

Zur Frage der Böigkeit des Windes bei Sturmflut-Wetterlagen

Von Martin Rodewald

Abstract

When high tides are raised by a storm, the direction and mean force of the winds are essential for the piling-up of water against shore. On such occasions the gustiness plays an additional part by strengthening the wind stress as well as the wave motion of the sea surface.

In order to characterize the gustiness, the factor

$$B = \frac{\text{gust speed minus lull speed}}{\text{average wind speed}}$$

may be used. If hourly values are considered for the average wind speed, and compared with the maximum gust speed and the minimum lull speed per hour, three classes or types of gustiness can be distinguished for which the maximum gusts are 80 % or more, about 55 %, and 40 % or less above the hourly averages of wind speed.

For the same storm various Dutch and German coastal stations show different types of gustiness, due to differences in the roughness of the adjacent overflow area. These contrasts make it difficult to attribute a definite gustiness to a special North Sea storm.

It can be shown that the differences in gustiness between the single coastal stations are completely or mainly due to differences of the topography in the vicinity of the anemometer stations. The greater the roughness of the adjacent fetch area, the lower is the average wind speed and the higher the gustiness. The differences are so well pronounced that mean types of gustiness can be used for two groups of German coastal stations for the mid-February storms of 1962.

The results obtained stress the necessity of gaining more records on the actual gustiness of the winds blowing over the open sea. Measurements should be made under different conditions of thermal stratification and also especially with higher wind forces. Well protectors which have been left in the German Bight area seem to be a suitable platform for such future field research.

Concluding remarks apply to the fact that gustiness is important in estimating the wind force. This point touches the question of Beaufort equivalents, and e. g. how the gale causing the secular storm surge of 16/17 February 1962 has to be classified in descriptive terms.

Inhalt

1. Die Bedeutung der Böigkeit unter maritimem Aspekt	2
2. Bemessung und Klassifizierung der Böigkeit	2
3. Die Böigkeit bei dem Nordsee-Sturm vom 31. Januar/1. Februar 1953 („Holland-Orkan“)	6
4. Die Böigkeit bei dem Nordsee-Sturm vom 16./17. Februar 1962	10
5. Die Abhängigkeit der Böigkeit vom windüberströmten Vorfelde der Station	16
6. Mittlere Böigkeitstypen an der Nordseeküste bei den Stürmen von 11./12. Februar und 16./17. Februar 1962	19
7. Zur Frage der Böigkeit über See	24
8. Die Bedeutung der Böigkeit für die Schätzung der Windstärke	27
9. Zusammenfassung	31
10. Schriftenverzeichnis	32

1. Die Bedeutung der Böigkeit unter maritimem Aspekt

Die kinetische Energie des – stets turbulenten – Windes ist um so größer, je größer die Windunruhe oder Böigkeit ist (LETTAU, S. 168). Bei gleicher mittlerer Windgeschwindigkeit von 5 m/sec liefert – um das schematische Beispiel von LETTAU zu zitieren – ein Gemisch von „Turbulenz-Elementen“

von 4 und 6 m/sec	26 Einheiten kinet. Energie,
von 1 und 9 m/sec	41 Einheiten kinet. Energie.

Wenn somit in einer sehr böigen Luftströmung mehr Bewegungsenergie steckt als in einer mehr stetigen von gleicher mittlerer Stärke, so ist es plausibel, daß aus dem böigen System auch mehr kinetische Energie auf die Oberflächenschicht des Meeres übertragen werden kann. Ein Übertragungsmechanismus, bei dem die abwärts gerichteten Vertikalkomponenten der Turbulenzkörper – oder auch die aus der Turbulenz sich ergebenden lokalen Luftdruckunterschiede – von zusätzlicher Bedeutung sind, würde die Übertragung des Mehr an kinetischer Energie noch erleichtern.

Ob die in die Meeresoberfläche investierte Bewegungsenergie sich nun in einem Wasserschub und entsprechender Wasserstandserhöhung (Windstau) äußert oder in Form der wandernden und wachsenden Oberflächenwellen des Meeres (Windsee): Beides gewinnt in Sturmfluten seine besondere Bedeutung; der Windstau durch den Anstieg des Meeresspiegels, die Windsee durch den zusätzlichen „Wellenaufwurf“. Es erscheint damit nicht unwichtig, bei dem Problem der Sturmfluten außer Windrichtung und Windgeschwindigkeit auch die Böigkeit des Windes in Betracht zu ziehen – sei es bei der Windvorhersage im akuten Falle einer drohenden Sturmflut oder bei der nachträglichen Darstellung der meteorologischen Verhältnisse, die zu einer Sturmflut führten (vgl. KOOPMANN, S. 185).

Bei der Windvorhersage wird die Böigkeit in der Regel zumindest qualitativ berücksichtigt, etwa durch Fassungen wie „schwerer Sturm mit Orkanböen“ oder „Nordwest 8–9 mit schweren Sturmböen“. Je nach Herkunft und Temperatur der Luftmasse wird der Meteorologe die Aussage variieren, für maritime Warmluft oder „gealterte“ Polarluft eine geringere Böigkeit ansetzend als für frische Polarluft (Arktikluft), die direkt von der Ostgrönlandsee kommt.

Natürlich wird er auch die Temperatur der „Unterlage“, hier der Nordsee-Oberfläche, mit in Rechnung stellen: Ein herbstwarmes Meer verleiht der darüberströmenden Kaltluft im Oktober mehr Instabilität und Böigkeit als ein wintergeköhltes Meer im Monat März, annähernd gleiche Temperierung der Luftmasse oberhalb der meeresnahen Schicht vorausgesetzt. Dabei wirft instabilere Luft auch größere und steilere Meereswellen auf (1952: ROLL, S. 111).

Wenn man die Böigkeit in der Wind-Melde- und Vorhersage-Praxis zahlenmäßig ausdrückt, wird stets nur die Spitzengeschwindigkeit (v_{max}) berücksichtigt. Von praktischem Interesse sind eben wesentlich die Böen als obere Extreme der Windgeschwindigkeit und Hauptträger kinetischer Energie. Die unteren Extreme (v_{min}) und die Schwankungen bzw. Amplituden zwischen Flauten und Spitzen des Windes sind mehr von theoretischem Interesse.

2. Bemessung und Klassifizierung der Böigkeit

Als Böigkeitsmaße sind verschiedene Ausdrücke in Vorschlag gebracht worden (siehe z. B. LETTAU, S. 151), von denen allerdings keiner das Phänomen der Windunruhe ganz zufriedenstellend erfaßt. Der sog. Böigkeitsfaktor fand und findet wohl am häufigsten Verwendung:

$$B = \frac{v_{max} - v_{min}}{v_{mittel}}$$

Hierbei ist v_{\max} der größte, v_{\min} der kleinste, v_{mittel} der mittlere Wert der Windgeschwindigkeit in einer bestimmten Zeit, z. B. einer Stunde. Strenger müßte dieser Faktor wohl als „maximaler Böigkeitsfaktor“ bezeichnet werden, denn es kann auch der „mittlere Böigkeitsfaktor“ angewendet werden oder der „normale Böigkeitsfaktor“. Hierbei steht im Zähler nicht die maximale Schwankung in einer festen Zeit, sondern die mittlere Schwankung bzw. die häufigste Schwankung während dieser Zeit.

Im folgenden soll zunächst – wenn nicht anders vermerkt – unter dem Böigkeitsfaktor immer der „maximale“ verstanden werden, der wesentlich einfacher bestimmbar ist als andere Böigkeitsmaße. Er ist (nach HANN-SÜRING, S. 586) für „extrem böigen“ Wind gleich 1,7, wobei $v_{\max} = 1,9$, $v_{\min} = 0,2$ ist, wenn $v_{\text{mittel}} = 1$ gesetzt wird. Das heißt, bei einem Stundenmittel des Windes von 10 m/sec läge die stärkste Bö der Stunde bei 19 m/sec, die tiefste Flaute bei 2 m/sec. In Beaufort-Windstärke ausgedrückt würden bei einem extrem böigen Winde von Bft 5 (im oberen Bereich frischer Brise) stürmische Böen auftreten.

Bei einem „normal böigen“ Winde liegt – von 6 m/sec mittlerer Geschwindigkeit aufwärts – der Böigkeitsfaktor bei 1,0. Ein starker Wind (Bft 6) von 12 m/sec wäre dann von einzelnen

stürmischen Böen durchsetzt, indem etwa $B = \frac{18,5 - 6,5}{12} (= 1,0)$ ist und $v_{\max} = 18,5$ m/sec

gut innerhalb des Intervalls für stürmischen Wind (Bft 8) liegt.

Hiermit hängt es zusammen, daß von Meteorologen oft zur Kennzeichnung der Böigkeit einfach zwei Beaufort zur Angabe der (mittleren) Windstärke addiert werden:

- „frischer, in Böen steifer Wind“ (5 → 7)
 „starker, in Böen stürmischer Wind“ (6 → 8)
 „schwerer Sturm mit Orkanböen“ (10 → 12).

Strenggenommen, dürfen allerdings Ausdrücke wie „in Böen Stärke 7“ nicht gebraucht werden, denn die Stärke 7 (Beaufort) gilt für den Wind – als natürliches Gemisch von Böen und Flaute. Die Beaufort-Skala soll keine Böenskala, sondern eine Windskala sein; ihre Stärkegrade stehen für mittlere Windgeschwindigkeiten (während einer längeren Zeit, von mindestens 5–10 Minuten), nicht für kurze Windstöße. Siehe aber spätere Bemerkungen, S. 6 ff.

Der Böigkeitsfaktor, der hier, im Zusammenhang mit Sturmflut-Wetterlagen, nur für mittlere Windgeschwindigkeiten oberhalb 10 m/sec interessiert, ist je nach seiner Größe mehr oder minder abhängig von der mittleren Windgeschwindigkeit. Das zeigt die folgende Tabelle (nach ROBITZSCH, S. 89–90):

Tabelle 1

Abhängigkeit des Böigkeitsfaktors B von der mittleren Windgeschwindigkeit \bar{v} (m/sec)

\bar{v}	5	6	7	8	9	10	12	14	16	18	20 m/sec
B ₁	1,96	1,85	1,78	1,74	1,69	1,66	1,61	1,57	1,55	1,53	1,52
B ₂	0,98	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
B ₃	0,45	0,53	0,57	0,59	0,61	0,63	0,65	0,66	0,67	0,68	0,69
		4 Bft			5 Bft			6–7 Bft			8 Bft

Hiernach nimmt bei extrem böigem Winde der Böigkeitsfaktor (B₁) mit zunehmender Windgeschwindigkeit ab, bei normal böigem Winde (B₂) bleibt er gleich, bei minimal böigem Winde (B₃) nimmt er mit der Windgeschwindigkeit zu. Die Darstellung in Tab. 1 und Abb. 1 reicht nur bis zu einem (stündlichen) Windmittel von 20 m/sec, etwa der Untergrenze von Beaufort-Windstärke 9. Da die Abnahme von B₁ und die Zunahme von B₂ jedoch mit wachsender Windgeschwindigkeit geringer wird, so würde bei mittleren Windgeschwindigkeiten zwischen 20 und 30 m/sec

der Böigkeitsfaktor B_1 zu 1,5
 der Böigkeitsfaktor B_2 zu 1,0
 der Böigkeitsfaktor B_3 zu 0,7

(abgerundet) anzusetzen sein. Höhere Stundenmittel als 20 bis 30 m/sec, die von Sturm (Bft 9) bis zu orkanartigem Sturm (Bft 11) reichen, treten bei Sturmflut-Wetterlagen in der Deutschen Bucht kaum auf (vgl. HENSEN, S. 66).

In der Formel $B = \frac{v_{\max} - v_{\min}}{v_{\text{mittel}}}$ sind, um auf die obigen Werte zu kommen, etwa folgende Zahlen einzusetzen, wenn $v_{\text{mittel}} = 1$ gesetzt wird:

$$B_1 = \frac{1,8 - 0,3}{1} = 1,5$$

$$B_2 = \frac{1,55 - 0,55}{1} = 1,0$$

$$B_3 = \frac{1,4 - 0,7}{1} = 0,7$$

Das bedeutet: Bei mittleren Windstärken 9 bis 11 ist

- a) der Sturm „extrem böig“, wenn die stündlichen Maximalböen um 80 % über dem Stundenmittel der Windgeschwindigkeit liegen,
- b) der Sturm „normal böig“, wenn die stündlichen Maximalböen um 55 % über dem Stundenmittel der Windgeschwindigkeit liegen,
- c) der Sturm „minimal böig“, wenn die stündlichen Maximalböen um 40 % über dem Stundenmittel der Windgeschwindigkeit liegen.

