1900.

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

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

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

Inhalt

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

9.2.2 Nutzung der Windstaumaxima für die Berechnung von Bemessungs-	
wasserständen	247
10. Charakterisierung der Sturmfluten bzw. Windstaukurven und deren Entwicklung ...	250
10.1 Die Charakterisierung in Cuxhaven	251
10.1.1 Beschreibung der Charakteristika der einzelnen Kategorien	251
10.1.2 Häufigkeiten der Kategorien in Cuxhaven	258
10.1.3 Schlussfolgerungen für die Entwicklung der Sturmfluten und des	
Sturmflutklimas	259
10.2 Die Charakterisierung in Helgoland	260
10.2.1 Beschreibung der Charakteristika in Helgoland	260
10.2.2 Häufigkeiten der Kategorien in Helgoland	262
10.3 Die Charakterisierung in Norderney	268
10.3.1 Beschreibung der Charakteristika in Norderney	268
10.3.2 Häufigkeiten der Kategorien in Norderney	269
10.3.3 Schlussfolgerungen für die Entwicklung der Sturmfluten und des	
Sturmflutklimas	269
10.4 Die Charakterisierung in Wittdün	275
10.4.1 Beschreibung der Charakteristika in Wittdün und Vergleich	
zwischen den Pegeln	275
10.4.2 Häufigkeiten der Kategorien in Wittdün	277
10.4.3 Schlussfolgerungen für die Entwicklung der Sturmfluten und des	
Sturmflutklimas	277
10.5 Zusammenfassender Vergleich der Pegel	282
11. Die Windstauparameter in Cuxhaven	283
11.1 Korrelation der Windstauparameter	283
11.1.1 Anstiegsneigung zu Windstaumaximum	283
11.1.2 Scheiteldauer zu Windstaumaximum	284
11.1.3 Abfallneigung zu Windstaumaximum	285
11.1.4 Sonstige Korrelationen	286
11.2 Entwicklung der Parameter	287
11.2.1 Der Anstieg	287
11.2.2 Die Scheiteldauer	288
11.2.3 Die Windstauscheitelhöhe	289
11.2.4 Der Abfall	291
11.3 Auswirkungen der Parameter auf die Sturmflutscheitelhöhe	292
11.3.1 Auswirkung der Parameter auf die Sturmflutscheitelhöhe in Cuxhaven ..	292
11.3.2 Auswirkung der Parameter auf die Sturmflutscheitelhöhe in St. Pauli	293
11.4 Veränderung des Charakters der mittleren Windstaukurve in den letzten	
100 Jahren in Cuxhaven	293
11.5 Die maximale Windstaukurve in Cuxhaven	295
11.6 Interpretation der Parameter hinsichtlich der Auswirkung der Wind-	
entwicklung auf die Sturmfluten für den Pegel Cuxhaven	296
11.7 Erkenntnisse für den Sturmflutschutz	297
12. Die Windstauparameter in Helgoland	298
12.1 Korrelation der Windstauparameter	298
12.1.1 Anstiegsneigung zu Windstaumaximum	298
12.1.2 Scheiteldauer zu Windstaumaximum	300
12.1.3 Abfallneigung zu Windstaumaximum	301
12.2 Entwicklung der Parameter	302
12.2.1 Der Anstieg	302
12.2.2 Die Scheiteldauer	303
12.2.3 Die Windstauscheitelhöhe	303
12.2.4 Der Abfall	306
12.3 Auswirkung der Parameter auf die Sturmflutscheitelhöhe in Helgoland	307
12.4 Veränderung des Charakters der Windstaukurven in den letzten 60 Jahren	
in Helgoland	307
12.5 Die maximale Windstaukurve in Helgoland	309

12.6	Interpretation der Parameter hinsichtlich der Auswirkung der Windentwicklung auf die Sturmfluten für den Pegel Helgoland	310
13.	Die Windstauparameter in Norderney	311
13.1	Korrelation der Windstauparameter	311
13.1.1	Anstiegsneigung zu Windstaumaximum	311
13.1.2	Scheiteldauer zu Windstaumaximum	312
13.1.3	Abfallneigung zu Windstaumaximum	313
13.2	Entwicklung der Parameter	314
13.2.1	Der Anstieg	314
13.2.2	Die Scheiteldauer	314
13.2.3	Die Windstauscheitelhöhe	316
13.2.4	Der Abfall	318
13.3	Auswirkungen der Parameter auf die Sturmflutscheitelhöhe	318
13.4	Veränderung des Charakters der Windstaukurven in den letzten 70 Jahren in Norderney	319
13.5	Die maximale Windstaukurve in Norderney	320
13.6	Interpretation der Parameter hinsichtlich der Auswirkung der Windentwicklung auf die Sturmfluten für den Pegel Norderney	321
14.	Die Windstauparameter in Wittdün	322
14.1	Korrelation der Windstauparameter	322
14.1.1	Anstiegsneigung zu Windstaumaximum	322
14.1.2	Scheiteldauer zu Windstaumaximum	323
14.1.3	Abfallneigung zu Windstaumaximum	324
14.2	Entwicklung der Parameter	325
14.2.1	Der Anstieg	325
14.2.2	Die Scheiteldauer	326
14.2.3	Die Windstauscheitelhöhe	326
14.2.4	Der Abfall	328
14.3	Auswirkungen der Parameter auf die Sturmflutscheitelhöhe	328
14.4	Veränderung des Charakters der Windstaukurven in den letzten 90 Jahren in Wittdün	330
14.5	Die maximale Windstaukurve in Wittdün	331
14.6	Interpretation der Parameter hinsichtlich der Auswirkung der Windentwicklung auf die Sturmfluten für den Pegel Wittdün	332
15.	Der regionale Vergleich zwischen den Pegeln	333
15.1	Die Windstaukurven um 1900 und 2000 im regionalen Vergleich	333
15.2	Die maximal mögliche Windstaukurve im Vergleich	335
16.	Die Dauer des Windstaus	339
16.1	Die Dauer des Windstaus in Cuxhaven	339
16.2	Die Dauer des Windstaus in Helgoland	340
16.3	Die Dauer des Windstaus in Norderney	341
16.4	Die Dauer des Windstaus in Wittdün	342
16.5	Die Dauer des Windstaus in Cuxhaven, Helgoland, Norderney und Wittdün im Vergleich	343
17.	Die Veränderung der sturmfluterzeugenden Winde und deren Dauer	344
17.1	Entscheidende Windrichtung zum Erreichen des höchsten Sturmflutscheitels und des höchsten Windstauscheitels	347
17.1.1	Stauwirksame Windrichtung zum Erreichen eines Sturmflutscheitels in Cuxhaven	348
17.1.2	Stauwirksame Windrichtung zum Erreichen eines Sturmflutscheitels in Helgoland	349
17.1.3	Stauwirksame Windrichtung zum Erreichen eines Sturmflutscheitels in Norderney	350
18.	Zusammenfassung	351
19.	Kurzzusammenfassung	359
20.	Schriftenverzeichnis	361

V o r w o r t

Klimaänderung und Sturmfluten sind Stichworte, die zunehmend in einen engen Zusammenhang gestellt werden. Die Beantwortung der Frage zur zukünftigen Entwicklung der Sturmfluten bereitet nach wie vor große Probleme. So konnte bislang nicht geklärt werden, wie sich die Sturmfluten des 20. Jahrhunderts in ihrem gesamten Verlauf verändert haben. Infolgedessen entstand die vorliegende Habilitationsschrift, um empirisch festzuhalten, wie sich die Klimaerwärmung auf den Sturmflutverlauf ausgewirkt hat. Hierbei galt es, durch einheitliche Anwendung einer speziellen wissenschaftlichen Methodik der Analyse des gesamten Windstauverlaufs, die Veränderung der extremen und der mittleren Sturmflutverläufe herauszuarbeiten.

Sturmflutforschung unterliegt generell der Problematik der Veränderungen der Topographie im Umfeld des zu untersuchenden Pegelstandortes. Das hat Auswirkungen auf die Stauentwicklung. Eine große Wassertiefe bewirkt bei einer spezifischen Windstärke einen geringeren Windstau als eine geringere Wassertiefe. Dieses Phänomen wird bei dem methodischen Vorgehen und der Interpretation der Ergebnisse berücksichtigt.

Die Arbeit wurde als Habilitationsschrift an der Universität Hamburg eingereicht. Aufgrund von terminlichen Engpässen dauerte das Verfahren länger als erwartet, so dass die hier vorliegenden Daten bereits 1995 enden. Um die Habilitationsschrift in ihrer Abgabeform zu belassen und die Vergleichbarkeit zwischen den Pegeln zu gewährleisten, wurden diese Ergebnisse nicht verändert. In der Zwischenzeit wurde jedoch für Cuxhaven das Kollektiv bis 2003 verlängert. Es zeigt sich eine Fortsetzung sämtlicher beschriebenen Tendenzen, so dass alle Aussagen der Arbeit bis zum Jahre 2003 bestehen bleiben. Allein die Sturmfluthäufigkeit nimmt seit 1995 etwas ab.

D a n k

Sturmfluten haben Prof. Dr. SIEFERT während seiner gesamten wissenschaftlichen Laufbahn und beruflichen Tätigkeit beschäftigt. Ich durfte von dieser Erfahrung lernen, und es war mir gegeben, von ihm das Küsteningenieurwesen über Examens- und Doktorarbeit zu erlernen. Er holte mich nach Hamburg zu Strom- und Hafenbau, um an seinem wissenschaftlichen Herzstück, den Sturmfluten, zu arbeiten.

Einleuchtende Erklärungen und präzise Fragen von Prof. SIEFERT prägten viele, so auch mich und diese Arbeit. Als Vorgesetzten durfte ich nicht nur den Wissenschaftler, sondern auch den sich warmherzig um die Belange des Einzelnen kümmernden Chef erleben. Es entstand so eine persönliche Bindung. Prof. Dr. SIEFERT verstarb kurz vor Beendigung dieser Arbeit.

Es ist der Moment einen Dank auszusprechen. Doch klängen die Worte, die meinen Dank und innere Bewegung auch nur annähernd ausdrücken würden, übertrieben, jede andere Formulierung viel zu lapidar. Deshalb nur ein schlichter Dank an Dich, Winfried. Die Wege, auf denen Du mich begleitet hast, waren immer ein wenig leichter.

Die Arbeit wurde dem Fachbereich Geowissenschaften an der Universität Hamburg zur Habilitation eingereicht. Prof. OßENBRÜGGE übernahm das Habilitationsverfahren und unterstützte mich mit Rat und Tat. Größere und kleinere Steine der letzten Schritte zur Habilitation rollte er mit Unterstützung von Prof. TANNHEISER und Prof. SÜNDERMANN beiseite. Anhand der Kommission mit Prof. TANNHEISER, Prof. SÜNDERMANN, Prof. GRAßL und Prof. MIELICH wird die Interdisziplinarität der in Kooperation mit der Geographie und dem Ingenieurbereich entstandenen Arbeit verdeutlicht. Den Kommissionsmitgliedern sei für ihren Einsatz gedankt.

Das Entstehen einer solchen Arbeit erfolgt nie von einer Person allein. Bei Strom- und Hafenbau bin ich auf einen großen Fundus an persönlicher Erfahrung mit Sturmfluten und ihrer Vorhersage getroffen. PETER HERBST und WALTER MEYBURG sei gedankt. PETER HERBST engagierte sich darüber hinaus bei der Digitalisierung der Daten. HORST LASSEN übernahm in einem separaten Teil die Aufbereitung der Sturmfluten an der Forschungsplattform Nordsee.

Ein ganz besonderer Dank geht an SABINE KOMM und HUBERT KÜMEKE. Sie folgten stets dem Atem des Projektes und halfen, die Arbeit mit großem Einsatz zum erfolgreichen Ende zu führen.

Die Arbeit entstand im Rahmen eines Projektes, das durch das Kuratorium für Forschung und Technologie im Küsteningenieurwesen vom Bundesministerium für Forschung und Technologie gefördert wurde. Eine große Arbeitsgruppe mit Herrn PETERSEN, Prof. Dr. KUNZ, Dr. FLÜGGE, Dr. RENGGER, Herrn SCHALLER, Herrn STIGGE, Prof. Dr. JENSEN und Dr. RUDOLPH begleitete und unterstützte mit vielen Anregungen die Arbeit. Herrn SCHMIDT und Dr. BEHRENS vom Seewetteramt sei für die Berechnung der Winddaten gedankt.

Herr RALF ANNUTSCH hat von seinem ozeanographischen Standpunkt aus wertvolle Diskussionsbeiträge und Erkenntnisse geliefert. Ihm sei für die vielen Stunden, in denen wir gemeinsam Sturmfluten analysierten und Inhalte diskutierten, gedankt. Dr. HERMANN CHRISTIANSEN hatte bei administrativen Problemen stets ein offenes Ohr und unterstützte das Projekt mit Rat, Tat und Keksen.

Für das Gelingen der Arbeiten wurden eine Vielzahl von Pegelbögen, Daten und Informationen benötigt. Kooperativ halfen Herr BEDNARCZYK und Herr WENDT vom Wasser und Schifffahrtsamt Tönning, Herr SCHALLER vom Amt für Ländliche Räume Husum und Herr BOJEN vom Wasser- und Schifffahrtsamt Emden, wofür ihnen sehr gedankt sei.

1. Einleitung

Das beginnende 21. Jahrhundert ist in den Industriestaaten gekennzeichnet durch die Hochtechnisierung der Industrie – und damit verbunden – durch die Verlagerung der menschlichen Arbeit weg vom produzierenden Gewerbe hin zum Dienstleistungssektor. Sie geht einher mit einem umfassenden sozio-ökonomischen Wandel, der alle Ebenen der Gesellschaft umfasst. Diese Veränderungen sind so grundlegend, dass sie mit dem Epochenwechsel von der Agrar- zur Industriegesellschaft verglichen werden können.

In Zeiten des Wechsels geht der Blick zurück. Es wird ein Resümee gezogen mit dem Ziel, Erkenntnisse aus der Vergangenheit zu ziehen und auf der Basis dieser Erkenntnisse den Blick nach vorne zu richten und die Herausforderungen des 21. Jahrhunderts zu meistern.

Einer dieser Blicke gilt dem Wandel des Klimas und damit der Frage, ob der Emissionsausstoß bereits zur Erwärmung geführt hat oder nicht. Im Zuge dieser Diskussionen sind in den letzten Jahren in verstärktem Maße auch die Sturmfluten im Nordseeküstengebiet in den Mittelpunkt des wissenschaftlichen wie des öffentlichen Interesses gerückt. Verstärkt wird das Interesse am Thema Sturmfluten durch den subjektiv geprägten Eindruck des einzelnen Beobachters, dass die Sturmfluten häufiger auftreten und höher werden. Hieraus ergibt sich die von einigen Teilen der Öffentlichkeit vorgebrachte Sorge um die Gewährleistung des Hochwasserschutzes.

Im 20. Jahrhundert stieg global die Temperatur um $0,6\text{ °C} \pm 0,2\text{ °C}$ (HOUGHTON et al., 2001). Dies ist ein deutliches Klimasignal, das uns herausfordert, die Änderung der Sturmfluten unter Erwärmungsbedingungen zu analysieren. Im Gegensatz zu den bisherigen Forschungen liegt der Schwerpunkt dieser Arbeit nicht nur auf der Entwicklung der Sturmflut-scheitel, bei der ausschließlich der zufällig um Hochwasser eintretende starke Windeinfluss beachtet wird, sondern auf der Erforschung der Wasserstandsanhhebung zu jedem Tidezeitpunkt und damit auf jeglichem auf das Wasser einwirkenden Sturmwind. Dieser kann theoretisch immer auch bei Hochwasser auftreten und damit eine die Küste gefährdende Sturmflut auslösen. Die Untersuchung des gesamten Sturmflutverlaufes über den Windstau gelaufener Sturmfluten ist der entscheidende Unterschied zu den bisherigen Untersuchungen, die sowohl national als auch international vorliegen. Methodisch wird sich mit der Auswertung gelaufener Sturmfluten auf empirische Verfahrensweisen konzentriert. Die Entscheidung, auf Modelluntersuchungen zu verzichten, liegt darin begründet, dass es einer empirischen Untersuchung eingetretener Sturmfluten bedarf, die die grundlegenden, wissenschaftlich fundierten Erkenntnisse zum gesamten Sturmflutverlauf über den Windstau und damit die Wirkung des Windes auf den Wasserstand herausarbeitet sowie die Vielzahl an individuellen Einzelereignissen in einem System zusammenfasst und klassifiziert. Erst dann können die späteren Modellergebnisse zu Sturmfluten, die bei weitaus höherer Erwärmung und etwaigen stärkeren Winden auftreten könnten, überprüft und plausibilisiert werden, indem deren Ergebnisse als Fortsetzung oder logisch nachvollziehbare Brüche in das System der Sturmfluten des 20. Jahrhunderts integriert werden. Unabhängig, wie hoch die so ermittelten Sturmfluthöhen sein werden, ihr Sturmflutverlauf muss der Physik mit der jeweiligen Advektion, Dissipation und Reflexion der etwaigen Änderung, aufgrund z.B. höherer Wasserstände wie Meeresspiegelanstieg des entsprechenden Untersuchungsgebietes, entsprechen und damit logisch den bisherigen Verlauf ergänzen und erweitern.

Die vorliegende Untersuchung stellt daher einen kleinen Ausschnitt des großen Blickes zurück dar, in dem zunächst die Frage der Veränderung der Sturmfluten hinsichtlich Höhe, Häufigkeit und Dauer beantwortet werden soll. Von entscheidendem Interesse ist jedoch, die Sturmfluten in ihrem gesamten Verlauf zu analysieren, sie zu klassifizieren sowie den Ver-

lauf einer mittleren Sturmflut und ihrer Veränderung im 20. Jahrhundert zu charakterisieren. Im Blick nach vorn soll aus den gewonnenen Erkenntnissen dem wissenschaftlichen und öffentlichen Interesse ein Hinweis gegeben werden, welchem Grenzwert die Sturmfluten unter der Klimaerwärmung im 20. Jahrhundert zustreben und wie unter diesen Bedingungen der Windverlauf pro Pegel – und damit die Windstaukurve, die zu einem Grenzwert führen kann – aussehen müsste.

Für den Hochwasserschutz sind die empirischen Erkenntnisse dieser Arbeit von Bedeutung, da mit Hilfe des Windstaus die Windentwicklung und die Möglichkeit des Eintritts der maximalen Windstaukurve in der Tendenz erkennbar sind.

Somit bildet die Arbeit eine Grundlage

- für den Erkenntnisgewinn zur Veränderung der Sturmfluten in Höhe, Häufigkeit, Dauer und Verlauf aufgrund der Klimaänderung im 20. Jahrhundert in Höhe von $0,6\text{ °C} \pm 0,2\text{ °C}$,
- zur Klassifizierung der Vielzahl an individuellen Sturmfluten in ein System, das Angaben über generelle Sturmflutverläufe macht, die je nach Pegel zu ordinären, schweren und sehr schweren Sturmfluten führt,
- zur Berechnung eines Windstaus und damit Windverlaufes, der zu einer maximalen Sturmflut unter momentaner Klimaerwärmung führen kann,
- zum Erkenntnisgewinn, ob dieser Wert der ist, bei dem der Windstau nicht mehr exponentiell, sondern deutlich geringfügiger ansteigt,
- zur Frage, ob der Windstau und damit die Windkomponenten, der Anstieg des Windes bzw. des Windstaus, Dauer der maximalen Windgeschwindigkeit bzw. des Windstauscheitels und Abflauen des Windes bzw. Abfall des Windstaus einen Trend dahingehend aufweisen, dass dieser maximale Windstauwert eintreten kann,
- zur Bewertung des momentanen Hochwasserschutzes und
- zur Plausibilisierung zukünftiger Untersuchungen, die den Themenbereich *Extremwert* behandeln.

1.1 Vorstellung der Arbeit und Einordnung in den Forschungszusammenhang

Der Komplex „Sturmflut“ ist als Grundlagenforschung dem Bereich „Klimawirkungsforschung“ zuzuordnen. Die Analyse von Änderungen der Sturmfluten und deren Ursachen dient als Grundlage für weiterführende Forschungen, wie Berechnung von sicheren Deichhöhen und Risikoabschätzung der Küstensicherheit oder Bewertung von Modellergebnissen für zukünftige Sturmflutscheitelanstiege aufgrund von Klimaerwärmungen. Untersucht wird exemplarisch für die südliche Nordsee die Deutsche Bucht am Beispiel der Pegel Helgoland, Norderney, Cuxhaven und Wittdün.

Grundsätzlich wird in diesem Forschungsvorhaben nicht vorrangig die Scheitelentwicklung der Sturmtide analysiert, sondern vielmehr der gesamte Sturmflutverlauf. Dieser spiegelt sich im Windstau wider, mit dem die Veränderung der auf das Wasser einwirkenden Kräfte erfasst wird.

Der Windstau in der Deutschen Bucht ist zu definieren als Differenz zwischen der mittleren Tide und der Sturmtide. Er wird somit in erster Linie durch den Windeinfluss repräsentiert, enthält aber daneben auch die Faktoren statischer Luftdruck, zeitliche Änderung des Luftdrucks, Wassertemperatur und Temperaturdifferenz Luft-Wasser. Weiterhin sind im Windstau durch die Definition über die mittlere Tide auch astronomische Anteile enthalten. Demzufolge müssen der Luftdruck – vor allem dessen Auswirkungen auf die so genannten

Fernwellen – und der astronomische Anteil im Windstau analysiert werden. Die Fernwellen werden hinsichtlich der Faktoren Dauer, Periode und Häufigkeit untersucht. Der astronomische Einfluss auf die Sturmtiden wird über die Differenz der astronomischen Tide zur mittleren Tide jeder Sturmtide berücksichtigt. Hierbei ist zu beachten, dass die einfache Addition der astronomischen und der Druckbestandteile zu den windbeeinflussten Wasserstandserhöhungen nicht korrekt ist. Mit jeder Wasserstandserhöhung gleichgültig welcher Ursache benötigen weitere Wasserstandanhebungen mehr Energie, um die gleiche Erhöhung zu erzielen. Das kann zur Folge haben, dass bei einer Sturmflut der Faktor Astronomie keine additive Wirkung zeigt, da der gesamte Wasserstand schon so hoch ist. Die interessante Diskussion hierzu wird entsprechend dargelegt.

Methodisch standen zur Analyse der Sturmflutveränderung bzw. -entwicklung in einem Zeitraum folgende Methoden zur Verfügung:

- a) Es werden nur die Scheitelwasserstände oberhalb des Mittleren Tidehochwassers betrachtet und aus ihnen die Entwicklung von Wasserständen und deren Häufigkeit berechnet.
- b) Extremwertstatistik und Eintrittswahrscheinlichkeit von Scheitelwasserständen oder Windstaumaxima.
- c) Modellierung. Hier ist es auch möglich, den gesamten Sturmflutverlauf zu betrachten. Sie erfolgt aber selten über den Windstau, der die Wirkung des Windes korrekt spiegelt.
- d) Empirische Analyse des gesamten Sturmflutverlaufes und seines Windverlaufes über den Windstau.
- e) Den Hochwasserschutz konkret betreffend und in den erstgenannten Punkt hineinreichend ist die Risikopotentialanalyse unter Zuhilfenahme von Extremwertstatistik und Eintrittswahrscheinlichkeit. Dies ist jedoch vom Prinzip ein anderer Forschungszweig, der unter Zuhilfenahme der Ergebnisse aus der Sturmflutforschung das Risiko einer Deichüberspülung oder eines Deichbruches berechnet und den daraus resultierenden volkswirtschaftlichen Schaden ableitet. Für diesen Forschungszweig sind die Ergebnisse aus der Sturmflutforschung als Unterstützung notwendig, er liefert jedoch nicht selbst Erkenntnisse zur Sturmflutentwicklung.

Während die Punkte a, b, und e sich auf Wasserstandserhöhungen beziehen, die zufällig bei Hochwasser vorkommen (wobei Punkt c je nach Vorgehensweise ebenfalls genannt werden kann), bezieht sich das gewählte Verfahren d auf alle Wasserstandsänderungen, die von Sturmwindlagen zu jeder Tidephase induziert wurden. Das kann sogar zur Folge haben, dass bei Hochwasser nur noch eine relativ geringfügige Wasserstandsanhebung vorliegt. Die Erfassung aller sturmflutrelevanten Wetterlagen über die Windstaubearbeitung erfolgt nicht erst durch die Art der Bearbeitung, sondern bereits durch die Definition einer Sturmflut. Die Problematik der Definition einer Sturmflut und deren Folgen auf das Ergebnis wird in der vorliegenden Arbeit ausführlich dargelegt, und mit einem Definitionsvergleich werden die differierenden Ergebnisse grafisch dargestellt.

Wird auf Grundlage der Definition über die Sturmflutscheitel eine Extremwertstatistik durchgeführt, so gibt auch sie nur einen Ausschnitt der Sturmwindwetterlagen wieder, der für die Zukunft prognostiziert wird. Des Weiteren ist die Aussagekraft von 1:100, 1:1.000 oder, wie in den Niederlanden, von 1:10.000 diskussionswürdig, da hier zwar Angaben über die Wahrscheinlichkeit gemacht werden, diese aber, egal wie hoch sie sind, immer auch am nächsten Tag auftreten können.

Die Extremwertstatistik ist jedoch für eine Einordnung eines Wertes von großer Bedeutung, weshalb auch in dieser Arbeit in den Kapiteln zu den maximalen Windstaukurven die Eintrittswahrscheinlichkeit der Maximalwerte zu jeder Tidephase berechnet und disku-

tiert wird. Um den analysierten Maximalwert einer klassischen Methode einem Vergleich zu unterziehen, werden Verteilungsfunktionen für die Windstau maxima getrennt nach Windstau maximum berechnet. Hierbei gelangen Extremfunktionen wie Exponential-, Gumbel-, Log-Gumbel-, Weibull-, und eine modifizierte Rayleigh-Verteilungsfunktion zum Einsatz. Sie dienen einer Höhenangabe oder der Überprüfung der z.B. hier berechneten Höhenangabe, aber keineswegs einer Prognosenbildung für die Sturmflutklimaänderung, da die Änderung des Sturmflutverlaufes erfasst wird. Ändern sich aufgrund globaler Erwärmung Wind- und Windstauverlauf derart, dass für die einzelnen Pegel keine Maximalwerte gebildet werden können, werden sie in diesen Berechnungen nicht berücksichtigt. Infolgedessen muss für eine solide Sturmflutklimabetrachtung immer analysiert werden, wie der Windverlauf pro Pegel sein muss, damit Höchstwerte eintreten können. Die Tendenz der Windentwicklung in seiner Windgeschwindigkeitsänderung gibt einen Anhalt über die Möglichkeit eines beschleunigten Eintritts von Extremwerten. Dies ist mit Extremwertstatistik nicht möglich.

Sehr viel genauer kann mit der Modellierung (Punkt c) gearbeitet werden. Auch hier kann der gesamte Sturmflutverlauf einbezogen werden. In der Regel wird aber der Wasserstand analysiert und nicht der Windstau, wodurch die größte Energiewirkung, nämlich das Windstau maximum und der Ablauf der wasserstandhebenden Kräfte, nicht berücksichtigt wird. Entscheidend ist wiederum die Auswahl des besonderen Ereignisses Sturmflut aus dem Kollektiv der erhöhten Tideereignisse. Die Grenzen, die sich bei der Modellierung aufzeigen, liegen zum einen in dem Modell selbst, das zur Verfügung steht, mit der enthaltenen Physik und seiner Auflösung. In diesem Feld liegt eine ständige Entwicklung vor, so dass zum Zeitpunkt der Fertigstellung der vorliegenden Arbeit der Standard deutlich weiter fortgeschritten ist als zum Zeitpunkt der Verarbeitung und Analyse der Daten dieser Arbeit. Zum anderen liegen die Grenzen in der Physik der Sturmfluten selbst und der Möglichkeit, die Ergebnisse plausibel zu erläutern.

Es gilt die einfache Regel, dass der Windstau, wenn der Wind aus der stauwirksamen Windrichtung weht, mit steigender Windgeschwindigkeit exponentiell ansteigt und ins Unendliche geht. Es ist aber davon auszugehen, dass ab einem bestimmten Wasserstand nicht mehr nur noch das Wasser an der Küste gestaut werden kann, sondern es zu einem Abfließen der Wassermassen kommt. Demzufolge muss es eine Art Grenzhöhe geben, bei der die Wasserstandserhöhung nicht mehr exponentiell ansteigt, sondern sich stark verlangsamt oder nur noch asymptotisch ansteigt. Empirisch lag bisher hier keine Untersuchung vor. Die Frage ist, ob die Physik der Modelle genau dieses Phänomen ausreichend erfasst und dadurch keine Überschätzung bei Extremwerten deutlich oberhalb der bisher eingetretenen berechnet.

Eine Plausibilisierung der Ergebnisse kann immer nur im Rahmen bekannter physikalischer Phänomene oder über physikalische Erklärungen nicht bekannter Phänomene erfolgen. Für den Verlauf des Windstauanstiegs im Extrembereich lagen bis zum Zeitpunkt des Erstellens dieser Arbeit keine Erkenntnisse vor. Eine Arbeit, die versucht, die Grenzhöhe herauszuarbeiten, bei der der Windstau nicht mehr exponentiell ansteigt, und die Grundkenntnisse liefert, bei der Sturmfluten je Pegel in einem System betrachtet werden und nicht mehr als Einzelereignis, liefert notwendige Kenntnisse zur Bewertung von Ergebnissen. Hier können die Ergebnisse in das System Sturmflut je Pegel eingeordnet werden, wo sie sich plausibel einfügen müssen bzw. das System logisch erweitern müssen.

Methodisch wird deshalb ein empirisches Vorgehen gewählt, bei dem die genannten Fragen beantwortet werden können. Hierbei wird der Windstau in Anstieg, Scheitel und Abfall parametrisiert. Bei diesem Verfahren wird der Windverlauf mit erfasst, da der Windstau der Änderung des Windes mit rund 3 h Zeitdifferenz folgt.

Der Nachteil bei diesem empirischen Verfahren ist, dass sich bei der Bearbeitung der subjektive Faktor bemerkbar machen kann. Zur Objektivierung wurde deshalb eine sehr detaillierte Definition zum Erstellen der Parameter aufgestellt. Es konnte aber festgestellt werden, dass unter Berücksichtigung der Zeitdifferenz zwischen Windstauänderung und Windverlauf bei einigen Sturmfluten kritische und fragliche Parameter durch die zur Bearbeitung zur Verfügung stehenden Windgeschwindigkeits- und Windrichtungsverläufe nahezu objektiv gebildet werden konnten. Deshalb konnte das Regelwerk zum Erstellen der Parameter deutlich reduziert werden.

Gewählt wurde dieses Verfahren, da auf diese Weise die Sturmflutverläufe in ihre Komponenten zerlegt werden und über die Parameter die Windverläufe mit erfasst werden können. Über diese einzelnen Komponenten ist es möglich,

- die Sturmfluten zu klassifizieren und charakterisieren,
- über Korrelation der Parameter den jeweiligen Einfluss auf Windstauhöhe und Dauer zu analysieren,
- die Sturmfluten und ihre Veränderung aufgrund globaler Erwärmung im 20. Jahrhundert im gesamten Verlauf zu analysieren und
- über Trendberechnung Aussagen zu treffen, ob die momentanen Klimabedingungen die Tendenz in Richtung maximaler Windstauwerte und damit zu sehr schweren Sturmfluten haben.

Neben der Erfassung des Sturmflutklimas über die Analyse des Windstaus und seiner einzelnen Komponenten wird der Einflussfaktor Wind unmittelbar analysiert. Hierzu wird für den Bereich der Nordsee der Bodenwind des geostrophischen Windes berechnet.

Die Analyse der Ursachen der Veränderungen der Sturmfluten erfolgt in Hinblick auf die Windveränderungen, nicht jedoch hinsichtlich der Zyklonentätigkeit und deren Änderungen wie deren Zugbahnenanalyse, Höhe und Häufigkeit von Kerndrücken, großräumige Zirkulationsmuster etc.. Dies ist ein eigenständig zu bearbeitender Themenbereich, der eine große Komplexität aufweist. Die grundlegenden Voraussetzungen zu diesem Thema werden in GÖNNERT et al. (2001) detailliert beschrieben.

Die vorliegende Arbeit füllt damit die Lücke zwischen den vielfältigen Arbeiten mit Exponentialfunktionen und Eintrittswahrscheinlichkeiten und der Modellierung. Sie erhält somit eine notwendige und bisher so nicht erfolgte Analyse des gesamten Sturmflutverlaufes, deren Erkenntnisse über Grenzwerthöhen nicht nur für die weitere Klimaforschung und den Hochwasserschutz von Bedeutung sind, sondern auch für die Plausibilisierung zukünftiger Modellierung. Diese Lücke zu füllen war notwendig, da sonst mit weit überschätzten Prognosen über Exponentialfunktionen und über Modellierung nicht kontrollierbare Ergebnisse berechnet werden. Demzufolge bildet der Blick zurück die Grundlage für den Blick nach vorn, der neben den Zielen

- Erfassung signifikanter Änderungen der Sturmfluten (Höhe, Häufigkeit, Dauer, Verlauf) im Laufe des 20. Jahrhunderts,
- Analyse der Auswirkungen einzelner Windkomponenten auf den Sturmflutverlauf – insbesondere auf die Höhe – und damit die Analyse der Folge der Veränderung einzelner Sturmflutwetterkomponenten aufgrund der Erwärmung im 20. Jahrhundert,
- Analyse eines Grenzwertes und
- Analyse des Einflusses von Fernwellen und Astronomie auf die Sturmfluthöhe der weiteren Forschung dienlich ist.

2. Global Change und Greenhouse Effect

Die Sturmflutveränderung steht in engem Zusammenhang mit der Diskussion um die Klimaerwärmung. Infolgedessen sollen in einem übergeordneten Kapitel die Themen Global Change und Greenhouse Effect erläutert werden.

Die Begriffe Global Change und Greenhouse Effect werden häufig eng im Sinne der anthropogen verursachten Erwärmung der Erde und Klimaänderung genutzt. Tatsächlich ist die prognostizierte Erwärmung der Erde zurückzuführen auf den Greenhouse Effect. Dieser ist jedoch nicht ausschließlich ein Phänomen der heutigen, im speziellen der nachindustriellen Zeit, sondern vielmehr ein natürliches, das Leben auf der Erde erhaltendes Phänomen der Erde.

Bereits bei der Entstehung des Planeten Erde bildeten Wasserdampf und Kohlendioxid sowie Methan eine Hülle um die Erde, die entstanden ist aus der inneren Hitze des Planeten und der Vulkantätigkeit. Dadurch stieg „... in den unteren Atmosphärenschichten ... die Temperatur wesentlich über jene, die allein aufgrund des Abstandes zur Sonne zu erwarten gewesen wäre: Wasserdampf und Kohlendioxid, die wichtigsten Treibhausgase, hielten wie die Scheiben eines Glashauses die Wärmestrahlung der Erdoberfläche gefangen und ließen nur einen Teil in das All entweichen“ (GRAßL und KLINGHOLZ, 1990).

Die natürlichen Treibhausgase bewirken, dass das Klima weitestgehend konstant bleibt und auf der Erde eine Durchschnittstemperatur von plus 15 °C statt minus 15 °C herrscht, indem sie das wärmende Sonnenlicht zur Erde durchdringen lassen, andererseits aber verhindern, dass die Wärmestrahlung vollständig in das Weltall entweichen kann. Die auf der Erde ausgeglichene Strahlungsbilanz setzt sich aus den folgenden Komponenten zusammen (nach GRAßL und KLINGHOLZ, 1990): Auf die Erde trifft pro Quadratmeter Erdoberfläche eine Leistung von 390 Watt. Davon reflektieren 30 % die Wolken, die helle Erdoberfläche und die Luftmoleküle. Dagegen absorbieren die Erdoberfläche 49 % der Sonnenstrahlung und die Atmosphäre 30 %. Diese Energie erwärmt zum einen die Erde, zum anderen lässt sie Wasser aus den Ozeanen verdampfen. Die Erde strahlt die aufgenommene Wärmeenergie wieder vollständig ab, allerdings verzögert, da ein Teil über die Wolken und die Treibhausgase zurückgehalten wird. Insgesamt befindet sich die Erde also in einem Strahlungsgleichgewicht. Ändern kann es sich nur über große Zeiträume, indem entweder mehr Sonnenstrahlung absorbiert wird, so dass die Erde wärmer wird, oder aber sie reflektiert mehr Wärme und wird damit kälter. Es muss sich aber auch dann wieder ein neues Gleichgewicht einstellen.

Demzufolge ist, war und wird das Klimasystem wie alle komplexeren Systeme auch ohne anthropogene Eingriffe Variabilität zeigen, „... die je nach dominanter Zeitskala der wechselwirkenden Teile Klimaschwankungen verursacht. Es ist dann nur eine Frage des zur Mittelung gewählten Zeitintervalls, ob die Variabilität Klimaschwankung genannt wird“ (GRAßL, 1993).

Der Greenhouse Effect

Ebenso wie jeder andere Körper mit einer Temperatur über minus 237 °C gibt auch die Erde permanent Wärmestrahlung ab. Während die sichtbare Sonnenenergie auf die Erde als kurzwellige Strahlung trifft und damit durch die Atmosphäre auf die Erde dringt, bleibt die auf der Erde in langwellige Wärmestrahlung umgewandelte Strahlung meist an den Treibhausgas-Molekülen hängen.

Am Beispiel des Treibhausgas-Moleküls Kohlendioxid sei die „Arbeitsweise“ des Treibhausgases erläutert. Trifft die Wärmestrahlung auf ein Kohlendioxid, beginnen die Sauer-

stoffatome an den Seiten des Kohlenstoffes zu rotieren und bringen das Kohlenstoffatom zum Schwingen. Auf diese Weise absorbiert das Kohlenstoffatom die Wärmestrahlung und heizt die Atmosphäre auf. Ein Teil der Energie, die von den Kohlendioxidmolekülen in alle Richtungen abgegeben wird, wird zurück zur Erde geschickt.

Die anderen Treibhausgase, vor allem Wasserdampf, Ozon, Lachgas, Methan und der anthropogen verursachte Fluorchlorkohlenwasserstoff, haben eine ähnliche Wirkungsweise, so dass nur 16 % der Wärmestrahlung direkt ins All abgegeben werden, der Rest erfolgt über die Atmosphäre. Auf diese Weise entsteht eine Bilanz, die besagt, dass von den 237 W/m^2 Sonnenenergie, die auf die Erde treffen, 390 W/m^2 als Wärmestrahlung in die Atmosphäre zurückgeschickt werden. Ins Weltall entweichen aber nur die „gleichgewichtigen“ 237 W/m^2 . Die restlichen 153 W/m^2 werden immer wieder von der Erde abgegeben, verbleiben aber aufgrund der Treibhausgase als Restbilanz letztendlich auf der Erde. Auf diese Weise wirken die Treibhausgase wie eine Scheibe eines Treibhauses. Ändert sich die Konzentration dieser Gase, so entweicht mehr oder weniger Wärme von der Erde oder aus dem Treibhaus, und es wird wärmer oder kälter auf der Erde.

Die Treibhausgase

Treibhausgase sind Wasserdampf, Kohlendioxid, Methan, Ozon, Distickstoffoxid. Sie nehmen an der Zusammensetzung der Luft einen sehr geringen Anteil ein. Die trockene Luft – trocken wegen des sehr variablen Anteils an Wasserdampf in der Luft – besteht zu 78,08 % aus Stickstoff, zu 20,95 % aus Sauerstoff und zu 0,93 % aus dem Edelgas Argon (GRAßL u. KLINGHOLZ, 1990), die alle keinen nennenswerten Anteil am Wärmehaushalt der Erde haben. Die dafür notwendige Funktion, Sonnenstrahlung und Wärmestrahlung zu absorbieren, fehlt diesen Bestandteilen.

Zum Wärmehaushalt trägt dagegen – wie bereits erwähnt – Wasserdampf bei, der je nach Temperatur und Luftfeuchtigkeit in seinem Volumenanteil in der Luft stark von einigen Millionstel in der Stratosphäre (Atmosphärenschicht etwa 50 km über der Erde), über ein Tausendstel über der Polarregion bis zu drei Hundertstel in den Tropen nahe der Erdoberfläche variiert (GRAßL u. KLINGHOLZ, 1990).

Das Kohlendioxid als eines der wichtigsten Gase in der Luft hat nur noch einen Anteil von 0,035 % in der Luft, ist aber neben Wasserstoff eines der wichtigsten Treibhausgase. Alle Treibhausgase zusammen nehmen insgesamt nur einen Volumenanteil von 3 % in der Luft ein.

Viele der Treibhausgase haben eine lange Halbwertszeit. Eine zusätzliche anthropogen bedingte Anhäufung der Treibhausgase in der Atmosphäre wird demzufolge nur über sehr lange Zeiträume abgebaut.

In Tab. 2.1 ist der Anstieg der Treibhausgase aufgrund von anthropogenen Aktivitäten dargestellt. Ihre Interpretation erfolgt in Anlehnung an HOUGHTON et al. (2001). Recht deutlich ist ein Anstieg der CO₂-Konzentration zu verzeichnen von 280 ppmv in der vorindustriellen Phase auf 367 ppmv 1999. Dieser Anstieg ist in Verbindung mit der Verbrennung fossiler Brennstoffe, aber auch mit der Umwandlung von Fläche zur Landnutzung zu sehen.

Auch Methan wächst aufgrund anthropogener Aktivitäten wie Reisanbau, Großviehhaltung, Biomassenverbrennung, Erdgasleckagen sowie des Verbrauchs fossiler Brennstoffe. Von 1750 bis 1998 stieg die globale durchschnittliche Methankonzentration um 150 %. Methan steigt in der Atmosphäre weiterhin an von 1,610 ppb 1983 auf 1,745 ppb 1998, wobei die jährliche beobachtete Zunahme abnahm.

Tab. 2.1: Zusammenstellung von Treibhausgasen verstärkt durch menschliche Aktivitäten
(aus: HOUGHTON et al., 2001)

	CO ₂ Kohlen- dioxid	CH ₄ Methan	N ₂ O Stickstoff	CFC-11	HCFC-23 (CFC- Vertreter)	CFC ₄ (perfluoro- carbon)
Vorindustrielle Konzentration	280 ppmv	~ 700 ppbv	~ 270 ppbv	0	0	40 ppt
Konzentration 1998	365 ppmv	1745 ppbv	314* ppbv	268* pptv [§]	14 pptv	80* pptv
Rate der Kon- zentrationen- änderung	1.5 ppmv/yr 0.9–2.8 ppm/yr	7 ppbv/yr 0–13 ppb/yr	0.8 ppbv/yr	–1.4 pptv/yr	0.55 pptv/yr	1 pptv/yr
Verweilzeit	50–200 ^{§§}	12 ^{§§§}	114	45	269	>50.000

Die Wachstumsraten von CO₂, CH₄ und N₂O sind der Durchschnitt über die Dekade beginnend mit den Jahren 1990–1999; die Wachstumsrate von Halocarbon basiert auf den 90er-Jahren.

* = geschätzt auf Grundlage der Daten von 1992–93

§ = 1 pptv = 1 part per trillion (million million) per volume

§§ = Eine einzelne Verweilzeit lässt sich nicht für CO₂ bestimmen aufgrund der unterschiedlichen Aufnahmeraten von Sinkprozessen.

§§§ = Diese wird definiert als eine Anpassungszeit, die die indirekten Effekte von Methan auf seine eigene Verweilzeit berücksichtigt.

CFC = Chlor

N₂O (Distickstoffoxid, Lachgas) hat eine relativ geringe Anstiegsrate. Allerdings ist die Verweilzeit in der Atmosphäre sehr hoch. Verursacher von Lachgas sind vor allem Stickstoff-überdüngung in der Landwirtschaft und eine Reihe industrieller Prozesse. Seit der Industrialisierung steigt der Anteil an N₂O in der Atmosphäre um 16 %/Jahr (46 ppb) an. Die atmosphärische Konzentration steigt weiterhin an mit 0.25 %/yr (1980–1998). Die Wachstumsrate hatte in den 80er- und frühen 90er-Jahren deutlich abgenommen von 0.8 ppbv/Jahr auf 0.5 ppbv/Jahr 1993.

In den frühen 90er-Jahren war die Wachstumsrate von CO₂, CH₄ und N₂O gering. Die Gründe dieser Variation sind noch nicht eindeutig geklärt, aber die Daten der letzten Jahre zeigen, dass diese Entwicklung vergleichbar ist mit der durchschnittlichen Wachstumsrate der 80er-Jahre.

Halokarbonate umfassen Chlor und Brom und verursachen Ozonverbrauch. Im Protokoll von Montreal wurde der Ausstoß begrenzt, wodurch die Wachstumsrate vieler dieser Verbindungen gesunken ist. So ist das Wachstum von CFC_s auf Null zurückgegangen. Die Konzentration von CFC_s und HCFC_s und ihr Ozonverbrauch sollen laut dem Protokoll von Montreal absinken.

Treibhausgase mit langer Verweilzeit wie vor allem HCFC_s, PFC_s und SF₆ beeinflussen zur Zeit die Strahlungsintensität vergleichbar gering. Ihr projektiertes Wachstum kann die Strahlungsintensität im 21. Jahrhundert jedoch beträchtlich verstärken.

Ozon (O₃) ist ein bedeutendes Treibhausgas, das sowohl in der Stratosphäre als auch in der Troposphäre vertreten ist. Änderungen im Ozon bewirken eine Verstärkung der Sonneneinstrahlung und der Abstrahlung der Erde. Die Strahlenintensität der Sonne ist streng

abhängig von der vertikalen Verteilung von Ozon und reagiert besonders sensibel auf Änderungen im Höhengniveau der Tropopause. Das Muster der troposphärischen und stratosphärischen Ozonänderungen ist räumlich variabel.

Das Troposphärische Ozon steigt seit 1900 deutlich an. Dieser Trend verstärkt sich mit Beginn der 60er-Jahre bis Ende der 80er-Jahre. Allerdings ist seit den 90er-Jahren eine deutliche Absenkung des Anstiegs zu verzeichnen bis hin zum gänzlichen Stopp der Zunahme. Auf der Südhalbkugel lässt sich seit den 80er-Jahren gar eine Abnahme erkennen.

Für das Stratosphärische Ozon wird seit den 70er-Jahren eine Abnahme beobachtet, wobei das wichtigste Phänomen das Ozonloch über der Antarktis im September und Oktober ist. Es ist aber auch eine statistisch signifikante Abnahme im gesamten Ozon in den mittleren Breiten beider Hemisphären erkennbar. In den Tropen liegt nur ein geringer und nicht ansteigender Trend zur Verringerung des Ozons vor.

Veränderung der radioaktiven Strahlung

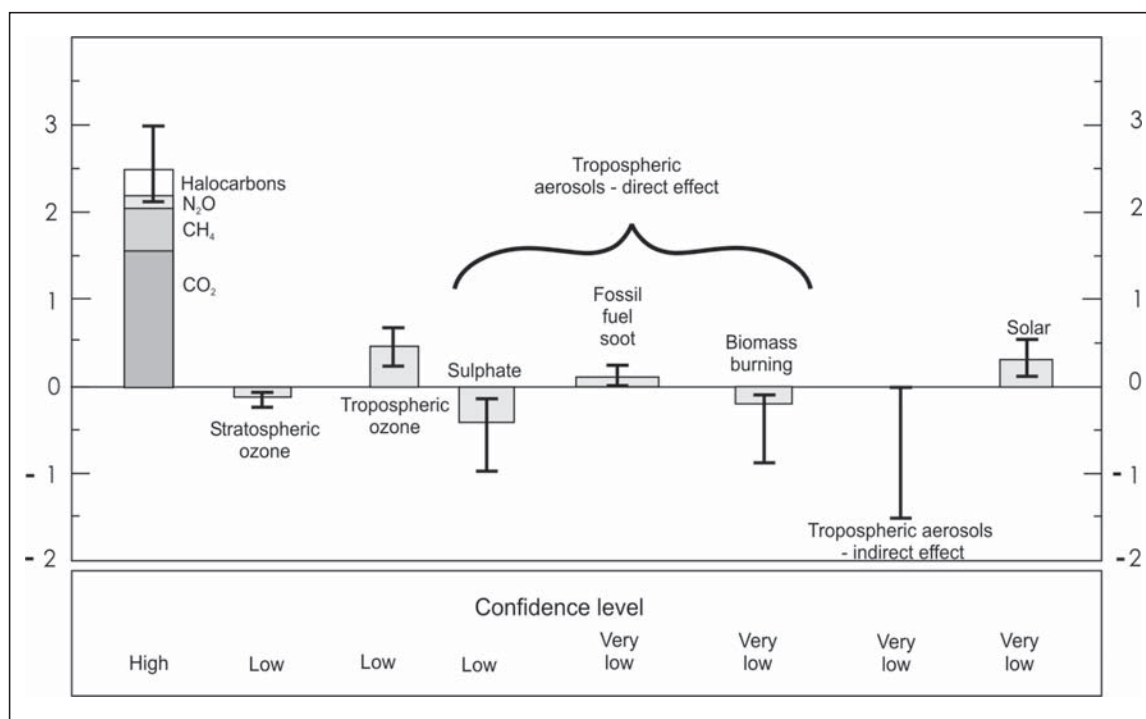


Abb. 2.1: Mittlere jährliche Änderung der radioaktiven Strahlung aufgrund anthropogener Einflüsse seit der vorindustriellen Zeit bis 1992 und von natürlichen Änderungen in der Sonnenenergie von 1850 bis heute (aus: HOUGHTON et al., 1995)

Die Berechnung der globalen durchschnittlichen radioaktiven Strahlung bildet eine gute Möglichkeit, um einen ersten überschlägigen Eindruck von der potentiellen Klimabedeutung der einzelnen Komponenten zu erhalten. Eine solche globale Betrachtungsweise stößt auf ihre Grenzen in dem räumlichen Muster der gut durchmischten Treibhausgase, dem regional variierenden troposphärischen Ozon und den regional variierenden troposphärischen Aerosolen. Infolgedessen gibt eine globale Darstellung der radioaktiven Strahlung kein umfassendes Muster der möglichen Klimaauswirkungen wider. Negative Werte dürfen nicht als rechnerischer Ausgleich betrachtet werden.

Abb. 2.1 zeigt die mittlere jährliche Änderung der radioaktiven Strahlung in Wm^{-2} von 1850 bis heute aufgrund natürlicher solarer Schwankungen und anthropogener Einflüsse seit Beginn der Industrialisierung. Während die Blockdiagramme den mittleren Bereich der radioaktiven Strahlung angeben, weisen die Linien eine Einschätzung des unzuverlässigen Bereichs auf, die auf einer Spannbreite veröffentlichter Werte basiert. Der Vertrauensbereich gibt die Wahrscheinlichkeit an, dass die aktuelle radioaktive Strahlung innerhalb dieses Bereiches liegt.

Während die direkte Wirkung des Greenhouse Effects in der ersten Säule mit den wichtigsten Treibhausgasen dargestellt ist, ist die indirekte Strahlung in der zweiten und dritten Säule mit dem Abnehmen des stratosphärischen Ozons und der Zunahme des troposphärischen Ozons dargestellt. Auch die Wirkung der Aerosole wird in direkte und indirekte Effekte differenziert. Hierbei ist der indirekte Effekt nicht als Säule, sondern nur als Linie abgebildet, da es sich um die Änderung der Wolkeneigenheiten handelt, deren quantifizierte Erfassung der daraus resultierenden Prozesse noch stark begrenzt ist. Die letzte Säule gibt die Möglichkeit des Wechsels der radioaktiven Strahlung aufgrund der Variation der Sonneneinstrahlung an.

In differenzierten Werten ergibt sich die in Tab. 2.2 dargestellte mittlere radioaktive Strahlung in Wm^{-2} . Auch hierbei ist zu beachten, dass es nicht erlaubt ist, negative Werte gegen positive aufzurechnen, um zu einer Minderung der Beeinflussung zu gelangen.

Tab. 2.2: Mittlere radioaktive Strahlung

Faktoren	Leistung in Wm^{-2}
Treibhausgase (CO_2 , CH_4 , N_2O und Halokarbonate)	+2.45 Wm^{-2} (von +2.1 bis +2.8 Wm^{-2})
Troposphärisches Ozon	+0.4 Wm^{-2} (von +0.2 bis +0.6 Wm^{-2})
Stratosphärisches Ozon	-0.1 Wm^{-2} (von -0.05 bis -0.2 Wm^{-2})
Anthropogene Aerosole (Sulfate, Ruß von fossilen Energieträgern, vor allem Kohle, und organische Aerosole durch Biomassenverbrennung)	-0.5 Wm^{-2} (von -0.25 bis -1.0 Wm^{-2})
Sulfataerosole (fossile Brennstoffemission)	-0.4 Wm^{-2} (von -0.2 bis -0.8 Wm^{-2})
Ruß in Aerosolen von fossilen Brennstoffquellen	+0.2 Wm^{-2} (von +0.03 bis +0.3 Wm^{-2})
Direkte radioaktive Strahlung von Partikeln, die im Zusammenhang mit Biomassenverbrennung liegt	-0.2 Wm^{-2} (von -0.07 bis -0.6 Wm^{-2})
Troposphärische Rußpartikel, beeinflusst durch menschliche Aktivität	nicht quantifizierbar
Wolkenveränderung aufgrund von Aerosolen durch menschliche Aktivität (indirekter Effekt)	0 bis -1.5 Wm^{-2} (Kann nicht genau quantifiziert werden, weshalb für Szenarien i.d.R. -0.8 Wm^{-2} genutzt wird.)
Änderung der radioaktiven Strahlung aufgrund von Änderung im solaren radioaktiven Output*	seit 1850 -0.3 Wm^{-2} (von -0.1 bis -0.5 Wm^{-2})
Aerosole verursacht durch Vulkantätigkeit*	k.A.; groß für kurze Zeiträume z.B. Mt. Pinatubo -3 bis -4 Wm^{-2}

* Die vorübergehenden Variationen können klimatische Änderungen von Zeiträumen über Jahrzehnte erklären

Global Change

Aus den vorangegangenen Erläuterungen wird deutlich, dass die Änderung des globalen Klimas eng mit der Zusammensetzung und dem Anteil an Treibhausgasen zusammenhängt. Nehmen die Treibhausgase in der Atmosphäre zu, steigt die durchschnittliche Temperatur auf der Erde, wodurch der Wasserkreislauf auf der Erde stimuliert wird: „... pro Grad Temperaturänderung steigt die Wasserdampfmenge in Luft bei typischen oberflächennahen Temperaturen um etwa 10 %“. (GRAßL, 1993). Es ist dabei zu bedenken, dass die Treibhausgase stets global wirksam sind und nicht regional kompensiert werden können wie die anthropogenen Veränderungen der Oberfläche (GRAßL, 1993).

Eine weitere Rückkoppelung, die durch Veränderung der Temperaturen im Wasserhaushalt entsteht, liegt darin begründet, dass die hellste und die dunkelste natürliche Oberfläche auf der Erde aus Wasser besteht. Diese sind der Ozean als die dunkelste Fläche und der Pulverschnee als die hellste. Bei Erwärmung nimmt die hellste Fläche ab, und es wird mehr Sonnenenergie absorbiert. Infolgedessen entsteht durch das Abschmelzen der Gletscher eine weitere Erwärmung.

Die Wolken als weiterer Faktor haben zweierlei Wirkung: Während die niedrigen Wolken bevorzugt eine kühlende Wirkung im Treibhaus haben, weisen die hohen Wolken eine Erwärmung auf. Diese dünnen hohen Wolken werden jedoch auch anthropogen durch die Flugzeugabgase gebildet. Welche Rolle die Wolken bei der globalen Erwärmung spielen, ist bisher noch nicht ausreichend geklärt.

Der Anstieg der globalen Mitteltemperatur der unteren Atmosphäre in den letzten 100 Jahren wird von den Klimaforschern mit $0,6 \pm 0,2$ °C angegeben (HOUGHTON et al., 2001). Diese Erwärmung fand hauptsächlich während zwei Perioden statt: zwischen 1910 und 1945 und 1976 bis 2000. Sie erfolgte nicht gleichmäßig auf dem gesamten Globus. Die größte Erwärmung fand auf den Kontinenten zwischen 40 °N und 70 °N statt. Einige Gegenden nördlich des 30. Breitengrades im Nordatlantik und umliegende Festlandsbereiche kühlten in den letzten Dekaden ab. Es lässt sich aber festhalten, dass seit 1400 AD die globale Mitteltemperatur im 20. Jahrhundert höher ist als in allen Jahrhunderten zuvor (HOUGHTON et al., 1995).

Allerdings kann bisher nicht eindeutig differenziert werden zwischen natürlicher Variabilität des Klimas und der anthropogen verursachten Erwärmung aufgrund der Änderung der Spurengaskonzentration seit Beginn der Industrialisierung. Die Unsicherheiten in den Schlüsselfaktoren sind für eine eindeutige Zuordnung noch zu groß. Weiterhin bewirkt die thermische Trägheitswirkung der Ozeane eine zeitliche Verzögerung der Auswirkung vergangener Beeinflussung im Umfang von einigen Jahrzehnten. Neueste Erkenntnisse von HOUGHTON et al. (2002) weisen darauf hin, dass eine Änderung des Klimas durch den Menschen heute bereits feststellbar erscheint. HEGERL, HASSELMANN u. LATIF (1998) versuchen durch Analyse der Stärke, der räumlichen Ausprägung und des Zeitverlaufs der natürlichen Klimaschwankungen das Treibhaussignal herauszudifferenzieren. Da bei diesen Modellrechnungen Komponenten wie die des Aerosols auf die Wolken und vulkanische Aerosole, erhöhte Rußkonzentration oder der Abbau des stratosphärischen Ozons nicht berücksichtigt werden konnten, bleibt weiterhin eine eindeutige Zuordnung der beobachteten Klimaänderung zu einem externen Faktor ein schwieriges Unterfangen. Trotzdem bezeichnen HEGERL, HASSELMANN u. LATIF (1998) die Modellrechnungen als eine gute Untermauerung der Angabe von HOUGHTON et al., dass eine Klimaänderung durch den Menschen bereits erkennbar sei.

Die Angabe von zukünftigen Klimaveränderungen ist mindestens ebenso schwierig, wenn nicht gar wesentlich schwieriger, wobei das Hauptproblem in der Abschätzung der

künftigen anthropogenen Spurengasemission liegt. Infolgedessen werden Emissionsszenarien erstellt, die verschiedene Anstiege der anthropogenen Spurengasemissionen berücksichtigen. Bei der Darstellung der Ergebnisse wird wiederum auf den Bericht des IPCC von HOUGHTON et al. (2002) zurückgegriffen. Zu berücksichtigen ist dabei aber, dass andere Institutionen z.T. differierende Ergebnisse berechnen.

Das IPCC unterscheidet zwischen verschiedenen Szenarien (IS92), die über gekoppelte Ozean-Atmosphärenmodelle berechnet werden. Diese schließen sowohl die Emissionen von Treibhausgasen als auch Aerosolverläufe ein:

- Die wirtschaftliche Entwicklung bleibt im momentanen Ausmaß bestehen, so dass sich der Weltenergieverbrauch bis zum Jahre 2100 vervierfacht. Gleichzeitig schreitet das Abholzen der tropischen Regenwälder unvermindert fort (Szenario „Business As Usual“).
- Es erfolgen mäßige Eingriffe in den globalen Spurengasaustausch.
- Es erfolgen starke Eingriffe in den globalen Spurengasaustausch.
- Es erfolgt ein sofortiger und starker Rückgang des Ausstoßes aller klimawirksamer Spurenstoffe. Trotzdem steigt auch in diesem Szenario zunächst die Gesamtmenge aller Treibhausgase bis zum Jahre 2030 an.

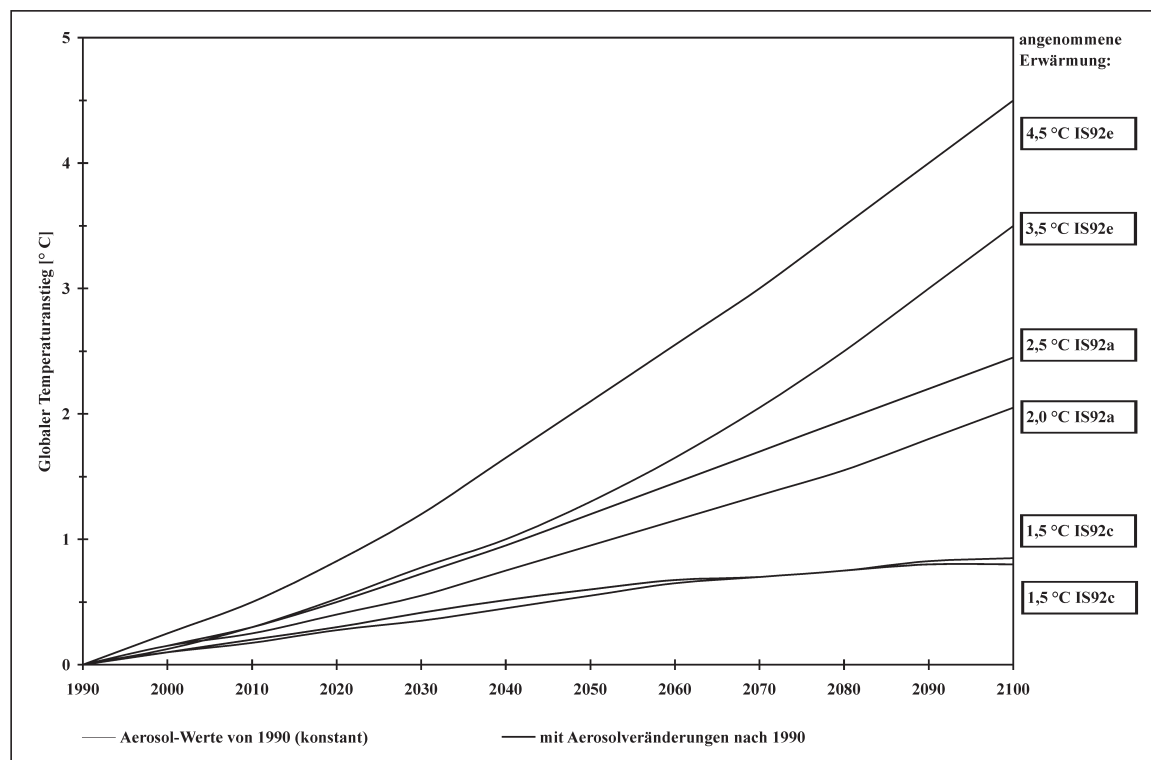


Abb. 2.2: Prognostizierte globale Oberflächentemperaturerwärmung von 1990–2100 (HOUGHTON et al., 1995)

Selbst im Falle einer – wie es GRAßL u. KLINGHOLZ (1990) so trefflich formulieren – „sofortigen Vollbremsung“ gäbe es in den nächsten 100 Jahren eine deutliche Erhöhung der globalen Mitteltemperatur. „Gleichbleibende Kohlendioxidemissionen z.B. würden eine nur langsam sich abschwächende Zunahme der Konzentration weit über eine Verdoppelung gegenüber dem vorindustriellen Niveau (280 ppmv) hinaus bedeuten und nach gegenwärtigem Kenntnisstand eine globale Erwärmung von ca. 2 °C über die gegenwärtig schon hohen Tem-

peraturen bis 2100 verursachen, die auch danach kaum gebremst weiterginge. Eine so hohe mittlere Temperatur hat es seit mindestens 200.000 Jahren nicht mehr gegeben.“ (GRAßL, 1998). Diese Angabe von GRAßL entspricht dem in der Mitte liegenden Szenario IS92a (s. Abb. 2.2) unter den Bedingungen von „best estimate“ der Klimasensitivität. Deutlich geringer fällt der Anstieg der globalen Mitteltemperatur beim Szenario IS92c aus, bei dem von einem sofortigen Rückgang des Ausstoßes klimawirksamer Spurenstoffe ausgegangen wird, der „kombiniert mit einem ‚niedrigen‘ Wert der Klimasensitivität und unter Berücksichtigung der Wirkung künftiger Zunahmen der Aerosol-Konzentrationen (...) zu einem projizierten Anstieg bis zum Jahr 2100 von rund 1 °C“ führt (STERR u. SIMMERING, 1996). Dementsprechend höher fällt natürlich die Kombination des höchsten IPCC-Szenario (IS92e) mit einer „hohen“ Klimasensitivität mit 3,5 °C aus (STERR u. SIMMERING, 1996). Für die Berechnung einer Klimaprognose unter Beibehaltung des Aerosolgehaltes von 1990 wird als oberste Grenze für eine volle Anpassung am verdoppelten CO₂-Gehalt 4,5 °C und als unterste 1,5 °C angegeben (HOUGHTON et al., 1995). Obwohl CO₂ das wichtigste Treibhausgas ist, haben die anderen Treibhausgase einen signifikanten Anteil von 30 % an der projizierten globalen Erwärmung. Werden die Ergebnisse von HOUGHTON et al. (2001) des IPCC zum Vergleich herangezogen, so zeigt sich zum IS92-Szenario eine deutlich größere Spannbreite. Am Beispiel von 6 Szenarien wird die globale Temperaturerwärmung bis 2100 mit 2 °C bis 4,5 °C vorhergesagt, wobei durch die Nutzung unterschiedlicher Modelle die Spannbreite zwischen knapp 1,4 °C und 5,7 °C liegt.

Auswirkungen

Allgemein formuliert, bewirkt die Zunahme von nur wenigen Zehnteln Temperatur eine Verschiebung der Wüstengrenze um 50–100 km. Ein Anstieg um 0,5 °C reicht, um die nördliche Waldgrenze um die gleiche Distanz zu verlagern und um die Gletscher der mittleren Breiten um mindestens 200 Meter nach oben zu verschieben. „Eine um 2 Grad höhere Durchschnittstemperatur hat die Erde seit Bestehen des modernen Menschen, des Homo sapiens, nicht erlebt. Eine um vier Grad wärmere Erde hat es nicht gegeben, seit der Mensch vor vier Millionen Jahren entstand“ (GRAßL u. KLINGHOLZ, 1990).

Aus den Modellrechnungen lassen sich inzwischen folgende Auswirkungen für Temperatur und Niederschlag ermitteln (HOUGHTON et al., 1995):

- eine generell größere Oberflächenerwärmung über Land als über den Ozeanen im Winter,
- eine minimale Erwärmung im Bereich der Antarktis und im nördlichen Nordatlantik, die im Zusammenhang mit der tiefen Ozeandurchmischung in diesen Gegenden steht,
- maximale Erwärmung in den hohen nördlichen Breiten im späten Herbst und Winter verbunden mit reduziertem Meereis und geringerer Schneedecke,
- leichte Erwärmung über der Arktis im Sommer,
- geringe saisonale Variationen der Erwärmung in den niedrigen Breiten oder über den südlichen circumpolaren Ozeanen,
- Verringerung der täglichen Temperaturamplitude über Land in den meisten Jahreszeiten und in den meisten Regionen,
- eine vergrößerte globale mittlere hydrologische Zirkulation und
- zunehmende Niederschläge in den hohen Breiten im Winter.

Werden die Effekte der Aerosole berücksichtigt, so reduziert sich die Oberflächenerwärmung hauptsächlich in den mittleren Breiten der nördlichen Hemisphäre, wo die maximale Erwärmung im Winter geringer wird. Grundsätzlich muss bedacht werden, dass der Abkühlungseffekt der Aerosole nicht einfach zum Erwärmungseffekt der Treibhausgase ad-

diert werden darf. Er führt aber zu regionalen Veränderungen des Musters der Klimaänderung. So führt der doppelte Effekt von Treibhausgasen und Aerosolen zu einer Abschwächung der Monsun-Zirkulation, während er bei ausschließlicher Berücksichtigung der Treibhausgase zunehmen würde. Bei den Niederschlägen in Südeuropa liegen Verstärkung und Abschwächung bedingt durch die Zunahme der Aerosole umgekehrt vor. Hier führt der zusätzliche Aerosoleffekt zu einer Zunahme der Niederschläge, während sie bei ausschließlicher Berücksichtigung der Treibhausgase abnehmen.

Für die Bodenfeuchtigkeit berechnen alle Klimamodelle eine Zunahme der Feuchtigkeit in den hohen nördlichen Breiten. Über den nördlichen Kontinenten ist im Sommer die Änderung der Bodenfeuchte abhängig von der Einbeziehung des Aerosoleffektes.

Die Ozeanzirkulation zeigt bei den meisten Modellen eine Abnahme in der Intensität der Erwärmung entlang des Nordatlantiks. Die Zunahme der Niederschläge in den hohen Breiten vermindert die Oberflächensalinität und hemmt damit das Absinken des Wasser in den hohen Breiten, was die Zirkulation antreibt. Infolgedessen hat eine Zunahme der Niederschläge in den hohen Breiten oder aber eine Zunahme des Abbruchs von Gletschern z.B. von der Küste Labradors eine Blockade der Zirkulation zur Folge. „Global betrachtet ist der Massen- und Energieaustausch in den Ozeanen Teil eines weltumspannenden ‚Förderbandes‘ (oceanic conveyor belt)“ (STEINRÜCKE, 1998).

Eine der wichtigen Auswirkungen im Hinblick auf Sturmfluthöhenveränderungen und deren Bewertung ist der Anstieg des Meeresspiegels. Der zu erwartende Anstieg des Meeresspiegels ist zu erklären mit dem Abschmelzen von Gletschern und der thermischen Ausdehnung der Ozeane infolge der globalen Erwärmung. Die von HOUGHTON et al. (1995) prognostizierten Berechnungen geben für das Szenario IS92a unter Berücksichtigung der Aerosolveränderungen und dem „best estimate“ der Klimasensitivität einen Anstieg von 49 cm bis zum Jahr 2100 an. Natürlich weisen auch hier die verschiedenen Szenarien differierende Anstiege auf, die von 13 cm bis 94 cm reichen (s. auch GÖNNERT et al., 2001), die bei HOUGHTON et al. (2001) detailliert dargelegt werden mit 0,09 m bis 0,88 m.

Die Änderungen auf regionaler Ebene sind in der Regel größer als auf globaler Ebene, da der Anteil an Aerosolen, die Landnutzung und das ökologische Zusammenwirken der einzelnen Faktoren regional die Veränderungen verstärken oder vermindern können.

Die Variabilität der Klimaänderung hat einen größeren Effekt als die gleiche Änderung in der mittleren Klimaänderung. Sie kann zu Änderungen in der Häufigkeit der Extreme führen (HOUGHTON et al., 1995):

- **Temperaturen:** Sie tendieren zu einer Zunahme der extrem hohen Temperaturen und einer Abnahme der extrem niedrigen Temperaturen (Gefriertage).
- **Hydrologie:** Variabilität in Verbindung mit einer vergrößerten hydrologischen Zirkulation verändert die Hydrologie hin zu mehr strenger Dürre und/oder Fluten an einigen Plätzen und weniger strenger Dürre und/oder Fluten an anderen Plätzen.
- **Sturmfluten:** Schlussfolgerungen aus den bisherigen Modellen hinsichtlich extremer Sturmereignisse sind weiterhin sehr unsicher.
- **Hurricanes/ Tropische Zyklonen:** Prognosen über zukünftige Entwicklungen können bisher noch nicht gegeben werden.
- **El Niño-Southern Oscillation:** Wird von einer mittleren Erwärmung der Meeresoberfläche in den Tropen als Folge von steigenden Treibhausgasen ausgegangen, so könnte sich die Variabilität der Niederschläge vergrößern, die im Zusammenhang mit ENSO-Ereignissen stehen.

Obige Auflistung stellt dar, dass Sturmfluten den zentralen Untersuchungsschwerpunkten im Rahmen der Klimaänderungsforschung zuzuordnen sind. Die Unsicherheit in

den bisherigen Untersuchungsergebnissen impliziert, dass zum Thema Sturmfluten noch Forschungsbedarf besteht.

3. Definition von Sturmflut für die Deutsche Bucht

Eine unverzichtbare Vorbedingung zur Bildung eines Kollektivs der Sturmfluten ist die Definition des Begriffs Sturmflut. PETERSEN u. ROHDE (1991) definieren eine Sturmflut zunächst über den etymologischen Sinngehalt der Wortzusammensetzung: „Geht man auf die ursprüngliche Bedeutung des Wortes Flut zurück und berücksichtigt, dass zu der großen Wassermenge auch ein hoher Wasserstand gehört, so ist eine Sturmflut einfach zu definieren als Zeitspanne mit hohen Wasserständen an den Küsten oder in Flussmündungen, die vorwiegend durch starken Wind hervorgerufen sind“ (PETERSEN u. ROHDE, 1991).

An dieser Definition wird deutlich, dass es einer Eingrenzung des Begriffs „hoch“ bedarf, um erhöhte Tiden von Sturmfluten abzugrenzen. Hierfür werden häufig deterministische Verfahren angewendet, bei denen Höhenbereiche festgelegt werden, die an den Tidewasserständen orientiert sind. Bei diesem Vorgehen, Sturmfluten zu definieren bzw. erhöhte Tiden von normalen Tiden abzugrenzen, werden jedoch die örtlichen Gegebenheiten und deren Einflüsse auf die Tide nicht immer ausreichend berücksichtigt.

Das Springtide-Verfahren nach LÜDERS (1956) ist das gebräuchlichste deterministische Verfahren. Hierbei werden für die einzelnen zu untersuchenden Pegel aus den Mittelwerten von langfristigen Scheitelwerten Grenzwerte für drei Klassen eindeutig festgelegt. Mit dieser Form der Anwendung eines deterministischen Verfahrens werden die örtlichen Besonderheiten ausreichend berücksichtigt: „Das wird daran gezeigt, dass nach diesem Vorschlag an allen Pegeln die Sturmflutgrenze etwa gleich häufig auftritt ...“ (SIEFERT, 1968).

Die Grenzwerte von LÜDERS (1956) stimmen für Wind- und Orkanfluten mit der Beaufort-Skala überein und sind in Tab. 3.1 dargestellt.

Tab. 3.1: Untere Grenzwerte zur Definition von Sturmflutklassen nach LÜDERS (1956)

Flutklassen	Untere Grenze
Windflut	$M_{Sp}Thw + 1/4 M_{Sp}Thb$
Sturmflut	$M_{Sp}Thw + 1/2 M_{Sp}Thb$
Orkanflut	$M_{Sp}Thw + 3/4 M_{Sp}Thb$

Neben den deterministischen liegen statistische Verfahren vor, mit denen eine Sturmflut nach der Häufigkeit des Auftretens bzw. der Eintrittswahrscheinlichkeit eines Scheitelwasserstandes beurteilt wird. Die Grundlage bei einem solchen Verfahren bildet eine festgelegte Frequenz, zu der der Schwellenwert ermittelt wird, wie dies bei DIN 4049 Teil 3 vom Oktober 1994 der Fall ist, mit der Sturmfluten nach der statistischen Eintrittswahrscheinlichkeit in leichte, schwere und sehr schwere Sturmfluten eingeteilt werden. Grundsätzlich sind Sturmfluten hier durch „Windeinfluss erzeugte hohe Wasserstände an der Küste und in Flussmündungen, deren Höchstwerte den unteren Grenzwasserstand der leichten Sturmflut überschreiten“.

Eine leichte Sturmflut wird nach DIN 4049 definiert „mit Tidehochwasserständen der mittleren jährlichen Häufigkeit von 10 bis 0.5 an der Nordseeküste ...“, eine schwere Sturm-

flut „mit Tidehochwasserständen der mittleren jährlichen Häufigkeit von 0.5 bis 0.05 an der Nordseeküste ...“ und eine sehr schwere Sturmflut „mit Tidehochwasserständen unter der mittleren jährlichen Häufigkeit 0.05 an der Nord- oder Ostseeküste“. DIN 4049 definiert allerdings nicht, ob ein fester oder ein mit der Zeit veränderlicher Bezugshorizont für die Ermittlung der Eintrittshäufigkeit zugrunde gelegt werden sollte.

Unter Anwendung dieses Verfahrens legt das NIEDERSÄCHSISCHE HAFENAMT CUXHAVEN (1988) für den Pegel Cuxhaven Scheitelwerte zur Definition und Abgrenzung einer Sturmflut von einem erhöhten Wasserstand fest. Dagegen geben PETERSEN u. ROHDE (1991) etwas andere Grenzwerte für den Zeitraum 1981–1990 für den Pegel Cuxhaven an (Tab. 3.2).

An dieser Stelle sollen weniger die Ursachen für die Differenzen in den Grenzwerten und den Einteilungen der Klassen geklärt werden, wobei dies aufgrund fehlender Angaben beispielsweise über die Zeiträume der Berechnung der Eintrittshäufigkeiten auch nicht möglich ist, als vielmehr das grundsätzliche Problem der Grenzziehung bei Scheitelwasserständen dargestellt werden. LÜDERS hat sich 1975 mit dieser Problematik intensiv auseinandergesetzt und die verschiedenen Höhen seit BRAHMS (1754) anhand ausgewählter Beispiele dargestellt. Neuere Untersuchungen sind z.B. die von PETERSEN u. ROHDE (1991), die zusätzlich für die Deutsche Bucht angeben, „dass leichte Sturmfluten zwischen 1.20 m und 2.30 m über MThw liegen, schwere zwischen 2.30 m und 3.00 m und sehr schwere Sturmfluten 3.00 m und höher“.

Tab. 3.2: Vergleich der Scheitelwerte zur Definition einer Sturmflut zwischen dem NIEDERSÄCHSISCHEN HAFENAMT CUXHAVEN (1988) u. PETERSEN u. ROHDE (1991)

Flutklassen	HAFENAMT CUXHAVEN (1988)	PETERSEN u. ROHDE (1991)
Leichte Sturmflut	7.45 m bis 7.95 m NN –5.0 m	772 cm bis 868 cm NN –5.0 m
Sturmflut	7.96 m bis 8.45 m NN –5.0 m	–
Schwere Sturmflut	8.46 m bis 9.45 m NN –5.0 m	869 cm bis 942 cm NN –5.0 m
Sehr schwere Sturmflut	≥ 9.46 m NN –5.0 m	≥ 942 cm NN –5.0 m

Bei differierenden Angaben zu Grenzwerten ist es sinnvoll, die offizielle Definition der Bundesrepublik Deutschland vertreten durch das BSH heranzuziehen. Inhaltlich ist dies sinnvoll, weil die Datenlage des Pegels Cuxhaven im BSH so gut ist, dass von einer nach DIN 4049 fundiert ermittelten Definition auszugehen ist. Als unteren Grenzwert wird hier 1.50 m über MThw angegeben (Tab. 3.3). Dieser Grenzwert weist den Vorteil auf, dass er nicht an eine starre Höhe gekoppelt ist und somit der säkulare Anstieg des MThw mit einfließt.

Tab. 3.3: Grenzwerte des BSH zur Definition einer Sturmflut

Flutklassen	Grenzwerte
Sturmflut	1.5 bis 2.5 m über MThw
Schwere Sturmflut	2.5 bis 3.5 m über MThw
Sehr schwere Sturmflut	ab 3.5 m über MThw

Zur Kollektivbildung müssen die vorstehenden Definitionen auf ihre Anwendbarkeit für die vorliegende Fragestellung überprüft werden, wozu der Vergleich der Grenzwertbestimmung nach DIN 4049 und des Springtide-Verfahrens nach LÜDERS (1956) von NIEMEYER (1987) dienlich ist. Er stellt fest, dass bei der Anwendung der Sturmtideklassifikation nach DIN 4049, die auf einer Wiederkehrperiode von 20 Jahren beruht, Häufigkeitsuntersuchungen widersinnig sind (NIEMEYER, 1987). Er relativiert jedoch zugleich diese Aussage unter der Bedingung, dass die Berechnung der Überschreitungsdauer bezogen wird auf Zeitreihen mit einer doppelten oder mehrfachen Wiederkehrperiode, ohne jedoch einen Anhaltswert über die Häufigkeit der Wiederkehrperiode im Verhältnis zum Untersuchungszeitraum anzugeben (NIEMEYER, 1987). In einem Aufsatz der Forschungsstelle Küste wird dann von NIEMEYER, KAISER, GLÄSER (1995) das Klassifikationsverfahren nach DIN 4049 bereits als einziges differenziertes und vergleichbares Verfahren bezeichnet. Weiterhin bewertet NIEMEYER (1987) das Springtide-Verfahren nach LÜDERS als ein Klassifikationsverfahren, mit dem es unabhängig von der Länge der Zeitreihen möglich ist, Veränderungen der Sturmfluthäufigkeiten quantitativ zu bestimmen.

Nicht außer Acht gelassen werden sollte die statistische Möglichkeit, eine Sturmflut nicht einzeln zu definieren, sondern aus der Gesamtheit aller Tiden eines definierten Untersuchungszeitraumes ein MThw zu berechnen und die Gesamtheit der Scheitelwasserstände um diesen mittleren Hochwasserwert auszuwerten, wie es z.B. PFIZENMAYER (1997) durchführte. Der Vorteil bei diesem Verfahren ist, dass die statistisch korrekte Gesamtheit der Ereignisse betrachtet wird, der Nachteil, dass das besondere Ereignis Sturmflut nicht als solches bearbeitet wird. Werden die Quantile auf den kleinen Ausschnitt der besonderen Ereignisse wie „besonders hoch“ beschränkt, werden die Ungenauigkeiten groß.

Bei allen Verfahren zur Definition und Bearbeitung des Themas Sturmflut ist allerdings zu beachten, dass die Betrachtung aller Ereignisse oder aber die Abgrenzung zu höheren Ereignissen allein über die Hochwasserstände erfolgt, der Begriff Sturmflut sich aber auf das gesamte Ereignis bezieht, wodurch ein gewisses Missverhältnis deutlich wird. Der Begriff „Flut“ bezeichnet den Zeitraum des ansteigenden Wasserstandes zwischen Niedrig- und Hochwasserstand und nicht den Hochwasserscheitel. So definieren DIETRICH et al. (1975) Flut und Ebbe: „Das Steigen und Fallen des Wassers von einem N.W. bis zum folgenden wird eine Tide genannt. Das Steigen heißt Flut, das Fallen Ebbe.“ Somit muss eine Definition über den Scheitelwasserstand zur Analyse des Sturmflutklimas, das sich im gesamten Sturmflutverlauf manifestiert, als unzureichend bezeichnet werden. Sinnvoll ist es dagegen, eine allgemeingültige Grenze zu definieren, die einerseits den gesamten Sturmflutverlauf berücksichtigt und damit „dem physikalischen Wert der Sturmflut“ (SIEFERT, 1968) entspricht, und andererseits die aus den statistischen Anforderungen resultierenden deterministischen Höhenangaben der Scheitelwasserstände berücksichtigt. Der physikalische Wert einer Sturmflut spiegelt sich in der Windstaukurve wider, weil er den zeitlichen Verlauf und die Höhe der Energie, die auf das Wasser einwirkt, darstellt. Die Windstaukurve reproduziert dementsprechend die gesamte und die maximale Energieeinwirkung während jeder Tidephase, also z. B. auch bei Tideniedrigwasser.

Die Windstaukurve wird gebildet als Differenzkurve zwischen der eingetretenen und der für dieselbe Zeit vorausberechneten astronomischen bzw. mittleren Tide (Abb. 3.1). Wird die Windstaukurve mit der astronomischen Tide berechnet, ist zwar der Wind die einflussreichste Größe, in „... der Reihenfolge ihrer Bedeutung folgen [jedoch] statischer Luftdruck, zeitliche Änderung des Luftdrucks, Wassertemperatur und Temperaturdifferenz Luft-Wasser ...“ (ANNUTSCH, 1977).

Wird die Windstaukurve über die mittlere Tide berechnet, enthält diese neben den ge-

nannten noch die astronomischen Anteile. Weiterhin besteht in beiden Fällen die Möglichkeit, dass Fernwellenanteile enthalten sind.

In der vorliegenden Untersuchung wird der Windstau über die mittlere Tide berechnet. Da die astronomischen Anteile einbezogen werden müssen, werden die vorausberechneten astronomischen Hoch- und Niedrigwasserscheitel zu jeder Sturmflut des Kollektivs berücksichtigt. Deshalb kann die mittlere Tide nach dem Verfahren von SIEFERT u. LASSEN (1985) verwendet werden. Es berechnet neben den 5-Jahres-Mitteln der Hoch- und Niedrigwasserstände auch den Flut- und Ebbeast.

Da insgesamt der Wind den größten Anteil der Windstaukurve einnimmt und dieser für die Entstehung einer Sturmflut entscheidend ist, bietet es sich für eine Analyse der Änderung des Sturmflutklimas an, sich auf eine Definition der Sturmflut über den Windstau zu konzentrieren.

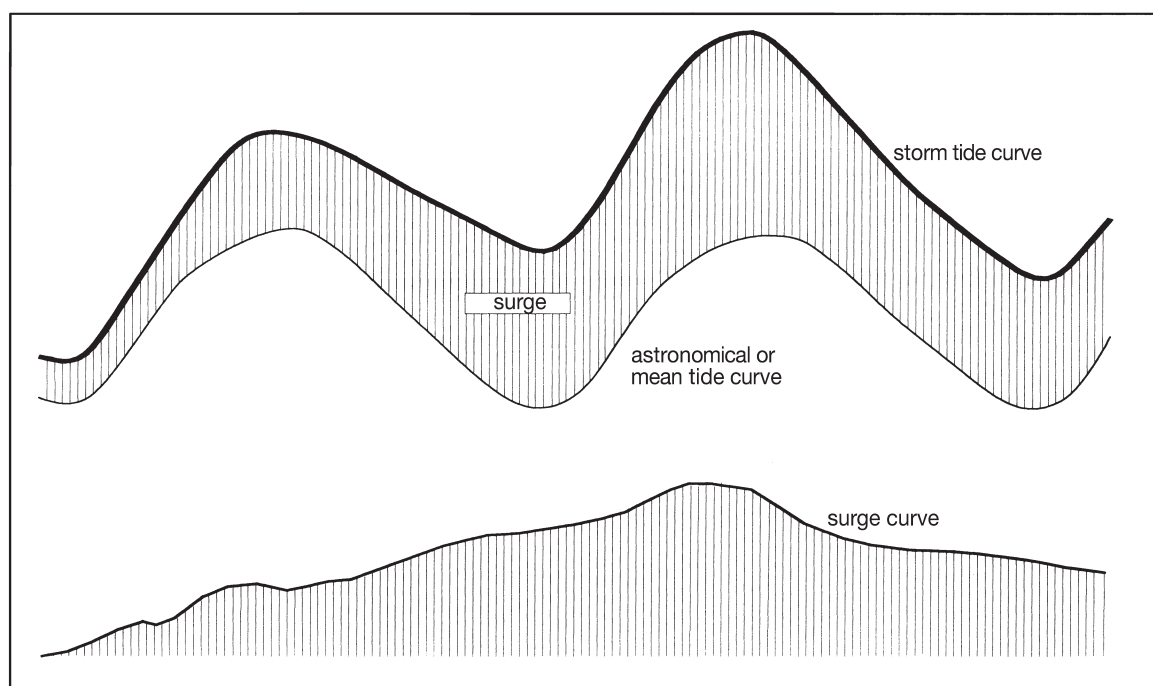


Abb. 3.1: Windstaukurve (nach SIEFERT, 1978)

SIEFERT (1985) definiert eine Sturmflut für die Deutsche Bucht unter der Bedingung, dass der Windstau in Cuxhaven „... zu irgendeiner Tidephase die Höhe von 2 m erreichte oder überschritt“. Hierzu gilt ergänzend die Definition von FERK (1993), die besagt, dass eine Sturmflut vorliegt, wenn der „Windstau in Cuxhaven mindestens 200 cm zwischen Tnw und maximal 4 Stunden nach Thw in Cuxhaven erreicht“.

Diese Definition reicht jedoch als alleinige Voraussetzung für die Auswahl des Sturmflutkollektivs nicht aus, da der Windstau bei gleichbleibendem Wind bei Tnw höher ansteigt als bei Thw. Somit ist umgekehrt die Wahrscheinlichkeit, dass ein Windstau von 2 m bei Tnw erreicht wird, größer als bei Thw, so dass sich eine Reihe als Sturmfluten definierter Ereignisse ergibt, die in keiner Weise statistischen Anforderungen genügt, wenn die Fluten einen extrem niedrigen Scheitelwert erreichen. Von physikalischer Bedeutung ist eine weitere Er-

gänzung deshalb, weil nur die Wasserstände ausgewählt werden sollen, auf die eine bestimmte minimale Energieeinwirkung Einfluss genommen hat. Demzufolge wird die Definition einer Sturmflut nach SIEFERT (1985), ergänzt durch FERK (1993), erweitert durch das Kriterium des BSH. Demnach ist als Sturmflut nur der Tidehochwasserstand zu definieren, der ≥ 1.50 m über dem MThw liegt.

Sturmflut wird definiert mit Ereignissen:

- Windstau ≥ 2 m,
- HThw $\geq$ MThw +1.50 m,
- Auswahlpegel: Cuxhaven,
- Geltungsbereich: Deutsche Bucht.

Den Scheitelwert am MThw festzulegen, hat den Vorteil, dass säkulare Veränderungen des Thw in die Berechnung einfließen und somit kein künstlicher Anstieg der Sturmfluthäufigkeit berechnet wird. Dies wäre der Fall, wenn ein konstanter HThw-Grenzwert wie z. B. 800 cm NN –5 m über den gesamten Zeitraum herangezogen werden würde. Eine Kollektivauswahl über einen starren Scheitelwert ist deshalb grundsätzlich abzulehnen, da sie Sturmflutzunahmen aufzeigt, die aufgrund des Anstiegs des MThws nicht korrekt sind.