Zu einem vollentwickelten Sturm von 22 m/sec (Stundenmittel) würden also etwa gehören:

- a) bei extremer Böigkeit Maximalböen von 40 m/sec
- b) bei normaler Böigkeit Maximalböen von 34 m/sec
- c) bei minimaler Böigkeit Maximalböen von 31 m/sec.

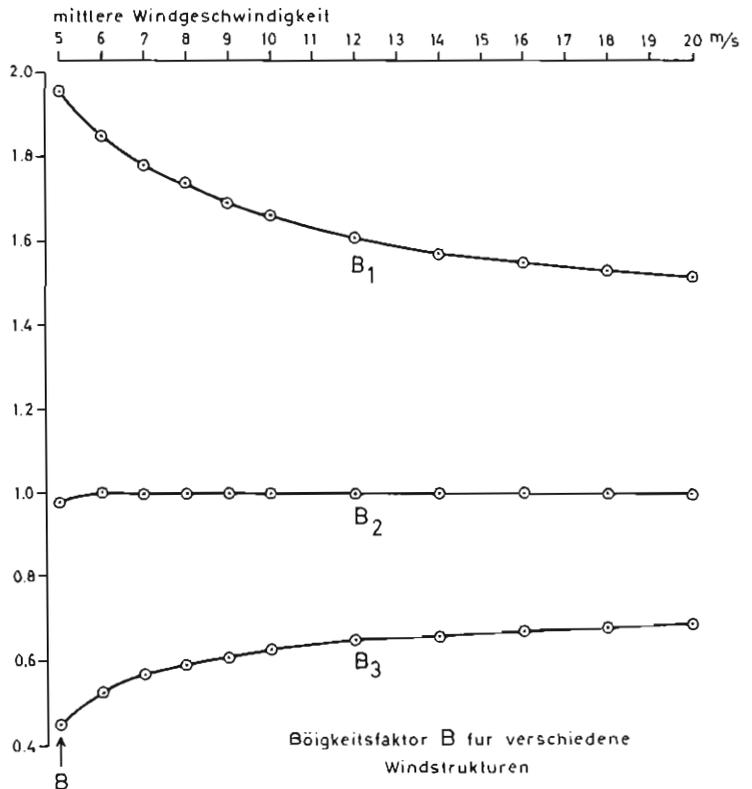


Abb. 1. Der Böigkeitsfaktor B für verschiedene Windstrukturen und seine Änderung mit der mittleren Windgeschwindigkeit (nach ROBITZSCH)

Bei den geringeren, hier noch interessierenden mittleren Windgeschwindigkeiten zwischen 10 und 20 m/sec wäre zu setzen:

$$B_1 = \frac{1,85 - 0,25}{1} = 1,6$$

$$B_2 = \frac{1,55 - 0,55}{1} = 1,0$$

$$B_3 = \frac{1,38 - 0,73}{1} = 0,65$$

Die Maximalböen würden hier also

bei Böigkeit B_1 um 85 %

bei Böigkeit B_2 um 55 %

bei Böigkeit B_3 um 38 %

über den Stundenmitteln des Windes liegen. Zu starkem Winde von 12 m/sec (Stundenmittel) würden demnach etwa gehören:

a) bei extremer Böigkeit Maximalböen von 22 m/sec

b) bei normaler Böigkeit Maximalböen von 18,5 m/sec

c) bei minimaler Böigkeit Maximalböen von 16,5 m/sec.

Wenn man diesem vereinfachten System der Böigkeitsfestlegung folgt, so genügt es, die Maximalbö für jede Stunde und das jeweilige Stundenmittel der Windgeschwindigkeit zu bestimmen, um den Böigkeitsgrad eines Sturmes zu fixieren. Man benötigt dann nicht die Bestimmung des stündlichen v_{\min} , der tiefsten Windflaute.

Von der Nordsee selbst liegen nun allerdings keine Registrierungen der Böigkeit vor. Die deutschen Feuerschiffe sind mit Kontakt-Anemometern ausgerüstet, die (mit 1 Kontakt für je 500 m Windweg) nur mittlere Werte für Windgeschwindigkeiten liefern, aber nicht die Böen erfassen. So ist man auf die Messungen von Küstenstationen angewiesen. Dies erscheint zunächst insofern weniger nachteilig, als der bisher behandelte Böigkeitsfaktor (nach ROBITZSCH) sich auf Windregistrierungen von Landstationen — wie Lindenberg bei Berlin und Bad Münster am Stein — gründet. Die Klassifizierung danach wird also eher auf Stationen an oder nahe der Küste anzuwenden sein als auf die freie See.

In seinem neuen Buche über das Klima Englands hat H. H. LAMB (S. 34) einen kurzen Abschnitt auch der Böigkeit gewidmet. Er definiert den „gustiness factor“ als

$$\frac{\text{gust speed minus lull speed}}{\text{average wind speed}}$$

und sagt, daß dieser Böigkeitsfaktor für Winde „straight from the sea“ weniger als $\frac{1}{2}$ sei, daß ein 20-Knoten-Wind etwa zwischen 25 und 15 kn schwanke. Dagegen sei der Faktor für das Binnenland gleich 1, die Differenz zwischen Böen und Flauten also gleich der mittleren Windgeschwindigkeit selbst, so daß sich ein 20-Knoten-Wind etwa zwischen 30 und 10 kn bewege. In Städten mit hohen Gebäuden könne der Böigkeitsfaktor den Wert 2 erreichen, was für einen 20-Knoten-Wind der Differenz von 40 und 0 Knoten gleichkäme. Ein Sturm von 40 kn würde „on the open coast“ etwa zwischen 50 und 30 kn schwanken, dabei würde „in hilly country some miles inland“ die Schwankung etwa zwischen 38 und 12 kn liegen, in einer Stadt zwischen 35 kn und momentaner Stille.

Vermutlich hat LAMB hier nicht den auf eine Stunde bezogenen „maximalen Böigkeitsfaktor“ im Auge gehabt, sondern einen „mittleren“ oder auf 10 Minuten bezogenen, aber seine Ausführungen über die Abhängigkeit der Böigkeit vom Relief haben so oder so ihre Geltung. Da es uns jedoch um die Böigkeits-Bewertung individueller Stürme geht, so werden wir die eingangs gegebene Klassifizierung weiterhin benutzen — mag sie in der Anwendung auf Küstenstationen auch eine Relativität des Urteils über das Maß der Böigkeit einschließen.

Im übrigen wird von manchen Autoren auch das Verhältnis „Böengeschwindigkeit zu mittlerer Windgeschwindigkeit“ als Böigkeitsfaktor genommen, ohne Berücksichtigung der „Flauten“, so bei ROLL (1965, S. 168). Da wir es im folgenden auch nur mit den (maximalen) Böen zu tun haben und nicht mit den Flauten, so sei das Verhältnis $\frac{v_{\max}}{v_{\text{mittel}}}$ hier als „Böenkoeffizient“ (b_x) bezeichnet, um eine Verwechslung mit dem „Böigkeitsfaktor“ zu vermeiden.

3. Die Böigkeit bei dem Nordsee-Sturm vom 31. Januar — 1. Februar 1953 („Holland-Orkan“)

In der Untersuchung über den großen Nordsee-Sturm vom 31. Januar bis 1. Februar 1953, der die niederländische Katastrophenflut auslöste, hatte der Verfasser einen kurzen Abschnitt der Böigkeit gewidmet (1954: RODEWALD, S. 8 und Fig. 18). Das dort angegebene Verhältnis der Maximalböen zur mittleren Windgeschwindigkeit läßt sich allerdings nur in etwa mit der hier gegebenen Klassifizierung vergleichen. Die damaligen Bestimmungen der Zahlenwerte beruhen nämlich auf Wetterfunkmeldungen, und in diesen sind die mittleren Windgeschwindigkeiten 10-Minuten-Mittel zu den synoptischen Terminen, während sich die Maximalböen auf die Zeitspanne von 3 Stunden oder sogar 6 Stunden (bei den Hauptterminen) vor den synoptischen Beobachtungsterminen beziehen.

Der hierdurch entstehende Fehler ist jedoch durch Ausgleich herabgesetzt, indem eine größere Zahl von Einzelmeldungen zusammengefaßt wurde, nämlich an Fällen:

- a) für Maximalböen ≥ 70 Knoten 18 britische, 14 niederländische Fälle,
- b) für Maximalböen 55—69 Knoten 26 britische, 69 niederländische Fälle,
- c) für Maximalböen 40—54 Knoten 33 britische, 51 niederländische Fälle.

Zu den 18 britischen Orkanböen von — im Mittel — 78,7 Knoten (40,5 m/sec) gehörten dabei durchschnittliche Windmittel von 50,2 Knoten (26 m/sec), das heißt: Die Orkanböen lagen im Durchschnitt um 56,8 % über der mittleren Windgeschwindigkeit.

In Holland lagen die Orkanböen nur um 42 % über der mittleren Windgeschwindigkeit. Für die drei Stufen a) b) c) ergibt sich (nach RODEWALD, Fig. 18) bei den Böen

in Großbritannien ein Wert von 57—60 %,
in den Niederlanden ein Wert von 42—46 %.

Der Sturm hätte also, soweit der Vergleich eine Aussage zuläßt, über den Britischen Inseln eine etwas größere als „normale Böigkeit“ gehabt, hätte dagegen über Holland stark nach der Seite „minimaler Böigkeit“ tendiert — ein Gegensatz, der seiner Zeit mit dem Unterschied in der vertikalen Luftschichtung erklärt wurde.

Nachdem für einige niederländische Stationen graphische Darstellungen der Stundenmittel der Windgeschwindigkeit zusammen mit den stündlichen Maximalböen veröffentlicht wurden (Rijkswaterstaat u. K.N.M.I., S. 47, Fig. 1.25), können wir jedoch die Böigkeit während jenes Sturmes genauer und im Sinne unseres Böigkeitsschemas betrachten.

Abbildung 2 gibt — nach Interpolation aus der erwähnten Figur 1.25 — für Hoek van Holland den Verlauf der Böigkeit an, dargestellt durch die Prozentwerte, um die die Maximalböen über den Stundenmitteln des Windes liegen. Setzen wir 80 %, 55 % und 40 % als Richtwerte für die Typen extremer, normaler und minimaler Böigkeit, so enthält der Sturm alle drei Typen. Im ganzen zeigt die — nach Augenmaß in die Abbildung gelegte — Kurve den Verlauf an:

Die anfangs etwa normale Böigkeit fällt auf minimale Werte ab, um in der zweiten

Tageshälfte des 31. Januar wieder bis zum Typ extremer Böigkeit, der den 1. Februar beherrscht, anzusteigen.

Nicht berücksichtigt bei der Kurvenzeichnung wurden die beiden „Ausreißer“ vom 31. Januar 9 und 12 Uhr. Diese hängen mit dem Kaltfrontdurchgang des Sturmtiefs zusammen, wobei das postfrontale Abflauen des (mittleren) Windes wesentlich zu der Höhe des zweiten Prozentwertes beiträgt. Die — als untere Kurve — in die Abbildung 2 aufgenommenen Stundenmittel des Windes (\bar{v} , hier auf m/sec abgerundet) lassen erkennen, daß die extreme Böigkeit nach dem Windmaximum einsetzt (ohne Richtungsänderung des — bereits nordwestlichen — Windes).

Für den gleichen Sturm liefert die benachbarte Station Ijmuiden, wie die Abbildung 3 zeigt, ein völlig anderes Bild. Nur zu Anfang herrscht etwa „normale Böigkeit“, dann ist die Böigkeit minimal und zeitweise „extrem minimal“, indem die Maximalböen die mittlere Windgeschwindigkeit nur um 12 bis 25 % überschreiten. Dabei tritt eigentümlicherweise das Böigkeitsminimum in Ijmuiden um die gleiche Zeit ein, in der Hoek van Holland sein Böigkeitsmaximum hat.

Bildet man die Differenz der prozentualen Überschüsse der Maximalböen über die Stundenmittel des Windes (Ijmuiden minus Hoek van Holland), wie in Abbildung 4 geschehen, so zeigt sich, daß die Böigkeit bei den beiden Stationen anfangs ungefähr gleich ist, die Differenz dann aber immer größer wird, bis sie in den Früh-

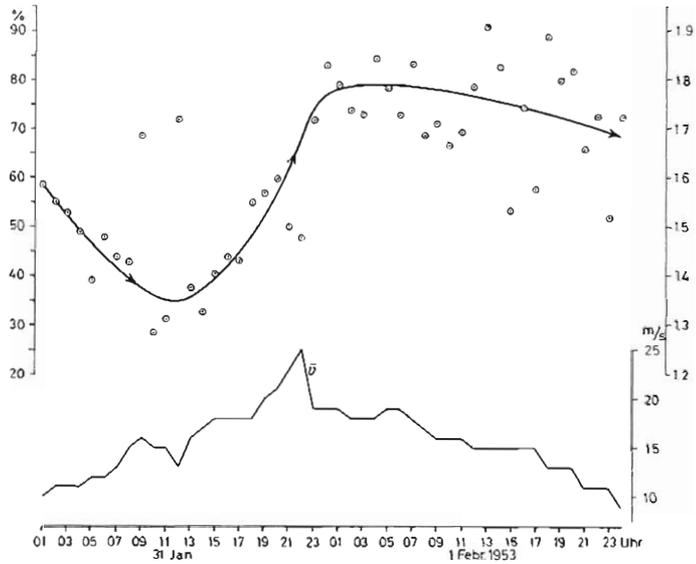


Abb. 2. Hoek van Holland: Prozentualer Überschuß der Maximalböen (je Stunde) über die Stundenmittel der Windgeschwindigkeit bei dem historischen Sturm vom 31. Januar—1. Februar 1953 (Maßstab rechts: Böienkoeffizient = b_x). Unterer Teil der Abb.: Stundenmittel der Windgeschwindigkeit (\bar{v} , in m/sec)

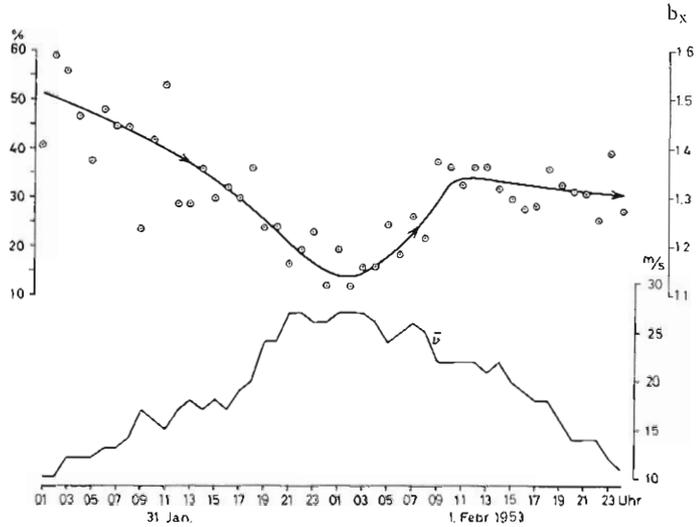


Abb. 3. Ijmuiden: Prozentualer Überschuß der Maximalböen (je Stunde) über die Stundenmittel der Windgeschwindigkeit bei dem historischen Sturm vom 31. Januar—1. Februar 1953 (Maßstab rechts: Böienkoeffizient = b_x). Unterer Teil der Abb.: Stundenmittel der Windgeschwindigkeit (\bar{v} , in m/sec)

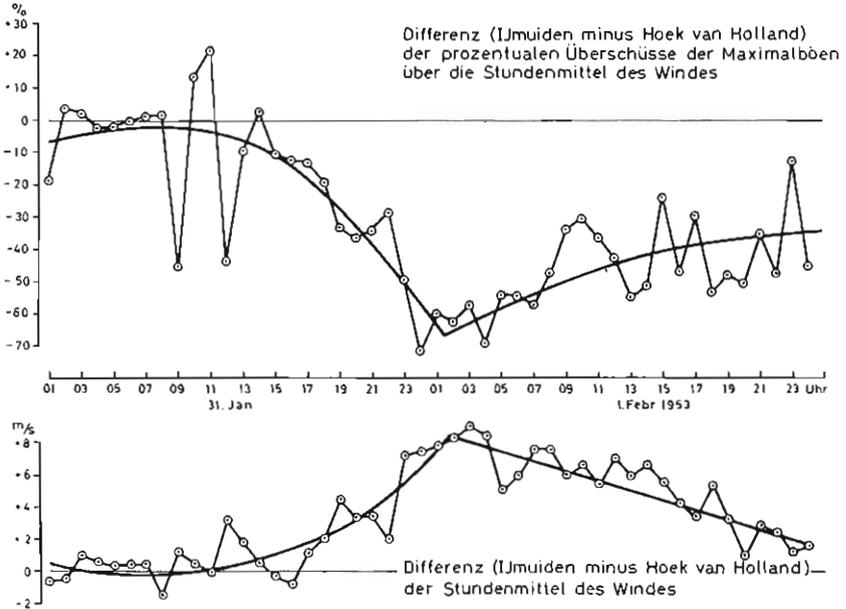


Abb. 4. Differenz-Kurven (Ijmuiden minus Hoek van Holland) für den Sturm vom 31. Januar—1. Februar 1953, und zwar: Oberer Teil: Differenz der prozentualen Überschüsse der Maximalböen über die Stundenmittel des Windes, unterer Teil: Differenz der Stundenmittel des Windes

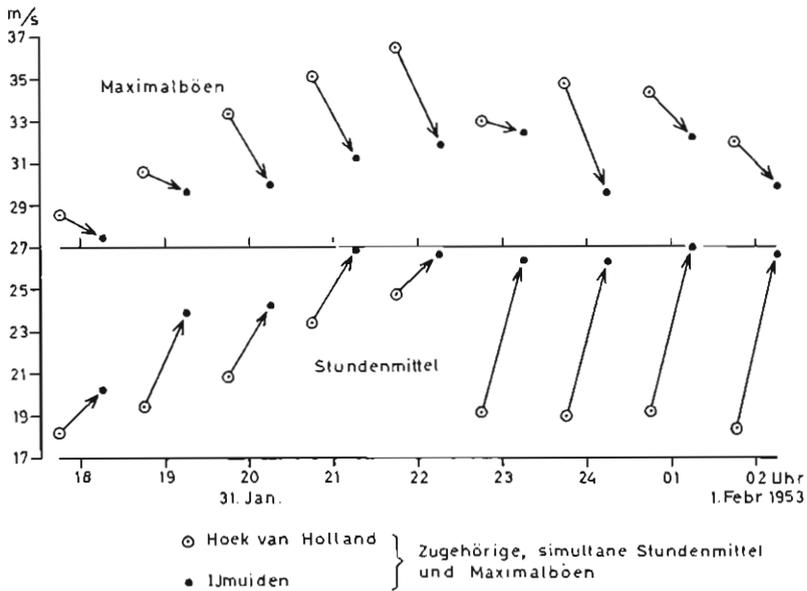


Abb. 5. Gleichzeitige Stundenmittel des Windes in Hoek van Holland und Ijmuiden und die zugehörigen Maximalböen in der Nacht vom 31. Januar zum 1. Februar 1953 (Rechtsversetzung der Punkte Ijmuiden und Pfeile nur zwecks Veranschaulichung)

stunden des 1. Februar ihr Maximum erreicht. Dann nimmt die Böigkeitsdifferenz langsam wieder ab, doch bleibt die Böigkeit in Ijmuiden immer erheblich geringer als in Hoek van Holland. Vergleicht man hiermit — nach Abbildung 4, unterer Teil — die Differenz der mittleren Windgeschwindigkeiten von Ijmuiden und Hoek van Holland, so läßt diese nach Vorzeichen und Verlauf eine inverse Entwicklung erkennen. Während anfangs beide Stationen etwa die gleiche mittlere Windgeschwindigkeit aufweisen, wird der Wind später in Ijmuiden wesentlich stärker als in Hoek van Holland. Die unterschiedliche Böigkeit der beiden Stationen hängt also zu einem wesentlichen Teil mit der unterschiedlichen Entwicklung der mittleren Windgeschwindigkeit zusammen.

Allerdings trägt zu der Differenz der Böigkeit auch die unterschiedliche Stärke der Böen bei den beiden Stationen bei. Dies zeigt für einen Zeitausschnitt (31. Januar, 18 Uhr, bis 1. Februar, 2 Uhr) die Abbildung 5, in der die simultanen Stundenmittel des Windes und die Maximalböen der betreffenden Stunde einander gegenübergestellt sind. Die Verbindungspfeile demonstrieren, daß in diesem Zeitraum bei Ijmuiden

- a) alle Stundenmittel des Windes höher,
- b) alle Maximalböen des Windes niedriger

liegen als bei Hoek van Holland.

Ohne die Ursachen dieser systematischen Differenzen hier schon erörtern zu wollen, muß gesagt werden, daß es für die Beurteilung der Böigkeit eines Sturmes sehr mißlich ist, wenn man aus den Messungen benachbarter Stationen folgern kann:

- Die Böigkeit war extrem groß,
- die Böigkeit war extrem gering.

Es sei bemerkt, daß die benachbarten Stationen Vlieland und Den Helder einen ähnlichen, wenn auch nicht ganz so schroffen Gegensatz zeigen (a. a. O. S. 48, Fig. 1.26). Der in dem niederländischen Sturmflut-Werk (Fig. 1.27 u. Fig. 1.28) ebenfalls graphisch dargestellte Böigkeitsfaktor, bei dem es sich um den „mittleren“ handelt, läßt für den 1. Februar 1953 etwa folgende Werte erkennen:

Hoek van Holland	0,7 bis 1,1,	Mittel 0,9
Ijmuiden	0,3 bis 0,5,	Mittel 0,4
Vlieland	0,6 bis 1,1,	Mittel 0,9
Den Helder	0,4 bis 0,6,	Mittel 0,5

Der Unterschied wird also auch in den mittleren Amplituden, das heißt bei Betrachtung der Gesamtstruktur des Windes, deutlich. Man kann deshalb davon ausgehen, daß bereits die Erfassung der (einen) Maximalbö pro Stunde und ihr Vergleich mit dem Stundenmittel des Windes einen brauchbaren Indikator der Gesamtböigkeit liefert.

Der Indikator versagt allerdings gelegentlich, und zwar hauptsächlich

- a) im Bereich einer Front, vor allem einer Böenfront mit anschließender ausgedehnter Flaute,
- b) bei starker — durch die Entwicklung der Wetterlage bedingter Zunahme oder Abnahme der mittleren Windgeschwindigkeit.

Im Falle a) wird die Bö durch ein singuläres Ereignis hervorgerufen, das zu der allgemeinen Windunruhe der betreffenden Stunde keine Beziehung hat. (Das Ereignis mag auch die lokale „Kaltfront“ eines Gewitters sein.) Den Fall b) kann man sich leicht wie folgt veranschaulichen: Wenn die 10-min-Mittel des Windes die Sequenz haben

$$10 \longrightarrow 11 \longrightarrow 12 \longrightarrow 14 \longrightarrow 15 \longrightarrow 16 \text{ m/sec,}$$

so ist das Stundenmittel 13 m/sec. Die stärkste Böe wird vermutlich in den letzten 10 Minuten auftreten; sie habe 23,4 m/sec = 80 % Überschuß über das Stundenmittel. Schon das letzte Halbstundenmittel hat aber einen Wert von 15 m/sec, und darauf bezogen beträgt der Überschuß der Maximalbö nur 56 %.