Da als erstes Kriterium für die Definition einer Sturmflut entsprechend der vorgestellten Diskussion der Windstau ≥ 2.0 m gelten soll, um auch den physikalischen Wert einer Sturmflut zu erfassen, gelten für das Grundlagenkollektiv die 255 definierten Sturmfluten des „Hamburger Sturmflutkollektivs“ seit 1901. In diesem Kollektiv gilt allerdings nicht nur das Kriterium Windstau ≥ 2.0 m, sondern auch, dass alle Sturmfluten mit einem HThw von 850 cm NN –5.0 m in Cuxhaven mit einbezogen werden. Bei dieser Vorgehensweise kann davon ausgegangen werden, dass sämtliche Sturmfluten mit einem Windstau ≥ 2.0 m erfasst werden, auch wenn keine Windstaukurve bisher erstellt worden ist. Dies ist deshalb sinnvoll, weil 850 cm NN –5.0 m „2.07 m über dem MThw 1961/70 in Cuxhaven (liegen)“ (SIEFERT, 1978). Bei Erstellung des Kollektivs wurden weiterhin sämtliche Sturmfluten mit einer Scheitelhöhe von 800 cm NN –5.0 m berücksichtigt, die in das Kollektiv einbezogen worden sind, sobald sich ein Windstau ≥ 2.0 m ermitteln ließ. Zur zusätzlichen Berücksichtigung der säkularen Veränderungen und statistischen Anforderungen werden sämtliche Tiden, die eine HThw mit MThw +1.50 m erreicht haben, einbezogen und über Berechnung des Windstaus hinsichtlich des Kriteriums Windstau ≥ 2.0 m überprüft. Unter Ausschluss sämtlicher Sturmfluten aus dem Kollektiv, die bei Thw einen Windstau $\geq 1,50$ m aufweisen, entsteht ein Kollektiv von 192 Sturmflutscheiteln und 153 Windstaukurven, also 153 Sturmfluten.

4. Der Einfluss der Astronomie

Die Tide in der Nordsee entsteht fast ausschließlich durch die wechselnden Entfernungen und damit sich ändernden Anziehungskräfte zwischen Sonne und Mond, die im Atlantischen Ozean wirken. Vom Atlantischen Ozean läuft sie von Norden und durch die Straße von Dover in die Nordsee ein. Beckenform und Tiefenverhältnisse der Nordsee sowie die Corioliskraft formen die einlaufenden Tiden in der Nordsee um. Die astronomische Tide setzt sich aus mehreren Partialtiden zusammen. Die wichtigsten sind in Tab. 4.1 dargestellt.

Tab. 4.1: Stammtiden (LANDOLDT-BÖRNSTEIN, 1952)

Bezeichnung	Herkunft	Entstehung	Period
S_2	S	halbtägige Hauptsonnentide	12,00 h
M_2	M	halbtägige Hauptmondtide	12,42 h
P_1	S	eintägige Hauptsonnentide	24,07 h
O_1	M	eintägige Hauptmondtide	25,82 h
Mf	M	Deklinationstide zu M_0	13,66 Tage
MSf	M	Variationstide zu M_0	14,77 Tage
Mm	M	Elliptische Tide 1. Ordnung zu M_0	27,55 Tage
MSm	M	Evektionstide zu M_0	31,81 Tage
Ssa	S	Deklinationstide zu S_0	182,62 Tage
Sa	S	Elliptische Tide erster Ordnung S_0	365,26 Tage
M_0	M	konstante Mondtide	∞
S_0	S	konstante Sonnentide	∞

Den größten Einfluss auf die Höhen hat die halbmonatliche Ungleichheit (Spring- und Nipptidezeit) mit einer Periode von 14,77 Tagen, die eine Höhendifferenz von ± 50 cm verursachen kann, weshalb diese im Folgenden näher analysiert wird.

Die Bedeutung der Astronomie auf die Sturmfluten ist von zweierlei Interesse. Zum einen ist es wichtig zu wissen, wie häufig Sturmfluten bei Springtide auftreten, da die berechnete Befürchtung besteht, dass eine sehr hohen Sturmflut bei Springtide auftritt und den Scheitel zusätzlich um 50 cm heben könnte. Hierbei ist jedoch zu berücksichtigen, dass eine einfache Addition von Windstau plus Astronomie nicht die korrekte Sturmfluthöhe ergeben würde. Grund ist der, dass die Wirkung des Windes auf die Windstauhöhe abhängig ist von der Wassertiefe. Nach TOMCZAK (1952) treten bei niedrigeren Wasserständen wie sie z.B. auch bei Niedrigwasser vorliegen, höhere Windstaumaxima auf als bei Hochwasser. Für Cuxhaven konnte SIEFERT (1998) feststellen, dass bei Hochwasser nur 90 % der Niedrigwasserwindstauhöhe auftreten können. Infolgedessen ist davon auszugehen, dass die Wechselwirkung Astronomie zu Windstauhöhe sich bei zunehmender Wassertiefe relativiert und bei besonders schweren Sturmfluten nicht mehr bedeutsam ist. In einer Untersuchung von GÖNNERT u. MÜLLER-NAVARRA (2000) konnte festgestellt werden, dass bei der Simulation einer sehr schweren Sturmflut die Addition von einem Springtideeinfluss auf die Windstauhöhe nur geringfügige Auswirkungen hatte. Eine einfache Addition von Astronomie auf die Windstau- oder Wasserstandshöhe ist so nicht immer zulässig. Zulässig ist aber, die Differenz zwischen der mittleren Tidekurve und der vorausgerechneten astronomischen Tide zu berechnen, da es sich hier um Formen der zum Zeitpunkt der Sturmflut vorausgesagten Wasserstände handelt, wovon die eine Berechnungsmethode die tägliche Astronomie berücksichtigt, die andere nicht. Hierbei tritt die Wasserstandsänderung durch die Astronomie, wie vorgesagt, in der Regel ein.

Zum anderen ist es von Bedeutung, weil zur Definition einer Sturmflut eine bestimmte Windstauhöhe erreicht werden muss. Dabei sollte jedoch möglichst nur der Windstau berücksichtigt werden, der durch den Wind verursacht worden ist, und nicht der, der einen hohen astronomischen Anteil aufweist. Wird zur Veranschaulichung ein Rechenbeispiel zugrunde gelegt, so wird das Problem deutlich. Eine Windstaukurve, die im Maximum 220 cm erreicht und einen astronomisch vorausgerechneten Springanteil von 50 cm enthält, unterliegt nicht mehr der Definition einer Sturmflut, da vom Wind nur 170 cm gehoben worden

sind. Deshalb werden alle Sturmfluten bei der Kollektivauswahl auch hinsichtlich des astronomischen Anteils untersucht. Des Weiteren ist es von Interesse festzustellen, ob die Astronomie einen Einfluss auf das Sturmflutgeschehen und dessen Höhe nimmt.

Das Sturmflutkollektiv des Projektes umfasst 192 Sturmflutscheitel bzw. 153 Windstaukurven. Davon liegen 95 Sturmfluten im Springtidezeitraum. Werden diese differenziert in einen engen (00:00–02:00 Uhr und 12:00–14:00 Uhr Hochwassereintrittszeit in Cuxhaven) und einen erweiterten Springtidezeitraum (02:00–04:00 Uhr und 14:00–16:00 Uhr Hochwassereintrittszeit in Cuxhaven), so zeigen sich folgende Ergebnisse: Von 192 Sturmfluten fanden

- 32 Sturmfluten bei Springtide und
 - 63 Sturmfluten in den Tagen unmittelbar nach Springtide
- statt. Das bedeutet, dass 95 Sturmfluten eine astronomisch bedingte Erhöhung im Hochwasser von bis zu + 50 cm enthalten und eine Erniedrigung im Niedrigwasser um den gleichen Betrag. Von den verbleibenden 97 Sturmtiden fanden dagegen nur 31 Sturmfluten bei Nipptide statt, wobei
- 16 Sturmtiden bei Nipptide (d.h. $t_{Hwcux} = 06:00\text{--}08:00$ Uhr und $18:00\text{--}20:00$ Uhr) und
 - 15 Sturmtiden in den Tagen unmittelbar nach Nipptide (d.h. $t_{Hwcux} = 08:00\text{--}10:00$ Uhr und $20:00\text{--}22:00$ Uhr) zu verzeichnen waren.

Die Höhendifferenz der vorausberechneten astronomischen Tide zur mittleren Tide zeigt eine Schwankungsbreite von ± 50 cm (Abb. 4.1).

Werden die einzelnen Sturmtiden untersucht, so zeigt sich, dass keine der definierten Sturmfluten aufgrund der Astronomie herausfallen, da die meisten Windstau maxima bei Tnw vorzufinden sind. Es ist aber dennoch bemerkenswert, dass Sturmfluten so häufig bei Springtide auftreten. In der Untersuchung lässt sich aber kein Zusammenhang zwischen schweren Sturmfluten und dem Einfluss der Astronomie ableiten. Das ist mit dem oben beschriebenen Phänomen erklärbar, dass in dem gesamten Stauereignis in der Deutschen Bucht eine weitere Erhöhung im Verhältnis zur Wasserstandserhöhung nur noch geringfügig relevant ist.

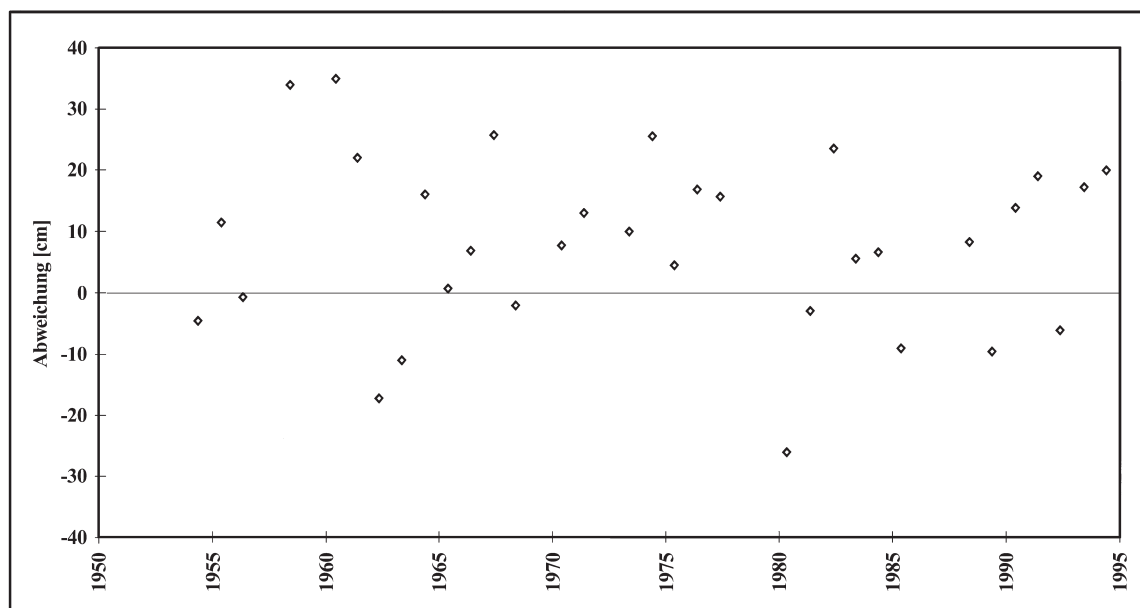


Abb. 4.1: Differenz der mittleren Tide zur astronomisch vorausberechneten Tide für die Sturmfluten mit Windstau ≥ 2.0 m und $H_{Thw} \geq M_{Thw} + 1.50$ m

5. Fernwellen

Fernwellen (*external surges*) sind im Zuge der Berechnung von Bemessungswasserständen und den damit verbundenen Diskussionen um Klimaänderung und erhöhte Sturmfluten für Forschung und Praxis zu einem wichtigen Thema geworden. Viele eher emotional geprägte Auseinandersetzungen zu diesem Thema sind mit dem Hintergrund geführt worden, was geschehen könnte, wenn in den nächsten Jahrzehnten eine erhöhte Sturmflut von einer Fernwelle von mehreren Dezimetern oder gar Metern überlagert würde.

Obwohl in aller Munde, zeigt sich die wissenschaftliche Beantwortung der Frage, was eine Fernwelle sei, insofern als kompliziertes Unterfangen, als dass es hierzu bisher keine allgemeingültige Erklärung gibt, sondern nur eine Reihe von Hypothesen, denen nachgegangen worden ist, da

1. die Zahl an Wissenschaftlern aus allen Fachbereichen, die sich mit diesem Thema beschäftigen, sehr gering ist (z.B. KOOPMANN (1962), SCHMITZ (1965) und SCHMITZ, HABICHT u. VOLKERT (1988). Für die Auswirkungen in der Deutschen Bucht und einer zumindest für einen Zeitraum von 4 Jahren (1956–1960) umfassenden statistischen Analyse kann noch immer nur die Arbeit von KOOPMANN (1962) herangezogen werden.) und
2. nur mangelhafte Daten vorhanden sind.

Weiterhin haben sich einige britische Wissenschaftler mit diesem Problem beschäftigt, da Fernwellen hier eine wesentlich größere Rolle spielen als in der Deutschen Bucht. Für die Vorhersage bezogen einige Wissenschaftler *external surges* in numerische Modelle ein, so z.B. DAVIES u. FLATHER (1977) und DAVIES (1980). Da dies jedoch nicht die Thematik der vorgesehenen Untersuchung betrifft, wird auch diese Literatur im Folgenden nicht thematisiert.

5.1 Theoretische Voraussetzungen

5.1.1 Bisherige Untersuchungen

Fernwellen werden nach SCHMITZ (1965) durch *deep water surges* im offenen Ozean erzeugt. „Unter *deep water surge* versteht man diejenigen Wasserstandsänderungen auf den Ozeanen außerhalb der Schelfgebiete, welche durch meteorologische Effekte (Hervorhebung durch die Verf.) hervorgerufen werden.“ Unter meteorologischen Effekten werden die Änderungen des statischen Druckes an der Meeresoberfläche und der Oberflächentangentenschub des Windes (Windschub) verstanden. Die instationären *deep water surges* breiten sich in die Gebiete der Schelfe und der Randmeere aus. Dort bilden sie die sog. *external surges* aus, die unabhängig von einer Windschubwirkung sich dem Tideverlauf in den Randmeeren anpassend weiter ausdehnen. Somit ist nach SCHMITZ (1965) die *external surge* zwar eine meteorologisch bedingte Erscheinung, „aber für das Randmeer im Grunde von gleicher Wirkung wie eine einlaufende, auf dem offenen Ozean erzeugte Gezeitenwelle“. Dies ist für die Forschung insofern von Bedeutung, als dass somit die Kenntnisse zur Hydrodynamik der Tide in der Nordsee in vielen Bereichen auf *external surges* übertragen werden können. Allerdings treten *external surges* nicht periodisch auf. Der Transport einer *external surge* vom Atlantik in die Nordsee kann nur erfolgen, wenn die Zugbahn einer Zyklone ostwärts aus dem Seengebiet zwischen Irland und Island nach Mittelnorwegen führt (SCHMITZ, HABICHT u. VOLKERT, 1988). Die Autoren gehen davon aus, dass eine *deep water surge* sich nur vergrößert und in die Nordsee eintritt, wenn die beschriebene meteorologische Situation während des Eintritts einer *external surge* in die Nordsee und danach vorhanden ist.

KOOPMANN (1962) untersuchte für den Zeitraum 1956–1960 sämtliche Erscheinungen, die zu einem nicht durch Windeinfluss zu erklärenden Reststau in Cuxhaven führten. Der Reststau wurde von ihm über die Differenz zwischen dem durch den tatsächlichen Windeinfluss bedingten Windstau und dem eingetretenen Stau berechnet. Dieser muss in Cuxhaven eine Höhe von 30 cm erreichen. In seine Betrachtungen bezieht er allerdings nicht nur die *external surges* ein, sondern auch sämtliche andere Faktoren, die zur Bildung des Staus führen können wie Böigkeit des Windes, Wasserstandserhöhung infolge des Luftdrucks und die Folgen eines schnell ziehenden Tiefs sowie die Eigenschwingung in Querrichtung.

Die Erscheinung *external surge* selber behandelt KOOPMANN nur hinsichtlich der Frage, ob und wann derartige Schwallerrhöhungen in der Deutschen Bucht wirksam werden. Ursache und Mechanismus untersucht er nicht. Auch KOOPMANN (1962) zog für seine Analysen die Schwallerscheinungen an der britischen Küste zu Rate.

5.1.2 Hypothese zur Entstehung einer Fernwelle

Die Hypothese der vorliegenden Arbeit über die Genese einer Fernwelle beruht auf einer Zusammenfassung der bisherigen Ergebnisse in Ergänzung mit ozeanographischen Erkenntnissen. Fernwellen sind erzwungene Auslenkungen der Wasseroberfläche des Nordatlantiks, die sich derart bis in die Nordsee fortpflanzen, dass sie dort zu einer zeitweiligen Erhöhung des Wasserstandes führen, der nicht durch Windfelder in der Nordsee bedingt ist. Sie werden durch meteorologische Effekte im offenen Ozean – für die Nordsee also im Atlantik – wie

- zeitliche Änderungen des Luftdrucks am Ort (in situ) aufgrund schnell ziehender, scharfgradienter Druckgebilde und
- Windfelder über dem Nordatlantik erzeugt.

Hinter einem Tiefdruckgebiet, das normalerweise von West nach Ost über den Nordatlantik zieht, steigt der Luftdruck wieder mehr und mehr an. Die zeitliche Änderung des Luftdrucks am Ort beruht einerseits auf der Zuggeschwindigkeit des Drucksystems und andererseits auf der Größe des ihm zugeordneten, zeitlich auch veränderlichen Druckgradienten. Diese zeitliche Luftdruckänderung ist als Störimpuls zu betrachten, der an jedem Ort entlang der Zugbahn wirksam ist und zunächst die Meeresoberfläche entsprechend seiner Größe auslenkt. Es entsteht eine Schwere- oder auch Trägheitswelle, die eine entsprechende interne Welle in der im Ozean immer vorhandenen Dichtesprungschicht (in etwa in 200–300 m Tiefe) impliziert. Aufgrund der relativ geringen Dichteunterschiede an der Grenzfläche ist die Amplitude der internen Welle allerdings wesentlich größer als die der Oberflächenwelle. Im Hinblick auf das Entstehen einer „external surge“ größeren Ausmaßes scheint der internen Welle besondere Bedeutung zuzukommen. Wenn die Zuggeschwindigkeit des die Störung einnehmenden Drucksystems im Bereich der breitenabhängigen Fortpflanzungsgeschwindigkeit freier interner Wellen liegt, tritt Resonanz auf (DEFANT, 1941; DIETRICH et al., 1975). Die interne ozeanische Trägheitswelle wird zu einer freien fortschreitenden Welle. Trifft sie in ihrem weiteren Verlauf auf den Kontinentalabhang, dem relativ steilen Übergang zum flachen Schelfgebiet, wird sie „branden“ oder reflektiert werden. Da sie immer an interne Gezeitenwellen gekoppelt ist, führt das zu recht komplexen Vorgängen. Auf welche Weise die interne Welle bei ihrem Übergang in das Schelfgebiet zu einer fortschreitenden Oberflächenwelle transformiert wird, ist derzeit ungeklärt. *External surges* von 1.0 m bis 1.20 m, die wiederholt am Schelfrand beobachtet wurden, lassen sich aus wind- und/oder luftdruckbedingten Störungen an der Wasseroberfläche allein nicht erklären (TIMMERMANN, 1979).

Da die Schwingung den Gesetzmäßigkeiten der Tide in der Nordsee folgt, muss eine *external surge* von Immingham über Aberdeen entlang der niederländischen Küste bis Cuxhaven messbar sein. Dabei ist allerdings zu berücksichtigen, dass der örtliche Wind dazu führen kann, dass die Erhöhung des Wasserstandes sich nicht gleichmäßig fortsetzt, sondern Überlagerungen bzw. Absenkungen eintreten können. Da sie in der Straße von Dover an Höhe verliert, muss sie sich nicht bis Cuxhaven fortsetzen. *External surges* mit geringen Höhen in Aberdeen können daher in Cuxhaven kaum noch als *external surge* zu definierende Reststauhöhen aufweisen.

5.2 Definition einer Fernwelle und Kollektivbildung

5.2.1 Die Datengrundlage

External surges zeigen in ihrem grundsätzlichen Verlauf nach Eintritt in die Nordsee ein ähnliches Verhalten wie die Tide. So ist davon auszugehen, dass sie sich nach Eintritt in die Nordsee entlang der britischen Küste von Aberdeen bis Immingham leicht aufsteilen, um dann in der Straße von Dover an Höhe zu verlieren. Bei einer Berechnung der Wasserstandserhöhung infolge Ausbreitung der *external surge* konstatierte SCHMITZ (1965), dass auf „... dem Wege ... sich ihre Amplitude [vermindert], am stärksten jedoch beim Fortschreiten längs der west- und ostfriesischen Küste, wo die Reibungswirkung wegen der geringen Wassertiefen die *surge* in zahlreichen Fällen praktisch vernichtet“. Dementsprechend ist es nicht sonderlich verwunderlich, dass die Fernwellenhöhe, die in Cuxhaven noch vorhanden ist, sehr gering ist. Es muss jedoch davon ausgegangen werden, dass immer eine messbare, nicht durch Wind verursachte Erhöhung des Wasserstandes verbleibt und auch Fernwellen von bis zu 108 cm (im Zeitraum 1971–95) in Cuxhaven auftreten.

Ausgangsbasis für die Untersuchung von *external surges* sind die Daten des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie, das für den Zeitraum von 1971 bis 1995 die Wasserstände von Aberdeen und Immingham lückenlos aufzeichnete. Ältere Daten weisen dagegen erhebliche Lücken auf. Zur Berechnung und graphischen Darstellung einer Fernwelle werden diese Daten nicht in ihrer ursprünglichen Form dargestellt, sondern einer Zwischenrechnung unterzogen, die die täglichen Wasserstandsschwankungen und astronomischen Einflüsse eliminieren und auf „andere Einflüsse“ reduzieren soll. Hierzu wird eine Staukurve ermittelt, indem die Differenz zwischen den Vorausberechnungen und den Beobachtungen berechnet wird. Diese Kurve wird über eine Mittelwertbildung geglättet mit

$$M = \frac{(S_{HW} + S_{NW})}{2}$$

wobei M = Mittelwert,
 S_{HW} = Stau Hw und
 S_{NW} = Stau Nw ist.

Der so ermittelte Wert wird alle 6 h aufgetragen. Um eine zeitliche Vergleichbarkeit zwischen den Daten Aberdeen, Immingham und dem Reststau in Cuxhaven zu erreichen, erfolgt eine zeitliche Verschiebung. Das bedeutet, dass die Daten von Aberdeen und Immingham 15 h später aufgetragen werden als sie eingetreten sind. Diese Zeitspanne ist für Aberdeen ein

wenig länger als die normale Eintrittszeitdifferenz, die bei 13–14 h liegt. Für Immingham ist der Wert von 15 h sehr groß, da nach KOOPMANN (1962) die Verlagerung des Peaks von Immingham bis Cuxhaven bei etwa 6,5 Stunden liegt.

Aufgetragen und verglichen wird dieser Wert mit dem Reststau in Cuxhaven, d. h. mit jenem Stau, der nicht durch die Wirkung des Windes und des Luftdrucks im Küstenvorfeld erklärt werden kann. Dieser Stau wird berechnet, indem die Differenz zwischen dem eingetretenen und dem vorausberechneten Wasserstand ermittelt wird. Hiervon werden der Tabellenstau und der Luftdruck zum Zeitpunkt von Hoch- und Niedrigwasser minus 1015 hPa abgezogen.

Dabei ist der Tabellenstau (T_{st}) jener Stau, den das BSH für Windrichtung und Windstärke (kn.) 3,5 h vor Eintritt des Hoch- und Niedrigwassers berechnet, also der „reine Windstau“. Für den lokalen Stau, der sich aus Tabellenstau und dem Luftdruckeinfluss auf den Wasserstand zusammensetzt, wird ein Listenstau erstellt, der für diese Parameter die statistischen Höhen angibt, so dass die Berechnung des Reststaus eine Routinearbeit im BSH ist.

5.2.2 Kollektivbildung und Definition von Fernwellen

Bei Glättung der Stauberechnungen in Aberdeen, Immingham und der Reststaukurve von Cuxhaven sind Schwingungen in Aberdeen und Immingham in Höhe von ± 40 cm zu vernachlässigen, da sie alltäglich von örtlichen meteorologischen Faktoren verursacht werden und daher nicht als Fernwellen zu bezeichnen sind. Um das alltägliche Rauschen durch Seegang, örtlichen Wind etc. zu eliminieren, wird eine Fernwelle wie folgt definiert:

- Sie muss in Aberdeen und in Immingham auftreten.
- Stau in Aberdeen ≥ 40 cm.
- Geringfügig erhöhte Wasserstände ≥ 20 cm werden berücksichtigt, wenn diese eine Wasserstandserhöhung unmittelbar nach bzw. vor einer Fernwelle darstellen und somit ein deutlicher Zusammenhang mit der Fernwelle nachzuweisen ist.
- Alle *surges*, die in Immingham niedrigere Werte als in Aberdeen erreichen, werden nicht verwendet. Ausnahme bilden jene Fälle, bei denen die Höhendifferenzen zwischen $h_{\max Ab}$ und $h_{\max Im}$ von ± 10 cm nicht überschritten werden und sie somit hinsichtlich ihres Charakters eindeutig als Fernwelle einzuordnen sind.
- Die Zeitdifferenz ΔT zwischen $T_{\max Im} : T_{\max Ab}$ darf nicht größer als 5 h sein.

Grundsätzlich müsste zur Analyse der definierten Fernwellen die jeweilige Wettersituation betrachtet werden, um genau festlegen zu können, ob es sich um eine Fernwelle handelt, wie es KOOPMANN (1962) für den Zeitraum 1956 bis 1960 tat. Dies ist im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht zu bewerkstelligen. Allerdings sind Definition und vorhergehende Untersuchungen so detailliert angefertigt worden, dass eine Fernwellenanalyse ohne Rekonstruktion der meteorologischen Situation aus der Bearbeitung des Staus möglich ist.

5.3 Ergebnisse

Die zu untersuchenden Fragestellungen sind:

- Welche Fernwellenhöhen treten auf?
- Welche Fernwellenhöhe tritt bei welcher Periode auf (Fernwellenhöhe bei T_{nw} und bei T_{hw})?
- Wie lange dauert eine Fernwelle in der Regel an?

- Wie viele Fernwellen treten pro Jahr auf?
- Gibt es eine jahreszeitlich bedingte Häufung von Fernwellen?
- Wie groß ist der Anteil von Fernwellen im Verhältnis zum Anteil von Fernwellen bei Sturmfluten?
- Wie groß ist die Höhendifferenz Aberdeen/Cuxhaven und Immingham/Cuxhaven?
- Wie groß ist die Zeitdifferenz Aberdeen/Cuxhaven und Immingham/Cuxhaven?
- Zu welcher Periode tritt ein Fernwellenpeak in Cuxhaven auf?

Im Zeitraum von 1971 bis 1995 traten 75 Fernwellen in Aberdeen auf, die auch in Immingham und – wenngleich auch manchmal mit sehr geringer Höhe – in Cuxhaven als erhöhter, durch einen *external surge* bewirkter Wasserstand registriert werden konnten.

5.3.1 Die Fernwellenhöhe

Der Reststau, der in Cuxhaven messbar ist und als Fernwellenhöhe außerhalb des Windinflusses interpretiert wird, reicht von 10 cm bis 109 cm bei einer Ausgangshöhe in Aberdeen von 30 cm bis 108 cm.

Bei der Bewertung der Höhen ist zu berücksichtigen, dass es bei Extremereignissen wie Sturmfluten zu Fehlberechnungen in der Reststauhöhe kommen kann. So ist die Höhe des windinduzierten Windstaus nicht nur von der Windgeschwindigkeit, der Windrichtung und den herrschenden Druckverhältnissen abhängig, sondern auch von dem bereits vorhandenen Wasserstand. Wird eine astronomische Tide von einer Fernwelle von einem Meter überlagert, liegt bereits ein erhöhter Wasserstand vor, so dass die Wirkung des Windes anders ausfällt als bei niedrigerem Wasserstand. Der Windstau wird geringer werden. Demzufolge kann bei der Berechnung der Reststauhöhe von zu hohen, windinduzierten Wasserstandserhöhungen ausgegangen werden und damit die Fernwellenhöhe als zu gering definiert werden. Somit könnten die Fernwellenhöhen, die bei Starkwindlagen aufgetreten sind, auch höher ausgefallen sein. Da es sich aber hier um eine erste Analyse der Fernwellen und deren Einfluss auf die Sturmfluthöhe handelt und außerdem der Kenntnisstand über die realen Abhängigkeiten von Wasserstand und Windstauhöhe nur sehr gering ist, werden die Reststauhöhen als jene Fernwellenhöhe definiert, die die Mindesthöhe der Fernwellen bildet und den relevanten Höheneinfluss bei dem Wasserstand hat. Grundsätzlich ist es deshalb für den Sturmflutfall nicht korrekt, die Fernwellenhöhe auf den Wasserstand aufzuaddieren, da die Gesamtsumme geringer ausfallen wird als die Summe beider.

KOOPMANN (1962) gibt eine maximale Reststauhöhe für Cuxhaven von 170 cm an, die er durch eine fortschreitende Luftdruckänderung in Höhe der Geschwindigkeit von „freien Wellen“ im darunter liegenden Wasser erklärt (also durch fortschreitende Luftdruckschwankung). Hierbei ist jedoch nicht eindeutig, ob diese per Definition tatsächlich als *external surge* bezeichnet werden kann, die als *deep water surge* im Atlantik entstanden ist, oder nur auf meteorologische Einflüsse in der Nordsee zurückzuführen ist. Sind sie durch meteorologische Einflüsse in der Nordsee entstanden, d.h. durch Überlagerung der fortschreitenden Luftdruckänderung mit der freien Welle, können sie nicht als *external surge* bezeichnet werden. Für *external surges* selbst gibt er eine Abhängigkeit der Höhe von der Wassertiefe an. So treten laut KOOPMANN (1962) bei Hochwasser *external surges* in Cuxhaven von maximal 95 cm, bei Niedrigwasser von 120 cm auf. Die vorliegende Untersuchung ermittelte eine maximale Reststauhöhe in Cuxhaven von 90 cm bei Hochwasser und 109 cm bei Niedrigwasser. Demzufolge könnte die Aussage von KOOPMANN (1962) bestätigt werden. Es bleibt aber zu bedenken, dass diese Werte recht dicht beieinander liegen und eine

Differenzierung in Eintritt bei Hoch- und bei Niedrigwasser eher als künstlich anzusehen ist (s.u.).

Im Zeitraum von 1971–1995 bewirkten die 75 *external surges* in Cuxhaven eine Reststauhöhe zwischen 10 cm und 109 cm.

Neben der rein statistischen Auflistung der Höhen der *external surges* in Aberdeen, Immingham und Cuxhaven, stellt sich die Frage: Wie hoch muss eine Fernwelle in Aberdeen und Immingham sein, damit sie noch Auswirkungen im Reststau in Cuxhaven hat? KOOPMANN (1962) stellt hierzu allgemein fest, „dass nur dann im Reststau bei Cuxhaven eine merkliche Erhöhung zu verzeichnen war, wenn die Energie der an der englischen Küste beobachteten Schwallerhöhungen groß war“.

Bestätigt werden kann mit der vorliegenden Untersuchung, dass von den 75 Fernwellen in gut 70% der Fälle in Cuxhaven eine deutliche Verringerung des Reststaus zu verzeichnen ist, wobei zum größten Teil die Höhendifferenz bei –1 bis –20 cm liegt. Deutlich weniger Fernwellen werden von Aberdeen bis Cuxhaven um 20 bis 40 cm niedriger (Tab. 5.1). Nur einige Fernwellen erreichen in Cuxhaven einen Reststau, der höher ist als in Aberdeen. Dabei ist bemerkenswert, dass dies grundsätzlich alle bisher aufgetretenen Höhendifferenzbereiche betrifft.

Tab. 5.1: Höhendifferenz Aberdeen : Cuxhaven

Höhendifferenz Aberdeen : Cuxhaven	Anzahl
–50 bis –41 cm	2
–40 bis –31 cm	1
–30 bis –21 cm	1
–20 bis –11 cm	2
–10 bis –1 cm	11
0	5
1 bis 10 cm	24
11 bis 20 cm	17
21 bis 30 cm	6
31 bis 40 cm	6
> 40 cm	0

So lässt sich insgesamt kein Zusammenhang zwischen der Fernwellenhöhe in Aberdeen und der Höhendifferenz Aberdeen : Cuxhaven erkennen. Es kann aber davon ausgegangen werden, dass in der Regel die Fernwelle auf dem Weg von Aberdeen bis Cuxhaven um rund 20 cm abnimmt. Erhöhungen des Reststaus in Cuxhaven im Verhältnis zu Aberdeen müssen mit lokalen, nicht durch Fernwellen bedingten Ursachen zusammenhängen.

In der Regel nimmt die Fernwellenhöhe von Aberdeen bis Cuxhaven deutlich ab. In Einzelfällen kann die Fernwelle bis Cuxhaven an Höhe gewinnen.

Die Entwicklung der Fernwellenhöhe von Aberdeen bis Cuxhaven lässt sich besser analysieren, wenn Immingham hinzugezogen wird. Die Höhendifferenz zwischen Aberdeen und Immingham und Immingham und Cuxhaven gibt ein anschauliches Bild über die Höhenentwicklung einer Fernwelle.

In Abb. 5.1 ist deutlich erkennbar, dass nahezu grundsätzlich die Fernwellen von Aberdeen bis Immingham an Höhe gewinnen. Die Höhenunterschiede können beträchtlich sein und erreichen Werte von bis über 80 cm. Nur in ganz seltenen Fällen verlieren sie an Höhe.

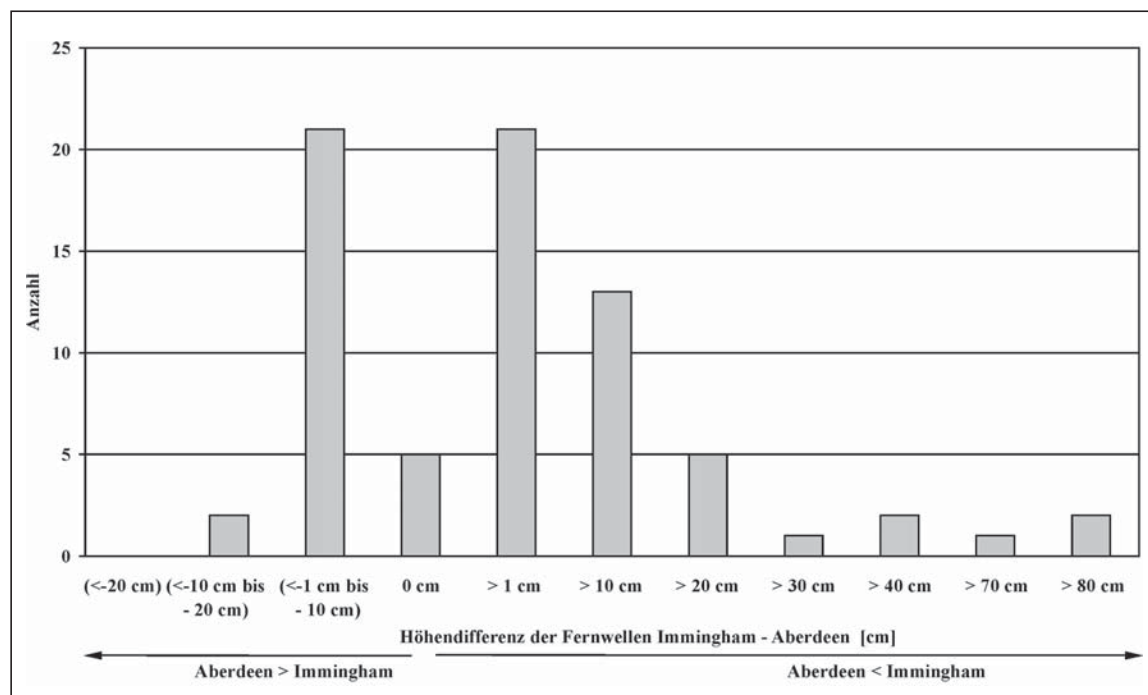


Abb. 5.1: Höhendifferenz Immingham : Aberdeen

Eine Abhängigkeit der Höhendifferenz zwischen Immingham und Aberdeen von der absoluten Höhe in Aberdeen lässt sich nicht zwangsläufig ableiten (Abb. 5.2). Die Höhendifferenzen schwanken von +20 cm bis -20 cm. Differenzen ≤ -20 cm können bei allen Ausgangshöhen auftreten, mit einer leichten Zunahme der Häufigkeit von „großen“ Höhendifferenzen bei hohen Ausgangs-Fernwellen in Aberdeen. Infolgedessen kann nicht von einer generellen Korrelation gesprochen werden, sondern vielmehr von einer Erhöhung der Möglichkeit, dass die Höhendifferenz (Aberdeen – Immingham) zunimmt bei größerer Ausgangshöhe in Aberdeen.

Wird der weitere Verlauf der Fernwelle von Immingham bis Cuxhaven betrachtet, so zeigt sich, dass die Fernwelle von Immingham bis Cuxhaven wieder an Höhe verliert. In der Regel nimmt sie zwischen wenigen Zentimetern bis 30 cm wieder ab. Es treten aber auch Höhenabnahmen von bis zu 60 cm auf. In ganz seltenen Fällen erhöht sich die Fernwelle von Immingham bis Cuxhaven wieder. Dann muss aber von lokalen, die Fernwelle nicht betreffenden Einflüssen ausgegangen werden, die den Reststau erhöht haben.

Infolgedessen kann hier ausgesagt und bestätigt werden, dass eine Fernwelle, die in Aberdeen als solche erkannt und definiert wurde, dem Tideverlauf folgt. Auf diesem Weg entlang

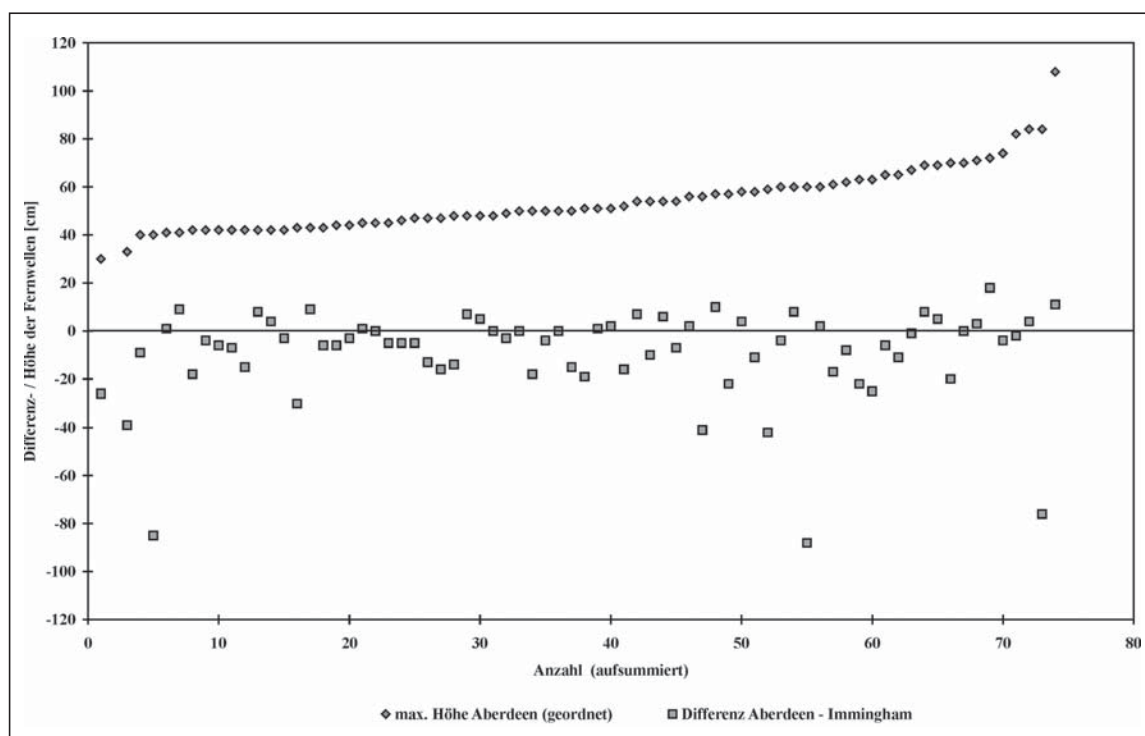


Abb. 5.2: Abhängigkeit der Höhendifferenz Aberdeen : Immingham von der absoluten Höhe in Aberdeen

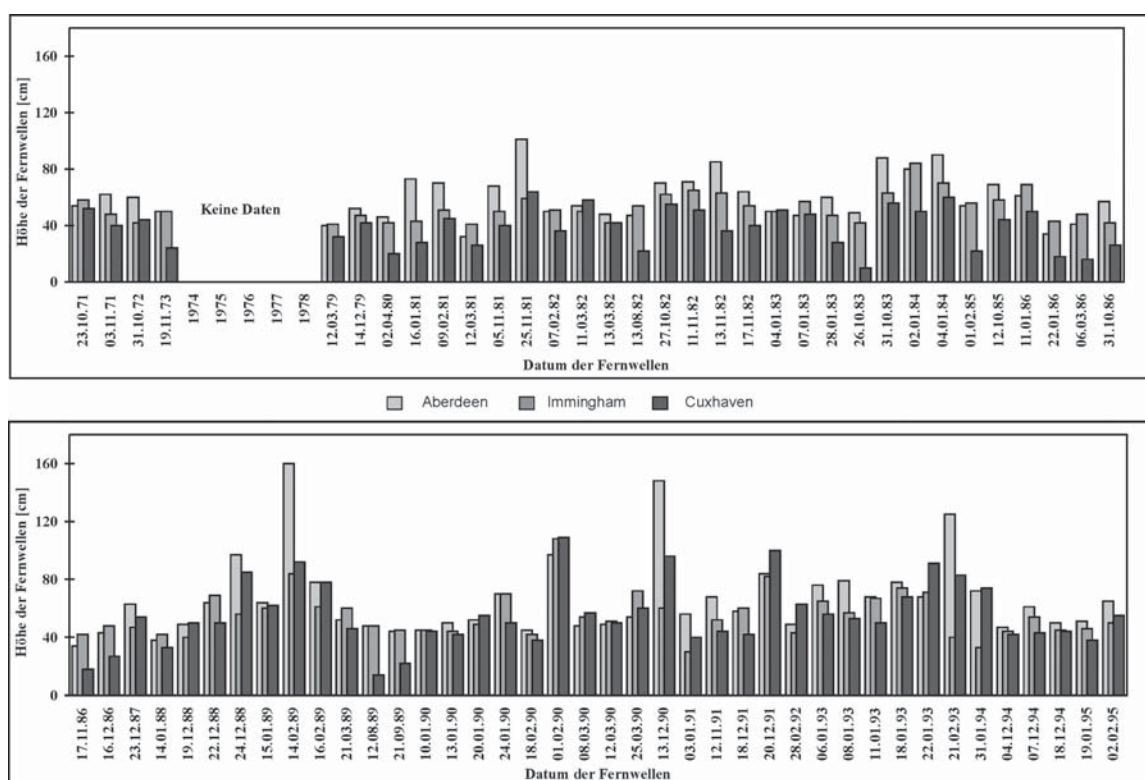


Abb. 5.3: Maximale Fernwellenhöhen in Aberdeen, Immingham und Cuxhaven

der schottischen und britischen Küste gewinnt die Fernwelle an Höhe, die sie dann in der Straße von Dover wieder verliert, so dass sie in Cuxhaven in verminderter Höhe ankommt (Abb. 5.3).

Abb. 5.4 zeigt die Korrelation zwischen der absoluten Höhe in Immingham und der Höhendifferenz Immingham zu Cuxhaven. Es ist deutlich zu erkennen, dass eine Korrelation besteht. Mit zunehmender Höhe in Immingham nimmt die Möglichkeit einer größeren Höhendifferenz zu, das heißt die absolute Höhe des Reststaus nimmt in Cuxhaven ab. Höhendifferenzen größer als 40 cm treten erst bei absoluten Höhen von 70 cm in Immingham auf. Das heißt bei großen Fernwellenhöhen in Immingham verliert die Fernwelle in der Straße von Dover am meisten an Höhe. Allerdings ist diese Korrelation nicht zwangsläufig. Bei allen Fernwellenhöhen in Immingham können in Cuxhaven Höhenabnahmen von 40 cm bis zu Höhenzunahmen von rund 30 cm auftreten.

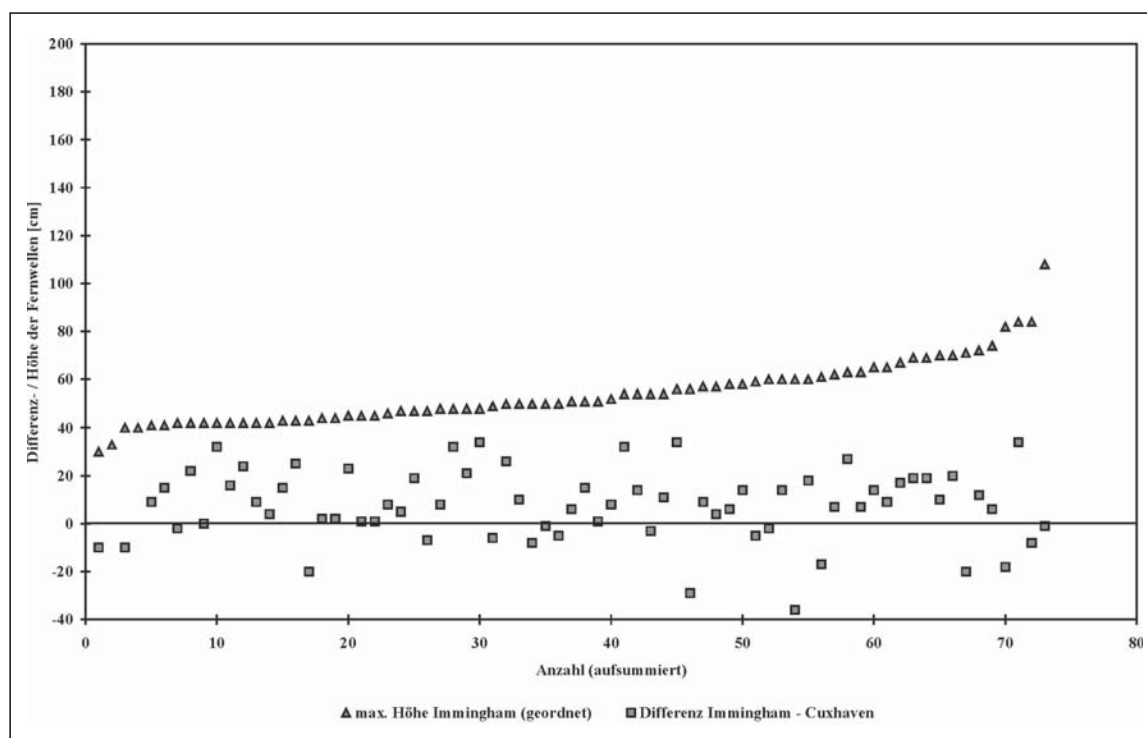


Abb. 5.4: Abhängigkeit der Höhendifferenz Immingham : Cuxhaven von der absoluten Höhe in Immingham

Für eine Vorhersage ist es notwendig, einen Parameter zu finden, der zumindest einen Anhalt über die Höhe der Fernwelle in Cuxhaven gibt. Einen ungefähren Wert bietet bereits die Korrelation der Höhe Immingham mit der Höhendifferenz Immingham : Cuxhaven. Sehr viel genauer wird aber die Betrachtung der Entwicklung der Höhendifferenz von Aberdeen über Immingham nach Cuxhaven.

Deutlich ist zu erkennen, dass bei zunehmender Höhendifferenz von Aberdeen bis Immingham (negative Werte nehmen an Größe zu) die Höhendifferenz von Immingham bis Cuxhaven ebenso zunimmt, das heißt, dass der Reststau in Cuxhaven kleiner wird (Abb. 5.5).

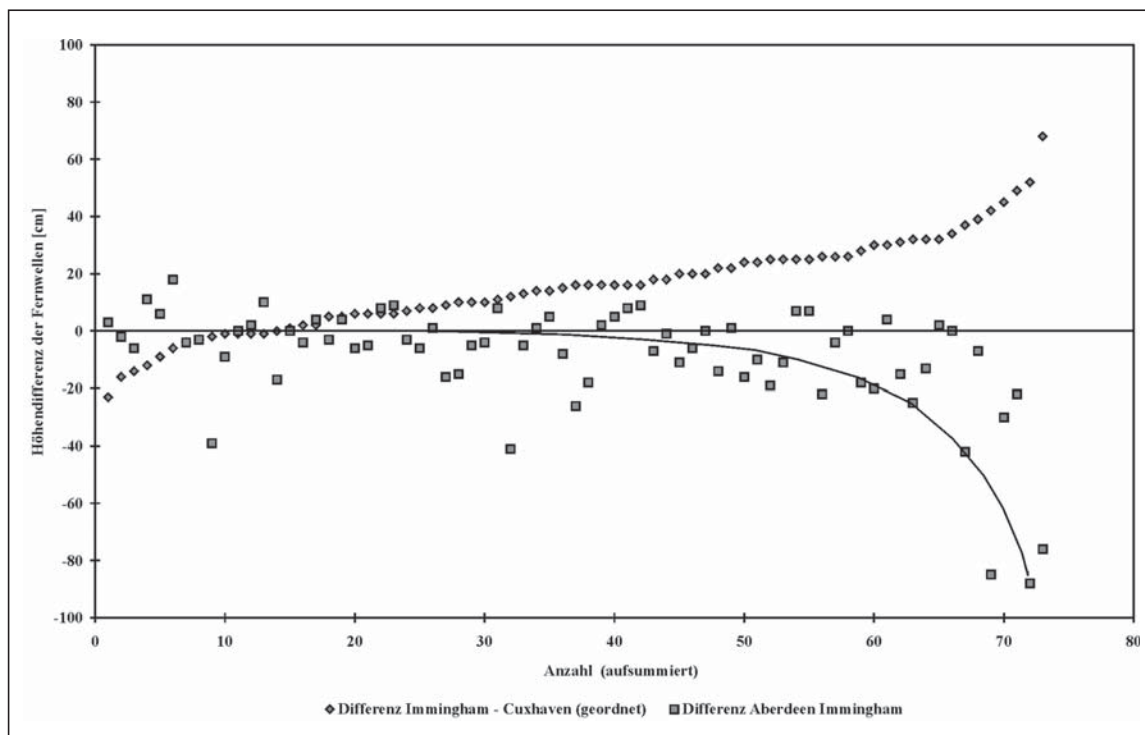


Abb. 5.5: Korrelation der Höhendifferenz Immingham – Aberdeen zu Immingham – Cuxhaven

Für eine Vorhersage insbesondere im Sturmflutfall ist es sinnvoll, die Höhendifferenz von Aberdeen zu Immingham zu betrachten und diese etwa umgekehrt proportional zur Höhe von Immingham zu addieren.

5.3.2 Die Dauer der Fernwelle

Die Dauer der Fernwelle wird in Aberdeen ermittelt, indem der Zeitraum in Aberdeen 20 cm als Fernwellen-Dauer gilt. Aufgrund dieses Kriteriums reicht die Dauer einer Fernwelle in Aberdeen von 8 h bis 36 h.

Vereinzelte Ausnahmen (5) erreichen eine Dauer von 40–91 h, wobei der Maximalwert von 91 h bisher einmal zu verzeichnen war. Dies ist mit langen, andauernden *surges* oberhalb von 20 cm in Aberdeen zu erklären, die mit der Fernwelle nicht immer direkt gleichzusetzen sind. Dabei ist zu bedenken, dass die Dauer bis Cuxhaven sich wesentlich verkürzt.

5.3.3 Häufigkeit der Fernwellen pro Jahr und deren zeitliche Lage innerhalb des Jahres

Fernwellen treten im Beobachtungszeitraum jährlich ein- bis sechsmal auf. Nur 1982 und 1990 gab es eine Häufigkeit von acht (1982) und gar zehn (1990) Fernwellen (Abb. 5.6). Während 1982 hinsichtlich der Anzahl der Sturmfluten in Cuxhaven keine besonders hohe Häufigkeit zu verzeichnen ist, gehört das Sturmflutjahr 1990 zu jenen, in denen eine sehr

hohe Anzahl an Sturmfluten auftrat, auch wenn diese in anderen Jahren ebenfalls erreicht wurde. Über den kurzen Beobachtungszeitraum lässt sich kein Trend in Richtung eines häufigeren Eintretens von Fernwellen ermitteln.

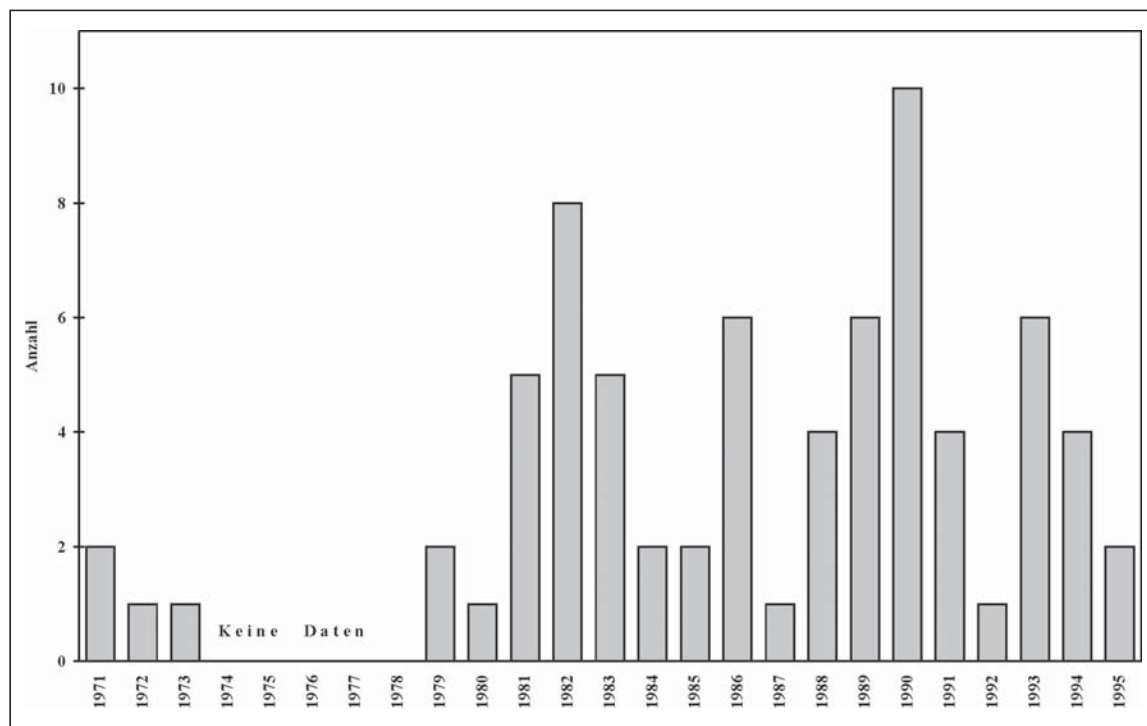


Abb. 5.6: Häufigkeit der Fernwellen pro Jahr

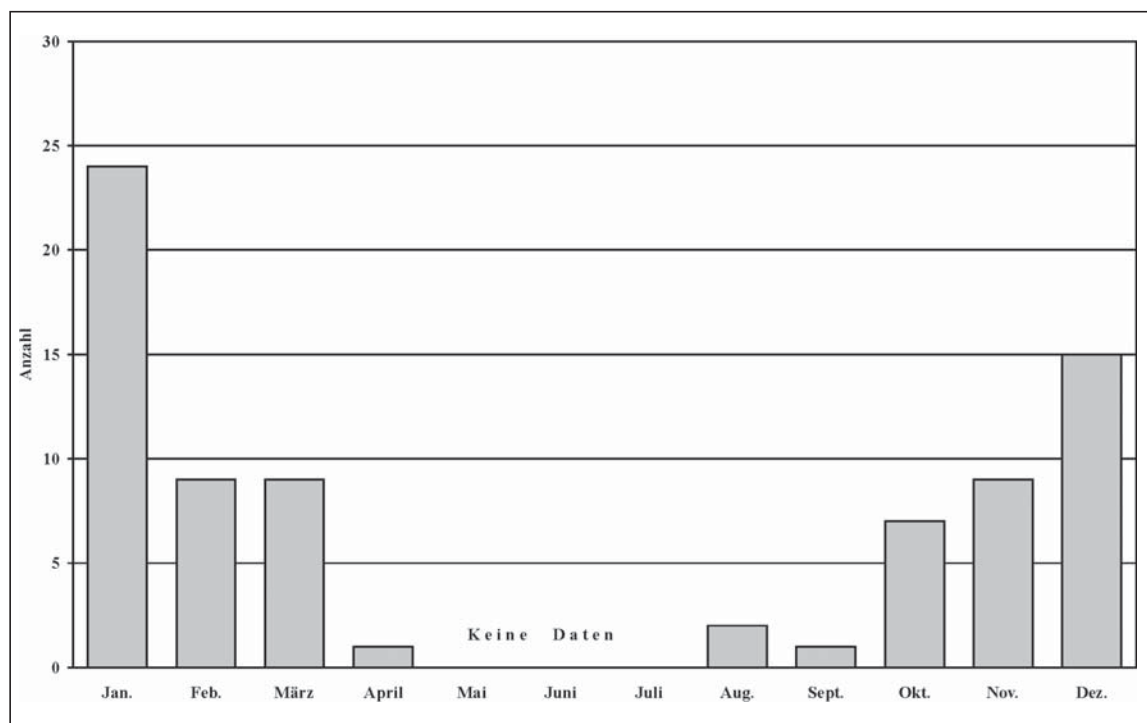


Abb. 5.7: Häufigkeit der Fernwellen pro Monat für den Zeitraum 1971 bis 1995

Die Fernwellen treten in erster Linie in den Wintermonaten von Oktober bis März auf, mit einem absoluten Peak im Januar (Abb. 5.7). Sehr viel seltener sind sie im Laufe des Untersuchungszeitraumes im April, August und September zu verzeichnen. Dies entspricht der Häufigkeitsverteilung von Sturmfluten über das Jahr.

5.3.4 Häufigkeit des Eintritts einer Fernwelle zum Zeitpunkt einer Sturmflut und ihr Einfluss auf die Sturmfluthöhe

Bei der Thematik „*external surges*“ besteht grundsätzlich die Frage, ob, wann, wie häufig und in welcher Höhe Fernwellen zeitgleich mit dem Eintreten einer Sturmflut festzustellen sind. Die Erkenntnis, dass Fernwellen in erster Linie in der Sturmflutsaison auftreten, verstärkt die Notwendigkeit der Beantwortung dieser Fragen. Hierfür werden die Fernwellen mit ihrer maximalen Höhe den Sturmfluten gegenübergestellt.

Abb. 5.8 zeigt, dass von den 75 Fernwellen im Zeitraum 1971 bis 1995 neun zeitgleich mit einer Sturmflut auftraten. Umgekehrt formuliert traten im Zeitraum 1971 bis 1995 abzüglich der Jahre 1973 bis 1978 in Cuxhaven 39 Sturmflutereignisse (Windstaukurven) auf, die 54 Sturmflutscheitel verursachten, bei denen die Scheitelhöhe in neun Fällen maßgeblich durch eine Fernwelle beeinflusst wurde. Das bedeutet, dass in jedem vierten bis fünften Sturmflutfall eine Fernwelle einen deutlichen Einfluss ausübte, der somit von nicht zu vernachlässigender Bedeutung ist.

Die Höhe der Fernwellen in Cuxhaven, die zum Zeitpunkt einer Sturmflut auftraten, schwankt zwischen 25 cm und 100 cm, wobei drei Fernwellen eine Höhe zwischen 45 cm und 65 cm erreichen und fünf weitere 75 cm bis 100 cm. Somit ist auch die Höhe einer Fernwelle für die Betrachtung einer Sturmflut nicht unerheblich.

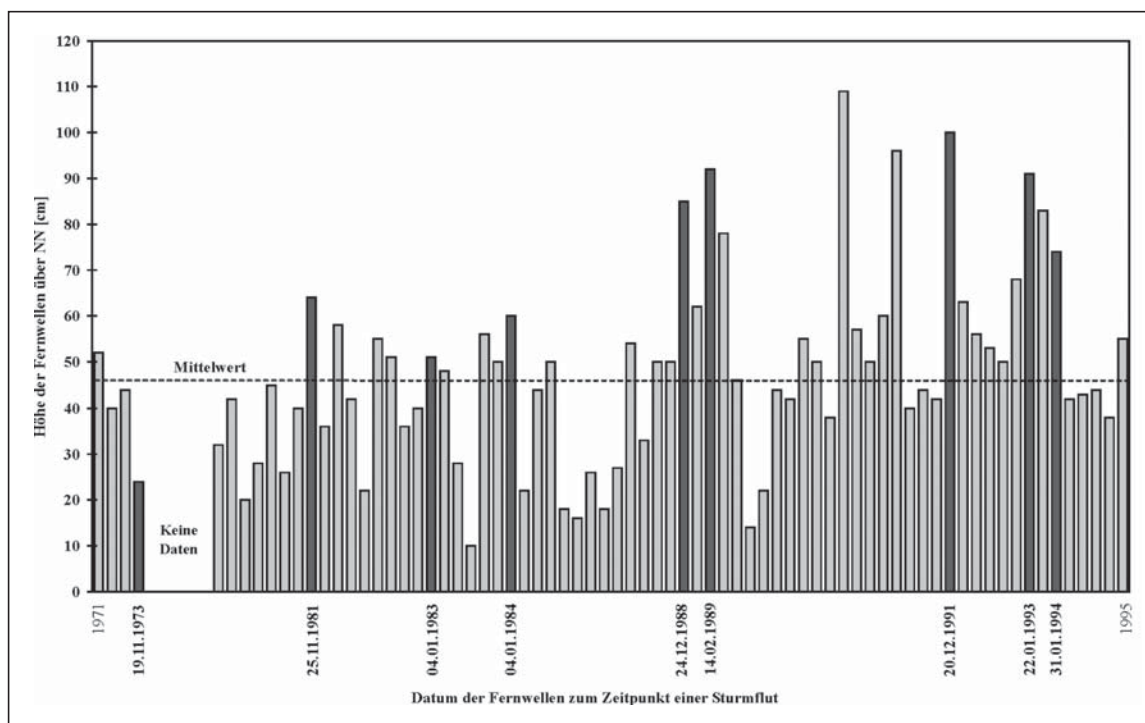


Abb. 5.8: Häufigkeit von Fernwellen zum Zeitpunkt einer Sturmflut für den Zeitraum 1971 bis 1995

Die Höhen der von Fernwellen beeinflussten Sturmfluten in Cuxhaven liegen mit 797 cm bis 951 cm zwischen niedrigen bis schweren Sturmfluten. Zwar erreicht eine Sturmflut 286 cm über MThw, von einer sehr schweren Sturmflut kann bisher aber nicht gesprochen werden.

Tab. 5.2: Von Fernwellen beeinflusste Sturmfluten

Sturmflut (Nr.)	19.11.73 (115)	24.11.81 (147)	4.1.83 (153)	4.1.84 (160)	24.12.88 (180)	14.2.89 (182)	20.12.91 (202)	23.1.93 (207)	31.1.94 (219)
Scheitel [cm] Zeitpunkt (Tag)	907 19:30	951 23:41 (24.11.)	866 17:02	853 01:32	838 13:52	797 18:10	864 11:19	934 01:13	876 02:31
Windstau [cm] Zeitpunkt (Tag)	290 18:00	350 7:10 (24.11.)	215 17:10	230 05:20	210 09:45	330 13:00	220 07:00	285 01:10	235 02:15
Fernwellen [cm] Zeitpunkt (Tag)	24 23:00	64 04:00 (25.11.)	51 15:00	60 05:00	85 17:00	92 18:00	100 15:00	91 22:30 (22.1.)	74 24:00

Kommentar:

Nr. 115: Die Fernwelle erreicht Cuxhaven deutlich nach dem Windstaumaximum und dem Hochwasserzeitpunkt.

Nr. 147: Der Reststau in Cuxhaven weist zum Zeitpunkt des Windstaumaximums einen ersten Peak von 75 cm auf, der nicht eindeutig mit der Fernwelle in Aberdeen – die dort erst ansteigt – in Zusammenhang zu bringen ist. Der zweite niedrige Fernwellenpeak von 64 cm liegt außerhalb der Windstau- und Scheitelpeaks und führt bei keinem zu einer Erhöhung. Auch der sehr langsame Abfall dieser Kettentide wird nicht in seinem Verlauf verändert. Der erste Reststaupeak von 75 cm dagegen, der nicht als Fernwelle zu definieren ist, hat einen deutlichen Einfluss auf das Windstaumaximum. Um so mehr ist hieran zu erkennen, dass eine Fernwelle im Windstau und damit in der Vorhersage über den Windstau nicht separat berücksichtigt werden muss, da sie in diesem enthalten ist.

Nr. 153: Die Fernwelle liegt unmittelbar im ansteigenden Ast der Sturmtide und hat keinerlei Einfluss auf das Windstaumaximum und das Sturmhochwasser.

Nr. 160: Die Fernwelle liegt mit ihrem Maximum unmittelbar vor dem Windstaumaximum und im abfallenden Ast der Sturmtide. Sie hat keinerlei Wirkung auf den Hochwasserscheitel.

Nr. 180: Das Fernwellenmaximum liegt im abfallenden Ast der Sturmtide und hinter dem Windstaumaximum. Es trägt dazu bei, dass der Abfall der Sturmtide bzw. der Windstaukurve langsamer erfolgt als durch den Windabfall zu prognostizieren wäre.

Nr. 182: Das Fernwellenmaximum liegt unmittelbar zum Zeitpunkt des Hochwassers und beeinflusst damit maßgeblich die Sturmfluthöhe. Diese Sturmflut ist jedoch mit 797 cm sehr niedrig. Hier entspricht die Situation der Sturmflut Nr. 180: Die Windgeschwindigkeit fällt deutlich ab, was einen relativ raschen Abfall des Staus zur Folge hätte haben müssen. Der vermutlich durch eine Fernwelle bedingte Reststau bremst diesen Abfall jedoch deutlich und führt mit seinem Fernwellenmaximum zur Sturmflut Nr. 182.

Nr. 202: Diese mittelschwere Sturmflut wird wiederum in ihrem abfallenden Ast von dem Fernwellenpeak beeinflusst. Auch das Windstaumaximum ist längst überschritten. Die Fernwelle trifft allerdings mit einer Windgeschwindigkeit zusammen, die nur langsam, in ihrer Intensität schwankend, abfällt, so dass der Windstau in seinem langsamen Abfall genau diesem Muster entspricht und die Fernwelle den Abfall wohl verzögert, nicht aber die folgende Tide erhöht.

Nr. 207: Die Fernwelle bzw. der Reststau in Cuxhaven folgt dem Verlauf der Windstaukurve und hat sein Maximum kurz vor Windstaumaximum und Hochwasserscheitel. Mit dem Abfall der Windstaukurve fällt auch diese hohe Fernwelle ab.

Nr. 219: Das Fernwellenmaximum liegt vor dem Windstaumaximum und dem Hochwasserscheitel. In ihrem Abfall beeinflusst die Fernwelle das Windstaumaximum und den Scheitelwasserstand in ihrer Höhe.

Die Höhen- und Zeitdifferenz des Eintritts der Peaks zwischen Aberdeen und Cuxhaven ist auch bei Sturmfluten nicht immer gleichmäßig, so dass hieraus allein keine Aussage getroffen werden kann.

Wie aus der Tab. 5.2 und dem Kommentar ersichtlich, können die Fernwellenpeaks zu allen Tidephasen bei Sturmfluten auftreten und dementsprechend die Windstaukurve unterschiedlich beeinflussen. Deutlich wird, dass vor allem für die Vorhersage jene Fälle interessant sind, in denen die Windgeschwindigkeit abfällt, der Stau aber nicht entsprechend, so dass die nachfolgende Tide erhöht sein und die Routinevorhersage über Wind und Stau problematisch werden kann. Fernwellen, die bisher bei Hochwasser aufgetreten sind, folgten dem Verlauf des Windes und konnten deshalb bisher trotz erheblicher Höhe bei der Kombination Windstau, Windgeschwindigkeit und -richtung der korrekten Vorhersage nicht im Wege stehen.

Bei der Berechnung von Deichhöhen ist es sicherlich sinnvoll, über die etwaige Eintrittshöhe einer Fernwelle informiert zu sein. Für die Berechnung eines zukünftigen Scheitelwasserstandes ist die Berücksichtigung der bisher eingetretenen Wasserstände ausreichend, da diese den bisherigen Fernwelleneinfluss und dessen Entwicklung mit einbezieht.

Die Problematik der Fernwellenhöhe bezogen auf „climate change“ und „greenhouse-effect“ liegt eher darin, dass nicht gesichert ist, ob sich die Geschwindigkeit, mit der die Zyklonen ziehen, bei einer globalen Erwärmung ändern könnte oder nicht. Eine Erhöhung der Zuggeschwindigkeit würde auch eine Erhöhung der Fernwellen zur Folge haben. Diese Möglichkeit wird von Modellen bisher nicht berechnet und wurde auch in der Natur nicht festgestellt, so dass zur Zeit nicht davon ausgegangen werden muss, dass sich die Fernwellen signifikant erhöhen werden.

5.3.5 Zeitdifferenz der Eintrittszeit der maximalen Höhen Aberdeen – Immingham – Cuxhaven

Bei der Untersuchung der zeitlichen Differenz des Eintritts der Peaks in Aberdeen, Immingham und Cuxhaven muss auf bereits geänderte Daten zurückgegriffen werden, da vom BSH die Eintrittszeiten von Aberdeen und Immingham mit 15 h addiert wurden.

In der vorliegenden Untersuchung zeigt sich, dass die zeitliche Differenz zwischen Aberdeen und Immingham in der Regel zwischen zwei und fünf Stunden liegt, im Mittel bei ca. 4 h. Vereinzelt reicht sie bis zu 13 h. Diese Erkenntnis lässt zwei Vermutungen zu:

1. Der Fernwellenpeak benötigt von Aberdeen bis Immingham im Mittel rund 4 h.
2. Die großen Abweichungen von der unter 1. genannten Zeit entstehen durch die langen Zeitabstände zwischen den aufgenommenen Daten in Aberdeen und Immingham. Die Abstände der Daten sind zu lang, um den exakten zeitlichen Ablauf der Fernwelle darstellen zu können.

Der Vergleich der zeitlichen Differenz Immingham zu Cuxhaven ist problematischer. Hier liegt die Bandbreite zwischen 7 h und –10 h. Eine Differenz von ca. –9 h hätte die Aussage von KOOPMAN (1962) von einer zeitlichen Differenz mit 6,5 h bestätigt. Die große Spanne allerdings lässt weniger die Annahme zu, dass KOOPMAN (1962) unrecht gehabt hätte als vielmehr, dass eine zeitliche Differenz von 15 h bei weitem zu hoch gegriffen ist, zumal die meisten Differenzen im negativen Bereich liegen. Da es sich aber um eine große Spannbreite an zeitlichen Differenzen handelt, lässt sich bei einem Fernwellenpeak keine zeitliche Abfolge von Immingham bis Cuxhaven ermitteln. Infolgedessen lässt sich schlussfolgern, dass

1. die Aufnahme der Daten alle sechs Stunden bei weitem zu kurz ist und die Abstände der Daten damit zu lang, um den zeitlichen Ablauf der Fernwelle darstellen zu können und
2. die Fernwelle in ihrem zeitlichen Ablauf nicht der Tide folgt.

Erst der Vergleich der Eintrittszeiten zwischen Aberdeen und Cuxhaven kann klären, ob neben der zu geringen Datenanzahl das grundsätzliche Prinzip der Hydrodynamik der Fernwellen in Frage gestellt werden muss.

Die zeitliche Differenz zwischen Aberdeen und Cuxhaven zeigt ein etwas systematisches Bild. Sie liegt zwischen 0 h und 6 h; nur in wenigen Ausnahmen wird sie größer. Selten liegt die zeitliche Differenz bei 0 h bis –3 h. Wird davon ausgegangen, dass die vom BSH addierten 15 h ca. 1–2 h zu viel sind und außerdem berücksichtigt, dass nur alle sechs Stunden Werte aufgetragen wurden, so liegen diese Differenzen innerhalb des Rauschens, welches durch die relativ großen Datenschritte zwangsläufig groß ist. Demzufolge kann bei der Differenz Aberdeen – Cuxhaven davon ausgegangen werden, dass ein Fernwellenpeak dem Tideverlauf folgt und dementsprechend 13–14 h nach Eintritt in Aberdeen in Cuxhaven aufläuft.

Die beim Vergleich der Eintrittszeiten Immingham – Cuxhaven gebildete These, dass die Fernwelle nicht der Tide folgt, wäre demnach nicht zu bestätigen.

Für den korrekten zeitlichen Vergleich der Eintrittszeiten sind Daten alle sechs Stunden zu wenig. Weiterhin ist die Addition von 15 h, um die Eintrittszeiten der Peaks „übereinander“ zu legen, vor allem für Immingham zu hoch. Die von KOOPMANN (1962) angegebenen 6,5 h für den Weg von Immingham bis Cuxhaven scheinen dagegen etwas zu niedrig, wobei die genaue Differenz aufgrund der großen Spannbreite der Differenzwerte auch hier nicht angegeben werden kann.

5.3.6 Lage und Höhe des Fernwellenpeaks zur Periode in Cuxhaven

Um herauszufinden, zu welcher Periode das Fernwellenpeak bzw. das Peak des Reststaus in Cuxhaven auftritt, wird die zeitliche Differenz zwischen den astronomisch vorhergesagten Tideniedrigwasserzeiten vor dem Fernwellenpeak in Cuxhaven und der Eintrittszeit des Peaks berechnet. Auf diese Weise entsteht eine Verteilung der Fernwellenpeaks über eine Tidephase (Abb. 5.9). Durch Korrelation der maximalen Fernwellenhöhe zur Tidephase lässt sich erkennen, ob eine Höhenabhängigkeit von Niedrig- und Hochwasser existiert (Abb. 5.10).

Abb. 5.9 zeigt, dass ein Peak einer *external surge* zu allen Tidephasen auftritt, außer unmittelbar zum Hochwasserzeitpunkt. Allerdings gibt es auch hier Konzentrationen größerer Häufigkeit. So tritt der Fernwellenpeak in erster Linie und am häufigsten 2–3 h vor dem astronomisch berechneten Hochwasser sowie 3–4 h danach auf. Das bedeutet, dass die Fernwellen in erster Linie zu einer Erhöhung und Verlängerung von Anstieg und Abfall der Tide führen. Somit folgt die Häufigkeit des Peaks zur Phase tendenziell der Häufigkeit der Windstaupeaks zur Tidephase in Cuxhaven.

Die Fernwellenhöhen zwischen 10 cm und 60 cm treten zu allen Tidephasen auf (Abb. 5.10). Größere Höhen verteilen sich mit größerer Häufigkeit in dem aufsteigenden und abfallenden Ast, was in erster Linie damit zu erklären ist, dass zu diesem Zeitpunkt generell die größte Wahrscheinlichkeit existiert, dass eine Fernwelle sein Peak in Cuxhaven erreicht. Das bedeutet, die Fernwellenhöhe folgt nicht den Windstaukriterien, wonach bei Hochwasser niedrigere Maxima auftreten als bei Niedrigwasser. Dies steht im Gegensatz zu den Ergeb-

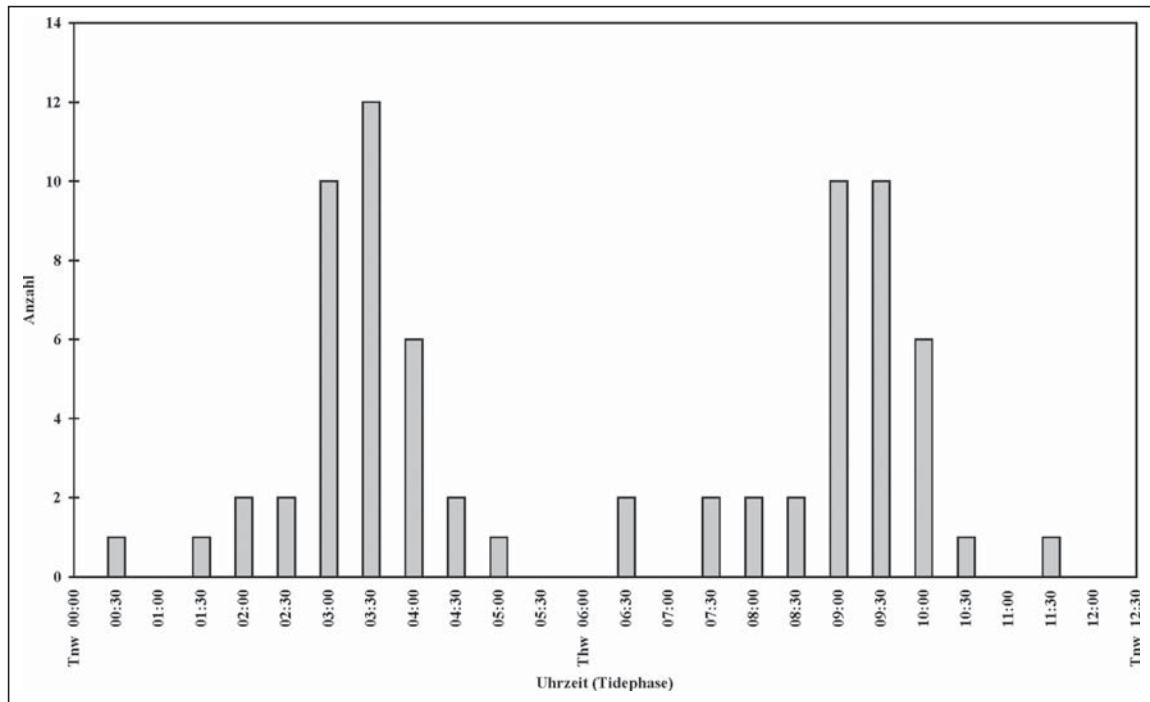


Abb. 5.9: Häufigkeit des Peaks des Reststaus (external surge peak) in Cuxhaven zur Tidephase

nissen von KOOPMANN (1962). Allerdings war dies zu erwarten. Denn eine durch die Zuggeschwindigkeit der Zyklonenbahn gebildete Höhe wird mit der Tide durch die Nordsee geführt und folgt nicht den Gesetzmäßigkeiten des Windstaus. Umso mehr ist dies ein Nachweis, dass es sich bei den ausgewählten Wasserstandsanhebungen in Aberdeen und Cuxhaven um *external surges* handelt.

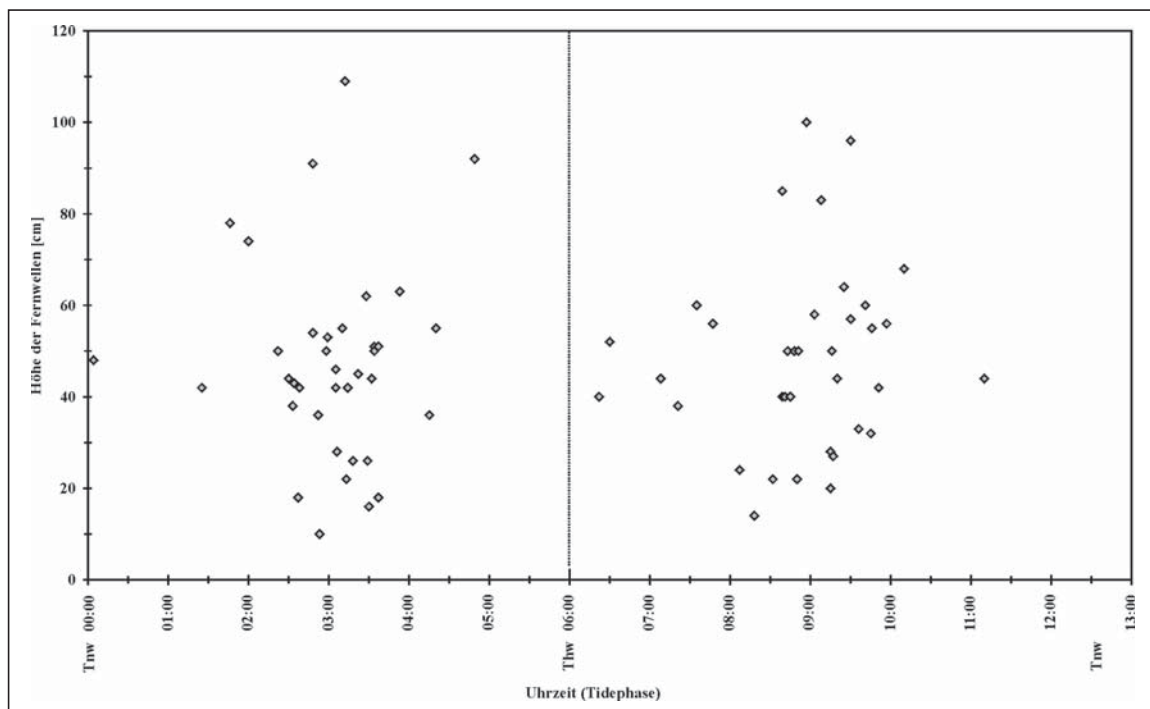


Abb. 5.10: Maximale Fernwellenhöhe in Cuxhaven zur Tidephase

6. Das Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet umfasst die Pegel Cuxhaven, Norderney, Helgoland und Wittdün auf Amrum (Abb. 6.1). Ausgewählt wurden sie nach den Kriterien Lage und Länge von vorhandenen Pegelaufzeichnungen. Die Lage der vier Auswahlpegel deckt exemplarisch die Deutsche Bucht ab. Hinsichtlich der Pegelaufzeichnungen weisen diese vier Pegel die geringsten anthropogenen Veränderungen und durchgängigsten homogenen Aufzeichnungen auf.

Der nördliche Raum der Deutschen Bucht wird mit dem Pegel Wittdün auf der Insel Amrum bearbeitet. Andere Pegel wie Husum und Dagebüll, die längere Pegelaufzeichnungen



Abb. 6.1: Das Untersuchungsgebiet – Lage der ausgewählten Pegel (Kartengrundlage: Topographische Karte 1:100.000, 1986)

gen vorzuweisen haben, sind durch Baumaßnahmen und starke morphologische Veränderungen so beeinflusst, dass sie Veränderungen im Windstau widerspiegeln würden, die nicht zwangsläufig mit klimatischen Veränderungen im Zusammenhang stehen (s. FISCHER, 1955). Der südwestliche Rand des Raumes wird mit dem Pegel Norderney abgedeckt, der Hochseebereich durch den Pegel Helgoland und der zentrale Bereich durch Cuxhaven. Cuxhaven ist vor allem deshalb interessant, weil hier die längste, ungestörte Zeitreihe an Pegelaufzeichnungen vorliegt, Helgoland, weil die Veränderung der Windstaukurve vom Tiefseebereich hin zur Küste beobachtet werden kann.

6.1 Die Daten

Vom WSA Emden wurden die Pegelbögen von Norderney und vom WSA Tönning die Pegeldaten von Helgoland und Wittdün zur Verfügung gestellt. Für die ausgesprochen freundliche und kooperative Zusammenarbeit sei hier noch einmal gedankt.

Für den Pegel Norderney sind die Daten und Pegelaufzeichnungen für den Zeitraum 1901–1935 sehr lückenhaft, weshalb für eine sorgfältige Windstauanalyse erst 1936 begonnen werden kann. Weiterhin muss beachtet werden, dass bis 1931 die Aufzeichnungen auf den Pegelbögen in einer sehr engen Skalierung vorliegen (4 h auf 1 cm Pegelbogenpapier), so dass die Digitalisierung des Sturmflutverlaufes weitaus ungenauer als nach 1931 und somit nicht vergleichbar ist. Bei den nach 1935 nicht vorhandenen Daten und Pegelbögen sind in der Regel die Pegel aufgrund des Sturmflutgeschehens ausgefallen. So fehlen deshalb die Sturmfluten Nr. 37/38 vom 1.12.1936; Nr. 47 vom 6.4.1943, Nr. 64–66 vom 21.12.–23.12.1954, Nr. 71 vom 27.11.1956, Nr. 133 vom 24.12.1977, Nr. 134 vom 31.12.1977, Nr. 138 vom 18.11.1980 und Nr. 139 vom 1.1.1981.

Für den Pegel Wittdün liegen Daten seit 1914 vor, wobei eine detaillierte Analyse erst ab dem Sturmflutjahr 1917 (mit Sturmflut vom 24.12.1918) korrekte Ergebnisse bringt, da vorher die Daten zu lückenhaft vorliegen. Bis 1926 fehlen wenige Sturmfluten, da der Pegel ausgefallen war. Diese sind so vereinzelt, dass die Analyse trotzdem als sinnvoll und statistisch signifikant zu bezeichnen ist.

Für den Pegel Helgoland ist eine sorgfältige Analyse erst seit 1950 möglich, da der Pegel vorher immer wieder über große Zeitspannen ausgefallen ist. Einzig im Zeitraum 1940–1944 liegt eine geschlossene Aufzeichnung der Pegeldaten vor, so dass diese zu dem Untersuchungszeitraum 1950–1997 hinzugezogen werden kann.

6.2 Der Bezugshorizont

Das gesamte Datenmaterial der Pegel Cuxhaven, Norderney und Wittdün wurde auf eine einheitliche Bezugshöhe NN bezogen. Änderungen des jeweiligen PN wurden für jeden Pegel separat berücksichtigt wie z.B. die vier Höhenänderungen des Pegels Wittdün. Bekannte Veränderungen des Pegels wie z.B. etwaige Sackungen, die einen Einfluss auf die Bezugshöhe hatten, wurden berücksichtigt, seien aber ebenso wie die einzelnen Veränderungen des PN hier nicht aufgeführt.

Genannt werden muss allerdings das Helgoländer Null des Pegels Helgoland. Während PN und NN für die Inseln und Küstenorte noch verhältnismäßig einfach über Festpunkte bestimmbar und auch korrigierbar im Laufe des Jahrhunderts waren und sind, ist dies für den Pegel Helgoland wesentlich schwieriger, da die „Insel bisher immer noch nicht an das deut-

sche Höhennetz angeschlossen ist (...)“ (SIEFERT, 1990). Über Vergleiche von Mittelwasserhöhen berechnete LASSEN (1989 und 1995) die Beziehung zwischen dem „alten Helgoländer Null“ (HN) und NN mit

$$\text{HN} = \text{NN} + 25,7 \pm 1,3 \text{ cm.}$$

Erwähnt werden sollten hierbei neuere GPS-Untersuchungen in Verbindung mit gravimetrischen Vermessungen und einem Quasigeoidmodell vom Institut für Erdmessung in Hannover (SEEBER, TORGE u. GOLDAN, 1995), die eine Höhe von $23,3 \text{ cm} \pm 2 \text{ cm}$ berechneten. In der vorliegenden Untersuchung wurden die Daten auf HN bezogen, so dass für den Vergleich mit NN zu den Ergebnissen der jeweilig neueste genaue Wert hinzugerechnet werden muss.

7. Arbeitsmethode

7.1 Die Dauer

Änderungen im Sturmflutklima können über die Analyse der Verweilzeit einer Sturmflut oder über die Analyse des Windstaus, der direkt die meteorologischen Einflüsse spiegelt, erfasst werden. Eine Bearbeitung der Scheitelwasserstände kann nur einen ersten Anhalt zur Sturmflutentwicklung geben, da zum Erreichen eines bestimmten Scheitelwasserstandes völlig unterschiedliche Sturmflutabläufe – und damit verschiedene Verläufe der einwirkenden Energien – möglich sind. Deshalb reichen zur Analyse der Änderung im Sturmflutklima Verfahren, die nur die Scheitelwasserstände berücksichtigen, keineswegs aus. Um die meteorologischen Einflüsse ausreichend zu berücksichtigen, ist es notwendig, den Windstau in den Vordergrund zu stellen, wobei die Faktoren Höhe und Dauer berücksichtigt werden müssen. Während FÜHRBÖTER (1979) die Verweilzeit der Sturmflut in den Vordergrund stellt, analysiert SIEFERT bereits seit 1968 den Windstau. Zur differenzierten Bearbeitung der Sturmflutereignisse ist die Analyse des Windstaus im Vergleich zur Verweilzeit der Sturmflut deshalb sinnvoller, weil die Auswirkung des Windes auf die Tide abhängig ist von der Tidephase. Dieses Phänomen ist über die Verweilzeit der Sturmflut nicht zu erfassen, dagegen spiegelt der Windstau in Relation zur Tidephase deutlich die Auswirkung des Energieeintrages wider.

FÜHRBÖTER (1979) bestimmt auf der Basis der linearen Wellentheorie von AIRY-LAPLACE mit der Berechnung der Leistungsabgabe N die Wellenbelastung während einer Sturmflut. Aufgrund der Betrachtung der Sturmflut in Höhe und Zeit ist es möglich, Unterschiede im Ablauf einzelner Sturmflutereignisse aufzuzeigen. Weiterhin kann die Sturmflutseegangsenergie in verschiedenen Höhen ermittelt werden. Für die Berechnung der Verweilzeiten des Windstaus in der vorliegenden Untersuchung ist es von besonderer Bedeutung, dass FÜHRBÖTER (1979) die Höhenstufen zur Berechnung der Verweilzeit detailliert analysiert und feststellt, dass bei einer Unterteilung in Höhenstufen von $0,25 \text{ m}$ die günstigste Auflösung gegeben ist. Deshalb wird diese Differenzierung für die Berechnung der Dauer des Windstaus in der Nordsee übernommen, für die grafische Darstellung allerdings nur in 50-cm -Schritten abgebildet.

Für die Berechnung der Dauer wird in dieser Arbeit die gesamte Zeitspanne von Eintreten der Höhe bis Ende der Höhe in $0,25\text{-m}$ -Schritten betrachtet und nicht, wie bei den Verweilzeiten von FÜHRBÖTER (1979), die Zeit pro Höhenstufe.

7.2 Die Parametrisierung des Windstaus

Um die Entwicklung, die Summe der Einzeleinwirkungen, das Maximum und das Ende der sturmfluterzeugenden Windverhältnisse zu erfassen, muss der Windstau parametrisiert werden. Hierzu prüft SIEFERT (1978) verschiedene Möglichkeiten:

1. Die Annäherung durch eine Parabel. Aufgrund der zu großen Abstrahierung können jedoch wichtige Teile der Windstaukurve verloren gehen.
2. Die Fourieranalyse. „Die Unregelmäßigkeiten der Windstaukurve können so groß sein, dass eine Fourieranalyse eines nur kurzen Teilabschnittes keine brauchbare Extrapolation gestattet“.
3. Die Annäherung durch einen Polygonzug. Dieser erfasst die Phasen des Windstaus sinnvoller als das Dreieck, welches bei einer fülligen Windstaukurve große Teile des Windstaus nicht berücksichtigt und ist effektiver als die unter 1. und 2. genannten Punkte. Es werden hierbei die in Tab. 7.1 dargestellten Windstauparameter analysiert.

Tab. 7.1: Die Windstauparameter

Parameter	Einheit
Anstiegskennzahl	h/m
Scheitelhöhe	cm
Scheitelmaximum/Periode	h vor/nach astronom. T _{nw}
Anstiegsende	h vor/nach astronom. T _{nw}
Scheiteldauer	h
Abfallskennzahl	h/m

Der Parameter **Anstieg** gibt eine Größenordnung an, in welcher Zeit der Wind den Stau bis zum Maximum aufgestaut hat, d. h. die Entwicklung der sturmfluterzeugenden Windverhältnisse. Das bedeutet, dass der Anstiegsparameter ein Maß ist für die Geschwindigkeit, mit der ein Windfeld über die Nordsee zieht und „... für die zeitliche Änderung der Isobaren in den stauwirksamen Gebieten der Nordsee ...“ (SIEFERT, 1968).

Der Parameter **Scheitelhöhe** mit seiner **Dauer und Höhe** bildet ein Maß für die Summe aller sturmfluterzeugenden Erscheinungen. Im Scheitelmaximum manifestiert sich die größte Störung der mittleren Tide durch äußere Einflüsse (SIEFERT, 1968).

Die **zeitliche Lage des Scheitelmaximums zur Periode** gibt an, wann die größte Störung der mittleren Tide sich am stärksten auswirkt. Sie spezifiziert die maximale Einwirkung, da ein maximaler Windstau bei T_{nw} einen etwas geringeren Energieeintrag benötigt als bei Thw. Grundlage ist, dass derselbe Wind bei Thw nur 2/3 bis 4/5 der Windstauhöhe aufbauen kann wie bei T_{nw} (TOMCZAK, 1952).

Das **Anstiegsende** drückt ebenso wie die zeitliche Lage des Scheitelmaximums zur Periode die Phasenlage des Windstaus zur Periode aus und ist entscheidend für die Höhe des Sturmflutscheitels. Anstiegsende und Phasenlage des Windstaus können zeitlich verschoben sein.

Die **Abfallkennzahl** ist ein Maß für die Geschwindigkeit, mit welcher zeitlichen Änderung der stauwirksame Wind abflacht. Im Zusammenhang mit der Anstiegskennzahl bildet die Abfallkennzahl ein Maß für Wirksamkeit und Dauer der sturmfluterzeugenden Ereignisse.

7.2.1 Bestimmung der Windstauparameter

7.2.1.1 Bestimmung des Scheitelbereichs und der Scheiteldauer

Der Scheitel einer Windstaukurve wird als Ausgleichsgerade über kurzzeitige Schwankungen entwickelt. Ein Peak in der Windstaukurve muss jedoch nicht zwangsläufig gleichzusetzen sein mit dem Windstaumaximum, da es nicht nur abhängig ist von der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung, sondern auch von der Lage zur Tidephase. Weiterhin muss nicht nur ein einzelner Peak Ausdruck der Summe aller sturmfluterzeugenden Erscheinungen und deren Dauer sein. Vielmehr wird diese durch den gesamten Scheitelbereich abgebildet. Um den richtigen Scheitelbereich definieren und analysieren zu können, ist es notwendig, die Vorgehensweise näher zu definieren.

Bei der Bearbeitung dieser Ausgleichsgeraden müssen zwei grundsätzliche Regeln berücksichtigt werden:

1. Der Wind sollte direkt mit dem Verlauf der Windstaukurve verglichen werden. Das ist wichtig, um den Scheitelbereich von Anstieg und Abfall exakt zu differenzieren; insbesondere in Fällen, in denen der Anstieg sehr flach und der Übergang in eine langandauernde hohe Windgeschwindigkeit undeutlich ist, was sich dann im Windstau spiegelt (z. B. Sturmflut vom 16.2.1962). Weiterhin können mehrere Maxima auftreten, deren Zuordnung zum Scheitelbereich ohne Berücksichtigung des Windverlaufs nicht immer absolut eindeutig festzustellen ist (s.u.).
2. Die Lage zur Tidephase muss berücksichtigt werden, wenn das Scheitelmaximum bzw. der Scheitelbereich nicht eindeutig zu definieren sind. So können kleinere Peaks unberücksichtigt bleiben, die nur deshalb entstehen, weil während des Anstiegs oder Abfalls T_{nw} erreicht wird (niedriger Wasserstand und damit größere Wahrscheinlichkeit, dass höherer Wasserstand erreicht wird). Ein solches Beispiel stellt die Tide vom 2./3.10.1970 dar.

Weiterhin gibt es Windstau maxima, welche vor dem durch den Wind verursachten Windstau maximum liegen (z.B. 9.10.1970), was aber in der Regel wiederum mit der Lage des Peaks zur Phase im Zusammenhang steht.

Konzipiert wird die Scheitelhöengerade wie folgt (vgl. Abb. 7.1):

- a) Sind ein eindeutiger Anstieg und ein kuppenförmiger Windstauscheitel vorhanden, wird nach SIEFERT (1968) dieser so gekappt, dass ein Flächenausgleich zwischen Anstiegs- und kurzem Scheitelbereich erreicht wird.
- b) Es sollte grundsätzlich versucht werden, nur einen Peak zu definieren, es sei denn, es sind eindeutig aufgrund des Windverlaufes zwei zu definieren. Dies kann z. B. durch Windstaukurven entstehen, die sehr lange anhalten und mehr als eine Sturmtide umfassen. Die Ursache solcher Mehrzahl an Windstaupeaks kann zum einen am Wind liegen, der mehrmals maximale Geschwindigkeiten erreicht und dazwischen abflaut (z. B. 3./4.1.1981; 3.2.1981), oder aber zum anderen an schwankender Windrichtung. Die Entscheidung, ob ein oder zwei Windstaupeaks vorliegen, wird in erster Linie nach dem Windverlauf entschieden, d.h. die Windgeschwindigkeit muss deutlich erkennbar absinken und wieder ansteigen, um dann den zweiten Peak zu verursachen.
- c) Zum anderen kann der Grund die Lage zur Tidephase sein. Bei mehr oder weniger gleichbleibendem Wind, der über mehrere Tiden anhält, kann es bei Tideniedrigwasser zu Peaks kommen (z. B. 2./3.10.1970; 4.1.1983).

Scheitelbereiche, die durch einen sehr langsamen Anstieg oder Abfall den Eindruck mehrerer Peaks erwecken, können ebenso nur durch irrelevante Windgeschwindigkeitsschwankungen oder das Erreichen einer anderen Tidephase entstehen (z. B. 11.2.1983).

7.2.1.2 Bestimmung der Anstiegs- und Abfallgradienten

Auch die Anstiegs- und Abfallgerade wird in einer ersten Näherung durch eine Ausgleichsgerade ermittelt. Hierbei gilt, dass ab einer Windstauhöhe von 50 cm in Cuxhaven und ca. 60 cm in Norderney, Helgoland und Wittdün der gesamte Anstieg berücksichtigt wird. Diese Höhe wurde gewählt, um Wasserstandsschwankungen, die aufgrund der Astronomie entstehen können, zu eliminieren. Bei einer Untersuchung, die das Sturmflutklima behandelt, kann nicht nur die stauwirksame Zeit betrachtet werden, sondern vielmehr der gesamte Windverlauf. Hierbei sind auch jene Phasen des Windes einzubeziehen, die erst langsam eine stauwirksame Windgeschwindigkeit erreichen.

Grundsätzlich wird bei der Konstruktion der Ausgleichsgeraden dem Windverlauf in Kombination mit der Windrichtung gefolgt. Bei der Konstruktion des Anstiegs müssen die Punkte 1 und 2 (s. Kap 7.2.1.1) ebenso eingehalten werden wie bei der Scheiteldefinition. Die Gründe entsprechen hier weitestgehend denen der Konstruktion der Scheitelgeraden wie z. B., dass ein leichter Abfall des Anstiegs aufgrund des Erreichens von Hochwasser ohne Änderung der Windgeschwindigkeit auftreten kann.

Insgesamt bilden die so definierten Ausgleichsgeraden die Änderung und die Dauer der maximalen Windgeschwindigkeit ab (vgl. Abb. 7.1). Sie werden in Kennzahlen in h/m beschrieben, wobei ergänzend jeweils Beginn und Ende von Anstieg, Scheiteldauer (h) und Abfall ebenso aufgenommen werden wie die gängige Einheit m/s und die gesamte Dauer pro Ausgleichsgerade.

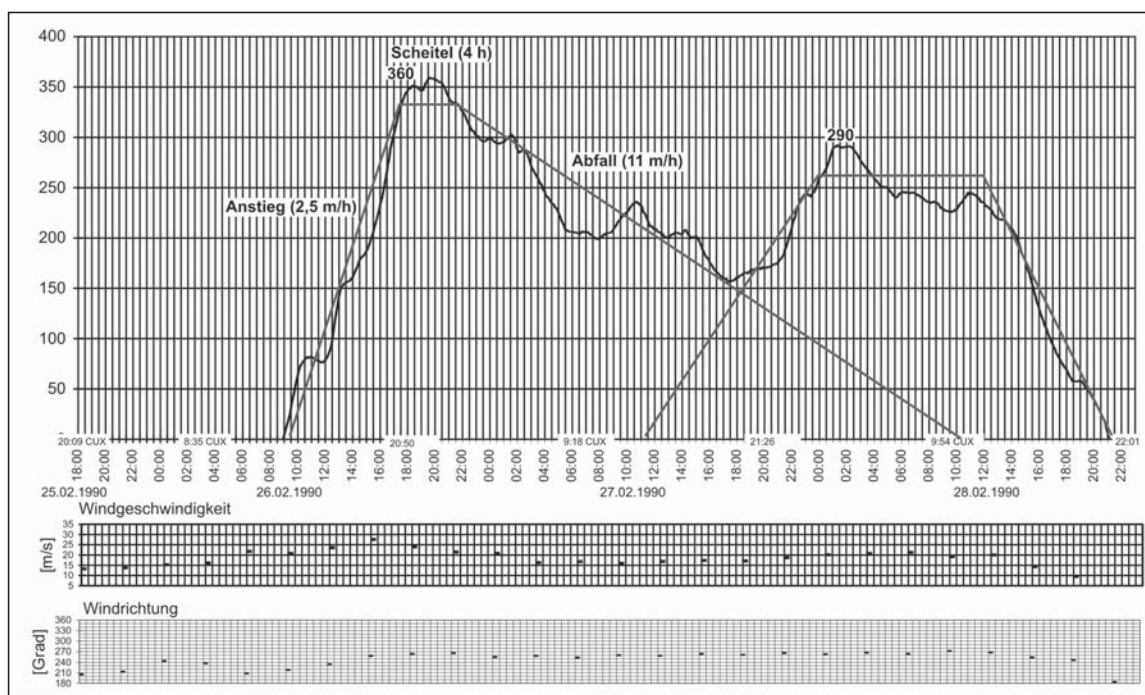


Abb. 7.1: Parameter der Windstaukurve (am Beispiel von Cuxhaven Nr. 187–191 vom 26.–28.2.1990)

8. Sturmfluthäufigkeit in der Nordsee

8.1 Gründe für die unterschiedlichen Ergebnisse in der Sturmflutforschung – ein Kollektivvergleich

Ergebnisse von Untersuchungen zu Veränderungen von Sturmfluten, die sich auf die Analyse von Sturmflutscheitelentwicklungen und Sturmfluthäufigkeiten beziehen, wie z. B. bei NIEMEYER (1987), FÜHRBÖTER (1976), SELIGER (1983), FÜHRBÖTER et al. (1988), SIEFERT u. LASSEN (1986), SIEFERT (1988), PLATE u. IHRINGER (1991), ERCHINGER (1992), NIEMEYER/KAISER u. GLÄSER (1995), SÜNDERMANN (1996) und VON STORCH, LANGENBERG u. POHLMANN (1998) sind oftmals aufgrund uneinheitlicher Sturmflutgrenzwerte nur bedingt miteinander vergleichbar. Dies betrifft vor allem Untersuchungen, die sich bei der Grenzwertbestimmung auf einen festen Bezugshorizont beziehen, der die säkularen Veränderungen des mittleren Hochwassers nicht einbezieht. Hierdurch wird ein Anstieg der Sturmfluthäufigkeit und -höhe ermittelt, der nicht mit den Änderungen des Sturmflutklimas im Zusammenhang steht, sondern mit dem Anstieg des mittleren Hochwassers verknüpft ist.

In der vorliegenden Untersuchung wurden bei der Grenzwertbestimmung sowohl der Anstieg des mittleren Hochwassers als auch die Niedrigwasserentwicklung berücksichtigt, da die Windstauberechnung mit den 5-Jahres-Mitteln von Hoch- und Niedrigwasser erfolgt. Die Auswahl der zu untersuchenden Tiden bezieht sich nicht allein auf eine Grenzwertbestimmung über den Scheitelwasserstand, sondern gleichzeitig auf eine Grenzwertbestimmung über den Windstau. Das bedeutet, dass die Ergebnisse nicht zwangsläufig vergleichbar sein müssen mit den sich allein über die Sturmflutscheitel ergebenden Kollektiven, denn Sturmfluten, die einen Scheitelwasserstand von 1.50 m über MThw erreichen, werden nicht unbedingt durch die Energieeinwirkung gebildet, die einen Windstau von 2.0 m verursacht.

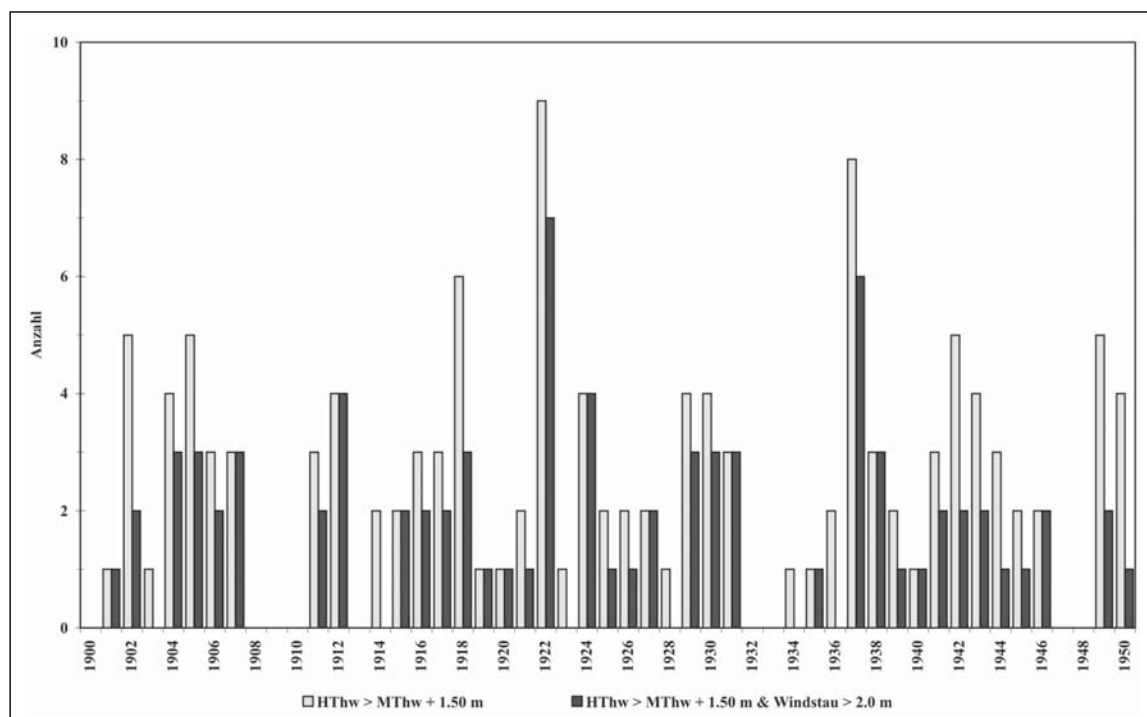


Abb. 8.1: Häufigkeit von Sturmtiden mit $H_{Thw} > M_{Thw} + 1.50$ m und von Sturmtiden mit $H_{Thw} > M_{Thw} + 1.50$ m & Windstau > 2.0 m in Cuxhaven

Da in dem vorliegenden Kollektiv eine Sturmflut über den physikalischen Wert definiert wird, sind Sturmfluten, die diesen Schwellenwert nicht erreichen, auch nicht enthalten.

Die Ergebnisdifferenzen, die sich durch unterschiedliche Kriterien zur Sturmflutdefinition und damit zur Kollektivauswahl ergeben, sollen an einem Beispiel veranschaulicht werden. Gewählt wurde ein Vergleich jener Sturmfluten, deren Definition auf dem Kriterium nach DIN 4049 aber unter Berücksichtigung des MThw-Anstiegs beruht, mit den Sturmfluten gemäß der Definition der vorliegenden Untersuchung, die den Windstau zugrunde legt (s. auch Kap. 3). Werden die Sturmfluthäufigkeiten der nach verschiedenen Kriterien berechneten Sturmfluten für den Zeitraum 1900–1950 verglichen, so zeigt sich, dass von den nach DIN 4049 definierten Sturmfluten im Mittel nur 70 % einen Windstau von 2.0 m erreichen (Abb. 8.1).

Die Analyse der Sturmfluthäufigkeit erfolgt nach zwei Kriterien:

1. Es werden alle Sturmflutscheitel des Kollektivs als eine Sturmflut pro Sturmflutjahr gezählt.
2. Es werden jeweils die Windstaukurven pro Sturmflutjahr gezählt. Dabei gelten als eine Sturmflut auch die Windstaukurven, die mehr als einen Sturmflutscheitel umfassen. Auf diese Weise wird eine Unabhängigkeit der Ereignisse sichergestellt.

8.2 Sturmflutscheithäufigkeit

Wird der Untersuchungszeitraum auf die Jahre 1950 bis 1995 begrenzt, so zeigt sich sowohl bei den dreijährig übergreifenden Summen als auch bei der Anzahl der Sturmflutscheitel pro Jahr ein deutlicher Anstieg der Sturmflutscheithäufigkeit (Abb. 8.2 u. Abb. 8.3). Ur-

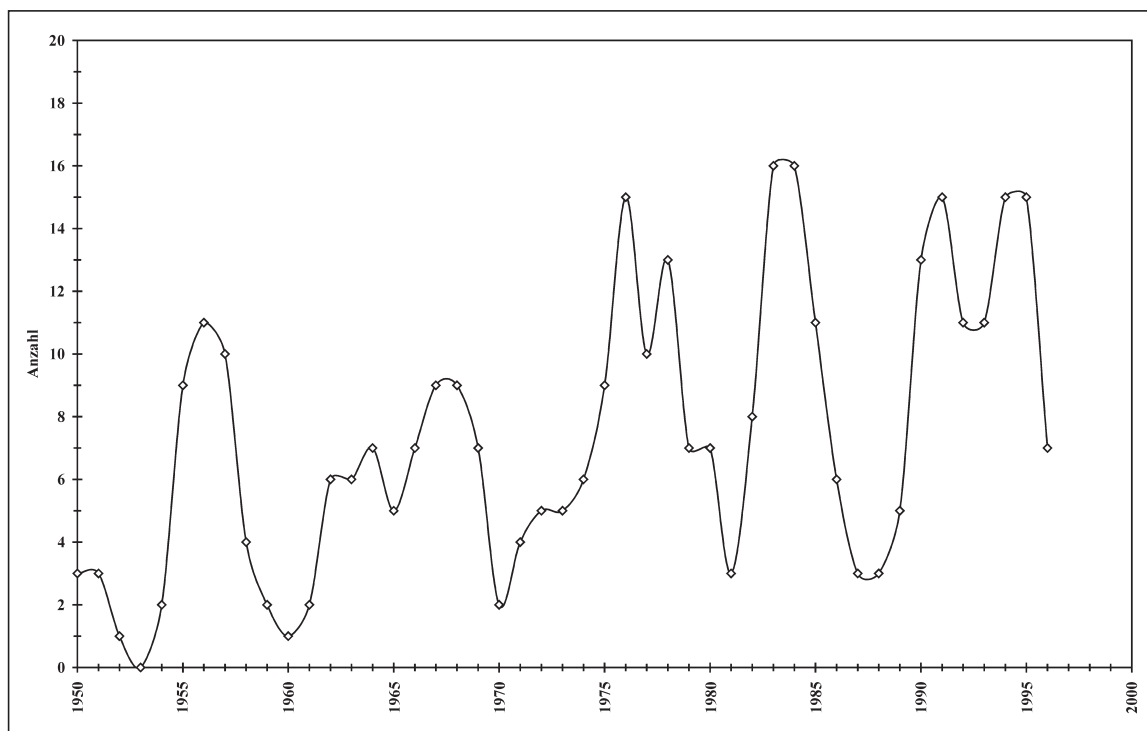


Abb. 8.2: Sturmflutscheithäufigkeit seit 1950 an der deutschen Nordseeküste am Beispiel dreijährig übergreifender Summen in Cuxhaven

sachen hierfür sind zum einen die Häufung der Sturmfluten in den Sturmflutjahren 1983, 1990 und 1993 mit jeweils acht Sturmfluten und zum anderen das gehäufte Auftreten von n 5 Sturmflutjahren seit Mitte der sechziger Jahre (Abb. 8.3). Diese Häufung ist auch der Grund für die Berechnung der leichten Zunahme seit 1850 sowohl bei Betrachtung der jährlichen Sturmflutscheitelhäufigkeiten als auch bei Betrachtung der dreijährig übergreifenden Summen (Abb. 8.4 u. Abb. 8.5). Es wird deutlich, dass über diesen wesentlich längeren Zeitraum der Trend geringer wird, da ein gehäuftes Auftreten von Sturmfluten bereits von 1850 bis 1900 vorlag.

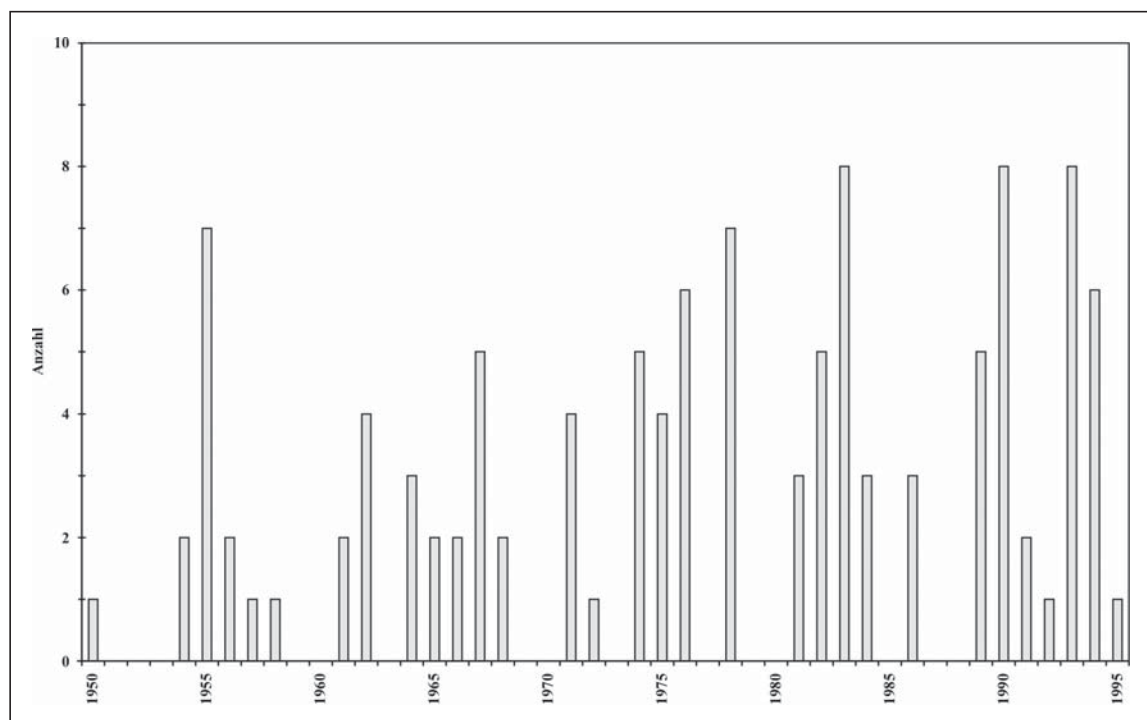


Abb. 8.3: Jährliche Sturmflutscheitelhäufigkeit seit 1950 in Cuxhaven

Es zeigt sich also, dass die Wahl des Zeitraumes dafür entscheidend sein kann, ob eine Zunahme der Häufigkeit und der Höhe berechnet wird oder nicht. So führen Untersuchungen, die 1950 in dem Tiefpunkt der fünfziger Jahre beginnen, nahezu zwangsläufig zu einem Anstieg der Häufigkeit, wie es z.B. ERCHINGER (1992) für Norderney beschreibt, wobei hier neben dem Zeitfenster auch das Kriterium der Definition des Ereignisses zu berücksichtigen ist.

Untersuchungen über die Sturmflutscheitelhäufigkeit vom BSH mit der Grenzwertbestimmung einer Sturmflut mit MThw +1.0 m für Cuxhaven ergaben, dass auch im Zeitraum 1900–1950 höhere Sturmfluthäufigkeiten auftraten, so dass bei der Berechnung eines Trends kein signifikanter Anstieg ermittelt werden konnte. Auch diese Diskrepanz ist mit der unterschiedlichen Grenzwertbestimmung zu begründen (s.o.).

Dagegen konstatierte JENSEN (1987), der ebenso mit statistischen Methoden erhöhte Scheitelwasserstände untersuchte, für den gleichen Zeitraum einen deutlichen Anstieg der Häufigkeit. Aber auch hier muss bedacht werden, dass bereits eine geringfügige Änderung der gewählten Höhe über MThw zu deutlichen Unterschieden in der Anzahl der Scheitelwasserstände und deren Entwicklung führen kann.

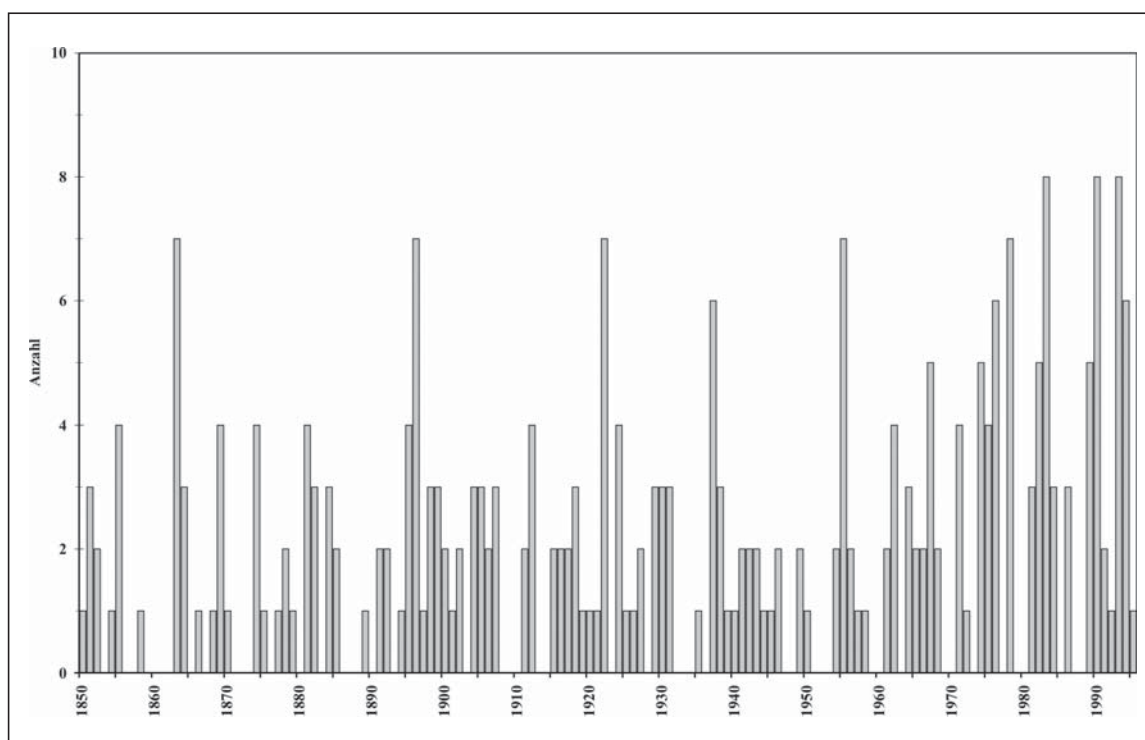


Abb. 8.4: Jährliche Sturmflutscheitelhäufigkeit seit 1850 in Cuxhaven

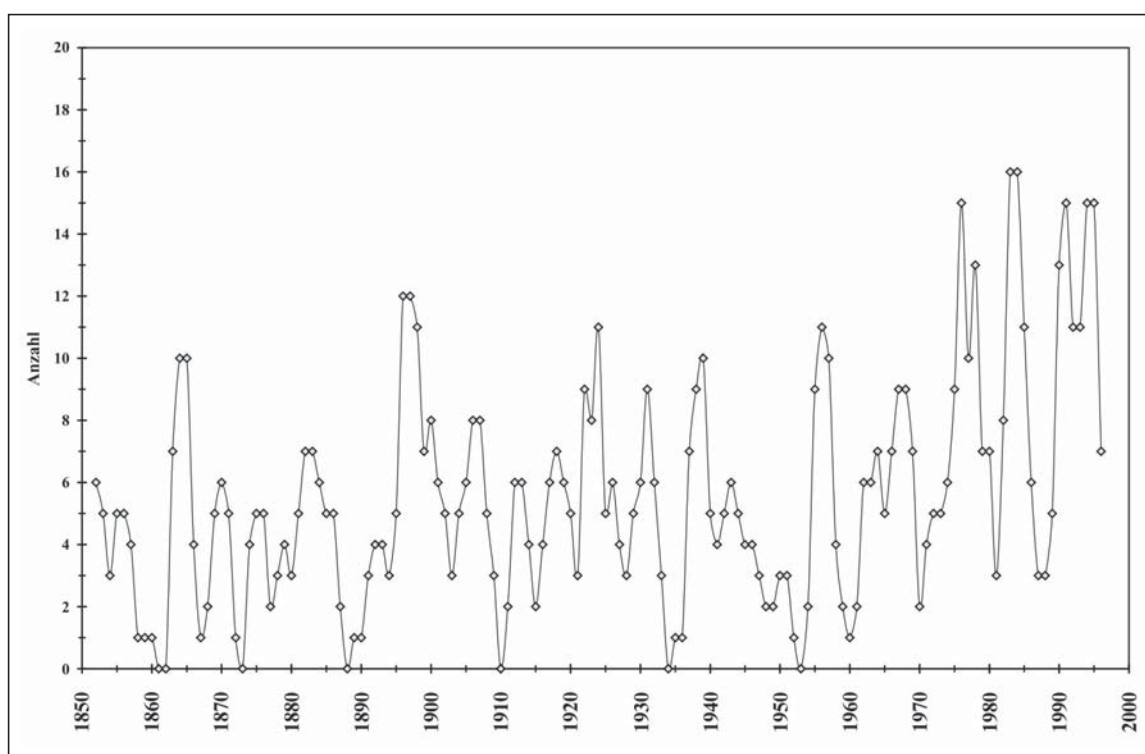


Abb. 8.5: Sturmflutscheitelhäufigkeit seit 1850 an der deutschen Nordseeküste am Beispiel dreijährig übergreifender Summen in Cuxhaven

Die statistisch genaueste Methode der Bearbeitung der Entwicklung der Scheitelwasserstände – die aber auch den gesamten Verlauf berücksichtigt – ist jene, aus der Gesamtheit der Wasserstände Quantile herauszufiltern und deren Trend zu ermitteln, wie es PFIZENMAYER (1997) durchführte. Seine Ergebnisse von sieben Pegeln an der niederländischen, deutschen, dänischen und schwedischen Küste bestätigen die in der vorliegenden Untersuchung dargestellte Entwicklung. „An allen Stationen nehmen die hohen Quantile des THw's in den letzten beiden Jahrzehnten zu und erreichen teilweise ihre höchsten Werte seit Beginn regelmäßiger Wasserstandsaufzeichnungen. Ein ähnlich hohes Niveau wurde auch am Ende des letzten Jahrhunderts sowie in den dreißiger Jahren dieses Jahrhunderts gemessen. Die Zunahme der Häufung der Extremwasserstände in den letzten Jahrzehnten liegt also noch im Bereich der natürlichen langperiodischen Variabilität der Wasserstände und ist noch kein Indiz für eine außergewöhnliche anthropogene Variabilität.“ (PFIZENMAYER, 1997)

Werden die Sturmfluten differenziert in Sturmfluten mit $H_{Thw} = M_{Thw} + 1.50$ m bis $+2.50$ m und schwere Sturmfluten mit $H_{Thw} = M_{Thw} + 2.50$ m bis $+3.50$ m sowie sehr schwere Sturmfluten mit $H_{Thw} = M_{Thw} \geq +3.50$ m, können unterschiedliche Entwicklungen festgestellt werden. Während bei schweren Sturmfluten und sehr schweren Sturmfluten keinerlei Anstieg zu verzeichnen ist, liegt eine deutliche Zunahme der Anzahl der niedrigen Sturmfluten vor (Abb. 8.6). Dies trifft in erster Linie auf den Zeitraum 1950 bis 1995 zu, der sich auch im Gesamtzeitraum durch eine Zunahme der Sturmfluthäufigkeiten auszeichnet. Demzufolge muss davon ausgegangen werden, dass weniger die Änderung Orkanwetterlage von Bedeutung ist, als vielmehr die Zunahme der mittleren Starkwindwetterlagen. Eine weitere mögliche Ursache wäre, dass der Windstau bei gleicher Windstärke niedriger aufläuft. Dies ist jedoch relativ unwahrscheinlich. Wahrscheinlicher ist dagegen, dass die Häufung der maximalen Windgeschwindigkeiten bei Tideniedrigwasser zunimmt, so dass eine Verschiebung des Windstaumaximums zum Niedrigwasser erfolgt sein könnte.

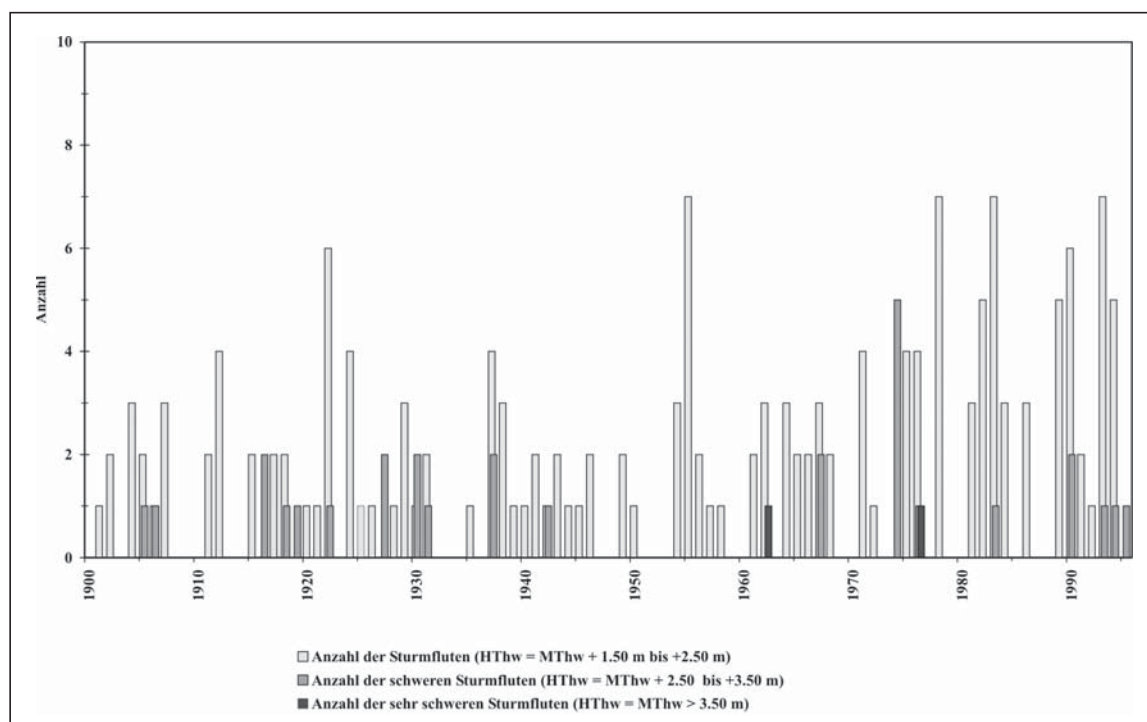


Abb. 8.6: Häufigkeiten der Sturmfluten, schweren und sehr schweren Sturmfluten in Cuxhaven für den Zeitraum 1901–1995

8.3 Windstaukurvenhäufigkeit

Eine Untersuchung der Häufigkeit von Sturmflutscheiteln bezieht in die Berechnung jeden Scheitel einer Tide ein, die einen bestimmten Grenzwert überschritten hat. Hierbei werden auch unmittelbar aufeinander folgende Sturmtiden als Einzelereignisse gezählt, obwohl der sturmflutverursachende bzw. windstaubildende Faktor, nämlich der Wind, als ein Ereignis zu werten ist, da in einer solchen Serie eine Differenzierung der Zahl der winderzeugenden Sturmzyklonen nicht immer möglich ist. Dies betrifft vor allem frühere Ereignisse, bei denen über Druckmessungen zwar der Bodenwind berechnet werden kann, es jedoch offen bleibt, wie viele Sturmzyklonen diesen gebildet haben. Bei der Analyse der Veränderung des Sturmflutklimas muss die Sturmflut im Zusammenhang mit dem Energieeintrag betrachtet werden, der sich in den Windparametern Dauer und Geschwindigkeit und in der direkten Auswirkung im Windstau widerspiegelt. Liegt eine lange Winddauer mit hoher Geschwindigkeit vor, bewirkt sie einen Windstau, der über eine Tide hinaus andauert. Dies muss als ein Ereignis gewertet werden, denn nur auf diese Weise ist es möglich, z. B. bei der Häufigkeitsanalyse, die sturmfluterzeugenden Ereignisse voneinander unabhängig und damit korrekt zu erfassen. Wird die Häufigkeitsanalyse einzelner Scheitel im direkten Zusammenhang mit der Klimaänderung betrachtet, führt dies demzufolge zu falschen Erkenntnissen. Es ist somit zwingend erforderlich – neben der Scheitelanalyse als ersten Anhalt – eine Häufigkeitsanalyse der Windstaukurven zu erstellen.

Werden sämtliche Windstaukurven pro Jahr gezählt (Abb. 8.7), so zeigt sich ein etwas anderes Bild als bei den Sturmflutscheitelhäufigkeiten (Abb. 8.6). Während die maximal erreichte Anzahl bei den Sturmflutscheitelhäufigkeiten in Cuxhaven im Zeitraum 1950–1995 liegt, wird die maximale Anzahl an Windstaukurven 1922 mit sechs erreicht. Es zeigt sich allerdings auch hier, dass eine Häufung von Windstaukurven mit fünf Windstaukurven pro Jahr seit Mitte der sechziger Jahre vorliegt. Insgesamt steigt seit 1901 auch die Windstaukurvenhäufigkeit pro Jahr leicht an, wenn auch mit weitaus geringerer Intensität als es sich bei der Sturmflutscheitelhäufigkeit abzeichnete. Das bedeutet, dass jene Windstaukurven, die mehr als einen Sturmflutscheitel umfassen, zugenommen haben müssen, dementsprechend also jene Sturmtiden, die dicht aufeinander folgen.

Sturmfluten, die unmittelbar aufeinander folgen, fanden in der bisherigen Forschung relativ wenig Beachtung. So wurden zwar häufig besondere Ereignisse im Einzelnen analysiert wie die Sturmtidekette von 1916 (KRÜGER, 1929) oder die Sturmflutserie 1973 (DIETZE, 1974); eine umfassende statistische Analyse ist bisher nur selten vorgenommen worden wie z. B. von KURCZACK (1974) am Pegel Bremerhaven oder LÜDERS (1974) in einer recht umfassenden Untersuchung der Pegel Wilhelmshaven, Leuchtturm Mellum-Plate, Wangerooge-West, Norderney-Hafen, Borkum-Südstrand und Emden-Seeschleuse.

Anlass dieser Untersuchung war das Auftreten von dicht aufeinander folgenden Sturmtiden, die zu Schäden an den Küstenschutzbauwerken und zu Dünen- und Strandabbrüchen geführt haben, um eine Art Risikoabschätzung zu erreichen. Dementsprechend unterliegen die bisherigen Definitionen von Sturmtiden, die dicht aufeinander folgen, dem Einfluss der Schäden, die sie bewirken können. So grenzt LÜDERS (1974) sogenannte Sturmtidenketten ein:

1. „Sturmtiden, die dicht aufeinanderfolgend auftreten“ (LÜDERS, 1974).
2. Es gilt **nicht** als Sturmtidenkette, wenn weniger als fünf Sturmtiden dicht aufeinander folgen.
3. Kennzeichen einer Sturmtidenkette ist, dass die größere Anzahl von kurz aufeinander folgenden Sturmtiden anfangs entstandene Schäden durch die nachfolgenden Sturmtiden verstärkt.

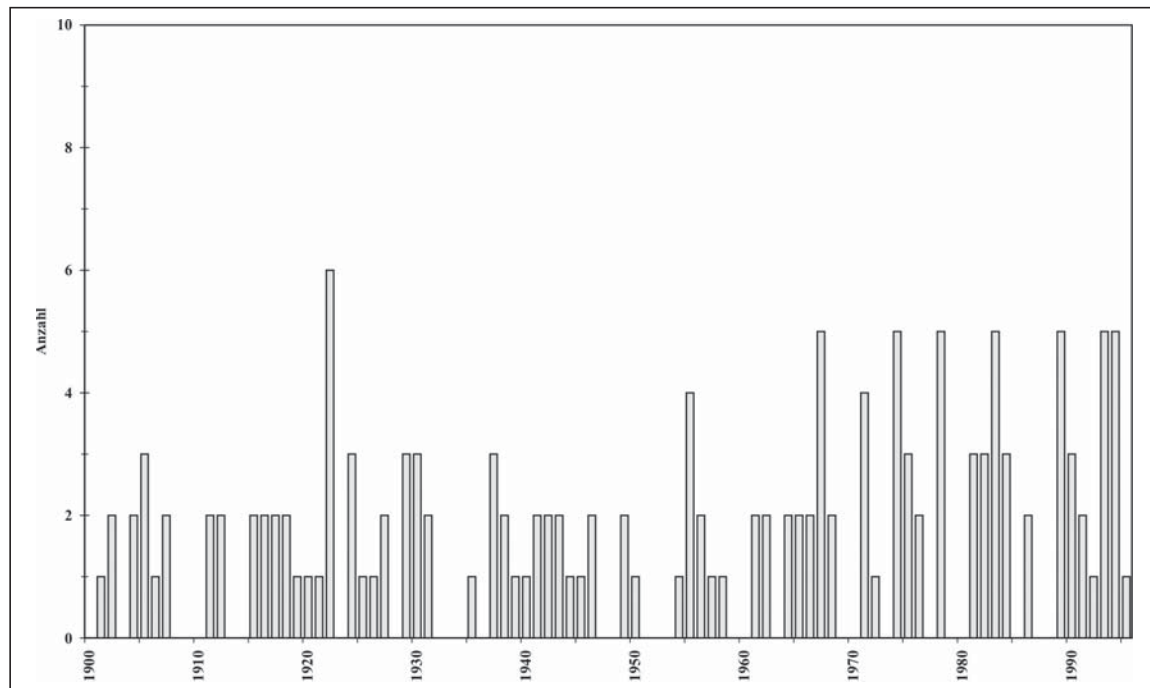


Abb. 8.7: Windstauhäufigkeiten pro Jahr in Cuxhaven seit 1901

Dies führt zu der Definition, „dass eine Sturmtidenkette mindestens fünf Sturmtiden haben muss, die zeitlich so dicht aufeinander folgen, dass das Verhältnis aus der Zeitdauer von der ersten bis zur letzten Sturmtide in Tagen (Z) zur Anzahl der Sturmtiden (N) den Kennwert (K) 5.0 ergibt ...“ (LÜDERS, 1974). Das bedeutet, dass die Definition von LÜDERS (1974) auch jene Sturmflutserien als Sturmtidenketten definiert, bei denen zwischen den Sturmtiden auch „Normaltiden“ liegen.

LÜDERS (1974) kommt zu dem Ergebnis, dass im Zeitraum von 1854–1973 am Pegel Wilhelmshaven insgesamt 28 Sturmtidenketten auftraten mit einer Dauer von vier bis 36 Tagen, wobei Sturmtidenketten mit mehr als 30 Tagen durchschnittlich alle 30 Jahre aufgetreten sind. Hinsichtlich der Entwicklung der Häufigkeit der Sturmtidenketten über den gesamten Zeitraum konnte er keine Zunahme berechnen. Für die mittleren Höhen berechnet er gar eine Abnahme, die auch in den Spitzhöhen der Sturmtidenketten erkennbar ist.

In der vorliegenden Untersuchung zu Sturmtiden gilt es natürlich auch, Schadensbegrenzungen bzw. -abschätzungen von Küstenschutzwerken zu berücksichtigen. Allerdings wird hier zur Risikoabschätzung nicht von einer Definition ausgegangen, die von den Schäden auf die Definition rückschließt. Die Ausgangsbasis bilden vielmehr die verursachenden Kräfte, d. h. der Wind und dessen Änderungen. Infolgedessen wird zwar der Begriff Kettentide von LÜDERS (1974) übernommen, definiert wird sie aber folgendermaßen:

Alle Sturmtiden, die durch eine Windstaukurve zusammengefasst werden, gelten als eine Kettentide, auch wenn sie nur zwei Sturmflutscheitel enthalten. Zwei Ereignisse, zwischen denen die Windstaukurve auf 50 cm absinkt, werden als zwei getrennte Sturmtiden betrachtet, da davon auszugehen ist, dass der verursachende Faktor Wind vollkommen nachgelassen hat und erst ein erneutes Sturmtief die folgende Sturmtide verursacht hat.

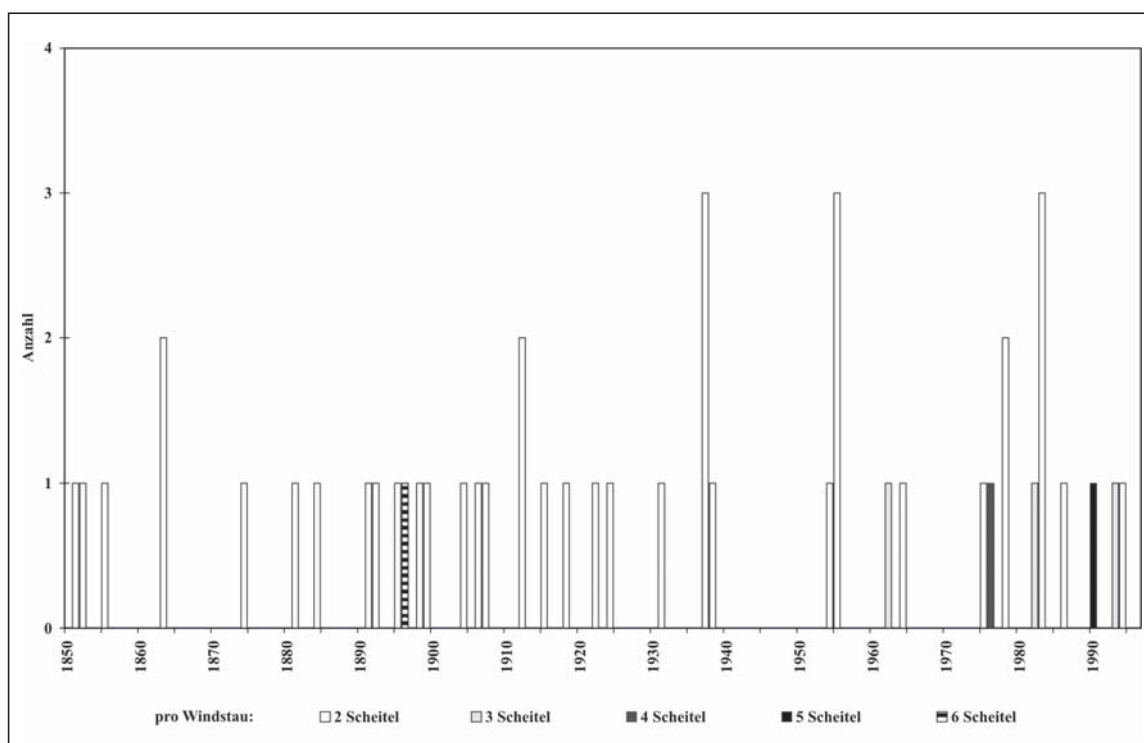


Abb. 8.8: Häufigkeit der Sturmfluten mit mehr als einem Scheitel pro Windstau in Cuxhaven seit 1850

Werden alle Windstaukurven mit mehr als einem Sturmflutscheitel von 1850 bis 1995 analysiert, so zeigt sich, dass bei den Sturmtiden mit zwei Scheiteln pro Windstau keine nennenswerte Entwicklung zu verzeichnen ist (Abb. 8.8). Bemerkenswert ist allerdings die deutliche Lücke von 1937 bis 1955, in der auch keine Kettentiden mit drei, vier, fünf oder gar sechs Scheiteln auftreten. Dagegen sind Kettentiden mit mehr als zwei Sturmflutscheiteln ausschließlich seit 1955 vorzufinden. Einzige Ausnahme bildet die Kettentide vom 6.–8.12.1895, die die größte Anzahl an Sturmflutscheiteln in einer Windstaukurve aufweist. Infolgedessen treten nicht erst in den letzten 50 Jahren Sturmfluten mit mehr als einem Scheitel pro Windstaukurve auf, es wird aber dennoch deutlich, dass die Häufigkeit von Kettentiden mit mehr als zwei Scheiteln pro Windstaukurve in den letzten 50 Jahren zugenommen hat. Werden

Tab. 8.1: Daten und maximale Höhen der Windstaukurven mit mehr als 2 Scheiteln pro Windstau (Cux)

3 Scheitel pro Windstau	4 Scheitel pro Windstau	5 Scheitel pro Windstau	6 Scheitel pro Windstau
16.–17.2.1962 (354 cm über MThw)	21.–23.12.1954 (247 cm über MThw)	26.–28.2.1990 (293 cm über MThw)	5.–8.12.1895 (264 cm über MThw.)
23.–24.11.1982 (302 cm über MThw)	20.–22.1.1976 (369 cm über MThw)		
25.–16.1.1993 (218 cm über MThw)			

hieraus Rückschlüsse auf die Windentwicklung gezogen, so muss davon ausgegangen werden, dass die Dauer des Windes bezogen auf das Einzelereignis zugenommen hat. Werden weiterhin die Scheitel der Kettentiden betrachtet, so zeigt sich, dass dies keineswegs niedrige Sturmfluten waren (Tab. 8.1), sondern vielmehr die Sturmflutscheitelmaxima bis auf eine Ausnahme dem Bereich der schweren bis sehr schweren Sturmfluten zuzuordnen sind. Demzufolge müsste der Wind in Einzelereignissen mit hohen Windgeschwindigkeiten und langer Dauer zugenommen haben.

9. Scheitelentwicklung von Sturmtiden in der Nordsee

9.1 Scheitelentwicklung der Sturmtiden

Zur Scheitelentwicklung von Sturmfluten an der deutschen Nordseeküste wurden bereits diverse Untersuchungen durchgeführt, die sich vor allem auf schwere und sehr schwere Sturmfluten beziehen, wie z. B. HENSEN (1938), LEPIK (1950), TOMCZAK (1952), KOOPMANN (1962), ROHDE (1964, 1968, 1977 und 1991), LAUCHT (1968 und 1977), LÜDERS (1974), NASNER u. PARTENSKY (1977), LIESE u. LUCK (1978), SIEFERT (1982, 1988 u.v.a.), FÜHRBÖTER et al. (1988) oder aber VAN MALDE (1996). Es ist hier nicht beabsichtigt, eine umfassende Darstellung der Literatur zur Höhenentwicklung von Sturmfluten zu geben, sondern vielmehr an vereinzelten Beispielen aufzuzeigen, dass dies im Laufe des 20. Jahrhunderts immer wieder ein Forschungsbereich ist, der aufgrund der Sicherheit der Küsten eine hohe Relevanz hat.

Bei der vorliegenden Untersuchung zur Änderung des Sturmflutklimas werden nicht allein die sehr schweren Sturmfluten berücksichtigt, sondern vielmehr auch Änderungen im

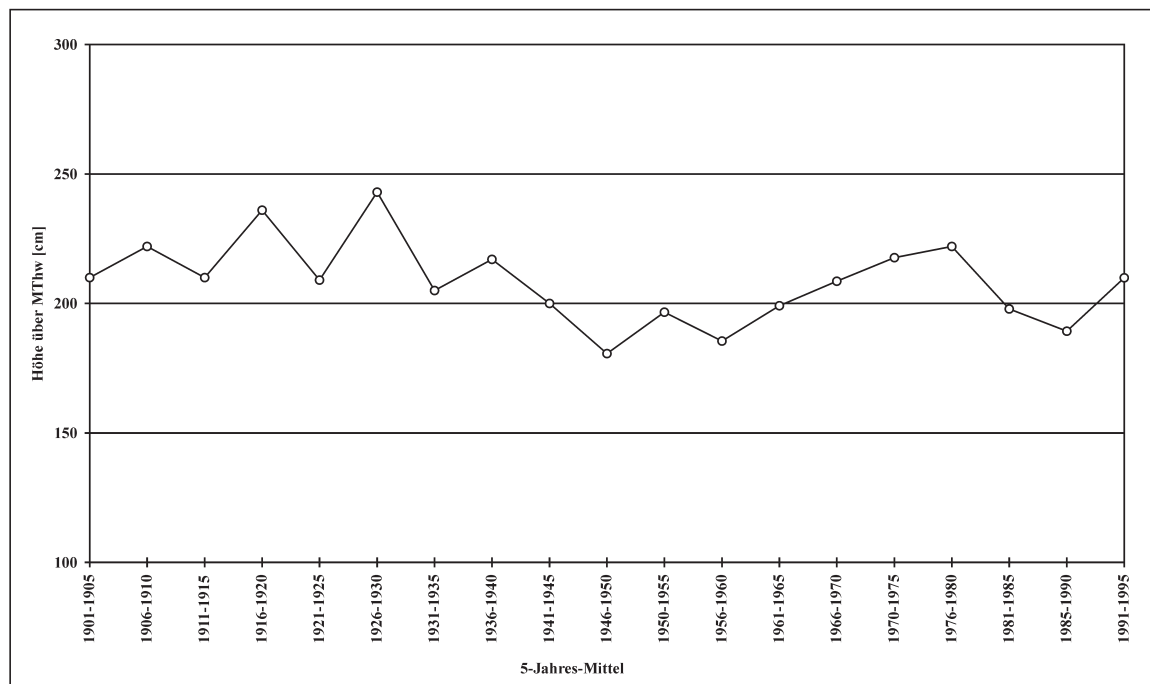


Abb. 9.1: Entwicklung der Sturmflutscheitel in Cuxhaven (5-Jahres-Mittel) 1901–1995 für Sturmfluten mit Windstau ≥ 2.0 m und HThw $\geq$ MThw +1.50 m

Bereich der ordinären und der schweren Sturmfluten, da sich hier Änderungen im Sturmflutklima ebenso manifestieren wie in den Extremfluten.

Zur Erlangung eines Überblicks ist es notwendig, das 5-Jahres-Mittel der Hochwasserscheitel über MThw zu untersuchen. Deutlich ist in Abb. 9.1 erkennbar, dass im Mittel die Sturmfluten in Cuxhaven keinen Anstieg der Scheitel aufweisen. Werden die Sturmflutscheitel des Pegels Norderney in diese Betrachtung miteinbezogen, so wird dieses Phänomen bestätigt (Abb. 9.2).

Der leicht positive Trend von $r^2 = 0,028$ für die mittlere Scheitelentwicklung des Pegels Helgoland kann aufgrund des lückenhaften Datenmaterials für 1900–1940 nicht als signifikant bezeichnet werden. Eine Ausnahme bildet die Scheitelentwicklung des Pegels Wittdün, der einen etwas deutlicheren positiven Trend mit $r^2 = 0,113$ aufweist.

Eine Berechnung von Mittelwerten lässt keine Aussage zur Scheitelentwicklung schwerer und sehr schwerer Sturmfluten zu, da die Vielzahl niedriger Sturmfluten einfließt. Werden sämtliche Sturmfluten des Kollektivs von 1901 bis 1995 betrachtet, entsteht zunächst der Eindruck, dass die Scheitel der schweren Sturmfluten mit den Sturmfluten vom 16.02.1962 mit 995 cm PN bzw. 354 cm über MThw in Cuxhaven und vom 03.01.1976 mit 1010 cm PN bzw. 369 cm über MThw in Cuxhaven mit bis dahin in der absoluten Höhe noch nicht erreichten Werten ansteigen (Abb. 9.3 u. Abb. 9.4). Wird der Untersuchungszeitraum jedoch auf den Zeitraum 1788 bis 1995 verlängert, so zeigt sich, dass mit der Sturmflut vom 04.02.1825 mit 963 cm PN in Cuxhaven zwar nicht die absoluten Höhen von 1962 und 1976 erreicht werden, jedoch mit 354 cm über MThw die Wasserstandserhöhung über dem mittleren Hochwasser von 1962 erreicht wurde. Demzufolge kann bei ausschließlicher Betrachtung der Scheitel über MThw +3.50 m von einem Anstieg der maximalen Scheitel nicht ausgegangen werden.

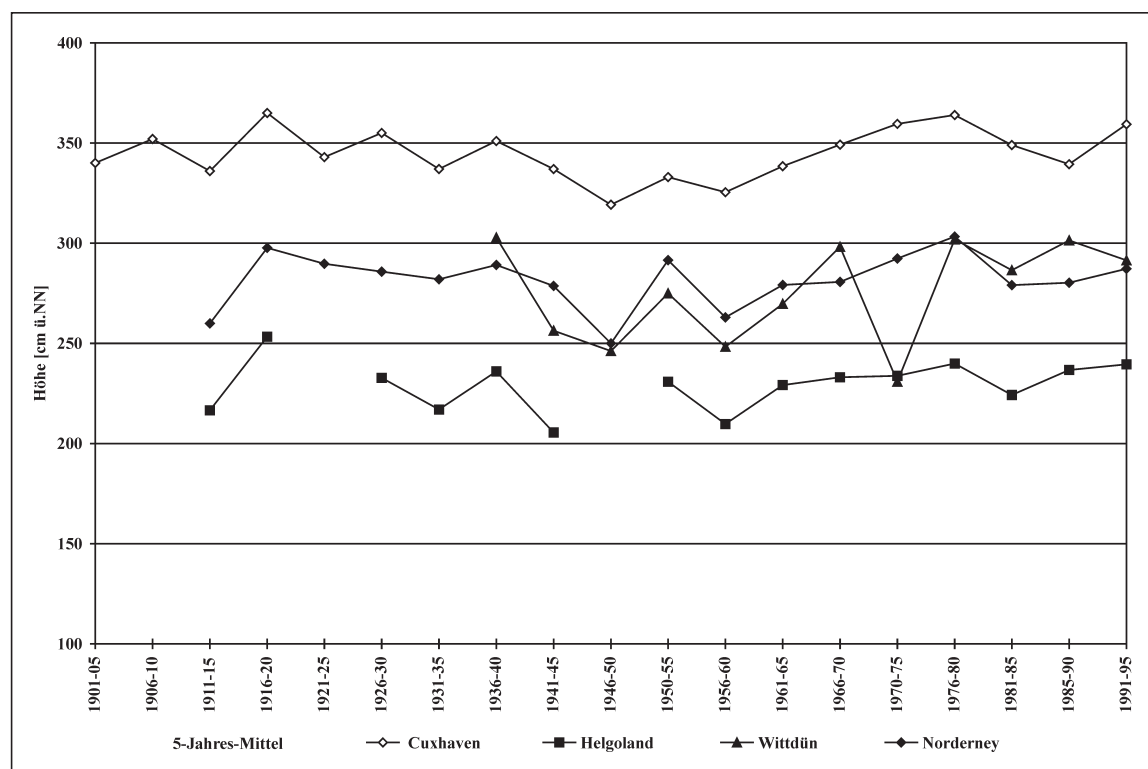


Abb. 9.2: Entwicklung der Sturmflutscheitel in Cuxhaven, Helgoland, Wittdün und Norderney (5-Jahres-Mittel) für Sturmfluten mit Windstau Cux ≥ 2.0 m und HThwCux $\geq +1.50$ m)

Der generalisierte Anstieg des mittleren Hochwassers ist in Abb. 9.3 (gestrichelte Linie) dargestellt, so dass die Analyse der Scheitelwerte bezogen auf den mittleren Hochwasseranstieg erfolgen kann. Der mittlere Hochwasserstand wurde entsprechend der Vorgehensweise des BSH zur Differenzierung der Sturmfluten in ordinäre Sturmfluten, schwere Sturmfluten und sehr schwere Sturmfluten übertragen auf die Höhen MThw +2.50 m und MThw +3.50 m. Es zeigt sich, dass die Scheitel der schweren Sturmfluten zwischen MThw +2.50 m und MThw +3.50 m in Cuxhaven für den Zeitraum 1901 bis 1995 bei Berechnung eines über das arithmetische Mittel berechneten Trends nur einen geringfügig höheren Anstieg aufweisen als der Anstieg des mittleren Hochwassers. Dies veranschaulicht und bestätigt die Abb. 9.4, die die Sturmflutscheitel über MThw darstellt. Wird die Scheitelentwicklung der schweren Sturmfluten für den Zeitraum 1788 bis 1995 analysiert, so zeigt sich auch hier kein Anstieg der Hochwasserscheitel, der nennenswert größer ist als der mittlere Hochwassertrend der letzten 200 Jahre.

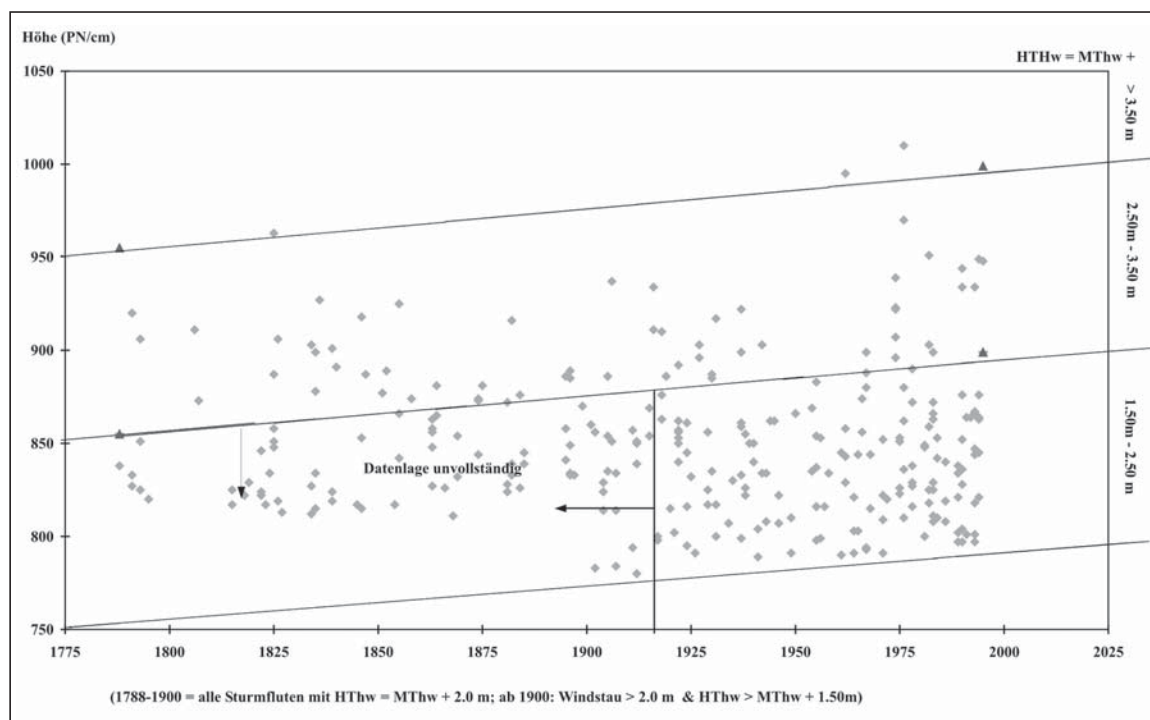


Abb. 9.3: Sturmflutscheitel in Cuxhaven 1788–1995

Die Entwicklung der ordinären Sturmfluten für den Zeitraum 1901–1995 zeigt bei Berechnung einer Trendlinie durch alle Scheitelhöhen über MThw ebenfalls keinen Anstieg. Es ist eher ein leicht negativer Trend über MThw zu verzeichnen.

Es ist nicht möglich, die ordinären Sturmfluten für den Zeitraum 1775–1900 zu analysieren, da nicht sichergestellt ist, dass insbesondere im Zeitraum von 1775–1850 alle niedrigen Sturmfluten erfasst wurden.

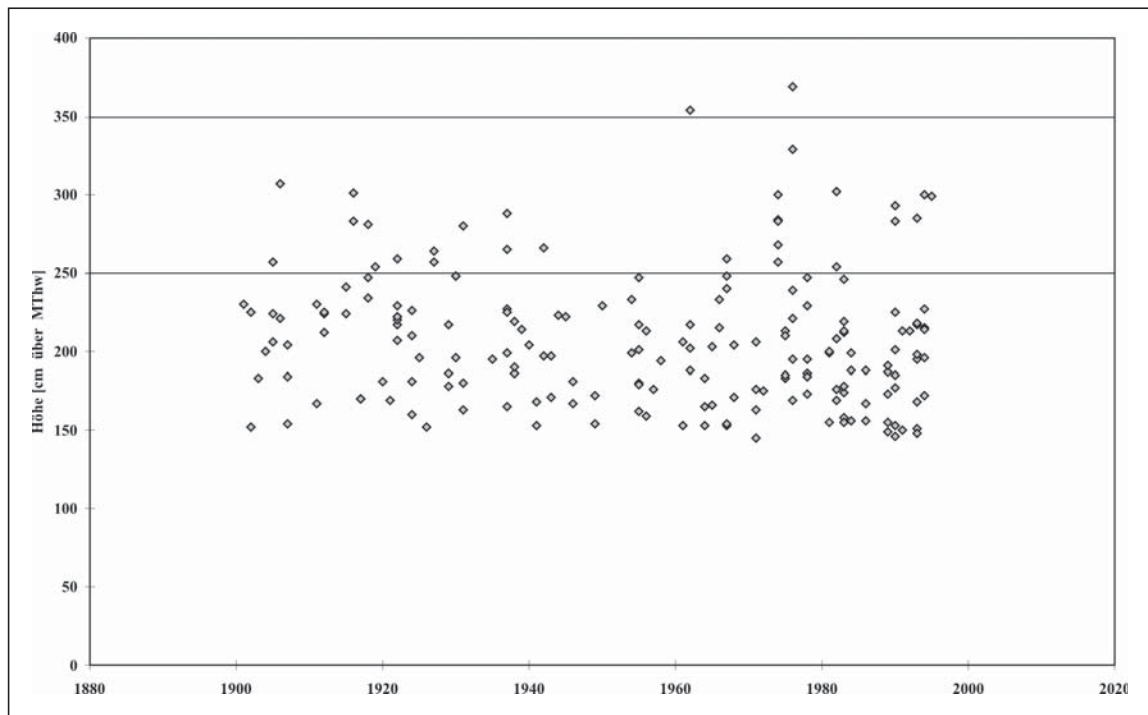


Abb. 9.4: Sturmflutscheitel über MThw (Windstau 2.0 m und HThw 1.50 m)

9.2 Entwicklung der maximalen Windstauhöhen

9.2.1 Lage des Windstaumaximums zur Periode

Zur Berechnung der Eintrittswahrscheinlichkeit der Windstauhöhen, muss die Lage der Windstaumaxima zur Periode berücksichtigt werden. Bereits TOMZCAK (1952) untersuchte das Phänomen der Lage des Windstaus zur Periode und stellte fest, dass die Windstauhöhen bei Tnw um ca. 2/3 bis 4/5 höher sein müssten als bei Thw, da die Windstauhöhe bei gleichem Wind mit zunehmender Wassertiefe abnimmt.

SIEFERT und MURTY (1991) konnten ebenfalls feststellen, dass Häufigkeit und Höhe der Windstaupеaks in der Deutschen Bucht bei Tnw größer sind als bei Thw. Sie erklärten dieses Phänomen aber ausschließlich mit der „zufälligen“ Lage des Windes zur Periode und damit mit der Tatsache, dass der Wind bei Tnw seine größte Windgeschwindigkeit hatte. Als Beweis zogen sie die Lage der Windstaumaxima zur Periode an der britischen Küste heran. Dort ist die größte Häufigkeit der Windstaupеaks bei Thw vorzufinden.

Auch in der vorliegenden Untersuchung lässt sich feststellen, dass in Cuxhaven in den letzten 100 Jahren die Windstaupеaks sich deutlich bei Tnw I konzentrieren (Abb. 9.5). Ein weiteres Maximum liegt bei 3 h vor Thw I bis Thw II mit einem Peak bei 4.5 h nach Tnw I bzw. 1.5 h vor dem astronomischen Hochwasser. Danach nimmt die Konzentration deutlich ab mit einem kleineren Peak bei Tnw II.

In Norderney liegt auf den ersten Blick auch eine deutliche Konzentration der Windstaupеaks bei Tnw vor. Von den 92 Windstaumaxima seit 1938 traten 56 Peaks von 3 h vor Tnw I und II bis 3.5 h nach Tnw I und II auf und nur 36 Peaks um Thw (Abb. 9.6). Bemerkenswert ist jedoch, dass die Peaks bei Thw alle von 3 h vor Thw bis Thw auftreten, aber nicht nach Thw. Auffällig ist weiterhin, dass eine weitere Konzentration an Windstaupеaks

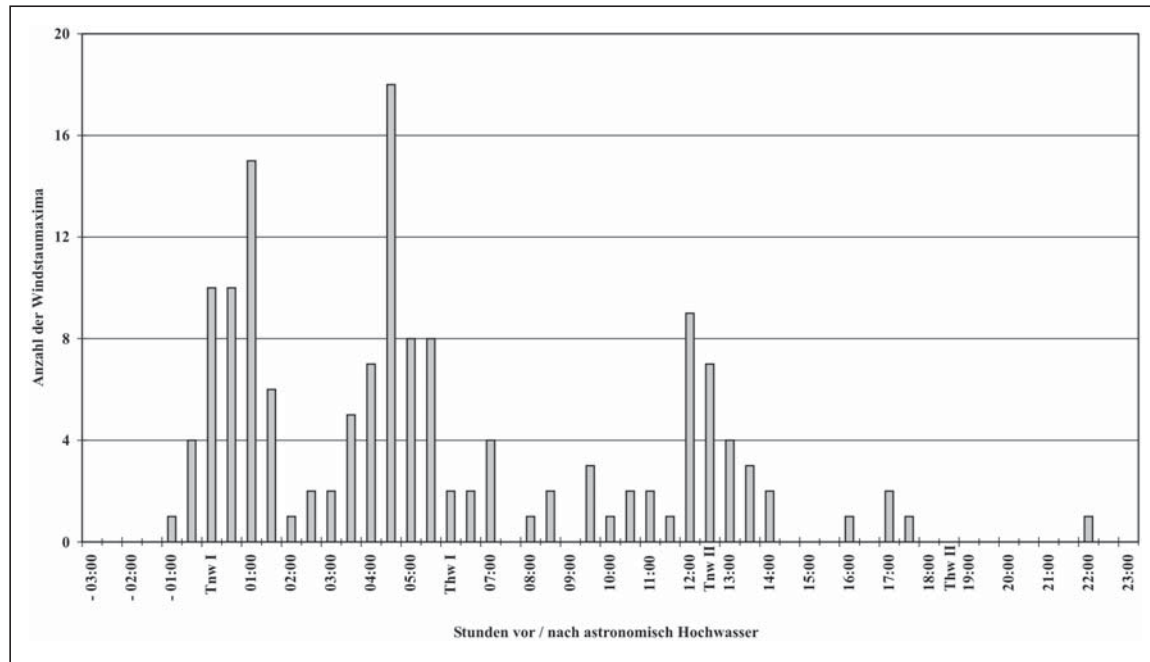


Abb. 9.5: Lage der Windstaumaxima zur Tidephase in Cuxhaven für die Jahre 1901–1997

von 2 h nach Thw I bis 1 h nach Tnw II vorliegt, die für den Pegel Cuxhaven nicht festzustellen ist.

Helgoland ist dem Einflussbereich der Küstentopographie zwar nicht entzogen, aber dennoch wesentlich weniger ausgesetzt als die anderen beschriebenen Pegel. Es sollte nach der Theorie von TOMCZAK (1952) eine gleichmäßige Verteilung der Windstaupеaks zur Tidephase vorliegen.

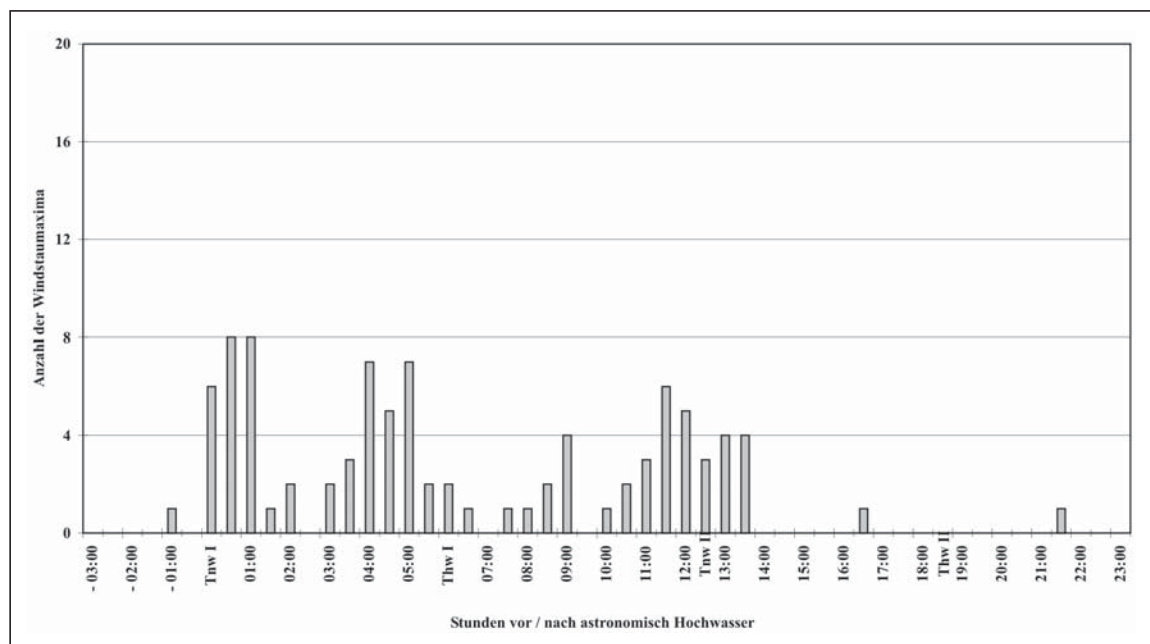


Abb. 9.6: Lage der Windstaumaxima zur Tidephase in Norderney für die Jahre 1938–1997

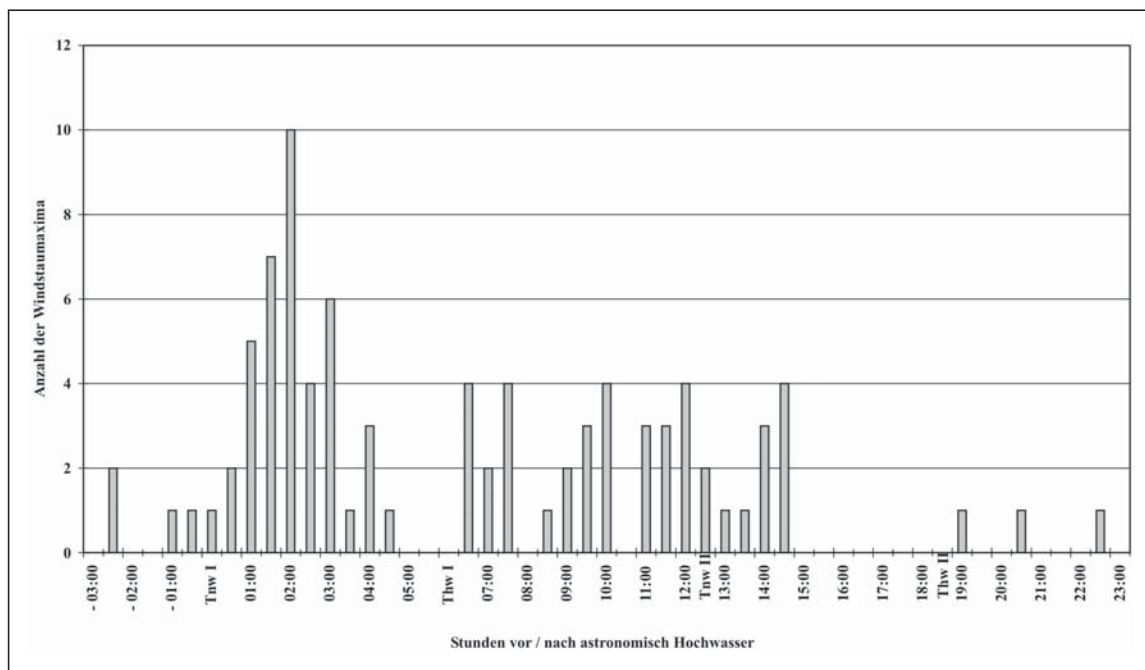


Abb. 9.7: Lage der Windstaumaxima zur Tidephase in Helgoland für die Jahre 1940–1997 (unter Ausschluss der Jahre 1945–1950)

Die Abb. 9.7 zeigt, dass die Verteilung der Windstaumaxima auf die Tidephasen wesentlich gleichmäßiger ist als bei den Pegeln Cuxhaven, Norderney und Wittdün. Allerdings sind auch hier Konzentrationen der Windstaumaxima zu verzeichnen. Diese liegen in erster Linie am Flutast nach astronomisch Tideniedrigwasser mit einem Maximum 2 h nach Tnw I und in wesentlich geringerer Intensität während der Ebbephase bis 3 h nach Tideniedrigwasser. Dagegen sind bisher keine Windstaumaxima kurz vor Hochwasser I und am Flutast von 4 h vor Thw II bis Thw II aufgetreten. Es liegt also keine völlig gleichmäßige Verteilung der Windstaumaxima vor.

In Wittdün auf Amrum ist die Verteilung der Windstaumaxima zur Periode sehr eindeutig (Abb. 9.8). Es gibt einen Schwerpunkt bei Tnw I bis 1 h nach Tideniedrigwasser, der sich in etwas geringer Intensität bei Tnw II wiederholt. Die restlichen Windstaumaxima treten um Hochwasser (1 h vor bis 3 h nach Hochwasser) auf.

Der Vergleich der vier Pegel erfolgt in der Reihenfolge Norderney, Cuxhaven, Helgoland und Wittdün, um die Lage im Raum zu berücksichtigen. Erwartungsgemäß liegen die Windstaumaxima der Pegel Norderney, Cuxhaven und Wittdün gehäuft um Tideniedrigwasser, mit Schwerpunkt auf 1 h nach Tideniedrigwasser. Am ausgeprägtesten ist dieses Phänomen in Wittdün, wo von den 114 Windstaukurven 53 (47 %) ihr Windstaumaximum im Zeitraum von Tideniedrigwasser bis 1 h danach aufweisen. Nicht ganz so hoch aber dennoch mit einem Anteil von 29 % (27 Windstaumaxima von 92 Windstaukurven) liegt in Norderney die größte Häufigkeit deutlich bei Tideniedrigwasser. Mit 23 % erreicht die Häufigkeit der Windstaumaxima von Cuxhaven (35 von 152 Windstaukurven) bei Tnw I eine ähnliche Höhe wie in Norderney. Im Gegensatz zu Norderney und Wittdün, wo die Anzahl an Windstaumaxima 1.5 h nach Tideniedrigwasser deutlich abnimmt, haben in Cuxhaven sieben Windstaukurven ihr Maximum 1.5 h nach Tnw I, so dass der Anteil der Windstaukurven um Tnw auf 28 % ansteigen würde, wenn diese dazugezählt werden. Da die Konzentration der

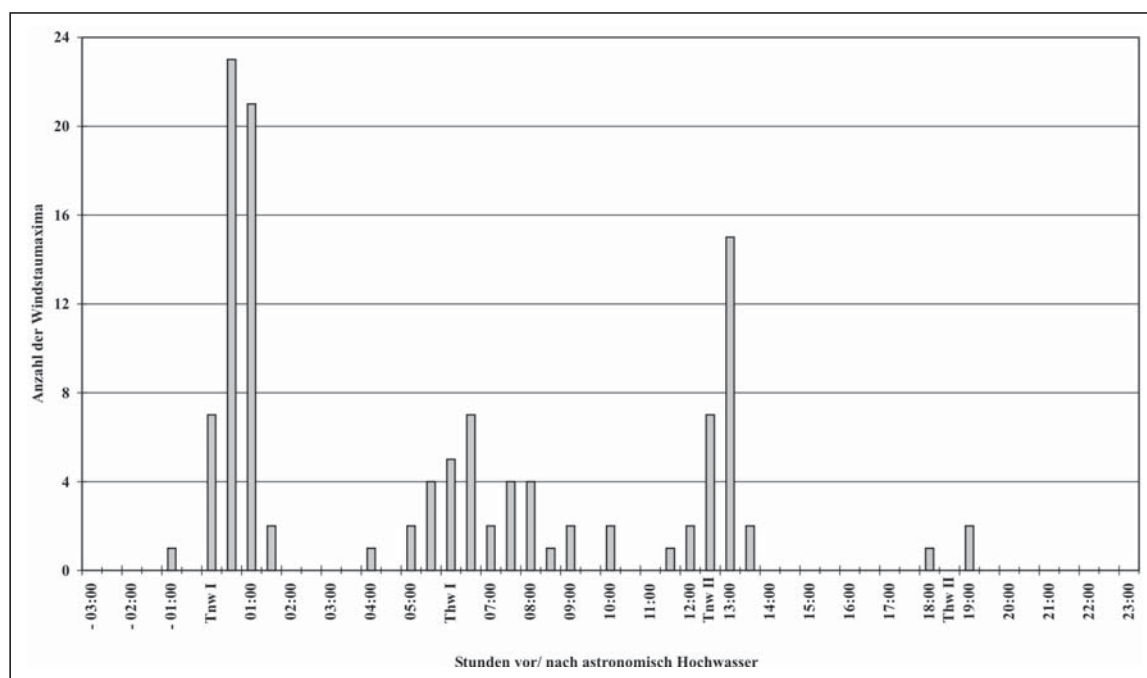


Abb. 9.8: Lage der Windstaumaxima zur Tidephase in Wittdün für die Jahre 1914–1997 (1914–1938 lückenhaft)

Windstaumaxima bei allen drei Pegeln deutlich bei Tnw liegt und kein Verrücken der Maxima mit der Lage im Raum zu verzeichnen ist, kann dies sowohl mit dem Phänomen, dass die Windstauhöhe abhängig ist von der Wassertiefe, erklärt werden als auch mit der Erklärung von SIEFERT u. MURTY (1991), dass die maximale Windgeschwindigkeit mehr oder weniger zufällig meistens bei Tnw liegt und deshalb dort das Windstaumaximum vorzufinden ist. Konkret muss dazu aber letztendlich der Verlauf der einzelnen Tiden entlang der Küste untersucht werden, was durch den einfachen Vergleich der Lage der Windstaumaxima zur Periode noch nicht zu erkennen ist. Dies muss über einen Vergleich der Lage der Windstaumaxima zur Periode der einzelnen Sturmtiden erfolgen. Zu erwarten wäre eine Verschiebung der Windstaumaxima zur Periode von Norderney bis Wittdün.

Helgoland weist die größte Häufigkeit der Windstaumaxima 1.5 h bis 3 h nach Tnw I mit knapp 30 % (29 von 98 Windstaukurven) auf. Das ist der Zeitraum in dem für Norderney, Cuxhaven und Wittdün eine sehr geringe Häufigkeit zu verzeichnen ist. Diese liegt für Helgoland um Tnw I vor, einem Zeitraum, in dem die größte Häufigkeit bei den anderen Pegeln festgestellt werden kann.

Bei den weiteren Konzentrationen der Windstaumaxima zur Periode zeigen sich die Differenzen nicht nur bei Helgoland, sondern auch bei Wittdün. Während Cuxhaven noch eine deutliche Konzentration der Windstaumaxima mit 32 % bei 3.5 h nach Tnw I bis Thw I aufweist, verteilt sich diese in Norderney mit jeweils 22 % auf 3.5 h nach Tnw I bis Thw I und 2 h vor Tnw II bis 1 h nach Tnw II. Für letzteren Zeitraum (2 h vor Tnw II bis 1 h nach Tnw II) konzentrieren sich in Cuxhaven nur 15 % der Windstaumaxima. Dies bedeutet, dass die Windstaumaxima in Norderney eine größere Verteilung zur Periode aufweisen als in Cuxhaven mit bereits deutlicher Konzentration auf Tnw I und dem Flutast bis Thw I. Diese Konzentration nimmt bis Wittdün zu, wo die Verteilung 47 % bei Tnw I, und je 25 % um Thw I und Tnw II kaum dazwischenliegende Windstaupeaks möglich macht. Erkennbar ist

auch eine Verschiebung zum Thw II von Norderney über Cuxhaven bis Wittdün von maximaler Konzentration vor Thw II (Norderney) über bis Thw II (Cuxhaven) bis direkt vor, bei und nach Thw II (Wittdün). Dieser Ablauf ist, aufgrund der räumlichen Lage der Insel, für Helgoland nicht nachzuweisen.

9.2.2 Nutzung der Windstaumaxima für die Berechnung von Bemessungswasserständen

Zur Berechnung der Entwicklung der Scheitelhöhen ist weniger von Relevanz, wie sich die Sturmflutscheitel entwickeln, als vielmehr, wie sich die Windstaupeaks entwickeln. Der Grund liegt auf der Hand. Wird nur die Stauentwicklung des Scheitels betrachtet, wird nicht die maximal mögliche Stauwirkung des Wassers durch die Windeinwirkung betrachtet, die, wie in Kap. 9.2.1. erläutert, in der Regel bei anderen Tidephasen stattfindet, meist bei Tnw. Zur Berechnung von zukünftig sicheren Deichhöhen muss deshalb auch die Stauentwicklung bei Tnw betrachtet werden. Zum einen ist das „Kollektiv mit hohem Stau um MThw nur sehr klein, zum anderen sind die Maximalwerte um MTnw aufgetreten und sollten nicht einfach vernachlässigt werden“ (LÄNDER-ARBEITSGRUPPE, 1988). Hierzu wird das maximale Verhältnis der Windstauhöhe bei Thw zur Windstauhöhe bei Tnw betrachtet. Dieses wird ermittelt, indem alle Sturmfluten in Cuxhaven betrachtet werden, „deren Windstaumaximum W um MTnw auftrat und bei denen der Wind sich über die Tide nicht wesentlich veränderte“ (LÄNDER-ARBEITSGRUPPE, 1988). Das maximale Verhältnis $W(MThw) : W(MTnw)$ liegt laut der LÄNDER-ARBEITSGRUPPE (1988) bei 90 %. Auch die Ergebnisse der neuen „Überprüfung des Bemessungswasserstandes“ SIEFERT (1998) weisen auf ein Verhältnis von 90 % für Cuxhaven hin.

Infolgedessen wird die Überschreitungswahrscheinlichkeit zunächst für alle Windstaupeaks bei Tnw (definiert als 3.5 h vor Tnw bis 3 h nach Tnw) und bei Thw (definiert als 3 h vor Thw bis 3 h nach Thw) berechnet. Hierzu wird die Überschreitungswahrscheinlichkeit in 10-cm-Schritten und in logarithmischer Teilung dargestellt. Zunächst werden die Pegel Norderney, Helgoland und Wittdün analysiert. Für die Untersuchung der Windstaumaxima von Cuxhaven sei auf die Untersuchung von SIEFERT (1998) verwiesen.