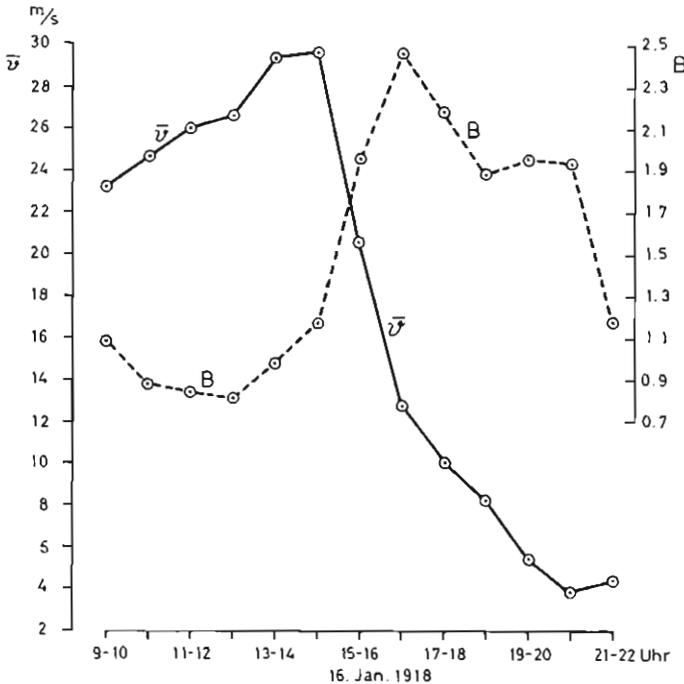


Abb. 6. Verlauf der mittleren Windgeschwindigkeit (\bar{v}) und des Böigkeitsfaktors (B) in Bad Münster a. Stein am 16. Januar 1918 (nach HANN-SÜRING)

Für die umgekehrte Sequenz gilt eine ähnliche Überlegung (stärkste Bö in den ersten 10 Minuten). Die Böigkeit erscheint also sowohl bei starker Windzunahme wie bei starker Windabnahme nach dem Vergleichsschema „stündliche Maximalbö/Stundenmittel“ übertrieben hoch.

Für die Zunahme des Böigkeitsfaktors bei rasch abnehmendem Winde läßt sich das in Abbildung 6 dargestellte Beispiel (nach HANN-SÜRING, S. 588) geben. Es heißt dazu (a. a. O., S. 587): „Bei plötzlicher Windabnahme ändert sich der Böigkeitscharakter meist nicht im gleichen Tempo wie die Abnahme der Windgeschwindigkeit. Die kinetische Energie, die der Turbulenzbewegung in der stärker bewegten Luftmasse innewohnt, greift vielmehr in die schwächer bewegte Luftmasse über und erhöht deren Böigkeitscharakter.“

Ein solches „Nachhinken“ der Böigkeit gegenüber der mittleren Windstärke erscheint zwar plausibel, doch dürfte wenigstens ein Teil des extrem hohen Böigkeitsfaktors in dem Verfahren begründet liegen. Wenn die Maximalbö jeweils zu Anfang der festen Stunde liegt, müßte ihr Wert auf das Stundenmittel einer flexiblen Stunde bezogen werden, die den Termin der Maximalbö als Mitte hat.

Immerhin — und deshalb dieser Exkurs — scheint das Problem des Nachhinkens von einiger Bedeutung zu sein. Wie weit stimmt der zugespitzte Satz: „Der Wind nimmt ab, die Böen bleiben?“

In den Abbildungen 2 und 3 findet sich diese Erscheinung bei dem Abflauen des Sturmes in Holland angezeigt, in dem die Böigkeit bei der Windabnahme am 1. Februar wächst. Für den meteorologischen Prognostiker enthält der Satz eine Warnung vor zu frühzeitiger „Entwarnung“ und sollte daher auf seine Stichhaltigkeit eingehender geprüft werden.

In den Abbildungen 2 und 3 findet sich diese Erscheinung bei dem Abflauen des Sturmes in Holland angezeigt, in dem die Böigkeit bei der Windabnahme am 1. Februar wächst. Für den meteorologischen Prognostiker enthält der Satz eine Warnung vor zu frühzeitiger „Entwarnung“ und sollte daher auf seine Stichhaltigkeit eingehender geprüft werden.

4. Die Böigkeit bei dem Nordsee-Sturm vom 16./17. Februar 1962

Betrachten wir aber nun die Böigkeit bei dem Nordseesturm, der die denkwürdige Sturmflut vom 16./17. Februar 1962 nach sich zog. Aus verschiedenen Beobachtungen und Messungen sowie aus dem Charakter der Luftmasse wurde für diesen Sturm eine große Böigkeit abgeleitet (HENSEN, S. 64). Vom Verfasser (1962: RODEWALD, S. 3—4) war gezeigt worden, daß in List

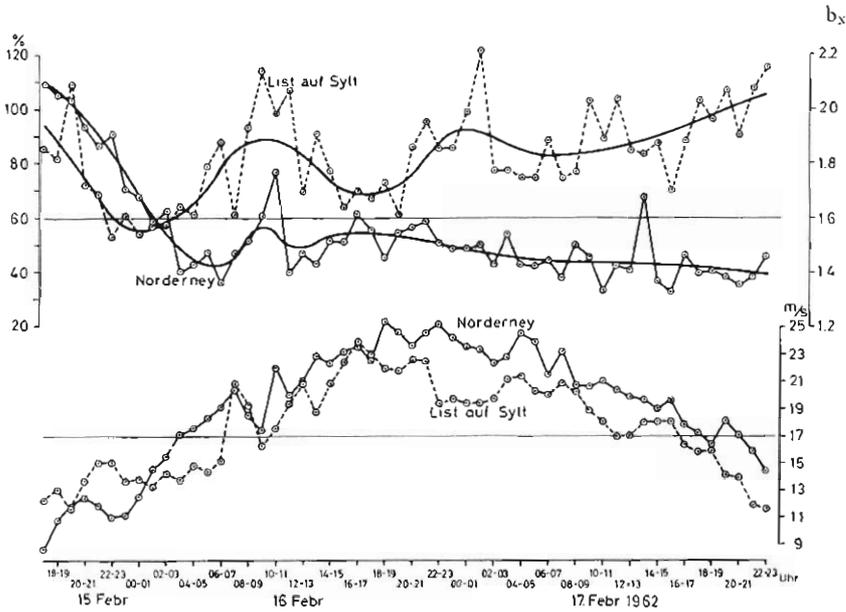


Abb. 7. List auf Sylt und Norderney: Ablauf des historischen Sturmes vom 15.—17. Februar 1962. Oberer Teil: Prozentualer Überschuss der Maximalböen (je Stunde) über die Stundenmittel der Windgeschwindigkeit (Maßstab rechts: Böenkoeffizient = b_x). Unterer Teil: Stundenmittel der Windgeschwindigkeit (in m/sec)

auf Sylt während eines Zeitraumes von 23 Stunden die höchsten Böenspitzen jeder Stunde im Durchschnitt etwa 82 % höher als die Stundenmittel des Windes lagen. Mithin herrschte hier sogar der Typus extremer Böigkeit.

Eine auf eine größere Anzahl von Küsten- und Inselstationen der Deutschen Bucht und auf die beiden Stürme vom 12. Februar und vom 16./17. Februar ausgedehnte Untersuchung der Böigkeit wurde angesetzt, um den vorläufigen Befund zu prüfen und Ergebnisse auf breiterer Basis zu gewinnen.¹⁾

Vergleichen wir zunächst die Böigkeitsverhältnisse von zwei Inselstationen an der Deutschen Bucht, von List auf Sylt und Norderney, bei dem zweiten Februarsturm 1962, der die Hamburger Sturmflut-Katastrophe am 17. Februar auslöste. In Abbildung 7 sind im unteren Teil die Stundenmittel des Windes (in m/sec), im oberen Teil die prozentualen Überschüsse der stündlichen Maximalböen über die Stundenmittel dargestellt (Skala rechts: Böenkoeffizienten).

Es fällt sofort auf, daß der Böigkeitsgrad in List auf Sylt ein ganz anderer war als in Norderney. In List herrscht extreme Böigkeit durchaus vor, indem die Prozentwerte in vielen Stunden 80 % erreichen oder sogar erheblich überschreiten. In Norderney dagegen finden wir während des Sturmes normale und später sogar minimale Böigkeit, indem die Prozentwerte von etwa 55 % auf Werte um 40 % absinken.

Die nach Augenmaß gezeichneten Ausgleichskurven lassen erkennen, daß eigentümlicherweise im Verlauf des Sturmes die Böigkeitsdifferenz zwischen List und Norderney im ganzen zunimmt.

¹⁾ Diese Untersuchung sowie die bereits an dieser Stelle erschienene Arbeit „Zur Entstehungsgeschichte von Sturmflut-Wetterlagen in der Nordsee“ (Die Küste, 13, 1965) wurde ausgeführt mit Unterstützung durch die Stiftung Volkswagenwerk, Hannover. Der Stiftung sei hierfür auch an dieser Stelle Dank ausgesprochen.

Während anfangs Norderney sogar den höheren Böigkeitsgrad hat, klappt zum Schluß eine gut 60prozentige Differenz im Sinne milderer Böigkeit in Norderney.

In der mittleren Windgeschwindigkeit (Abb. 7 unten) ist die umgekehrte Entwicklung angedeutet: Anfangs weist Norderney die geringeren Stundenmittel des Windes auf, dann aber fast durchweg die höheren.

Durch die folgende Tabelle 2 läßt sich das im Durchschnitt inverse Verhalten von mittlerer Windgeschwindigkeit und Böigkeit im Vergleich Norderney/List auf Sylt demonstrieren.

Tabelle 2

Die Differenz (Norderney minus List auf Sylt) der simultanen Stundenmittel des Windes und Maximalböen-Relation, 15.—17. Februar 1962

Klasse	Differenz \bar{v} (m/sec)	Diff. d. Böen-Relation %	mittl. $\Delta \bar{v}$	mittl. Δ Böen- Rel. %	Zahl der Fälle
A	+3,9 bis +5,8	-21,0 bis -71,4	+4,3	-48,3 [*]	10
B	+2,8 bis +3,7	-7,0 bis -69,7	+3,2	-40,9	10
C	+1,5 bis +2,7	-15,8 bis -57,6	+1,9	-34,0	11
D	+0,1 bis +1,4	+4,6 bis -66,7	+0,8	-31,8	12
E	-0,4 bis -0,7	-8,2 bis -41,3	-0,5	-18,9	4
F	-1,2 bis -2,5	+10,2 bis +24,1	-1,8	+17,4	4
G	-3,2 bis -4,0	+17,7 bis +37,6	-3,6 [?]	+26,5	3

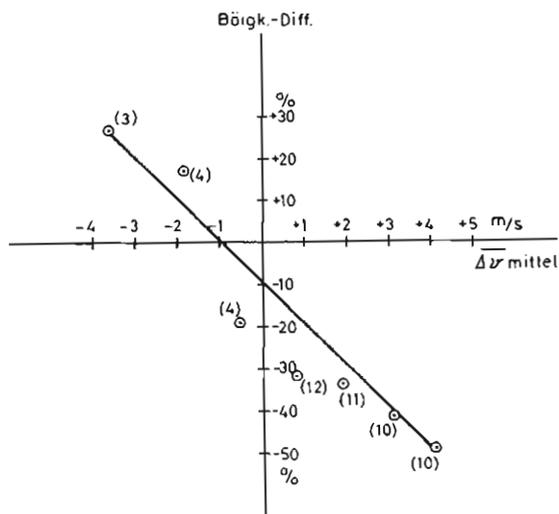


Abb. 8. Die Beziehung der Wind- und Böigkeits-Differenzen (gemäß Tabelle 2) zwischen Norderney und List auf Sylt (in Klammern Zahl der Fälle)

Für 54 Stunden (15.—17. Februar 1962) wurden die Differenzen (Norderney minus List) der Stundenmittel des Windes zu den Klassen A bis G zusammengefaßt. Dazu wurden die Differenzen der Prozentwerte der Maximalböen in Parallele gesetzt. Die Tabelle zeigt z. B., daß zu einer durchschnittlichen Stundenmittel-Differenz (10 Fälle) von +4,3 m/sec eine Maximalböen-Differenz von -48,3 % gehört (Klasse A). Das andere Extrem der Klasse G (3 Fälle) weist bei einer Stundenmittel-Differenz von -3,6 m/sec eine Maximalböen-Differenz von +26,5 % auf.

Die Klassenwerte liegen zwar (nach Abb. 8) nicht auf einer Beziehungsgeraden, zeigen aber eine systematische Anordnung im Sinne negativer Korrelation. Im übrigen macht die Tabelle 2 deutlich, daß in 43 Stunden (von 54) Norderney

den stärkeren Wind aufweist und in 45 Stunden die schwächere Böigkeit.