Werden für Norderney die Windstaumaxima bei Thw und bei Tnw getrennt aufsummiert, so zeigt sich eine geringe Höhendifferenz zwischen den Maxima bei Thw und denen bei Tnw (Abb. 9.9). Liegt sie bei den niedrigen Windstaumaxima noch bei knapp 50 cm Differenz, was $W(MThw) : W(MTnw)$ von 75 % entspricht, verringert sie sich bei den Maxima auf 20 cm Differenz, wodurch sich $W(MThw) : W(MTnw) = 94 \%$ ergibt. Zu beachten ist bei dieser Vorgehensweise, dass hier verschiedene Tiden und damit Windstaumaxima verglichen werden und nicht wie bei dem Verfahren der LÄNDER-ARBEITSGRUPPE (1988) der maximale Wert bei Tnw und bei Thw der gleichen Tide, bei der der Wind etwa gleichbleibend weht.

Die maximal erreichten Windstauwerte sind bei Thw 313 cm mit einer Eintrittswahrscheinlichkeit von 1:60 Jahren, bei Tnw 332 cm mit ebenso 1:60 Jahren (Abb. 9.9).

Wird davon ausgegangen, dass bei Thw 90 % des höchsten Wertes bei Tnw eintreten können, kann für Norderney ein Wert um Thw von rund 300 cm über MThw angesetzt werden. Sieht man weiterhin, dass diese Kurven nahezu asymptotisch verlaufen, so bildet dieser Wert eine gute erste Grundlage für eine Deichhöhe, die dann mit den entsprechenden Zuschlägen wie Meeresspiegelanstieg, Wellenauflauf etc. versehen werden muss. Der im Weiteren bearbeitete maximale Windstauwert, wird diese Grundlage spezifizieren und verfeinern.

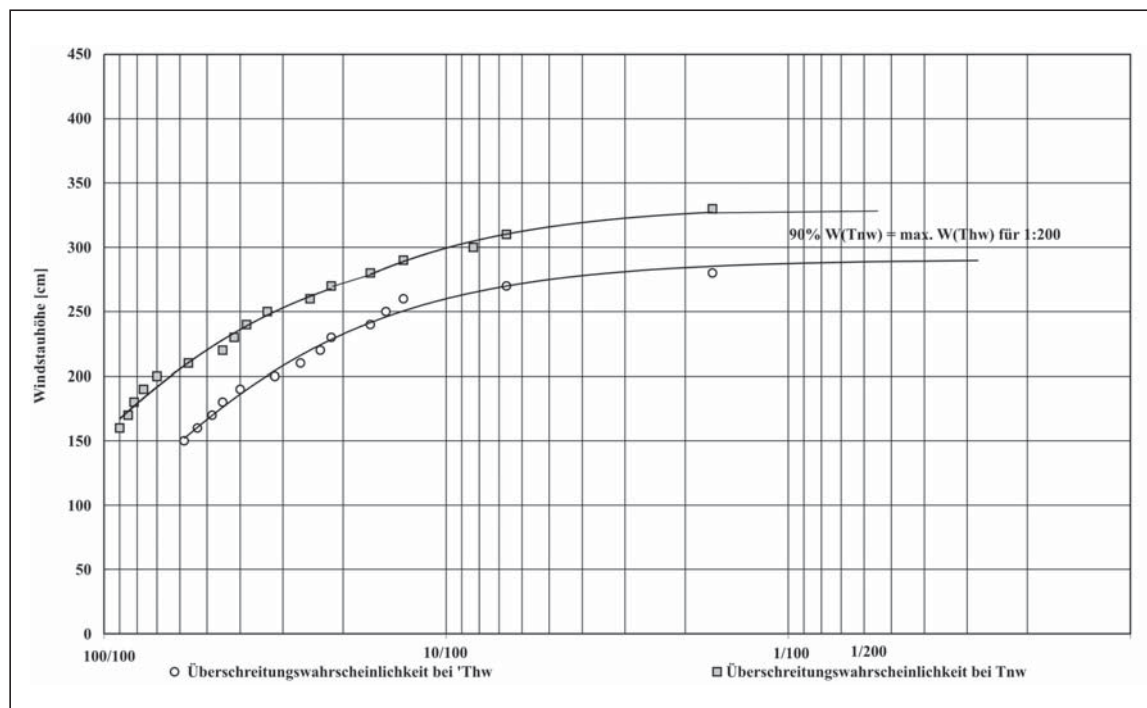


Abb. 9.9: Überschreitungswahrscheinlichkeit der Windstauhöhen in Norderney für die Jahre 1938–1997

In Wittdün erreicht das Maximum bei Thw 309 cm mit einer Überschreitungswahrscheinlichkeit von 1:65 Jahren, bei Tnw 368 cm mit einer Überschreitungswahrscheinlichkeit von 1:30 Jahren (Abb. 9.10), so dass $W(MThw) : W(MTnw)$ 84 % erreicht. Bei den niedrigen Sturmfluten ist auch hier die Differenz wesentlich größer mit 110 cm bei Thw und 240 cm bei Tnw bei gleicher Eintrittswahrscheinlichkeit (46 %).

Wird mit einem „Sicherheitszuschlag“ davon ausgegangen, dass auch 90 % des Tnw bei Thw erreicht werden können, so ergibt sich für Wittdün eine Windstauhöhe über MThw von 330 cm. Dieser Wert muss aber mit Vorsicht betrachtet werden. Die Berechnung einer Verteilungsfunktion für diese Daten zeigt keine Tendenz in einem asymptotischen Verlauf zu münden, was ein Anzeichen für einen etwaigen momentanen Höchstwert darstellen könnte. Demzufolge bildet dieser Wert einen Anhalt und findet in der weiteren Untersuchung in der sogenannten maximalen Windstaukurve seine detaillierte Bearbeitung.

Abb. 9.11 zeigt für Helgoland eine deutliche Annäherung der Windstaumaxima bei Thw und Tnw bei kleinerer Eintrittswahrscheinlichkeit mit 100 %. Der maximal erreichte Windstau bei Thw und Tnw in Helgoland liegt bei 270 cm, die jeweils zweimal in 53 Jahren aufgetreten sind. Das bedeutet, dass hier im Hochseebereich die Formel, 90 % vom Höchstwert Tnw entspricht dem zur Zeit höchst möglichen Wert um Thw, nicht zutrifft. Weiterhin laufen auch diese Werte nicht einem Grenzwert entgegen, so dass der zu berechnende Wert von 320 cm ein erster Anhalt für die weitere Bearbeitung der vorliegenden Untersuchung bedeutet.

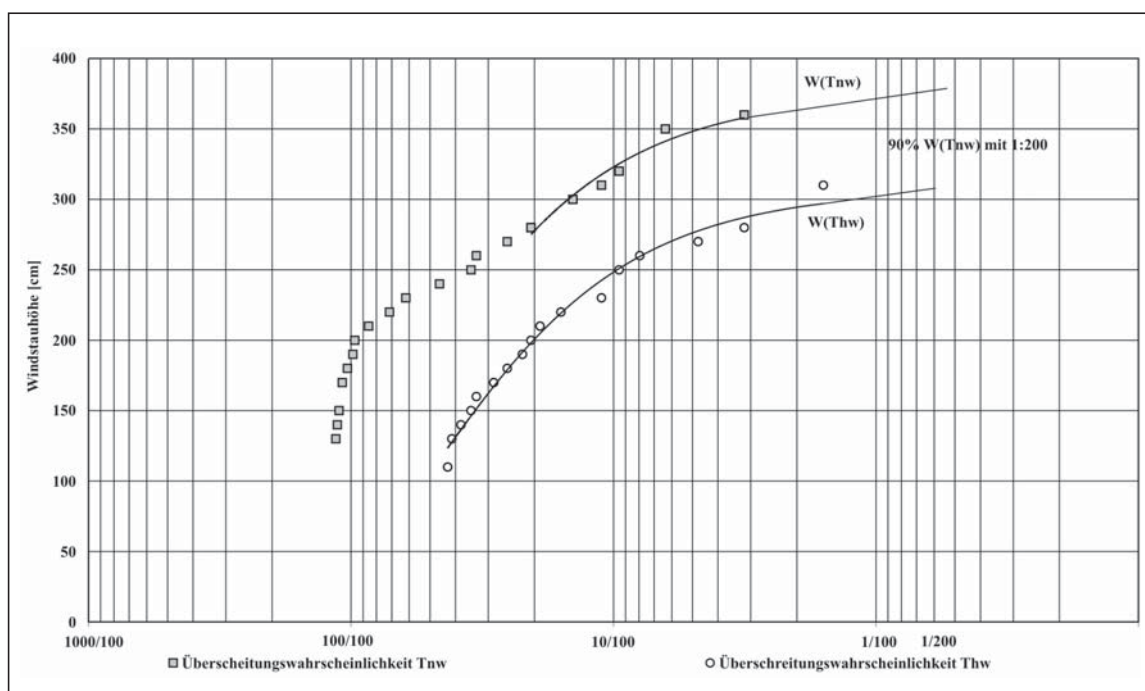


Abb. 9.10: Überschreitungswahrscheinlichkeit der Windstauhöhen in Wittdün für die Jahre 1935–1997

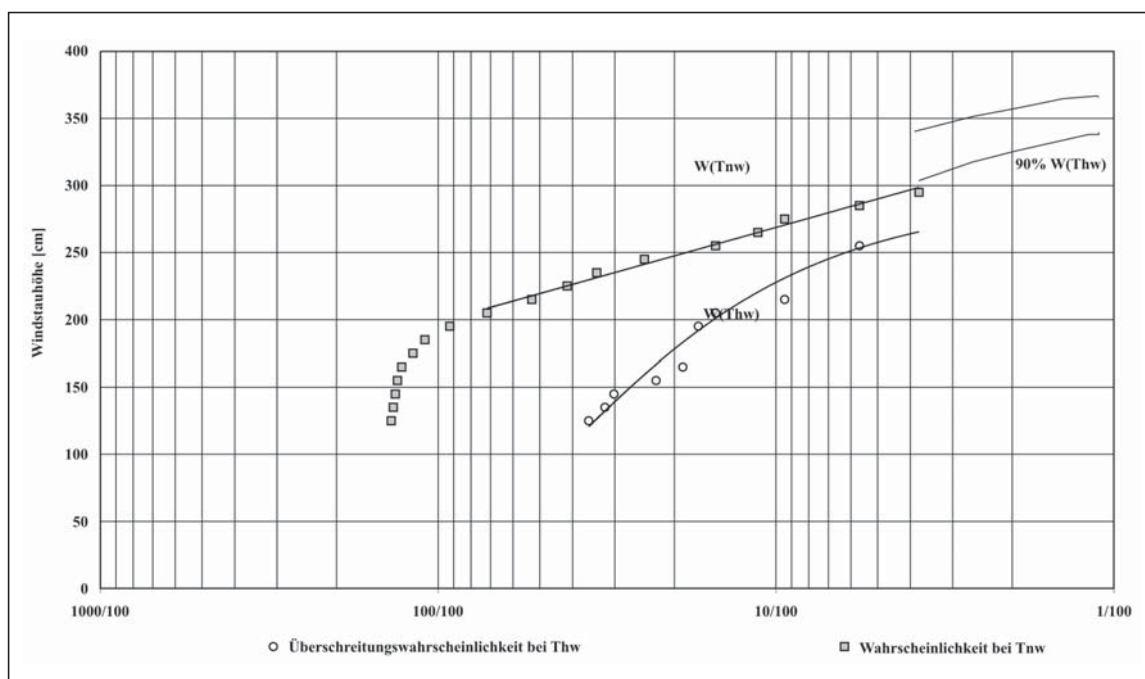


Abb. 9.11: Überschreitungswahrscheinlichkeit der Windstauhöhen in Helgoland für die Jahre 1940–1997

10. Charakterisierung der Sturmfluten bzw. Windstaukurven und deren Entwicklung

Der Versuch, Sturmtiden zu charakterisieren, erfolgt in der Regel über die Fülligkeit der Sturmtide. Um jedoch den von der „Normaltide“ bzw. mittleren oder astronomischen Tide abweichenden Charakter zu bestimmen, muss ein Weg gewählt werden, der den hauptsächlichen Verursacher einer Abweichung ebenso erfasst wie die Lage der Änderung zur Phase. Dies ist zwangsläufig die Windstaukurve.

Einen Vorschlag, die „Fülligkeit“ einer Tide zu definieren, macht SIEFERT (1997, mündl. Auskunft), indem er über die Grenzwerte der Anstiegsparameter, Scheiteldauer und Abfallkennzahl der Windstaukurve auf die „Fülligkeit“ der Tide rückschließt.

Entsprechend der Fragestellung des Forschungsvorhabens erfolgt die Charakterisierung der Sturmtiden über die Kategorisierung der unterschiedlichen Windsituationen, die die differierenden Charaktere der Sturmfluten verursachen. So wird eine Windstaukurve, die einen langen Anstieg aufweist, natürlich von einem Wind verursacht, der einen langsamen Anstieg der Windgeschwindigkeit bis zu der maximalen Windgeschwindigkeit aufweist (d.h. die Dauer der Windgeschwindigkeitsänderung ist groß). Eine lange Scheiteldauer wird von einer lang andauernden hohen Windgeschwindigkeit bewirkt, und eine kleine Abfallkennzahl weist einen plötzlichen Zusammenbruch der hohen Windgeschwindigkeiten nach.

Die Definition der Begriffe *kurz* und *lang* erfolgt über die Anstiegs- und Abfallkennzahl h/m und über die Dauer des Scheitelbereiches. Beginn und Ende der Parameterlinien und damit der Berechnung der Kennzahlen erfolgt über die gesamte Windstaukurve ≥ 50 cm und ist nicht zeitlich begrenzt. Demzufolge ergeben sich größere Kennzahlen für die Begrenzung von *kurz* und *lang* als bei zeitlicher Einschränkung wie etwa 3 h vor dem Windstaumaximum (z.B. bei SIEFERT, 1968, für die Sturmflutvorhersage).

Da der gesamte Anstieg und Abfall zur Parametrisierung gewählt wird, wird *kurz* so definiert, dass bei einem Anstieg der Windgeschwindigkeit über den Flutast von Tideniedrigwasser bis Hochwasser ein Wasserstand von mindestens 1.50 m über MThw erreicht sein muss. Dies ist bei einer Anstiegskennzahl von 6 h/m der Fall (1 m in 6 h + 50 cm Ausgangshöhe). Ebenso ist davon auszugehen, dass ein schnelles Abflauen der Windgeschwindigkeit dann der Fall ist, wenn der Wind innerhalb einer Ebbephase vollständig abgeklungen ist und der Windstau nur noch 50 cm erreicht.

Demzufolge werden *kurz* und *lang* wie in Tab. 10.1 definiert.

Tab. 10.1: Definition von *kurz* und *lang*

	<i>kurz</i>	<i>lang</i>
Anstiegskennzahl	≤ 6 h/m	> 6 h/m
Scheiteldauer	≤ 6 h	> 6 h
Abfallkennzahl	≤ 6 h/m	> 6 h/m

Auf diese Art erhält man verschiedene Sturmflutcharakteristika, die sich zunächst ganz einfach durch die mögliche Kombinationen von drei Parametern ergeben, nämlich 3^3 Kombinationen. Inhaltlich entstehen jedoch aufgrund der Wechselwirkung Wind zu Tide nur 9 Kombinationen:

1. langer Anstieg	langer Scheitel	langer Abfall	(lang-lang-lang; [lll])
2. langer Anstieg	langer Scheitel	kurzer Abfall	(lang-lang-kurz; [llk])
3. langer Anstieg	kurzer Scheitel	langer Abfall	(lang-kurz-lang; [lkl])
4. langer Anstieg	kurzer Scheitel	kurzer Abfall	(lang-kurz-kurz; [lkk])
5. kurzer Abfall	kurzer Scheitel	kurzer Abfall	(kurz-kurz-kurz; [kkk])
6. kurzer Abfall	kurzer Scheitel	langer Abfall	(kurz-kurz-lang; [kkl])
7. kurzer Abfall	langer Scheitel	kurzer Abfall	(kurz-lang-kurz; [klk])
8. kurzer Abfall	langer Scheitel	langer Abfall	(kurz-lang-lang; [kll])
9. Windstaukurve mit deutlich zwei definierten Windstaupeaks			

Anhand des Pegels Cuxhaven werden im Folgenden die einzelnen Kategorien vorgestellt. Zu Beginn werden die Charakteristika der einzelnen Kategorien beschrieben, die für alle Pegel grundsätzlich übereinstimmen. Im Weiteren werden jeweils für alle Pegel die Häufigkeiten, die Entwicklung in den letzten 100 Jahren der Häufigkeit und die jeweiligen Besonderheiten wie z.B. die generelle Windstauhöhe, die diese Kombination bewirkt, angeführt. Tabellarisch wird im Anhang die Windsituation, die für die Ausbildung einer bestimmten Charakteristik eines Parameters verantwortlich ist, beschrieben und den jeweiligen Sturmfluten zugeordnet.

10.1 Die Charakterisierung in Cuxhaven

10.1.1 Beschreibung der Charakteristika der einzelnen Kategorien

Langer Anstieg – langer Scheitel – langer Abfall

Die Kategorie *lang-lang-lang* umfasst jene Sturmfluten, die durch langsame Windgeschwindigkeitsanstiege (18b; 113; 208) oder aber langsames Eindrehen der Windrichtung in die stauwirksame Windrichtung bei bereits hohen Windgeschwindigkeiten, einer langen Dauer der maximalen Windgeschwindigkeit und wiederum langsamem Abfall entstanden sind. Die Kombination *lang-lang-lang* führt zwangsläufig zu Windstaukurven mit langen Dauern, die mehr als einen Tidescheitel umfassen, häufiger umfassen sie gar mehrere Sturmflutscheitel. Ein Beispiel für diese Kategorie sind Nr. 78a/78/79 und 180.

Windstauhöhe: Diese Kombination von einem lang andauernden Windanstieg mit einem langen Scheitel führt nicht zwangsläufig zu einem hohen Windstaumaximum und einem hohen Sturmflutscheitel in Cuxhaven, obwohl durch die lange Stauwirkung dies hätte erwartet werden können. Wie jedoch die Korrelationen zwischen Anstiegsneigung und Windstaumaximum zeigen, können lange Anstiege zwar hohe Windstaumaxima erzeugen (Maximum 375 cm, das jedoch mit 6,5 h/m einen Grenzwert zu kurz bildet), sehr hohe Windstaumaxima werden aber von kurzen Anstiegen gebildet. So erreichen 75 % der Windstaukurven der Kategorie *lang-lang-lang* eine Höhe von 200–250 cm und nur knapp 25 % 250–300 cm.

Lage des Windstaumaximums zur Tidephase: Die Windstaumaxima dieser Kategorie liegen über die gesamte Tidephase verteilt ohne Konzentration um Niedrig- oder Hochwasser.

Sturmflutscheitel in Cuxhaven: Die Sturmflutscheitelhöhen, die in dieser Kategorie in Cuxhaven erreicht werden, liegen zwischen 780 cm PN und 995 cm PN (16.2.1962). Der größte Teil der Sturmfluten liegt jedoch zwischen 800 und 900 cm. Die zweithöchste Sturmflut des 20. Jahrhunderts vom 16.2.1962 weist eine Anstiegskennzahl von 6,5 h/m auf und bildet damit den Grenzwert zu einer kurzen Anstiegskennzahl. Deutlich wird jedoch, dass diese Gruppe Extrema ausbilden kann. Eine Zunahme der Anzahl in dieser Gruppe muss mit Sorgfalt betrachtet werden.

Sturmflutscheitelhöhe in St. Pauli (entspricht Auswirkungen auf flussaufwärts gelegene Orte): Es ist anzunehmen, dass dieser Typus flussaufwärts größere Konsequenzen tragen kann, vor allem, wenn wie hier auch noch ein langsamer und lang andauernder abflachender Wind vorliegt, da die längere Winddauer in der trichterförmigen Mündung und dem begrenzten Flussbett den Stau besser hält. Grundsätzlich kann dies nicht bestätigt werden, da natürlich erst ein hoher Windstau an der Küste gebildet werden muss, der wiederum von kurzen Anstiegen gebildet wird. So wird die Sturmflut vom 3.1.1976, die höchste Sturmflut seit verlässlicher Pegelaufzeichnungen in St. Pauli, ebenso von einem kurzen Anstieg gebildet wie die vom 10.1.1995. Viele der schweren Sturmfluten mit hohen bis sehr hohen Sturmflutscheiteln in St. Pauli werden allerdings in dieser Gruppe gebildet wie jene vom 16.2.1962 mit 1070 cm PN und vom 28.1.1994 mit 1102 cm PN.

Interessant ist, dass die Differenz der Scheitelhöhen Cuxhaven – St. Pauli seit Beginn der sechziger Jahre drastisch zugenommen hat von 5–55 cm im Zeitraum 1901–1960 hin zu 45–155 cm 1960–1995. Es ist hier ein deutlicher signifikanter Trend zu berechnen. Es muss aber beachtet werden, dass die Daten von St. Pauli bis 1950 lückenhaft sind.

Die erreichte sehr hohe Differenz der Scheitelhöhen St. Pauli zu Cuxhaven von 155 cm zeigt, dass ein langsamer Abfall größere Konsequenzen flussaufwärts haben muss als ein kurzer. Es ist die größte Differenz aller Kategorien und wird mit 150 cm nur von der Kategorie *kurz-kurz-lang* erreicht.

Weiterhin ist davon auszugehen, dass diese Kategorie verstärkt Windstaukurven enthält, die mehr als einen definierten Sturmflutscheitel umfassen. Dies ist in der Tat der Fall: acht von den 24 Windstaukurven umfassen mehr als einen definierten Sturmflutscheitel, eine der Windstaukurven umfasst gar drei Sturmflutscheitel.

Langer Anstieg – langer Scheitel – kurzer Abfall

Grundsätzlich charakterisiert diese Kategorie eine Windsituation, in der der Wind eine lang andauernde oder langsame Windgeschwindigkeitsänderung im Anstieg vorweist, in der maximalen Geschwindigkeit lange anhält und dann plötzlich zusammenbricht (z. B. Sturmflut Nr. 90, 33).

Ein kurzer Abfall entsteht durch raschen Abfall der Windgeschwindigkeit. Er kann nur verstärkt werden durch gleichzeitiges Abdrehen der Windrichtung in den nicht stauwirksamen Bereich. Bemerkenswert ist jedoch, dass bei fast allen Sturmtiden dieser Kategorie die Windgeschwindigkeit zwar rasch zusammenbricht, aber dann entweder erneut ansteigt – jedoch nicht so sehr um einen erneuten Stau von 2 m zu verursachen – oder aber auf relativ hohem Niveau noch anhält (15 m/s). Entscheidend für einen raschen Zusammenbruch der Windstaukurve ist demnach die rasche Windgeschwindigkeitsänderung, die ein längeres Anhalten oder Wiederaufbauen des Staus nicht erlaubt.

Die Kombination aus langem Anstieg, langem Scheitel und kurzem Abfall kommt sehr selten vor (7 x in 100 Jahren, wobei nur eine Windstaukurve zwei definierte Sturmflutscheitel umfasst), so dass davon auszugehen ist, dass in der Regel bei einem langen Anstieg und einem langen Scheitel kein rascher Zusammenbruch des Windes vorliegt.

Windstauhöhe und Phasenlage des Maximums: Die Windstauhöhe dieser Kategorie ist recht niedrig. Sie liegt zwischen 200 cm und 270 cm. Allerdings liegen die Maxima entweder bei auflaufend Wasser, kurz vor Hochwasser oder aber kurz nach Hochwasser.

Sturmflutscheitelhöhe in Cuxhaven: Da die Windstaumaxima um Hochwasser liegen, stimmt das Windstaumaximum fast mit der Scheitelhöhe über MThw in Cuxhaven überein, d.h. hier werden leichte bis schwere Sturmfluten produziert.

Sturmflutscheitelhöhe in St. Pauli: Die Scheitelhöhen dieser Gruppe in St. Pauli liegen zwischen 900 cm und 1000 cm PN. Die Differenz der Scheitelhöhen zwischen Hamburg und St. Pauli beträgt 60 cm bis 116 cm, wobei kein Trend in den letzten 100 Jahren zu berechnen ist. In diese Kategorie fallen keine sehr hohen Sturmfluten.

Langer Anstieg – kurzer Scheitel – langer Abfall

Mit 39 Windstaukurven umfasst die Kategorie *lang-kurz-lang* die meisten Sturmfluten und bedarf schon deshalb einer genauen Betrachtung. Auch hier entstehen die langen Anstiege in erster Linie durch das langsame Ansteigen der Windgeschwindigkeit und/oder allmähliches Eindrehen der Windrichtung in die stauwirksame Windrichtung. Liegt ein leichtes Abfallen der Windgeschwindigkeit vor, nachdem bereits ein Windstauanstieg vorliegt, wird der langsame Anstieg des Windstaus verstärkt, selbst wenn höhere Windgeschwindigkeiten auftreten. Ein exemplarisches Beispiel für den klassischen Fall in Verbindung mit einem zwischenzeitlichen Abfall der Windgeschwindigkeit ist Sturmflut Nr. 170, bei der auch der kurze Scheitel sehr deutlich wird. Dieser wird sehr häufig in dieser Kategorie dadurch gebildet, dass der Anstieg nach Erreichen des Peaks unmittelbar wieder abfällt.

Windstauhöhe: Die Windstauhöhe schwankt zwischen 200 cm und 366 cm, d.h. die maximalen Höhen, die hier erreicht werden, sind recht hoch. Auch hier ist es jedoch so, dass das Windstaumaximum von 366 cm durch einen Anstieg gebildet wird, der mit 6,5 h/m an der Grenze zu *kurz* liegt. Außerdem entsteht *lang* bei Sturmflut Nr. 168/169 zwar durch sehr langen und langsamen Anstieg der Windgeschwindigkeit, so dass sich bereits frühzeitig ein Stau aufzubauen beginnt, in die den Peak stauende Windrichtung dreht der Wind sich jedoch erst sehr spät ein.

Lage des Windstaumaximums zur Tidephase: Die Windstaumaxima sind ausgesprochen gleichmäßig über die gesamte Tidephase verteilt. Ein gewisser Schwerpunkt in der Anzahl liegt im Flutast von Tideniedrigwasser bis Tidehochwasser. Es gibt – offensichtlich aufgrund des kurzen Scheitels – kein Windstaumaximum, das später als um Tnw III liegt. Demzufolge ist der Anteil an Windstaukurven, die mehr als einen Sturmflutscheitel umfassen, mit sechs von 36 sehr gering. Diese sechs Windstaukurven umfassen alle nur zwei definierte Sturmflutscheitel. Das bedeutet, dass lange Anstiege und lange Abfälle zwar lange Windstaukurven bilden können, der kurze Scheitel aber Kettentiden mit vielen hohen Sturmflutscheiteln verhindert. Außerdem zeigt sich wiederum, dass lange Abfälle keinen erneuten definierten Sturmflutscheitel an der Küste bewirken, sondern dies ausschließlich durch einen erneuten Anstieg der Windgeschwindigkeit erfolgt (s. 2 Scheitel).

Sturmflutscheitelhöhe in Cuxhaven und in St. Pauli: Die Sturmflutscheitelhöhe in Cuxhaven reicht von 784 cm bis 939 cm und in St. Pauli von 825 cm bis 1033 cm. Damit zeigt sich, dass sowohl in der Windstauhöhe als auch in der Scheitelhöhe eine große Spannbreite zu verzeichnen ist. In dieser Kategorie sind sehr viele der leichten Sturmfluten, deren maximale Scheitelhöhe gerade 1.50 m über MThw ist. Es können aber auch schwere Sturmfluten auftreten, wie jene vom 6.12.1973, Nr. 117, mit 939 cm PN, die achthöchste in Cuxhaven und in Hamburg die 14. höchste Sturmflut mit 1033 cm PN. Diese Sturmflut wird allerdings von einem Anstieg von 6,5 h/m gebildet, der den Grenzbereich zu „kurz“ bildet. Bei diesem Wert werden Windstaumaxima bis zu 360 cm ausgebildet, so dass grundsätzlich bleibt, dass in dieser Kategorie mit langem Anstieg eher niedrige Sturmfluten ausgebildet werden.

Die Höhendifferenz zwischen St. Pauli und Cuxhaven lag von 1920 bis 1970 in einer Spannbreite von 10–60 cm, ab 1970 in einer Spannbreite von 40–114 cm. Es zeigt sich also auch in dieser Gruppe ein eindeutiger Trend zu größeren Differenzen.

Langer Anstieg– kurzer Scheitel– kurzer Abfall

Mit diesem Charakter steigt die Windgeschwindigkeit langsam an, um nach Erreichen der maximalen Windgeschwindigkeit und günstigsten Windrichtung rasch wieder abzuflauen. Langsame Anstiege in dieser Kombination verursachen keine besonders hohen Scheitel. Sturmfluten in dieser Kombination kommen mit 12 Windstaukurven relativ selten vor (Nr. 220, 207, 193, 13, 3). Sturmflutwetterlagen, bei denen der Wind nach Erreichen der maximalen Windgeschwindigkeit unmittelbar wieder rasch abflaut, bilden selten Windstaukurven, die mehr als einen definierten Sturmflutscheitel umfassen. In dieser Kategorie kommt dies nicht ein einziges Mal vor, was wiederum zeigt, dass lange Scheitel und lange Abfälle Kettentiden verursachen aber nicht lange Anstiege.

Windstauhöhe: Die Windstaumaxima liegen in dieser Kategorie zwischen 250 cm und 300 cm mit einer Ausnahme von 210 cm.

Lage des Windstaumaximums zur Tidephase: Die Windstaumaxima liegen verstärkt um Tnw II bis 1 h vor Thw. Nur ein Windstaumaximum liegt nach Thw, allerdings 20 h nach Tnw II.

Sturmflutscheithöhe in Cuxhaven und in St. Pauli: In Cuxhaven liegt die Scheithöhe zwischen 794 cm und 934 cm mit der Sturmflut Nr. 207 vom 23.1.1993, die in Cuxhaven die zehnthöchste, in St. Pauli mit 1075 cm die fünfhöchste Sturmflut ist. In St. Pauli liegen die niedrigsten Werte bei 840 cm, so dass sie demnach von leichten Sturmfluten bis schweren Sturmfluten reichen.

Differenz Cuxhaven – St. Pauli: Die Differenz der Scheithöhen zwischen Cuxhaven und St. Pauli liegt zwischen rund 10 cm und knapp 110 cm, wobei bis 1994 ein kontinuierlicher Anstieg zu verzeichnen ist.

Kurzer Anstieg – kurzer Scheitel – kurzer Abfall

Diese Kategorie zeigt Beispiele, in denen nach kurzem Anstieg der Windgeschwindigkeit und/oder Eindrehen des Windes in die richtige Windrichtung schnell das Windstaumaximum erreicht wurde, das rasche Abflauen des Windes jedoch einen kurzen Scheitel und raschen Abfall verursacht hat (Nr. 141, 192, 214, 153; 70b, 57). Wie nicht anders zu erwarten, wird nur ausgesprochen selten in dieser Kategorie eine Sturmflut mit mehr als einem definierten Sturmflutscheitel vorkommen. Erstaunlicher Weise existiert eine Sturmflut (Nr. 65/66 vom 23.12.1954), deren Windstaukurve aber zwei Sturmflutscheitel umfasst. Der Grund ist der, dass das Windstaumaximum nach Tidehochwasser liegt und bei Tideniedrigwasser der folgenden Tide bereits im Abfall ist, der bei 10 m/s bleibt und das folgende Hochwasser noch einmal staut.

Windstauhöhe: Kurze Anstiege können hohe Windstaumaxima verursachen. Windstaumaxima, die schwere bis sehr schwere Sturmflutscheitel bewirken, benötigen aber eine lange Dauer. Hierbei kann es sich um den Abfall handeln oder aber um den Scheitelbereich, da die meist bei Tideniedrigwasser liegenden hohen Windstaumaxima mit Hilfe der langen Scheiteldauer oder des langsamen Abfalls über Tidehochwasser hinweggezogen werden. Demzufolge bewirken die Windstaumaxima, die in dieser Kategorie in einer Spannbreite von 204 cm bis 395 cm auftreten, keine sehr schweren Sturmfluten. Im Gegenteil, das höchste Windstaumaximum dieser Kategorie bildet eine leichte Sturmflut in Cuxhaven aus (Nr. 57 vom 10.2.1949).

Lage des Windstaumaximums zur Tidephase: Natürlich liegen auch in dieser Kategorie die meisten Windstaumaxima (6 von 12) um Tideniedrigwasser (Tnw II), allerdings liegen drei auf dem aufsteigenden Ast um Thw und weitere drei um Tnw III. Das bedeutet, dass die kurzen Anstiege zwei Tiden erhöhen. In diesem Fall liegen alle drei Windstaumaxima über

300 cm, was bei einer Lage des Windstaupeaks um Thw nicht zu leichten, sondern zu schweren bis sehr schweren Sturmfluten hätte führen können, wenn die Scheiteldauer oder der Abfall lange Kennzahlen aufweisen würde, wie dies am 3.–4.1.1976 mit kurz-kurz-lang der Fall war.

Sturmflutscheithöhe in Cuxhaven und Sturmflutscheithöhe in St. Pauli: Die Sturmflutscheithöhe in Cuxhaven und St. Pauli liegt mit 791 cm bis 896 cm in Cuxhaven und 838 cm bis 977 cm in St. Pauli im Bereich der leichten bis schweren Sturmfluten. Da in dieser Kategorie hohe Windstau maxima ausgebildet werden können, entscheidet allein die Lage des Windstau maximums zur Tidephase die Sturmflutscheithöhe. Die Differenz Cuxhaven – St. Pauli schwankt zwischen 35 cm und 128 cm. Es lässt sich in dieser Gruppe kein eindeutiger Trend zu größeren Differenzen erkennen.

Kurzer Anstieg – kurzer Scheitel – langer Abfall

Diese Kategorie ist gekennzeichnet durch einen raschen Anstieg der Windgeschwindigkeit, kurze Dauer der maximalen Windgeschwindigkeit und langsamen Abfall der Windgeschwindigkeit (Nr. 206).

Ein kurzer Anstieg kann zu einem hohen Windstauscheitel und zu hohen Sturmflutscheiteln führen (Nr. 94; Nr. 88) und ein langer Abfall dies forcieren (Nr. 156 oder auch Nr. 125 vom 3.–4.1.1976). Letzterer kann außerdem Kettentiden verursachen (Nr. 146/147/148). Windstaukurven, die mehr als einen definierten Sturmflutscheitel umfassen, treten in vier von 29 Fällen auf, einmal umfasst sie sogar drei Scheitel. Insgesamt tritt die Sturmflutwetterlage *kurz-kurz-lang* sehr häufig auf.

Windstauhöhe: In dieser Kategorie liegen die größten Windstau maxima mit einer Spannbreite von 200 cm bis 430 cm.

Lage des Windstau maximums zur Tidephase: Auch hier liegen die meisten Windstau maxima um Tnw II, jedoch ist wie in *kurz-kurz-kurz* der Anteil mit sechs Windstau maxima um Thw und mit fünf um Tnw III groß.

Sturmflutscheithöhe in Cuxhaven und Sturmflutscheithöhe in St. Pauli: In dieser Kategorie liegen die Sturmflutscheithöhen im Bereich der schweren bis sehr schweren Sturmfluten. Dies zeigt, dass ein langsamer Windgeschwindigkeitsabfall Einfluss auf die Sturmflutscheithöhe nehmen kann, da ein hohes Windstau maximum um Tnw II noch im langsamen Abfall um Tidehochwasser hohe Werte erzielt. So hat die höchste Sturmflut vom 3.1.1976 in Cuxhaven und in St. Pauli den Charakter *kurz-kurz-lang*. In St. Pauli führt der langsame Abfall zu der dritthöchsten Sturmflut vom 10.1.1995 mit 1102 cm und zur vierthöchsten vom 24.11.1981 mit 1081 cm. Es ist bemerkenswert, dass von den 10 höchsten Sturmfluten in St. Pauli nur eine Sturmflut einen kurzen Abfall in Cuxhaven aufweist (Sturmfluten mit zwei Scheiteln ausgeschlossen). Die Differenz der Scheitel zwischen St. Pauli und Cuxhaven lag in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts zwischen 5 cm und 60 cm, in der zweiten Hälfte zwischen 60 cm und 155 cm. Es ist ein deutlicher Anstieg zu verzeichnen. Diese zweithöchste Differenz aller Kategorien ist einleuchtend. Grundsätzlich führen schwere Sturmfluten zu einer größeren Differenz St. Pauli zu Cuxhaven. Da kurze Anstiege hohe Windstau maxima in Cuxhaven verursachen, kann der lange Abfall dies flussaufwärts verstärken.

Kurzer Anstieg – langer Scheitel – kurzer Abfall

Diese Charakterisierung zeigt an, dass nach relativ rasch ansteigender Windgeschwindigkeit die maximale Windgeschwindigkeit relativ lange anhält, um dann wieder rasch abzufallen.

Dies führt in Cuxhaven zu eher niedrigen, selten zu hohen Windstaumaxima und auch nur zu niedrigen Sturmflutscheiteln, obwohl der Scheitel auch häufig über Hochwasser anhält. Auch hier zeigt sich, dass lange Scheitel keine hohen Windstau- und Sturmflutscheitel verursachen (Nr. 67).

Windstauhöhe und Lage des Windstaumaximums zur Tidephase: Die Windstaumaxima liegen zwischen 208 cm bis 325 cm. Die Verteilung der Windstaumaxima ist gleichmäßig, das heißt, sie liegen zu gleichen Teilen bei Tnw II, Thw und Tnw III.

Sturmflutscheithöhe in Cuxhaven und Sturmflutscheithöhe in St. Pauli: Die Sturmflutscheithöhe schwankt zwischen 816 cm und 886 cm in Cuxhaven sowie 853 cm und 947 cm in Hamburg St. Pauli und liegt damit im Bereich der leichten bis niedrigen schweren Sturmfluten.

Kurzer Anstieg – langer Scheitel – langer Abfall

Im Idealfall ist diese Gruppe gekennzeichnet durch einen raschen Anstieg der Windgeschwindigkeit, die in ihrem Maximum lange andauert und dann langsam wieder abfällt. Natürlich kann auch hier der kurze Anstieg durch spätes Eindrehen der Windgeschwindigkeit in die stauwirksame Richtung verursacht worden sein bei gleichzeitigem weiterem Anstieg der Windgeschwindigkeit. Auch ist es möglich, dass der langsame Abfall bewirkt wird durch Schwankungen der Windgeschwindigkeit im Abfall, der keinen erneuten Scheitel verursacht. In diese Kategorie fallen zehn Windstaukurven, wobei drei Windstaukurven zwei Sturmflutscheitel umfassen.

Windstauhöhe: Die Windstauhöhe dieser Kategorie schwankt zwischen 210 cm und 325 cm. Es werden also wiederum durch den kurzen Anstieg hohe Windstaumaxima erreicht.

Lage des Windstaumaximums zur Tidephase: Auch hier sind sechs Windstaumaxima um Tnw II, hiervon drei im abfallenden Ast, zu verzeichnen. Weitere zwei Sturmfluten treten bei Tnw III auf, so dass wiederum die Windstaumaxima überwiegend um Tideniedrigwasser auftreten.

Sturmflutscheithöhe in Cuxhaven und Sturmflutscheithöhe in St. Pauli: Die Sturmflutscheithöhe in Cuxhaven liegt bei 856 cm bis 922 cm, in Hamburg St. Pauli bei 867 cm bis 997 cm, so dass hier schwere Sturmfluten ausgebildet werden. Die Differenz zwischen Hamburg St. Pauli und Cuxhaven lag von 1900 bis 1950 zwischen 10 und 60 cm, von 1950 bis 1995 bei 60 cm bis 130 cm. Allerdings ist der stetige Anstieg seit Beginn der neunziger Jahre unterbrochen und es treten wieder Differenzen um 60 cm auf.

Zwei Scheitel

Zwei Scheitel werden dann definiert, wenn die Windverhältnisse eindeutig zwei Peaks verursacht haben. Das bedeutet, dass das zweite Windstaumaximum nicht durch die Lage zur Tidephase ausgebildet wurde, sondern durch ein zweites deutlich definierbares Windmaximum. Es ist anzunehmen, dass diese Peaks von zwei direkt aufeinander folgenden Zyklonen verursacht worden sind. Bei der Parametrisierung der einzelnen Peaks der Windstaukurve sind im Prinzip alle Kombinationen möglich. Bemerkenswert ist jedoch, dass häufig eine „klassische“ bzw. sehr eindeutige Windsituation die Kurven verursacht (*kurz* = rascher Anstieg; *lang* = langsamer Anstieg etc.). Ein Beispiel für zwei Peaks sind die Sturmfluten Nr. 187/188/189/190 und 191.

Windstaukurven, die zwei Peaks enthalten, sind in der Regel Windstaukurven von langer Dauer. Die maximale Windstauhöhe liegt zwischen 200 cm und 360 cm, wobei auch hier kurze Anstiege die hohen Maxima ausgebildet haben. In Cuxhaven führen drei von den vier Sturmfluten zu schweren Sturmfluten zwischen 934 cm PN und 970 cm PN, in St. Pauli zu

einer Scheitelhöhe zwischen 972 cm PN und 1074 cm PN. Bemerkenswert ist, dass alle drei in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts auftraten, während die niedrigen Kettenfluten in der ersten Hälfte lagen. Ein signifikanter Trend lässt sich bei der kleinen Anzahl jedoch nicht berechnen.

Die Differenz der Scheitelhöhen Hamburg St. Pauli – Cuxhaven schwankt zwischen 10 cm und 175 cm, wobei auch hier ein deutlicher Anstieg im Laufe des Jahrhunderts zu verzeichnen ist. Die Differenz von 175 cm trat bei der Sturmflut Nr. 187 auf, derjenigen Windstaukurve, die die meisten Sturmflutscheitel umfasst. Deutlich wird an diesem Beispiel, dass lange Winddauern größere Folgen für die flussaufwärts liegenden Orte bewirken als kürzere Dauern, die hohe Windstauscheitel in Cuxhaven also an der Küste zur Folge haben.

Die Parametrisierung erfolgt für jeden Peak einzeln, so dass folgende Kombinationen an Kategorien entstanden sind:

Nr. 187 wird mit *kurz-kurz-lang* und *kurz-lang-kurz* charakterisiert.

Entstanden sind sie durch spätes Eindrehen der Windrichtung in die stauwirksame Windrichtung, sofortiges Abflauen der Windgeschwindigkeit nach Erreichen des Peaks und sehr langsames Abflauen der Windgeschwindigkeit auf 15 m/s (bei gleichbleibender Windrichtung). Auf diesem Niveau wird eine weitere Tide zur Sturmflut gestaut bis erneut die Windgeschwindigkeit rasch ansteigt, um dann eine Weile bei Windgeschwindigkeiten von 20 m/s zu verharren und dann relativ plötzlich bei Abdrehen des Windes abzuflauen.

Nr. 193 wird mit *kurz-kurz-kurz* und *kurz-kurz-kurz* charakterisiert.

Bei dieser Tidenfolge wird jeweils kurz nach Niedrigwasser ein Windstaumaximum gestaut, in dem bei einer durchschnittlichen Windgeschwindigkeit von 14 m/s mit einer Spannbreite von 9 bis 17 m/s die Windrichtung maßgeblich die Peaks mitverursacht. Diese dreht von 220° auf 250° (1. Peak) und 270° (2. Peak). Das Abdrehen der Windrichtung aus dem stauwirksamen Bereich bewirkt den raschen Abfall am Ende der Windstaukurve, obwohl die Windgeschwindigkeit erneut anwächst.

Nr. 129/130 wird mit *kurz-kurz-lang* und *kurz-lang-lang* charakterisiert.

Auch hier zeigt die Windgeschwindigkeit eindeutige, den Windstaupeaks zuzuordnende Schwankungen. Der kurze Anstieg wird verursacht durch das verspätete Eindrehen der Windrichtung auf 240°, der langsame Abfall durch Halten der Geschwindigkeit bei ca. 15–16 m/s.

Nr. 127b/127/127a/128 wird mit *lang-kurz-lang* und *lang-kurz-kurz* charakterisiert.

Der lange Anstieg des ersten Peaks wird verursacht durch schwankende Windgeschwindigkeitsänderungen, der kurze Peak durch das Abdrehen der Windrichtung (auf 280°). Der langsame Abfall der Windgeschwindigkeit bewirkt einen langsamen Abfall des Windstaus. Der folgende Anstieg wird durch einen langsamen Anstieg der Windgeschwindigkeit verursacht, der kurze Abfall durch sofortiges Abflauen der Windgeschwindigkeit nach Erreichen des Peaks. Das rasche Abflauen der Windgeschwindigkeit hat letztendlich einen *kurzen* Abfall zur Folge.

Nr. 5/6 wird mit *kurz-kurz-kurz* und *kurz-kurz-lang* charakterisiert.

Auch hier erklären Windgeschwindigkeitspeaks die Windstau maxima. Die Anstiege und Abfälle erklären sich durch die Windgeschwindigkeitsänderungen.

10.1.2 Häufigkeiten der Kategorien in Cuxhaven

Anhand der Häufigkeiten der Kombinationen der Charakteristika lässt sich erkennen, welche sturmflutrelevante Gesamtwindsituation am häufigsten auftritt, anhand der Entwicklung in den letzten 100 Jahren jene Windsituation, die häufiger auftritt. Durch die Analyse der Auswirkungen der Kombinationen lässt sich interpretieren, welche Folgen eine größere Häufung bestimmter Kategorien haben kann (Kap. 10.1.3).

Tab. 10.2: Häufigkeit der Sturmflutereignisse nach Kategorien differenziert

	lll	llk	lkl	lkk	kkk	kkL	klk	kll	2
1901–95	24	7	40	12	12	28	9	10	5
1901–47	8	4	17	5	4	12	4	6	2
1948–95	16	3	23	7	8	16	5	4	3
Kettentiden	9x2 1x3	1x2	6x2	–	1x2	4x2 1x3	3	3x2	
absoluter und prozentualer Anstieg	+ 8 +100 %	–1 –25 %	+6 +35,3 %	+2 +40 %	+4 +100 %	+4 +33 %	+1 +25 %	–2 –33,3 %	+1 +50 %

Tab. 10.2 gibt die Häufigkeiten der Kategorien an. Da die starke Differenzierung zu recht kleinen Sturmfluthäufigkeiten pro Kategorie führt, kann kein Trend über den gesamten Zeitraum ermittelt werden, der signifikant wäre. Infolgedessen wird der gesamte Zeitraum geteilt in die Phasen 1901–1947 und 1948–1995. Anschließend wird der prozentuale Anstieg ermittelt. Bei der Bewertung müssen jedoch der prozentuale und der absolute Anstieg berücksichtigt werden. Es wird nicht aus der Gesamtsumme der prozentuale Anstieg berechnet, da davon auszugehen ist, dass Einzelereignisse geringerer Anzahl auch insgesamt seltener vorkommen und damit die Zuwachsrate in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts in Relation zur ersten Hälfte zu betrachten ist.

Die drei am häufigsten vorkommenden Sturmflutcharakteristika entstanden aufgrund einer Windsituation, die anhand der Windstaukurve mit *lang-kurz-lang* (40), *kurz-kurz-lang* (28) und *lang-lang-lang* (24) zu charakterisieren sind. Mit wesentlich weniger Windstauereignissen folgen dann *lang-kurz-kurz* (12), *kurz-kurz-kurz* (12), *kurz-lang-lang* (10), *kurz-lang-kurz* (9) und *lang-lang-kurz* (7). Auf den ersten Blick lässt sich hieraus nicht viel mehr als die Rangfolge an sich ableiten. Bei genauerem Hinsehen zeigt sich jedoch, dass lange Anstiege wesentlich häufiger auftreten als kurze. Da lange Anstiege keine großen Windstauscheitel bewirken, korreliert dies mit der Tatsache, dass die größte Anzahl bei den niedrigen Sturmfluten liegt.

Mit einer Zunahme von 8 Sturmfluten und damit 100 % in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts zeigt *lang-lang-lang* die größte Zuwachsrate gefolgt von *kurz-kurz-kurz* mit absolut 4 Sturmfluten und relativ auch 100 %. Einen 50%igen Anstieg weisen die Windstaukurven mit zwei Scheiteln auf.

Daraus lässt sich ableiten, dass die Extreme zugenommen haben, wobei jedoch gerade bei 2 Scheiteln, die 50 % von einer so kleinen Anzahl ausmachen, deutlich wird, dass dies mit äußerster Vorsicht betrachtet werden muss.

Eindeutig ist aber, dass Sturmfluten mit langen Abfallsneigungen in der absoluten An-

zahl die größte Zunahme aufweisen (*lll* mit 8 und 100 %; *lkl* mit 6 und 35 %; *kek* mit 4 und 33 %). Das bedeutet, dass Sturmfluten, die lange andauern und Kettentiden verursachen, quantitativ zugenommen haben, ebenso wie jene, die flussaufwärts hohe Sturmflutscheitel verursachen können. Die Folgen flussaufwärts sind vor allem in der Kategorie *kek* relevant.

Bemerkenswert ist weiterhin, dass die Kategorie *kl* eine deutliche Abnahme zu verzeichnen hat. In dieser Kategorie entstehen Windstaumaxima bis zu 320 cm, d.h. jene die bei Erreichen des Wertes bei Thw zu sehr schweren Sturmfluten führen. Demzufolge gibt es im Gegenzug zu dem Anstieg der Extrema auch eine Entspannung der Gruppe, die zu recht hohen Windstaumaxima führen kann.

Kurze Anstiege können hohe Windstaumaxima ausbilden. Somit ist die Tatsache, dass kurze Anstiege deutlich zugenommen haben, so zu betrachten, dass mit häufigeren hohen Windstauscheiteln gerechnet werden kann.

10.1.3 Schlussfolgerungen für die Entwicklung der Sturmfluten und des Sturmflutklimas

1. Die größte Zunahme weisen in Cuxhaven alle jene Kombinationen auf, die die Extreme zusammenfassen, d.h. *kurz-kurz-kurz*, *lang-lang-lang* und solche, die so lange Anstiege oder Scheiteldauern aufweisen, dass zwei Windstaumaxima gebildet werden. Das bedeutet, dass Windsituationen, die extreme Tendenzen aufweisen, zugenommen haben. Diese Aussage muss aber mit Vorsicht betrachtet werden, da die Anzahl pro Kategorie insgesamt zu gering ist, dass sie einer Signifikanzprüfung standhalten würde.
2. Da die Kategorie *lang-lang-lang* die meisten Sturmfluten aufweist und damit auch die größte Zunahme, wird bestätigt, dass die Anzahl an leichten Sturmfluten, die häufig von langen Anstiegen gebildet werden, zugenommen hat. Dies wird ergänzt durch die Tatsache, dass lange Anstiege insgesamt am häufigsten vorkommen. Die Zunahme der Kategorie *lang-lang-lang* muss mit Vorsicht betrachtet werden, da in den Grenzbereichen zwischen *kurz* und *lang* durchaus auch sehr schwere Sturmfluten entstehen können.
3. Die deutliche Zunahme der Extremkategorie *lang-lang-lang* und die Zunahme der Windstaukurven mit zwei Scheiteln korreliert mit der Zunahme von langen Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel. Die Windstaukurven mit zwei Windstaumaxima zeigen einen Anstieg in der Sturmflutscheithöhe in Cuxhaven und in St. Pauli.
4. Kurze Anstiege können hohe Windstaumaxima ausbilden. Demzufolge ist die Erkenntnis, dass kurze Anstiege deutlich zugenommen haben, so zu betrachten, dass mit häufigeren hohen Windstauscheiteln gerechnet werden kann.
5. Es treten keine Sturmflutwetterlagen auf, bei denen langsame Windgeschwindigkeitsanstiege und eine lange Dauer der maximalen Windgeschwindigkeit zu einem schnellen Abflauen der Windgeschwindigkeit führen. Es muss somit bei langen Anstiegen und langen Dauern immer damit gerechnet werden, dass nachfolgende Tiden durch den langsamen Abfall noch erhöht sind. Dies betrifft vor allem die flussaufwärts liegenden Orte.
6. Lange Anstiege und Scheiteldauern verursachen hohe Scheiteldifferenzen zwischen Küsten (Cuxhaven) und flussaufwärts liegenden Orten (Hamburg). Besonders deutlich wird dies bei zwei Scheiteln und der Kategorie *lang-lang-lang* sowie bei allen Kategorien mit einem langen Scheitel oder/und langem Abfall. Demzufolge hat die Tendenz zu langen Winddauern größere Folgen für die flussaufwärts liegenden Orte als für die Küstenorte. Da aber für die flussaufwärts liegenden Orte auch ein hohes Windstaumaximum an der Küste notwendig ist zum Erreichen von sehr schweren Sturmfluten, eliminiert der we-

sentlich geringere, aber dennoch deutlich vorhandene Anstieg der kurzen Anstiegsneigung ein wenig die Gefahr für sehr schwere Sturmfluten flussaufwärts. Grundsätzlich bedeutet aber die hier herausgearbeitete Tendenz zu mehr langen Abfällen eine wesentlich größere Gefahr für flussaufwärts gelegene Orte.

7. Die Differenz der Scheitelhöhen zwischen Cuxhaven und Hamburg-St. Pauli steigt nahezu in allen Kategorien an. Nur für Cuxhaven in der Kategorie *kkk* lässt sich kein Trend erkennen.

10.2 Die Charakterisierung in Helgoland

Die Charakterisierung erfolgt mit den gleichen Kriterien wie in Cuxhaven. Da die generelle Beschreibung der Windsituation in den einzelnen Kategorien für alle Pegel übereinstimmt, wird hierfür auf die Beschreibung in Cuxhaven verwiesen. Entscheidend sind die Unterschiede der Pegel untereinander, die anhand differierender Ausprägung der Parameter verdeutlicht werden. Anhand der Analyse der zugehörigen Windsituation lässt sich so ermitteln, warum die gleiche Windsituation an verschiedenen Pegel zu differierenden Sturmflutverläufen führt.

10.2.1 Beschreibung der Charakteristika in Helgoland

Langer Anstieg – langer Scheitel – langer Abfall

Windstauhöhe: Drei lange Komponenten führen in Helgoland im Gegensatz zu Cuxhaven relativ häufig zu hohen Windstau maxima. Dies ist mit der Topographie Helgolands zu erklären, bei der im tiefen Wasser vor der Küste die gleiche Windsituation langsamere Anstiege im Stau bewirkt. Die Wirklänge des Windes muss länger sein als in Cuxhaven, um einen entsprechend hohen Stau zu produzieren. Auf dem Weg zur Küste steilt der Windstau sich auf und erreicht bei kürzerem Anstieg höhere Maxima.

Scheitelhöhe: Die Kombination aus drei langen Komponenten führt in Helgoland zu einer großen Spannbreite von niedrigen (häufig vorkommenden) bis schweren Sturmfluten. Die Sturmflut vom 21.1.1976 erreicht in Helgoland mit drei langen Komponenten den zweithöchsten Scheitelwert. Auch hier muss, wie in Cuxhaven, die Entwicklung dieser Kategorie betrachtet werden, da sie Extrema ausbildet.

Kettentiden: Wie zu erwarten, werden bei langer Dauer des Windes auch häufiger Sturmfluten, die mehr als einen Sturmflutscheitel umfassen, auftreten. In dieser Kategorie treten die häufigsten Kettentiden auf.

Aufgrund der Tatsache, dass in dieser Kategorie schwere Sturmfluten und sehr häufig Kettentiden auftreten können, muss die Entwicklung der Häufigkeit der Sturmfluten genau betrachtet werden. Leider ist eine signifikante Untersuchung dieser Entwicklung aufgrund des mangelnden Datenmaterials seit 1900 nicht möglich; seit 1950 ist die Zeitspanne zu kurz.

Langer Anstieg – langer Scheitel – kurzer Abfall

In dieser Kategorie sind, ebenso wie in Cuxhaven, nur sehr wenige Sturmfluten, da bei langer Anstiegs- und Scheiteldauer der Wind sehr selten rasch zusammenbricht. Windstaukurven, die mehr als einen Sturmflutscheitel umfassen, kommen nicht vor. Sowohl die Windstauhöhen als auch die Hochwasserhöhen sind niedrig.

Langer Anstieg – kurzer Scheitel – langer Abfall

In dieser Kategorie werden sowohl die höchsten Windstaumaxima als auch die höchsten Sturmflutscheitel in Helgoland erreicht. Weiterhin umfasst ebenso wie in Cuxhaven auch diese Kategorie die meisten Sturmfluten. Die langen Komponenten bewirken, dass häufig Sturmfluten mit mehr als einem Sturmflutscheitel auftreten.

Im Vergleich zu Cuxhaven macht sich erneut die Topographie bemerkbar. Zwar treten auch in Cuxhaven in dieser Kategorie sehr viele Sturmfluten auf, die durch eine große Windstauhöhe und hohe Scheitelhöhe gekennzeichnet sind. Es werden in Cuxhaven aber keine Maximalwerte erreicht wie in Helgoland. Die topographischen Bedingungen führen zu einem langsameren Ansteigen und Abfallen des Staus, der dann auf diesem Wege höhere Werte erreicht, während im flachen Küstenbereich eine Sturmflut schneller höher aufläuft und langsame Abläufe nur zu hohen, aber nicht sehr hohen Ereignissen im Windstau und dem Scheitelsbereich führen.

Langer Anstieg – kurzer Scheitel – kurzer Abfall

Während in Cuxhaven in dieser Kategorie noch schwere Sturmfluten erreicht werden, ist dies in Helgoland nicht der Fall. Deutlich wird, dass auch für Helgoland gilt, dass längere Anstiege nicht höhere Windstau- und Hochwasserpeaks zur Folge haben. Vielmehr werden diese ab einer bestimmten Länge tendenziell wieder niedriger.

Die Tatsache, dass trotz langem Anstieg keine Kettentiden auftreten, zeigt erneut, dass für ihre Entstehung lange Scheiteldauern und lange Abfälle nötig sind.

Kurzer Anstieg – kurzer Scheitel – kurzer Abfall

In dieser Kategorie wird der Vergleich mit Cuxhaven besonders deutlich. Während in Helgoland wenige Sturmfluten verzeichnet sind, weil die Wirkdauer des Windes zu kurz ist und dadurch die Windstauhöhen niedrig bis hoch sind und die Hochwasserscheitel nur niedrige Werte erreichen, werden in Cuxhaven hohe (aber nicht sehr hohe) Werte im Windstau und im Hochwasserscheitel erreicht.

Kurzer Anstieg – kurzer Scheitel – langer Abfall

In dieser Kategorie werden in Cuxhaven die höchsten Windstaumaxima erreicht. In Helgoland erreichen die Windstaumaxima sehr hohe Werte, aber nicht die maximalen. Das bedeutet, dass auch sehr kurze Anstiege zu hohen Maxima führen, aber nicht zu maximalen in Helgoland. Die bisher daraus resultierende Hochwasserhöhe ist eher niedrig, was mit der Lage der Windstaumaxima um NW zusammenhängt. In Cuxhaven werden dagegen maximale Scheitelhöhen erreicht. Um auch in Helgoland maximale Scheitelhöhen zu erreichen, bedarf es einer anderen Lage des Windstaumaximums zur Phase oder/und einen etwas längeren Anstieg, um die gleiche Höhe auch um HW zu heben.

Es treten drei Kettentiden auf, was wiederum zeigt, dass die lange Komponente Abfall ausreicht, um Kettentiden zu bewirken.

Kurzer Anstieg – langer Scheitel – kurzer Abfall

In Helgoland tritt nur eine Sturmflut auf, die sowohl im Windstau als auch zum Hochwasserzeitpunkt niedrige Werte erreicht.

Kurzer Anstieg – langer Scheitel – langer Abfall

Es werden leichte bis hohe Windstaumaxima erreicht bei schweren Hochwasserscheiteln (3.1.1976; dritthöchste in Helgoland seit 1950). Die Verteilung der Maxima zur Tide-

phase ist dementsprechend recht gleichmäßig, wobei der Windstaupeak des Hochwassermaximums um NW liegt. In Cuxhaven liegt diese Flut nicht in dieser Kategorie. Es werden hier maximal schwere Fluten erreicht.

Auch in Helgoland werden hier relativ viele Kettentiden gebildet.

Zwei Scheitel

Die Sturmfluten Nr. 187 und 129 erreichen auch in Helgoland zwei Scheitel, da die Windsituation in der Windgeschwindigkeit mit zwischenzeitlichem Abfall eindeutig so verläuft, dass zwei Peaks ausgebildet werden müssen.

In Helgoland kommt das Phänomen der Ausbildung von zwei Scheiteln wesentlich seltener vor als in Cuxhaven. Auch das muss mit der Topographie erklärt werden. Im tiefen Wasser reagiert das Wasser träger als an der Küste auf Änderungen des Windverlaufes, so dass Schwankungen in der Windgeschwindigkeit sich nicht so leicht ausprägen.

10.2.2 Häufigkeiten der Kategorien in Helgoland

Für Helgoland lässt sich aufgrund des kurzen Untersuchungszeitraumes für eine solch differenzierte Betrachtung kein Trend ermitteln (Tab. 10.3).

Tab. 10.3: Häufigkeit der Sturmflutereignisse nach Kategorien differenziert

	lll	llk	lkl	lkk	kkk	kkI	klk	kll	2
1940–1995	25	4	29	5	2	15	1	5	2
Kettentiden	7	0	4	0	0	3	0	3	2 (1,5)

Zu bemerken bleibt, dass die Kategorien *lll* und *lkl* die größte Anzahl an Sturmfluten aufweisen. Dies sind auch jene Kategorien, die die höchsten Sturmflutscheitel und Windstau maxima erreichen. Die Kategorie *kkI* erreicht mit 15 Windstaukurven ebenso eine große Anzahl an Ereignissen. Alle weiteren Kategorien kommen in Helgoland recht selten vor.

Tab. 10.4: Kennzeichen der Charakteristika in Helgoland

	III	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	115 cm–235 cm 100 cm–150 cm = 9 150 cm–200 cm = 13 < 200 cm = 22; > 200 cm = 3; > 300 cm = 0	Es werden hohe Windstaumaxima erreicht. In Kombination mit einem hohen Sturmflutscheitel liegen sie im Grenzbereich zu kurz (20.1.1976).
Anstiegsneigung	6,5 h/m am 20.1.1976	
Scheitelhöhe	von 687 cm bis 834 cm 700 cm–750 cm = 25 750 cm–800 cm = 7 800 cm–850 cm = 2 850 cm–900 cm = 0 > 900 cm = 0	Es können sehr schwere Sturmflutscheitel aufgestaut werden.
Lage des Windstau-maximums zur Tide-phase	16 NW 9 HW	Es liegt eine deutliche Konzentration um NW vor.
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	7 1 mit 4 (20.1.1976) 1 mit 3 (25.1.1993)	
Beispiel	Sturmflut Nr. 203/204 vom 18.11.1992	
	IIIk	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	165 cm–200 cm 200 cm–250 cm = 0 250 cm–300 cm = 0 < 200 cm = 4; > 200 cm = 0; > 300 cm = 0	sehr niedrig
Anstiegsneigung	10 h/m am 21.9.1990	
Scheitelhöhe	von 724 cm bis 783 cm 700 cm–750 cm = 3 750 cm–800 cm = 1 800 cm–850 cm = 0 850 cm–900 cm = 0 > 900 cm = 0	niedrig
Lage des Windstau-maximums zur Tide-phase	3 NW 1 HW	Konzentration um NW
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	keine	
Beispiel	Sturmflut Nr. 117 vom 6.12.1973	

Tab. 10.4: (Fortsetzung)

	lkl	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	100 cm–275 cm 100 cm–150 cm = 7 150 cm–200 cm = 14 < 200 cm = 21; > 200 cm = 8; > 300 cm = 0	Es werden die höchsten Windstauwerte gleichzeitig mit dem höchsten Scheitelwert erreicht (16.2.1962), der einen deutlichen langen Anstieg zu verzeichnen hat. Dieser verkürzt sich und steilt sich bis Cuxhaven auf.
Anstiegsneigung	9,5 h/m am 16.1.1962	
Scheitelhöhe	von 675 cm bis 860 cm (16.02.1962) 600 cm–700 cm = 12 700 cm–750 cm = 18 750 cm–800 cm = 3 800 cm–850 cm = 0 850 cm–900 cm = 1 > 900 cm = 0	Die Spannbreite reicht von niedrigen bis sehr schweren Sturmfluten.
Lage des Windstau-maximums zur Tide-phase	25 NW 4 HW	Es liegt eine ganz deutliche Konzentration der Peaks um NW vor.
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	4 1 mit 3 (16.2.1962)	Die langen Komponenten bewirken eine große Häufigkeit von Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel.
Beispiel	Sturmflut Nr. 78–79 vom 16.2.1962	
	lkk	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	140 cm–95 cm 100 cm–150 cm = 1 150 cm–200 cm = 4 < 200 cm = 5; > 200 cm = 0; > 300 cm = 0	niedrig
Anstiegsneigung	14,5 h/m	
Scheitelhöhe	von 696 cm bis 792 cm 700 cm–750 cm = 3 750 cm–800 cm = 1 800 cm–850 cm = 0 850 cm–900 cm = 0 > 900 cm = 0	niedrig
Lage des Windstau-maximums zur Tide-phase	4 NW 1 HW	
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	keine	
Beispiel	Sturmflut Nr. 46a vom 13.2.1943	

Tab. 10.4: (Fortsetzung)

	kkk	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	125 cm–270 cm 100 cm–150 cm = 3; 150 cm–250 cm = 6 200 cm–250 cm = 3; 250 cm–300 cm = 3 < 200 cm = 9; > 200 cm = 6; > 300 cm = 0	von niedrig bis sehr hoch
Anstiegsneigung	1,5 h/m am 23.2.1967	
Scheitelhöhe	von 685 cm bis 770 cm 700 cm–750 cm = 10 750 cm–800 cm = 4 800 cm–850 cm = 0 850 cm–900 cm = 0 > 900 cm = 0	
Lage des Windstau- maximums zur Tide- phase	11 NW 4 HW	
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	3	
Beispiel	Sturmflut Nr. 85 vom 13.2.1965	
	kkk	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	100 cm–250 cm 200 cm–250 cm = 1 250 cm–300 cm = 0 < 200 cm = 1; > 200 cm = 1; > 300 cm = 0	niedrig bis hoch
Anstiegsneigung	2,5 h/m am 14.2.1989	
Scheitelhöhe	von 688 cm bis 734 cm 700 cm–750 cm = 1 750 cm–800 cm = 0 800 cm–850 cm = 0 850 cm–900 cm = 0 > 900 cm = 0	niedrig
Lage des Windstau- maximums zur Tide- phase	1 NW 1 HW	
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	keine	
Beispiel	Sturmflut Nr. 182 vom 14.2.1989	

Tab. 10.4: (Fortsetzung)

	klk	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	185 cm 200 cm–250 cm = 0 250 cm–300 cm = 0 < 200 cm = 1; > 200 cm = 0; >300 cm = 0	hoch (nicht sehr hoch)
Anstiegsneigung	3,5 h/m am 5.12.1988	
Scheitelhöhe	von 722 cm bis 743 cm PN 700 cm–750 cm = 1 750 cm–800 cm = 0 800 cm–850 cm = 0 850 cm–900 cm = 0 > 900 cm = 0	niedrig
Lage des Windstau- maximums zur Tide- phase	1 NW	
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	keine	
Beispiel	Sturmflut Nr. 179 vom 5.2.1988	
	klI	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	180 cm–235 cm 200 cm–250 cm = 3 250 cm–300 cm = 0 < 200 cm = 2; > 200 cm = 3; >300 cm = 0	leicht bis schwer
Anstiegsneigung	2 h/m am 3.1.1976	dritthöchste Flut von HEL
Scheitelhöhe	von 712 cm bis 827 cm 700 cm–750 cm = 3 750 cm–800 cm = 4 800 cm–850 cm = 1 850 cm–900 cm = 0 > 900 cm = 0	leicht bis schwer
Lage des Windstau- maximums zur Tide- phase	3 NW 2 HW	
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	3	
Beispiel	Sturmflut Nr. 125/126 vom 3.1.1976	

Tab. 10.4: (Fortsetzung)

	2 Scheitel	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	160 cm–260 cm 200 cm–250 cm = 0 250 cm–300 cm = 1 < 200 cm = 3; > 200 cm = 1; > 300 cm = 0	niedrig bis hoch
Anstiegsneigung	3 h/m am 28.2.1990 (Nr. 187)	
Scheitelhöhe	von 698 cm bis 824 cm 700 cm–750 cm = 4 750 cm–800 cm = 0 800 cm–850 cm = 2 850 cm–900 cm = 0 > 900 cm = 0	niedrig bis (sehr) schwer
Lage des Windstau- maximums zur Tide- phase	2 NW	
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	2 1 mit 5	
Beispiel	Sturmflut Nr. 129/130 vom 12.11.1977	

10.3 Die Charakterisierung in Norderney

10.3.1 Beschreibung der Charakteristika in Norderney

Langer Anstieg – langer Scheitel – langer Abfall

In Norderney führt die Kombination aus drei langen Parametern ebenso wie in Helgoland zu schweren bis sehr schweren Sturmfluten. Sowohl für Norderney als auch für Cuxhaven enthält diese Kategorie die Sturmflut vom 16.2.1962, die in Norderney die höchste, in Cuxhaven die zweithöchste Sturmflut bildet. In Helgoland führt die gleiche Windsituation nicht zu einem langen Abfall, sondern vielmehr zu einem kurzen Scheitel. Auch in Wittdün führt diese Kombination mit drei langen Komponenten zur schwersten Sturmflut. In Cuxhaven, Norderney und Wittdün liegt der lange Anstieg mit 6,5 h/m im Grenzbereich zu kurz. Nur in Helgoland wird diese Flut von einem deutlich längeren Anstieg gebildet.

Langer Anstieg – langer Scheitel – kurzer Abfall

In Norderney werden leichte bis (niedrig) schwere Windstaumaxima und Sturmflutscheitel gebildet. Im Gegensatz zu Cuxhaven liegen alle Windstaumaxima um NW. Insgesamt ist dies keine nennenswerte Kategorie.

Langer Anstieg – kurzer Scheitel – langer Abfall

In dieser recht umfangreichen Kategorie werden schwere Sturmfluten (bis zur zehnthöchsten des Untersuchungszeitraumes) und sehr hohe Windstaupeaks erreicht. Dies entspricht den Pegeln Cuxhaven und Wittdün. In Helgoland werden dagegen sogar sehr hohe Sturmflutscheitel erreicht.

Langer Anstieg – kurzer Scheitel – kurzer Abfall

Die Sturmfluthöhen und Windstauhöhen sind niedrig bis (niedrig) schwer.

Kurzer Anstieg – kurzer Scheitel – kurzer Abfall

Es werden leichte bis hohe Windstaumaxima ausgebildet, die niedrige bis flache schwere Sturmfluten ausbilden. Während in Cuxhaven leichte bis schwere Sturmfluten von den sehr schweren Windstaumaxima ausgebildet werden, werden in Helgoland nur leichte Sturmfluten und in Norderney nur niedrige schwere Sturmfluten ausgebildet. Das bedeutet, dass hohe Windstaukurven um NW größeren Einfluss auf den Hochwasserscheitel an der Küste haben als im Hochseebereich und auf den Inseln.

Kurzer Anstieg – kurzer Scheitel – langer Abfall

Wie in Helgoland entstehen in dieser Windsituation sehr hohe Windstaumaxima, aber nur hohe Sturmflutscheitel. Im Gegensatz zu Cuxhaven und Wittdün ist diese Kategorie von Bedeutung, aber nicht so entscheidend für den Hochwasserscheitel wie in selbigen Pegelstandorten.

Kurzer Anstieg – langer Scheitel – kurzer Abfall

In Norderney tritt nur eine Sturmflut mit einem niedrigen Windstaumaximum und niedrigen Sturmflutscheitel auf.

Kurzer Anstieg – langer Scheitel – langer Abfall

Es werden sehr hohe Scheitelwerte erreicht (dritthöchste in Norderney bei leichten bis

schweren Windstauhöhen. Dies ist vergleichbar mit Helgoland. Während in Cuxhaven und Wittdün in *kkk* diese Scheitelhöhen erreicht werden, sind für Norderney und Helgoland zwei lange Komponenten notwendig, um diese Höhe zu erreichen.

Zwei Scheitel

Auch in Norderney treten recht häufig Windstaukurven mit zwei Windstauscheiteln auf. Auch diese Windstaukurven können auch zu hohen Windstaumaxima führen und auch zu schweren Sturmflutscheiteln. Die Anzahl nimmt in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts zu.

10.3.2 Häufigkeiten der Kategorien in Norderney

In Norderney treten ebenso wie an allen anderen Pegeln in den Kategorien *lll* und *llk* die größte Anzahl an Sturmfluten auf (Tab. 10.5). Dies sind auch die Kategorien, die für das Erreichen von hohen Sturmflutscheiteln und Windstaumaxima in Norderney relevant sind. Beide zeigen auch einen deutlichen Anstieg in der Anzahl an Ereignissen, relativ gesehen ist die Steigerungsrate jedoch gemäßigt. Trotzdem muss berücksichtigt werden, dass jene Windsituationen, die hohe Windstaumaxima und Sturmflutscheitel bewirken, insgesamt häufiger auftreten als in der ersten Hälfte des Untersuchungszeitraumes. Allerdings treten in diesen Kategorien auch viele niedrige Sturmfluten auf, so dass die Zunahme eher im Bereich der niedrigen Sturmfluten liegt als in der Zunahme von schweren Sturmfluten. Die Kategorie *kkk* bewirkt in Norderney sehr schwere Sturmfluten. Hier liegt insgesamt eine Abnahme in der Anzahl der Ereignisse vor, so dass keine erhöhte Möglichkeit des Eintritts dieser Windsituation und damit einer sehr schweren Sturmflut vorliegt.

Tab. 10.5: Häufigkeit der Sturmflutereignisse nach Kategorien differenziert

	lll	llk	lkl	lkk	kkk	kkk	klk	kll	2
1935–95	26	3	25	2	6	9	1	15	3
1935–65	9	1	10	0	1	2	0	8	0
1966–95	17	2	15	2	5	7	1	7	3
Kettentiden	8	1	3	0	0	1	0	6	3
absoluter und prozentualer Anstieg	+ 8	+ 1	+ 5	+ 2	+ 4	+ 5	+ 1	–1	+ 3
	+ 89 %	+100 %	+ 50 %		+400 %	+ 250 %		–12,5 %	

10.3.3 Schlussfolgerungen für die Entwicklung der Sturmfluten und des Sturmflutklimas

Es zeigt sich eine Zunahme jener Windsituationen, die hohe Sturmflutscheitel und Kettentiden bewirken, aber nicht jener Windsituationen, die sehr schwere Sturmfluten bewirken.

Tab. 10.6: Kennzeichen der Charakteristika in Norderney

	III	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	160 cm–313 cm 200 cm–250 cm = 8 250 cm–300 cm = 5 < 200 cm = 11; > 200 cm = 13; >300 cm = 1	niedrig bis hoch
Anstiegsneigung	6,5 h/m am 17.02.1962 (schwere Flut)	Grenzbereich zu kurz
Scheitelhöhe	von 733 cm bis 910 cm 700 cm–750 cm = 4 750 cm–800 cm = 23 800 cm–850 cm = 6 850 cm–900 cm = 2 > 900 cm = 1	leicht bis sehr schwer (höchste Sturmflut 16.2.1962)
Lage des Windstau-maximums zur Tide-phase	13 NW 13 HW	gleichmäßige Verteilung der Peaks zur Phase
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	8 2 mit 3 Scheiteln (16.2.1962 und 25.1.1993)	häufiges auftreten von Kettentiden
Beispiel	Sturmflut Nr. 108 vom 17.11.1971	
	IIIk	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	218 cm–232 cm 200 cm –250 cm = 3 250 cm –300 cm = 0 < 200 cm = 0; > 200 cm = 3; >300 cm = 0	niedrig bis (niedrig) schwer
Anstiegsneigung	11 h/m am 21.9.1990	leichte Sturmflut
Scheitelhöhe	von 764 cm bis 823 cm (1.12.1966) 700 cm–750 cm = 0 750 cm–800 cm = 3 800 cm–850 cm = 1 850 cm–900 cm = 0 > 900 cm = 0	entsprechend der Windstauhöhe hier niedrig bis (niedrig) schwer
Lage des Windstau-maximums zur Tide-phase	3 NW	
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	1 (13.1.1955)	Obwohl der Abfall kurz ist, liegt eine Kettentide vor!
Beispiel	Sturmflut Nr. 67/67a vom 13.1.1955	

Tab. 10.6: (Fortsetzung)

	lkl	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	168 cm–332 cm 200 cm–250 cm = 10 250 cm–300 cm = 6 < 200 cm = 7; > 200 cm = 16; > 300 cm = 2	niedrige bis sehr hohe Peaks, mit einem Schwerpunkt in der Verteilung bei hohen Windstaumaxima hoch
Anstiegsneigung	6,5 h/m am 6.11.1985 (Nr. 168) (schwere Flut)	Grenzbereich zu kurz
Scheitelhöhe	von 723 cm bis 856 cm (24.11.1981) 700 cm–750 cm = 7 750 cm–800 cm = 14 800 cm–850 cm = 7 850 cm–900 cm = 1 > 900 cm = 0	Es treten leichte bis schwere Sturmfluten auf. Jene vom 24.11.1981 gehört zu den 10 höchsten Sturmfluten.
Lage des Windstaumaximums zur Tidephase	17 NW 8 HW	leichte Konzentration bei Niedrigwasser
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	3 1 mit 3 (23.11.1981)	Der lange Abfall führt wiederum zur Ausbildung von Kettentiden.
Beispiel	Sturmflut 81/81a vom 13.10.1961	
	lkk	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	185 cm–227 cm 200 cm–250 cm = 1 250 cm–300 cm = 0 < 200 cm = 1; > 200 cm = 1; > 300 cm = 0	niedrig bis leicht schwere
Anstiegsneigung	13 h/m am 22.1.1993	
Scheitelhöhe	von 780 cm bis 830 cm 700 cm–750 cm = 0 750 cm–800 cm = 1 800 cm–850 cm = 1 850 cm–900 cm = 0 > 900 cm = 0	leicht bis (niedrig) schwer
Lage des Windstaumaximums zur Tidephase	2 HW	
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	keine	Ausschließlich eine lange Komponente im Anstieg führt nicht zu Kettentiden.
Beispiel	Sturmflut Nr. 207 vom 22.1.1993	

Tab. 10.6: (Fortsetzung)

	kkI	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	153 cm–313 cm 200 cm–250 cm = 4 250 cm–300 cm = 2 < 200 cm = 2; > 200 cm = 6; > 300 cm = 1	Es werden deutlich in größerer Häufigkeit hohe bis sehr hohe Windstaumaxima ausgebildet, was bedeutet, dass eine maximale Windstaukurve dieser Kategorie entsprechen würde.
Anstiegsneigung	1,5 h/m am 23.2.1967	
Scheitelhöhe	von 751 cm bis 836 cm 700 cm–750 cm = 6 750 cm–800 cm = 4 800 cm–850 cm = 0 850 cm–900 cm = 0 > 900 cm = 0	Leichte bis schwere Sturmfluten, aber keine sehr hohen Sturmfluten. Das zeigt, dass bei Eintritt einer „maximalen“ Windstaukurve zum Erreichen eines hohen Hochwasserscheitels eine längere Scheiteldauer benötigt wird.
Lage des Windstau-maximums zur Tide-phase	6 NW 3 HW	etwas häufigeres Vorkommen um NW
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	1	Auch hier führt der lange Abfall zur Kettentide.
Beispiel	Sturmflut 184/185 vom 26.1.1990	
	kkk	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	146 cm–290 cm 200 cm–250 cm = 1 250 cm–300 cm = 3 < 200 cm = 2; > 200 cm = 4; > 300 cm = 0	leichte bis hohe Maxima mit Schwerpunkt bei den hohen Maxima
Anstiegsneigung	2,5 h/m am 14.2.1989	
Scheitelhöhe	von 731 cm bis 775 cm 700 cm–750 cm = 2 750 cm–800 cm = 4 800 cm–850 cm = 0 850 cm–900 cm = 0 > 900 cm = 0	Es werden vorwiegend niedrige bis niedrige schwere Sturmfluten ausgebildet.
Lage des Windstau-maximums zur Tide-phase	5 NW 1 HW	Schwerpunkt liegt um NW
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	keine	
Beispiel	Sturmflut Nr. 164 vom 14.1.1984	

Tab. 10.6: (Fortsetzung)

	klk	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	205 cm 200 cm–250 cm = 1 250 cm–300 cm = 0 < 200 cm = 0; > 200 cm = 1; > 300 cm = 0	niedrig
Anstiegsneigung	3, 5 h/m am 5.12.1988	
Scheitelhöhe	von 775 cm bis 775 cm 700 cm–750 cm = 0 750 cm–800 cm = 1 800 cm–850 cm = 0 850 cm–900 cm = 0 > 900 cm = 0	niedrig
Lage des Windstau- maximums zur Tidephase	1 NW	
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	keine	
Beispiel	Sturmflut Nr. 179 vom 5.12.1988	
	kl	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	139 cm–301 cm 200 cm–250 cm = 6 250 cm–300 cm = 4 < 200 cm = 4; > 200 cm = 10; > 300 cm = 1	leicht bis hoch, mit Schwerpunkt auf hohen Peaks
Anstiegsneigung	1, 5 h/m am 3.1.1976	
Scheitelhöhe	von 730 cm bis 886 cm 700 cm–750 cm = 3 750 cm–800 cm = 10 800 cm–850 cm = 7 850 cm–900 cm = 1 > 900 cm = 0	2. höchste von NOR
Lage des Windstau- maximums zur Tide- phase	10 NW 5 HW	großes Gewicht auf NW
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	6 mit 2	Die Kombination von langer Scheiteldauer und langem Abfall in Verbindung mit kurzem Anstieg kann zu hohen Kettentiden führen.
Beispiel	Sturmflut Nr. 61/62 vom 16.1.1954	

Tab. 10.6: (Fortsetzung)

	2 Scheitel	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	185 cm–295 cm 200 cm–250 cm = 3 250 cm–300 cm = 2 < 200 cm = 1; > 200 cm = 5; > 300 cm = 0	i. d. R. hohe Windstaumaxima, selten niedrig
Anstiegsneigung	3 h/m am 26.2.1990 mit 295 cm	
Scheitelhöhe	von 738 cm bis 886 cm (21.1.1976) 700 cm–750 cm = 2 750 cm–800 cm = 5 800 cm–850 cm = 1 850 cm–900 cm = 3 > 900 cm = 0	leichte bis (sehr) schwere Hochwas- serscheitel (3. höchste)
Lage des Windstau- maximums zur Tide- phase	4 NW 2 HW	
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel		
Beispiel	Sturmflut Nr. 127–128 vom 20.1.1976	

10.4 Die Charakterisierung in Wittdün

10.4.1 Beschreibung der Charakteristika in Wittdün und Vergleich zwischen den Pegeln

Der Verlauf der Windstaukurve und damit die Reaktion des Wassers auf den Windverlauf in der Deutschen Bucht zeigt für Wittdün ein recht erstaunliches Phänomen. Obwohl dieser Inselpegel vor dem Watt in wesentlich weiter nördlich exponierter Lage als Cuxhaven liegt, zeigen die Windstaukurven einen fast verblüffend ähnlichen Verlauf. Auch zeigt der allgemeine Charakter sehr viel Ähnlichkeit mit Cuxhaven, im Gegensatz zu Norderney und Helgoland. Diese haben insgesamt einen etwas flacheren Verlauf und benötigen zum Erreichen eines hohen Windstauwertes und Sturmflutscheitels insgesamt längere Parameter. Norderney bildet mit seinen Windstaukurven fast einen Übergang vom Hochseebereich mit Helgoland zur Küste mit Cuxhaven.

Langer Anstieg – langer Scheitel – langer Abfall

Auch in Wittdün kann die Kombination aus drei langen Parametern zu sehr schweren Sturmfluten führen. So ist die Sturmflut vom 16.2.1962 in dieser Kategorie, liegt aber mit einem Anstieg von 6,5 h/m ebenso wie in Cuxhaven und Norderney im Grenzbereich zu kurz. In der Regel entstehen in dieser Kategorie jedoch niedrige Sturmfluten und Kettenfluten. Dies entspricht dem grundsätzlichen Bild von Cuxhaven, Wittdün und Norderney in dieser Kategorie. Da an allen vier Pegeln aber auch sehr schwere Sturmfluten mit drei langen Parametern entstehen können, muss ihre Entwicklung weiterhin beobachtet werden.

Langer Anstieg – langer Scheitel – kurzer Abfall

In Wittdün werden im Gegensatz zu Helgoland und gleich mit Cuxhaven auch schwere Sturmfluten gebildet. Dies ist wie in Cuxhaven damit zu erklären, dass die Windstaumaxima um HW liegen und damit bei relativ geringen Windstauhöhen bereits relativ hohe Scheitel produzieren.

Norderney bildet mit niedrigen schweren Sturmfluten und niedrig schweren Windstaumaxima den Übergang von Helgoland zu Cuxhaven und Wittdün.

Langer Anstieg – kurzer Scheitel – langer Abfall

Mit 32 Sturmfluten umfasst diese Kategorie ebenso wie in Cuxhaven und Helgoland die Kategorie mit der größten Anzahl an Sturmfluten. Auch in Norderney gibt es sehr viele Sturmfluten in dieser Kategorie, ist aber mit 25 geringfügig geringer in der Anzahl als in III.

Auch in Wittdün werden wie in Cuxhaven sehr hohe Windstaumaxima erreicht, die aufgrund des Schwerpunktes der Peaks bei Niedrigwasser in Wittdün bisher nur zu schweren Sturmfluten geführt haben. Dies steht im Gegensatz zu Helgoland, wo in dieser Kategorie sehr schwere Sturmfluten erreicht werden. Auch hier nimmt Norderney eine Zwischenposition ein, da hier zwar sehr hohe Windstaupicks erreicht werden aber nur schwere Hochwasserscheitel.

Langer Anstieg – kurzer Scheitel – kurzer Abfall

Ebenso wie in Helgoland und im Gegensatz zu Cuxhaven werden in dieser Kategorie nur niedrige Sturmfluten erreicht, aber niedrig schwere Windstaupicks. In diesem Fall bildet Wittdün quasi mit seiner Insellage die Zwischenposition zwischen Helgoland und Cuxhaven. Während in Helgoland Windstaupick und Sturmflutscheitel niedrig bleiben, werden

in Wittdün auch schon mal hohe Scheitel aber nur relativ niedrige Windstaumaxima ausgebildet. In Cuxhaven können hingegen hohe Scheitel und hohe Windstaumaxima erreicht werden. Den Übergang bildet erneut Norderney, wo niedrige bis (niedrig) schwere Windstauscheitel und leichte bis (niedrig) schwere Hochwasserscheitel erreicht werden.

Insgesamt kommt die Windsituation, die zu dieser Kategorie führt, für alle Pegel selten vor und hat keine nennenswerten Folgen.

Kurzer Anstieg – kurzer Scheitel – kurzer Abfall

Wie in Cuxhaven bilden die sehr schweren Windstauscheitel in Wittdün leichte bis schwere Sturmfluten aus. Dies ist deshalb erstaunlich, weil die Erkenntnisse zu Helgoland, Norderney und Cuxhaven ergaben, dass von dem Hochseepiegel Helgoland über die vorgelegerten Inseln zur Küste die hohen Windstaumaxima um NW zunehmend Einfluss auf die Hochwasserscheithöhe haben. Dies trifft jetzt bei Wittdün nicht zu. Hier verhält sich der Windstau wie an der Küste in Cuxhaven, was aber die Erkenntnisse zu Norderney und Helgoland nicht widerlegt, sondern dahingehend ergänzt, dass Lage und Topographie der Insel zu Reaktionen des Windstaus führen können wie an der Küste.

Kurzer Anstieg – kurzer Scheitel – langer Abfall

Dies ist eine der wichtigsten Kategorien, da hier die Kombinationen aus sehr hohen Windstaumaxima und sehr hohen Hochwasserscheiteln zusammentreffen. Hier trifft ein kurzer Anstieg mit einer langen Komponente zusammen und führt deshalb zu sehr schweren Windstaumaxima und sehr schweren Sturmfluten. Dies entspricht den Bedingungen in Cuxhaven und steht im Gegensatz zu Norderney und Helgoland, wo die sehr hohen Windstaumaxima nur zu schweren Sturmfluten führen.

Für Wittdün muss angemerkt werden, dass in dieser Kategorie die zweithöchste Sturmflut im Untersuchungszeitraum auch noch eine Kettentide ist. Diese Kombination aus sehr hohem Windstaumaximum, das zu einer sehr schweren Sturmflut und zu einer Kettentide führt, ist für den Küstenschutz die größte Bedrohung. In Wittdün muss dieser Kategorie deshalb die größte Bedeutung geschenkt werden.

Kurzer Anstieg – langer Scheitel – kurzer Abfall

Wie in Cuxhaven werden in dieser Kategorie leichte bis schwere Windstaumaxima gebildet, die leichte bis schwere (niedrige schwere) Sturmflutscheitel bewirken. Auch hier lassen sich einerseits die Pegel Norderney und Helgoland sowie andererseits Cuxhaven und Wittdün zusammenfassen.

Kurzer Anstieg – langer Scheitel – langer Abfall

Während in Norderney und Helgoland in dieser Kategorie sehr hohe Sturmflutscheitel erreicht werden, werden in Wittdün und Cuxhaven nur schwere Hochwasserscheitel gebildet.

Zwei Scheitel

Windstaukurven mit zwei Windstaumaxima treten in Wittdün ebenso häufig auf wie in Cuxhaven. An allen vier Pegeln ist allerdings bemerkenswert, dass trotz langer Dauer auch hohe Windstauhöhen und hohe Hochwasserscheitel erreicht werden.

10.4.2 Häufigkeiten der Kategorien in Wittdün

Auch in Wittdün liegen die größten Häufigkeiten in den Kategorien *lll*, gefolgt von *llk* und *lkl* (Tab. 10.7). In diesen Sturmfluten treten in erster Linie niedrige bis schwere Sturmfluten auf. Absolut und relativ gesehen liegt in *llk* auch die größte Zunahme an Sturmfluten vor.

Tab. 10.7: Häufigkeit der Sturmflutereignisse nach Kategorien differenziert

	lll	llk	lkl	lkk	kkk	kkk	klk	kll	2
1913–95	29	7	32	6	7	17	4	10	5
1913–54	11	4	5	3	3	6	2	6	1
1955–95	18	3	27	3	4	11	2	4	4
Kettentiden	9 (2 * 3)	0	2	0	0	5	1	5	5
absoluter und prozentualer Anstieg	+ 7 + 63 %	-1 -25 %	+ 22 + 540 %	0 0 %	+ 1 + 25 %	+ 4 + 83 %	0 0 %	- 2 -33 %	+ 3 + 300 %

10.4.3 Schlussfolgerungen für die Entwicklung der Sturmfluten und des Sturmflutklimas

1. Die Kategorien *lll* und *llk* zeigen in Wittdün neben *kkk* die größte absolute und relative Zunahme. Da in den Kategorien *lll* und *llk* in erster Linie niedrige bis schwere Sturmfluten gebildet werden, erklärt die deutliche Zunahme die größere Häufigkeit an niedrigen Sturmfluten in den letzten Jahrzehnten (s. auch Cuxhaven). Weiterhin bestätigt diese Zunahme die Tatsache, dass die Anzahl an Kettentiden zugenommen hat. Da aber auch sehr schwere Sturmfluten auftreten können, muss diese Zunahme an Sturmfluten in dieser Kategorie auch hinsichtlich des möglichen Eintritts an sehr hohen Sturmfluten mit Aufmerksamkeit betrachtet werden.
2. Die Kategorie *kkk* zeigt eine Zunahme in der Häufigkeit. Dies muss beachtet werden, da hier Windsituationen auftreten können, die zu sehr hohen Windstaumaxima und sehr hohen Sturmflutscheiteln führen können.

Tab. 10.8: Kennzeichen der Charakteristika in Wittdün

	III	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	135 cm–308 cm 200 cm–250 cm = 13 250 cm–300 cm = 3 < 200 cm = 12; > 200 cm = 15; > 300 cm = 1	niedrige bis mittelhohe Windstau- maxima; Allerdings liegt ein hohes Windstau- maximum vor (16.2.1962).
Anstiegsneigung 6,5 h/m am 16.2.1962	(höchste Flut im Untersuchungszeit- raum)	
Scheitelhöhe	von 700 cm bis 914 cm 700–750 = 9 750–800 = 18 800–850 = 6 850–900 = 2 > 900 cm = 1	Von niedrig bis sehr schwer. Der größte Teil liegt jedoch im Bereich der leichten Sturmfluten. Der allge- meine Charakter einschließlich der resultierenden Windstaumaxima und Scheitelhöhen entspricht jenem in Cuxhaven.
Lage des Windstau- maximums zur Tide- phase	17 NW 12 HW	leichter Schwerpunkt bei NW
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	8 Windstaukurven mit mehr als 1 Sturmflutscheitel; davon 2 mit 3 Sturmflutscheiteln.	Entsprechend der Erwartung in dieser Kategorie führen drei lange Komponenten häufig zu Windstau- kurven mit mehr als einem Sturm- flutscheitel.
Beispiel	Sturmflut Nr. 108 vom 17.11.1971	
	IIk	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	120 cm–246 cm 100 cm–200 cm = 2 200 cm–250 cm = 5 250 cm–300 cm = 0 < 200 cm = 2; > 200 cm = 5; > 300 cm = 0	leicht bis mittelschwer
Anstiegsneigung	8 h/m am 6.12.1973 mit 844 cm PN (schwer)	
Scheitelhöhe	von 711 cm bis 844 cm 700–750 = 1 750–800 = 2 800–850 = 4 850–900 = 0 > 900 cm = 0	leicht bis schwer mit einem leichten Schwerpunkt bei schweren Sturm- fluten
Lage des Windstau- maximums zur Tide- phase	3 NW 4 HW	in etwa gleichgewichtig
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	0	Die Tatsache, dass zwar Anstieg und Scheitel lang sind aber nicht der Ab- fall, führt dazu, dass keine Kettentiden entstehen.
Beispiel	Sturmflut Nr. 48 vom 26.1.1944	

Tab. 10.8: (Fortsetzung)

	llk	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	115 cm–315 cm 200 cm–250 cm = 19 250 cm–300 cm = 3 < 200 cm = 9; > 200 cm = 22; > 300 cm = 1	Niedrige bis sehr schwere Windstaumaxima, mit einem deutlichen Schwergewicht bei niedrigen Windstaumaxima. Trotzdem können auch hohe Maxima vorkommen.
Anstiegsneigung	7,5 h/m am 6.11.1985 mit 818 cm PN (schwer)	
Scheitelhöhe	von 684 cm bis 838 cm 700–750 = 13 750–800 = 10 800–850 = 9 850–900 = 0 > 900 cm = 0	von niedrig bis schwer mit einem deutlichen Übergewicht in der Anzahl (an niedrigen Sturmfluten)
Lage des Windstau-maximums zur Tide-phase	23 NW 8 HW	Deutliches Schwergewicht auf Windstaupeaks um Niedrigwasser, was erklärt, weshalb auch bei hohen Windstaumaxima recht geringe Scheitelhöhen erreicht werden.
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	2	Eine Kombination aus kurz mit einem langen Abfall führt häufig auch an den anderen Pegeln zu Kettentiden.
Beispiel	Sturmflut Nr. 168/169 vom 6.11.1985	
	llk	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	141 cm–268 cm 100 cm–200 cm = 2 200 cm–250 cm = 3 250 cm–300 cm = 0 < 200 cm = 2; > 200 cm = 3; > 300 cm = 0	leicht bis niedrige schwere Peaks
Anstiegsneigung	6,5 h/m am 4.1.1917 (leichte Flut mit 702 cm)	
Scheitelhöhe	von 702 cm bis 801 cm 700–750 = 3 750–800 = 1 800–850 = 1 850–900 = 1 > 900 cm = 0	überwiegend leichte Sturmfluten
Lage des Windstau-maximums zur Tide-phase	2 NW 2 HW	
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	0	
Beispiel	Sturmflut Nr. 14c vom 4.1.1917	

Tab. 10.8: (Fortsetzung)

	kkk	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	216 cm–351 cm 200 cm–250 cm = 3 250 cm–300 cm = 3 < 200 cm = 0; > 200 cm = 6; > 300 cm = 1	hohe bis sehr hohe Windstau- maxima
Anstiegsneigung	1,5 h/m am 10.2.1949 mit 351 cm (sehr kurz)	
Scheitelhöhe	von 724 cm bis 820 cm (24.12.1918) 700 – 750 = 2 750 – 800 = 3 800 – 850 = 2 850 – 900 = 0 > 900 cm = 0	Leichte bis schwere Sturmfluten; KEINE SEHR SCHWEREN STURMLFUTEN. Dies entspricht der Erkenntnis, dass kurze Anstiege hohe Windstaumaxima produzieren, für eine sehr hohe Sturmflut aber eine lange Komponente enthalten sein muss, um das Windstaumaximum auch bei HW auftreten zu lassen.
Lage des Windstau- maximums zur Tide- phase	6 NW 1 HW	Deutliches Übergewicht bei NW, weshalb die Windstaumaxima bisher keine sehr hohen Hochwasserschei- tel produziert haben.
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	0	
Beispiel	Sturmflut Nr. 57 cm vom 10.2.1949	
	kkI	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	168 cm–368 cm 200 cm–250 cm = 6 250 cm–300 cm = 5 < 200 cm = 4; > 200 cm = 11; > 300 cm = 5	hohe bis <u>sehr hohe</u> Windstau- maxima
Anstiegsneigung	1,0 h/m am 24.2.1967 mit 832 cm	
Scheitelhöhe	von 736 cm bis 908 cm (24.11.1981; Kettentide) 700–750 = 3 750–800 = 10 800–850 = 7 850–900 = 3 > 900 cm = 1	leicht bis sehr schwer (2. höchste)
Lage des Windstau- maximums zur Tide- phase	15 NW 4 HW	deutliche Konzentration um NW
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	3 mit mehr als einem Scheitel; davon 1 mit 3 Scheiteln (24.11.1981)	langer Abfall führt zu Kettentiden
Beispiel	Sturmflut Nr. 94 vom 24.2.1967	

Tab. 10.8: (Fortsetzung)

	klk	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	239 cm–273 cm 200 cm–250 cm = 2 250 cm–300 cm = 0 < 200 cm = 2; > 200 cm = 2; > 300 cm = 0	leicht bis hoch (nicht sehr hoch)
Anstiegsneigung	2,0 h/m am 5.10.1917 (leichte Flut)	
Scheitelhöhe	von 750 cm bis 818 cm 700–750 = 1 750–800 = 1 800–850 = 3 850–900 = 0 > 900 cm = 0	schwer (nicht sehr schwer) Die Kombination aus kurzem Anstieg und langem Scheitel führt zu schweren Sturmfluten.
Lage des Windstau-maximums zur Tide-phase	4 NW	
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	1	
Beispiel	Sturmflut Nr. 14 vom 25.10.1917	
	kl	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	143 cm–309 cm 200 cm–250 cm = 3 250 cm–300 cm = 2 < 200 cm = 2; > 200 cm = 5; > 300 cm = 2	leichte bis schwere Windstaumaxima mit Schwerpunkt bei den schweren Windstaumaxima
Anstiegsneigung	4,5 h/m am 27.10.1936 (schwere Flut)	
Scheitelhöhe	von 665 cm bis 905 cm 700–750 = 3 750–800 = 4 800–850 = 4 850–900 = 1 > 900 cm = 0	leicht bis sehr schwer
Lage des Windstau-maximums zur Tide-phase	7 NW 2 HW	
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	6	
Beispiel	Sturmflut Nr. 36/36a vom 27.10.1936	

Tab. 10.8: (Fortsetzung)

	2 Scheitel	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	172 cm–321 cm 200 cm–250 cm = 3 250 cm–300 cm = 2 < 200 cm = 3; > 200 cm = 5; > 300 cm = 1	leicht bis sehr schwer
Anstiegsneigung	8 h/m am 26.2.1990 (Nr. 187)	
Scheitelhöhe	von 759 cm bis 896 cm (am 21.1.1976; 4. höchste in WIT) 700–750 = 0 750–800 = 7 800–850 = 4 850–900 = 3 > 900 cm = 0	leicht bis (sehr) schwer
Lage des Windstau- maximums zur Tide- phase	4 NW 2 HW	
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	alle	
Beispiel	Sturmflut Nr. 187–191 vom	26.2.1990

10.5 Zusammenfassender Vergleich der Pegel

1. Es sind die Kategorien vergleichbar und ihre Aussagen, es fallen aber nicht zwangsläufig die gleichen Sturmfluten in diese Kategorie, weil auch die spezifische Exposition und Topographie vor Ort sowie die gleiche Windsituation zu differierenden Charakteren führen kann!
2. An allen vier Pegeln gibt es die größte Häufigkeit an Windstaukurven in der Kategorie *kk*, gefolgt von *lll* und *kk*. Nur in Cuxhaven enthalten die Kategorien *lll* und *kk* etwa die gleiche Häufigkeit.
3. Kurze Anstiege führen in Cuxhaven und Wittdün zu sehr hohen Windstaumaxima, die in der Regel um NW liegen. Auch in Helgoland und Norderney kann davon ausgegangen werden, dass kurze Anstiege zu Windstaupeaks um Niedrigwasser führen. In Cuxhaven und Wittdün führt die Kombination mit einer langen Komponente dann häufig zu schweren bis sehr schweren Sturmfluten, in Helgoland und Norderney nur zu schweren Sturmfluten.
4. Dies kehrt sich in der Kategorie *kk* um. Während in Wittdün und Cuxhaven maximal schwere Sturmfluten in dieser Kategorie auftreten, treten in Norderney und Helgoland sehr schwere Sturmfluten auf.
5. Das bedeutet, dass in Norderney und Helgoland insgesamt flachere Windstaukurven nötig sind, um eine hohe Sturmflut zu erreichen, als in Wittdün und Cuxhaven.
6. Lange Abfälle führen an allen Pegeln zu Kettentiden!
7. An allen vier Pegeln können Kettentiden auch zu schweren Sturmflutscheiteln führen. Die Kombination aus langer Dauer und hohen Hochwasserscheiteln birgt eine deutliche Gefahr.
8. An allen vier Pegeln nehmen Kettentiden zu.
9. An allen Pegeln liegt eine Zunahme in jenen Kategorien vor, in denen auch schwere und sehr schwere Sturmfluten auftreten. In den weiteren Untersuchungen der vorliegenden Arbeiten wird diese Tatsache detaillierter zu untersuchen sein.

11. Die Windstauparameter in Cuxhaven

Mit der Untersuchung der Entwicklung der Windstauparameter in den letzten einhundert Jahren wird das Sturmflutklima in Hinblick auf die Komponenten Änderung der Windgeschwindigkeit, Dauer der maximalen Windgeschwindigkeit und Änderung des Windgeschwindigkeitsabfalls analysiert. Um neben der Erfassung der Änderung einzelner Komponenten des Sturmflutklimas die Auswirkungen auf die Sturmfluten bewerten zu können, muss die Abhängigkeit der einzelnen Parameter voneinander betrachtet werden, ohne die Zeit zu berücksichtigen. Aus der Kombination der inneren Abhängigkeit der einzelnen Komponenten und ihrer jeweiligen Entwicklung in den letzten einhundert Jahren lassen sich mögliche zukünftige Veränderungen der Sturmfluten und ihre Konsequenzen erfassen. Von zentraler Bedeutung ist dabei die Ermittlung einer maximalen Windstaukurve. Hieran knüpft die Beantwortung der Frage, ob sich das Sturmflutklima so verändert, dass die Möglichkeit des Eintretens dieser maximalen Windstaukurve vergrößert bzw. verringert wird.

11.1 Korrelation der Windstauparameter

11.1.1 Anstiegsneigung zu Windstaumaximum

Wie in Abb. 11.1 zu erkennen ist, werden Windstaumaxima zwischen 200 cm und 430 cm bei Anstiegsneigungen von 1 h/m bis 26 h/m erreicht. Dabei weist der größte Anteil der Sturmfluten eine Anstiegsgeschwindigkeit von 4 h/m bis 9 h/m auf, die eine Windstauhöhe von 200 cm bis 310 cm bildet. Interessant sind nicht nur die ordinären, sondern besonders die hohen Sturmfluten. Abb. 11.1 zeigt, dass niedrige Windstauhöhen bei jeder Anstiegsneigung erreicht werden, sehr hohe Maxima dagegen nur bei sehr kleinen Anstiegsneigungen.

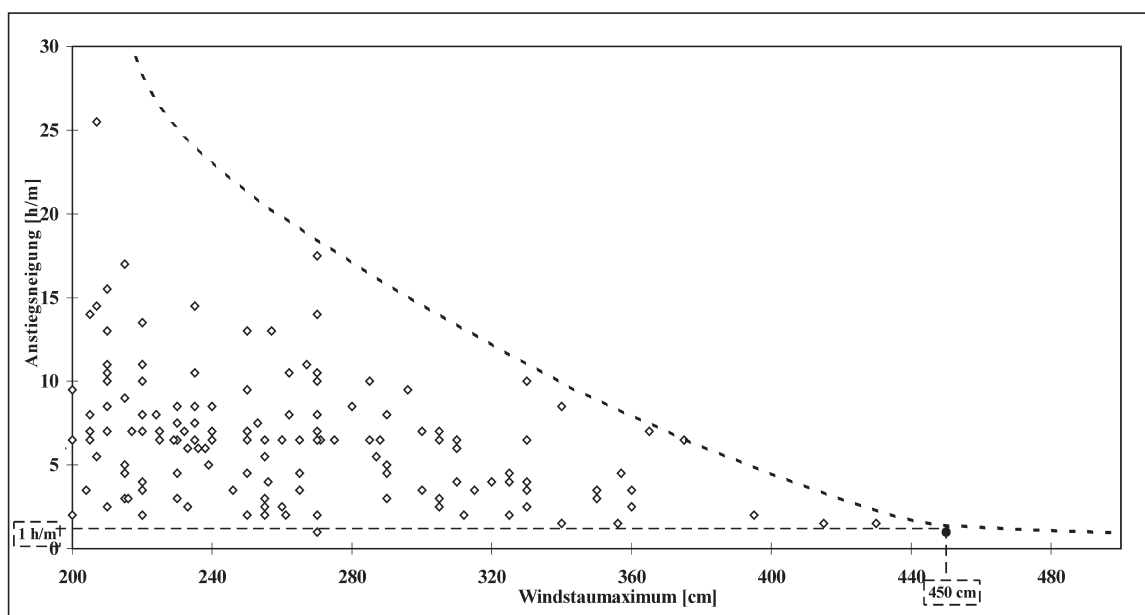


Abb. 11.1: Parameterauswertung der Windstaukurven in Cuxhaven seit 1901: Anstiegsneigung zu Windstaumaximum

Kurzfristige, schnelle Änderungen der Windgeschwindigkeit erreichen die größten Windstaumaxima.

Werden die maximalen Anstiegsgeschwindigkeiten mit den jeweils maximal zu erreichenden Windstauhöhen als Einhüllende verbunden, wird diese Korrelation noch deutlicher. Setzt man die Linie weiter fort, so zeigt sich aus der Analyse der bisher eingetretenen Sturmfluten, dass der Faktor „Änderung der Anstiegsgeschwindigkeit“ keine größere Windstauhöhe als 450 cm produzieren kann.

Eine Bewertung erfolgt in Kapitel 11.6. Dennoch sei an dieser Stelle bereits darauf hingewiesen, dass in die Analyse des Wertes von 450 cm alle Windstaumaxima zu jeder Tidephase einbezogen wurden. Entscheidend für die Berechnung des Bemessungswasserstandes sind dagegen nur die bei Hochwasser eingetretenen Windstauhöhen. Aus dem Datenkollektiv für Cuxhaven ergibt sich hier für die letzten knapp 180 Jahre ein Höchstwert von 375 cm, der am 16./17.2.1962 eintrat (GÖNNERT u. FERK, 2000). Um möglichen Missverständnissen vorzubeugen, sei nochmals betont, dass es sich hierbei um eine grundlegende wissenschaftliche Analyse, nicht aber um einen unmittelbaren Beitrag zur wasserbaulichen Bemessungspraxis handelt.

11.1.2 Scheiteldauer zu Windstaumaximum

Während sich im 10jährig übergreifenden Mittel eine Konzentration der Scheiteldauer zwischen 5 h und 7 h zeigt (Abb. 11.5), weist die Darstellung aller Scheiteldauern in Relation zum Windstaumaximum (Abb. 11.2) die deutlich größte Häufung bei einer Scheiteldauer zwischen 1 h und 5 h auf. Die Vielzahl an sehr langen Einzelereignissen bewirkt die deutliche Verschiebung des mittleren Wertes in Richtung längerer Dauer.

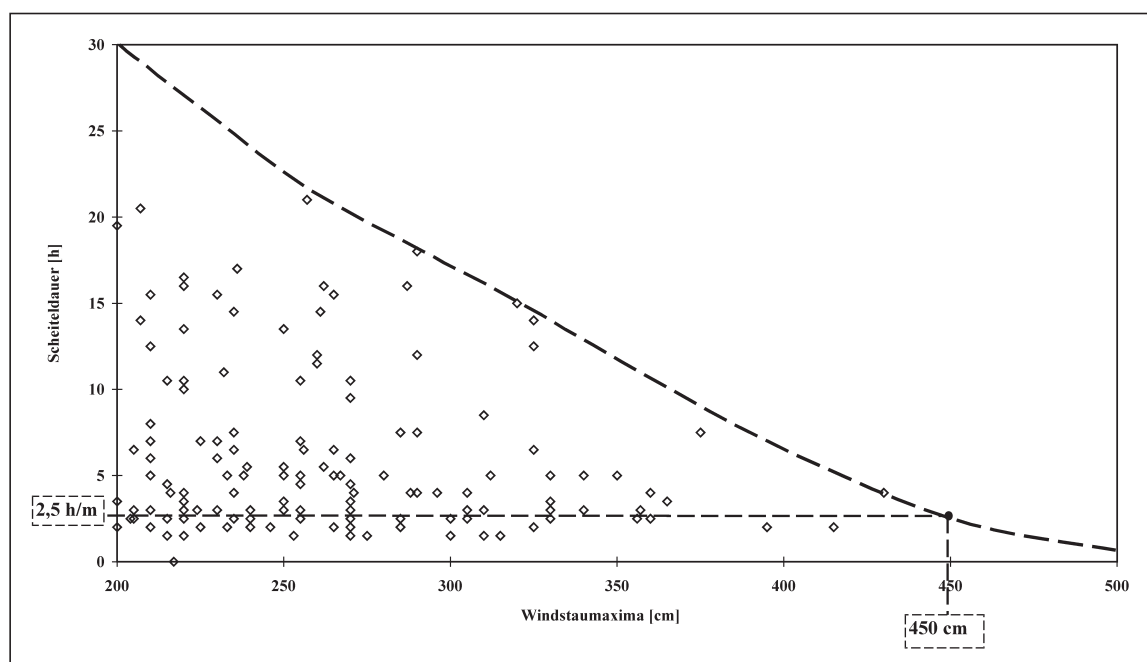


Abb. 11.2: Parameterauswertung der Windstaukurven in Cuxhaven seit 1901: Scheiteldauer zu Windstaumaximum

Windstauhöhen von 200 cm bis 430 cm werden bei Scheiteldauern in der Spannbreite von 1 h bis 5 h erreicht, so dass auf den ersten Blick keine Abhängigkeit zwischen Scheiteldauer und Windstauhöhe zu bestehen scheint. Bei Betrachtung des gesamten Spektrums der Scheiteldauer zeigt sich aber, dass Windstauhöhen zwischen 200 cm und 260 cm von Scheiteldauern zwischen 1 h und 21 h erreicht werden und sich mit zunehmender Windstauhöhe die Scheiteldauer verringert. Zwar wird ein Windstaumaximum von 330 cm noch von einer Scheiteldauer von 12 h erreicht, bei noch größeren Maxima nimmt die Scheiteldauer jedoch deutlich ab.

Insgesamt lässt sich oberhalb eines Windstaumaximum von 290 cm eine deutliche Tendenz in Richtung kürzere Scheiteldauern bei höheren Windstaumaxima erkennen.

Nach den vorliegenden Daten ist davon auszugehen, dass der durch die Anstiegskennzahl berechnete maximale Windstauwert von 450 cm bei einer Scheiteldauer von etwa 2,5 h erreicht wird.

11.1.3 Abfallneigung zu Windstaumaximum

Bei der Korrelation Abfallneigung zu Windstaumaxima (Abb. 11.3) sind zwei Achsen auffällig. Zum einen wird eine Windstauhöhe von 220 cm bei fast allen Abfallneigungen zwischen 2 h/m und 28 h/m erreicht. Zum anderen lässt sich auch hier eine äußere Einhüllende, mit einer Abfallneigung von 28 h/m bis zu 7,5 h/m bei einer Windstauhöhe von 220 cm bis 430 cm definieren. Innerhalb dieses Dreiecks liegt der größte Teil aller Abfallneigungen.

Somit könnte auch hier interpretiert werden: je schneller der Wind zusammenbricht, desto höher wird das Windstaumaximum. Dies wäre jedoch falsch, da noch bei einer Windstauhöhe von nahezu 350 cm die gesamte Streubreite an Abfallkennzahlen erreicht wird und bei 390 cm der Wind sehr viel schneller abflaut als bei 430 cm. Allerdings bleibt bemerkenswert, dass mit steigendem Windstaumaximum häufiger kleinere Abfallkennzahlen auftreten, und auf maximale Windstauhöhen grundsätzlich ein schnelles Abflauen der Windgeschwindigkeit folgt. Die Tatsache, dass bei niedrigen Windstaumaxima die absolut höchsten Abfallkennzahlen erreicht werden, lässt den Schluss zu, dass sehr häufig die folgende Tide erhöht ist, da der Abfall in Relation zur Höhe langsamer ist. Bei einem Windstaumaximum von 250 cm wäre bei Hochwasser eine Abfallkennzahl von 12 h/m notwendig, um das folgende Hochwasser 100 cm über das mittlere Hochwasser zu heben.

Die häufigste Abfallneigung liegt bei etwa 7,5 h/m mit einer Spannbreite von 4 h/m bis 11 h/m. In dieser Spannbreite werden Windstaumaxima von 200 cm bis 430 cm erreicht.

Zwischen Abfallkennzahl und Windstaumaximum lässt sich kein direkter Zusammenhang erkennen. Allerdings werden sehr hohe Windstaumaxima nur bei mittleren Abfallkennzahlen (bis 9 h/m) erreicht. Sehr hohe Sturmflutscheitel sind in Cuxhaven gekennzeichnet durch einen mittleren Scheitel oder mittleren bis langsamen Abfall.

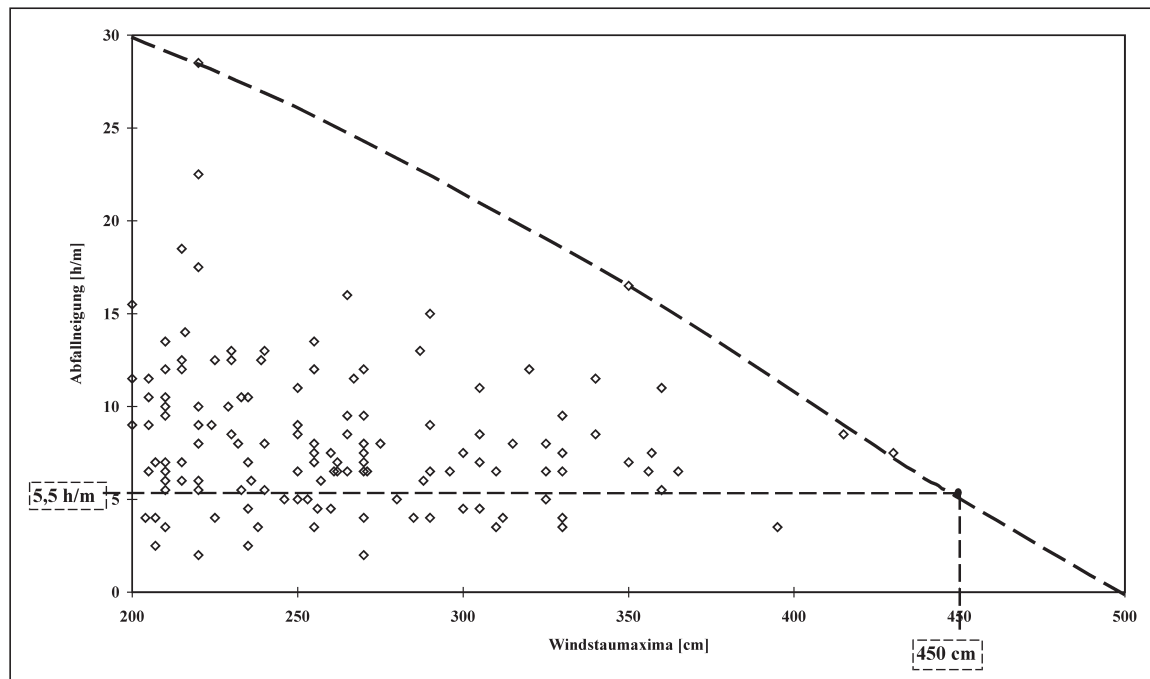


Abb. 11.3: Parameterauswertung der Windstaukurven in Cuxhaven seit 1901: Abfallneigung zu Windstaumaximum

11.1.4 Sonstige Korrelationen

Neben diesen auf den Windstauscheitel bezogenen Korrelationen soll überprüft werden, inwieweit Abhängigkeiten zwischen den Parametern

- Anstiegsneigung zu Scheiteldauer,
- Abfallneigung zu Scheiteldauer und
- Anstiegsneigung zu Abfallneigung

existieren. Grundsätzlich sind bei allen drei Vergleichen zunächst keine deutlichen Abhängigkeiten zu erkennen. Allerdings ist bei den Korrelationen der Scheiteldauer sowohl mit dem Anstieg als auch mit dem Abfall die größte Häufung bei einer Scheiteldauer von 0 bis 5 h festzustellen. Auch lässt sich erkennen, dass mit zunehmender Anstiegsneigung bis 12,5 h/m die Scheiteldauer auf über 20 h zunimmt. Folglich nimmt tendenziell bei größerer Anstiegsneigung auch die Scheiteldauer zu. Von einer signifikanten Korrelation kann aber nicht gesprochen werden, da insgesamt die Streubreite zu groß ist. Ebenso ist die mögliche Aussage, dass lange Scheitel große Abfallneigungen produzieren, als nicht signifikant zu bewerten. Auch die Frage, ob schnelle Windgeschwindigkeitsänderungen in der Regel zu einem schnellen Abflauen der Windgeschwindigkeit führen könnten, kann nur mit nein beantwortet werden.

Bei Korrelation der Parameter Anstiegsneigung zu Scheiteldauer, Abfallneigung zu Scheiteldauer und Anstiegsneigung zu Abfallneigung lassen sich keine signifikanten Abhängigkeiten erkennen.

11.2 Entwicklung der Parameter

Die Entwicklung der Parameter in den letzten knapp 100 Jahren wird mit 10jährig übergreifenden Mittelwerten berechnet, um die generelle Entwicklung erkennen zu können.

11.2.1 Der Anstieg

Anhand der Entwicklung der Anstiegsneigung während der letzten 100 Jahre lässt sich ablesen, ob die Häufigkeit von Windsituationen, in denen sehr schnell maximale Windgeschwindigkeiten erreicht werden, zunimmt, oder aber eher eine Tendenz zu langsameren Anstiegen vorliegt. Abb. 11.4 zeigt, dass über den gesamten Untersuchungszeitraum eine leichte Tendenz zu steileren Anstiegsneigungen existiert. Dieser Trend ist ausschließlich mit den ausgesprochen flachen Anstiegsneigungen im ersten Jahrzehnt dieses Jahrhunderts zu erklären. Ab 1915 berechnet, lässt sich kein nennenswerter Trend mehr erkennen. Somit lässt sich zusammenfassen:

Ein nennenswerter Trend ist nicht vorhanden, maximal eine leichte Tendenz zu geringeren Anstiegsneigungen.

Diese leichte Tendenz zu einer steileren Anstiegsneigung darf nicht unterschätzt werden. Im Zusammenhang mit der Tatsache, dass die Höhe der Windstaumaxima bei steileren Anstiegsneigung zunimmt, könnte dies auf die mögliche Gefahr hinweisen, dass höhere Windstaumaxima aufgrund der Verkleinerung des Anstiegs eher oder häufiger erreicht werden könnten. Werden jedoch die Einzelwerte betrachtet, so ist zu erkennen, dass die Spann-

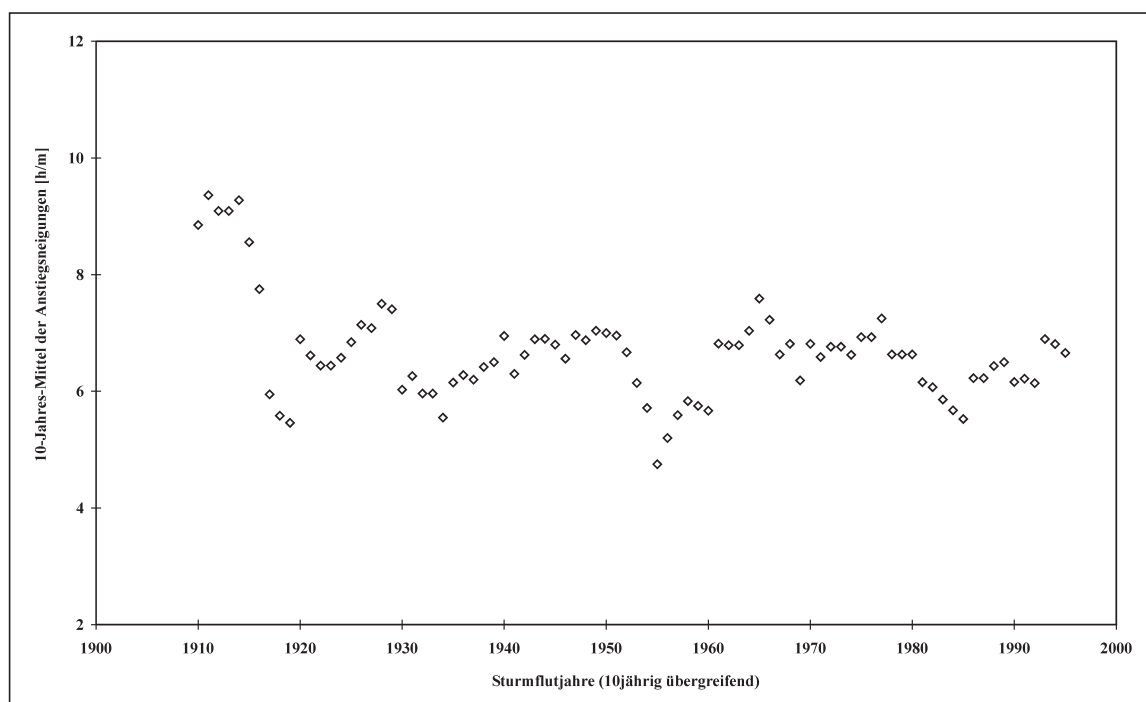


Abb. 11.4: Entwicklung der Anstiegsneigung in Cuxhaven seit 1901 (10-jährig übergreifend)

breite zwischen 5,5 h/m und 7,5 h/m liegt, d.h. jener Anstiegsneigung, bei der lediglich maximale Höhen zwischen 200 cm und 320 cm erreicht werden.

Aus der Entwicklung der letzten 100 Jahre lässt sich **nicht** die Möglichkeit ablesen, dass in den nächsten Jahren sehr hohe Windstaumaxima oder gar ein maximaler Windstauwert eher eintritt als bisher.

11.2.2 Die Scheiteldauer

Die Scheiteldauer stellt die Dauer der maximalen Windgeschwindigkeit dar und ist deshalb von großer Bedeutung, weil eine lange Dauer der maximalen Windgeschwindigkeit das Windstaumaximum über eine Tidephase länger andauern lässt.

Mit dem 10jährigen übergreifenden Mittel lässt sich für 1901–1995 ein Trend berechnen, der grundsätzlich deutlich eine Abnahme der Scheiteldauer nachweist (Abb. 11.5). Bei genauerer Betrachtung der Kurve lassen sich zwei Phasen unterscheiden: zum einen der Zeitraum 1901 bis Mitte der vierziger Jahre, der eine große Streubreite mit Daten von 4,5 h bis 9,5 h und einer mittleren Dauer von etwa 6,5 Stunden aufweist; zum anderen der Zeitraum von Mitte der sechziger Jahre bis Anfang der neunziger Jahre. Hier liegt eine viel geringere Streubreite mit einer Dauer zwischen 5 h und 6,5 h vor. Demzufolge könnte hier, entsprechend vieler klimatologischer Theorien, von einem „Sprung“ der Klimaänderung hin zu kürzeren Scheiteldauern gesprochen werden. Da in den vierziger bis fünfziger Jahren eine deutliche Verkürzung der Scheiteldauer zu verzeichnen ist, weist der genaue Verlauf der Schei-

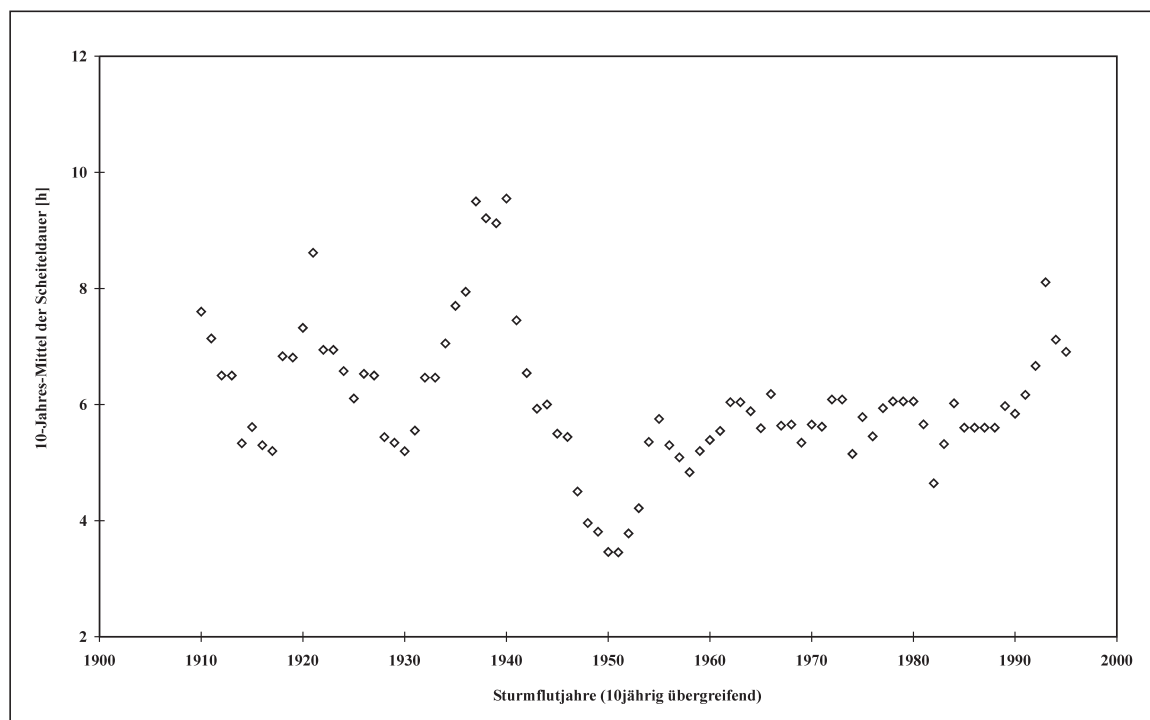


Abb. 11.5: Entwicklung der Scheiteldauer in Cuxhaven seit 1901 (10-jährig übergreifend)

telentwicklung keinen „Sprung“ auf. In der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts steigt die Scheiteldauer tendenziell wieder an. Sie erreicht jedoch ein niedrigeres Niveau als in der ersten Hälfte des Jahrhunderts.

Seit Mitte der achtziger Jahre zeigt sich allerdings wieder ein deutlicherer Anstieg der Scheiteldauer in Richtung des Niveaus von 1901–1940. Demzufolge muss die o.g. generelle Verkürzung der Scheiteldauer seit 1901 mit Vorsicht interpretiert werden. Sie könnte jedoch für die Bildung eines sehr hohen oder gar maximalen Windstauwertes relevant sein, da hohe Windstaumaxima (ab 330 cm) bei kurzen Scheiteldauern zwischen 2 h–3 h auftreten (vgl. Abb. 11.2). Da eine Verkürzung tatsächlich nur bis Mitte der achtziger Jahre bei knapp 6 h vorliegt, ergibt sich für die nächsten Jahre keine Tendenz zum schnelleren Erreichen eines maximalen Windstauwertes.

Die Entwicklung der Scheiteldauer zeigt eine leichte Verkürzung von der ersten zur zweiten Hälfte dieses Jahrhunderts mit Tendenz zu einer deutlichen Zunahme der Scheiteldauer in den letzten Jahren.

Die generelle Verkürzung führt nicht zu der Möglichkeit, dass in den nächsten Jahren sehr hohe oder gar maximale Windstauwerte eher eintreten als bisher.

11.2.3 Die Windstauscheitelhöhe

Im 10jährig übergreifenden Mittel zeigt die maximale Windstauscheitelhöhe die geringe Tendenz von 5 cm–10 cm Anstieg in nahezu hundert Jahren (Abb. 11.6). Auch hier ließe sich, entsprechend der Theorie einer plötzlichen, sprunghaften Klimaänderung in den fünfziger Jahren, der „Sprung“ von 5 cm festlegen. Letztendlich lässt sich aber sowohl in dem sprunghaften Anstieg als auch in der über den gesamten Zeitraum berechneten Tendenz von einem signifikanten Trend nicht sprechen. Allerdings muss berücksichtigt werden, dass der 10jährig übergreifende Mittelwert bei der Prognosenbildung der Scheitelhöhe die Entwicklung zu stark glättet. Sehr viel genauer ist die Berechnung der Entwicklung, wenn sämtliche Scheitel oder aber der höchste Scheitel eines jeden Jahres betrachtet werden.

Werden alle Windstauscheitel berücksichtigt (Abb. 11.7), ist eine absolute Erhöhung der maximalen Werte – unabhängig zur Tidephase – in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts zu erkennen. Die maximale Windstauhöhe stieg von 357 cm (1922 und 1927) auf 395 cm (1947) und im Maximum auf 430 cm (1967), also um über 70 cm. Hieraus eine Regression zu berechnen würde bedeuten, dass ein sehr starker Anstieg der Windstauwerte prognostiziert werden würde, der nicht der realen Entwicklung entspräche. Bei einer Trendlinie durch alle Windstaumaxima lässt sich dagegen kein Anstieg erkennen (255 cm bis 260 cm). Wird die lineare Trendlinie allerdings durch die höchsten Werte pro Sturmflutjahr gelegt (Abb. 11.8), ist ein Anstieg von 260 cm (1901) auf 310 cm (1995) deutlich auszumachen, bei polynomi-scher Berechnung dritten Grades immerhin noch von 290 cm (1901) bis 310 cm (1995).

Dass sich auf der Grundlage dieser Ziffern wiederum große Differenzen bei der Prognosenbildung ergeben, ist zwangsläufig. Ein Anstieg um 50 cm in den letzten 100 Jahren, extrapoliert auf die nächsten 50 Jahre, prognostiziert einen wesentlich höheren Wert als ein berechneter Anstieg um 20 cm in den letzten 100 Jahren. Zu beachten ist, dass bei diesen Tendenzen der Anstieg des mittleren Hochwassers bereits berücksichtigt wurde.

Wird die Lage des Windstaumaximums zur Tidephase berücksichtigt, so zeigt sich



Abb. 11.6: Entwicklung des Windstaumaximums in Cuxhaven seit 1901 (10-jährig übergreifend)

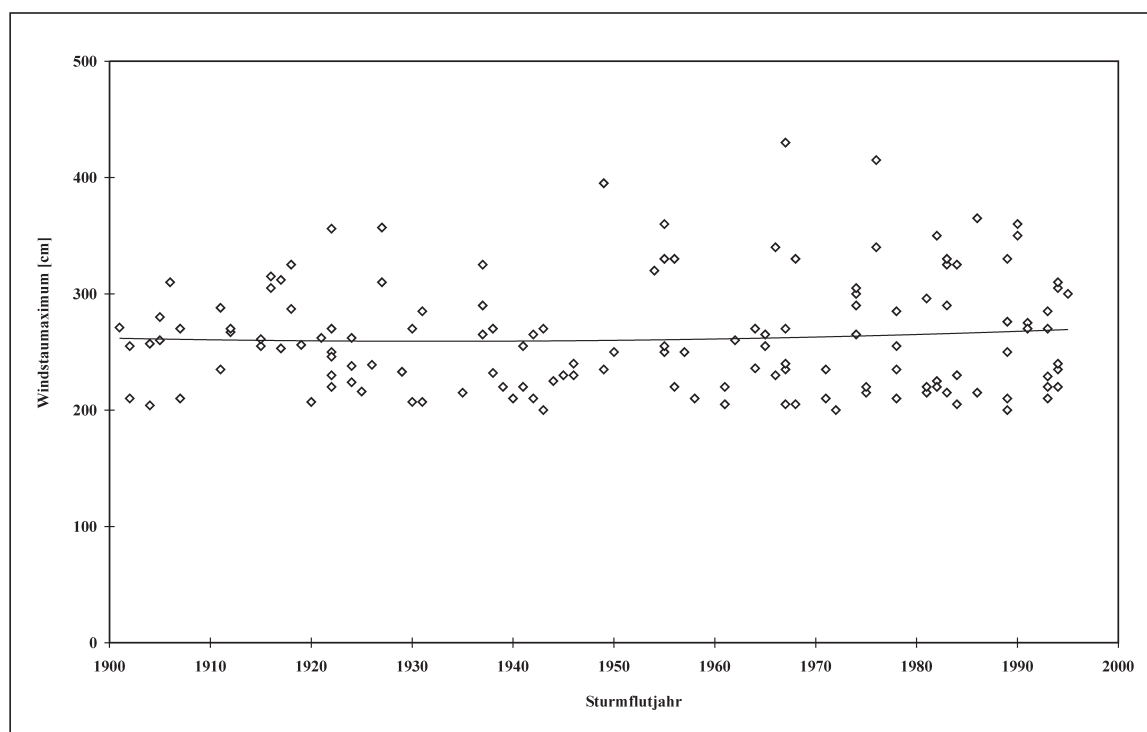


Abb. 11.7: Entwicklung der Windstaumaxima in Cuxhaven seit 1901 (unabhängig von der Tidephase)

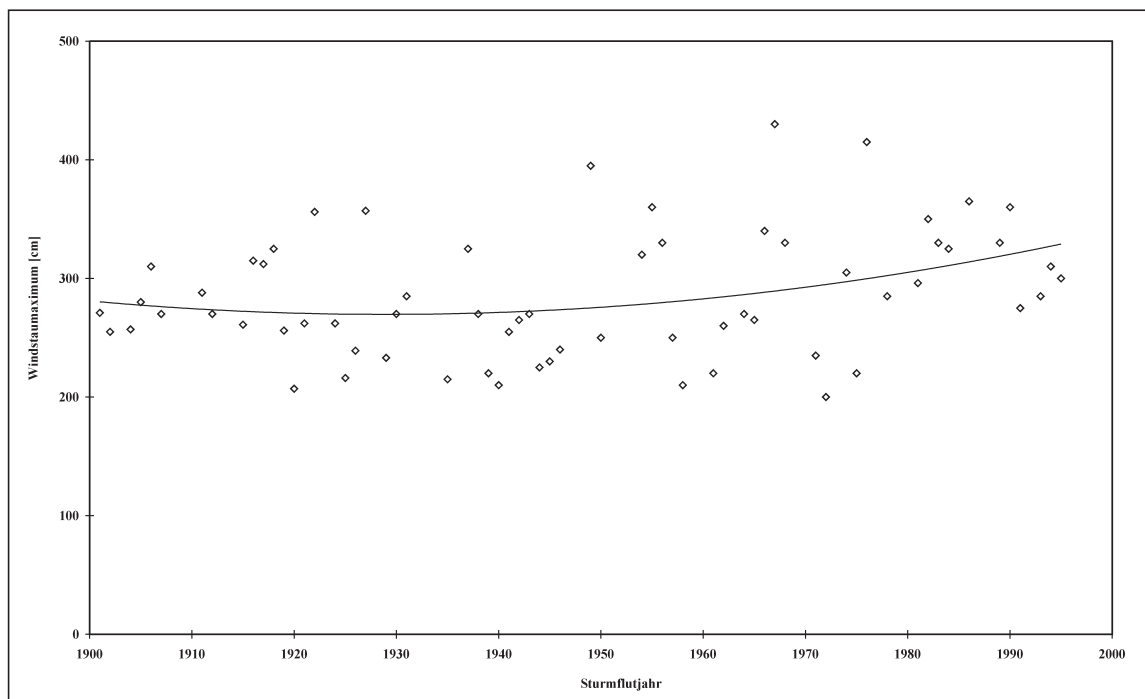


Abb. 11.8: Entwicklung des höchsten Windstaumaximums pro Sturmflutjahr in Cuxhaven seit 1901 (unabhängig von der Tidephase)

ebenso wie bei Betrachtung aller Windstaumaxima nur ein geringfügiger Anstieg der Höhe der Windstauscheitel. Es ergibt sich um Tideniedrigwasser ein Anstieg von fast 10 cm in 100 Jahren, während um Tidehochwasser ein Sinken von über 5 cm zu verzeichnen ist. Zu beachten ist, dass für die Berechnung von Deichhöhen die differenziertere Betrachtung der Windstauscheitelhöhen getrennt nach Tidephasen weniger in ihrer zeitlichen Entwicklung als vielmehr nach ihrer Überschreitungswahrscheinlichkeit erfolgen muss.

11.2.4 Der Abfall

Für die Entwicklung der Neigung (h/m) im Abfall der Windstaukurve lässt sich im 10jährig übergreifenden Mittel ein deutlich positiver Trend seit 1901 berechnen (Abb. 11.9). Es existiert insgesamt eine Tendenz zu langsamerem Abflauen der Windgeschwindigkeit. Somit zeigen die an die Sturmflut anschließenden Tiden häufiger einen erhöhten Wasserstand.

1900 bis 1935 lag im 10jährig übergreifenden Mittel der mittlere Abfall bei 7 h/m; 1935 bis 1995 dagegen bei 9 h/m. Allerdings lässt sich auch hier in den letzten 10 Jahren (1985–1995) eine deutliche Tendenz zu kürzeren Abfallzeiten erkennen.

Die Entwicklung im Abfall der Windstaukurven zeigt einen sprunghaften Anstieg von 7 h/m auf 9 h/m in den 30er-Jahren, der in den letzten 10 Jahren wieder kontinuierlich und deutlich abnimmt. Eine Verlängerung des Abfalls hat zur Folge, dass häufiger Windstaukurven auftreten, die mehr als eine Tide erhöhen.

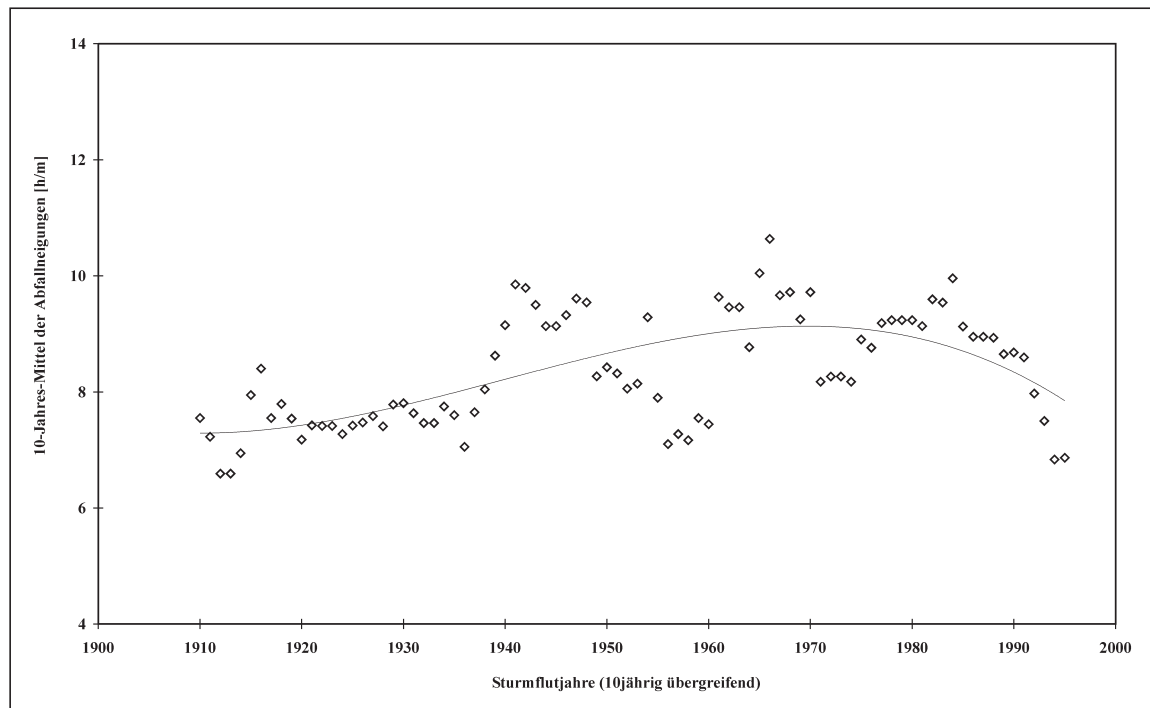


Abb. 11.9: Entwicklung der Abfallneigung in Cuxhaven seit 1901 (10-jährig übergreifend)

11.3 Auswirkungen der Parameter auf die Sturmflutscheitelhöhe

11.3.1 Auswirkung der Parameter auf die Sturmflutscheitelhöhe in Cuxhaven

Werden die 10 höchsten Sturmflutscheitel in Cuxhaven betrachtet, so zeigt sich, dass der höchste Scheitel mit 1010 cm PN am 3.1.1976 von einem kurzen Anstieg mit einem kurzen Scheitel in der Windstaukurve gebildet wurde. Doch bereits die zweithöchste Sturmflut vom 16.2.1962 mit 995 cm PN weist in der Windstaukurve einen langen Anstieg mit einem langen Scheitel und einem langen Abfall auf. Allerdings muss betont werden, dass es sich hierbei um Grenzwerte handelt, die mit 6,5 h/m und mit einem Windstaumaximum von 375 cm deutlich in der Linie – je höher das Windstaumaximum um so kürzer der Anstieg – liegen (vgl. Abb. 11.1). Auch die dritthöchste Sturmflut vom 21.1.1976 liegt mit 2 Scheiteln von 335 cm und 250 cm ebenso in dieser Korrelation wie die Folgenden.

Von den 10 höchsten Sturmfluten werden die höheren von einem kurzen Anstieg gebildet und vier weitere von einem langen Anstieg, der im Grenzbereich zur Definition „kurz“ liegt. Damit die hohen Windstaumaxima zu schweren und sehr schweren Sturmfluten führen, muss mindestens eine lange Komponente enthalten sein. Diese kann ein langer Scheitel oder aber ein langer Abfall sein.

11.3.2 Auswirkung der Parameter auf die Sturmflutscheithöhe in St. Pauli

Auch flussaufwärts in Hamburg-St. Pauli laufen jene Sturmfluten hoch auf, die durch einen kurzen Anstieg in Cuxhaven gebildet werden. Hier wird das Phänomen besonders deutlich, da auch die Sturmfluten vom 24.11.1981, 10.1.1995 und vom 3.1.1976 durch kurze Anstiege gekennzeichnet sind. Dies ist deshalb erstaunlich, weil angenommen werden musste, dass eine langsame Windgeschwindigkeitsänderung und damit eine insgesamt längere Winddauer das Wasser im Flusslauf eher staut als ein kurzzeitiger schneller Windgeschwindigkeitsanstieg.

Dies ist der Fall bei der Sturmflut vom 28.1.1994 und bei den schweren aber nicht sehr schweren Sturmfluten. Sehr schwere Sturmfluten treten in Cuxhaven zu gleichen Teilen mit kurzen und langen Anstiegen auf. Es ist aber zu beachten, dass die maximalen Windstauwerte in Cuxhaven bei kurzen Anstiegen vorkommen. In Kombination mit langen Komponenten (lange Scheiteldauer oder lange Anstiegsgerade) führen diese sehr hohen Windstaumaxima auch in St. Pauli zu sehr schweren Sturmfluten.

In Hamburg-St. Pauli treten die sehr schweren Sturmfluten bei kurzen Anstiegen auf. Die schweren Sturmfluten werden dagegen häufiger von langen Anstiegen gebildet. Auch für St. Pauli gilt, dass mindestens eine lange Komponente vorhanden sein muss, damit das hohe Windstaumaximum zu einem hohen Sturmflutscheitel führt.

11.4 Veränderung des Charakters der mittleren Windstaukurve in den letzten 100 Jahren in Cuxhaven

Während sich die Änderung von Anstieg, Abfall und Scheiteldauer aus den 10jährig übergreifenden Mittelwerten gut ablesen lässt, wird der mittlere maximale Windstauwert aus der Berechnung des Trends aller Windstauwerte und der höchsten pro Jahr genommen. Der maximale Wert für 1995 ist bei allen Berechnungen bei 310 cm. Für den Beginn des 20. Jahrhunderts ist er nicht so eindeutig zu definieren und liegt zwischen 260 cm und 290 cm. Es wird von einer mittleren Höhe von 270 cm für 1900 ausgegangen.

Der Vergleich der beiden Windstaukurven (Abb. 11.10 u. Abb. 11.11) zeigt eine sehr deutliche Verlängerung der Sturmflut im Abfall der Windstaukurve. Das bedeutet, dass nachfolgende Tiden einen erhöhten Wasserstand aufweisen, der von „leicht erhöht“ bis zu „erneuter Sturmflut“ reicht. Wenn man weiterhin bedenkt, dass die extremen Windstaukurven der Kategorien *kurz-kurz-kurz* und *lang-lang-lang* bezüglich der Anzahl zugenommen haben, wird deutlich, dass das Einzelereignis, welches längere Dauern aufweist, im Vergleich zur mittleren Windstaukurve erheblich länger geworden ist. Dagegen hat die Verkürzung der Scheiteldauer um 1 h keinen nennenswerten Einfluss auf weitere Sturmfluten.

Die Windstaukurve veranschaulicht einen deutlichen Anstieg der Windstaumaxima. Dieser wurde jedoch nicht aus einer mittleren Höhe aller Windstaumaxima gebildet, sondern vielmehr aus den höchsten Windstaumaxima pro Jahr (s.o.). Es ist deshalb zu berücksichtigen, dass der Anstieg des Windstaumaximums auch wesentlich geringer angesetzt werden kann. Somit ist davon auszugehen, dass die dargestellten mittleren Windstaukurven ihr Windstaumaximum um Tideniedrigwasser bis kurz vor Tidehochwasser hatten.

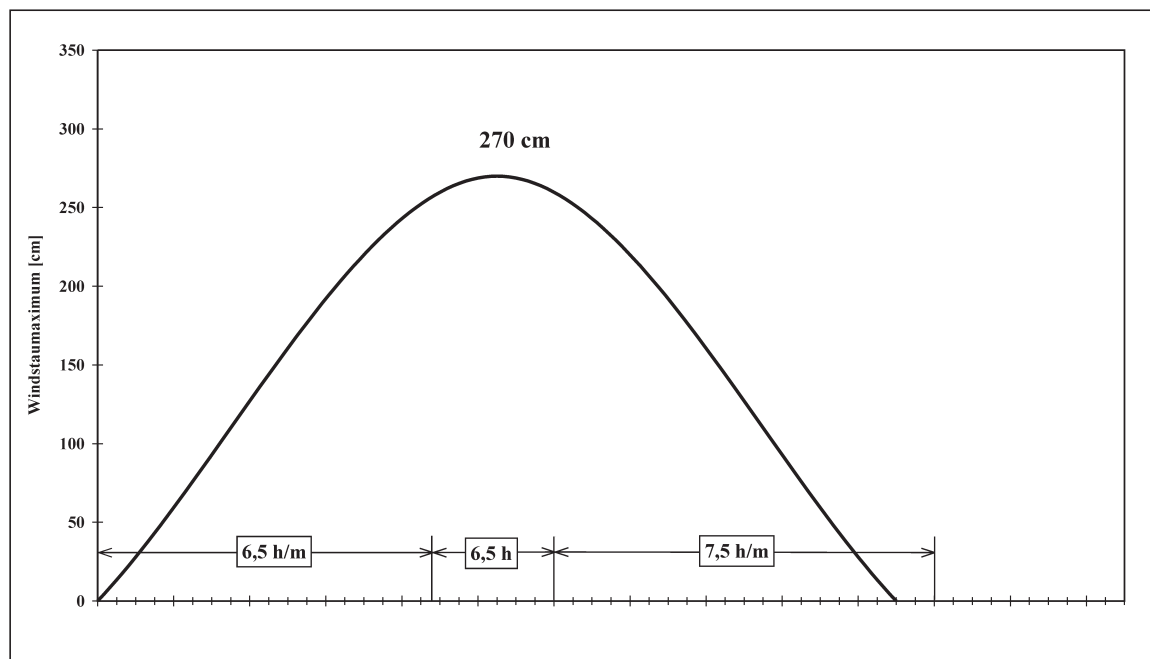


Abb. 11.10: Mittlere Windstaukurve in Cuxhaven um 1900

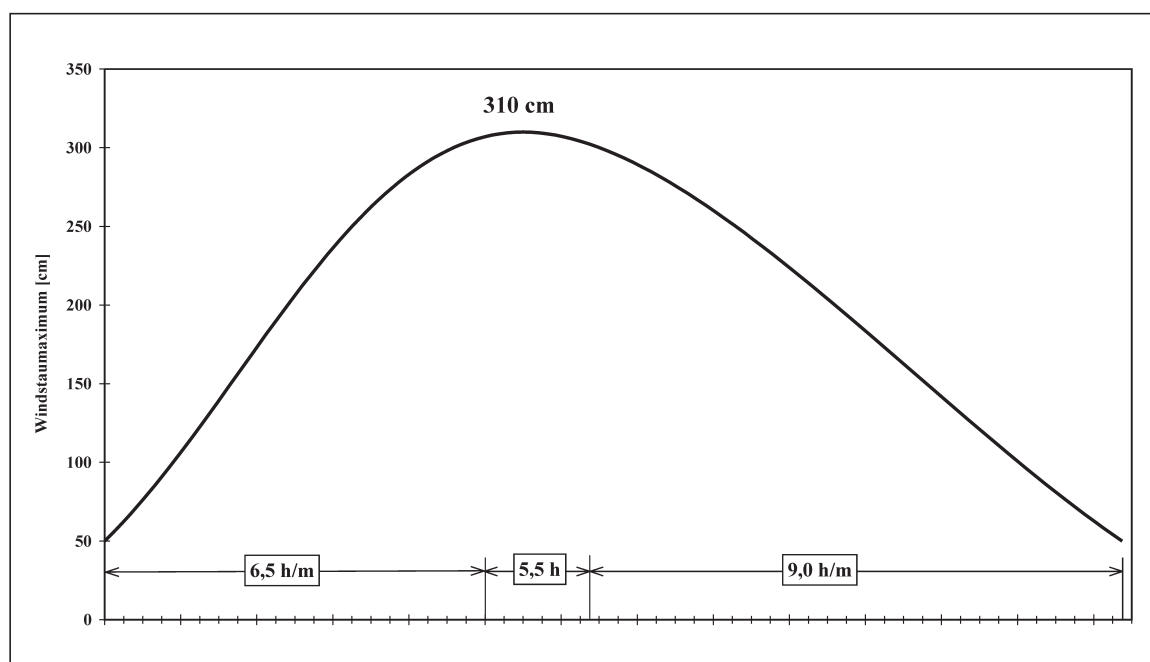


Abb. 11.11: Mittlere Windstaukurve in Cuxhaven um 2000

Die mittlere Windstaukurve ist in den letzten 100 Jahren länger geworden. Dies kann mit der deutlichen Verlängerung des Abfalls erklärt werden.

11.5 Die maximale Windstaukurve in Cuxhaven

Eine Windstaukurve, die einen maximalen Windstauwert konstruiert, ist für zukünftige Berechnungen des Küstenschutzes von großem Wert (s. Kap. 11.1.2). Es muss aber berücksichtigt werden, dass sie statistisch betrachtet nicht möglich ist, da eine Eintrittswahrscheinlichkeit von Null nicht existiert. Davon muss aber theoretisch ausgegangen werden, wenn ausgesagt wird, „höher geht es nicht“. Deshalb wird hier die Formulierung gewählt, dass aufgrund der Ergebnisse unter den momentanen Klimabedingungen und topographischen Voraussetzungen es nicht möglich ist, dass die Windstauwerte die in Abb. 11.12 dargestellte Kurve überschreiten. Bei Zunahme der Windgeschwindigkeit ist davon auszugehen, dass die Windstauwerte nicht mehr exponentiell ansteigen.

In einer ergänzenden Untersuchung haben OUMERACI u. KORTENHAUS (1998) Verteilungsfunktionen für die Windstaumaxima in Cuxhaven nach Hoch- und Niedrigwasser getrennt berechnet. Verwendet wurden Extremalverteilungen wie die Exponential-, Gumbel-, Log-Gumbel-, Weibull-, Log-Weibull und eine modifizierte Rayleigh-Verteilungsfunktion.

Es zeigte sich, dass mit Hilfe der Weibull-3 (3-parametrische Weibull-Verteilung) und der Log-Weibull-Verteilung generell die beste Datenanpassung zu erzielen ist, wobei OUMERACI u. KORTENHAUS (1998) der in der Regel besser passenden Weibull-3-Verteilung den Vorzug geben.

Bei einer Extrapolation kann mit Hilfe sämtlicher Funktionen für ein Windstaumaximum bei Thw ein Wert zwischen 390 cm und 415 cm berechnet werden, wobei der bisher höchste eingetretene Wert bei Thw mit 375 cm am 16.2.1962 erreicht wurde. Bei Tnw wird ein Wert um 450 cm ermittelt (bes. deutlich bei Weibull-3). Hier ist der bisher höchste erreichte Wert bei 430 cm am 23.2.1967. Einschränkend ist zu berücksichtigen, dass nach OUMERACI u. KORTENHAUS (1998) der Datensatz für die Extrapolation zu gering ist, so dass die aus den Grafiken entnommenen Werte nur bedingt Folgerungen zulassen.

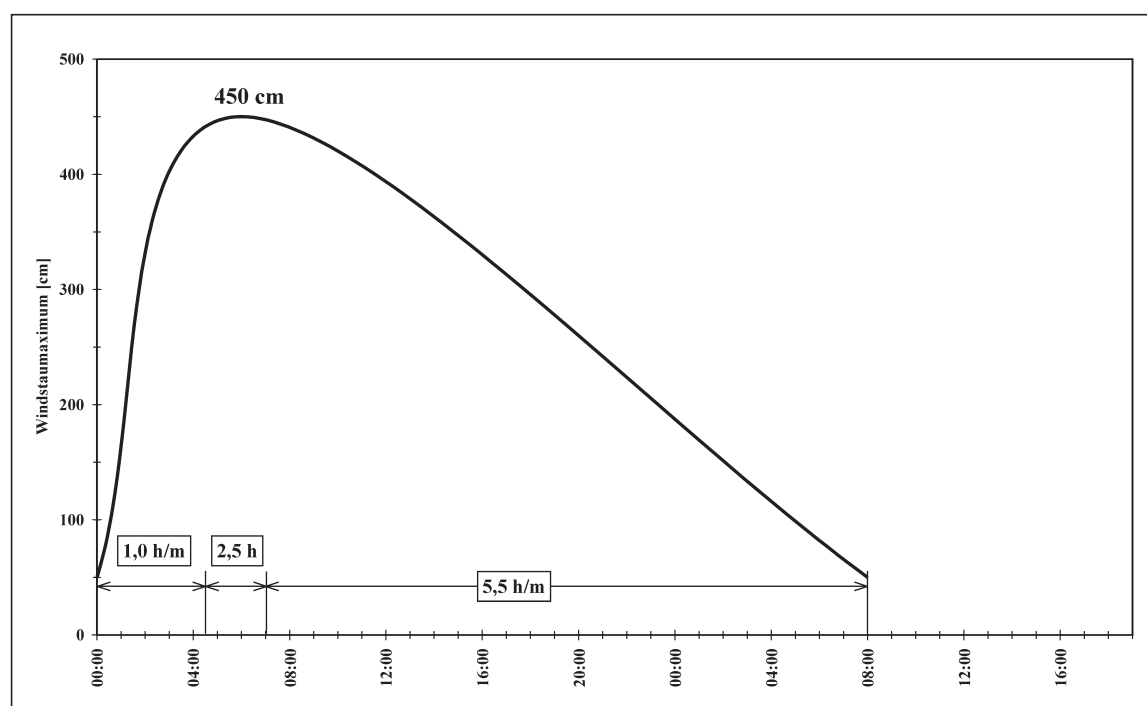


Abb. 11.12: Maximale Windstaukurve für Cuxhaven

JENSEN (1996) berechnete ebenfalls für Windstaumaxima Verteilungsfunktionen, die allerdings nicht nach Thw und Tnw differenziert wurden, und erklärt die Jenkinson-Funktion als vergleichsweise sehr gut geeignet, da sie eine begrenzte Extrapolation ermöglicht. Die Problematik der Extrapolation sieht er in der Tatsache der nicht äquidistanten Datenreihe. Die Extrapolation mit Jenkinson-C ergibt bei $T = 300$ Jahre bei Normalverteilung eine Spannweite von 420 cm bis 625 cm. Die vorliegenden Auswertungen zeigen, dass diese Werte als viel zu hoch einzustufen sind und daher nicht erreicht werden können.

Unter den momentanen Bedingungen ist höchstens eine Windstaukurve mit 450 cm Höhe und einem Anstieg von 1 h/m, 2,5 h Dauer und 5,5 h/m Abfall zu erwarten.

11.6 Interpretation der Parameter hinsichtlich der Auswirkung der Windentwicklung auf die Sturmfluten für den Pegel Cuxhaven

1. Der Anstieg zeigt eine leichte Tendenz zu steileren Neigungen, so dass aufgrund der Entwicklung der letzten 100 Jahre die Gefahr abgeleitet werden kann, dass eher höchste Windstaumaxima produziert werden. Da die Werte jedoch im Bereich zwischen 5,5 h/m und 7,5 h/m liegen, kann von der Möglichkeit, dass maximale Windstaumaxima aufgrund von kürzeren Anstiegsneigungen eher eintreten als bisher, nicht gesprochen werden. Allerdings ist mit hohen Windstaumaxima bis 400 cm eher zu rechnen, da sie in dieser Anstiegsneigung auftreten.
2. Die Scheiteldauer zeigt einen geringen Trend in Richtung kürzere Dauer, so dass der Wind in der Dauer seiner maximalen Geschwindigkeit insgesamt nicht zugenommen hat. Es bleibt zu berücksichtigen, dass durchaus einzelne lange Dauern häufiger auftreten können, die hier durch das gleitende Mittel eliminiert wurden.
Die Tendenz zu kürzerer Dauer bedeutet keine Warnung in der Hinsicht, dass hohe Windstaumaxima eher auftreten, da lediglich eine Verkürzung auf 6 h erfolgte. Hohe bis sehr hohe Windstaumaxima treten bei 2 h bis 5 h auf. Hohe Scheitelwerte sowohl in Cuxhaven als auch in St. Pauli benötigen neben einem hohen Windstauwert einen relativ langen Scheitel oder einen langen Abfall. Demzufolge bedeutet diese Veränderung im Sturmflutklima keine erhöhte Gefahr des Eintretens eines sehr hohen Scheitels.
3. Zwischen 1935 und 1985 lag eine Tendenz zu einem langsameren Abflauen des Windes vor, so dass nachfolgende Tiden einen erhöhten Wasserstand aufweisen konnten. Das bedeutet aber auch für diesen Parameter eine Verringerung der Möglichkeit des Eintretens eines maximalen Windstauwertes. Diese Tendenz nimmt in den letzten Jahrzehnten des 20. Jahrhunderts wieder leicht ab.
4. In Kap. 10 wird erläutert, dass flache Abfälle in den Küstenstädten zu hohen Sturmflutscheiteln flussaufwärts (z.B. in Hamburg) führen können. Eine Tendenz zu langsamerem Abflauen des Windes kann daher einen positiven Trend zu höheren Sturmflutscheiteln in den flussaufwärts liegenden Orten bewirken.

11.7 Erkenntnisse für den Sturmflutschutz

1. Da Anstiegskennzahlen bis 6 h/m zu hohen Windstaumaxima und hohen Sturmflutscheiteln führen, ist eine frühzeitige Vorhersage nur für leichte bis schwere Sturmfluten möglich. Es muss daher weiterhin mit Sicherheitsvorkehrungen in kurzen Zeiträumen gearbeitet werden, da sehr schwere Sturmfluten in relativ kurzer Zeit ansteigen.
2. Steile Anstiege verursachen in Cuxhaven hohe Windstaumaxima. Es muss aber mindestens eine lange Dauer – Scheitel oder Abfall – hinzukommen, dass diese Windstaumaxima schwere bis sehr schwere Sturmflutscheitelhöhen bilden. Der Grund hierfür ist, dass die meist bei Tideniedrigwasser liegenden hohen Windstaumaxima mithilfe der langen Scheiteldauer oder des langsamen Abfalls über Tidehochwasser hinweggezogen werden müssen.

12. Die Windstauparameter in Helgoland

12.1 Korrelation der Windstauparameter

12.1.1 Anstiegsneigung zu Windstaumaximum

40 % der Sturmfluten in Helgoland treten bei einer Anstiegsneigung zwischen 5 h/m und 10 h/m mit einem Windstaumaximum von 175 cm bis 255 cm auf, wobei hiervon 75 % eine Windstauhöhe von 175 cm bis 215 cm erreichen (Abb. 12.1). Weitere 30 % aller Windstaukurven in Helgoland haben bei einer Anstiegsneigung zwischen 3 h/m und 14 h/m eine Windstauhöhe zwischen 160 cm und 260 cm. 28 % streuen sehr weit und umfassen die Extreme von sehr niedrigen (125 cm) und sehr hohen Windstaumaxima (300 cm) sowie von sehr kurzen (2 h/m) bis sehr langen Anstiegsneigungen (20 h/m). Ein Wert verbleibt aufgrund seiner großen Anstiegsneigung von 23 h/m außerhalb der Ellipse, zwei weitere liegen nur mittelbar daneben.

Die meisten Windstaumaxima werden von Anstiegsneigungen zwischen 5 h/m und 10 h/m gebildet und erreichen Höhen zwischen 175 cm und 255 cm.

Die Frage zu beantworten, welche Anstiegsneigung ein hohes Windstaumaximum bewirkt und inwiefern es vom Faktor Anstieg abhängig ist, stellt sich für Helgoland weitaus schwieriger dar, da

1. die Zeitreihe wesentlich kürzer ist als in Cuxhaven und
2. die Daten sich nicht eindeutig einem Grenzwert nähern.

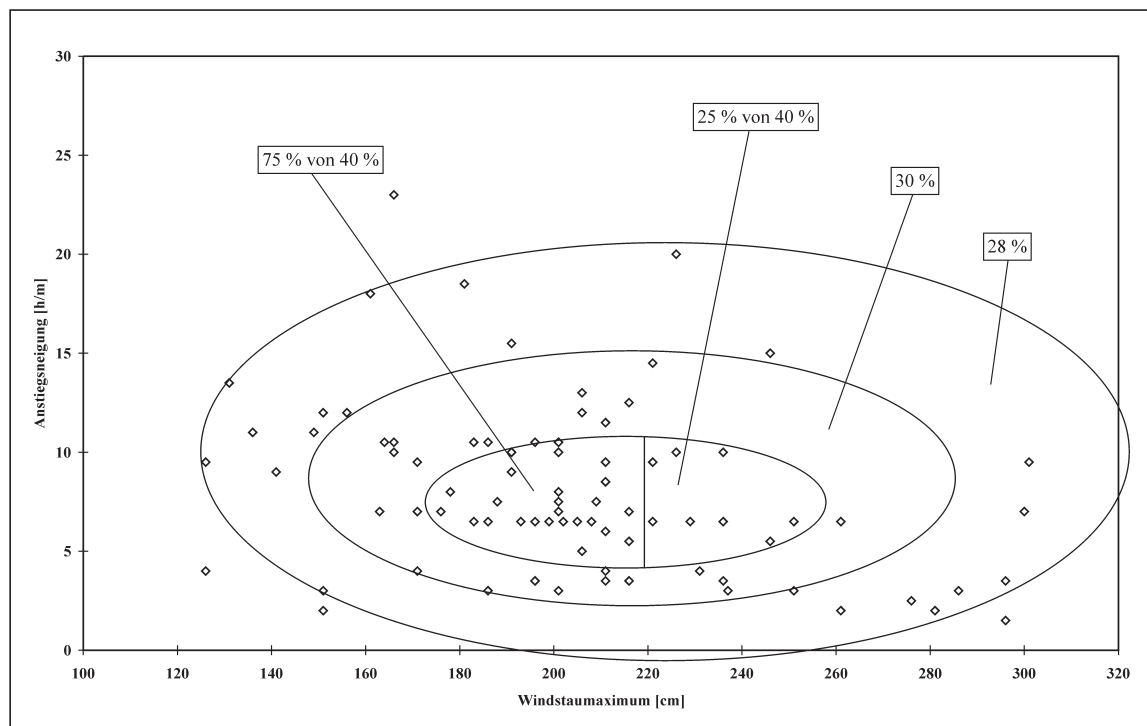


Abb. 12.1: Parameterauswertung der Windstaukurven in Helgoland seit 1940: Anstiegsneigung zu Windstaumaximum (Häufigkeit)

Der letzte Punkt wird besonders bei der Berechnung der Überschreitungswahrscheinlichkeit deutlich. Hier ist zu erkennen, dass sich aus den 10 höchsten Werten maximal eine leicht gekrümmte Exponentialfunktion berechnen lässt. Von einem Erreichen eines asymptotischen Grenzwertes, der die maximal zu erreichende Höhe abbilden würde (SIEFERT, 1998), kann bei dieser Datenreihe nicht gesprochen werden. Auch die Analyse der Korrelation Anstiegsneigung zu Windstaumaximum weist demzufolge keinen eindeutigen Trend zu einem Maximalwert auf. Werden die Daten in einer gebogenen Einhüllenden verbunden, liegt der maximale Wert bei 310–330 cm.

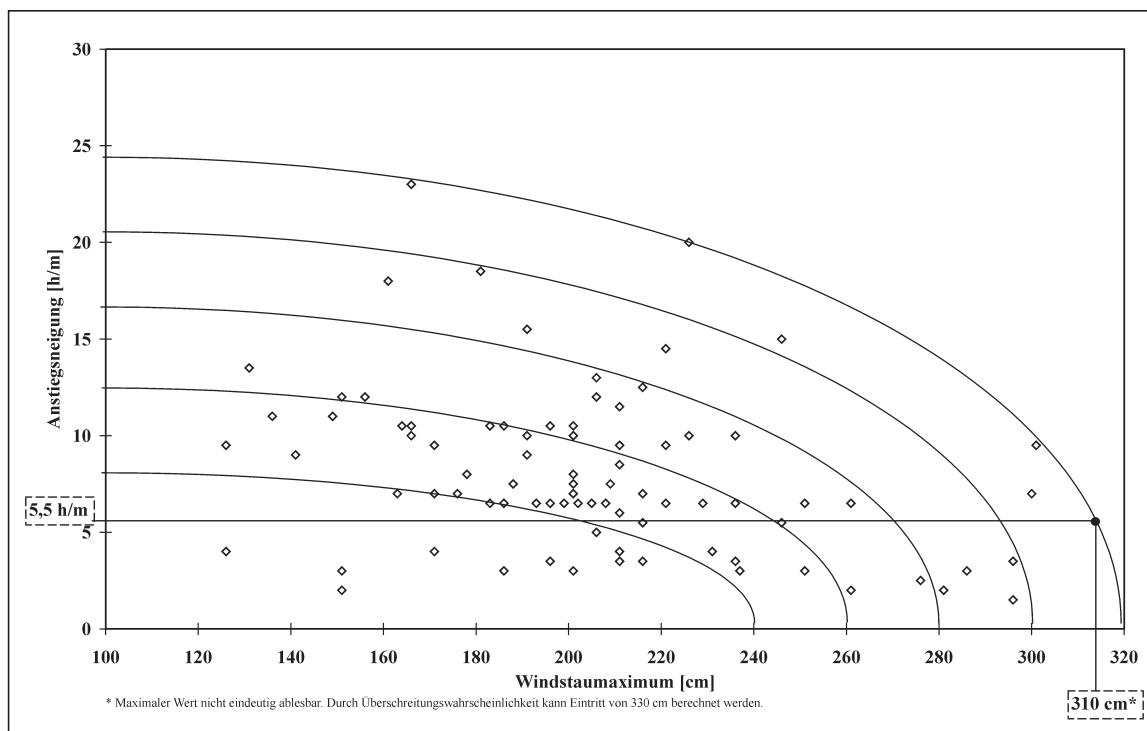


Abb. 12.2: Parameterauswertung der Windstaukurven in Helgoland seit 1940: Anstiegsneigung zu Windstaumaximum (Einhüllende)

Für Helgoland lässt sich nicht aussagen, dass steilere Anstiege grundsätzlich höhere Scheitel verursachen. Es zeigt sich jedoch auch hier, dass hohe Windstaumaxima von steilen Anstiegsneigungen gebildet werden, die höchsten Maxima aber von Anstiegen mit Neigungen zwischen 7 h/m und 10 h/m. Das bedeutet, dass ein maximaler Wert zwischen 3 h/m und 10 h/m liegen muss. Für Helgoland lässt sich eine Einhüllende definieren, die sich in der Punktwolke in niedrigen Höhenniveaus in Relation zur Anstiegsneigung wiederholt (Abb. 12.2). Wird ein aus der Korrelation und der berechneten Überschreitungswahrscheinlichkeit entnommener maximaler Wert von 310 cm zugrunde gelegt und mit der äußeren Einhüllenden geschnitten, ergibt sich eine Anstiegsneigung von 5,5 h/m. Bei Berechnung einer maximalen Windstaukurve sollte aus o.g. Gründen die Spannbreite berücksichtigt werden, welche bei linearer Extrapolation der Regressionsgeraden mit einer Höhe von 330 cm bei der Berechnung der Überschreitungswahrscheinlichkeit erreicht werden würde. Bei einer gekrümmten Extrapolation sollte mit einem maximalen Wert von 310 cm gerechnet werden. Wird der höhere Wert von 330 cm mit der Einhüllenden berücksichtigt, ergibt sich wie in

Cuxhaven eine Anstiegsneigung von 1 h/m. Da dieser Wert jedoch nicht mit den bisher aufgetretenen Daten zu korrelieren ist, wird 5,5 h/m als realistische Größe vorausgesetzt.

Hohe Windstauwerte werden in Helgoland bei kurzen Anstiegen erreicht, sehr hohe bei einer mittleren Anstiegsneigung. Aus der Bildung einer Einhüllenden in Verbindung mit der Berechnung eines maximalen Wertes aus Überschreitungswahrscheinlichkeit und Scheiteldauer ergibt sich eine Anstiegsneigung von 5,5 h/m, bei welcher der maximale Windstauwert eintreten kann.

12.1.2 Scheiteldauer zu Windstaumaximum

In Helgoland treten alle Windstauhöhen bei einer Scheiteldauer zwischen 3 h und 5 h auf. In dieser Spanne befinden sich auch die meisten Windstaumaxima. Für lange Scheiteldauern liegt demgegenüber eine Begrenzung vor. Bei Scheiteldauern von mehr als 15 h treten keine Windstaumaxima über 190 cm auf, so dass also lange Scheiteldauern keine hohen Windstaumaxima verursachen. Bis 185 cm Windstauhöhe steigt die Dauer kontinuierlich an, um dann ebenso kontinuierlich mit zunehmender Scheitelhöhe wieder abzunehmen (Abb. 12.3). Entsprechend kann für Helgoland festgestellt werden, dass die Höhen der Windstaumaxima ab 185 cm größer werden bei abnehmender Scheiteldauer. In Helgoland hat folglich die Scheiteldauer einen deutlichen Einfluss auf die Höhe des Windstaumaximums. Wird der abfallende Ast des Dreiecks verlängert, ergibt sich ein maximal möglicher Stau von 310 cm. Deutlich ist zu erkennen, dass bei einer Scheiteldauer von 4 h die Möglichkeit für das Auftreten eines sehr hohen Windstauscheitels am größten ist.

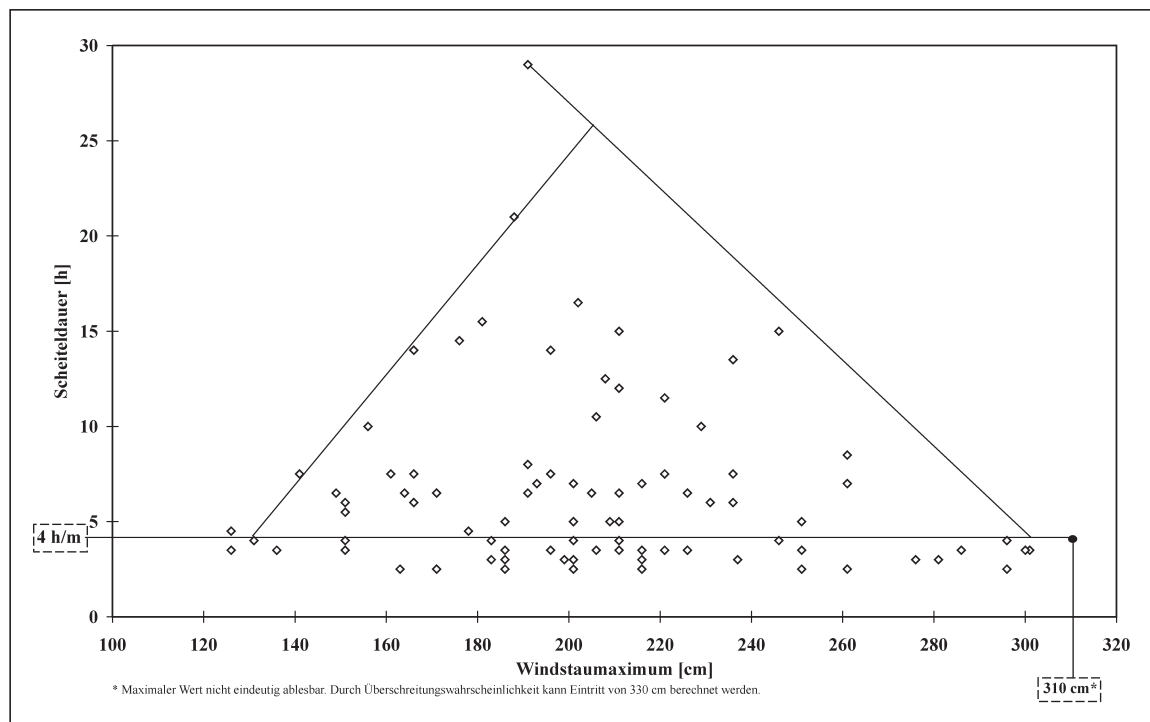


Abb. 12.3: Parameterauswertung der Windstaukurven in Helgoland seit 1940: Scheiteldauer zu Windstaumaximum

In Helgoland besteht eine Abhängigkeit der Scheiteldauer zum Windstaumaximum. Lange Scheiteldauern verursachen kleinere Windstaumaxima, während kurze Scheitel hohe Maxima produzieren. Ein maximal möglicher Windstauwert würde bei 4 h auftreten.

12.1.3 Abfallneigung zu Windstaumaximum

In Helgoland treten bei Abfallneigungen zwischen 4 und 15 h/m alle möglichen Windstauhöhen auf. Bei flacheren Abfallneigungen erreichen die Windstaumaxima nur noch Werte bis 215 cm, so dass für die Abfallneigung genau wie für die Scheiteldauer in Helgoland gilt, dass bei sehr langen Abfalldauern keine hohen Windstaumaxima vorkommen. Insgesamt ist die Streubreite der Windstaumaxima zur Abfallneigung sehr groß. Aus der Korrelation Abfallneigung zu Windstaumaximum ist zu erkennen, dass sehr hohe Windstaumaxima um eine Abfallneigung von 7 h/m liegen. Bei hohen und sehr hohen Windstaumaxima reduziert sich die Windgeschwindigkeit in Helgoland weder schnell noch langsam. Bei einer maximalen Windstaukurve ist deshalb von 7 h/m Abfallneigung auszugehen.

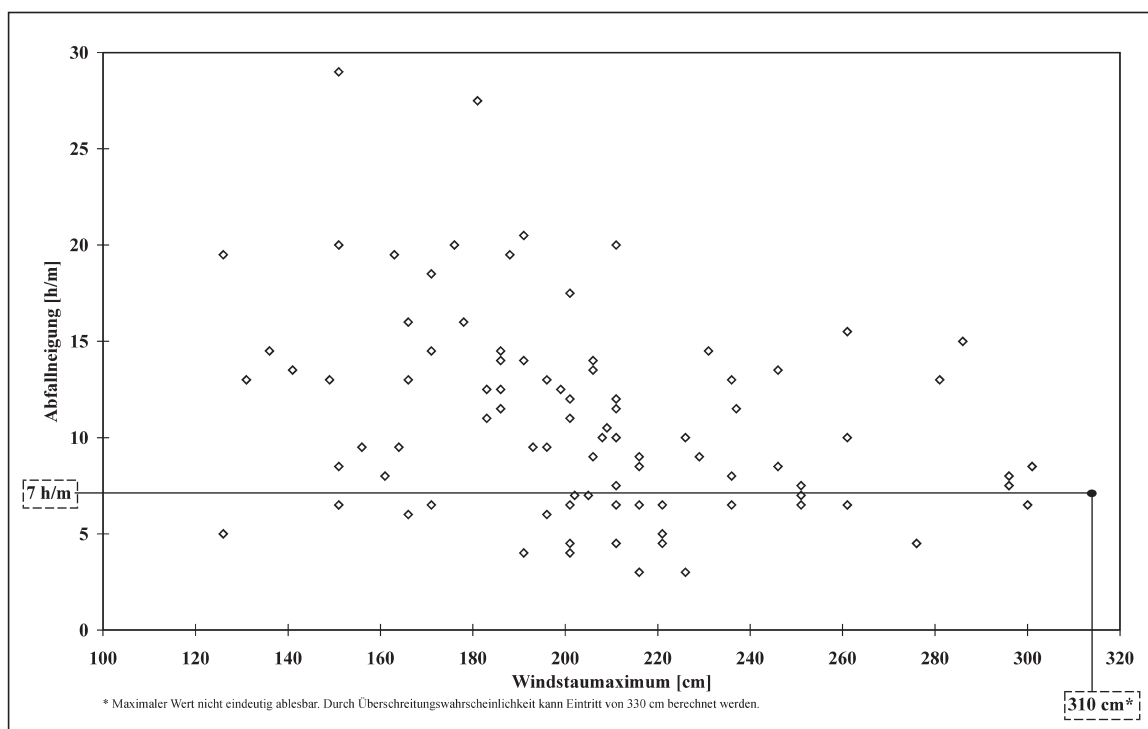


Abb. 12.4: Parameterauswertung der Windstaukurven in Helgoland seit 1940: Abfallneigung zu Windstaumaximum

Flache Abfallneigungen treten nur bei niedrigen Windstaumaxima auf. Sehr hohe Windstaumaxima treten bei einer mittleren Dauer von 7 h/m auf. Aus allen Kurven seit 1940 lässt sich für eine maximale Windstaukurve eine Abfallneigung von 7 h/m errechnen.