Vor allem im zweiten Abschnitt des Sturmes liegen in Norderney auch die Absolutwerte der Maximalböen fast immer niedriger als in List auf Sylt, obwohl die mittlere Windgeschwindigkeit in Norderney größer ist als in List. Abbildung 9 mag dies für die Zeit vom 16. Februar abends bis 17. Februar vormittags belegen:

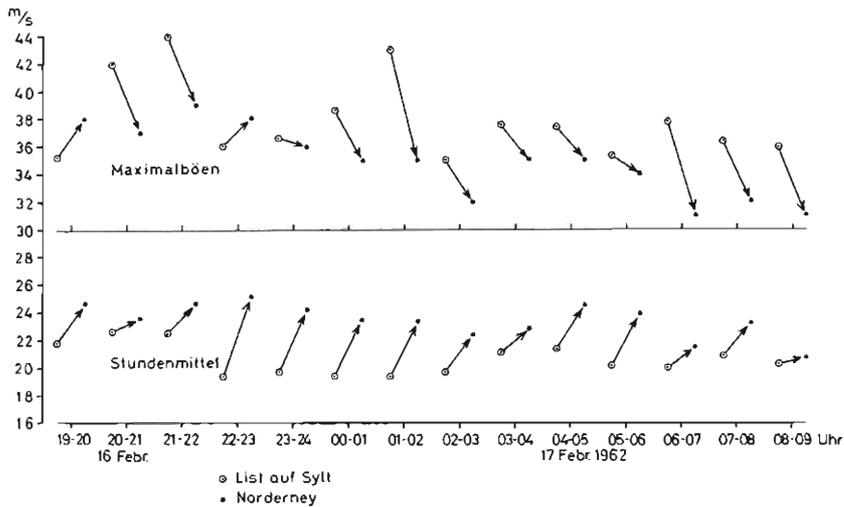


Abb. 9. Gleichzeitige Stundenmittel des Windes in Norderney und List auf Sylt und die zugehörigen Maximalböen vom 16. Februar abends bis 17. Februar 1962 morgens (Rechtsversetzung der Punkte Norderney und Pfeile nur zwecks Veranschaulichung)

Die Pfeile List/Norderney zeigen

- bei allen 14 Stundenmitteln aufwärts,
- bei 12 von 14 Maximalböen abwärts.

Die Verhältnisse entsprechen also den in Abbildung 5 für Hoek van Holland und IJmuiden demonstrierten, daß die Station mit dem „Mehr an Wind“ ein „Weniger an Böen“ registriert.

Ein Vergleich der Verhältnisse in List auf Sylt und Norderney für den vorhergehenden, kürzere Zeit dauernden Sturm vom 12. Februar 1962 möge hier — mit Abbildung 10 — angeschlossen werden. Für die Nachtstunden vom 11. zum 12. Februar ist der Vergleich leider unvollständig wegen Gerätestörung in Norderney. Im übrigen ergibt sich ein ähnliches Bild wie für den Sturm vom 16.—17. Februar 1962: Anfangs ist in Norderney der Wind schwächer, die Böigkeit stärker als in List; dann aber kehren sich die Verhältnisse um, und die Böigkeit in List überragt bei weitem die von Norderney, das seinerseits nun viel höhere Stundenmittel des Windes hat.

Hier sei die Frage angeschnitten, ob die — bisher nicht betrachtete — Windrichtung bei den Böigkeitsdifferenzen zwischen Norderney und List auf Sylt eine Rolle spielt. Da besonders der Übergang von positiven zu negativen Differenzen interessiert, so ist in der folgenden Tabelle 3 zunächst die mittlere stündliche Windrichtung (in Zehnergrad) für je 5 Stunden vor und nach diesem „Umschwung“ angeben.

Es zeigt sich keine eindeutige, strenge Beziehung zur Windrichtung. Der WSW-Wind (240 bzw. 250°) mit positiven Böigkeitsdifferenzen bleibt auch beim Auftreten stärkerer negativer Differenzen zunächst noch bestehen. Später allerdings dreht der Wind auf West und schließlich auf WNW. Allgemein läßt sich nur feststellen, daß Norderney bei (zunehmendem) Wind aus SSW bis SW große Böigkeit (sowohl absolut als auch relativ zu List auf Sylt) aufweist, während die mittlere Windgeschwindigkeit geringer ist als die in List. Beginnend bei WSW-Wind und stärker werdend mit Winden aus West bis NW, kehren sich die Verhältnisse um: Große Böigkeit (absolut und relativ) in List auf Sylt, bei geringerer mittlerer Windstärke als in Norderney.

Tabelle 3

Mittlere Windrichtung (nach 36teiliger Skala; 25 = 250° = WSW)
in Norderney (N.) und List auf Sylt (L.), dazu Maximalböen-Differenz (B.-Diff.; in ‰)
Norderney minus List

Stunde	15. Febr. 1962		16. Febr. 1962							
	22—23	23—24	00—01	01—02	02—03	03—04	04—05	05—06	06—07	07—08
B.-Diff.	+38	+10	+14	+ 2	+ 5	-24	-19	-32	-52	-14
N. Wind-	23	23	24	25	25	25	25	25	25	25
L. richtung	23	23	25	25	25	25	25	25	25	25

Stunde	11. Febr. 1962				12. Febr. 1962					
	19—20	20—21	21—22	22—23	06—07	07—08	08—09	09—10	10—11	11—12
B.-Diff.	+22	+ 9	+26	+13	+ 2	- 4	- 6	-36	-22	- 7
N. Wind-	23	22	22	22	24	24	24	24	24	24
L. richtung	20	20	20	20	25	25	25	25	27	27

Stunde	16. Febr. 1962									
	08—09	09—10	10—11	11—12	12—13	13—14	14—15	15—16	16—17	17—18
B.-Diff.	-41	-53	-21	-67	-22	-47	-25	-13	- 8	-12
N. Wind-	24	24	26	27	27	27	27	27	28	28
L. richtung	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27

Stunde	12. Febr. 1962									
	12—13	13—14	14—15	15—16	16—17	17—18	18—19	19—20	20—21	21—22
B.-Diff.	-80	-33	-40	-35	-67	-21	-29	-28	-39	-37
N. Wind-	26	27	27	27	27	27	27	28	30	30
L. richtung	25	25	25	27	25	27	29	29	29	29

Man könnte vielleicht vermuten, die viel größere Böigkeit von List auf Sylt (gegenüber Norderney) rühre daher, daß im Verlaufe der beiden Stürme vom Februar 1962 über Sylt eine instabilere Luftmasse hinwegströmte als über Norderney. Sylt liegt dem Zentrum der im Norden vorüberziehenden Tiefdruckwirbel ein Stück näher, könnte also in höhenkältere Polarluft der Tief-Rückseite geraten sein als Norderney, womit eine Produktion heftigerer Böen erklärbar wäre.

Träfe diese Deutung der systematischen Böigkeitsdifferenzen zu, so müßte eine Station wie Emden den „Norderney-Typus“ geringer Böigkeit aufweisen, während etwa Büsum an der Westküste Schleswig-Holsteins dem „List-Typus“ großer Böigkeit zuneigen sollte.

Das Gegenteil ist der Fall. Dies zeigt die Abbildung 11, in der für den Sturm vom 16.—17. Februar 1962 die Prozentwerte der stündlichen Maximalböen und die Stundenmittel des Windes von Emden-Nesserland und von Büsum einander gegenübergestellt sind.

Büsum hat die ganze Zeit über „mehr Wind“ und — von 2 Stunden abgesehen — „weniger Böigkeit“ als Emden. In Büsum finden wir nur am 16. Februar Werte um die normale Böigkeit (55 ‰ Überschuß), während sie am 15. und 17. Februar verbreitet unter die 40 ‰-Grenze minimaler Böigkeit sinken. Emden-Nesserland dagegen weist nur anfangs normale Böigkeit auf, dann aber überwiegend extreme Böigkeit, die sich am 17. Februar —

nach dem Abnehmen der mittleren Windstärke — zu Werten um 100 % Überschuß der Maximalböen steigert.

Die mittlere Windgeschwindigkeit in Emden ist zwar immer geringer als die in Büsum, doch tritt eine markante Zunahme der Differenz am 16. Februar zwischen 23 und 24 Uhr ein, und die vergrößerte Differenz hält sich dann den ganzen 17. Februar. Bemerkenswerterweise dreht der Wind in Emden am 16. Februar gegen 23 Uhr von WNW (290°) auf NW

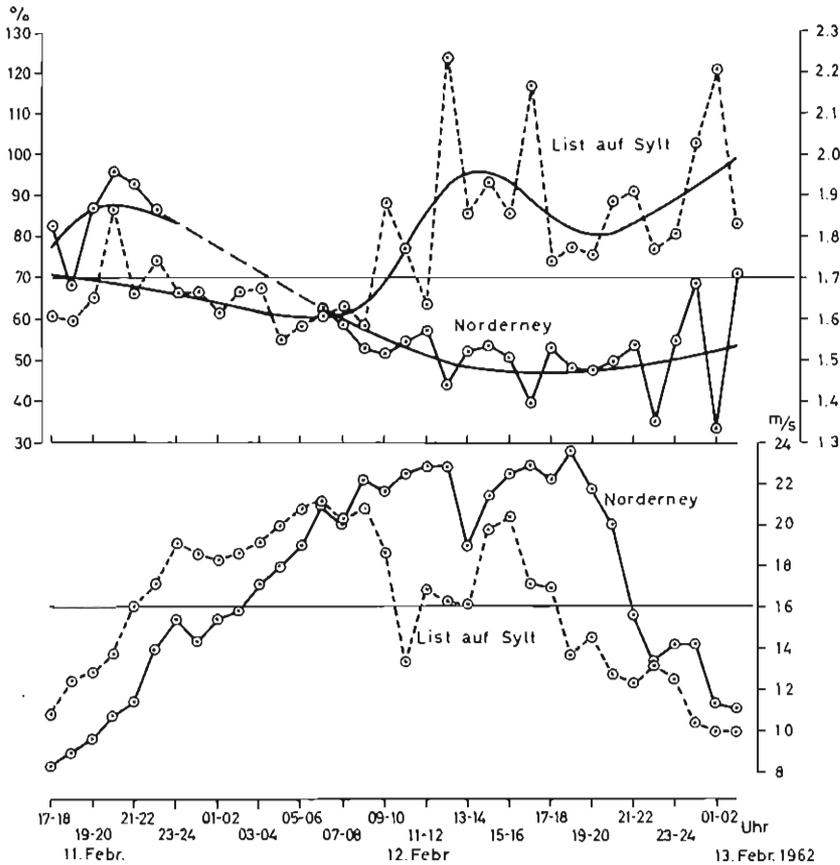


Abb. 10. List auf Sylt und Norderney. Ablauf des Sturmes vom 11.—12. Februar 1962. Oberer Teil: Prozentualer Überschuß der Maximalböen (je Stunde) über die Stundenmittel der Windgeschwindigkeit (Maßstab rechts: Böenkoeffizient). Unterer Teil: Stundenmittel der Windgeschwindigkeit (in m/sec)

(310°) und behält dann am 17. Februar seine nordwestliche Richtung (310 bis 330°). Die plötzliche Abnahme der mittleren Windstärke und das gleichzeitige Anschwellen der Böigkeit scheinen funktionell mit der veränderten Windrichtung zusammenzuhängen.

Dabei ist es übrigens nicht so, daß hier die absolute Stärke der Maximalböen zunimmt; sie nimmt im Gegenteil ab, im Mittel von je 10 Stunden vor und nach der Winddrehung von 27,9 m/sec auf 25,2 m/sec, also um 2,7 m/sec. Aber die mittlere Windgeschwindigkeit nimmt in der gleichen Zeit stärker ab, von 16,1 auf 12,1 m/sec = 4,0 m/sec, und das ergibt eine Zunahme des mittleren Maximalböen-Überschusses von 73 % auf 108 %.