12.2 Entwicklung der Parameter

12.2.1 Der Anstieg

In Helgoland zeigt sich eine deutliche Zunahme der Anstiegsneigungen von 7,5 h/m auf knapp 9 h/m (Abb. 12.5). Die höchsten Windstaumaxima in Helgoland kommen bei einer Anstiegsneigung zwischen 7 h/m und 10,5 h/m vor. Ein Trend zu einer grundsätzlich längeren Anstiegsneigung von 9 h/m bedeutet also, dass die Möglichkeit des Eintritts eines hohen bis sehr hohen Windstaumaximum unverändert bleibt. Setzt sich dieser Trend fort, würde er sich aus dem Bereich der Bildung von maximalen Windstauscheiteln heraus bewegen, d.h. die Möglichkeit ihres Eintritts würde geringer werden. Die letzten Mittelwerte deuten aber eher einen Trend zur erneuten Verkürzung des Anstiegs an.

Ein maximaler Windstauwert liegt nach Kap. 12.1.1 zwischen 310 cm und 330 cm vor. Aus der Einhüllenden ergibt sich eine Anstiegsneigung von 5,5 h/m. Da ein Trend in Richtung längerer Anstiegsneigungen festzustellen ist, resultiert aus diesen Ergebnissen keine erhöhte oder beschleunigte Gefahr für die Möglichkeit des Eintritts eines höheren Windstaumaximums.

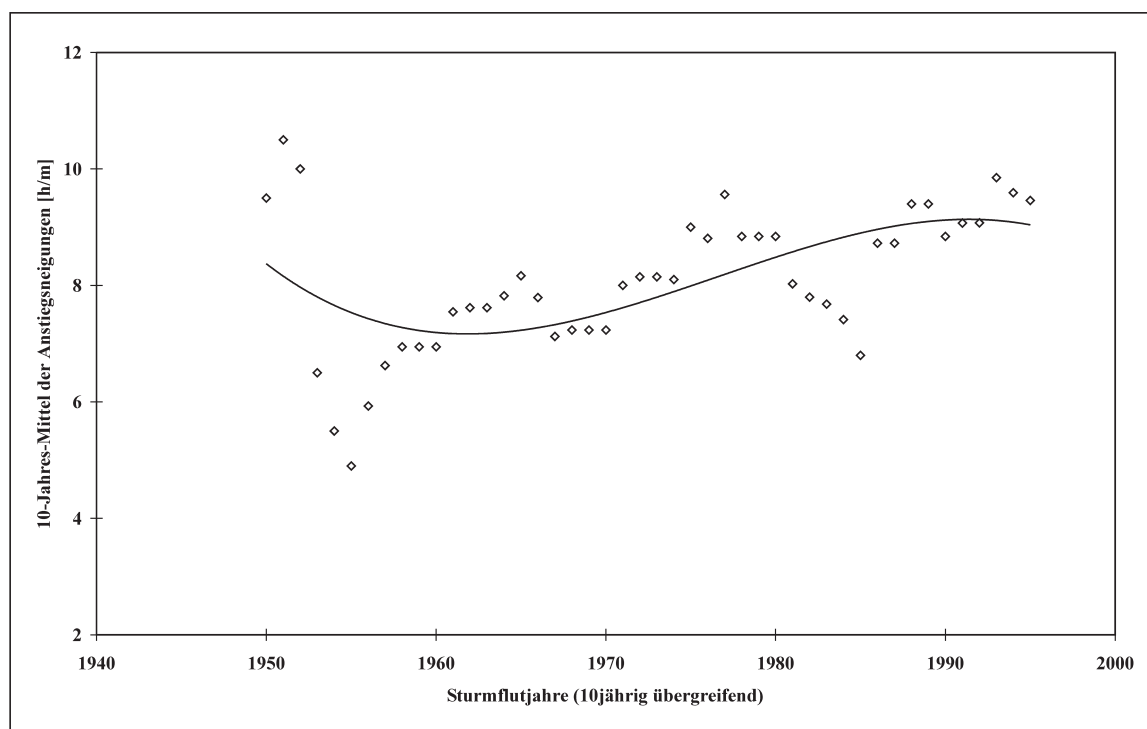


Abb. 12.5: Entwicklung der Anstiegsneigung in Helgoland seit 1940 (10-jährig übergreifend)

Der Anstieg der Windstaukurven in Helgoland wird tendenziell flacher. Die Möglichkeit des Eintretens eines hohen bis sehr hohen Scheitels wird dadurch nicht vergrößert.

12.2.2 Die Scheiteldauer

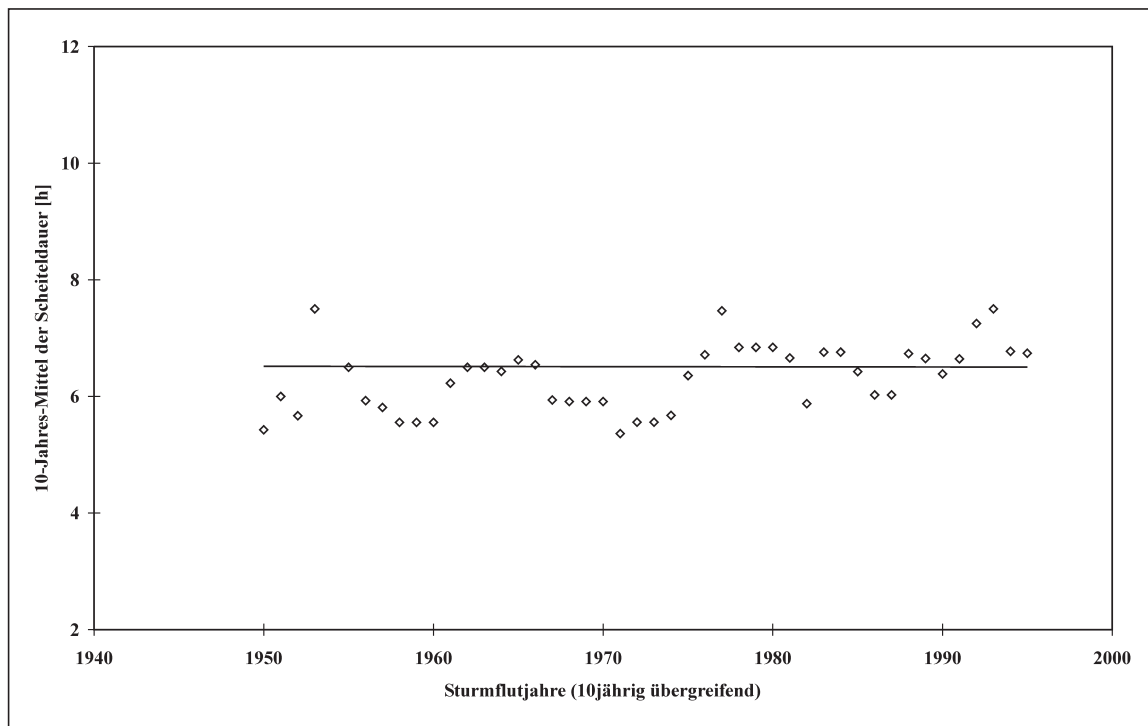


Abb. 12.6: Entwicklung der Scheiteldauer in Helgoland seit 1940 (10-jährig übergreifend)

Die Scheiteldauer weist tendenziell keine Veränderung auf (Abb. 12.6). Demzufolge lässt sich aus der Entwicklung der letzten 60 Jahre keine geänderte Gefahrensituation ablesen. Aus der Entwicklung des Sturmflutklimas lässt sich keine Tendenz zu höheren Scheiteln erkennen.

Die Scheiteldauer weist keinerlei Veränderungen auf.

12.2.3 Die Windstauscheitelhöhe

Die Windstauscheitelhöhe in Helgoland zeigt bei Berechnung einer linearen Trendlinie über 10jährig übergreifende Mittelwerte keinen Anstieg. Erfolgt die Berechnung des Trends polynomisch, ergibt sich ein Anstieg von ca. 20 cm (Abb. 12.7). Dieser Wert ist mit den deutlich niedrigeren Windstaumaxima in den fünfziger Jahren zu erklären, welche aber für eine statistisch signifikante Trendaussage nicht ausreichen. Weiterhin lässt sich in den letzten sechs Mittelwerten ein Anstieg erkennen, der jedoch innerhalb des Rauschens der maximalen Werte liegt.

Die Bildung von 10-jährig übergreifenden Werten kann nur eine allgemeine Tendenz nachweisen, bei der einzelne Peaks herausfallen. Diese werden durch die Darstellung sämtlicher Windstauscheitel (Abb. 12.8) sowie des maximalen Windstauwertes pro Sturmflutjahr (Abb. 12.9) erfasst. Prognosen für einen maximalen Windstauwert können dagegen weder

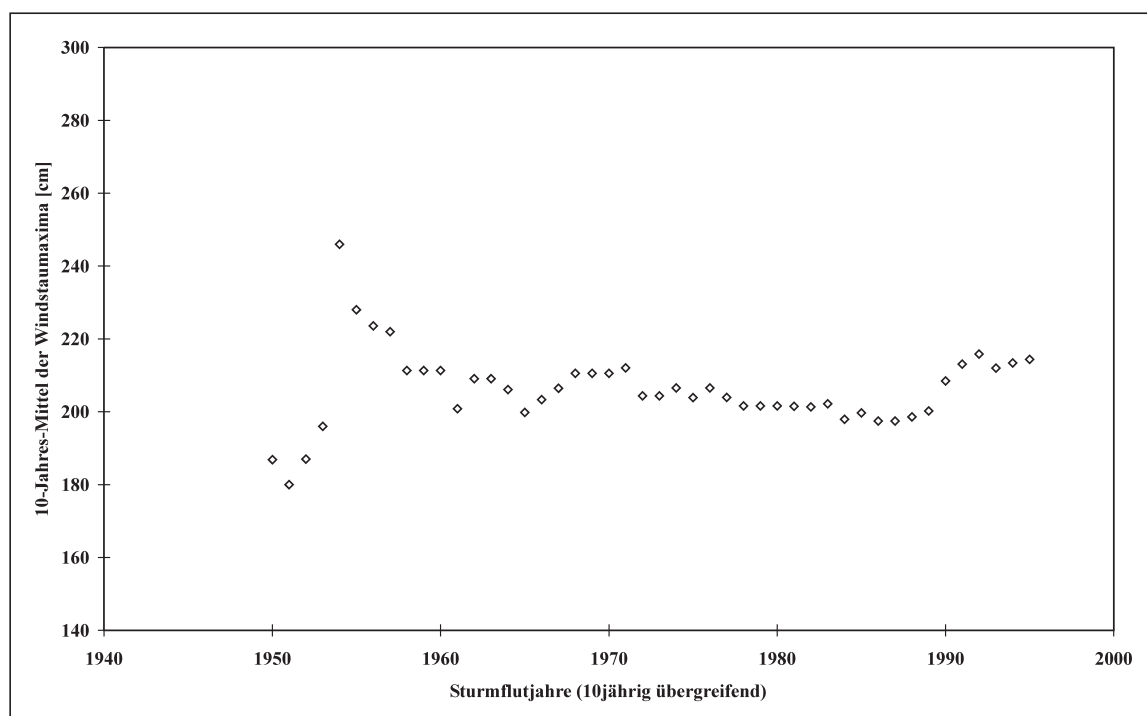


Abb. 12.7: Entwicklung des Windstaumaximums in Helgoland seit 1940 (10-jährig übergreifend)

durch eine solche Darstellung noch durch übergreifende Mittelwerte aufgestellt werden. Diese können durch Verfahren erfolgen, wie sie von SIEFERT (1998) durch Berechnung der Überschreitungswahrscheinlichkeit der Windstaumaxima, getrennt nach Hoch- und Niedrigwasser, durchgeführt wurden.

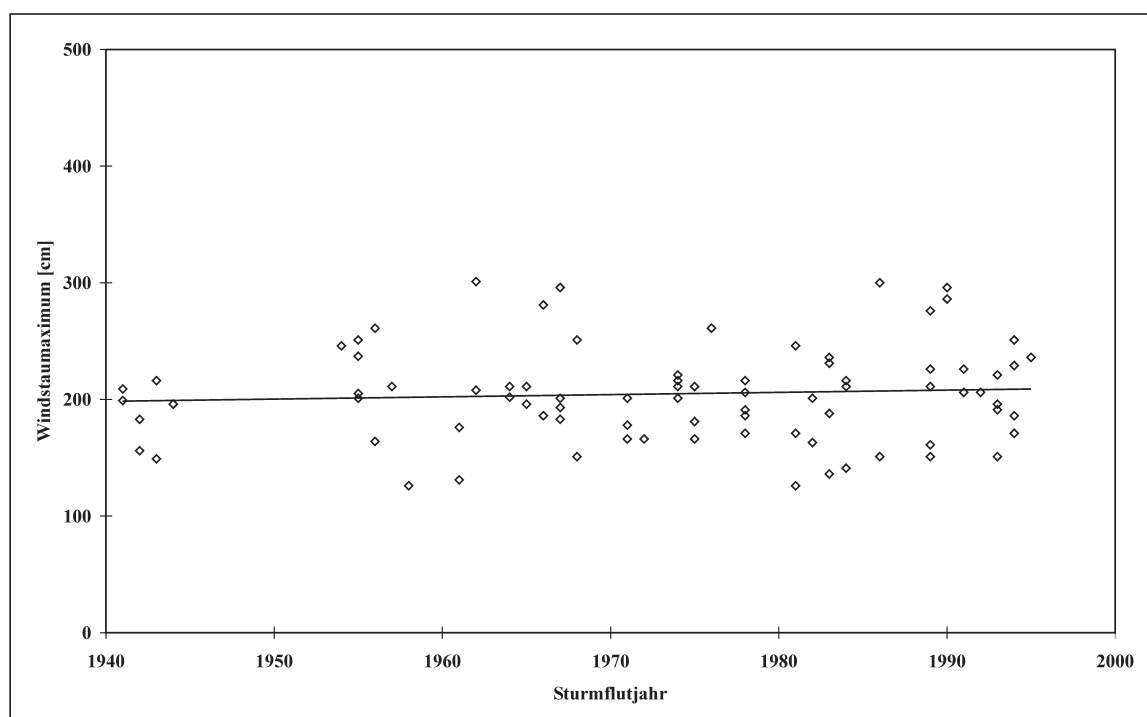


Abb. 12.8: Entwicklung der Windstaumaxima in Helgoland seit 1940 (unabhängig von der Tidephase)

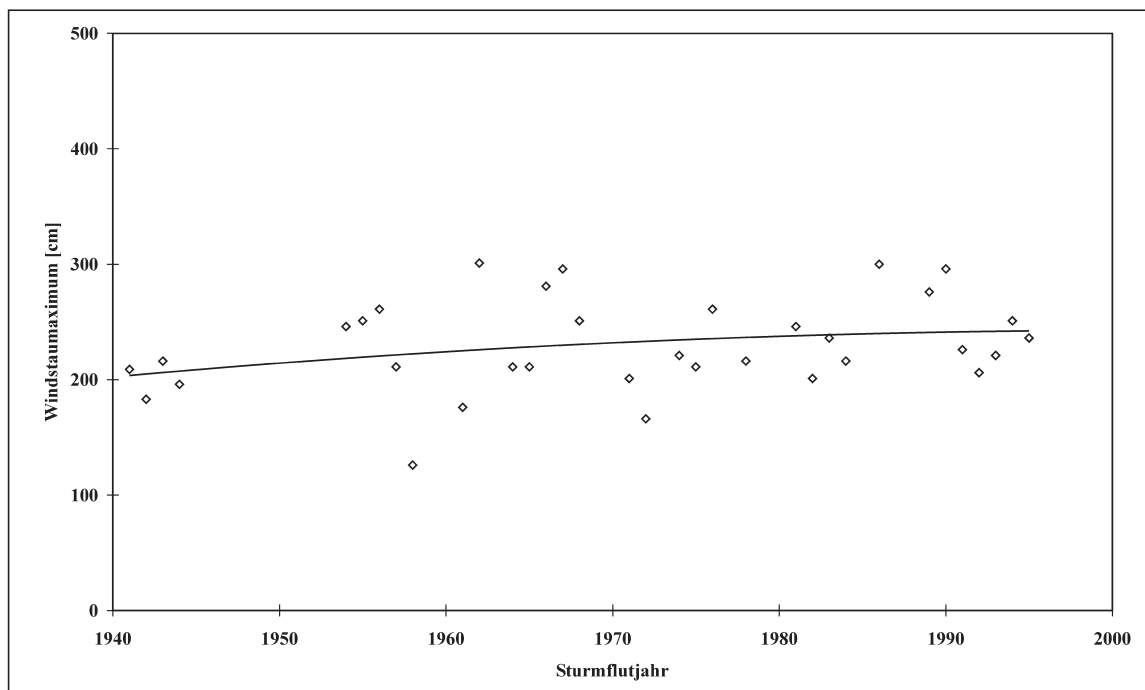


Abb. 12.9: Entwicklung des höchsten Windstaumaximums pro Sturmflutjahr in Helgoland seit 1940 (unabhängig von der Tidephase)

Die Darstellung aller Windstaumaxima zeigt eine Spannweite von 125 cm bis 300 cm. Hohe Werte sind erst seit den sechziger Jahren vorzufinden. Von 1940 bis 1960 ist die Spannweite mit 150 cm bis 215 cm (1940–50) und 125 cm bis 260 cm (1950–60) geringer. Die Vergrößerung der Spannweite zeigt mit Beginn der sechziger Jahre gleichzeitig eine Erhöhung der Windstaumaxima an, so dass zwangsläufig bei der Berechnung eines Trends für diesen Zeitraum ein Anstieg zu verzeichnen ist. Dieser pendelt sich aber nach Erhöhung in den sechziger Jahren auf diesem Niveau ein und zeigt sich in den letzten 35 Jahren nicht mehr verändert. Da diese Untersuchungsreihe genau zum Zeitraum des Minimums bezüglich Anzahl und Höhe in Cuxhaven beginnt, sind Zweifel über die Korrektheit der Berechnung des Anstiegs – zumal er minimal ist – berechtigt.

In der Darstellung der höchsten Windstauwerte pro Sturmflutjahr (Abb. 12.9) verstärkt sich dieser Trend deutlich, nimmt in den letzten Jahren jedoch wieder ab. Die Höhe der Windstaumaxima um 1995 ist aber immer noch um 40 cm höher als 1940, wobei die Erhöhung wiederum vor allem in den sechziger Jahren erfolgte. Ab dann schwanken die Werte in mehr oder weniger großen Abweichungen um 250 cm.

Werden die Windstaumaxima nach Tidehoch- und Tideniedrigwasser getrennt über die Zeit betrachtet, so bestätigt sich kein bzw. nur ein geringer Anstieg der Windstaumaxima. In beiden Fällen steigt das Windstaumaximum um ca. 10 cm an.

In Helgoland ist bei Betrachtung der höchsten Windstaumaxima pro Sturmflutjahr ein Anstieg der Windstaumaxima von fast 40 cm zu berechnen. Werden sämtliche Windstauwerte miteinbezogen, so erhöht sich zwar die Spannweite zwischen den höchsten und niedrigsten Werten und damit auch die absolute Höhe, ein Trend lässt sich dann aber kaum noch feststellen. Die Berechnung der 10-jährig übergreifenden Mittelwerte bestätigt dies und gibt keinen Trend in Richtung höherer Windstaumaxima an.

12.2.4 Der Abfall

Die Abfallneigung hat in Helgoland seit 1940 grundsätzlich von 10 h/m auf 11,5 h/m zugenommen (Abb. 12.10). Seit 1985 endet die bis dahin kontinuierliche Verlängerung im 10-jährig übergreifenden Mittel mit einem Maximum von 13 h/m und reduziert sich wieder auf 10,5 h/m. Bei Berechnung dieses linearen Trends ist allerdings zu berücksichtigen, dass die Neigung von 13 h/m bereits Mitte der fünfziger Jahre überschritten wurde. Da die 10-jährig übergreifenden Mittel erst 1940 beginnen und außerdem eine große Streuung der Daten 1950 bis 1960 vorliegt, muss der generelle Anstieg durch die ersten Daten verursacht worden sein. Ein Vergleich mit Cuxhaven zeigt allerdings, dass auch hier ein Anstieg der Abfalldauer vorliegt, der über eine Phase größerer Streubreite in den vierziger Jahren auf ein Niveau längerer Dauer gehoben wird (vgl. Kap. 11.2.4). Legt man diese Daten als Vergleich zugrunde, bestätigt sich die geringfügige Verlängerung der Dauer im Abfall.

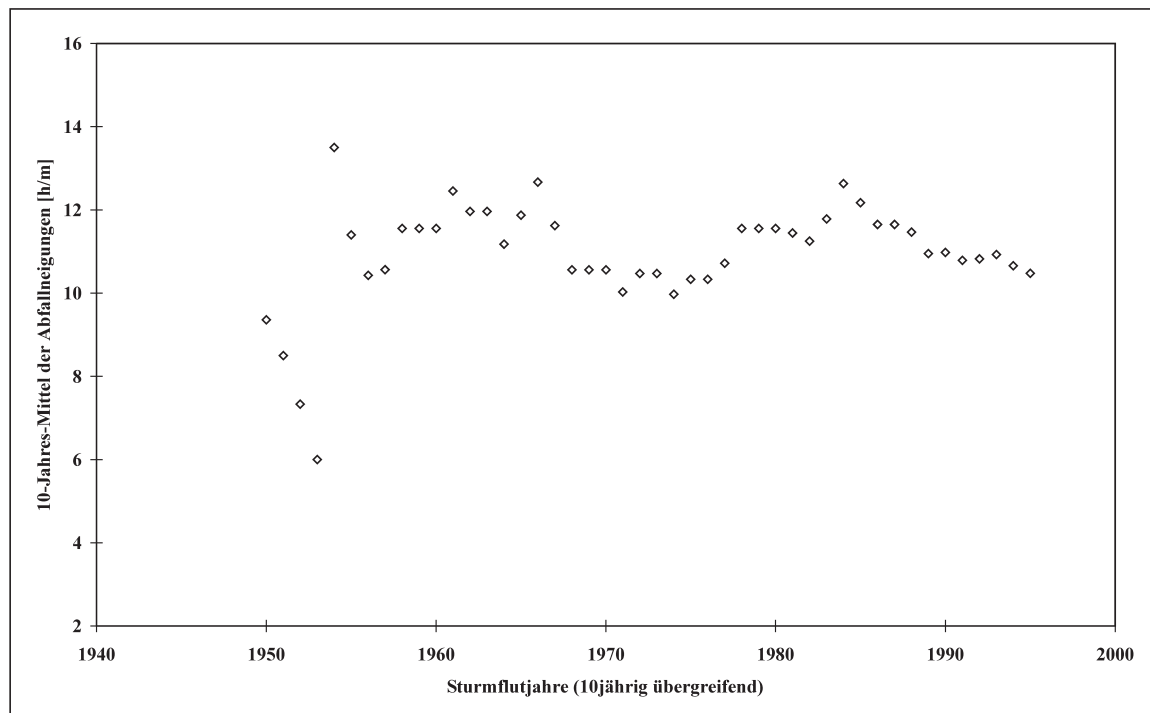


Abb. 12.10: Entwicklung der Abfallneigung in Helgoland seit 1940 (10-jährig übergreifend)

Die Größenordnung von 10 h/m auf 11,5 h/m, in der sich die Verlängerung des Anstiegs bewegt, ist jedoch insgesamt irrelevant. Die maximalen Windstauwerte liegen bei 7 h/m, so dass eine Verlängerung der Dauer die Möglichkeit, dass dieser maximale Wert eintritt, verringert.

Es zeigt sich eine Verlängerung des Abfalls seit 1940, die sich in den letzten Jahren wieder reduziert. Die Verlängerung führt nicht zu einem größeren Risiko des Eintritts eines maximalen Windstauscheitels.

12.3 Auswirkungen der Parameter auf die Sturmflutscheitelhöhe

Die 10 höchsten Sturmfluten in Helgoland liegen zwischen 860 cm PN (16.2.1962) und 778 cm PN (20.12.1991) mit vorwiegend langen Anstiegsneigungen (6 von 10; 1 x 2 Scheitel), langer Scheiteldauer (6 von 10; 1 x 2 Scheitel) und überwiegend langem Abfall. Allerdings tritt die Kombination, dass alle drei Parameter lang sind, sehr selten auf; in der Regel ist eine kurze Komponente enthalten.

Hohe bis sehr hohe Sturmfluten werden durch langsame Windgeschwindigkeitszunahme, lange Scheiteldauern und langsames Abflauen der Windgeschwindigkeit gebildet.

12.4 Veränderung des Charakters der Windstaukurven in den letzten 60 Jahren in Helgoland

Die mittlere Windstaukurve für Helgoland ist nicht nur hinsichtlich der Veränderung des Sturmflutcharakters von Bedeutung, sondern auch als Vergleich der Veränderung der Windstaukurve vom tiefen Wasser vor dem Watt zur Küste.

Der mittlere maximale Windstauwert für Helgoland zeigt für den Beginn der Untersuchung (um 1940) weder große Differenzen zwischen den verschiedenen Auswahlkriterien der Windstaumaxima (alle Maxima, nur das höchste Maximum pro Sturmflutjahr und 10-Jahres-Mittel), noch zwischen den verschiedenen Berechnungsformen. So liegt der Ausgangswert 1940 bei 195 cm bis 205 cm. Bei den Werten um 1995 dagegen existiert eine sehr große Spannbreite: von 205 cm bei Zugrundelegung aller Maxima sowie der 10jährig übergreifenden Mittelwerte bis hin zu 245 cm bei Begrenzung der Daten auf den höchsten Windstauwert pro Jahr. Wieder wird deutlich, wie groß die Unterschiede je nach Datenauswahl sind. Es zeigt sich einmal mehr, dass die Bearbeitung des gesamten Sturmflutverlaufs über die Windstaukurve und der sich daraus ergebenden mittleren und maximalen Windstaukurve die tatsächliche Entwicklung wesentlich genauer erfasst und zwingend notwendig ist, um die Änderung des Sturmflutklimas und deren Auswirkungen zu erfassen. Um die Veränderung hervorzuheben, wird hier als mittlerer maximaler Wert 240 cm gewählt. Es ist davon auszugehen, dass die dargestellten Windstaukurven mit diesem Maxima etwa 1 h bis 3 h nach Tide-niedrigwasser auftreten.

Ein Vergleich der Windstaukurven (Abb. 12.11 u. Abb. 12.12) zeigt, dass die Veränderungen in Helgoland in den letzten knapp 60 Jahren relativ groß sind. So verlängern sich Anstieg (von 7,5 h/m auf 9 h/m) und Abfall (von 10 h/m auf 11,5 h/m) um jeweils 1,5 Stunden. Die Differenz im Abfall stellt eine Tendenz zu längeren Sturmfluten mit erhöhten nachfolgenden Tiden dar. Bei einem Windstaumaxima von 240 cm und 10 h/m Abfall bedeutet 1,5 h/m jedoch nur eine geringe Verlängerung der Windstaukurve. Der längere Anstieg verlängert die Windstaukurve ebenso. Die Möglichkeit, dass ein maximaler Windstauscheitel eintritt, wird damit unwahrscheinlicher.

Insgesamt zeigt Helgoland nach Norderney den größten Anstieg in der Dauer. Dies ist damit zu erklären, dass die Berechnungen 1940 beginnen, das heißt dem „Tal“ von Dauer, Höhe und Häufigkeiten der Sturmfluten. Es ist anzunehmen, dass der Anstieg geringer wäre, wenn die Ausgangsbasis auch bei diesen Pegeln 1900 gewesen wäre.

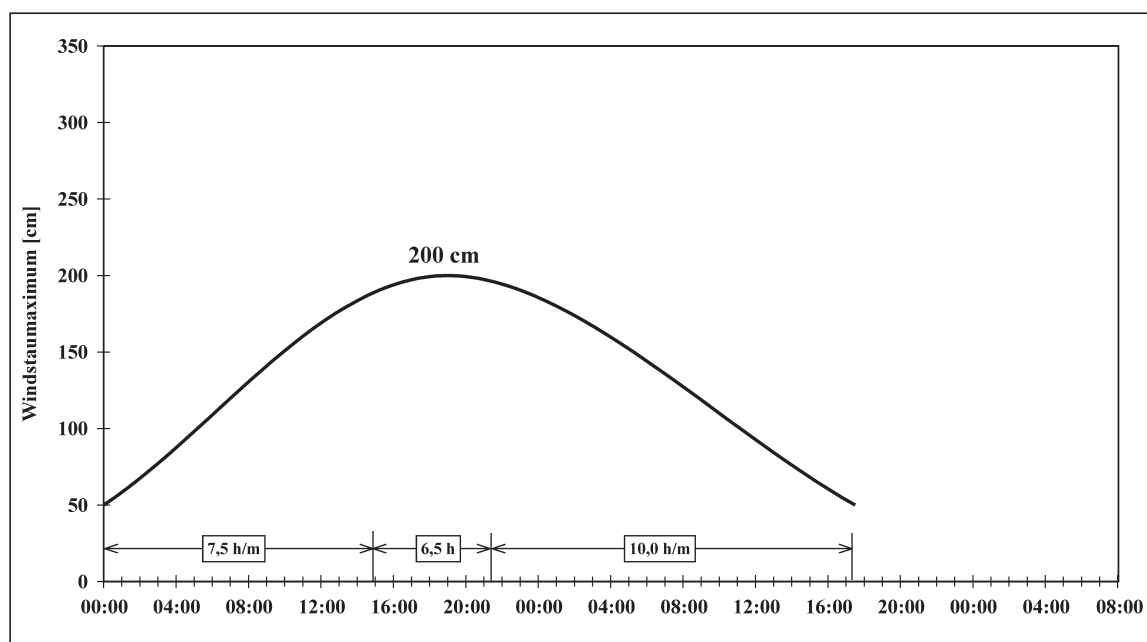


Abb. 12.11: Mittlere Windstaukurve in Helgoland um 1940

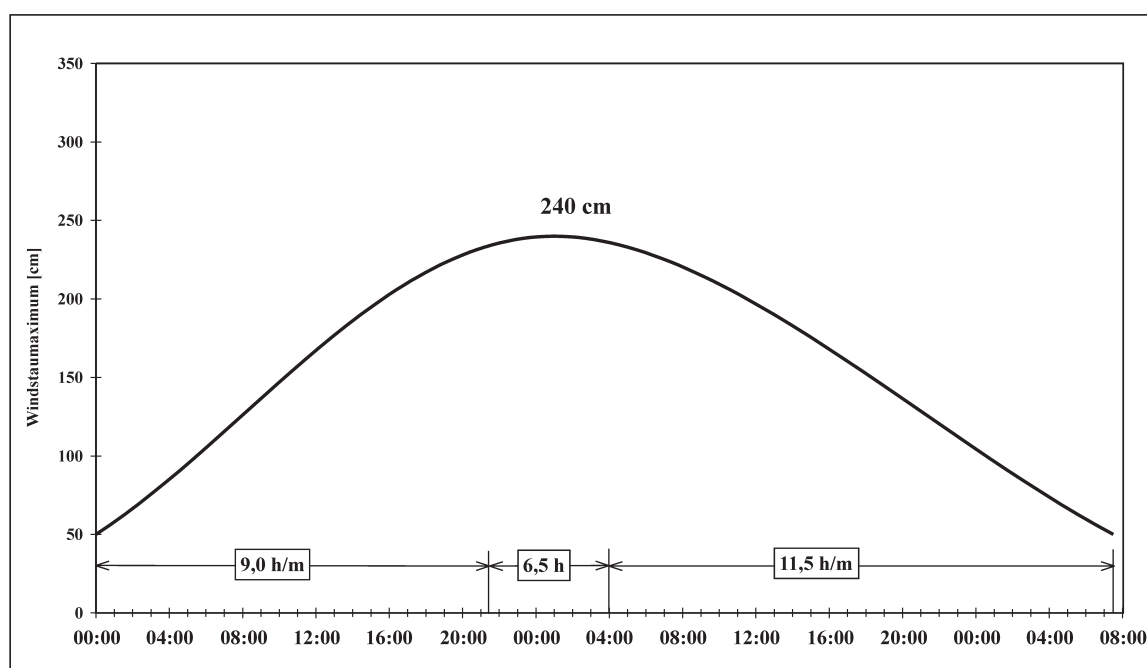


Abb. 12.12: Mittlere Windstaukurve in Helgoland um 2000

In Helgoland hat sich die mittlere Windstaukurve seit 1940 deutlich in Abfall- und Anstiegsneigung abgeflacht. Tendenzen zum beschleunigten Erreichen maximaler Windstauhöhen aufgrund des Anstiegs und der Scheiteldauer sind durch den Vergleich der mittleren Windstaukurven nicht zu erkennen.

12.5 Die maximale Windstaukurve in Helgoland

Die maximale Windstaukurve in Helgoland geht von einem Windstaumaximum von 330 cm aus (Abb. 12.13). Dieser Wert ergibt sich aus den Korrelationen der Parameter, die auf das Windstaumaximum bezogen sind. Werden zum Vergleich die Berechnungen der Überschreitungswahrscheinlichkeit für die Windstauhöhen getrennt nach Niedrigwasser und Hochwasser herangezogen, so zeigt sich, dass der Wert relativ hoch angesetzt ist. Für 1:100 Jahre wird für Windstaumaxima um T_{nw} eine Höhe von etwa 310 cm berechnet, um T_{hw} von etwa 290 cm (SIEFERT, 1998). Der Kurvenverlauf der Daten ist jedoch nicht asymptotisch. Demzufolge ist davon auszugehen, dass die Datenreihe nicht lang genug ist und/oder die maximal möglichen Höhen noch nicht annähernd erreicht wurden. So muss zwangsläufig der maximale Wert, der sich aus den Sturmfluten und deren inneren Abhängigkeiten ergibt, wesentlich höher sein.

Werden zur weiteren Kontrolle die Ergebnisse von OUMERACI u. KORTENHAUS (1998) hinzugezogen, so zeigt sich bei der Regressionsberechnung für T_{hw} über Gumbel ein Ergebnis von 330–340 cm; alle anderen Funktionen ermitteln Windstaumaxima, die als viel zu hoch einzustufen sind. Für die Berechnung bei T_{nw} liegen die Höhen für 99.0 bei Weibull bei 380 cm, bei Gumbell sowie bei Log-Weibull und Weibull-3 bei 340 cm und bei Weibull-2 bei 310 cm. Demzufolge befindet sich der aus der inneren Abhängigkeit der Daten ermittelte Wert von 310 cm gut im Rahmen dieser stark streuenden Werte. Auch hier wird deutlich, dass eine Betrachtung der gesamten Sturmflutverläufe zwingend ist, um gegenwärtige und zukünftige Entwicklungen herauszuarbeiten.

Die maximale Windstaukurve in Helgoland kann in dieser Form die Kurve für einen maximalen Scheitel sein und in dieser Höhe auch bei Hochwasser auftreten. Zusätzlich kann aber auch eine große Scheiteldauer möglich werden, so dass sehr hohe Sturmfluten bei maximaler Höhe länger andauern können.

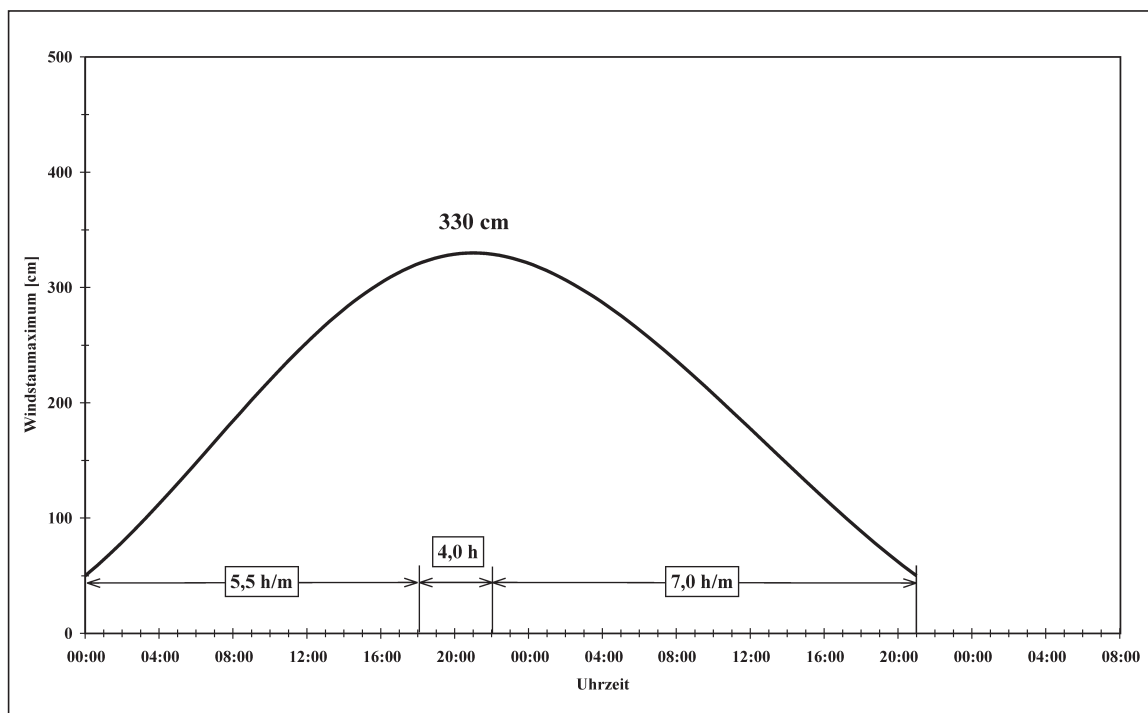


Abb. 12.13: Maximale Windstaukurve für Helgoland

Die maximale Windstaukurve für Helgoland weist einen Anstieg von 5,5 h/m, eine Scheiteldauer von 4 h und einen Abfall von 7 h/m auf. Sie ist damit deutlich länger als die maximale Windstaukurve in Cuxhaven. Da sie in dieser Form auch bei Thw auftreten kann, bildet sie somit auch die Windstaukurve für eine sehr schwere Sturmflut ab.

12.6 Interpretation der Parameter hinsichtlich der Auswirkung der Windentwicklung auf die Sturmfluten für den Pegel Helgoland

1. Es zeigt sich eine Tendenz zu flacheren Anstiegsneigungen. Es besteht also keine Tendenz zu höheren Windstaumaxima, sondern zu Maxima, die durch flachere Anstiegsneigungen gebildet werden. Ein höheres Windstaumaximum als bisher würde bei einer Neigung von 5,5 h/m eintreten. Da die Windentwicklung in den letzten Jahren keineswegs auf steilere Anstiegsneigungen hinweist, besteht keine Gefahr des „beschleunigten“ Eintretens eines maximalen Windstauwertes.
2. Da die Scheiteldauer keine Tendenz zur Verlängerung oder Verkürzung in den letzten 60 Jahren aufweist, lässt sich aus dieser Entwicklung keine geänderte Gefahrensituation in Hinblick auf höhere Scheitel erkennen. Aus dem Sturmflutklima lässt sich ebenfalls keine „beschleunigte“ Entwicklung zu höheren Scheiteln ablesen.
3. Die Windstauscheitelhöhe zeigt bei Berechnung der Entwicklung einen Trend zu geringfügig größeren Höhen um jeweils 10 cm. Wird der Trend über die Zeit mit dem höchsten Windstaumaximum pro Sturmflutjahr ermittelt, zeigt sich ein Anstieg in der Größenordnung von 40 cm in den letzten 60 Jahren.
4. In der Tendenz nimmt der Abfall seit 1940 zu, verringert sich in den letzten Jahren aber wieder. Die Verlängerung führt zu keinem größeren Risiko des Eintritts eines maximalen Windstauscheitels.

13. Die Windstauparameter in Norderney

13.1 Korrelation der Windstauparameter

13.1.1 Anstiegsneigung zu Windstaumaximum

In Norderney treten die meisten Windstaumaxima zwischen 140 cm und 330 cm bei einer Anstiegsneigung zwischen 5 h/m und 8 h/m auf.

Bei einer Anstiegsneigung zwischen 4 h/m und 9 h/m mit einer Windstauhöhe von 165 cm bis 280 cm befinden sich 58 % aller Windstaumaxima (Abb. 13.1). In der sich nach außen anschließenden Ellipse mit den Eckdaten 2 h/m bis 12 h/m und 140 cm bis 300 cm liegen nur noch 26 % aller Windstaukurven von Norderney. Die verbleibenden ca. 16 % werden von einer Ellipse mit 110 cm bis 330 cm Höhe bei Anstiegsneigungen zwischen 2 h/m und 14 h/m umfasst. Insgesamt ist die Streubreite dieser Korrelation in Norderney im Vergleich zu Cuxhaven und Helgoland recht gering. Ausnahme bilden sechs Extremwerte, die bei Anstiegsneigungen zwischen 15 h/m bis 34 h/m maximal 245 cm erreichen.

In Norderney werden Windstaumaxima zwischen 140 cm und 330 cm erreicht. Sie treten bei einer Anstiegsneigung zwischen 5 h/m und 8 h/m auf.

Hohe Windstaumaxima ab 300 cm wurden bisher von kurzen Anstiegsneigungen mit 2 h/m gebildet, sehr hohe Windstaumaxima allerdings von den Anstiegsneigungen, die alle Windstaumaxima bilden könnten, nämlich zwischen 7 h/m und 9 h/m. Ebenso wie in Helgoland lässt sich auch hier nicht aussagen, dass hohe Windstaumaxima von steilen Anstiegs-

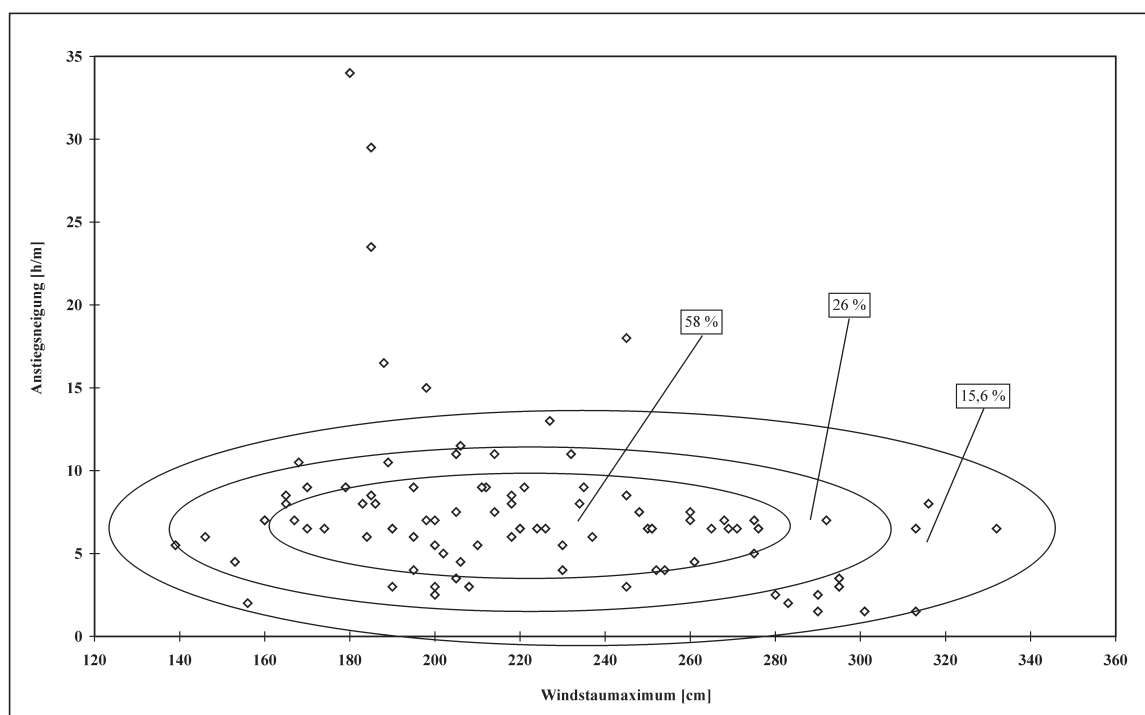


Abb. 13.1: Parameterauswertung aller Windstaukurven in Norderney seit 1936: Anstiegsneigung zu Windstaumaximum (Häufigkeit)

neigungen gebildet werden, sondern vielmehr, dass sehr hohe Scheitel eine mittlere Anstiegsneigung aufweisen, bei der die grundsätzliche Bildung eines Windstaus am wahrscheinlichsten ist. Bei genauerer Betrachtung lassen sich jedoch auch hier Korrelationslinien erkennen (Abb. 13.2).

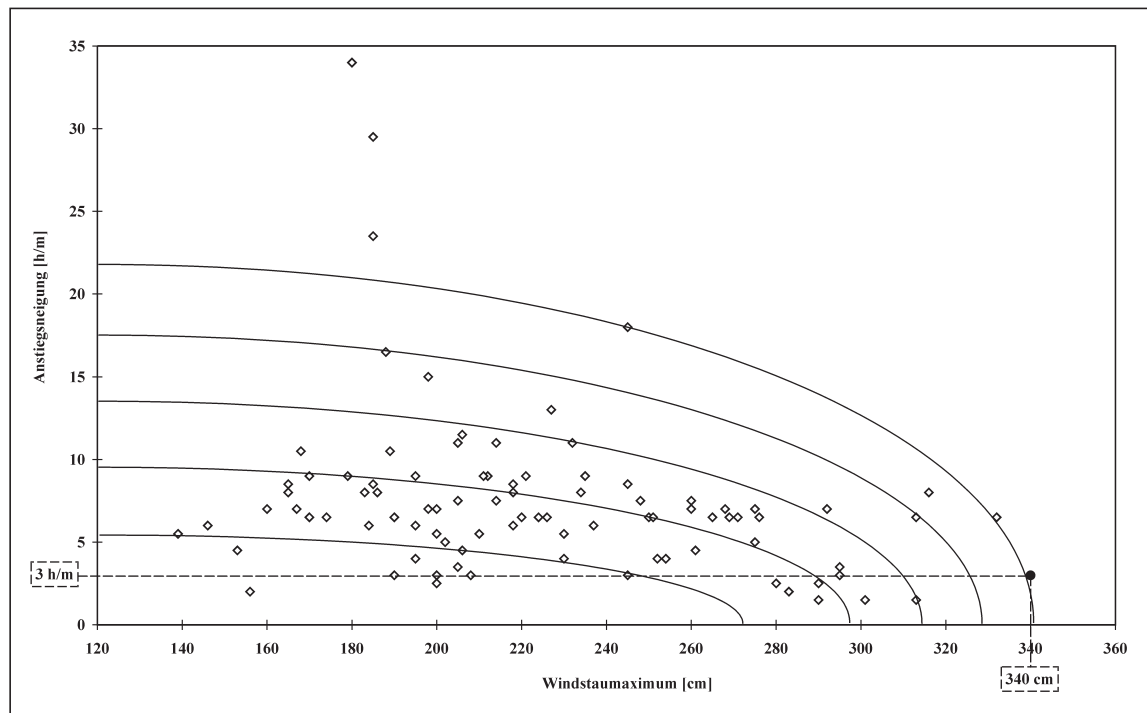


Abb. 13.2: Parameterauswertung der Windstaukurven in Norderney seit 1936: Anstiegsneigung zu Windstaumaximum (Einhüllende)

Ebenso wie in Cuxhaven lässt sich aus ihnen ein maximaler Wert ablesen, der für die Darstellung einer maximalen Windstaukurve genutzt werden kann. Dieser Wert, berechnet aus einer Anstiegsgeraden mit 3 h/m, beträgt 340 cm.

Die Korrelation von Windstaumaximum und Anstiegsneigung ergibt einen maximalen Windstauwert von 340 cm bei einem Anstieg von 3 h/m.

13.1.2 Scheiteldauer zu Windstaumaximum

Die Scheiteldauern in Norderney betragen zwischen 2 h und 30 h (Abb. 13.3). Das bedeutet, dass Windstaumaxima bis 210 cm bei allen Scheiteldauern auftreten, höhere Windstaumaxima aber nur von geringeren Dauern erreicht werden. Während Windstaumaxima von 210 cm noch von Scheiteldauern bis 27 h gebildet werden, weisen Windstaumaxima von 315 cm nur noch Scheiteldauern von 10 h und Maxima größer als 318 cm lediglich Scheiteldauern von 5 h bis 3 h auf. Deutlich wird hieran, dass hohe Windstaumaxima von kürzeren Scheiteln gebildet werden. Aus der Verbindung extremer Windstaumaxima ergibt sich ein maximaler Wert von fast 340 cm. Da die niedrigsten Dauern um 2 h schwanken, ist nicht davon auszugehen, dass sie bei 340 cm kürzer werden.

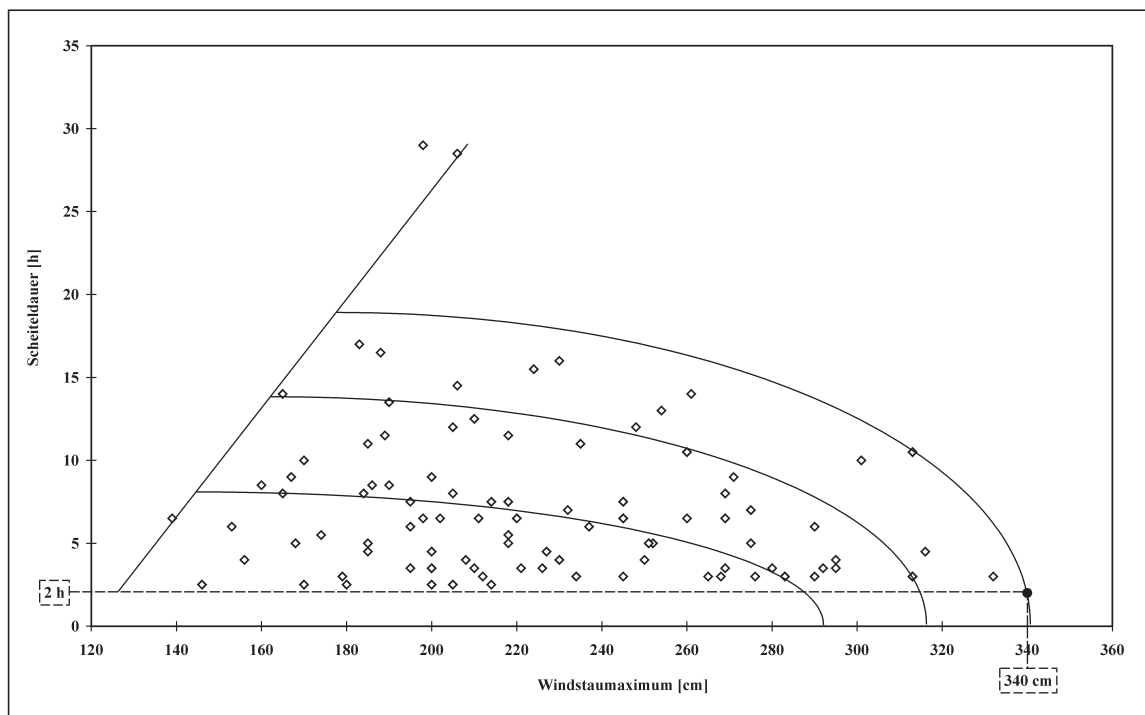


Abb. 13.3: Parameterauswertung der Windstaukurven in Norderney seit 1936: Scheiteldauer zu Windstaumaximum

Hohe Windstaumaxima werden von kurzen Scheiteln gebildet. Ein maximaler Windstauwert von 340 cm würde von einer Scheiteldauer von 2 h gebildet werden.

13.1.3 Abfallneigung zu Windstaumaximum

Auch in Norderney liegt eine große Streuung bei der Korrelation Abfallneigung zu Windstaumaximum vor (Abb. 13.4). Zwar werden nur geringe Windstaumaxima bei sehr langen Abfallneigungen erreicht (bei 31 h/m 155 cm), bei 20 h/m existieren jedoch noch Maxima von 240 cm, bei 17 h/m Abfallneigung sogar noch von 300 cm.

Trotzdem liegt bei den maximalen Werten mit 7 h/m kein sehr langer Abfall vor. Er ist aber dennoch so groß, dass auch hier von einem raschen Zusammenbrechen des Windes nach Erreichen eines sehr hohen Windstaumaximums nicht gesprochen werden kann.

Die Verbindung der äußeren Maxima ergibt wiederum einen Grenzwert, der wie im Anstieg bei 340 cm liegt. Die Werte und Kurven lassen nicht rückschließen, dass eine sehr kurze Abfallneigung bei diesem Wert vorkommen würde. Es ist eher eine Neigung zwischen 5 h/m und 7 h/m zu erwarten, so dass für die maximale Windstaukurve eine Abfallneigung von 6 h/m festgelegt werden kann.

In Norderney treten relativ große Windstauhöhen bei langen Abfallneigungen auf. Maximale Windstauwerte werden zwischen 5 h/m und 7 h/m erreicht.

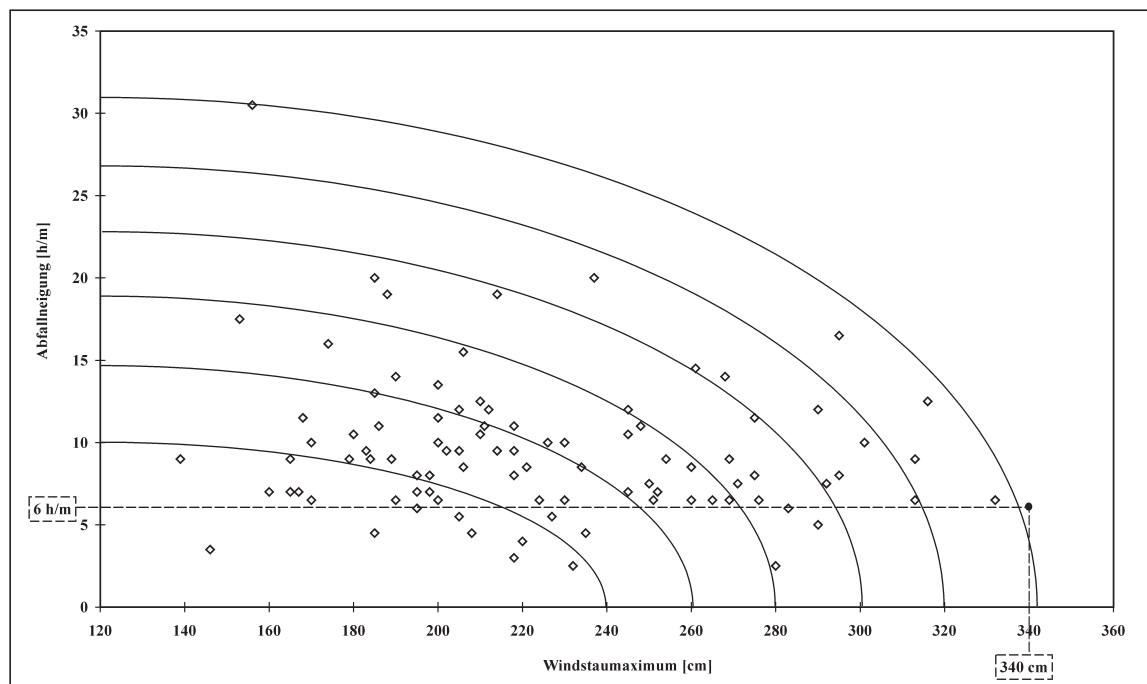


Abb. 13.4: Parameterauswertung der Windstaukurven in Norderney seit 1936: Abfallneigung zu Windstaumaximum

13.2 Entwicklung der Parameter

Die Entwicklung der Parameter während der letzten 60 Jahre werden mit einem 10-jährig übergreifenden Mittel berechnet, um die generelle Entwicklung besser erkennen zu können.

13.2.1 Der Anstieg

In Norderney lässt sich ein eindeutig linearer Trend zu einer längeren Anstiegsdauer in einer Größenordnung von 5,5 h/m – 7 h/m für 1945 (je nach Berechnungsart) auf 8 h/m – 9 h/m für 1995 ermitteln (Abb. 13.5). Werden jedoch die Daten der drei letzten Jahre 1992–1995, die aufgrund der geringen Datenlage (noch) nicht als neuer Trend anzusehen sind, aus der Berechnung herausgenommen, so ergibt sich insgesamt ein Trend von 6 h/m auf 7,5 h/m. Aus den Daten ließe sich auch ein sprunghafter Anstieg erkennen, der Anfang der sechziger Jahre ebenso zu einer Verlängerung der Anstiegsneigung von 6 h/m auf 7,5 h/m führt. Das heißt, dass in der Tendenz die Windgeschwindigkeit in den letzten Jahrzehnten langsamer ihr Maximum erreicht. Der erneute Anstieg zu Beginn der neunziger Jahre bestätigt diesen Trend zu einer längeren Anstiegsneigung.

Es liegt eine Tendenz zu einem langsameren Anstieg der Windgeschwindigkeit vor.

13.2.2 Die Scheiteldauer

Sehr hohe Windstaumaxima werden bei Scheiteldauern von 2 h bis 3 h erreicht. In Norderney weist die Scheiteldauer jedoch weder linear noch sprunghaft eine Tendenz zu einer Verkürzung oder Verlängerung auf (Abb. 13.6). Daher kann von der Scheiteldauer kein erhöhtes Risiko in Richtung höherer Windstaumaxima abgeleitet werden.

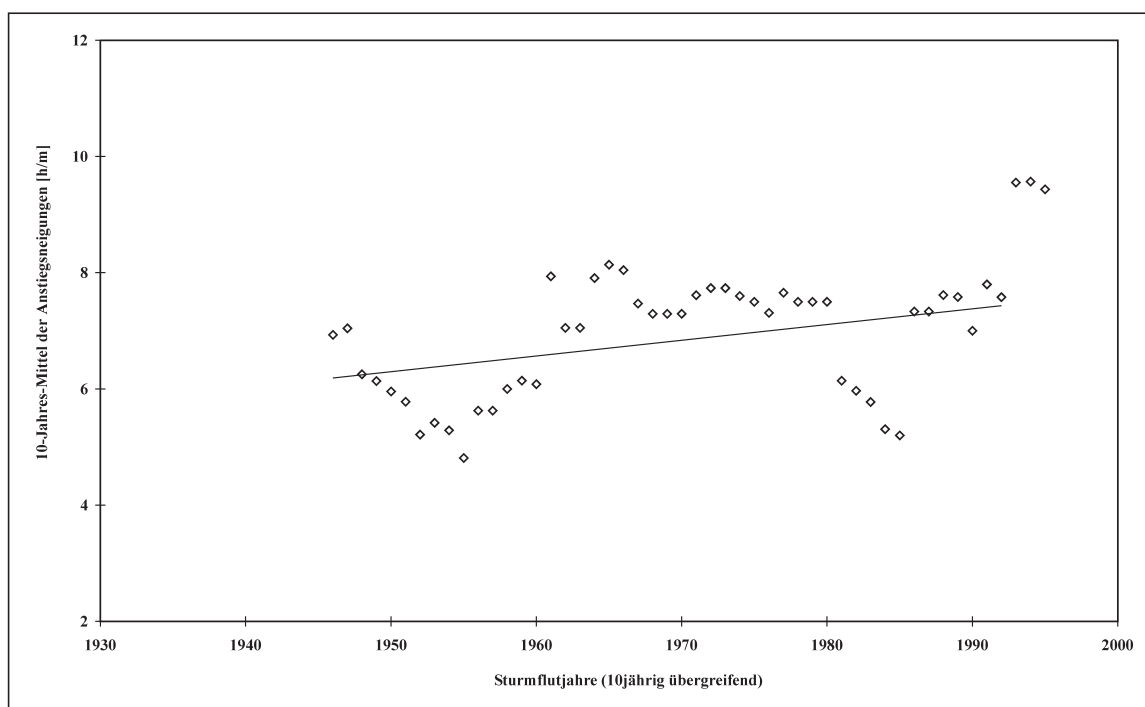


Abb. 13.5: Entwicklung der Anstiegsneigung in Norderney seit 1936 (10-jährig übergreifend)

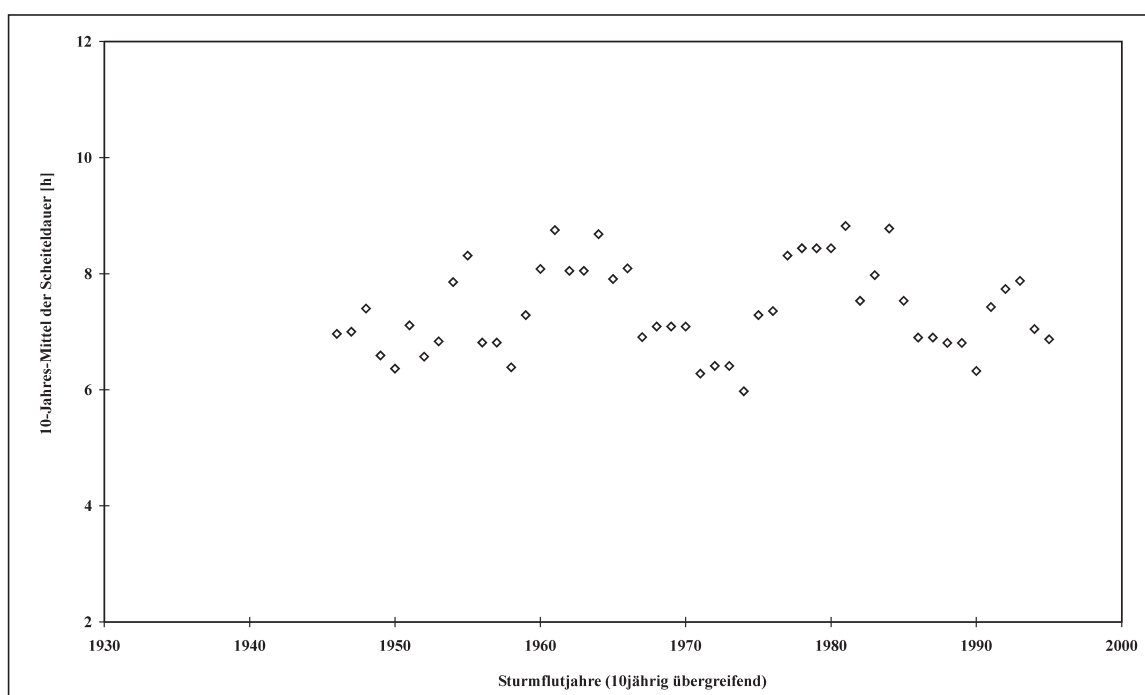


Abb. 13.6: Entwicklung der Scheiteldauer in Norderney seit 1936 (10-jährig übergreifend)

Die Scheiteldauer in Norderney zeigt in ihrer Entwicklung keinerlei Veränderung.

13.2.3 Die Windstauscheitelhöhe



Abb. 13.7: Entwicklung des Windstaumaximums in Norderney seit 1936 (10-jährig übergreifend)

Die Windstauscheitelhöhe in Norderney zeigt im 10-jährig übergreifenden Mittel einen Anstieg um gut 10 cm (Abb. 13.7). Die Spannweite in der Darstellung sämtlicher Windstaumaxima (Abb. 13.8) reicht 1937 von 184 cm bis 282 cm, nimmt dann in den sechziger Jahren auf 167 cm bis 313 cm leicht zu, um nach kurzer Reduzierung eine maximale Spannweite von 139 cm bis 332 cm in den 80er-Jahren zu erreichen. In den neunziger Jahren nimmt die Spannweite wieder deutlich ab – sowohl durch Anstieg der niedrigen Werte als auch durch Verringerung der hohen Werte. Es kann also fast von einem wellenförmigen Verlauf gesprochen werden, indem die Daten phasenweise mal eine größere und mal eine geringere Spannweite aufweisen. Bei der Berechnung eines Trends zeigt sich nahezu kein Anstieg, bei einer polynomischen Trendberechnung dritter Ordnung wird sogar ein Abfall berechnet.

Werden die maximalen Windstauwerte pro Jahr betrachtet (Abb. 13.9), erhöhen sich die Werte Anfang der sechziger Jahre über die 300-cm-Marke und bleiben in ihren maximalen Höhen auf diesem Niveau, wobei der höchste Windstauwert von 1982 der insgesamt niedrigste Wert ist. Wird ein Trend berechnet, ergibt sich ein Anstieg von etwa 30 cm.

Bei einer differenzierten Betrachtung der Windstaumaxima nach den Tidephasen zeigt sich in der Entwicklung, dass die Windstaumaxima bei Tideniedrigwasser insgesamt um ca. 5 cm absinken und bei Tidehochwasser um 10 cm ansteigen.

Das Windstaumaximum steigt seit 1936 sowohl bei der Berechnung über die 10-jährig übergreifenden Mittelwerte als auch bei der Betrachtung aller Windstaumaxima nur geringfügig an. Werden zur Trendberechnung die höchsten Windstaumaxima pro Jahr zugrunde gelegt, so lässt sich ein Ansteigen von ca. 30 cm ermitteln.

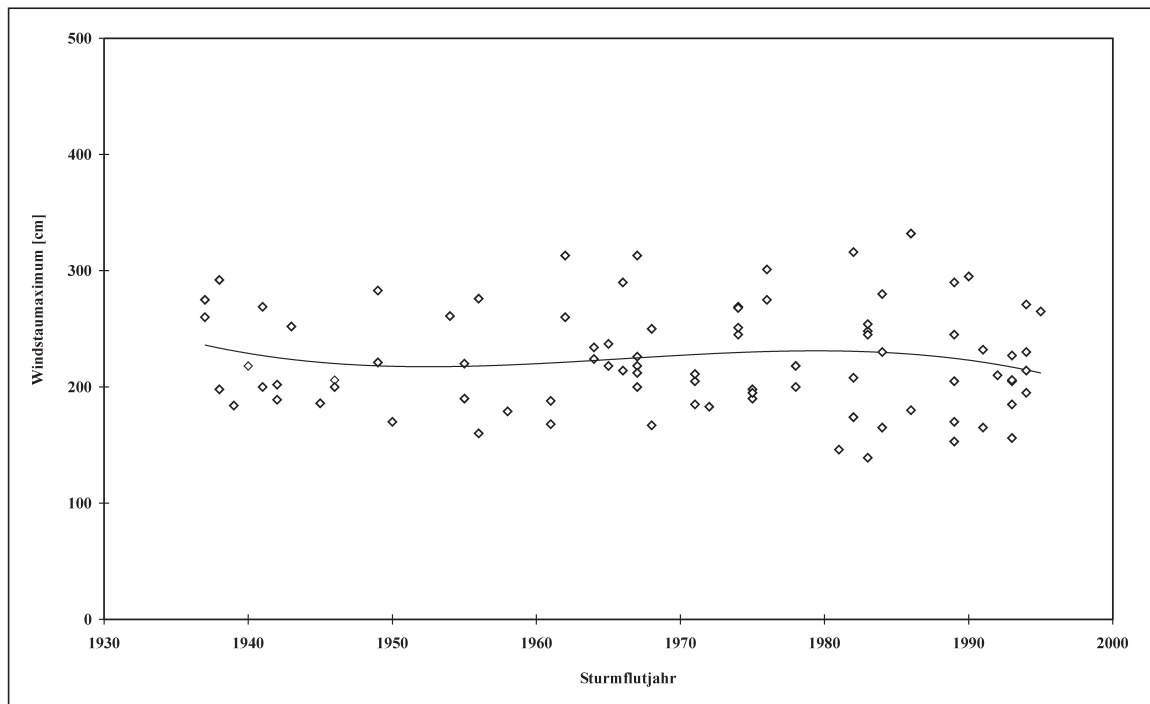


Abb. 13.8: Entwicklung der Windstaumaxima in Norderney seit 1936 (unabhängig von der Tidephase)

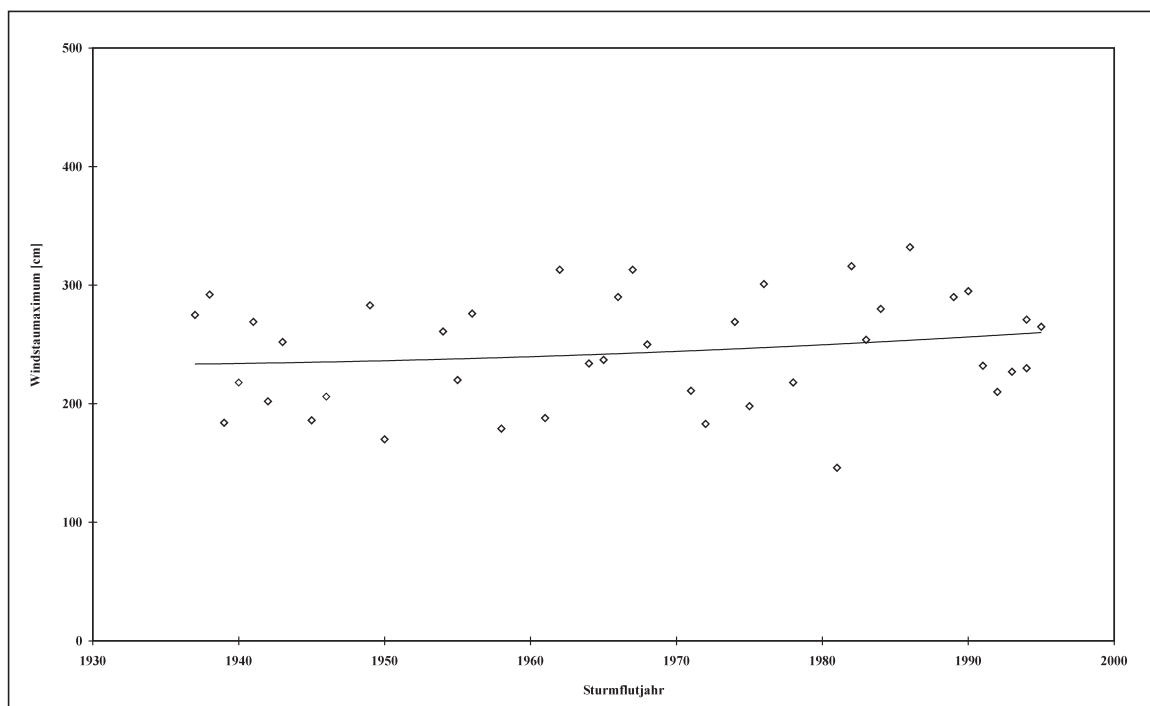


Abb. 13.9: Entwicklung des höchsten Windstaumaximums pro Sturmflutjahr in Norderney seit 1936 (unabhängig von der Tidephase)

13.2.4 Der Abfall

In Norderney nimmt die Abfallneigung tendenziell von 8 h/m auf 9,5 h/m zu (Abb. 13.10). Die höchsten Windstaumaxima treten bei relativ steilen Abfallneigungen auf, d.h. wenn der Wind mit 5 h/m bis 7 h/m abflacht (Abb. 13.4). Das bedeutet, dass der Trend zu flacherer Abfallneigung die Möglichkeit von hohen Windstaumaxima verringert.



Abb. 13.10: Entwicklung der Abfallneigung in Norderney seit 1936 (10-jährig übergreifend)

Der Abfall verlängert sich tendenziell und verringert damit die Möglichkeit des Eintretens eines maximalen Windstauwertes.

13.3 Auswirkungen der Parameter auf die Sturmflutscheitelhöhe

Die 10 höchsten Sturmfluten in Norderney haben eine Scheitelhöhe von 849 cm bis 910 cm PN. Ebenso wie die Korrelation Anstiegsneigung zu Windstaumaximum weisen auch die 10 höchsten Sturmflutscheitel eine lange Anstiegsneigung auf, die im Grenzbereich zu kurz, d.h. zwischen 6,5–7 h/m und 9 h/m liegt. Eine Ausnahme bildet die Sturmflut vom 3.1.1976 mit einem besonders kurzen Anstieg von nur 1,5 h/m. Dagegen benötigt eine sehr hohe Windstaukurve in Norderney nur eine kurze Scheiteldauer. In den bisher aufgetretenen hohen und sehr hohen Sturmfluten war dies nicht der Fall; es lag immer eine lange Scheiteldauer vor. Die Sturmflut vom 21.1.76 hatte zwar eine kurze Scheiteldauer, allerdings existieren hier zwei Windstauscheitel, so dass es sich insgesamt um eine lange Scheiteldauer han-

delte. Beim Abfall entsprechen die bisher eingetretenen Windstaumaxima einer maximalen Windstaukurve in Norderney. Demzufolge muss für eine schwere Sturmflut in Norderney neben einer Anstiegsneigung zwischen 3 h/m und 7 h/m eine lange Scheiteldauer vorhanden sein, um das Windstaumaximum über die Tide zum Tidehochwasser „hinwegzuziehen“.

Die 10 höchsten Sturmfluten wurden von langen Anstiegen, langen Scheiteldauern und langen Abfällen gebildet. Eine Windstaukurve, die einen hohen bis sehr hohen Tidehochwasserscheitel bewirken soll, muss eine lange Scheiteldauer vorweisen.

13.4 Veränderung des Charakters der Windstaukurven in den letzten 70 Jahren in Norderney

Der mittlere maximale Windstauwert, berechnet aus der Trendlinie für 1936, schwankt zwischen 215 cm (errechnet aus den 10-jährig übergreifenden Mittelwerten) und 230 cm (basierend auf den maximalen Windstauwerten pro Jahr) (Abb. 13.11). Da bei Berechnung eines Trends über sämtliche Windstaumaxima ebenfalls ein Ausgangswert von 230 cm zu ermitteln ist, wird dieser Wert als Windstaumaximum für 1930 bestimmt. Für den maximalen Windstauwert 1995 wird 260 cm festgelegt, da dieser den maximal möglichen Anstieg repräsentiert (Abb. 13.12).

Da sich in Norderney die Windstaumaxima relativ gleichmäßig auf die Tidephasen verteilen, können die dargestellten Windstaukurven zu allen Tidephasen auftreten. Bei Tidehochwasser werden sie dabei rund 20 cm niedrigere Windstaumaxima erreichen als bei Niedrigwasser.

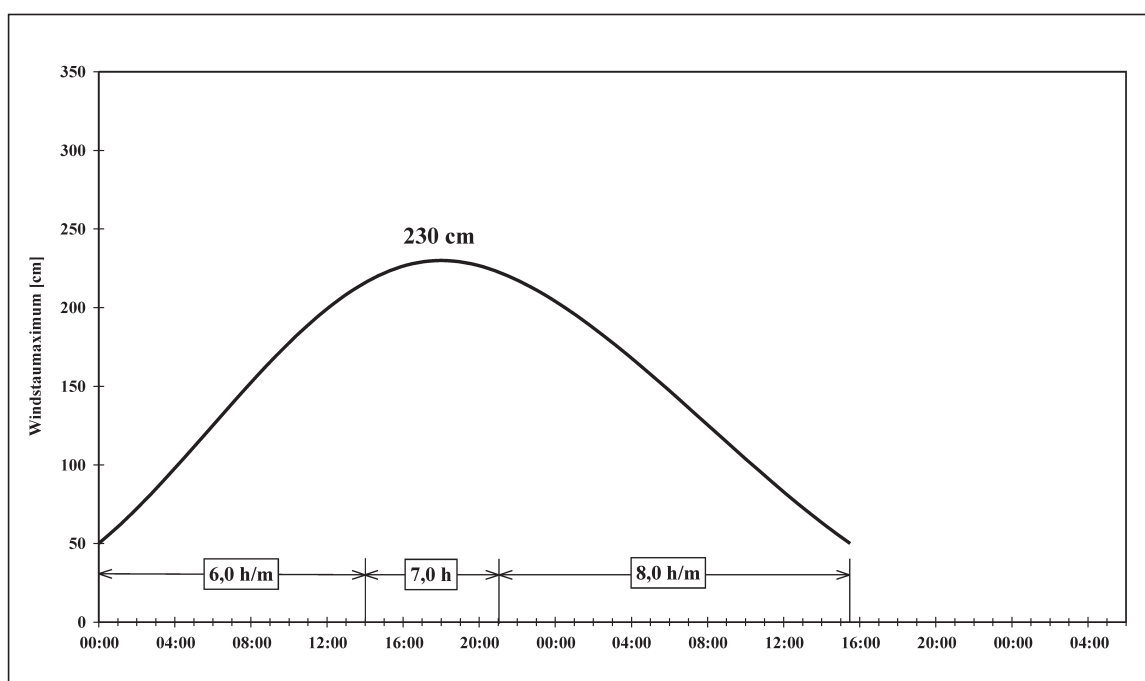


Abb. 13.11: Mittlere Windstaukurve in Norderney um 1930

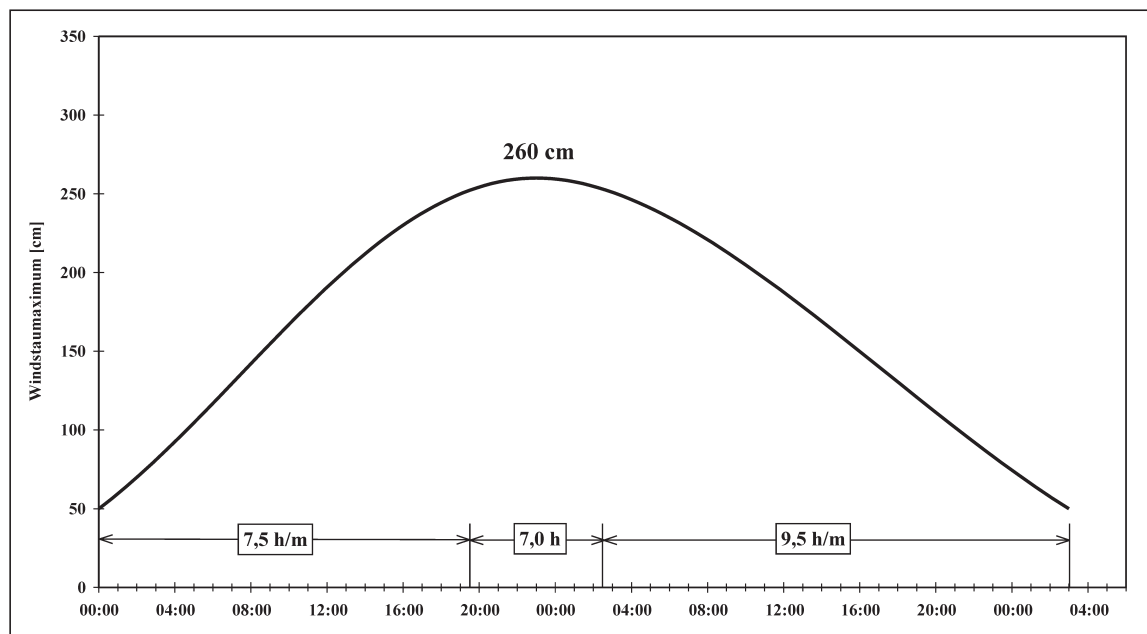


Abb. 13.12: Mittlere Windstaukurve in Norderney um 2000

Es zeigt sich, dass die Windstaukurve in Norderney insgesamt deutlich länger geworden ist. So ist der Anstieg von 6 h/m auf 7,5 h/m und der Abfall von 8 h/m auf 9,5 h/m gestiegen. Diese Entwicklung lässt eindeutig auf eine Zunahme von Kettentiden schließen, gleichzeitig aber auch auf eine Verringerung der Gefahr des Eintritts eines maximalen Windstaus.

13.5 Die maximale Windstaukurve in Norderney

Die maximale Windstaukurve in Norderney hat 340 cm im Maximum und besteht aus 3 h im Anstieg, 2 h in der Dauer und 6 h im Abfall (Abb. 13.13).

Werden auch hier zur Kontrolle die Berechnungen der Überschreitungswahrscheinlichkeit hinzugezogen, bestätigt sich dieser Wert für Windstaumaxima bei Tideniedrigwasser. Da er fast idealtypisch einer Asymptote entspricht, ist er als Wert einer Eintrittswahrscheinlichkeit von 1:200 Jahren geeignet, zumal die Höhe bei Thw um 270 cm liegt.

Die Untersuchungen von OUMERACI und KORTENHAUS (1998), die verschiedene Verteilungsfunktionen für die Windstaumaxima getrennt nach Tideniedrig- und Tidehochwasser berechnet haben (s. Kap. 11.5), zeigen, dass für die Windstaumaxima um Thw mit Gumbel 350 cm und mit Weibull-3 etwa 340 cm bei je 99.0 berechnet werden kann. Bei Tnw ergibt sich mit Gumbel 380 cm, mit Mod Rayleigh 375 cm und Weibull-3 etwa 370 cm bei je 99.0. Sie liegen damit allesamt wesentlich höher als die hier als maximaler Windstauwert angegebene Höhe. Dies ist damit zu begründen, dass erstens Regressionsrechnungen immer unendlich sind, auch wenn die Naturgegebenheiten dies unmöglich erscheinen lassen, und zweitens von OUMERACI u. KORTENHAUS (1998) selbst eingeschränkt wird, dass Prognosenbildungen in diesem Fall nicht fundiert und abgesichert möglich sind. Hier wird erneut deutlich, dass die zukünftige Entwicklung nicht anhand der Betrachtung eines einzelnen Punktes der Sturmflut – unabhängig ob Sturmflut- oder Windstauscheitel – möglich ist, sondern vielmehr der gesamte Verlauf und dessen innere Abhängigkeiten hinzugezogen werden müssen.

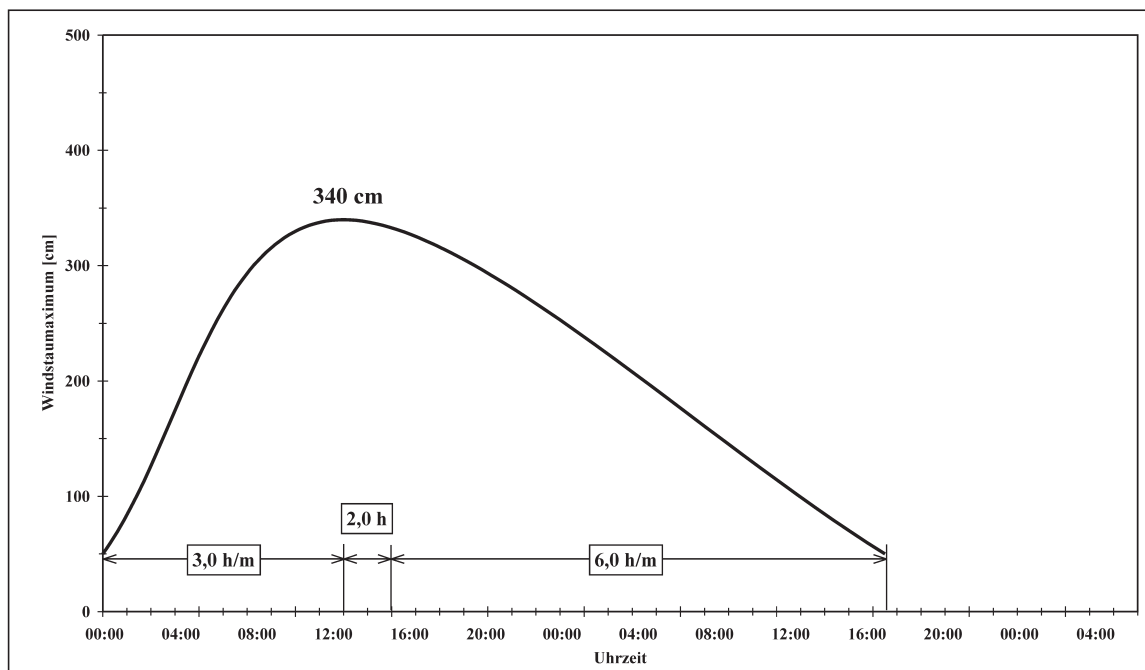


Abb. 13.13: Maximale Windstaukurve für Norderney

In Norderney lagen die Windstaumaxima zur Tidephase bisher bei schweren bis sehr schweren Sturmfluten in etwa gleichmäßig verteilt um Hoch- und Niedrigwasser. Demzufolge kann die hier dargestellte Kurve auch zu einer sehr schweren Sturmflut führen. Dazu muss allerdings ergänzend eine lange Scheiteldauer vorhanden sein.

13.6 Interpretation der Parameter hinsichtlich der Auswirkung der Windentwicklung auf die Sturmfluten für den Pegel Norderney

1. Der Anstieg verlängert sich. Die Tendenz von 5,5 h/m – 6 h/m auf 7,5 h/m – 8 h/m bedeutet, dass die Anstiegsgeschwindigkeit in die Richtung tendiert, in der die meisten Sturmfluten und Windstauhöhen vorkommen. Ein sehr hoher Windstauwert wird jedoch mit einer Anstiegsgeschwindigkeit zwischen 3 h/m und 6 h/m erreicht. Demzufolge bedeutet diese Tendenz zu langsamen Windgeschwindigkeitsänderungen, dass die Möglichkeit des Eintritts eines sehr hohen Windstauscheitels geringer wird.
2. Die Windstaumaxima weisen bei der Berechnung eines Trends über sämtliche Windstauwerte und im 10jährig übergreifenden Mittel nahezu keinen Anstieg auf. Werden nur die höchsten Windstauwerte pro Jahr zu Grunde gelegt, wird ein Anstieg von 30 cm über den gesamten Zeitraum ermittelt, der jedoch in den letzten Jahren wieder rückläufig ist.
3. Die Scheiteldauer zeigt keinerlei Tendenz, weder zur Verlängerung noch zur Verkürzung. Demzufolge bleibt das Risiko des Eintritts eines hohen Scheitels bezüglich der Scheiteldauer wie in den letzten Jahrzehnten.
4. Die Abfallgeschwindigkeit nimmt von 8 h/m auf 9,5 h/m ab. Da sehr hohe Windstaumaxima bisher bei Abfallgeschwindigkeiten zwischen 5 h/m und 7 h/m erreicht wurden und davon auszugehen ist, dass bei höheren Maxima dies auch der Fall sein wird, forciert die Abfallneigung das Risiko eines sehr hohen Windstaumaximums nicht.

Wert zu ermitteln ist, sollte in diesem Fall die Spannbreite berücksichtigt werden, die zwischen 370 cm und 390 cm bei einer Anstiegsneigung von 1 h/m liegt.

Hohe und sehr hohe Windstaumaxima werden von kurzen Anstiegsneigungen gebildet. Eine Grenzwertspanne von 370 cm bis 390 cm liegt bei einer Anstiegsneigung von 1 h/m.

14.1.2 Scheiteldauer zu Windstaumaximum

Auch die Scheiteldauer zeigt eine relativ gleichmäßige Verteilung bei der Darstellung Windstaumaxima im Verhältnis zu Scheiteldauer (Abb. 14.2). Zwischen 2 h und 4 h treten alle Windstauhöhen von 110 cm bis 370 cm auf. Für lange Dauern gibt es auch hier wieder eine Grenzhöhe von 200 cm, die noch bei einer Dauer von fast 30 h auftritt. Oberhalb dieser Höhe gilt: je kürzer die Scheiteldauern, desto höher kann ein Windstaumaximum sein. Ebenso wie in Norderney und Helgoland treten aber die höchsten Windstaumaxima nicht bei ganz kurzen Scheiteldauern auf, sondern bei der häufigsten Dauer zwischen 3 h und 5 h.

Es lässt sich auch hier ein Grenzwert ermitteln, welcher bei Berechnung einer Einhüllenden bei 370 cm einen Wert von 3 h aufweist und bei 390 cm etwa einen von 2,5 h.

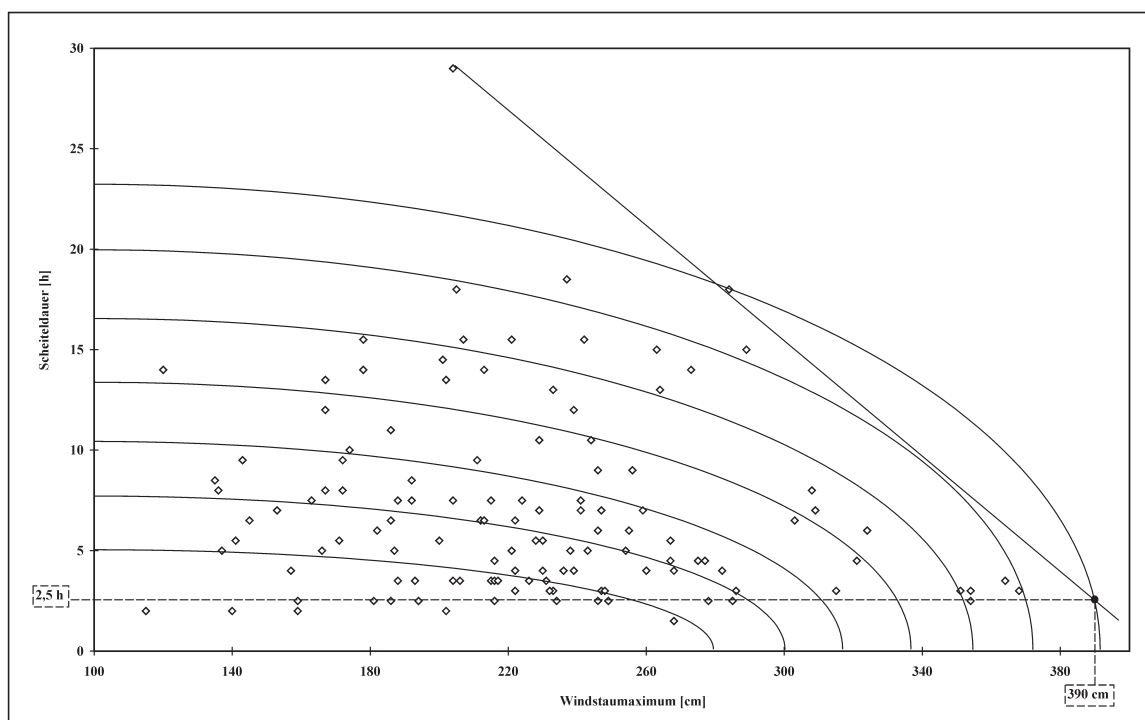


Abb. 14.2: Parameterauswertung der Windstaukurven in Wittdün seit 1914: Scheiteldauer zu Windstaumaximum

Je kürzer die Scheiteldauer, desto höher wird das Windstaumaximum. Höchste Windstaumaxima treten bei 2,5 h bis 3 h auf.