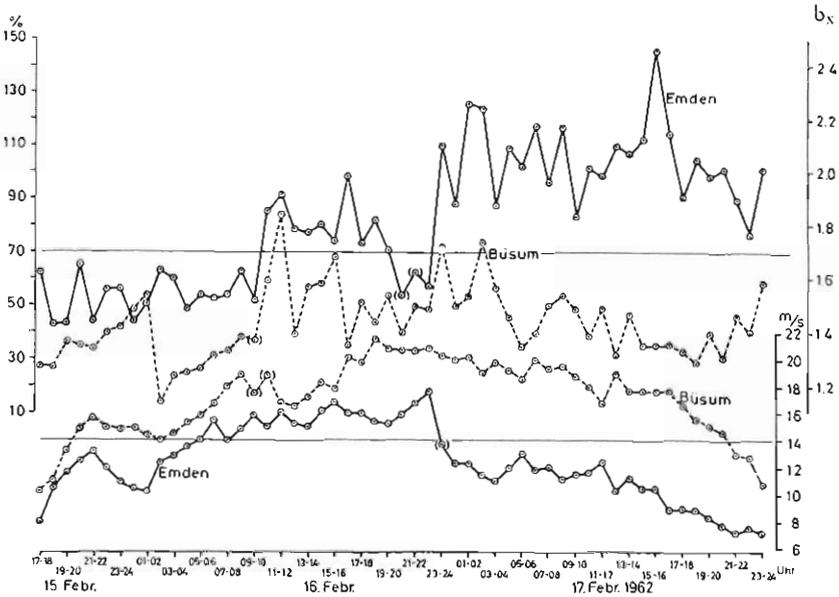


Abb. 11. Emden und Büsum: Ablauf des Sturmes vom 15.—17. Februar 1962. Oberer Teil: Prozentualer Überschuß der Maximalböen (je Stunde) über die Stundenmittel der Windgeschwindigkeit (Maßstab rechts: Böenkoeffizient). Unterer Teil: Stundenmittel der Windgeschwindigkeit (in m/sec)

5. Die Abhängigkeit der Böigkeit vom windüberströmten Vorfelde der Station

Die großen Unterschiede der Böigkeit zwischen den einzelnen Stationen, die die Zuordnung eines bestimmten Böigkeitsgrades zu einem individuellen Sturm und seinen Phasen (Windzunahme, Scheitel, Windabnahme) so sehr erschweren, können nach dem bisher Gesagten nicht auf Luftmassen-Unterschiede zurückgeführt werden. Die Ursachen müssen „lokaler Natur“ sein, wobei in Frage kommen

- a) Verschiedenheiten des verwendeten Registriergeräts,
- b) Unterschiede in der Aufstellung der Windmeßanlage,
- c) Rauigkeits-Unterschiede des windüberströmten Vorfeldes der Station.

Nur die auf c) zurückgehenden Böigkeitsunterschiede wären reell, indem sie durch eine geländebedingte — wenn auch mehr oder weniger begrenzte — Beeinflussung des Turbulenzcharakters der strömenden Luft hervorgerufen werden. Dagegen wären Böigkeitsunterschiede aus a) und b) nur Schein-Unterschiede.

Der Umstand, daß sich bei den Stationsvergleichen die Koppelungen „mehr Wind — weniger Böigkeit“ und „weniger Wind — mehr Böigkeit“ zeigten, ließ vermuten, daß die Rauigkeit des Stationsvorfeldes eine wesentliche Rolle beim Zustandekommen des Wind- und Böigkeitstypus spielt. Eine ebene glatte Oberfläche mit relativ geringer Bodenreibung und Bremswirkung begünstigt einen mehr stetigen und zugleich stärkeren Luftfluß; hingegen wird ein unruhiges Relief, eine raue Oberfläche (etwa besetzt mit Dünen, Häusern, Bäumen) den Wind abschwächen, aber die Turbulenz steigern und damit gelegentlich heftige Böen aus der ungeschwächten Oberströmung „herunterholen“ können.

Der weitere Umstand, daß bei den zum Vergleich gebrachten Inselstationen, List auf Sylt

und Norderney, derselbe Gerätetypus — ein Anemograph Fuess 82a — im Februar 1962 in Betrieb war²⁾, deutet darauf hin, daß die festgestellten Unterschiede nicht — oder zumindest weniger — gerätbedingt waren. Kehren wir aber zunächst zu dem Holland-Sturm von 1953 zurück!

Zu den eingangs beschriebenen Differenzen zwischen IJmuiden und Hoek van Holland erbat der Verfasser eine Stellungnahme des Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut in De Bilt und erhielt von Herrn Prof. F. H. SCHMIDT (für die Projektgruppe „Boundary layer Meteorology“) eine freundliche briefliche Mitteilung, für die auch an dieser Stelle herzlich gedankt sei. Darin wird die Vermutung bestätigt, daß die verschiedene Rauigkeit des unmittelbaren Vorfeldes der Stationen für die Unterschiede verantwortlich sei.

F. H. SCHMIDT schreibt: *“In our opinion the differences in mean and maximum wind speed between IJmuiden and Hoek van Holland are completely due to differences of the topography in the vicinity of the anemometers.*

It is just as you suppose: the roughness of the adjacent fetch area is the principal cause of the differences.

At IJmuiden the anemometer was placed at the ridge of the dunes some 60 to 80 meters from the sea-side slope. The height of the dunes is about 20 m. At Hoek van Holland the anemometer station was, up to 1953, situated behind the dunes at the ‘Nieuwe Waterweg’ (in 1954 the station was removed to the dunes).

So at IJmuiden the westerly wind reached the anemometer nearly directly from the sea, while at Hoek van Holland (in the case of N. W. directions) the wind has to pass a dune area a few kilometres. The values of the mean wind speed of Hoek van Holland published in our 1953 storm surge report have been corrected for this effect. We did not have enough information about gustiness to give a reliable correction for the gustiness values.

As to the mean wind speed values at IJmuiden, we now know that it can be expected that for westerly directions an overspeed of 10 to 20% is present due to contraction of streamlines over the dunes. We have obtained such values by comparing the registrations of an anemometer on the dunes near Noordwijk and an anemometer on a tidegauge stake in the sea about 2 kilometres from the shoreline in the neighbourhood of Katwijk.

The difference in gustiness between IJmuiden and Hoek van Holland is to our mind also completely or nearly completely due to the difference in roughness of the fetch area.

I am not quite sure whether the ratio of maximum gust speed to mean wind speed is a very good gustiness measure, because the maximum gust speed value is very sensitive to instrumental differences (not only of the anemometers but of the recorders as well). For reliable measurement of gustiness I suppose it will be necessary to use the difference between maximum and minimum gust speed values and to use a correction factor derived from intensive instrumental research.”

Für das Stationspaar List auf Sylt und Norderney seien hier nun einige Angaben gemacht, die — ähnlich wie bei Hoek van Holland und IJmuiden — den Einfluß des Stations-Vorfeldes als wesentliche Ursache der Böigkeitsunterschiede erscheinen lassen. Die Skizze Abbildung 12, in der die geographische Lage der beiden Stationen einander gegenübergestellt ist, zeigt auf einen Blick, daß es sich um eine „Gegenüberlage“ handelt.

Die Station Norderney-Georghöhe liegt an der NW-Küste der Insel, die Station List an der SO-Küste des nördlichen Sylt. Die direkten Winde von See, ohne viel Landüberströmung, kommen also

in Norderney aus dem NW-Sektor (WzS bis NO),

in List aus dem SO-Sektor (OzN bis SW).

Wenn zu Beginn der beiden Februar-Stürme 1962 List „mehr Wind — weniger Böigkeit“ aufwies als Norderney, und zwar bei Wind aus SSW bis SW, so lehrt die Skizze, daß

²⁾ Nach der freundlicherweise zur Verfügung gestellten Akte über Lagepläne für Windmesser-Aufstellungen des Instrumentenamtes Hamburg des Deutschen Wetterdienstes, auf der auch die späteren Angaben über die deutschen Küstenstationen beruhen.

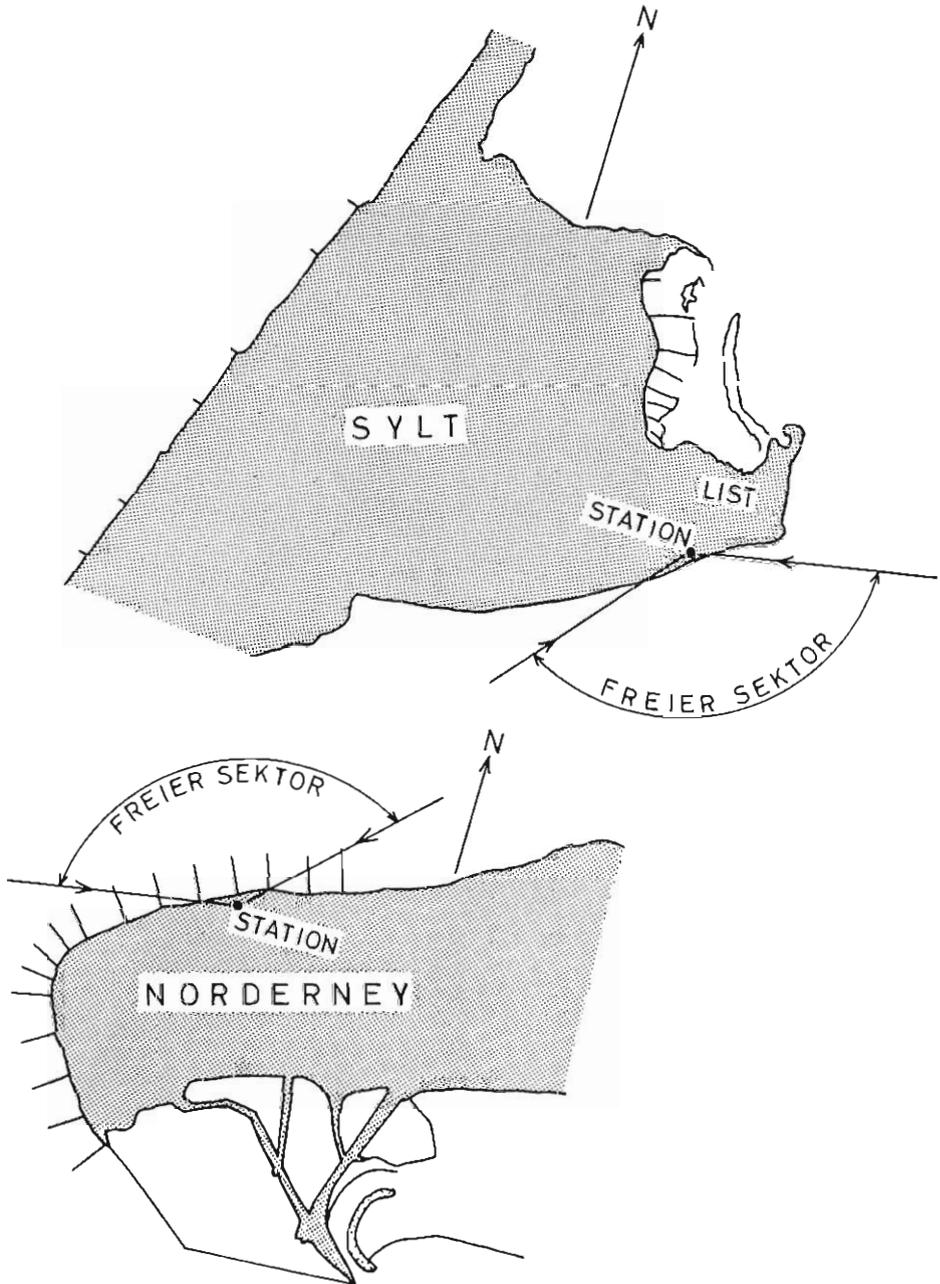


Abb. 12. Die Lage der Windmeß-Stationen List auf Sylt und Norderney

bei diesen Richtungen List die freiere Anströmung vom Wattenmeer hat. Daß dann von WSW-Wind an und bei allen Richtungen von West gegen Nord hin das Verhältnis umgekehrt ist, steht in Einklang mit der freien Lage zur Nordsee, welche die Station Norderney-Georgshöhe in diesem Sektor hat.

Da beide Stationen auf einem Hügel stehen, die Höhe des Gebers über NN nahezu gleich ist (List 29 m, Norderney 32 m), ebenso die Höhe über Grund (List 14 m, Norderney 11 m [über Gebäudefundament]), so werden von der Aufstellung der Windmesser in engerem Sinne keine wesentlichen differenzierenden Einflüsse ausgehen. Die allgemeine Kurzcharakteristik der Geräteaufstellung lautet

- a) bei List auf Sylt: „Die Aufstellung in welligem Dünengelände mit Bebauung ist nicht ganz einwandfrei“,
- b) bei Norderney-Georgshöhe: „Freie Lage zur Nordsee, jedoch wahrscheinlich Verstärkung des Windes durch Dünen und Gebäudeeinfluß. Im Süden und Osten Störung durch die Insel und Stadt.“

Es sei hinzugefügt, daß die Dünen in unmittelbarer Nachbarschaft der Station List eine Höhe von 12 bis 18 m über NN haben, in weiterem Abstände aber — die Westküste der Insel ist einige Kilometer entfernt — eine Höhe von 25 bis 30 m.