14.1.3 Abfallneigung zu Windstaumaximum

Auch bei der Abfallneigung zeigt sich eine große Streubreite (Abb. 14.3). Der Bereich größter Häufigkeit liegt zwischen 5 h/m und 12 h/m bei einer Windstauhöhe zwischen 180 cm und 290 cm. Nahezu alle Windstaumaxima treten bei einer Abfallgeschwindigkeit von 7 h/m auf.

Die Abhängigkeiten der Windstaumaxima von der Abfallneigung stellen sich wiederum so dar, dass bei den flachsten Abfallneigungen bis zu 27 h/m Windstaumaxima von höchstens 200 cm auftreten. Von dieser Höhe an gilt auch hier die Aussage: je kürzer der Abfall, desto höher das Windstaumaximum. Ebenso wie bei allen anderen Pegeln gilt dies nicht bis ins Unendliche. Offensichtlich gehört zum kurzen Anstieg und kurzen Scheitel auch hier ein längerer Abfall, der nach den bisherigen Werten um 7 h/m liegt.

Legt man den Grenzwert 390 cm fest, ergibt sich bei linearer Verbindung eine Abfallneigung von 5,5 h/m. Auch hier ist es jedoch sinnvoller, die Gruppierung an hohen Windstaumaxima um 7 h/m zu berücksichtigen. Für eine maximal mögliche Windstaukurve sollte deshalb der Wert 7 h/m zugrunde gelegt werden.

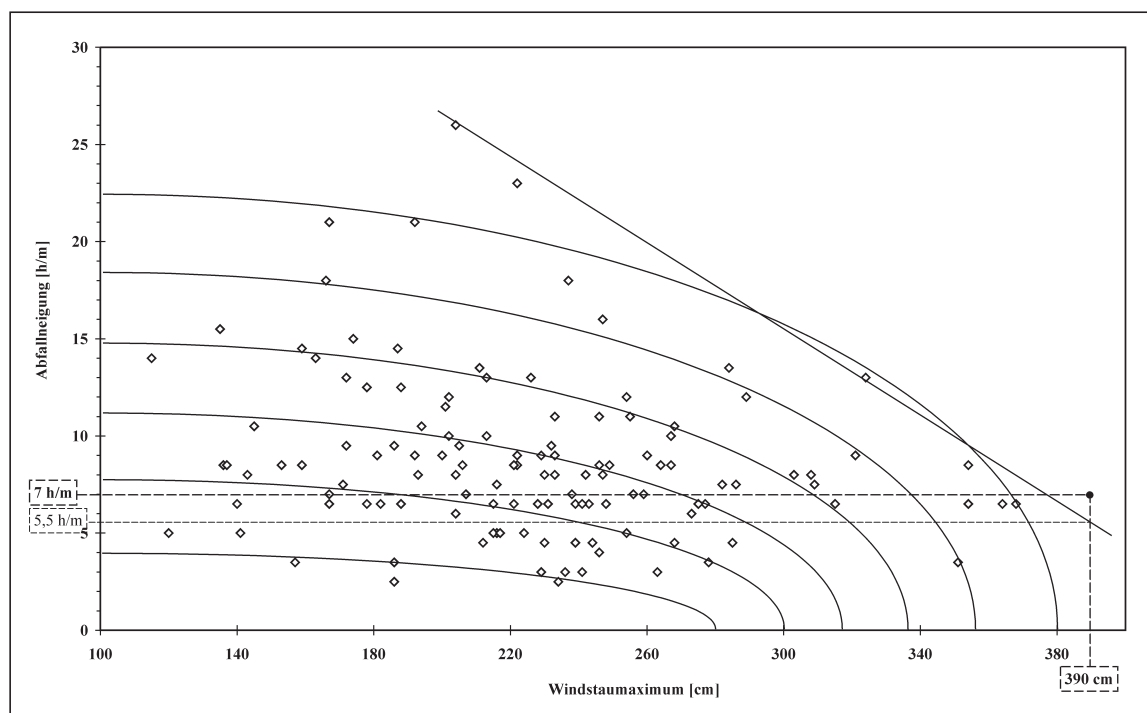


Abb. 14.3: Parameterauswertung der Windstaukurven in Wittdün seit 1914: Abfallneigung zu Windstaumaximum

Es ist kein direkter Zusammenhang zwischen Abfallkennzahl und Windstaumaximum zu erkennen. Sehr hohe Windstaumaxima werden bei einer Abfallkennzahl von 7 h erreicht.

14.2 Entwicklung der Parameter

Die Entwicklung der Parameter in den letzten 80 Jahren werden mit einem 10-jährig übergreifenden Mittel berechnet, um die generelle Entwicklung besser erkennen zu können.

14.2.1 Der Anstieg

Für Wittdün lässt sich für den Zeitraum 1914 bis 1995 tendenziell eine deutliche Aufsteilung der Anstiegsneigung von 8,5 h/m auf 7,5 h/m berechnen (Abb. 14.4). Es liegt aber eine relativ große Spannbreite vor, die in den sechziger Jahren ihren Höhepunkt erreicht, sich aber in den letzten Jahren auf niedrigerem Niveau einpendelt. Die große Spannbreite lässt die Annahme zu, dass eine Verlängerung der Anstiegsneigung in den nächsten Jahren möglich ist.

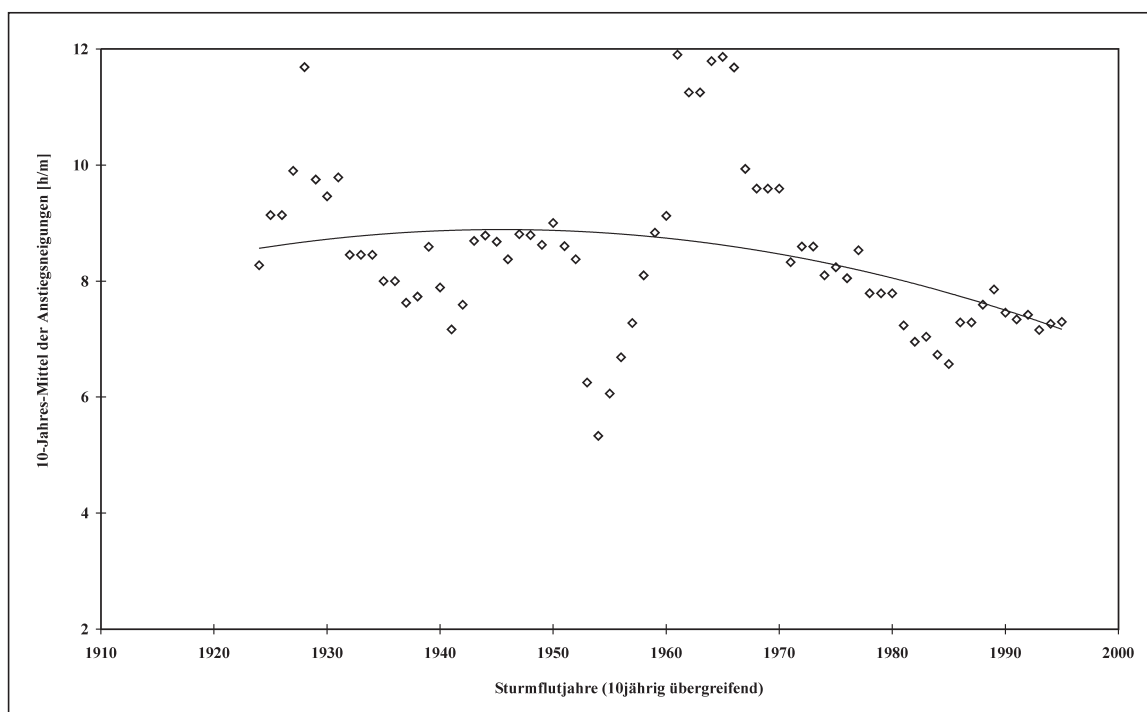


Abb. 14.4: Entwicklung der Anstiegsneigung in Wittdün seit 1914 (10-jährig übergreifend)

Für Wittdün gilt ebenso wie für Cuxhaven, dass steilere Anstiegsneigungen höhere Windstaumaxima produzieren. Das bedeutet, dass durch die allgemeine Verkürzung des Anstiegs das Risiko zu sehr hohen Scheiteln wächst. Da aber eine Neigung von 7,5 h/m nicht zu Extremwerten führt, hat diese Tendenz keine Auswirkungen auf ein erhöhtes Risiko des Eintretens eines maximalen Windstauwertes von 370 cm bis 390 cm.

Der Anstieg verkürzt sich insgesamt deutlich um 1 h/m. Da aber eine Anstiegsneigung von 7,5 h/m nicht zu Extremwerten führt, hat diese Tendenz keine Auswirkungen auf ein erhöhtes Risiko des Eintretens eines sehr hohen Windstauwertes.

14.2.2 Die Scheiteldauer

Die Scheiteldauer weist ebenso wie die Anstiegsneigung eine deutliche Verkürzung auf (Abb. 14.5). Sie nimmt von 7,2 h auf 6,2 h ab.

Hohe bis sehr hohe Windstauwerte werden in Wittdün bei einer mittleren Dauer, zwischen 3 h und 5 h, erreicht (vgl. 14.1.2). Eine Verkürzung im mittleren Bereich der Scheiteldauer bedeutet also in der Tendenz die erhöhte Eintrittswahrscheinlichkeit eines sehr hohen Windstaus. Allerdings wird bei einer Scheiteldauer von 6,2 h kein Maximalwert des Windstaus erreicht. Dagegen sind bei 6,2 h nahezu alle anderen Windstauhöhen zu finden, so dass eine Tendenz in Richtung größerer Unberechenbarkeit der Höhe des Windstaumaximums im Hinblick auf die Scheiteldauer vorhanden ist.

Die Scheiteldauer zeigt in ihrer Entwicklung eine deutliche Verkürzung. Eine Reduzierung auf rund 6 h führt jedoch nicht zu einem erhöhten Risiko des Eintritts eines sehr hohen Windstaumaximums.

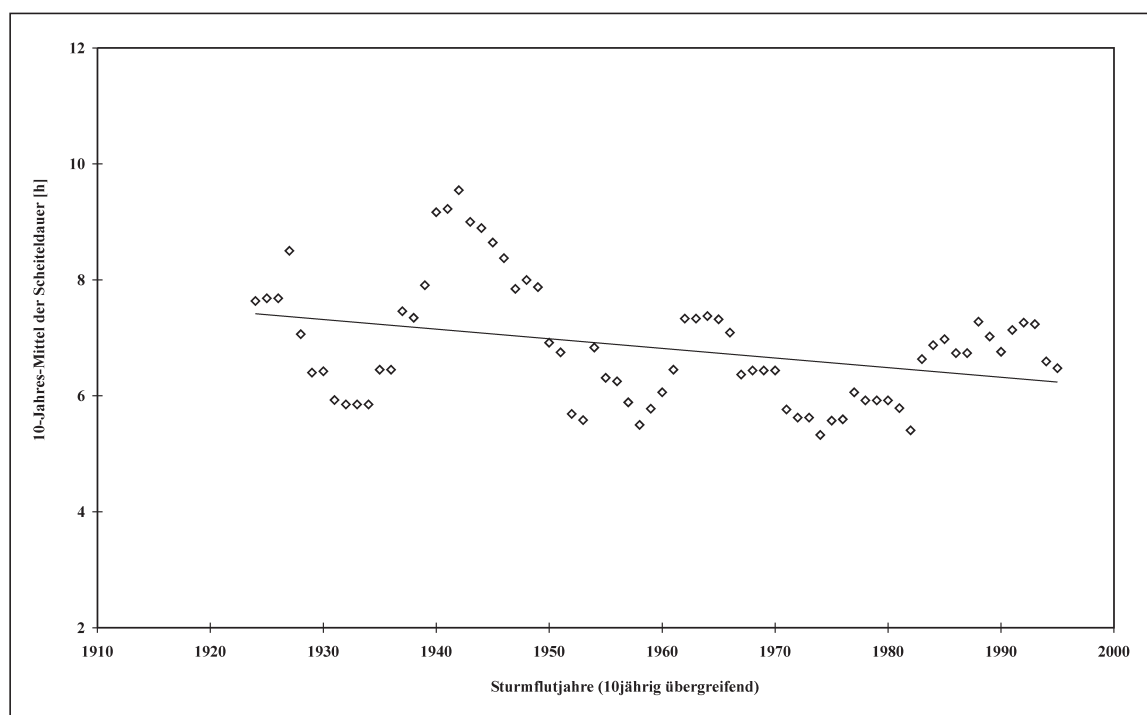


Abb. 14.5: Entwicklung der Scheiteldauer in Wittdün seit 1914 (10-jährig übergreifend)

14.2.3 Die Windstauscheitelhöhe

Die maximale Windstauscheitelhöhe in Wittdün zeigt im 10-jährig übergreifenden Mittel einen deutlichen Anstieg von rund 20 cm (Abb. 14.6). Werden sämtliche Windstaumaxima pro Jahr betrachtet (Abb. 14.7), bestätigt sich dieser Trend (polynomisch 2. Grades), wobei hier keine Veränderung der Spannbreite vorliegt, die ja bei der 10-jährig übergreifenden Mittelwertbildung den Anstieg eliminieren würde. Vielmehr erhöhen sich tendenziell die nied-

rigsten Windstauwerte, so dass sich der Trend weniger durch den Anstieg der höchsten Werte errechnet (von 354 cm in den zwanziger Jahren auf 364 cm in den neunziger Jahren) als vielmehr durch die Erhöhung der niedrigen Windstaumaxima.

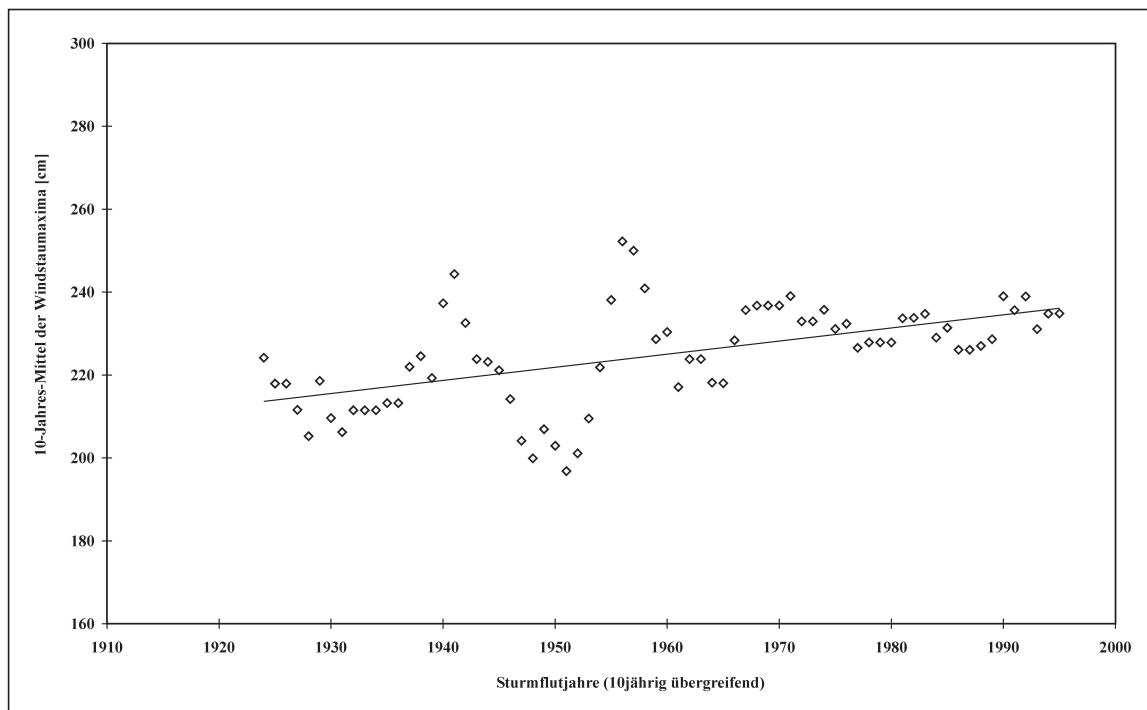


Abb. 14.6: Entwicklung des Windstaumaximums in Wittdün seit 1914 (10-jährig übergreifend)

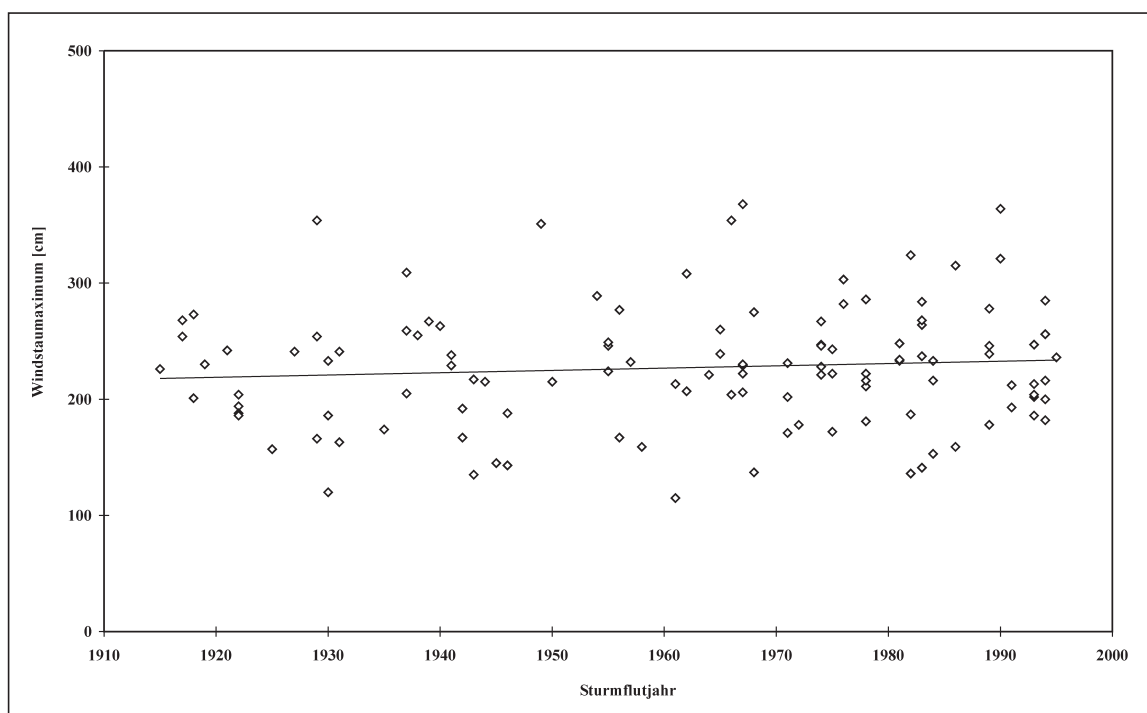


Abb. 14.7: Entwicklung der Windstaumaxima in Wittdün seit 1914 (unabhängig von der Tidephase)

Werden die höchsten Windstaumaxima pro Jahr im Verlauf der letzten fast einhundert Jahre untersucht (Abb. 14.8), so verstärkt sich o.g. Trend deutlich, was wiederum mit der besagten Erhöhung der niedrigen Windstaumaxima zu erklären ist. Bei den höchsten Windstaumaxima pro Jahr liegt ein deutlicher, kontinuierlicher Anstieg von nahezu 60 cm seit 1916 vor. Werden die Windstauscheitel getrennt nach Tidehoch- und -niedrigwasser in ihrer Entwicklung betrachtet, so kann bei beiden kein Anstieg festgestellt werden.

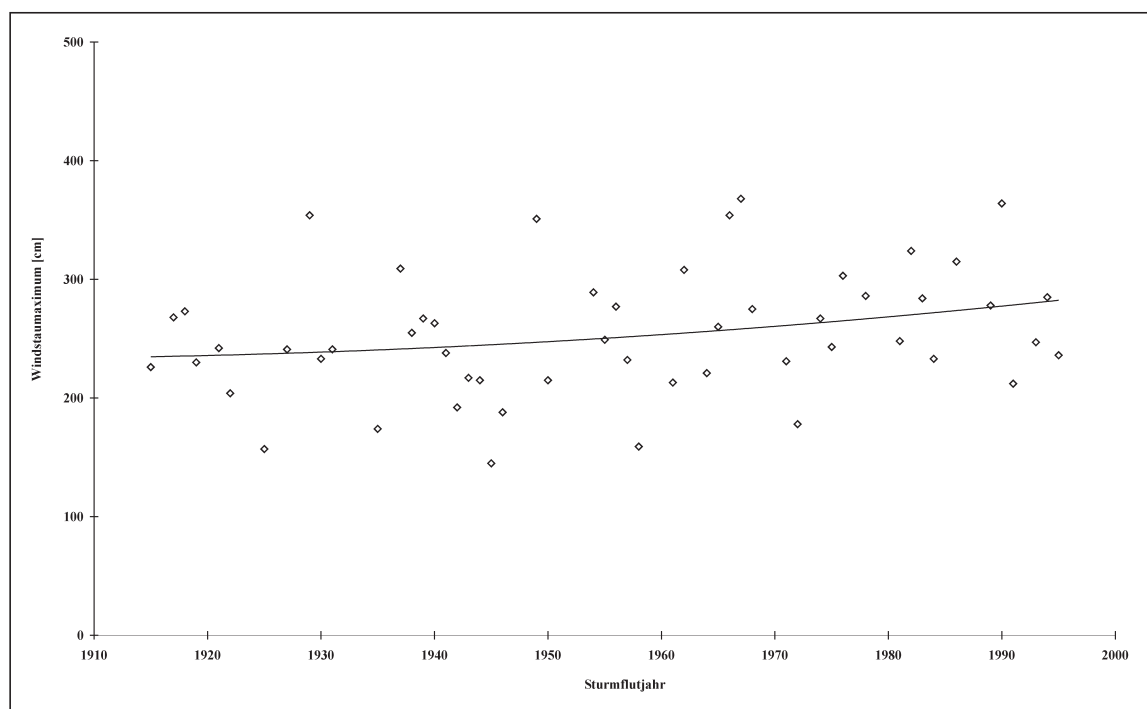


Abb. 14.8: Entwicklung des höchsten Windstaumaximums pro Sturmflutjahr in Wittdün seit 1914 (unabhängig von der Tidephase)

14.2.4 Der Abfall

Die Neigung im Abfall der Windstaukurve zeigt in ihrer Entwicklung eine leichte Zunahme in Richtung Abflachung des Abfalls, der nicht signifikant ist (Abb. 14.9).

14.3 Auswirkungen der Parameter auf die Sturmflutscheitelhöhe

Werden die 10 höchsten Sturmflutscheitel in Wittdün herausgegriffen, so zeigt sich, dass vier von ihnen von einem kurzen Anstieg gebildet werden, drei weitere von einem kurzen Anstieg im Rahmen von 2 Scheiteln und nur vier von einem langen Anstieg. Die Scheitelhöhe der 10 höchsten Sturmfluten liegt zwischen 861 cm PN (23.1.1993) und 914 cm PN (16.2.1962). Im Gegensatz zu Cuxhaven ist hier die höchste Sturmflut jene vom 16.2.1962 und wird von einem langen Anstieg gebildet. Dieser liegt mit einer Neigung von 6,5 h/m, ebenso wie in Cuxhaven, im Grenzbereich zu kurz und befindet sich mit einem Windstaumaximum von 308 cm im Rahmen der Korrelation: je höher das Windstaumaximum, desto kürzer die Anstiegsneigung. Diese Sturmflut hat mit einem Windstaumaximum von 308 cm



Abb. 14.9: Entwicklung der Abfallneigung in Wittdün seit 1914 (10-jährig übergreifend)

noch nicht das maximal erreichbare Windstau- und damit auch nicht das Scheitelmaximum. Die nachfolgenden, niedrigeren Sturmfluten werden von kurzen Anstiegen gebildet. Ebenso wie die maximal mögliche Windstaukurve, die von einem kurzen Anstieg, einem kurzen Scheitel und einem langen Abfall gebildet wird, benötigt eine Sturmflut zum Erreichen eines sehr hohen Scheitels mindestens eine lange Komponente. Diese wurde bisher häufig, wie bei der maximal möglichen Windstaukurve, von einem langen Abfall gebildet, seltener ergänzt durch eine lange Dauer. Im Extremfall wird die lange Komponente sogar durch zwei Windstauscheitel in einer langen Windstaukurve gebildet. Es ist demzufolge davon auszugehen, dass die maximal mögliche Windstaukurve gleichzusetzen ist mit der Windstaukurve, die bei einem maximalen Sturmflutscheitel auftritt.

In Wittdün liegt ein eindeutiger Peak der Sturmflutanzahl um T_{nw} vor. Die 10 höchsten Sturmfluten zeigen aber eine deutlich halbierte Verteilung, d.h. 50 % traten 1 h vor T_{nw} und 50 % 1 h vor T_{hw} auf, so dass sich bestätigt, dass die maximal mögliche Windstaukurve auch jene ist, die ihr Maximum um T_{hw} haben kann und eine maximale Sturmflut entstehen lässt.

Die 10 höchsten Sturmfluten wurden von kurzen bis mittellangen Anstiegen gebildet. Damit die hohen Windstaumaxima zu schweren bis sehr schweren Sturmfluten führen können, muss mindestens eine lange Komponente enthalten sein. Diese wird in der Regel von einem langen Abfall gebildet und seltener von einer langen Scheiteldauer ergänzt.

14.4 Veränderung des Charakters der Windstaukurven in den letzten 90 Jahren in Wittdün

Auch für Wittdün wird zur Erfassung der Änderung des Charakters der Windstaukurven eine mittlere Tidekurve für die erste Hälfte und eine weitere für das Ende des 20. Jahrhunderts errechnet.

Bei der Berechnung des mittleren maximalen Windstauwertes zeigen sich auch in Wittdün große Differenzen (s.o.). Im Gegensatz zu Cuxhaven schwankt hier aber nicht der Ausgangswert (mit 220–230 cm), sondern vielmehr der Wert für 1995, der je nach den zugrunde liegenden Maxima und Regressionsgeraden zwischen 240 cm und 280 cm variiert. Da auch bei der Berechnung des 10-jährig übergreifenden Mittels (der maximal möglichen Windstaukurve) nur ein Anstieg von 20 cm ermittelt wurde und bei Auswahl des höchsten Wertes pro Jahr der Anstieg je nach Berechnungsmethode zwischen 20 cm und 60 cm schwankt, wird ein mittlerer Anstieg von 30 cm, also ein Windstaumaximum von 260 cm gewählt.

Anhand der gewählten Werte und der Verteilung der Windstaumaxima zur Tidephase ist ablesbar, dass die dargestellten Kurven ihr Windstaumaximum um Tideniedrigwasser hatten.

Der Vergleich der beiden Windstaukurven (Abb. 14.10 u. 14.11) zeigt deutlich, dass sich in Wittdün die Windstaukurven tendenziell verkürzt haben. Da die Verkürzung im Anstieg liegt, sind in Wittdün höhere Windstaumaxima zu erwarten. Ebenso verkürzt sich der Scheitelbereich, während der Abfall gleich bleibt. Demzufolge zeigt Wittdün eine Tendenz zu höheren Scheiteln.

Die mittlere Windstaukurve in Wittdün ist deutlich kürzer geworden. Da die Verkürzung vor allem im Anstieg liegt, verursacht sie höhere Scheitel, wirkt sich auf die Sturmflutlänge aber nur geringfügig aus.

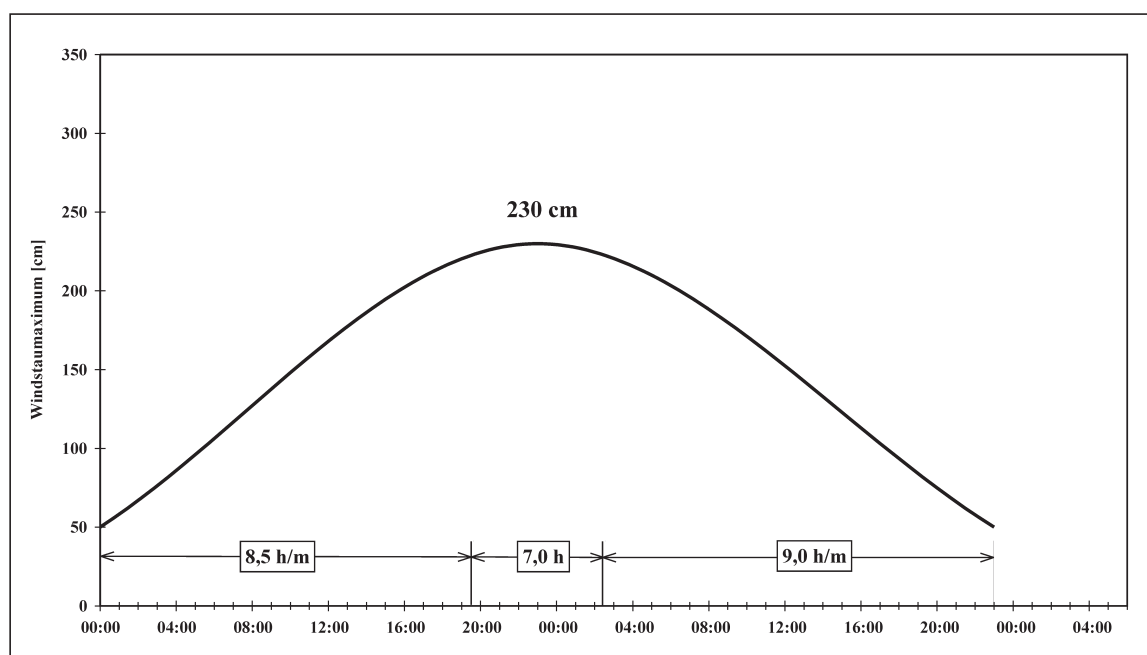


Abb. 14.10: Mittlere Windstaukurve in Wittdün um 1910

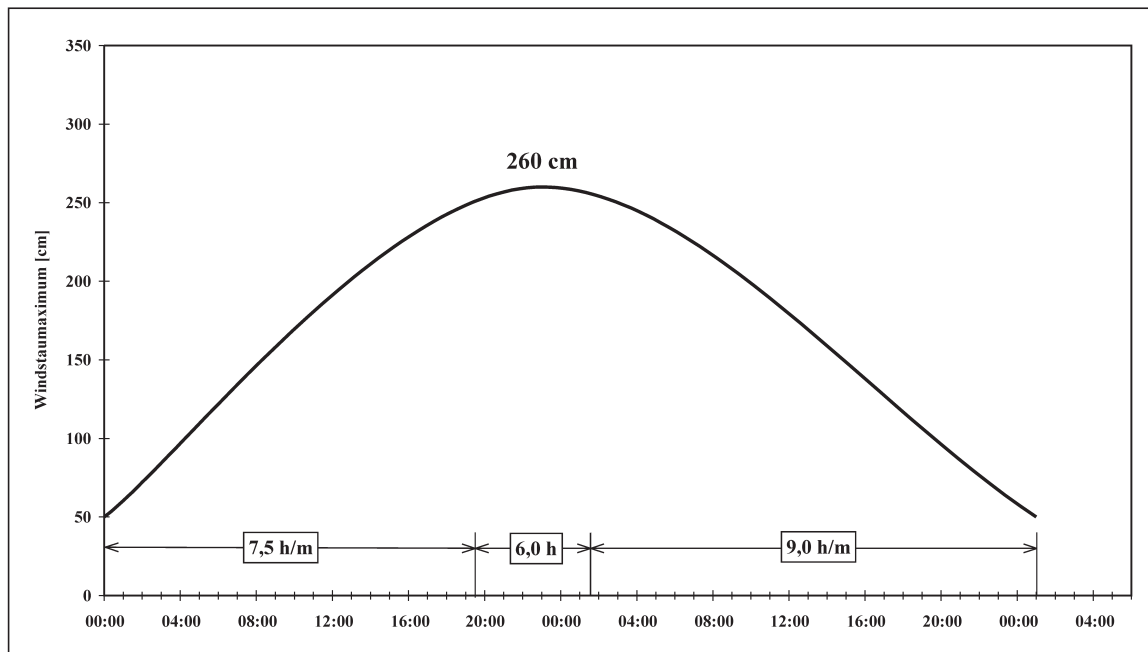


Abb. 14.11: Mittlere Windstaukurve in Wittdün um 2000

14.5 Die maximale Windstaukurve in Wittdün

Werden für Wittdün alle Parameter ausgewertet, so kann eine Windstaukurve unter den derzeitigen Klimabedingungen nicht höher als 390 cm werden, bei einem Anstieg von 1 h/m, 2,5 h Scheiteldauer und 7 h/m Abfallneigung (Abb. 14.12).

Werden zur Kontrolle des maximalen Windstauwertes die Berechnungen der Überschreitungswahrscheinlichkeit der Windstaumaxima, getrennt nach Eintreten um Niedrig- und Hochwasser, hinzugezogen, wird deutlich, dass der Wert 390 cm für Wittdün sehr hoch ist und die oben genannte Spanne von 370 cm bis 390 cm bereits den Rahmen eines sehr hohen Windstauwertes angibt. Für die Überschreitungswahrscheinlichkeit von 1:200 Jahre kann um Hochwasser ein Wert von 310 cm, um Niedrigwasser von 380 cm angegeben werden (SIEFERT, 1998). Das bedeutet, dass die berechnete maximal mögliche Windstaukurve nur unter optimalen Bedingungen auftreten kann und nicht gleichzusetzen ist mit dem zu erreichenden Hochwasserwert, der unterhalb dieses Wertes bei etwa 350 cm über MThw bei einer Überschreitungswahrscheinlichkeit von 1:200 Jahren anzusiedeln ist.

Werden auch hier zur Ergänzung die Ergebnisse von OUMERACI u. KORTENHAUS (1998) herangezogen, so werden bei 99.0 für die Windstaumaxima bei Thw über Gumbel 375 cm, Mod-Rayleigh 380 cm und Weibull-3 350 cm berechnet, bei Tnw über Gumbel 420 cm und Weibull-3 ca. 380 cm. Diese Werte entsprechen dem über die Korrelation ermittelten maximalen Windstauwert und lassen den Schluss zu, dass die maximal mögliche Windstaukurve von Wittdün ihr Windstaumaximum sowohl um Thw als auch um Tnw erreichen kann und somit, wie oben beschrieben, auch als Kurve für eine maximale Scheitelhöhe gilt.

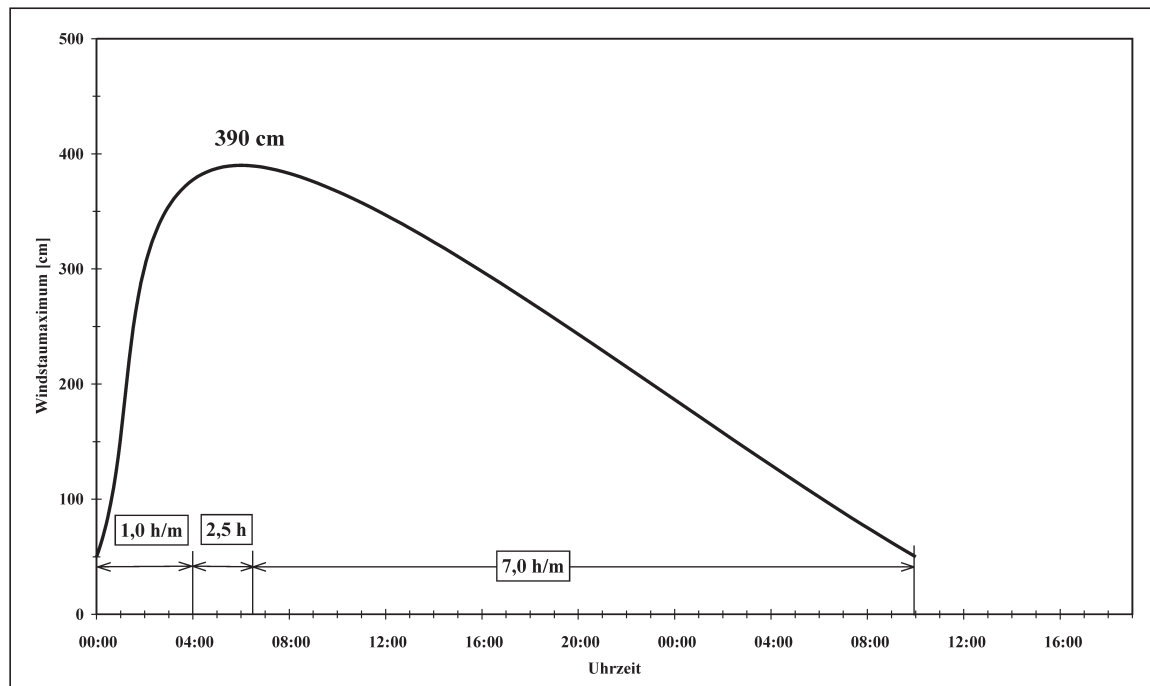


Abb. 14.12: Maximale Windstaukurve für Wittdün

14.6 Interpretation der Parameter hinsichtlich der Auswirkung der Windentwicklung auf die Sturmfluten für den Pegel Wittdün

1. Der Anstieg verkürzt sich. Da in Wittdün kurze Anstiege hohe Scheitel produzieren, steigt das Risiko zu sehr hohen Scheiteln an. Da aber 7,5 h/m Neigung nicht zu Extremwerten führt, hat diese Tendenz keine Auswirkungen auf ein erhöhtes Risiko des Eintretens eines maximalen Windstauwertes zwischen 370 cm und 390 cm. Die Tendenz muss aber beachtet und im Gesamtzusammenhang berücksichtigt werden (s.u.).
2. Die Windstaumaxima zeigen einen deutlichen Anstieg in den letzten 100 Jahren, der – bei Berechnung eines Trends durch das 10-jährig übergreifende Mittel sämtlicher Windstauscheitel – bei rund 20 cm liegt, hingegen bei knapp 60 cm bei Berechnung des Trends durch die höchsten Windstaumaxima pro Jahr. In den letzten Jahren verkleinern sich die Windstaumaxima wieder. Ob dies ein Absinken innerhalb eines rhythmischen Anstiegs ist oder ein Ende des positiven Trends, ist zur Zeit nicht erkennbar.
3. Die Scheiteldauer verkürzt sich auf 6,2 h. Sehr hohe Windstauwerte werden in Wittdün nicht bei sehr kurzer Dauer erreicht, sondern bei 3 h bis 5 h. Eine Verkürzung auf gut 6 h bedeutet also kein erhöhtes Risiko in Richtung für das Eintreten von sehr hohen Windstauwerten.
4. Die Abfallneigung zeigt keinerlei Tendenz. Die mittlere Abfallneigung liegt bei 9 h/m, eine sehr hohe Windstaukurve wird einen Abfall von 7 h/m erhalten. Infolgedessen liegt kein Trend bezüglich eines erhöhten Risikos in Wittdün vor.

15. Der regionale Vergleich der Windstaukurven

15.1 Die Windstaukurven um 1900 und 2000 im regionalen Vergleich

Grundsätzlich können die Windstaukurven der Pegel Norderney, Helgoland, Cuxhaven und Wittdün verglichen werden in

- ihrer Gesamtdauer im Allgemeinen,
- der Entwicklung der Gesamtdauer im Laufe des 20. Jahrhunderts,
- den grundsätzlichen Unterschieden im Charakter von Anstieg, Scheiteldauer und Abfall,
- den Unterschieden in der Entwicklung der Parameterkennzahlen im 20. Jahrhundert und
- der Frage nach der Symmetrie der Windstaukurve.

Die Gesamtdauer 1900 gemessen an den Kennzahlen (Tab. 15.1) – nicht an der absoluten Stundenzahl, die durch die Windstauhöhe beeinflusst ist – ist in Helgoland und Wittdün wesentlich größer als an den beiden anderen Pegeln. Norderney und Cuxhaven liegen mit 14 h/m in Anstieg und Abfall um gut 3 h/m steiler und damit im zeitlichen Ablauf kürzer als Helgoland und Wittdün. Dagegen weist die Scheiteldauer ein recht ausgewogenes Verhältnis auf, das bei allen vier Pegeln mit 6,5 h bis 7 h in etwa gleich ist.

Tab. 15.1: Die Parameterkennzahlen der einzelnen Pegel um 1900 im Vergleich

1900	Anstieg h/m	Scheiteldauer h	Abfall h/m	Gesamt ca. 1900
Norderney	6	7	8	14 h/m & 7 h
Cuxhaven	6,5	6,5	7,5	14 h/m & 6,5 h
Helgoland	7,5	6,5	10	17,5 h/m & 6,5 h
Wittdün	8,5	7	9	17,5 h/m & 7 h

Tab. 15.2: Die Parameterkennzahlen der einzelnen Pegel um 2000 im Vergleich

2000	Anstieg h/m	Scheiteldauer h	Abfall h/m	Gesamt ca. 2000
Norderney	7,5	7	10	17,5 h/m & 7 h
Cuxhaven	6,5	5,5	9	15,5 h/m & 5,5 h
Helgoland	9	6,5	11,5	20,5 h/m & 6,5 h
Wittdün	7,5	6	9	16,5 h/m & 6 h

Dies trifft sowohl für die Jahrhundertwende ins 20. Jahrhundert als auch ins 21. Jahrhundert zu. Um 2000 hat sich die Anstiegs- und Abfalldauer in Helgoland noch einmal verlängert und weist damit deutlich größere Kennzahlen als die anderen Pegel auf (Tab. 15.2 und Tab. 15.3, Abb. 15.1). Zu erklären ist dies mit der Lage der Insel im „tiefen Wasser vor dem Watt“, also mit der Topographie. Dies manifestiert sich in der geringsten Windstauscheitelhöhe. In der Entwicklung im Laufe des Jahrhunderts zeigt sich aber, dass sich die um 1900 insgesamt recht gleichmäßige Dauer der Sturmfluten in Cuxhaven und Norderney auseinanderentwickelt, Wittdün und Cuxhaven sich aber annähern. So liegt jetzt eine deutliche Abstufung vor mit der kürzesten mittleren Dauer in Cuxhaven, gefolgt von Wittdün und dann Norderney, wobei Cuxhaven und Wittdün in der Gesamtstundenzahl durch die Scheiteldauer relativ ausgeglichen sind.

Demzufolge weist Norderney den größten Anstieg in der Dauer auf, in Wittdün verkürzt sich die mittlere Dauer. Bemerkenswert ist, dass sich die absolute Dauer in Relation zur Höhe bei allen Pegeln um 2000 ausgeglichen hat mit 54,17 h (Cuxhaven), 52,5 h (Norderney), 51,6 h (Helgoland) und 48,9 h (Wittdün).

Tab. 15.3: Die Differenzen der Parameterkennzahlen der einzelnen Pegel 1900 : 2000 im Vergleich

1900 : 2000	Anstieg h/m	Scheitel h	Abfall h/m	Gesamt 1900 : 2000
Norderney	+1,5	± 0	+2	+3,5 & ± 0
Cuxhaven	± 0	-1	+1,5	+1,5 & -1
Helgoland	$\pm 1,5$	± 0	+1,5	+3,0 & ± 0
Wittdün	-1	-1	± 0	-1,0 & -1

Hierzu werden die einzelnen Parameter in ihrer Entwicklung näher analysiert. An allen drei Pegeln, die eine Verlängerung zu verzeichnen haben (Hel, Cux, Nor), hat der Abfall einen großen Anteil der Verlängerung. Nur in Norderney und Helgoland weist auch der Anstieg eine Verlängerung auf. Im Gegenzug verkürzt sich der Anstieg in Wittdün.

Tab. 15.4: Berechnung des Bestimmungsmaßes des Trends für Zeiträume ab 1900 und ab 1940

	Regressions- koeffizient ab 1900 (Dauer absolut)	Regressions- koeffizient ab 1900 (Dauer relativ zur Anzahl	Regressions- koeffizient ab 1940 (Dauer absolut)	Regressions- koeffizient ab 1940 (Dauer relativ zur Anzahl
Cuxhaven	0,2304	0,0254	0,8731	0,8803
Wittdün	0,216	0,0029	0,8714	0,1539
Norderney			0,6658	0,1837
Helgoland			0,8292	0,3331

Wird der differierende Untersuchungszeitraum nicht in diese Betrachtung einbezogen, so weisen entsprechend der Ergebnisse des Anstiegs der Dauer und der Kennzahlen Norderney und Helgoland die größten Regressionskoeffizienten auf, Cuxhaven und Wittdün die geringsten (Tab. 15.4). Wird allerdings der Zeitraum berücksichtigt und somit für alle Pegel der Anstieg ab 1940 berechnet, so weisen Cuxhaven und Wittdün den größten Anstieg auf, gefolgt von Helgoland und erst dann Norderney. Diese Werte – berechnet anhand der Daten zur Dauer – machen deutlich, dass der absolut größte Anstieg der Dauer in Helgoland und Norderney einzig darin begründet ist, dass die Berechnung im „Tal“ der Sturmfluten beginnt, so dass der Anstieg verstärkt in die Berechnung einfließt. Demzufolge ist davon auszugehen, dass der Anstieg der Kennzahlen und der Dauer insgesamt geringer ausfallen würde, begänne die Berechnung auch in Helgoland und Norderney um 1900. Dafür spricht, dass die Gesamtdauer der Windstaukurven sich Ende des 20. Jahrhunderts wieder angeglichen hat. Es ist also davon auszugehen, dass – absolut gesehen – auch um 1900 die Windstaukurven in etwa eine gleiche Dauer hatten. Anhand der Berechnung der Regressionsgeraden ab 1940 für alle Pegel und ab 1900 für Cuxhaven und Wittdün können Schlussfolgerungen für Norderney und Wittdün in ihrer Entwicklung seit 1900 gezogen werden: Helgoland und Norderney hatten um 1900 eine längere Windstaukurve als 1940. Diese ist insgesamt von

1900 bis zum Jahre 2000 angestiegen, allerdings seit 1940 in größerer Intensität. Relativ verbleibt eine Abnahme der Windstaukurve in Wittdün. Die Ergebnisse der Entwicklung der mittleren Windstaukurve entsprechen der Entwicklung der Dauer.

Das Windklima weist insgesamt keine Veränderung in der Deutschen Bucht auf, außer einer leichten Zunahme der Dauer der einzelnen Sturmfluten.

Hinsichtlich der Symmetrie der Windstaukurven zeigt sich, dass Wittdün durch seine Verkürzung im Scheitel deutlich symmetrischer geworden ist, während Norderney, Helgoland und Wittdün durch den längeren Abfall unsymmetrischer geworden sind. Damit ist Wittdün jene Windstaukurve, die sich in ihrer Tendenz, sich aufzurichten, in Richtung der maximalen Windstaukurve bewegt, während alle anderen Windstaukurven sich von dem Erreichen einer maximalen Windstaukurve entfernen.

- Helgoland weist die größten Kennzahlen um 2000 auf.
- Bis auf Wittdün weisen alle Windstaukurven eine deutliche Verlängerung in der Dauer auf, die in erster Linie durch den langsameren Abfall begründet ist. In Norderney und Helgoland verlängert sich auch der Anstieg.
- Die unterschiedliche Entwicklung an den äußeren südwestlichen (Norderney) und nordwestlichen (Wittdün) Rändern des Untersuchungsgebietes lassen den Schluss zu, dass sich das Windklima verändert haben könnte in dem Sinne, dass die Zyklo-nen etwas weiter südlich ziehen.
- Ausschließlich Wittdün zeigt eine Tendenz zu größerer Symmetrie der mittleren Windstaukurve.
- Anhand des Vergleiches Cuxhaven und Wittdün mit Norderney und Helgoland lässt sich die Entwicklung von Helgoland und Norderney seit 1900 interpretieren. Es ist von einem relativen und absoluten Anstieg der Dauer in Norderney auch seit 1900 auszugehen, allerdings in geringerer Intensität.

15.2 Die maximal mögliche Windstaukurve im Vergleich

Die maximal mögliche Windstaukurve für Cuxhaven, Helgoland, Norderney und Wittdün unterscheidet sich sowohl durch die rein zeitlichen Komponenten wie die Länge der Parameter als auch durch ihre Symmetrie (Abb. 15.2). Die maximal mögliche Windstaukurve für Wittdün und Cuxhaven ist jeweils gekennzeichnet durch einen sehr kurzen Anstieg mit einer kurzen Scheiteldauer und einem langen Abfall, jene für Helgoland und Norderney durch einen mittleren Anstieg und Abfall.

Demzufolge weist die maximal mögliche Windstaukurve für Cuxhaven mit einer großen Asymmetrie (aufgrund eines sehr kurzen Anstiegs) und einem relativ langen Abfall eine große Ähnlichkeit mit der für Wittdün auf. Die Windstaukurve für Norderney richtet sich, durch den recht gleichmäßigen Verlauf, deutlich auf. Für Helgoland wird die maximal mögliche Windstaukurve mit einer insgesamt größeren Dauer noch symmetrischer.

Bei der großen Dauer und Gleichmäßigkeit der maximal möglichen Windstaukurve für

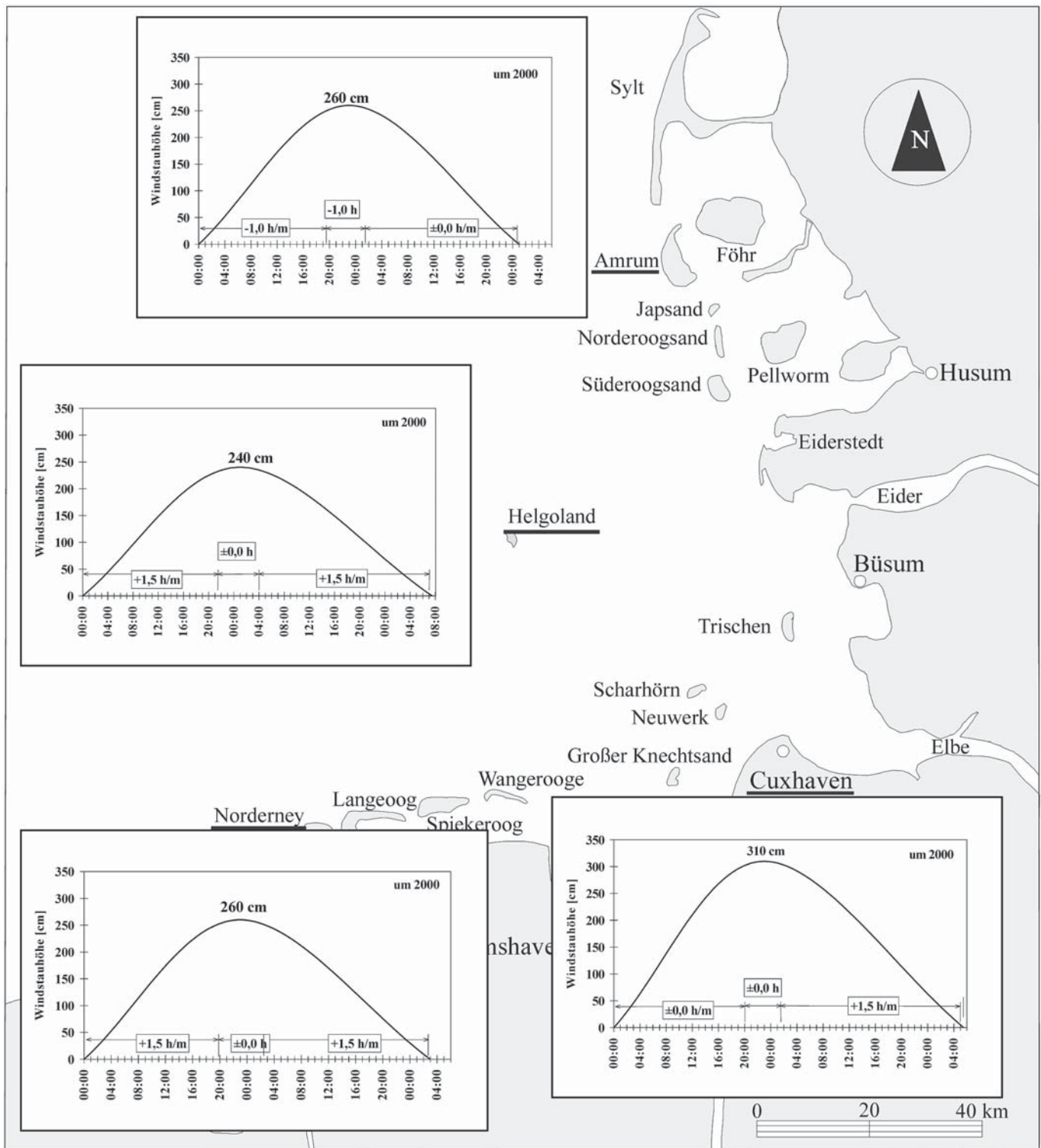


Abb. 15.1: Änderung der mittleren Windstaukurven in der Deutschen Bucht

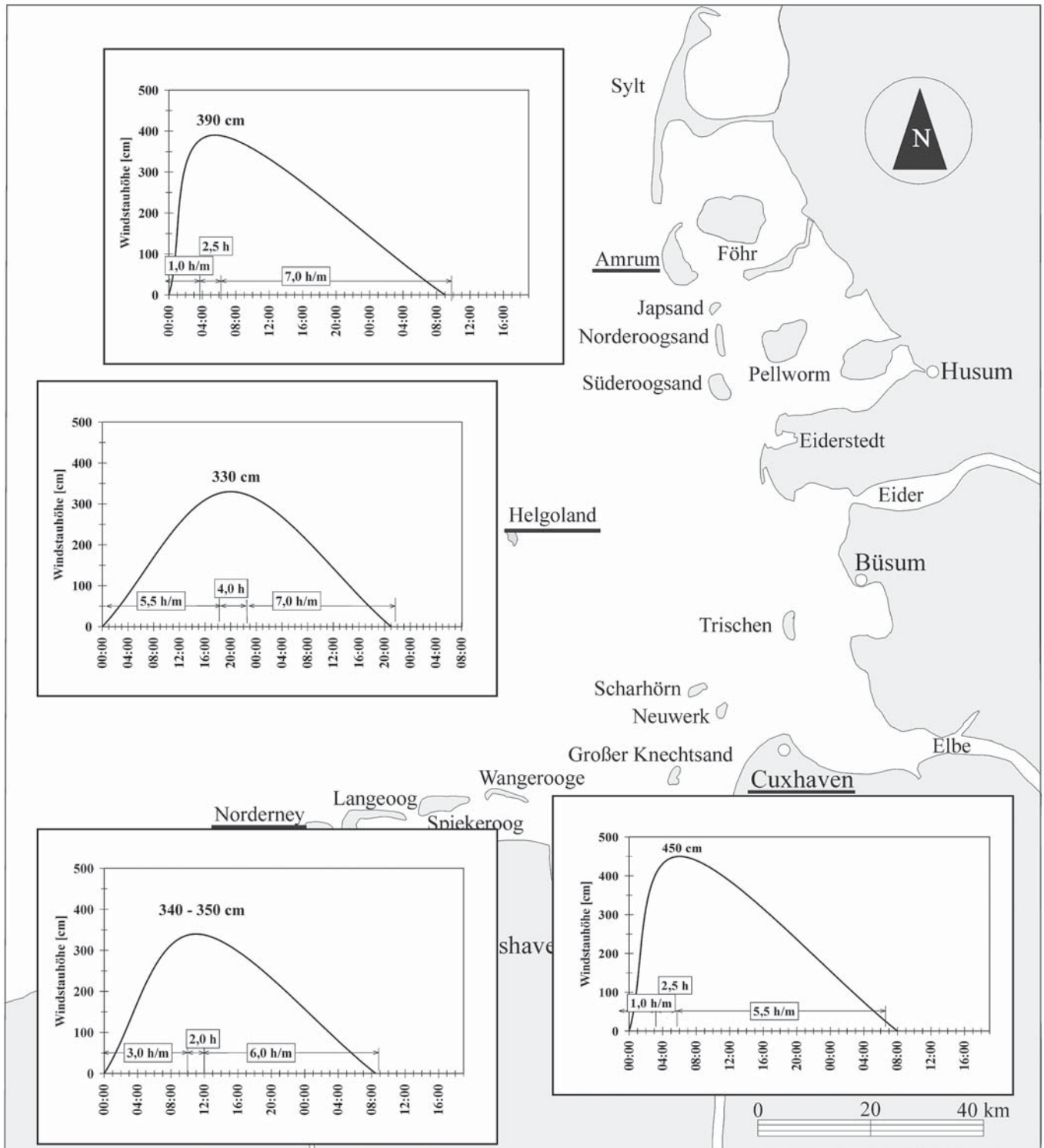


Abb. 15.2: Maximale Windstaukurven in der Deutschen Bucht

Helgoland ist wiederum die Lage der Insel vor der Küste im tiefen Wasser vor dem Watt und damit die Topographie ein entscheidender Faktor. Verblüffend ist auch die Ähnlichkeit der Windstaukurven für Wittdün und Cuxhaven, wie es schon bei den vorhergehenden Ergebnissen deutlich wurde. Möglich wäre, dass die maximal mögliche Windstaukurve in Norderney etwas steiler werden würde, wenn eine längere Datenreihe vorliegen würde.

Insgesamt können die Unterschiede in den Windstaukurven nur mit der jeweiligen Lage in der Deutschen Bucht erklärt werden. Zu beachten ist, dass diese maximal möglichen Windstaukurven für jeden Ort einzeln zu betrachten sind, da hier unter jeweils speziellen Ausgangsbedingungen ein maximaler Windstau entstehen kann. Deutlich wird, dass bei gleichen Bedingungen hohe Windstaumaxima in Cuxhaven und Wittdün zu erwarten sind und bei langsameren Verläufen hohe Windstaumaxima in Norderney und Helgoland.

Werden die Entwicklungen der Parameter im 10-jährig übergreifenden Mittel betrachtet, so zeigt sich, dass für Norderney, Helgoland und Cuxhaven eine Tendenz zu längerer Dauer vorliegt, infolge von langsameren Abfällen und in Helgoland und Norderney auch zu langsameren Anstiegen. Demzufolge gilt für alle drei Pegel, dass ein „beschleunigtes“ Eintreten des maximalen Windstauwertes zur Zeit nicht vorliegt. Es liegt auch keine Tendenz in Richtung einer größeren Möglichkeit des Eintritts vor. Einzig in Wittdün weist die Verkürzung eine Tendenz in Richtung einer größeren Möglichkeit des Eintritts der maximalen Windstaukurve auf. Die Tendenz ist bisher aber noch zu gering und noch nicht im Bereich der sehr kurzen Anstiege.

Die maximal möglichen Windstaukurven für Cuxhaven und Wittdün haben – bedingt durch den sehr kurzen Anstieg – eine große Ähnlichkeit. Für Helgoland und Norderney ist die maximal mögliche Windstaukurve wesentlich symmetrischer mit längeren Anstiegen und Scheiteldauern.

Die Entwicklung der Parameter in Richtung längerer Dauer in Cuxhaven, Norderney und Helgoland führen dazu, dass die Möglichkeit des „beschleunigten“ Eintritts der maximal möglichen Windstaukurve zur Zeit nicht vorliegt. Nur für Wittdün weist die Verkürzung der Windstaukurve in Richtung einer etwas größeren Gefahr des Eintritts einer maximal möglichen Windstaukurve.

Für jeden Pegel ist eine eigene maximal mögliche Windstaukurve zu definieren, die aufgrund der Lage und Topographie zu verschiedenen Windklimaten auftreten kann.

16. Die Dauer des Windstaus

Die Analyse der Dauer des Windstaus an den vier Pegeln erfolgt über die Berechnung der Dauer der einzelnen Höhenstufen in 50-cm-Schritten, die in einem Säulendiagramm aufgetragen werden. Auf diese Weise lassen sich anschaulich sowohl die Entwicklung der Gesamtdauer – anhand der 50-cm-Säule – als auch die der einzelnen Höhenstufe ablesen. Zu berücksichtigen ist dabei, dass natürlich in die Dauer die Anzahl der Sturmflutscheitel (HThw) einfließt. Die Division der Dauer durch die Anzahl der Windstaukurven verdeutlicht einen mittleren Anstieg der Dauer pro Windstaukurve. Bei einem solchen Vorgehen werden Einzelereignisse sehr langer Dauer – etwa solche mit vier Sturmflutscheiteln (vier mal HThw) – relativiert. Somit muss die Betrachtung der Häufigkeiten der Windstauereignisse mit mehr als einem Scheitel bei der Interpretation berücksichtigt werden. Trotzdem gibt sie einen guten Anhalt über die relative Entwicklung der Dauer und unterstützt und bestätigt die Erkenntnisse zur mittleren Tidekurve.

16.1 Die Dauer des Windstaus in Cuxhaven

Bei Betrachtung der gesamten Dauer (Abb. 16.1) zeigt sich in Cuxhaven ein fast wellenförmiger Verlauf. Während die erste Wellenphase von 1901/10 bis 1951/60 andauert, beginnt die zweite 1951/60 und erreicht 1981/90 ihren momentanen Peak. In ihrer mittleren und in ihrer maximalen Dauer weist die zweite Wellenphase einen deutlichen Anstieg auf. In der Phase von 1901 bis 1950 wird die maximale Dauer 1921/30 mit etwas über 40 000 min erreicht. Im Zeitraum von 1960 bis 1990 wird die maximale Dauer 1981/90 mit knapp über 60 000 min erreicht.

Gleichzeitig steigt auch die Dauer großer Windstauhöhen an wie die Dauer bei 300 cm, die auch 1981/90 ihr Maximum erreicht. Dies ist nicht damit zu begründen, dass hier sehr hohe Windstau maxima erreicht werden, sondern mit einem Sturmflutcharakter, der durch

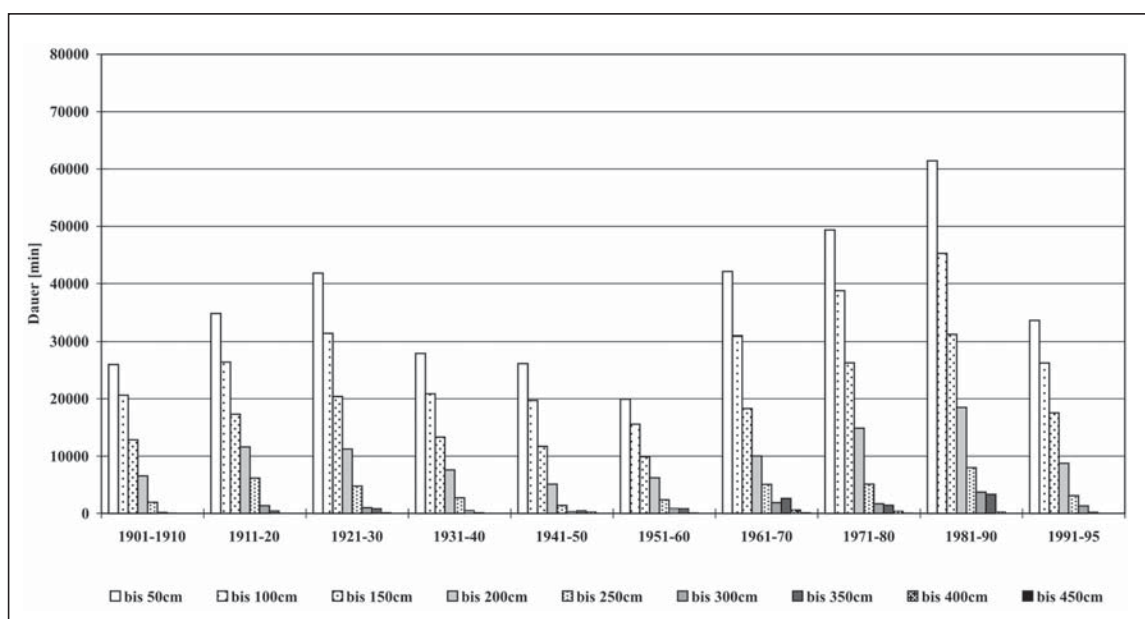


Abb. 16.1: Dauer des Windstaus in Cuxhaven seit 1901 (Gesamtdauer in 50-cm-Schritten)

eine längere Scheiteldauer in 300 cm einen „bauchigeren“ Verlauf aufweist. Die maximalen Windstauhöhen werden 1961/70 erreicht bei gleichzeitig geringerer Gesamtdauer von Windstauhöhen 250 cm. Demzufolge stehen also lange Windstauscheiteldauern nicht in direktem Zusammenhang mit dem Erreichen von größeren Windstaumaxima. Dies korreliert mit den Erkenntnissen zur maximalen Windstaukurve.

Insgesamt hat also die Dauer der Sturmfluten in Cuxhaven zwar nicht kontinuierlich aber dennoch deutlich bis 1981/90 zugenommen. Dies korreliert zum einen mit der größeren Anzahl der Windstaukurven in den letzten Jahrzehnten, zum anderen mit dem häufigeren Auftreten von Windstaukurven, die mehr als einen definierten Sturmflutscheitel umfassen. Dies Ergebnis bestätigen auch Ergebnisse von FÜHRBÖTER u. TÖPPE (1991), die eine deutliche Zunahme der Verweilzeit von Sturmfluten oberhalb von NN +2.0 m berechnet haben.

Wird die Windstaudauer in Relation zur Anzahl der Windstaukurven betrachtet, so zeigt sich ein etwas anderes Bild. Die „durchschnittliche“ Dauer liegt zwischen 2000 und 2500 min mit einem Anstieg seit 1951/60, der bei rund 2 h liegt. Da es sich um einen höhenabhängigen Wert handelt, entspricht dies der Zunahme der mittleren Windstaukurve, wie es in Kap. 11 dargestellt worden ist.

Die Dauer ist in Cuxhaven absolut und relativ im Mittel angestiegen. Sie erreicht im Zeitraum 1981/90 ihr vorläufiges Maximum.

16.2 Die Dauer des Windstaus in Helgoland

In Helgoland wird die Dauer erst seit 1941 berechnet, so dass nicht in zwei Phasen eingeteilt werden kann. Der Verlauf der gesamten Dauer (Abb. 16.2) zeigt einen kontinuierlichen Anstieg schon seit 1941/50 (Cuxhaven 1951/60). Das Maximum wird auch hier 1981/90 erreicht, um dann wieder kontinuierlich abzufallen.

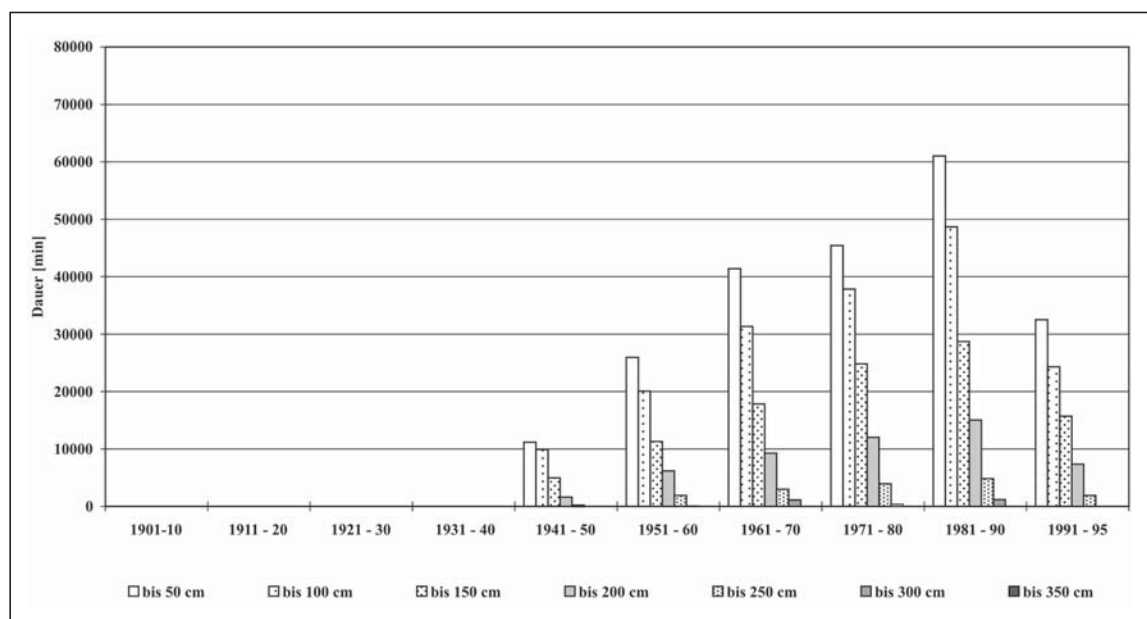


Abb. 16.2: Dauer des Windstaus in Helgoland seit 1941 (Gesamtdauer in 50-cm-Schritten)

Während die Minima wie 1941/50 bei Dauern von rund 10 000 min und 1951/60 von gut 20 000 min erreichen, steigt in Phasen langer Dauer die Zeit auf rund 45 000 min (1971/80) bis gut 60 000 min (1981/90) an, um dann langsam abzufallen. Insgesamt lässt sich ein deutlicher Anstieg in der Dauer erkennen, die seit 1990 wieder abnimmt. Auch hier kann der Anstieg mit der Zunahme der Anzahl der Windstaukurven erklärt werden.

Wird die relative Zunahme der Windstaudauer ermittelt, kann geklärt werden, ob die Zunahme der gesamten Dauer mit einer Zunahme der Dauer pro Windstau im Zusammenhang steht. Es zeigt sich eine Zunahme der mittleren Dauer der Windstaukurve vor allem im flachen Bereich der Windstaukurve zwischen 50 cm und 100 cm.

Die relative und absolute Zunahme in der Dauer bestätigen die Erkenntnisse zur Entwicklung der mittleren Windstaukurve in Helgoland (s. Kap. 12 und Kap. 15).

Die Windstaudauer in Helgoland hat sowohl absolut als auch relativ deutlich zugenommen. Während das Maximum der absoluten Dauer 1981–90 erreicht wird, wird das Maximum der relativen Dauer 1951–60 erreicht. Neben der Zunahme der Anzahl der Windstaus ist auch die einzelne Windstaukurve länger geworden.

16.3 Die Dauer des Windstaus in Norderney

In Norderney beginnt die Berechnung der Dauer 1931. Auch hier lassen sich zwei Zeiträume unterscheiden, zum einen von 1931 bis 1960, zum anderen von 1961 bis 1995 (Abb. 16.3). Während von 1931 bis 1960 die maximale Dauer zwischen 10 000 und gut 20 000 min liegt, erreicht sie im Zeitraum von 1961 bis 1990 ein Niveau von gut 40 000 min. Die Dauer hat also deutlich zugenommen.

Wird die Dauer in Relation zur Anzahl berechnet, zeigt sich auch eine deutliche Zu-

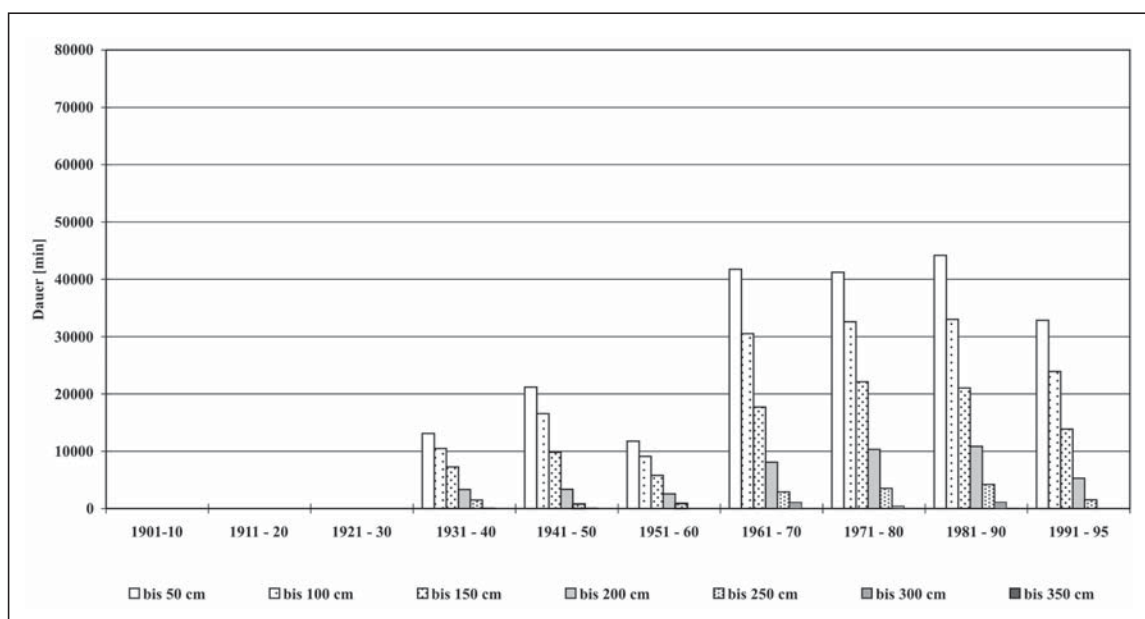


Abb. 16.3: Dauer des Windstaus in Norderney seit 1931 (Gesamtdauer in 50-cm-Schritten)

nahme. Damit bestätigen die Ergebnisse zur Dauer die Erkenntnisse, die zur mittleren Windstaukurve und deren Entwicklung beschrieben wurden, nämlich die deutliche Zunahme der Dauer seit 1930.

Die Dauer in Norderney nimmt sowohl in den Kennzahlen als auch insgesamt in Relation zur Höhe deutlich zu.

16.4 Die Dauer des Windstaus in Wittdün

In Wittdün zeigt sich ein ähnlicher Verlauf der Dauer über das 20. Jahrhundert wie in Cuxhaven. Ebenso ist hier der Peak der ersten Welle 1921/30 mit gut 40 000 min zu verzeichnen (Abb. 16.4). Das Minimum 1951/60 ist nicht so deutlich ausgeprägt wie in Cuxhaven, da Wittdün in dieser Phase mit 30 000 min die gleiche Dauer erreicht wie 1941/50. 1941/50 und 1951/60 werden in Wittdün größere Dauern erreicht als in Cuxhaven.

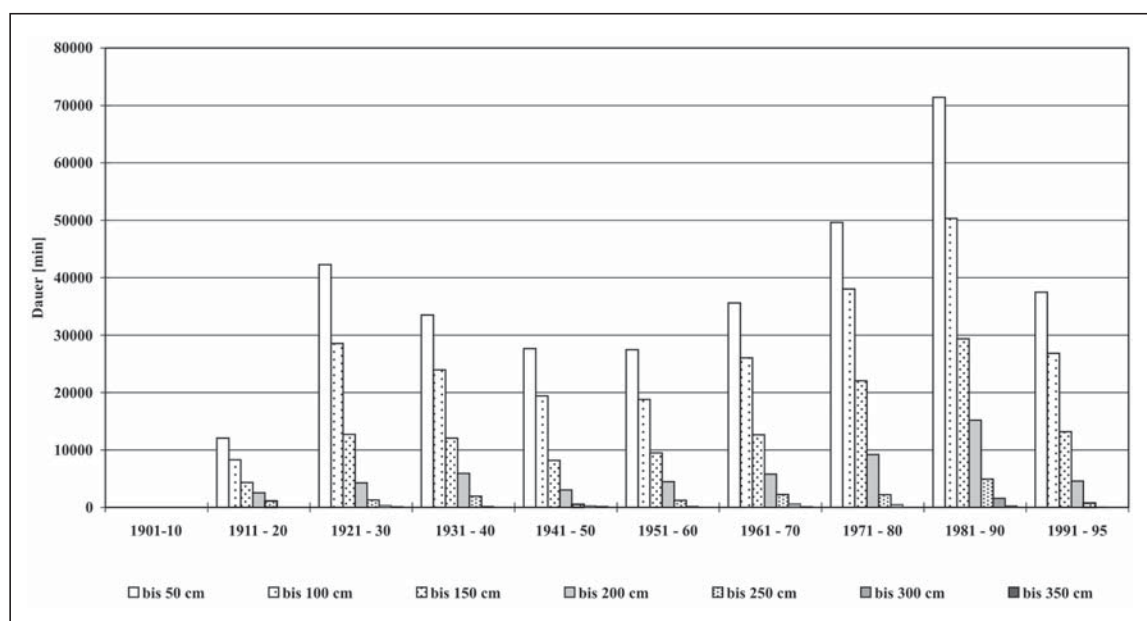


Abb. 16.4: Dauer des Windstaus in Wittdün seit 1911 (Gesamtdauer in 50-cm-Schritten)

Ab 1951/60 nimmt die Dauer zu und erreicht 1981/90 ebenso wie in Cuxhaven ihr absolutes Maximum mit deutlich über 70 000 min. Auch hier ist also ein deutlicher Anstieg der Dauer zu erkennen, dessen Verlauf direkt mit Cuxhaven korreliert. Da die Anzahl der Windstaukurven in diesem Zeitraum auch ansteigt, könnte angenommen werden, dass die Zunahme der Dauer mit der größeren Anzahl im Zusammenhang steht. Während sich bei allen anderen Pegeln zeigte, dass auch bei Berechnung der Relation Dauer/Anzahl die Dauer pro Windstaukurve ansteigt, ändert sich dieses Bild in Wittdün. Hier zeigt sich nur ein minimaler, nicht signifikanter Anstieg der Dauer pro Windstaukurve seit 1910. Aufgrund der hohen relativen Dauern in den vierziger und fünfziger Jahren nimmt die relative Dauer im Trend

nicht zu, obwohl absolut in Wittdün 1981/90 eine größere Gesamtdauer erreicht wird als in Cuxhaven. Die Ergebnisse zur Entwicklung der relativen Dauer entsprechen den Erkenntnissen über die Entwicklung der mittleren Windstaukurve, die in ihren Kennzahlen abnimmt und in ihrer absoluten Dauer nur minimal zunimmt.

Die Dauer der Windstaukurven nimmt in Wittdün absolut zu, relativ jedoch ab.

16.5 Die Dauer des Windstaus in Cuxhaven, Helgoland, Norderney und Wittdün im Vergleich

An allen vier Pegeln steigt seit den fünfziger Jahren die absolute Dauer deutlich an und erreicht 1981/90 ihr Maximum. Der Anstieg der Dauer in Cuxhaven, Wittdün und Norderney kann nicht nur durch den Peak 1981/90 beschrieben werden, sondern auch durch die Niveauerhöhung insgesamt seit Beginn der fünfziger Jahre. Auch für Helgoland kann von einer grundsätzlichen Verlängerung der Dauer seit den fünfziger Jahren ausgegangen werden. Da die Datenreihe für Helgoland jedoch recht kurz ist, kann dies nicht als gesichert dargestellt werden. Es müssen die Datenreihen der anderen Pegel als Vergleich mit herangezogen werden.

Die Berechnungen des Trends erfolgten für sämtliche Pegel im Vergleich. Während Norderney und Helgoland die höchsten Anstiege zu verzeichnen haben, weisen Cuxhaven (1900) und Wittdün (1910) weitaus geringere Anstiegsraten auf. Wird dagegen auch für Cuxhaven und Wittdün der Trend ab 1940 berechnet, nimmt das Bemessungsmaß deutlich zu bis zu einer größeren Steigerung als in Norderney und Helgoland. Da 1940 bis 1950 die „Talsohle“ an Häufigkeit und Dauer der Sturmfluten vorlag, muss eine solche Berechnung des Trends zu einer großen Zunahme führen. Werden die Daten ab 1900 mit herangezogen, so relativiert sich der Anstieg deutlich. Da die Ergebnisse von Norderney und Helgoland in der Größenordnung zu jenen von Cuxhaven „passen“ und gleichzeitig ein Ausgleich der mittleren Tidekurve in der absoluten Dauer zwischen allen Pegeln stattgefunden hat, der vermutlich 1900 auch zwischen allen Pegeln vorhanden war, ist davon auszugehen, dass ein Anstieg für Helgoland und Norderney seit 1900 vorhanden ist. Dieser weist jedoch eine weitaus geringere Intensität auf als nach 1940.

Insgesamt weist Wittdün die größte Gesamtdauer auf, gefolgt von Cuxhaven, Helgoland und Norderney. Die Zunahme der Dauer seit 1940 ist in Helgoland am prägnantesten, gefolgt von Cuxhaven Norderney und Wittdün. Die geringe Zunahme in Wittdün erklärt sich durch die im Vergleich zu allen anderen Pegeln geringe Abnahme der Dauer in den vierziger und fünfziger Jahren. In Cuxhaven und Wittdün verringert sich die Zunahme der Dauer durch Verlängerung des Berechnungszeitraumes bis 1900. Es ist davon auszugehen, dass, bei Verlängerung des Berechnungszeitraumes, auch in Norderney und Helgoland sich der Anstieg verringern würde. Mit der Lage im tiefen Wasser vor dem Watt ist zu erklären, dass Helgoland auf Windsituationen anders reagiert als Cuxhaven, Norderney und Wittdün. Hier wird 1971/80 das Maximum erreicht und nicht 1981/90 wie bei allen anderen Pegeln. Dass die Lage hier einen großen Einfluss hat, lässt sich auch daran erkennen, dass Helgoland zwar die geringste Windstauhöhe, aber die größten Kennzahlen aufweist, d.h. auf ein Windereignis sehr viel „träger“ reagiert als alle anderen Pegel und damit eine wesentlich flachere, dafür aber längere Windstaukurve aufweist. Im Vergleich zu Cuxhaven weist Helgoland $\pm 10\text{--}20\%$ längere Dauern auf.

Für alle vier Pegel gilt, dass der Anstieg der Dauer seit 1950 in Relation zur Vergrößerung der mittleren Windstaukurve steht. Demzufolge gilt, dass die Zunahme der Dauer für alle Pegel zu erklären ist mit

1. der Zunahme der Windstaukurven, die mehr als einen Sturmflutscheitel umfassen, also Ereignissen von besonders langer Dauer
2. der Verlängerung der durchschnittlichen Dauer einer Sturmflut und
3. einer leichten Zunahme der Häufigkeit der Ereignisse.

Da in Wittdün die mittlere Windstaukurve sich in ihren Kennzahlen verkürzt und damit absolut die geringste Zunahme der mittleren Windstaukurve aufweist, müssen in Witt-dün Einzelereignisse von besonders langer Dauer zugenommen haben.

17. Die Veränderung der sturmfluterzeugenden Winde und deren Dauer

Im Zuge einer Untersuchung der Veränderungen der Sturmfluten aufgrund einer globalen Klimaerwärmung müssen der Wind und seine Entwicklung selbst betrachtet werden. Dies erfolgt, indem die Winde bei Sturmfluten hinsichtlich ihrer Gesamtdauer ≥ 14 m/s und ≥ 17 m/s analysiert werden.

Die Winddaten, wurden von Herrn SCHMIDT u. Dr. BEHRENDT vom Seewetteramt Hamburg zur Verfügung gestellt. Es wurden hierzu Druckdaten des geostrophischen Windes von 6 Messstationen zu einem Bodenwind mit Windrichtung und -geschwindigkeit umgerechnet. Dieses Verfahren, das in Anlehnung an SCHMIDT u. STORCH (1993) erfolgte, die aus einem Druckdreieck den Wind über der Nordsee ermittelten, ist mit diesen 6 Messstationen erstmalig angewendet worden und führte zu einer relativ hohen Genauigkeit der umgerechneten Bodenwinddaten. Diese wurden mit dem Wind auf Scharhörn verglichen. Für die Zeit von 1950 bis 1995 standen Winddaten in 3 h Abständen zur Verfügung, von 1900 bis 1950 nur alle 6 h. Eine mittlere Windgeschwindigkeit und -richtung zwischen den Messdaten wurde nicht ermittelt, da der Windverlauf zwischen den Terminen nicht linear verläuft. Mithin ist mit einem Zeitraum von nahezu 50 Jahren mit acht Terminen pro Tag ein recht langer Beobachtungszeitraum gegeben, um genau die Windrichtung pro Sturmflutscheitel angeben zu können. Für die weiteren 50 Jahre bis 1900 sind gute Näherungswerte zumindest für die stauwirksame Zeit möglich. Der Vorteil der Verwendung der Druckdaten liegt darin, dass relativ lange Messreihen vorliegen und ihre Messungen relativ unempfindlich gegenüber Veränderungen in der Umgebung des Messgerätes sind. „Der Luftdruck ist daher ein geeigneter näherungsweise Stellvertreter für Sturmtätigkeit, weil seine räumlichen Gradienten charakteristisch für die Windverhältnisse sind“ (STORCH, LANGENBERG u. POHLMANN, 1998).

Selbstverständlich gibt es auch hier weitere Vorgehensweisen. Die neuesten Untersuchungen hierzu sind jene von ALEXANDERSSON et al. (1998) und KAAS, LI u. SMITH (1996), die die Stürme im Nordatlantik näher analysierten. Während ALEXANDERSSON et al. (1998) die Druckdreiecke wie SCHMIDT (1993) und SCHMIDT u. STORCH (1993) verwendete, rechneten KAAS, LI u. SMITH (1996) Absolutwerte von täglichen Druckmessungen. Unabhängig davon, mit welcher Methode die Auswertung der Druckdaten erfolgte, konnte jeweils festgestellt werden, dass für „den Raum Nordeuropas ... sich keine systematischen Veränderungen des Sturmflutklimas in den letzten 100 Jahren [ergaben]. Zwar deutete sich eine Intensivierung des Sturmklimas in den letzten drei Jahrzehnten an. Dies erscheint aber nicht ungewöhnlich im Vergleich zu den Schwankungen der Statistik in früheren Jahrzehnten“ (STORCH, LANGENBERG u. POHLMANN, 1998).

Eine weitere Möglichkeit, Klimaprognosen zu berechnen, ist jene über die Auswertung von Klimaexperimenten mit globalen Klimamodellen wie es z.B. BUSCH u. ROTH (1998) darstellen. Auf diesen sehr großen Themenkomplex soll hier im Weiteren jedoch nicht eingegangen werden.

Die projektinterne Auswertung der Daten von SCHMIDT u. BEHRENDT ergab ein ähnliches Bild. Es wurden aus den Gesamtwinddaten alle Ereignisse mit Windgeschwindigkeiten ≥ 14 m/s und ≥ 17 m/s betrachtet, die aus der Windrichtung $240^\circ \leq dd \leq 330^\circ$ kamen und in die Dauer von 3 h, 5 h und 10 h sowie in die Gesamtdauer unterteilt (Abb. 17.1 und 17.2).

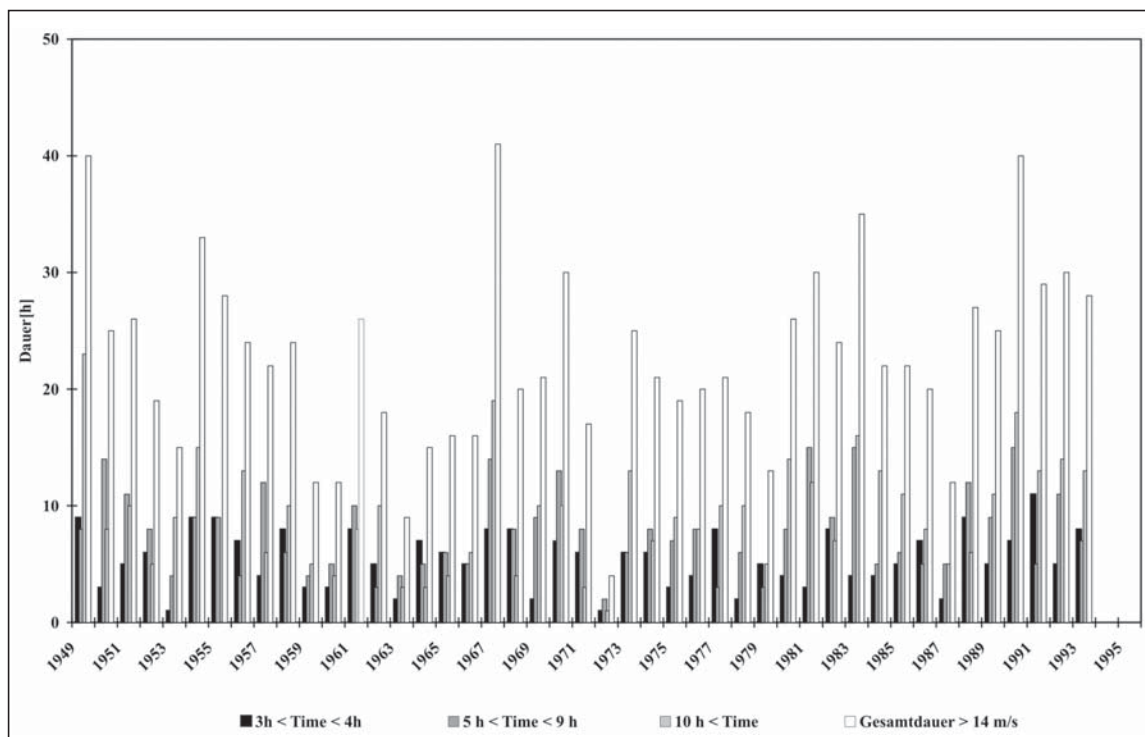


Abb. 17.1: Dauer der Windgeschwindigkeit ≥ 14 m/s der Windrichtung $240^\circ \leq dd \leq 330^\circ$ in der Deutschen Bucht (1949–1993)

Abb. 17.1 zeigt, dass für die Dauer der Geschwindigkeit von ≥ 14 m/s keine Tendenz zu einer längeren Dauer zu verzeichnen ist, dagegen weist die Gesamtdauer einen leichten Trend in Richtung einer geringfügig längeren Dauer auf.