Die Station Norderney-Georgshöhe empfängt den Wind aus West und Nordwest unmittelbar von See, während sich in WSW bis SSW ein welliges Dünengelände anschließt, ab SW mit der Stadt dahinter. Die „Geländestörung“ ist deshalb in Norderney bei WSW-Wind viel geringer als bei SW- und SSW-Wind, während für List das Umgekehrte gilt. Die Umkehrung der Relation von mittlerer Windgeschwindigkeit und Böigkeit zwischen den beiden Stationen stimmt hiermit überein, wenn sie — gemäß Tabelle 3 — auch nicht abrupt vor sich geht.

Zu dem Vergleich zwischen Büsum und Emden wäre zu bemerken: In Büsum steht der Windmesser nahe dem Kopf der nach SSW vorgeschobenen Westmole des Hafens, und die Akte des Instrumentenamtes Hamburg besagt: „*Sehr günstige freie Aufstellung. Nur im Nordsektor Einfluß des Landes und durch entfernte Baulichkeiten.*“ So haben wir freie Anströmung unmittelbar vom Wattenmeer bei allen hier interessierenden Windrichtungen der Sturmflut-Wetterlagen von SSW bis NW. Die Abbildung 11 zeigt entsprechend für Büsum: relativ hohe Windgeschwindigkeit, relativ geringe Böigkeit.

Emden-Nesserland dagegen liegt recht weit von der See; die Station befindet sich nahe der Nesserlander Seeschleuse im Hafengelände mit seinen zahlreichen Baulichkeiten. Dem entspricht die geringere Windgeschwindigkeit mit verstärkter Windunruhe.

Weitere Stationsvergleiche sollen hier nicht angestellt werden. Statt dessen möge ein zusammenfassender Vergleich folgen.

6. Mittlere Böigkeitstypen an der Nordseeküste bei den Stürmen vom 11./12. Februar und 16./17. Februar 1962

Diplom-Meteorologe HELMUT SCHMIDT, der bei der Auswertung der Ergebnisse der Windregistrierungen der beiden Stürme vom 11./12. Februar und 16./17. Februar 1962 mitwirkte, konnte — ohne Ansehung der Lage und Umgebung der Stationen — nach dem Grade der Böigkeit zwei Gruppen bilden:

- a) die Gruppe Borkum, Norderney, Bremerhaven, Büsum mit geringer Böigkeit,
- b) die Gruppe Emden, Wilhelmshaven, Cuxhaven, Brunsbüttelkoog, Schleswig, Wyk auf Föhr, List auf Sylt mit großer Böigkeit.

In Abbildung 13 ist eine zusammenfassende Darstellung des Böigkeitsunterschiedes zwischen den beiden Stationsgruppen für die beiden Februarstürme insgesamt gegeben, und zwar ist für alle gemessenen Stundenmittel des Windes von (abgerundet) 11,0 — 11,5 — 12,0 — 12,5 m/s usw. (v_{60}) die mittlere Abweichung des stündlichen Böenmaximums hiervon (Δv_{max}) aufgetragen worden.

Die Abweichungen der einzelnen Maximalböen streuen außerordentlich stark. Um ein Beispiel herauszugreifen: Bei $\overline{v_{60}} = 18,0$ m/sec liegen die (natürlich stets positiven) Abweichungen der Maximalböen:

- a) in der Gruppe Borkum-Büsum zwischen 4 und 17 m/sec,
- b) in der Gruppe Emden-List zwischen 7 und 19 m/sec.

Hierbei ist die Gruppe Borkum-Büsum mit 19 Werten vertreten, deren mittlere Abweichung + 9,2 m/sec ergibt, die Gruppe Emden-List mit 24 Werten, deren mittlere Abweichung + 13,5 m/sec ergibt. Eine Punktwolke der Einzelabweichungen würde infolge der großen Streuung wenig Ordnung verraten.

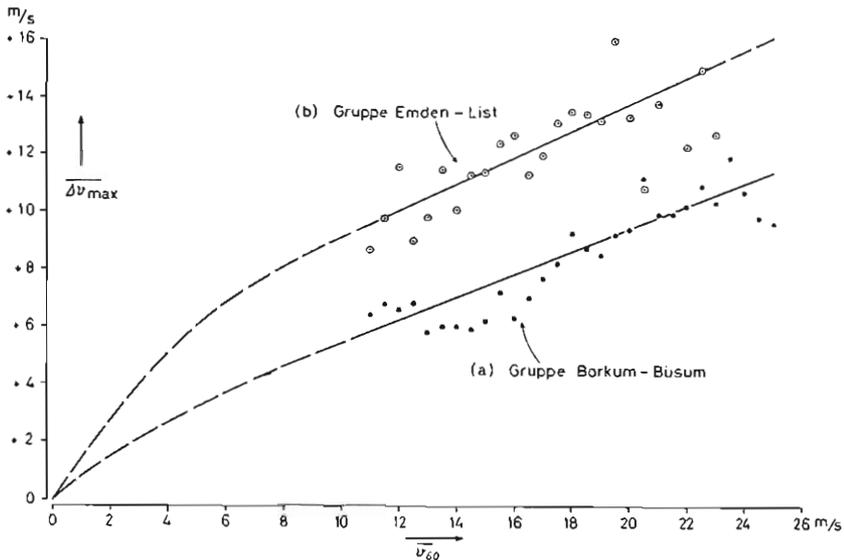


Abb. 13. Die mittleren Überschüsse der stündlichen Maximalböen ($\overline{\Delta v_{max}}$) über die Stundenmittel der Windgeschwindigkeit ($\overline{v_{60}}$) für die Stationsgruppen (a) Borkum-Büsum, (b) Emden-List auf Sylt. Mittelwerte (in m/sec) für die beiden Stürme vom 11.—12. Februar und 16.—17. Februar 1962

Die in Abbildung 13 statt dessen wiedergegebenen mittleren Abweichungen der Maximalböen von den Stundenmitteln des Windes lassen immerhin soviel Ordnung erkennen, daß sich eine Beziehungsgerade für jede Stationsgruppe ziehen läßt. Nach diesen Beziehungsgeraden läßt sich zu jedem Stundenmittel des Windes die durchschnittliche Maximalhöhe angeben; zum Beispiel würde zu einem Stundenmittel von 14,0 m/sec gehören

- a) in der Gruppe Borkum-Büsum eine mittlere Abweichung der Maximalbö von + 7,0 m/sec, also ein Böenwert von von 21,0 m/sec = 50 % höher als das Stundenmittel;
- b) in der Gruppe Emden-List eine mittlere Abweichung der Maximalbö von + 11,0 m/sec, also ein Böenwert von 25,0 m/sec = 79 % höher als das Stundenmittel.

Allerdings ist auch die Streuung der Mittelwerte $\overline{\Delta v_{max}}$ um die Beziehungsgerade noch erheblich, und sie ist im ganzen bei der Gruppe Emden-List größer als bei der Gruppe Borkum-Büsum, obwohl die Zahl der Stationen bei ihnen sich verhält wie 7:4 und wegen der entsprechend größeren Zahl der Einzelwerte in der Gruppe Emden-List an sich ein besserer Ausgleich durch die Mittelbildung erfolgen sollte. Man darf hierin einen Ausdruck dafür sehen, daß bei der Gruppe Emden-List die Irregularität der Böen infolge des stärkeren Gelände-Einflusses größer ist.

Daß die Beziehungskurven tatsächlich Gerade sind, kann im übrigen nicht als sicher gelten. Einmal müssen sie gegen niedrigere Werte von \bar{v} hin konvergieren und sich im Nullpunkte treffen — etwa wie in Abbildung 13 gestrichelt angedeutet —, zum anderen scheint der Anstieg der Beziehungskurven bei den Stundenmitteln oberhalb 20 m/sec schwächer zu werden. Hier wird allerdings die Zahl der Einzelwerte immer geringer, so daß die Mittelwerte der Abweichungen $\overline{\Delta v_{\max}}$ nicht genügend belegt sind.

Setzt man die Beziehungsggeraden der Abbildung 13 als gültig an, so ergibt sich aus ihnen die in Abbildung 14 dargestellte Beziehung des prozentualen Überschusses der stündlichen Maximalböen (über die Stundenmittel der Windgeschwindigkeit) zu den Stundenmitteln.

Der prozentuale Überschuß nimmt bei beiden Stationsgruppen mit wachsender mittlerer Windgeschwindigkeit ab, mit dem Anstieg von 11 auf 23 m/sec

- a) bei der Gruppe Borkum-Büsum von 53 auf 46 %,
- b) bei der Gruppe Emden-List von 87 auf 66 %.

Die durchschnittlichen Böigkeitsunterschiede zwischen den beiden Stationsgruppen sind also bei großen Windstärken wesentlich kleiner als bei geringeren Windstärken.

Man kann weitergehend auch die Frage stellen, wie sich die unterschiedlichen Windrichtungen bei den beiden Stationsgruppen auf die Böigkeit auswirken. Um hierbei noch eine einigermaßen ausreichende Zahl von Einzelwerten für die beiden Februar-Stürme zur Verfügung zu haben, wurden die Richtungen

- 220 bis 250° = SW bis WSW
- 260 bis 290° = WzS bis WNW
- 300 bis 330° = NWzW bis NWzN

zusammengefaßt. Die Abbildungen 15 bis 17 zeigen die mittleren Abweichungen der Maximalböen von den Stundenmitteln für diese drei Richtungssektoren bei der Stationsgruppe Borkum-Büsum. Versuchsweise sind in die Abbildungen Beziehungsggeraden eingezeichnet worden, und ebenso ist für die (hier nicht gebrachte) Stationsgruppe Emden-List verfahren worden.

Hieraus ergeben sich die Kurven der Abbildung 18 für die prozentuale Abweichung der Maximalböen von den Stundenmitteln des Windes. Bei der Stationsgruppe a) Borkum-Büsum mit milderer Böigkeit zeigt sich: Die Böigkeit ist bei Winden aus SW bis WNW (220—290°) nahezu gleich groß und ändert sich auch mit wachsender mittlerer Windgeschwin-

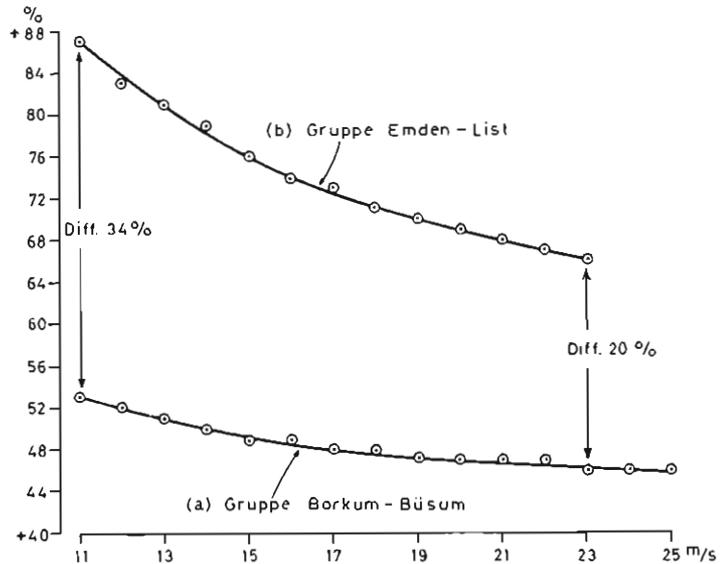


Abb. 14. Die mittleren prozentualen Überschüsse der stündlichen Maximalböen über die Stundenmittel der Windgeschwindigkeit für die Stationsgruppen (a) Borkum-Büsum, (b) Emden-List auf Sylt. Mittelwerte für die beiden Stürme vom 11.—12. Februar und 16.—17. Februar 1962

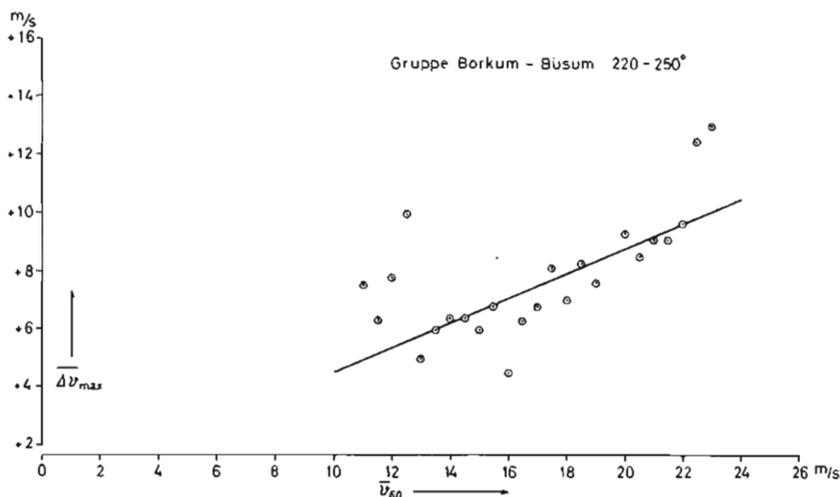


Abb. 15. Die mittleren Überschüsse der stündlichen Maximalböen über die Stundenmittel des Windes für die Stationsgruppe (a) Borkum—Büsum und die beiden Stürme vom 11.—12. Februar und 16.—17. Februar 1962. Windrichtungssektor: 220—250°