Deutlicher wird dieser Trend bei Windgeschwindigkeiten ≥ 17 m/s. Dies korreliert eindeutig mit der allgemeinen Tendenz der Sturmfluten hin zu einer längeren Dauer. Zwar erklärt der Trend die Entwicklung bei den Sturmfluten, einer Signifikanzprüfung würde dieser leichte Trend jedoch nicht standhalten. Weiterhin liegt der Untersuchungsbeginn 1949 zum Zeitpunkt einer geringen Anzahl an Sturmfluten, so dass ein Anstieg in der Dauer nahezu zwangsläufig ist und demzufolge längere Zeiträume diese allgemeine Tendenz wieder eliminieren können. Da der Trend der Dauer bei den Sturmfluten jedoch auch über 100 Jahre eine Zunahme verzeichnet, müsste auch die Dauer der Windereignisse länger geworden sein. Die Tatsache, dass die längere Dauer in erster Linie im langsamen Abfall begründet liegt, der durchaus unterhalb von 14 m/s fallen kann, erklärt die geringfügige Tendenz in den Abbildungen 17.1 und 17.2.

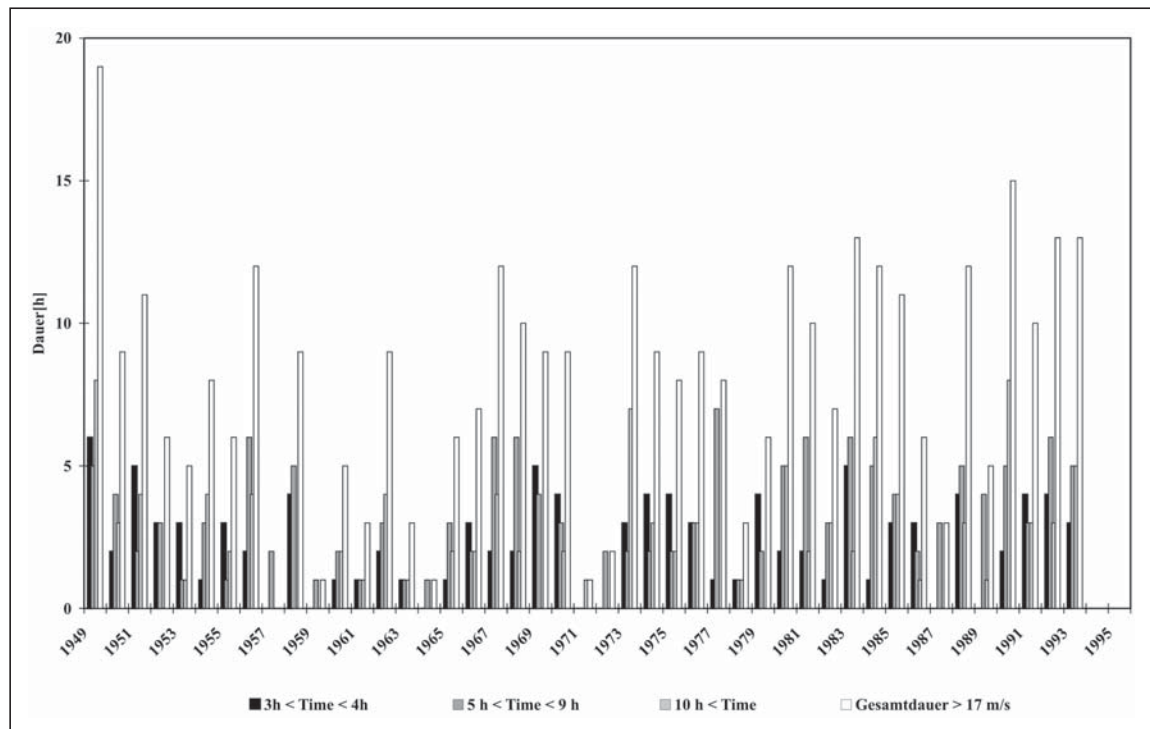


Abb. 17.2: Dauer der Windgeschwindigkeit ≥ 17 m/s der Windrichtung $240^\circ \leq dd \leq 330^\circ$ in der Deutschen Bucht (1949–1993)

Bei der Berechnung entsteht die Problematik, dass die Dauer insgesamt größer wird, wenn die Anzahl an Einzelereignissen zunimmt. Um dies zu umgehen, wurden Ereignisse mit Windgeschwindigkeit ≥ 17 m/s der Windrichtung $240^\circ \leq dd \leq 330^\circ$ der Dauer ≥ 3 h bis ≥ 20 h eingeteilt in Dauern von drei Stunden (synoptische Daten) (SCHMIDT u. BEHRENDT, 1997, mündl. Austausch). Es zeigt sich, dass sowohl bei den Ereignissen geringer Dauer als auch bei den Ereignissen sehr langer Dauer kein Anstieg in den letzten 50 Jahren zu verzeichnen ist. Nur bei 6 h bis 9 h Dauer ist ein deutlicher Anstieg in der Häufigkeit der Ereignisse zu verzeichnen, was mit der Vergrößerung der mittleren Windstaukurve korreliert. Weiterhin steigt die Anzahl an Ereignissen mit einer Dauer von ≥ 20 h an. Dies entspricht der leichten Zunahme von Einzelereignissen besonders großer Dauer, wie z.B. die der Sturmflut 187 vom 26.–28.2.1990. Zu berücksichtigen ist aber, dass der Untersuchungszeitraum 1949 beginnt, so dass die Möglichkeit besteht, dass zu Beginn des 20. Jahrhunderts ähnliche Werte vorlagen wie zum Ende des 20. Jahrhunderts (SCHMIDT u. STORCH, 1993 oder STORCH, LANGENBERG u. POHLMANN, 1998).

Auch in diesem Fall korreliert die Dauer jedoch mit den Sturmflutereignissen dieser Untersuchung, so dass ihre Entwicklung auf das gesamte Jahrhundert übertragbar ist. Trotzdem muss angemerkt werden, dass SCHMIDT (1998, Vortrag) herausgefunden hat, dass die Eintrittswahrscheinlichkeiten für bestimmte Wind- und Sturmflutereignisse nicht gleich sind und somit ein direkter Vergleich zwar erstellt, aber vorsichtig interpretiert werden muss. Weiterhin darf zu diesen Ergebnissen auch nicht unerwähnt bleiben, dass „die jährlichen Häufigkeiten geostrophischer Windrichtungen des NW-Sektors (auflandig, hochwassererhöhend, stauwirksam) und des SE-Sektors (ablandig, hochwassererniedrigend) bei gleichzeitiger geostrophischer Windgeschwindigkeit von mehr als 15 m/s noch ausgeprägtere, langperiodische Schwankungen [zeigen] und auch eine Häufung

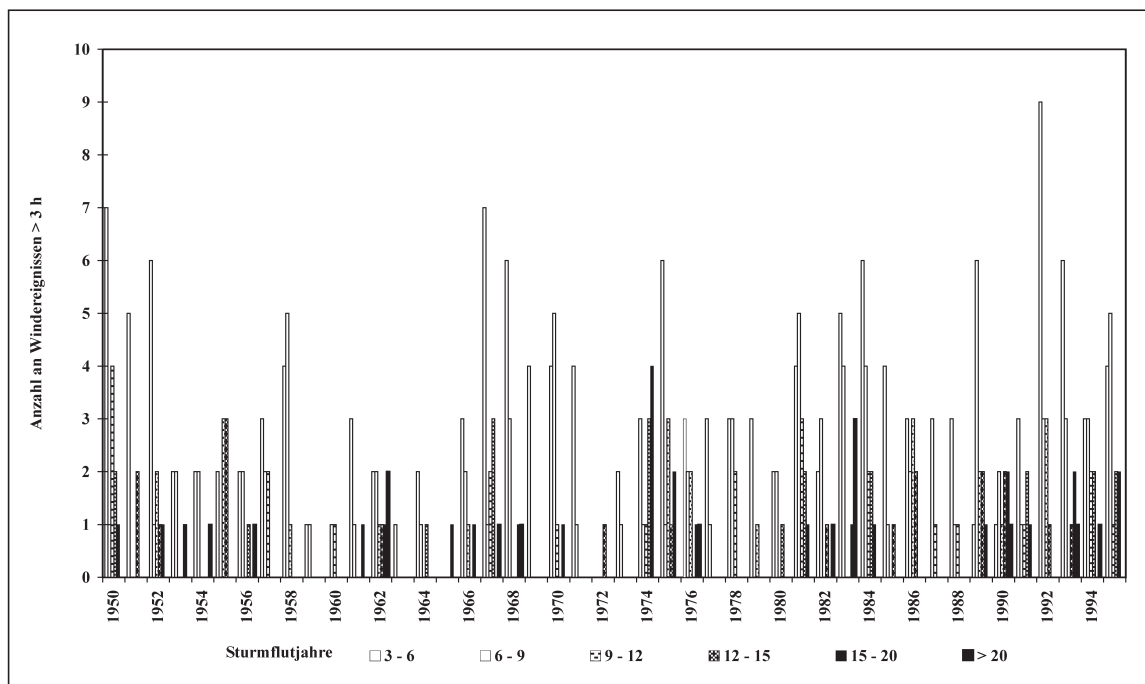


Abb. 17.3: Anzahl der Windereignisse ≥ 3 h der Windgeschwindigkeit ≥ 17 m/s und Windrichtung $240^\circ \leq dd \leq 330^\circ$

von starkem NW-Wind in den letzten Jahren (das Maximum liegt aber früher). Wiederum ist kein Trend diagnostizierbar, weder zu- noch abnehmbar“ (SCHMIDT, 1996, Vortrag).

17.1 Entscheidende Windrichtung zum Erreichen des höchsten Sturmflutscheitels und des höchsten Windstauscheitels

Für das Entstehen einer Sturmflut ist in erster Linie der Wind verantwortlich, der über der Nordsee ab einer bestimmten Windgeschwindigkeit und -dauer einen Stau produziert. Die Höhe dieses Windstaus richtet sich nach der Windgeschwindigkeit, -dauer und der Wassertiefe. Welcher Ort an der Küste durch diesen Stau von einer Sturmflut betroffen wird, richtet sich nach der Windrichtung, die den Stau an den jeweiligen Ort treibt. Demzufolge müssen die kritischen Windrichtungen für jeden Ort einzeln ermittelt werden.

Wie die vorliegenden Untersuchungen zeigen, kann der Wind für die Dauer einer Sturmflut sehr lange wehen. 24 Stunden und mehr können leicht erreicht werden. In solch langen Zeiträumen wechselt nahezu zwangsläufig die Windrichtung. Bereits HANSEN (1965) und LEPIK (1950) stellten fest, dass die stauwirksamste Windrichtung im Verlauf der ersten 14 h nach Sturmbeginn von SW auf WNW dreht und dann konstant bleibt. „Damit muss die Windrichtung, die etwa z.Zt. des Thw Scheitels auftritt, dessen Höhe zugeordnet werden“ (SIEFERT, 1972). Hierzu kann auch die Windrichtung in der Zeitspanne der so genannten stauwirksamen Zeit nämlich rund 3 h vor HW berücksichtigt werden. TOMCZAK (1952) hat erstmals deshalb das Mittel der letzten 4 bis 5 h vor dem Thw als maßgebende Windrichtung definiert. Dies ist auch der Zeitraum zwischen 3 h (AUSSCHUSS „KÜSTENSCHUTZWERKE“ DER DEUTSCHEN GESELLSCHAFT FÜR ERD- UND GRUNDBAU e.V. sowie der HAFENBAUTECHNI-

SCHEN GESELLSCHAFT e.V., 1981) und den von TOMCZAK (1952) oder PETERSEN (1967) genannten 4–5 h bzw. 6 h von PRÜGEL (1942).

Infolgedessen muss die Windrichtung bei Thw als die stauwirksame für einen Ort definiert werden. Hierbei sollte aber die Windrichtung der letzten 3 h mitbetrachtet werden.

17.1.1 Stauwirksame Windrichtung zum Erreichen eines Sturmflutscheitels in Cuxhaven

Erstmalige Untersuchungen der maßgebenden Windrichtung zum Erreichen eines maximalen Sturmflutscheitels in Cuxhaven erfolgten von SCHAUMANN (1857), der anhand einer recht geringen Datenbasis festhielt, dass die kritische Windrichtung für Cuxhaven WNW sei, eine weitere Untersuchung lieferte SIEFERT (1972). ANNUTSCH (1977) hielt fest, „... dass die stauwirksamste Windrichtung bei Hochwasser für Cuxhaven bei etwa 300° liegt Winde beliebiger Stärke aus NNE oder SSW haben überhaupt keine Stauwirkung.“ Die hier vorliegende Untersuchung überprüft diese Erkenntnisse und bezieht nun im Gegensatz zu den bisherigen Untersuchungen alle Sturmfluten seit 1900 mit ein. Sie beschränkt sich nicht nur auf die schweren und sehr schweren Sturmfluten, so dass das Spektrum der betrachteten Ereignisse größer ist und damit auch die Windrichtungen vor allem für die kleinen Sturmfluten genauer erfasst werden können.

Abb. 17.4 zeigt die kritische Windrichtung für Cuxhaven und die maximale Sturmflutscheithöhe, die diese erreicht hat. Es wird deutlich, dass eine Einhüllende für Cuxhaven zu bilden ist, die unter Auslassung einiger randlicher niedriger Sturmfluten im Bereich der Windrichtungen zwischen 220° und 350° liegt. Demzufolge liegt die Windrichtung, bei der Sturmfluten in der Nordsee entstehen, bei Windrichtungen zwischen SW und N. Nördlich des einhüllenden Bogens bei 350° sind noch eine Reihe von Sturmfluten zu erkennen, so dass die nördliche Begrenzung eindeutig bei 360° festgelegt werden kann. Südliche Winde (südlicher als 230°) führten seit 1900 nur einmal zu einem Windstau von 2 m, der eine Scheithöhe in Cuxhaven von 800 cm PN erreichte. Dagegen führen Winde aus Richtung Nord bei knapp 360° zu Scheithöhen von 850 cm PN.

Für schwere und sehr schwere Sturmfluten engt sich der Bereich der kritischen Windrichtung deutlich ein. Je weiter die Winde nach Westen und Nordwesten drehen, um so höher werden die Sturmflutscheitel. Wird der Sturmflutscheitel 1825 mit einbezogen und die überlieferten Angaben zur Windrichtung, so zeigt sich, dass der Bereich der Windrichtung für sehr schwere Sturmfluten zwischen 280° und 310° liegt. Bereits bei einer Höhe von 950 cm PN erweitert sich der kritische Bereich auf 260° bis 310° , der dann systematisch mit abnehmender Höhe auf den gesamten kritischen Bereich für eine Sturmflut mit Windstau größer als 2 m auf (S) SSW bis N für Cuxhaven begrenzt wird.

Die kritische Windrichtung für sehr schwere Sturmfluten liegt für Cuxhaven bei 280° bis 310° . Sturmfluten leichter bis schwerer Art können bei 230° bis 360° auftreten. Stürme aus S führen höchstens zu kleinen Sturmfluten. Dieser Fall ist in den letzten 100 Jahren erst einmal aufgetreten.

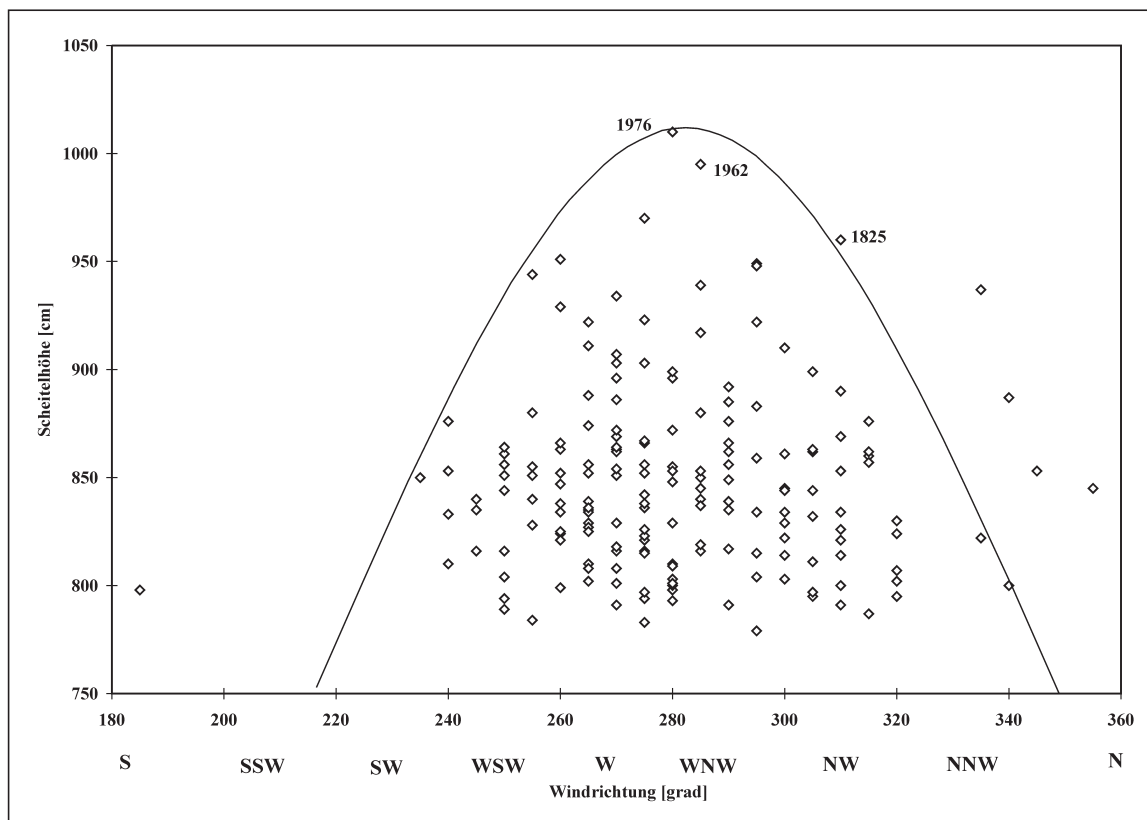


Abb. 17.4: Kritische Windrichtung bei Sturmflutscheiteln in Cuxhaven seit 1900

17.1.2 Stauwirksame Windrichtung zum Erreichen eines Sturmflutscheitels in Helgoland

Helgoland, als Cuxhaven vorgelagerte Hochseeinsel, müsste, bedingt durch seine Lage, Sturmfluten durch ähnliche Windrichtungen wie Cuxhaven erhalten. Die Einhüllende der Abb. 17.5 zeigt eine Spannbreite von 230° bis knapp 340° unter Auslassung einer niedrigen Sturmflut bei 355°. Auch hier engt sich der Bereich bei schweren und sehr schweren Sturmfluten stark ein. Die drei höchsten Sturmfluten treten bei Windrichtungen zwischen 265° und 280° auf, zwei weitere bei 265° bis 290°. Die kritische Windrichtung liegt damit deutlich weiter westlich als bei Cuxhaven. Erst bei NN 270 cm (PN 770 cm) erweitert sich der Bereich der stauwirksamen Windrichtung deutlich.

Der Bereich der stauwirksamen Windrichtung für schwere Sturmfluten in Helgoland liegt bei 265° bis 280°. Sturmfluten leichter bis schwerer Art treten bei Windrichtungen von 230° bis 340° auf. Sturmfluten bei Windrichtungen aus weiter nördlicheren Richtungen führen nur zu sehr niedrigen Sturmfluten.

Die stauwirksame Windrichtung für schwere Sturmfluten liegt in Helgoland in einem um 20° weiter westlich liegenden Bereich als in Cuxhaven. Die stauwirksame Windrichtung insgesamt reicht nicht ganz so weit nach Norden wie in Cuxhaven.

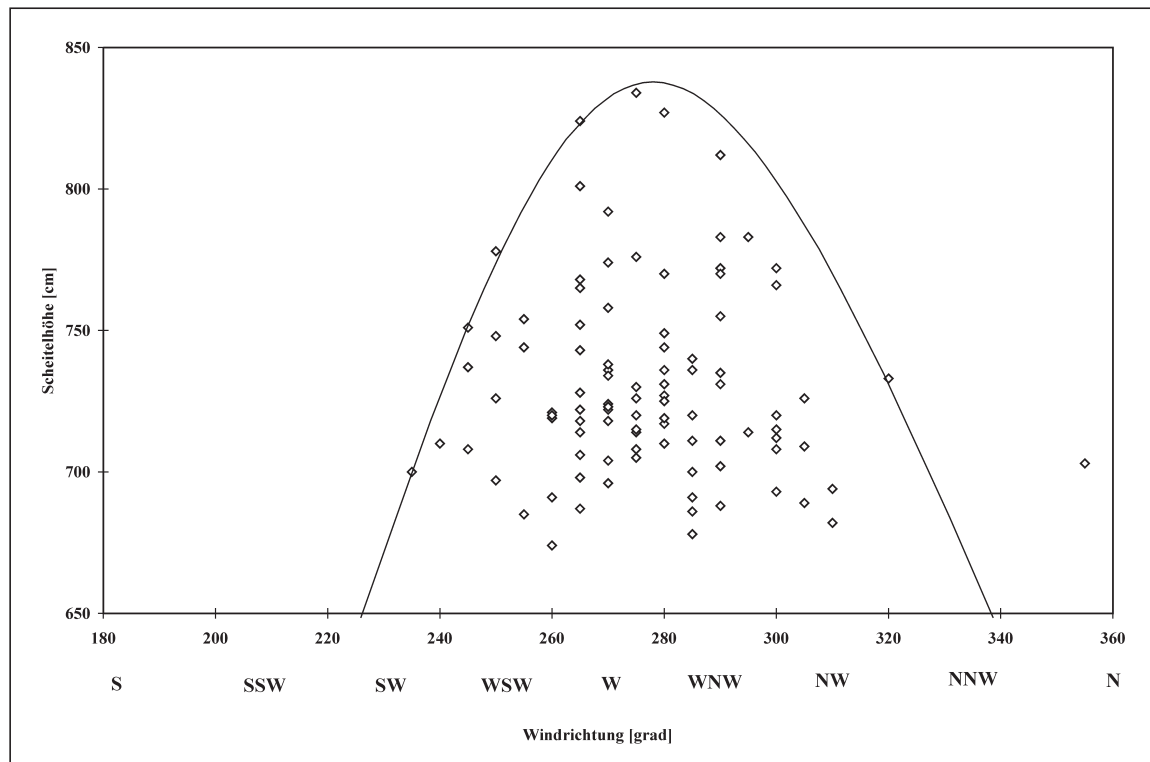


Abb. 17.5: Kritische Windrichtung bei Sturmflutscheiteln in Helgoland seit 1940

17.1.3 Stauwirksame Windrichtung zum Erreichen eines Sturmflutscheitels in Norderney

Auch für Norderney lässt sich ein kritischer, stauwirksamer Bereich definieren. Dieser liegt für die drei höchsten Sturmfluten zwischen 275° und 285° und ist damit sehr eng auf den Bereich W bis WNW begrenzt. Werden die fünf höchsten Sturmfluten betrachtet, weitet sich der Bereich jedoch bereits deutlich aus und liegt bei 255° bis 290°. Für die drei höchsten Sturmfluten liegt Norderney damit eng im stauwirksamen Bereich von Helgoland. Bei den fünf höchsten Sturmfluten liegt Norderney im Rahmen der kritischen Windrichtung von Cuxhaven.

Für die leichten bis schweren Sturmfluten liegt Norderney in einem stauwirksamen Bereich von 210° bis 330°, mit Ausnahme von zwei niedrigen Sturmfluten bei knapp 340° und knapp 360°. Norderney liegt damit insgesamt etwas südwestlicher als die stauwirksame Windrichtung von Cuxhaven und Helgoland.

Die kritische Windrichtung für sehr schwere Sturmfluten liegt in Norderney bei 275° bis 285°, für schwere bei 255 bis 290° und für leichte bis schwere Sturmfluten bei 210° bis 290°. Der stauwirksame Bereich für sehr schwere Sturmfluten ist damit sehr eng und ist vergleichbar mit Helgoland. Die Windrichtung für die leichten Sturmfluten liegt insgesamt etwas weiter südwestlich als für Helgoland und für Cuxhaven.

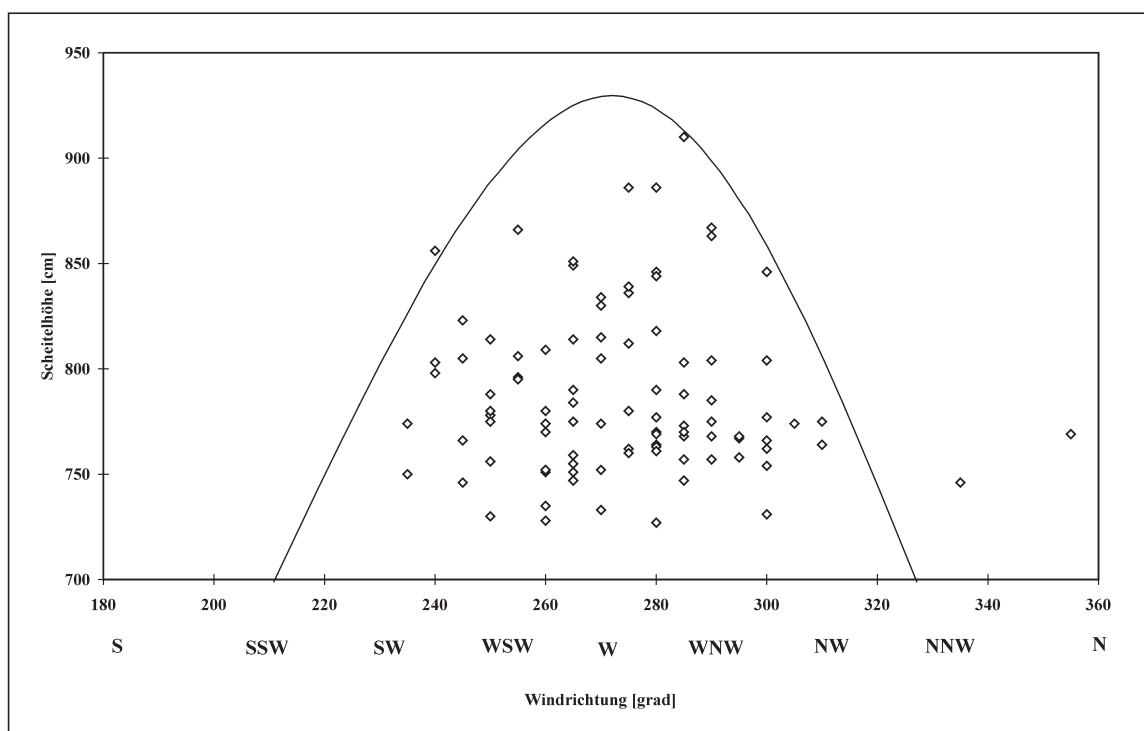


Abb. 17.6: Kritische Windrichtung bei Sturmflutscheiteln in Norderney seit 1936

18. Zusammenfassung

Der Anstieg der globalen Mitteltemperatur der unteren Atmosphäre in den letzten 100 Jahren wird von den Klimaforschern mit $0,6\text{ °C} \pm 0,2\text{ °C}$ angegeben (HOUGHTON et al., 2001). Dies ist die Ausgangssituation, die in der allgemeinen Debatte um Klimaänderung zu der Frage berechtigt: „Ist es aufgrund dieser globalen Klimaerwärmung auch zu einer Zunahme in Höhe, Häufigkeit, Dauer und Verlauf von Extremereignissen wie Sturmfluten gekommen?“

Das Sturmflutklima wird hier entsprechend der Definition von Klima über einen längeren Zeitraum, nämlich über knapp 100 Jahre in einem definierten Gebiet, nämlich der Deutschen Bucht, untersucht. Hierbei wird die Wetterkomponente Wind berücksichtigt über den geostrophischen Wind, der vom Deutschen Wetterdienst zur Verfügung gestellt wurde und indirekt über den Windstau, der den wasserstandsändernden Wind in seinem Verlauf direkt abbildet. Beide werden analysiert und in einem separaten Kapitel über den sturmflutverursachenden Wind diskutiert. Daneben erfolgt die Berücksichtigung von Zyklonen, besonders rascher Zugbahnen und tiefer Kerndrücke über die Fernwellenanalyse. Die Zyklonentätigkeit, die zu Sturmfluten führt, wird indirekt über die Definition der Sturmflut analysiert. Eine detaillierte Untersuchung der Zyklonen selbst muss jedoch den Fachbereichen der Meteorologie überlassen bleiben, da es ein separates Thema darstellt, das im Forschungszusammenhang nicht die Wasserstände, sondern ausschließlich die Zyklonentätigkeit betrachtet. Eine Darstellung von Ursache und Wirkung von außertropischer Zyklonentätigkeit erfolgt detailliert bei GÖNNERT et al. (2001).

Über die Analyse des Windstauverlaufs werden die Sturmfluten klassifiziert und durch Korrelation von Anstieg, Scheitel und Abfall mit der Windstauhöhe wird das Einzelereignis

Sturmflut für jeden Pegel in ein System gebracht, das zu ordinären, schweren und sehr schweren Sturmfluten führt.

Hierdurch kann erarbeitet werden, ob unter den momentanen Klimabedingungen und den Klimaänderungen der letzten 100 Jahre die Sturmfluthöhe einem Grenzwert entgegenstrebt. Zur Einordnung dieses Grenzwertes wird eine Eintrittswahrscheinlichkeit berechnet. Eintrittswahrscheinlichkeiten geben durch ihren scheinbar klaren Wert eine Genauigkeit an, die jedoch keine Angaben über die reale Möglichkeit des Auftretens dieses Wertes geben, da er immer auch am nächsten Tag eintreten kann. Deshalb wird diese Methode diskutiert und ergänzt durch die Trendberechnung der einzelnen Windfaktoren Windgeschwindigkeitsänderung im Anstieg, Dauer der maximalen Windgeschwindigkeit und Windgeschwindigkeitsänderung beim Abflauen der Windgeschwindigkeit. Durch die Erkenntnis, wie der Wind und damit der Windstau verlaufen muss, um einen Maximalwert zu produzieren, kann dargelegt werden, welche Windverhältnisse vorliegen müssen, damit sich die Sturmflutgefahr besonders schwerer Sturmfluten verschärfen würde. Weiterhin kann durch die Trendberechnung der einzelnen Faktoren angegeben werden, ob der Maximalwert „eher“ eintreten kann als bisher, entsprechend der These der Beschleunigung der Ereignisse aufgrund des Klimawandels.

Das Untersuchungsgebiet ist die Deutsche Bucht, vertreten durch die Pegel Wittdün auf Amrum, Norderney, Helgoland und Cuxhaven. Der Untersuchungszeitraum beläuft sich auf die Jahre 1900 bis 1995, wobei für Wittdün, Norderney und Helgoland aufgrund fehlender Daten der Zeitraum verkürzt werden musste.

Um das Sturmflutklima zu analysieren, ist es notwendig, eine Sturmflut so zu definieren, dass der sturmflutverursachende Faktor Wind durchgängig erfasst wird und nicht nur der Wind, der bei Hochwasser aufgetreten ist. Demzufolge müssen alle Fluten, bei denen ein Sturmflutklima geherrscht hat, erfasst werden. Somit wird eine Sturmflut definiert als eine Flut, die einen Windstau 2 m zu jeder Tidephase erreicht. Weiterhin muss bei Tidehochwasser ein Windstau von 1.50 m vorliegen, da die Höhe des Windstaus umgekehrt proportional zur Wassertiefe ist und bei Niedrigwasser die Windstauhöhe bei gleicher Windgeschwindigkeit höher ist als bei Hochwasser.

Der Windstau ist die Differenz zwischen gelaufener Tide und mittlerer bzw. astronomischer Tide und bildet direkt den Einfluss des sturmflutverursachenden Faktors – den Wind – und dessen Änderungen ab.

Diese Definition, die Sturmflut als ein singuläres Ereignis betrachtet, basiert auf der Ausgangsbasis, dass jeweils ein zyklonales Ereignis ein unabhängiges Ereignis Sturmflut produziert. Fällt der Windstau unterhalb von 50 cm und steigt dann wieder an, so ist davon auszugehen, dass hier zwei Tiefdruckgebiete mit niedrigen Kerndrücken das Gebiet passiert und damit zwei unabhängige Ereignisse produziert haben. Somit wird die Häufigkeit der Zyklonentätigkeit über die Häufigkeit der Windstauereignisse bestimmt.

Der Untersuchung liegt so seit 1900 ein Kollektiv von 153 Windstaukurven mit 192 Sturmflutscheiteln am Pegel Cuxhaven vor.

Die Windstaukurve enthält neben dem Wind als einflussreichster Größe unter anderem astronomische Anteile und Wasserstandserhöhung durch Druck, die schnelle Zugbahnen der Tiefdruckgebiete verursachen, so genannte Fernwellen, weshalb diese Punkte im Vorfeld analysiert werden mussten. Von den 153 Sturmfluten fanden

- 95 zur Springtidezeit statt, wobei
 - 32 Sturmfluten bei Springtide und
 - 63 Sturmfluten in den Tagen unmittelbar vor und nach Springtide stattfanden. Von den verbleibenden Sturmtiden fanden dagegen nur

- 31 Sturmfluten bei Nipptide statt, wobei
 - 16 Sturmtiden bei Nipptide und
 - 15 Sturmtiden in den Tagen unmittelbar vor und nach Nipptide stattfanden.

Bemerkenswert ist, dass der Einfluss von Nipp- und Springtide keiner Sturmfluthöhe zugeordnet werden kann. Das bedeutet, dass die Astronomie an der Tatsache, dass Sturmfluten stattfinden und wie hoch sie werden, in der gesamten Sturmflutdynamik einen nur sehr untergeordneten Faktor bildet. Dies ist damit zu erklären, dass der Windstau höher wird, je geringer der Wasserstand ist. Umgekehrt bedeutet dies, je höher der Wasserstand bereits ist, desto größer muss der Energieeinfluss des Windes und anderer Faktoren sein, um das Wasser weiter anzustauen. Demzufolge ist der Einfluss durch Springflut auf den Wasserstand geringer, je höher der Windstau ist. Eine einfache Addition der vorausberechneten Astronomie auf den Wasserstand bzw. das einfache Abziehen dieses Einflusses vom Wasserstand ist somit nicht zulässig. Das gleiche Phänomen gilt auch für den Fernwelleneinfluss.

Fernwellen (*external surges*) wurden für den Zeitraum 1971–1995 untersucht. Es traten 75 external surges auf, die in Cuxhaven eine Reststauhöhe zwischen 10 cm und 108 cm erreichten. Die Fernwelle gewinnt zwischen Aberdeen und Immingham an Höhe, um diese wieder in der Straße von Dover zu verlieren. Infolgedessen erreicht sie in Cuxhaven in der Regel niedrigere Reststauwerte, als sie in Aberdeen hatte. Einen Anhaltswert für die Höhenentwicklung von Aberdeen bis Cuxhaven bildet die Höhendifferenz zwischen Aberdeen und Immingham, die von Immingham bis Cuxhaven etwa umgekehrt proportional wieder abfällt.

Die Dauer von Fernwellen in Aberdeen reicht von 8 h bis 36 h. Sie nimmt bis Cuxhaven deutlich ab. Ihre Häufigkeit liegt bei ein- bis sechsmal pro Jahr. Sie verteilen sich über das Jahr in erster Linie auf die Wintermonate Oktober bis März, seltener treten sie im April, August und September auf.

Die Eintrittszeitdifferenz zwischen Aberdeen und Cuxhaven liegt zwischen 13 h und 14 h. Im Sturmflutfall entstehen größere Schwankungen um diesen Wert. Der Fernwellenpeak kann zu allen Tidephasen in Cuxhaven auftreten.

Fernwellen beeinflussen jede vierte bis fünfte Sturmflut. Dies trifft im Untersuchungszeitraum der Fernwellen auf neun Fälle zu. Die Fernwellen hatten bei Sturmflut eine Höhe zwischen 25 cm und 100 cm und führten in Verbindung mit dem Windeinfluss zu niedrigen bis schweren Sturmfluten. Die Höhe der Fernwellen auch im Sturmflutfall wurde aus der genannten Reststauhöhe ermittelt. Treten sehr schwere Sturmfluten und damit sehr hohe Wasserstände auf, kann dieser Wert Ungenauigkeiten unterliegen. Die Korrelation Windgeschwindigkeit zu Wasserstandserhöhung ist abhängig von dem vorhandenen Wasserstand. Ist dieser durch eine Fernwelle bereits erhöht, wird der Wind geringere Wasserstandserhöhung bewirken. Damit wäre der Reststau zu gering ermittelt bzw. die Wasserstandserhöhung durch den Wind zu hoch eingeschätzt. Das bedeutet auch, dass im Falle einer Sturmflut und damit bei erhöhtem Wasserstand es nicht möglich ist, eine einfache Addition von Wasserstand und Fernwelle vorzunehmen.

Diese Ergebnisse werden im Hinblick auf drei Punkte diskutiert:

1. Welche Auswirkungen haben diese Erkenntnisse für die Berechnung eines zukünftigen Scheitelwasserstandes und damit für den Küstenschutz?
2. Welche Auswirkungen haben diese Ergebnisse für die Vorhersage?
3. Welche Bedeutung hat dies für die Ergebnisse der vorliegenden Untersuchung und damit für eine Klimaänderung (climate change)?

Bei Berechnung eines zukünftigen Scheitelwasserstandes über den Windstau, ist die Berücksichtigung der bisher eingetretenen Wasserstände ausreichend, da diese den bisherigen Fernwelleneinfluss und dessen Entwicklung zu allen Tidephasen mit einbeziehen. Wird

die Entwicklung der Fernwellen gar noch herausgefiltert, bei denen kein Trend berechnet werden kann, so kann man sich in der weiteren Untersuchung und Darstellung auf die Ergebnisse der Sturmflut- und damit Windstauentwicklung allein konzentrieren. Bei abschließlicher Betrachtung von Hochwasserständen wäre dies nicht ausreichend und würde zu ungenauen Ergebnissen führen.

Für die Vorhersage muss die Fernwellenhöhe dann Berücksichtigung finden, wenn nur Windrichtung und Windgeschwindigkeit beachtet werden, da Fernwellen von diesen beeinflusst sind. Wird aber der Windstau für die Vorhersage genutzt, so ist die Fernwelle in selbigem enthalten. Deutlich wird, dass vor allem für die Vorhersage jene Fälle interessant sind, in denen die Windgeschwindigkeit zwar abfällt, der Stau dieser Entwicklung aber nicht folgt, so dass die nachfolgende Tide erhöht sein und die Routinevorhersage über Wind und Stau problematisch werden kann. In diesem Fall wäre eine Fernwellenvorhersage z.B. von Aberdeen hilfreich, um den genauen Verlauf des Abfalls der Windstaukurve und damit der Sturmflutkurve vorhersagen zu können. Fernwellen, die bisher bei Hochwasser aufgetreten sind, folgten dem Verlauf des Windes und konnten deshalb bisher trotz erheblicher Höhe bei der Kombination Windstau, Windgeschwindigkeit und -richtung der korrekten Vorhersage mit dem Verfahren bei Strom- und Hafenbau Hamburg nicht im Wege stehen.

Die Problematik der Fernwellenhöhe bezogen auf climate change und Treibhauseffekt (greenhouse-effect) liegt eher darin, dass nicht gesichert ist, ob sich die Geschwindigkeit, mit der die Zyklonen ziehen, bei einer globalen Erwärmung ändern könnte oder nicht. Eine Erhöhung der Zuggeschwindigkeit würde auch eine Erhöhung der Fernwellen zur Folge haben. Diese Möglichkeit wurde von Modellen bisher nicht berechnet und auch in der Natur nicht festgestellt, so dass zur Zeit nicht davon ausgegangen werden muss, dass sich die Fernwellen signifikant erhöhen werden.

Sturmfluten können nur auftreten, wenn der Wind für einen bestimmten Ort aus der stauwirksamen Windrichtung mit einer hohen Windgeschwindigkeit von mindestens 3 h Dauer weht. Die kritische Windrichtung für Cuxhaven für sehr schwere bis schwere Sturmfluten liegt bei 280° bis 310°. Sturmfluten leichter bis schwerer Art können bei 230° bis 360° auftreten. Stürme aus S führen höchstens zu kleinen Sturmfluten. Dieser Fall ist in den letzten 100 Jahren einmal aufgetreten.

Der Bereich der stauwirksamen Windrichtung für schwere Sturmfluten in Helgoland liegt bei 265° bis 280°. Sturmfluten leichter bis schwerer Art treten bei Windrichtungen von 230° bis 340° auf. Sturmfluten bei Winden aus weiter nördlichen Richtungen führen nur zu sehr niedrigen Sturmfluten.

Die stauwirksame Windrichtung für schwere Sturmfluten liegt in Helgoland in einem enger eingegrenzten, um 20° weiter westlich liegenden Bereich als in Cuxhaven. Die stauwirksame Windrichtung insgesamt reicht nicht ganz so weit nach Norden wie in Cuxhaven.

Die kritische Windrichtung für sehr schwere Sturmfluten liegt in Norderney bei 275° bis 285°, für schwere bei 255 bis 290° und für leichte bis schwere Sturmfluten bei 210° bis 290°. Der stauwirksame Bereich für sehr schwere Sturmfluten ist damit sehr eng und vergleichbar mit Helgoland.

Nach Bearbeitung der Ausgangsbedingungen Astronomie, Fernwellen und stauwirksamer Windrichtung für die einzelnen Pegel werden die in der Einleitung formulierten Ziele beantwortet.

Die Analyse der Sturmfluten erfolgt methodisch über die Berechnung einer Windstaukurve, die parametrisiert und in ihrer Dauer pro Höhenstufe berechnet wurde. Die Parameter sind jeweils mit einer Parametrisierung des Windverlaufes gleichzusetzen. So ist Anstieg des Windstaus gleichzusetzen mit der Änderung der Windgeschwindigkeit bis zum Errei-

chen der maximalen Windgeschwindigkeit, der Parameter Dauer des Windstaus mit der Dauer der maximalen Windgeschwindigkeit, der Parameter Abfall mit der Geschwindigkeit, mit der der Wind wieder geringe Geschwindigkeiten erreicht hat. Dies ist der Grund, weshalb zum vereinfachten Verständnis zwar die Einheit h/m gebraucht wird, jedoch in der Bearbeitung und im Anhang ergänzend die Einheit m/s benutzt wird.

Über Korrelation der Parameter Anstieg, Dauer des Windstaumaximums bzw. der maximalen Windgeschwindigkeit und Abfall jeweils zur Höhe des Windstaumaximums wird die Wirkung des Wind- und Windstauverlaufes auf Windstaumaxima ordinärer, schwerer und sehr schwerer Sturmfluten untersucht. So werden Kenntnisse über Ursache und Wirkung des Windverlaufes auf den Sturmflutverlauf herausgearbeitet. Hierdurch kann festgestellt werden, dass bei einigen Pegeln die Korrelation einem Grenzwert der Höhe bei momentanen Klimabedingungen zustrebt. Es wird analysiert, ob dieser Grenzwert gleichzusetzen ist mit dem Wert, bei dem der exponentielle Anstieg des Windstaus in Relation zur Windgeschwindigkeit „abknickt“ und nur asymptotisch oder nur sehr langsam ansteigt. Weiterhin wird der zum Erreichen dieses Wertes notwendige Wind- bzw. Sturmflutverlauf über die maximale Windstaukurve dargestellt. Anhand der Entwicklung der einzelnen Parameter im 20. Jahrhundert kann festgestellt werden, ob das Sturmflutklima eine Tendenz zu einem beschleunigten Eintreten aufweist.

Seit 1901 weisen die Sturmfluten in der Nordsee keinen Anstieg der Scheitelhöhe auf, der größer ist als der Anstieg des MThw im gleichen Zeitraum. Dagegen steigt die Häufigkeit der Sturmflutscheitel seit 1950, die Anzahl der Windstaukurven hingegen wird deutlich weniger. Das bedeutet, dass Windstaukurven, die mehr als einen Sturmflutscheitel umfassen, in den letzten 50 Jahren in der Anzahl leicht zugenommen haben. In der vorliegenden Untersuchung werden diese Ereignisse als Kettentiden bezeichnet und für den Zeitraum seit 1850 gesondert betrachtet. Seit 1850 zeigt sich eine leichte Zunahme dieser so genannten Kettentiden. Bemerkenswert ist hierbei, dass diese Einzelereignisse besonders langer Dauer keineswegs niedrige Sturmflutereignisse sind, sondern vielmehr in den Bereich der schweren und sehr schweren Sturmfluten gehören.

Für die detaillierte Analyse des Sturmflutklimas, das heißt des sturmflutverursachenden Windverlaufes zur Tidephase, muss die Lage der Windstaumaxima zur Periode analysiert werden. Erwartungsgemäß liegen die Windstaumaxima der Pegel Norderney, Cuxhaven und Wittdün gehäuft um Tideniedrigwasser, mit Schwerpunkt auf 1 h nach Tideniedrigwasser. Am ausgeprägtesten ist dieses Phänomen in Wittdün, wo von den 114 Windstaukurven 53 – also 47% – ihr Windstaumaximum im Zeitraum von Tideniedrigwasser bis 1 h danach aufweisen.

Die Verteilung der Windstaumaxima zur Periode ist in Norderney größer als in Cuxhaven mit bereits deutlicher Konzentration auf Tnw I und dem Flutast bis Thw I. Die Konzentration um Tnw I nimmt bis Wittdün zu. Dieser Ablauf ist, aufgrund der räumlichen Lage der Insel, für Helgoland nicht nachzuweisen.

Helgoland weist die größte Häufigkeit der Windstaumaxima 1.5 h bis 3 h nach Tnw I mit knapp 30% (29 von 98 Windstaukurven) auf. Das ist der Zeitraum, in dem für Norderney, Cuxhaven und Wittdün eine sehr geringe Häufigkeit zu verzeichnen ist. Diese liegt für Helgoland um Tnw I vor, einem Zeitraum, in dem die größte Häufigkeit bei den anderen Pegeln festgestellt werden kann. Erklärt werden können diese Unterschiede durch die differierende Topographie, bei der Helgoland als Hochseepiegel deutlich herausfällt.

Für die Deichbemessung wird häufig eine Eintrittswahrscheinlichkeit berechnet. In der Regel erfolgt sie nur über die Berechnung von Scheitelwasserständen und nicht über alle eingetretenen Windstaumaxima zu jeder Tidephase. Erst die Berechnung einer Eintrittswahr-

scheinlichkeit unter Trennung der Windstaumaxima in Peaks um Niedrigwasser und um Hochwasser bildet eine Grundlage für realistische Werte, die alle möglichen Windsituationen, die zu Sturmfluten führen können, berücksichtigt und damit einen realistischen Wert für die Deichbemessung liefert. Neben der Eintrittswahrscheinlichkeitsberechnung in Relation zur Tidephase muss aber für die Deichbemessung berücksichtigt werden, dass z.B. in Cuxhaven bei Hochwasser nur 90% der Windstauhöhe erreicht wird wie bei Niedrigwasser. Dieses Verhältnis muss dann in der praktischen Anwendung für jeden Pegel ergänzend bestimmt werden, was die Aufgabe der Praxis ist. Die Ergebnisse aus der Eintrittswahrscheinlichkeit für die Pegel Norderney, Wittdün und Helgoland dienen daneben als Anhaltswert bei der Berechnung eines Grenzwertes der Windstauhöhe.

Zur Klassifizierung und Charakterisierung der Sturmfluten werden die Parameter Anstieg, Scheitel und Abfall in *kurz* und *lang* unterschieden. Die Grenze zwischen *kurz* und *lang* liegt bei der Kennzahl 6 h/m für Anstieg und Abfall sowie 6 h für den Scheitelbereich. Indirekt wird auf diese Weise in füllige und nicht füllige Sturmfluten differenziert. Es entstehen auf diese Weise neun Sturmflutcharakteristika, deren Ergebnisse sich wie folgt zusammenfassen lassen:

1. Es fallen nicht zwangsläufig die gleichen Sturmfluten an allen vier Pegeln in eine Kategorie, weil die spezifische Exposition und Topographie vor Ort die gleiche Windsituation zu differierenden Charakteristika führen kann.
2. An allen vier Pegeln gibt es die größte Häufigkeit an Windstaukurven in der Kategorie *lang-kurz-lang*, gefolgt von *lang-lang-lang* und dann *kurz-kurz-lang*. Nur in Cuxhaven enthalten die Kategorien *lang-lang-lang* und *kurz-kurz-lang* etwa die gleiche Häufigkeit.
3. Die deutliche Zunahme der Kategorie *lang-lang-lang* und die Zunahme der Windstaukurven mit zwei Scheiteln korreliert mit der Zunahme von langen Windstaukurven.
4. Die Windstaukurven mit zwei Windstaumaxima zeigen einen Anstieg in der Sturmflutscheitelhöhe in Cuxhaven und in St. Pauli.
5. Kurze Anstiege führen in Cuxhaven und Wittdün zu sehr hohen Windstaumaxima. Die Kombination aus kurzen Anstiegen in Verbindung mit einer langen Komponente führt häufig zu schweren bis sehr schweren Sturmfluten, in Helgoland und Norderney nur zu schweren Sturmfluten.
6. Diese Aussage kehrt sich in der Kategorie *kurz-lang-lang* um. Während in Wittdün und Cuxhaven schwere Sturmfluten in dieser Kategorie auftreten, treten in Norderney und Helgoland sehr schwere auf.
7. In Norderney und Helgoland sind im Vergleich zu Wittdün und Cuxhaven insgesamt flachere Windstaukurven nötig, um eine hohe Sturmflut zu erreichen.
8. Lange Abfälle führen an allen Pegeln zu Kettentiden!
9. An allen vier Pegeln können Kettentiden auch zu schweren Sturmflutscheiteln führen. Die Kombination aus langer Dauer und hohen Hochwasserscheiteln birgt eine deutliche Gefahr.
10. An allen vier Pegeln nehmen Kettentiden zu.
11. An allen Pegeln liegt eine Zunahme in jenen Kategorien vor, in denen auch schwere und sehr schwere Sturmfluten auftreten.
12. Die Differenz der Scheitelhöhen zwischen Cuxhaven und Hamburg-St. Pauli steigt nahezu in allen Kategorien an. Nur in der Kategorie *kurz-kurz-kurz* lässt sich kein Trend erkennen.

Die Dauer der Windstaukurven hat an allen vier Pegeln zugenommen, wobei 1981–90 das vorläufige Maximum erreicht wurde. Über die Parametrisierung der Windstaukurve stellte

sich heraus, dass der Verlauf der mittleren Windstaukurve und damit einer mittleren Sturmflut in Helgoland, Norderney und Cuxhaven länger geworden ist. Nur in Wittdün verkürzt sie sich. Interessant ist hierbei, dass die mittleren Windstaukurven sich in ihren Gesamtdauer angeglichen haben. Die Zunahme der Dauer ist somit nicht nur mit der Zunahme von Einzelereignissen besonders großer Dauer zu erklären, sondern auch mit der Verlängerung der mittleren Sturmflut.

Diesen Ergebnissen entspricht die Auswertung der Winddaten, die vom Deutschen Wetterdienst, Seewetteramt Hamburg zur Verfügung gestellt wurden. Es zeigt sich ein leichter Anstieg der Gesamtdauer der Windgeschwindigkeit ≥ 17 m/s der Windrichtung $240^\circ \leq dd \leq 330^\circ$. Dieser Trend ist zwar deutlich vorhanden, fällt aber unter die natürliche Variabilität der Änderung der Dauer der Windrichtung in der Deutschen Bucht. Die Analyse der Häufigkeit der Ereignisse zeigt, dass eine Zunahme der Häufigkeit in der Dauer von 6 h bis 9 h vorliegt bei Ereignissen mit Windgeschwindigkeit ≥ 17 m/s der Windrichtung $240^\circ \leq dd \leq 330^\circ$. Dies korreliert mit der Vergrößerung der mittleren Windstaukurve. Weiterhin liegt eine Zunahme der Häufigkeit der Windereignisse mit einer Dauer ≥ 20 h vor, was mit der Zunahme einzelner Sturmflutereignissen besonders langer Dauer korreliert.

Über die Korrelation der Parameter lässt sich feststellen, wie der Windverlauf pro Pegel sein muss, um ordinäre, schwere und sehr schwere Windstaumaxima zu bilden. Hierbei streben die Korrelationen an einigen Pegeln einem Grenzwert zu, der definiert werden kann.

Für Cuxhaven gilt, dass Windstaumaxima von 200 bis 430 cm bei allen Windstauverläufen vorkommen können. Insgesamt besteht jedoch die Tendenz, je schneller der Wind seine maximale Windgeschwindigkeit erreicht, um so höher werden die Windstaumaxima. Somit erreichen in Cuxhaven kurzfristige, schnelle Windgeschwindigkeitsänderungen die höchsten Windstaumaxima, bei kürzeren Scheiteldauern werden in der Regel höhere Windstaumaxima erreicht. Die Abfallneigung hat ausschließlich einen Einfluss auf die Länge von Sturmfluten.

Für Helgoland gilt, dass die meisten Windstaumaxima bei einem Anstieg zwischen 5 h/m und 10 h/m gebildet werden. Sie erreichen Höhen zwischen 175 und 255 cm. Hohe Windstauwerte werden in Helgoland bei einem schnellen Anstieg des Windstaus erreicht, sehr hohe bei einem mittleren Anstieg. Es besteht eine Abhängigkeit der Scheiteldauer zum Windstaumaximum. Lange Scheiteldauern verursachen kleinere Windstaumaxima, während kurze Scheitel hohe Maxima produzieren. Ein langsamer Abfall des Windstaus tritt nur bei niedrigen Windstaumaxima auf. Sehr hohe Windstaumaxima treten bei einer mittleren Scheiteldauer von 7 h/m auf.

In Norderney werden Windstaumaxima zwischen 140 cm und 330 cm erreicht. Sie treten bei einer Anstiegsneigung zwischen 5 h/m und 8 h/m auf. Sehr hohe Windstaumaxima treten bei schnellen (im Maximum bei 3 h/m), aber nicht sehr schnellen Anstiegen auf. Windstaumaxima bis 210 cm treten bei allen Scheiteldauern auf. Erst bei schweren und sehr schweren Windstaumaxima liegt eine Abhängigkeit derart vor, dass diese nur von geringeren Dauern erreicht werden. Es liegt eine große Streuung bei der Korrelation Windstaumaximum zu Scheiteldauer vor. Relativ große Windstauhöhen treten noch bei einem langsamen Abfall des Windstaus auf.

Auch für Wittdün zeigt sich eine große Spannbreite in der Anstiegsneigung. Zwar liegt der größte Teil der Windstaukurven zwischen 5 h/m und 10 h/m mit Windstaumaxima zwischen 190 cm und 280 cm. Bei höheren Werten ist aber eine recht gleichmäßige Verteilung vorzufinden. So ist ebenso wie für Cuxhaven festzustellen: Je schneller der Windstau ansteigt, desto höher kann das Windstaumaximum werden. Ebenso lässt sich hier der Umkehrschluss bilden, dass sehr kleine Windstaumaxima (bis 160 cm) nicht von Anstiegsneigungen < 5 h/m gebildet werden. Auch bei der Scheiteldauer gilt bei Windstaumaxima oberhalb von 200 cm:

je kürzer die Scheiteldauer, desto höher das Windstaumaximum. Allerdings werden wie in Helgoland und Norderney sehr schwere Windstaumaxima nicht bei ganz kurzen Scheiteldauern wie bei einem Grenzwert gebildet, sondern zwischen 3 h und 5 h. Es ist kein direkter Zusammenhang zwischen Abfallkennzahl und Windstaumaximum zu erkennen.

Neben den Erkenntnissen zum allgemeinen Sturmflutverlauf und dessen Wirkung auf die Windstaumaxima lässt sich aus diesen Korrelationen eine maximale Windstaukurve unter den Klimaänderungen seit 1900 errechnen. So lässt sich für Cuxhaven ein Grenzwert von 450 cm, für Helgoland von 330 cm, für Wittdün von 390 cm und für Norderney von 340 cm–350 cm berechnen. Während für Cuxhaven aufgrund der langen Datenreihe sich der Grenzwert eindeutig bestimmen lässt, führt die verkürzte Zeitreihe für Helgoland und Norderney zu einem maximalen Wert, der durch Berechnung verschiedener Funktionen bestätigt werden kann. Ob dieser einen sicheren Grenzwert repräsentiert, kann jedoch für diese Pegel nicht eindeutig definiert werden. Dagegen lässt das Ergebnis von Cuxhaven die Aussage zu, dass dieser Grenzwert auch der Wert ist, ab dem der exponentielle Anstieg der Windstaukurve abgebremst wird.

Für Vorhersage, Deichsicherheit und die Angabe, ob eine Windentwicklung vorliegt, die diesen Wert zur Zeit eintreten lässt als bisher, muss auch der Verlauf der Windstaukurve, die diesen Wert produzieren kann, ermittelt werden. Hierzu werden die Grenzbereiche der Korrelationen ermittelt, die über sehr hohe Windstaumaxima hinausgehen.

So ist die maximal mögliche Windstaukurve für Wittdün und Cuxhaven jeweils gekennzeichnet durch einen sehr kurzen Anstieg mit einer kurzen Scheiteldauer und einen langen Abfall, jene für Helgoland und Norderney durch einen mittleren Anstieg und Abfall. Demzufolge ist die maximal mögliche Windstaukurve für Helgoland und Norderney wesentlich symmetrischer mit längeren Anstiegen und Scheiteldauern.

Eine maximale Windstaukurve muss nicht jene sein, die den maximalen Scheitelwert bildet. Bisher eingetroffene sehr schwere Sturmfluten in Cuxhaven sind gekennzeichnet durch schnelle Anstiege und eine lange Komponente – entweder Scheiteldauer oder Abfall. Da die berechnete maximale Windstaukurve genau diesen Kriterien entspricht, ist davon auszugehen, dass diese in Cuxhaven den maximalen Scheitelwert bewirkt. Die lange Komponente muss allerdings deutlich vertreten sein und kann auch der in der maximalen Windstaukurve als kurz dargestellte Scheitelbereich sein.

Auch für Helgoland, Wittdün und Norderney bildet die ermittelte maximale Windstaukurve jene, die eine sehr schwere Sturmflut bilden kann. In Norderney müsste allerdings die Scheiteldauer *lang* statt *kurz* sein.

Für die Plausibilisierung von Modellergebnissen hat sowohl die Berechnung der maximalen Windstaukurve als auch die Analyse der Bedingungen für die ordinären, schweren und sehr schweren Sturmfluten einen Anhalt, ob die Ergebnisse der Modellberechnungen dem Sturmflutsystem an jedem einzelnen Pegel entsprechen. Ergebnisse, die aus den systematischen, empirischen und in Grafiken dargestellten Daten der Sturmfluten im 20. Jahrhundert deutlich herausragen und nicht physikalisch erklärbar sind, wären sinnvoll zu überprüfen. Bei den physikalischen Erklärungen sollte berücksichtigt werden, dass vor allem für den Pegel Cuxhaven der berechnete Wert als jener zu betrachten ist, bei dem die Windstaukurve nicht mehr exponentiell ansteigt, sondern nur noch sehr verlangsamt ansteigt.

Für den Hochwasserschutz von Bedeutung ist die Frage, ob unter momentanen Klimabedingungen der Trend besteht, dass der maximale Wert „eher“ als bisher eintreten kann und damit die Eintrittswahrscheinlichkeit angestiegen ist.

Die Entwicklung der Parameter seit 1900 zeigt, ob der Trend der einzelnen Windkomponenten Anstieg, Dauer der maximalen Windgeschwindigkeit und Windabfall eine

größere Gefahr des Eintretens dieses maximalen Wertes aufweist. Der Trend zeigt jedoch in Richtung längerer oder gleichbleibender Kennzahlen in Cuxhaven, Norderney und Helgoland. Infolgedessen liegt keine Möglichkeit eines schnelleren Eintritts der maximal möglichen Windstaukurve zur Zeit vor. Nur für Wittdün weist die Verkürzung der Windstaukurve auf eine etwas größere Gefahr des Eintritts einer maximal möglichen Windstaukurve hin.

Weiterhin lässt sich festhalten, dass für jeden Pegel eine eigene maximal mögliche Windstaukurve zu definieren ist, die aufgrund der Lage und Topographie zu verschiedenen Windklimaten auftreten kann.

Flussaufwärts gelegene Städte wie Hamburg sind stärker von diesen Veränderungen im Sturmflutverlauf betroffen. Schwere Sturmfluten können flussaufwärts durch langes Andauern des Windstaumaximums und langsames Abfallen der Windgeschwindigkeit höher auflaufen. Demzufolge können die Veränderungen der Sturmfluten an der Küste zu höheren Scheitelwerten in flussaufwärts gelegenen Orten führen. Für schwere Sturmfluten muss der Windstauwert bereits an der Küste hoch sein. Dies erfolgt durch schnellen Anstieg der Windgeschwindigkeit. Demzufolge ist es nicht möglich, eine sehr frühe Vorhersage (d.h. mehr als 12 h im voraus) für sehr hohe Sturmfluten zu erstellen.

19. Kurzzusammenfassung

Die allgemeine Diskussion um einen globalen Klimawandel zieht auch jene spezielle um die Änderung der Sturmfluten nach sich. Am Beispiel der Pegel Cuxhaven, Norderney, Wittdün und Helgoland werden Sturmfluten zunächst in einem Blick zurück in der Nordsee seit 1900 analysiert, einem Zeitraum, in dem von einer globalen Erwärmung von $0,6^{\circ}\text{C} \pm 0,2^{\circ}\text{C}$ (HOUGHTON et al., 2001) ausgegangen wird. Hierbei wird der gesamte Sturmflutverlauf über die Windstaukurve hinsichtlich Höhe, Häufigkeit, Dauer, Anstieg, Scheitel und Abfall analysiert.

Für die Erweiterung des theoretischen Kenntnisstandes von Sturmfluten werden über Parametrisierung der Windstaukurve die Sturmfluten klassifiziert und ein Maximalwert unter momentanen Klimabedingungen berechnet, der in Cuxhaven dem Grenzwert entspricht, bei dem der Anstieg der Windstaukurve in Relation zur Windgeschwindigkeit nicht mehr exponentiell ansteigt.

Es wird analysiert, ob der maximale Windstauwert unter momentanen Klimabedingungen eher eintritt als bisher. Für den kürzeren Blick nach vorn dient dies der Praxis zur Bewertung des momentanen Hochwasserschutzes. Für den weiteren Blick bilden Grenzwert und Klassifizierung der Sturmfluten eine Grundlage zur Plausibilisierung zukünftiger Extremwertuntersuchungen, deren Ergebnisse logisch das klassifizierte Sturmflutsystem je Pegel ergänzen müssen.

Die Windstaukurve ist die Differenzkurve zwischen der eingetretenen und der für dieselbe Zeit vorausberechneten astronomischen bzw. mittleren Tide. Sie bildet in ihrem Verlauf direkt den Wind und dessen Änderungen ab, weshalb bei dessen Analyse auch von Sturmflutklima gesprochen werden kann. Eine Sturmflut muss hier einen Windstau von 2 m zu jeder Tidephase erreichen und 1.50 m über MThw liegen. Im Windstau sind neben dem Wind auch der Einfluss der Astronomie und Fernwellen enthalten. Diese werden detailliert untersucht. Die Spring- und Nipptiden spielen bei dem Ereignis Sturmflut eine untergeordnete Rolle, die nur einen geringfügigen Einfluss auf die Höhe einer schweren oder sehr schweren Sturmflut hat. Im Zeitraum 1971–1995 traten Fernwellen bei jeder vierten bis

fünften Sturmflut auf und erreichten während einer Sturmflut in Cuxhaven Höhen von 25 cm bis 100 cm.

Es wird weiterhin die kritische Windrichtung für Sturmfluten je Pegel herausgearbeitet. Zur Entstehung schwerer und sehr schwerer Sturmfluten muss in Cuxhaven ein Wind hoher Geschwindigkeit aus 280° bis 310° wehen, in Helgoland aus 265° bis 280° und in Norderney aus 275° bis 285° . Für leichte bis schwere Sturmfluten liegt das Spektrum breiter. So werden in Cuxhaven leichte bis schwere Sturmfluten von Winden aus 230° bis 360° , in Helgoland aus 230° bis 340° und in Norderney aus 210° bis 290° gebildet.

Die globale Erwärmung hat bei den Sturmfluten in der Deutschen Bucht folgende Spuren hinterlassen. Seit 1901 weisen die Sturmfluten in der Nordsee keinen Anstieg der Scheitelhöhe auf. Dagegen steigt die Häufigkeit der Sturmflutscheitel seit 1950, die Anzahl der Windstaukurven hingegen nicht. Das bedeutet, dass jene Windstaukurven, die mehr als zwei Sturmflutscheitel umfassen, in den letzten 50 Jahren leicht zugenommen haben. Erkennbar ist, dass Einzelereignisse mit mehr als zwei aufeinanderfolgenden Sturmflutscheiteln geringfügig zugenommen haben.

Die Dauer der Windstaukurven hat an allen vier Pegeln zugenommen, wobei 1981–90 das vorläufige Maximum erreicht wurde. Über die Parametrisierung der Windstaukurven stellte sich heraus, dass die mittleren Windstaukurven in Helgoland, Norderney und Cuxhaven länger geworden sind. Die Zunahme der Dauer ist somit nicht nur mit der Zunahme von Einzelereignissen besonders großer Dauer zu erklären, sondern auch mit der Verlängerung der mittleren Sturmflut. Nur in Wittdün liegt eine Verkürzung der mittleren Windstaukurve vor. Die Analyse der Winddaten bestätigt diese Ergebnisse.

Über die Korrelation der Parameter der Windstaukurve lässt sich ableiten, welche Windbedingungen vorliegen müssen, um eine ordinäre, schwere oder sehr schwere Sturmflut zu produzieren. Weiterhin lassen sich hiermit maximale Windstaukurven* ermitteln. So lässt sich für Cuxhaven ein Grenzwert von 450 cm, für Helgoland von 330 cm, für Wittdün von 390 cm und für Norderney von 340 cm–350 cm berechnen. Während für Cuxhaven und Wittdün dieser Wert eine Grenzhöhe der letzten 100 Jahre bildet, kann aufgrund der kürzeren Datenreihe für Norderney und Helgoland „nur“ von einem bisher sich ergebenden maximalen Wert gesprochen werden. Für Cuxhaven bildet dieser Wert den theoretischen Grenzwert, bei dem der Windstau aufgrund zunehmender Windgeschwindigkeit nicht mehr exponentiell sondern deutlich verlangsamt ansteigt.

Die maximal mögliche Windstaukurve für Wittdün und Cuxhaven ist jeweils gekennzeichnet durch einen sehr kurzen Anstieg mit einer kurzen Scheiteldauer und einem langen Abfall, jene für Helgoland und Norderney durch einen mittleren Anstieg und Abfall. Demzufolge ist die maximal mögliche Windstaukurve für Helgoland und Norderney wesentlich symmetrischer mit längeren Anstiegen und Scheiteldauern als in Cuxhaven und Wittdün.

Eine maximale Windstaukurve muss nicht jene sein, die den maximalen Scheitelwert bildet. Die Überprüfung der bisher gelaufenen höchsten Sturmfluten ergab, dass in Cuxhaven die maximale Windstaukurve auch einen maximalen Scheitelwert bilden könnte. Es muss aber ein langer Scheitelsbereich oder ein langer Abfallgradient vorliegen. Auch für Helgoland, Wittdün und Norderney ist die maximale Windstaukurve jene, die eine sehr schwere Sturmflut bilden kann. In Norderney müsste allerdings die Scheiteldauer *lang* statt *kurz* sein.

Für den Hochwasserschutz und den Blick in die Zukunft ist die Einordnung dieser Windstaukurve in die momentane Klimaentwicklung von Bedeutung. Der Trend der Para-

* Der höchste Wert, der sich aus den seit 1900 eingetretenen Sturmfluten berechnen lässt.

meter Anstieg, Scheitel und Abfall seit 1900 weist nicht auf eine schnellere Eintrittswahrscheinlichkeit einer maximalen Windstaukurve und damit einer höchsten Sturmflut hin. Nur in Wittdün geht der Trend in Richtung schnellerer Windgeschwindigkeitsanstiege, weshalb die Möglichkeit, dass der Maximalwert eintritt, größer geworden ist.

Flussaufwärts gelegene Städte wie Hamburg sind stärker von diesen Veränderungen im Sturmflutverlauf betroffen. Schwere Sturmfluten können flussaufwärts durch langes Andauern des Windstaumaximums und langsames Abfallen der Windgeschwindigkeit ansteigen. Demzufolge können die Veränderungen der Sturmfluten an der Küste zu höheren Scheitelwerten an flussaufwärts gelegenen Orten führen. Für schwere Sturmfluten muss der Windstauwert bereits an der Küste hoch sein. Dies erfolgt durch schnellen Anstieg der Windgeschwindigkeit. Demnach ist es nicht möglich, eine sehr frühe Vorhersage (d.h. mehr als 12 h im voraus) für sehr hohe Sturmfluten zu erstellen.

20. Schriftenverzeichnis

- ANNUTSCH, R.: Wasserstandsvorhersage und Sturmflutwarnung. In: Der Wetterlotse, 393/394: 122–141, 1977.
- AUSSCHUSS „KÜSTENSCHUTZWERKE“ DER DEUTSCHEN GESELLSCHAFT FÜR ERD- UND GRUNDBAU e.V. SOWIE DER HAFENBAUTECHNISCHEN GESELLSCHAFT e.V.: Empfehlungen für die Ausführung von Küstenschutzwerken – EAK 1981. In: Die Küste, 36: 1–320, 1981.
- BRAHMS, A.: Anfangsgründe der Deich- und Baukunst. Band 1. Aurich. 1754.
- BUSCH, U. u. ROTH, R.: Klimaprognosen im Hinblick auf die Sturmaktivität in der Deutschen Bucht. In: Hansa, (135) 6: 70–73, 1998.
- DAVIES, A. M.: Application of Numerical Models to the Computation of the Wind-Induced Circulation of the North Sea During JONSDAP '76. In: „Meteor“ Forschungsergebnisse. Serie A, 22: 53–68, 1980.
- DAVIES, A. M. u. FLATHER, R. A.: The Application of Numerical Models to Storm Surge Prediction. Inst. of Oceanogr. Sc., Birkenhead, 1975.
- DAVIES, A. M. u. FLATHER, R. A.: Computation of the Storm Surge of 1.–6. April, 1973, Using Numerical Models of the North West European Continental Shelf and the North Sea. In: Deutsche Hydrographische Zeitschrift 30: 139–162, 1977.
- DEFANT, A.: Die absolute Topographie des physikalischen Meeresniveaus und der Druckflächen, sowie die Wasserbewegungen im Atlantischen Ozean. In: Wissenschaftliche Ergebnisse Deutsch. Atlant. Exp. „Meteor“ 1925–27, 6, Teil 1, Lfg. 5: 145–157, 1941.
- DIETRICH, G. et al.: Allgemeine Meereskunde. Stuttgart, 1975.
- DIETZE, W.: Über den Begriff „Sturmflut“. In: Zwischen Ems und Jade. Mitteilungsblatt der WSD Aurich, 1, 1974.
- ERCHINGER, H. F.: Sturmfluten, eine zunehmende Bedrohung der Küste als Folge von Klimaveränderungen. In: Hansa, (129) 12: 1381–1382, 1992.
- FERK, U.: Zur Definition einer Sturmflut. Änderungen der Hamburger Sturmflutkartei, Interner Vermerk. Hamburg, Amt Strom- und Hafenbau. (unveröffentlicht), 1993.
- FERK, U.; GÖNNERT, G. u. SIEFERT, W.: Storm Surges in the Southern North Sea and the Elbe Estuary since 1901. In: Hydrocoast 95. A contribution to the UNESCO-IHP project H-2-2: 93–103, 1995.
- FISCHER, O.: Das Wasserwesen an der schleswig-holsteinischen Nordseeküste. (= Hydrographie des Küstengebietes, Teil III, 7), 1955.
- FÜHRBÖTER, A.: Über zeitliche Änderungen der Wahrscheinlichkeit von Extremfluten an der deutschen Nordseeküste. In: Mitteilungen des Leichtweiß-Institutes der TU Braunschweig, 51: 1–199, 1976.
- FÜHRBÖTER, A.: Über die Verweilzeiten und Wellenenergien bei Sturmfluten. In: Mitteilungen des Leichtweiß-Institutes für Wasserbau der TU Braunschweig, 65: 1–29, 1979.
- FÜHRBÖTER, A. et al.: Sturmflutwahrscheinlichkeit an der deutschen Nordseeküste nach verschiedenen Anpassungsfunktionen und Zeitreihen. In: Die Küste, 47: 164–186, 1988.

- FÜHRBÖTER, A. u. TÖPPE, A.: Duration of Storm Tides at High Water Levels. In: Storm Surges, River Flow and Combined Effects. A contribution to the UNESCO-IHP project H-2-2. Hamburg: 45–54, 1991.
- GÖNNERT, G.: The Analysis of Storm Surge Climate Change Along the German Coast During the 20th Century. In: *Journal of Quaternary International*, 48: 115–121, 1997.
- GÖNNERT, G.: Development of Storm Surge in the Southern North Sea since 1900 and its Practical Applications of the Results. In: KELLETAT, D. (ed.): *German Geographical Coastal Res. The Last Decade*. Tübingen: 95–106, 1998.
- GÖNNERT, G.: Sturmfluten im Elbeästuar. In: *Schriftenreihe der Niedersächsischen Akademie für Geowissenschaften*, 14: 24–35, 1998a.
- GÖNNERT, G.: Veränderung des Charakters von Sturmfluten in der Nordsee aufgrund von Klimaänderung in den letzten 100 Jahren. In: *Marburger Geographische Schriften*, 134: 24–38, 1999.
- GÖNNERT, G.; DUBE, S. K.; MURTY, T. S. u. SIEFERT, W.: *Global Storm Surges: Theory, Observations and Applications*. (= *Die Küste*, 63), 2001.
- GÖNNERT, G. u. FERK, U.: Natürliche und anthropogen beeinflusste Entwicklung von Sturmfluten in der Deutschen Bucht und der Unterelbe. In: *Vechtaer Studien zur Angewandten Geographie und Regionalwissenschaft*, 18: 13–31, 1997.
- GÖNNERT, G. u. FERK, U.: Sturmflutschutz angesichts globalem Klimawandels und anthropogenen Einflüssen. Dargestellt am Beispiel von Deutscher Bucht und Elbe. In: BLOTEVOGEL, H.; OSSENBRÜGGE, J. u. WOOD, G.: *Lokal verankert, weltweit vernetzt*. 52. Deutscher Geographentag Hamburg, 163–169, 2000.
- GÖNNERT, G. u. MÜLLER-NAVARRA, S.: Simulation der Sturmflut vom 3.12.1999 unter Veränderung der Zugbahn des Sturmtiefs Anatol. Ergebnis einer Arbeitsgruppe in Zusammenarbeit mit dem DWD, BAW-AK, BSH und Strom- und Hafenbau (unveröffentlicht), 2000.
- GÖNNERT, G. u. SIEFERT, W.: *Sturmflutatlant Cuxhaven*. Hamburg, Strom- und Hafenbau. (= Studie Nr. 92), 1998.
- GRAßL, H.: Globaler Wandel. In: SCHELLNHUBER, H.-J. u. STERR, H. (Hg.): *Klimaänderung und Küste. Einblick ins Treibhaus*. Berlin: 28–37, 1993.
- GRAßL, H.: Nur aus Forschung zum globalen Wandel folgt Nachhaltigkeit. In: *Geographische Rundschau*, 5: 268–272, 1998.
- GRAßL, H. u. KLINGHOLZ, R.: *Wir Klimamacher – Auswege aus dem globalen Treibhaus*. Frankfurt/Main, 1990.
- HANSEN, W.: *Wissenschaftliches Gutachten über Grundlagen für die künftige Gestaltung des Hochwasserschutzes in Hamburg*. Hamburg, 1965.
- HEGERL, G.; HASSELMANN, K. u. LATIF, M.: Natürliche Klimavariabilität und anthropogene Klimabeeinflussung. In: LOZAN, J. L.; GRAßL, H. u. HUPFER, P.: *Das Klima des 21. Jahrhunderts*. Hamburg: 155–164, 1998.
- HENSEN, W.: Ursachen der Wasserstandsanhhebung an der deutschen Nordseeküste. In: *Die Bau-technik*, (1) 16, 1938.
- HOUGHTON et al.: *Climate Change. The IPCC Scientific Assessment*. Cambridge, 1990.
- HOUGHTON et al.: *Climate Change. Radiative Forcing of Climate Change and Evaluation of the IPCC IS92 Scenario*. Cambridge, 1995.
- HOUGHTON et al.: *Climate Change 1995 – The Science of Climate Change. Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of Intergovernmental Panel of Climate Change*. Cambridge, 1996.
- HOUGHTON et al.: *Climate Change 2001. The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of Intergovernmental Panel of Climate Change*. Cambridge, 2001.
- JENSEN, J.: Überlegungen zur künftigen Entwicklung der Sturmflutwasserstände an der Nordseeküste. In: *Mitteilungsblatt der Bundesanstalt für Wasserbau*, 60: 235–255, 1987.
- JENSEN, J.: Windstauanalysen zur Änderung des Sturmflutklimas in Nord- und Ostsee. Protokoll der 3. Sitzung des KFKI-Projekts (unveröffentlicht), 1996.
- KAAS, E.; LI, T. S. u. SMITH, T.: Statistical Hindcast of Wind Climatology in the North Atlantic and Northwestern European Region. In: *Climate Research*, 7: 97–110, 1996.
- KELLETAT, D. (ed.): *German Geographical Coastal Res. The Last Decade*. Tübingen, 1998.
- KOOPMANN, G.: *Wasserstandserhöhungen in der Deutschen Bucht infolge von Schwingungen*

- und Schwallerscheinungen und deren Bedeutung bei der Sturmflut vom 16./17. Februar 1962. In: Deutsche Hydrographische Zeitschrift, (15) 5, 1962.
- KRÜGER, W.: Wangerooze, wie sie wurde, war und ist. Bremen, 1929.
- KURCZACK, G.: Lehren aus Sturmfluten. In: Die Weser, (48) 2, 1974.
- LÄNDER-ARBEITSGRUPPE: Bemessungswasserstände entlang der Elbe. In: Die Küste, 47: 31–50, 1988.
- LANDOLDT-BÖRNSTEIN: Zahlenwerke und Funktionen aus der Physik, Chemie, Astronomie, Geophysik und Technik. III. Band: Astronomie und Geophysik. Berlin, 1952.
- LASSEN, H.: Örtliche und zeitliche Variationen des Meeresspiegels in der südöstlichen Nordsee. In: Die Küste, 50: 67–95, 1989.
- LASSEN, H.: Interpretationen von Wasserstandsänderungen in der Deutschen Bucht auf der Basis der Ergebnisse eines KFKI-Projektes. In: Die Küste, 57: 121–134, 1995.
- LASSEN, H.; SIEFERT, W. u. GÖNNERT, G.: Windstauentwicklung in dem Tiefwasserbereich der südöstlichen Nordsee bei Sturmweatherlage. In: Die Küste, 64: 87–125, 2001.
- LAUCHT, H.: Über hohe Sturmfluten und ihre Häufigkeit in Hamburg. (= Schriftenreihe der Behörde für Wirtschaft und Verkehr der Freien und Hansestadt Hamburg, 4), 1968.
- LAUCHT, H.: Über den Wert statistischer Sturmflutanalysen und Prognosen. In: Die Küste, 30: 1–7, 1977.
- LEPPIK, E.: Die Sturmfluten in der Elbemündung in der 1. Hälfte des 20. Jahrhunderts. In: Bes. Mitteilungen zum Dt. Gewässerkundl. Jahrbuch 1, 1950.
- LIESE, R. u. LUCK, G.: Verfahren zum Nachweis von Veränderungen der Tidehochwasserstände in der Deutschen Bucht. In: Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen, 5, 1978.
- LOZAN, J. L.; GRAßL, H. u. HUPFER, P.: Das Klima des 21. Jahrhunderts. Hamburg, 1998.
- Lüders, K.: Gedanken über den Küstenschutz – Eine ernste Betrachtung seltsamer Anschauungen. In: Wasser und Boden, (8) 1: 2–15, 1956.
- LÜDERS, K.: Sturmtidenketten. In: Forschungsstelle für Insel und Küstenschutz der niedersächsischen Wasserwirtschaftsverwaltung, Jahresbericht 1973, XXV: 79–107, 1974.
- LÜDERS, K.: „Sturmtide“. Begriffserläuterung und Einteilung in Höhenstufen. In: Forschungsstelle für Insel und Küstenschutz der niedersächsischen Wasserwirtschaftsverwaltung. Sonderdruck aus dem Jahresbericht 1974, XXVI: 0–27, Anhang, 1975.
- MALDE, J. VAN: Historical Extraordinary Water Movements in the North Sea Area. In: Mededelingen Rijks Geologisch Dienst, Nr. 57: 27–40, 1996.
- NASNER, H. u. PARTENSCKY, H. W.: Sturmfluten in der Elbe und an der deutschen Nordseeküste von 1901 bis zum Januar 1976. In: Mitteilungen des Franzius Instituts für Wasserbau und Küsteningenieurwesen der TU Hannover, 45: 179–221, 1977.
- NIEDERSÄCHSISCHES HAFENAMT CUXHAVEN (Hg.): Pegeltabelle. Cuxhaven, 1988.
- NIEMEYER, H.: Zur Klassifikation und Häufigkeit von Sturmtiden. In: Jahresbericht 1986. Forschungsstelle Küste, 38: 99–126, 1987.
- NIEMEYER, H.; KAISER, R. u. GLÄSER, D.: Sturmfluthäufigkeiten zwischen Ems und Weser von 1946–1994 – Pegel Emden, Borkum, Norderney, Bremerhaven (unveröffentlicht), 1995.
- OUERACI, H. u. KORTENHAUS, A.: Berechnung einiger Verteilungsfunktionen für Windstau-maxima. (unveröffentlichte schriftliche Mitteilung), 1998.
- PFIZENMAYER, A.: Zusammenhang zwischen der niederfrequenten Variabilität in der großräumigen atmosphärischen Zirkulation und den Extremwasserständen an der Nordseeküste. Diplomarbeit (unveröffentlicht), 1997.
- PETERSEN, M.: Sturmflut 1962 – Wasserstände an den Küsten der Nordsee. In: Die Küste, 15, 1967.
- PETERSEN, M. u. ROHDE, H.: Sturmflut: Die großen Fluten an den Küsten Schleswig-Holsteins und in der Elbe. Neumünster, 1991.
- PLATE, E. u. IHRINGER, J.: Die Auswirkung von Klimaänderungen auf Sturmfluten. In: Hansa, 19/20: 1174–1181, 1991.
- PRÜGEL, H.: Die Sturmflutschäden an der schleswig-holsteinischen Westküste in ihrer meteorologischen und morphologischen Abhängigkeit. In: Schriften des Geographischen Instituts der Universität Kiel, (XI) 3, 1942.
- ROHDE, H.: Die Häufigkeit hoher Wasserstände an der Westküste von Schleswig-Holstein. In: Die Küste, 12: 86–112, 1964.
- ROHDE, H.: Wasserstandsänderungen und Sturmfluthäufigkeit an der Elbemündung. In: Die Küste, 16: 33–42, 1968.

- ROHDE, H.: Sturmfluthöhen und säkularer Meeresspiegelanstieg an der deutschen Nordseeküste. In: *Die Küste*, 30: 52–143, 1977.
- ROHDE, H.: Die Veränderung der Scheitelhöhe hoher Sturmfluten in Hamburg. In: *Die Küste*, 52: 225–240, 1991.
- SCHAUMANN, P. C.: Die Höhen der Hamburger Sturmfluten, vorausbestimmt nach den betreffenden Cuxhavener Wasserständen. Hamburg, 1857.
- SHELLNHUBER, H.-J. u. STERR, H. (Hg.): *Klimaänderung und Küste. Einblick ins Treibhaus*. Berlin, 1993.
- SCHMIDT, H.: 117 Years of Surface Geostrophic Wind in the German Bight (1876 through 1992): No Evidence of Long-Time Trends. Hamburg (unveröffentlicht), 1993.
- SCHMIDT, H.: Klimaänderung und Schutz der Küsten. Vortrag bei der Küstenschutzkonferenz am 3. Juni 1996 in Cuxhaven, 1996.
- SCHMIDT, H.: Vortrag für den HTG-Ausschuß Küstenschutzwerke zur Bearbeitung des Bemessungswasserstandes Küste. (unveröffentlicht), 1998.
- SCHMIDT, H. u. STORCH, H.: German Bight Storms Analysed. In: *Nature* (365) 28.10.: 791, 1993.
- SCHMITZ, H. P.: Modellrechnung zur Deep-Water-Surge-Entwicklung – Das External Surge Problem. In: *Deutsche Hydrographische Zeitschrift* (18) 2, 1965.
- SCHMITZ, H. P.; HABICHT, D. u. VOLKERT, H.: Barotropic Numerical Experiments on External Surge Generation at the Edge of the North Western European Shelf. In: *Gerlands Beitr. Geophysik* 97/5: 422–437, 1988.
- SEEBER, G.; TORGE, W. u. GOLDAN, H. J.: Präziser Höhenanschluß des Helgoländer Pegels. Schlußbericht zum BMFT-Forschungsvorhaben. (unveröffentlicht), 1995.
- SELIGER, J.: Das Sturmflutgeschehen an der Deutschen Nordseeküste – Eine Untersuchung über die Wechselwirkung zwischen Klimatelementen und der Sturmfluthäufigkeit seit Beginn regelmäßiger Pegelmessungen (1842). Kiel, 1983.
- SIEFERT, W.: Sturmflutvorhersage für den Tidebereich der Elbe aus dem Verlauf der Windstaukurven in Cuxhaven. In: *Mitteilungen des Franzius-Institutes für Grund- und Wasserbau der TU Hannover*, 30: 1–142, 1968.
- SIEFERT, W.: Windstau in Cuxhaven in Abhängigkeit von der Windrichtung. Planungsstudie Nr. 15. Forschungs- und Vorarbeitenstelle Neuwerk. Cuxhaven, 1972.
- SIEFERT, W.: Über das Sturmflutgeschehen in Tideflüssen. In: *Mitteilungen des Leichtweiß-Institutes für Wasserbau der TU Braunschweig*, 63, 1978.
- SIEFERT, W.: Bemerkenswerte Veränderungen der Wasserstände in den deutschen Tideflüssen. In: *Die Küste*, 37: 1–36, 1982.
- SIEFERT, W.: Sturmfluten von 1901–1984 vor der südlichen Nordseeküste und in Hamburg (Ganglinien). (= *Hamburger Küstenforschung*, 44), 1985.
- SIEFERT, W.: Einige Anmerkungen zur Sturmflutentwicklung im Nordsee-Küstengebiet. In: *Hansa*, (125) 20: 1301–1306, 1988.
- SIEFERT, W.: Sea Level Changes and Tidal-Flat Characteristics. In: *Developements in Hydrobiology*, 57: 105–112, 1990.
- SIEFERT, W.: Über die Fülligkeit von Tiden. (mündliche Auskunft), 1997.
- SIEFERT, W.: Auswertung der Ergebnisse des Projektes für den HTG-Ausschuß Küstenschutzwerke, Empfehlungen G. (unveröffentlicht), 1998.
- SIEFERT, W.: Bemessungswasserstände 2085A entlang der Elbe. Ergebnisse einer Überprüfung durch die Länderarbeitsgruppe nach 10 Jahren (1995/96). In: *Die Küste*, 60: 227–255, 1998.
- SIEFERT, W. u. GÖNNERT, G.: Storm Surge Climate Change: Greenhouse Effect on Storm Surges in the Southern North Sea and the Elbe River During the Last Century and their Practical Application. In: *Mausam*, (48) 4, 1999.
- SIEFERT, W. u. LASSEN, H.: Gesamtdarstellung der Wasserstandsverhältnisse im Küstenvorfeld der Deutschen Bucht nach neuen Pegelauswertungen. In: *Die Küste*, 42: 1–77, 1985.
- SIEFERT, W. u. LASSEN, H.: Entwicklung und Ablauf von Sturmfluten in Ems, Weser und Elbe (Abschlußbericht eines KFKI-Projektes). In: *Die Küste*, 44: 133–169, 1986.
- SIEFERT, W. u. MURTY, T.: Storm Surges, River Flow and Combined Effects. State of the Art report. Prepared for the UNESCO Workshop „Storm 91“ in Hamburg, FR Germany. IHP/OHP-Berichte, Sonderheft 4. Koblenz, 1991.
- STERR, H.; EBENHÖH, W. u. SIMMERING, F.: Küsten im Klimawandel. In: *Einblicke*, 22: 4–9, 1995.
- STERR, H. u. SIMMERING, F.: Die Küstenregionen im 21. Jahrhundert. Einschätzungen der Folgen des Klimawandels aus Sicht des IPCC. In: *Vechtaer Studien zur Angewandten Geographie und Regionalwissenschaft*, 18: 181–188, 1996.

- STEINRÜCKE, J.: Die Bedeutung der Allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre und der Ozeane für das Klima. In: LOZAN, J. L.; GRAßL, H. u. HUPFER, P.: Das Klima des 21. Jahrhunderts. Hamburg: 25–30, 1998.
- STORCH, H. VON; LANGENBERG, H. u. POHLMANN, T.: Stürme, Seegang und Sturmfluten im Nordostatlantik. In: LOZAN, J. L.; GRAßL, H. u. HUPFER, P.: Das Klima des 21. Jahrhunderts. Hamburg: 182–189, 1998.
- SÜNDERMANN, J.: Auswirkungen von Klimaänderungen auf Strömungen und Wasserstände in der Nordsee. In: Klimaänderung und Wasserwirtschaft, 56a: 203–213, 1996.
- TIMMERMANN, H.: Forecasting Meteorological Effects on Water Levels on a Routine Basis with a Numerical Model. In: Deutsche Hydrographische Zeitschrift, 5: 190–203, 1979.
- TOMCZAK, G.: Der Einfluß der Küstengestalt und des vorgelagerten Meeresbodens auf den windbedingten Anstau des Wassers, betrachtet am Beispiel der Westküste Schleswig-Holsteins. In: Deutsche Hydrographische Zeitschrift, (5) 2/3: 114–131, 1952.