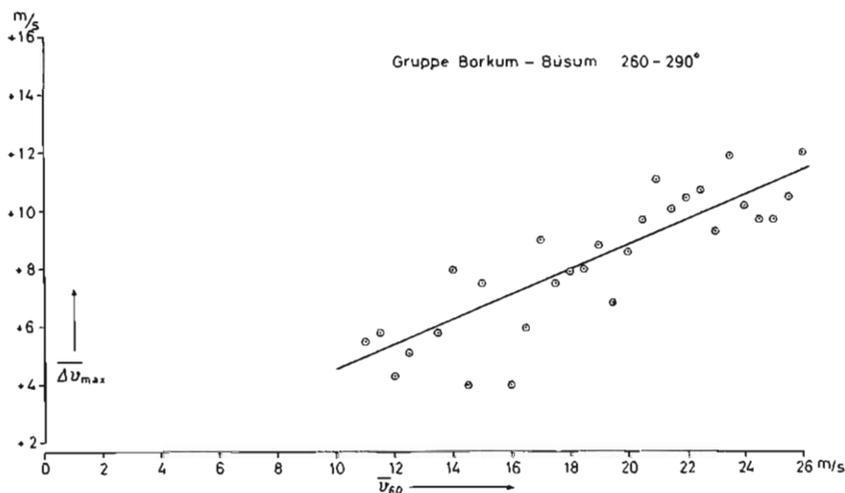


Abb. 16. Die mittleren Überschüsse der stündlichen Maximalböen über die Stundenmittel des Windes für die Stationsgruppe (a) Borkum—Büsum und die beiden Stürme vom 11.—12. Februar und 16.—17. Februar 1962. Windrichtungssektor: 260—290°

digkeit kaum. Bei nordwestlichen Winden (300—330°) ist sie etwas größer und nimmt mit wachsender Windstärke langsam ab, bleibt aber bei Sturm (21—25 m/sec) praktisch gleich.

In der Stationsgruppe b) Emden-List mit großer Böigkeit ist die Böigkeit bei Winden aus W bis NW (260—330°) wesentlich größer als bei solchen aus SW bis WSW (220—250°). Sie nimmt im übrigen mit wachsender mittlerer Windgeschwindigkeit stark ab.

Diese Befunde, wegen des vorgenommenen (rechnerischen und graphischen) Ausgleichs mit Vorsicht zu bewerten, deuten darauf hin, daß selbst zwischen den Stationsgruppen noch starke Unterschiede mit gewissen Gesetzmäßigkeiten bestehen. Da jede Station ihre „individuelle

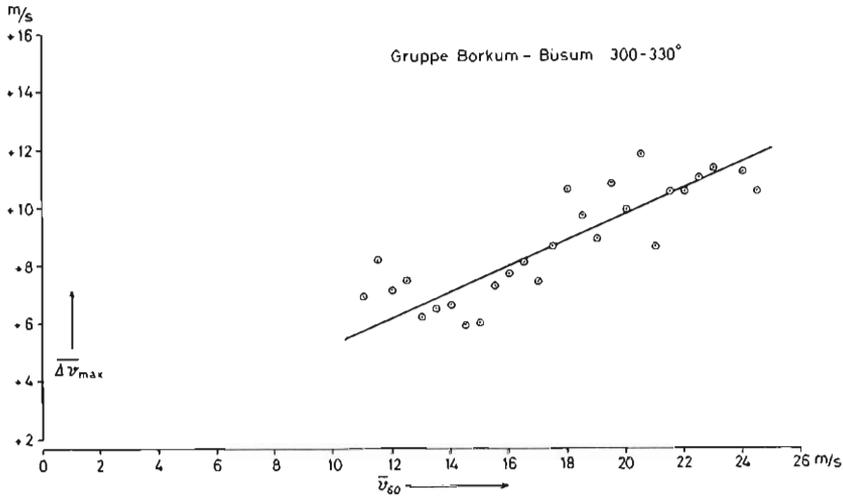


Abb. 17. Die mittleren Überschüsse der stündlichen Maximalböen über die Stundenmittel des Windes für die Stationsgruppe (a) Borkum—Büsum und die beiden Stürme vom 11.—12. Februar und 16.—17. Februar 1962. Windrichtungssektor: 300—330°

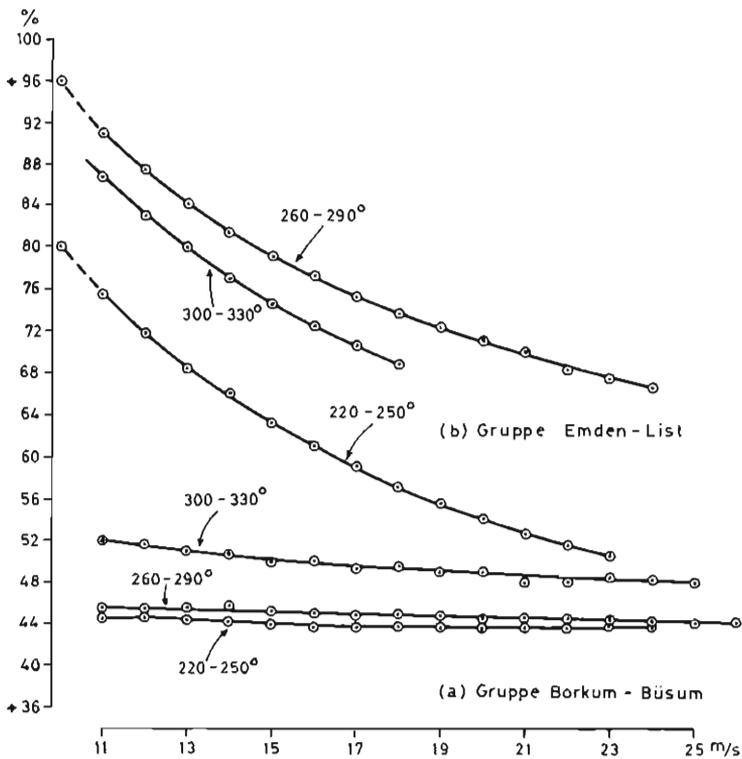


Abb. 18. Die mittleren prozentualen Überschüsse der stündlichen Maximalböen über die Stundenmittel des Windes für verschiedene Windrichtungssektoren (220—250°, 260—290°, 300—330°) bei den beiden Stationsgruppen (a) Borkum—Büsum, (b) Emden—List auf Sylt. Mittelwerte für die beiden Stürme vom 11.—12. Februar und 16.—17. Februar 1962

elle Note“ bezüglich der Windstruktur bei den verschiedenen Anblasrichtungen hat, so wäre eine vergleichende Untersuchung vieler Fälle für die einzelnen Stationen nötig, um zu einem System von Wertigkeiten und Bewertungen der Windmessungen zu gelangen.

Einstweilen läßt sich aus der sehr unterschiedlichen Böigkeit bei den verschiedenen Stationen kein repräsentatives Maß für die Böigkeit eines bestimmten Sturmes ableiten. Es wäre daher hier untunlich gewesen, die Böigkeit genauer zu bestimmen als durch das einfache Verhältnis der stündlichen Maximalböen zur mittleren Windgeschwindigkeit, obwohl die von F. H. SCHMIDT (vgl. S. 17) geäußerten Bedenken gegen das Böigkeitsmaß sicher zu Recht bestehen.

7. Zur Frage der Böigkeit über See

Da im Zusammenhange mit Sturmfluten die Böigkeit über See in erster Linie interessiert, so kann man davon ausgehen, daß die Böigkeit der relativ „ungestörten“ Stationen der Gruppe Borkum-Büsum die Verhältnisse über See am besten kennzeichnet. Aber wird man damit etwa dem Sturme vom 16./17. Februar 1962 unternormale Böigkeit zuzusprechen haben? Wenn diese Stationsgruppe einen durchschnittlichen Böenkoeffizienten um 1,48 aufweist und damit etwa die Mitte hält zwischen „normaler Böigkeit“ und „minimaler Böigkeit“, so geschieht diese Einstufung ja nach der Land-Klassifikation der Böigkeit.

Es darf als sicher gelten, daß die Klassen extremer, normaler und minimaler Böigkeit über See — wegen der geringeren Rauigkeit — niedriger liegen als über Land. Die binnenländische Klasseneinteilung, die mangels Vorliegen einer See-Skala benutzt wurde, wird sich also am ehesten auf die „gestörte“ Stationsgruppe Emden-List anwenden lassen. Indem diese Stationsgruppe den Typus extremer Böigkeit oder zumindest stark übernormaler Böigkeit zeigte (Böenkoeffizient um 1,8), wäre zu folgern, daß dem Sturme vom 16./17. Februar 1962 eine erheblich übernormale Böigkeit zu eigen war. Man muß dazu nur unterstellen, daß die „spezifische“ Böigkeit des Sturmes vom 16./17. Februar 1962 über Land und See etwa die gleiche war, das heißt: daß sie etwa im gleichen Verhältnis zur normalen Böigkeit über Land und See stand. Das erscheint plausibel, da sich die spezifische Böigkeit eines auflandigen Sturmes beim Übertritt auf Land nicht abrupt ändern kann.

Um zu schlüssigen Aussagen über die Böigkeit des Windes bei Sturmflut-Wetterlagen zu kommen, bedürfte es

- a) einer statistisch — aus Meßreihen auf See — gewonnenen Klasseneinteilung des Böigkeitsfaktors über See,
- b) des Anschlusses dieser Meßreihen an solche benachbarter, repräsentativer Küstenstationen und/oder Inselstationen,
- c) nach Möglichkeit auch aktueller Böigkeitsmessungen auf See bei einigen Sturmflut-Wetterlagen.

Die verlassenen „well protectors“ im Bereich der Deutschen Bucht — für Ölbohrungen errichtete Gerüste, die nicht mehr benutzt werden — erscheinen für Böigkeitsmessungen auf See geeignet.

Im Kaspischen Meer hat bereits GOPTAREV (zitiert bei ROLL, 1965) auf einem Ölbohrturn in der See Böigkeitsmessungen vorgenommen, und zwar in Höhen von 5,7, 15,0, 27,3 und 50,6 m über der Meeresoberfläche. Die von ROLL (a. a. O. S. 168 ff.) mitgeteilten maritimen Böigkeits-Koeffizienten (nach GOPTAREV) beziehen sich auf 10-Minuten-Intervalle und geben das Verhältnis der maximalen Böengeschwindigkeit (während verschiedener Intervalle von 1 bis 600 sec) zum 10-min-Mittel des Windes an (berücksichtigen also nicht die Flauten). Von

ihnen interessieren hier jene, die die Maximalbö während 10 min zur mittleren Windgeschwindigkeit dieser 10 min in Beziehung setzen. Diese entsprechen zwar nicht unseren „Böenkoeffizienten“, die sich auf die Zeit von 60 min beziehen, erscheinen aber in erster Näherung vergleichbar.

Als Mittelwerte dieses Böigkeitskoeffizienten über See finden sich bei ROLL angegeben:

für 5,7 m Höhe 1,370

für 15,0 m Höhe 1,278

für 27,3 m Höhe 1,238

für 50,6 m Höhe 1,220.

Ein Böigkeitskoeffizient von rund 1,3 für 10 m Höhe würde dem Typus minimaler Böigkeit über Land nahekommen. Der Vergleich leidet allerdings darunter, daß die auf 10-min-Intervalle bezogenen Böigkeitswerte systematisch niedriger sein müssen als die auf 60-min-Intervalle abgestellten (die Wahrscheinlichkeit eines höheren Windextrems wächst mit der betrachteten Zeit).

Bemerkenswert und eigentümlich ist, daß nach den Untersuchungen von GOPTAREV (ROLL, S. 169—170) die Verstärkung des thermischen Austausches zu einer Abnahme des Böigkeitskoeffizienten über See führt; als mittlere Werte sind angegeben:

	für stabile Schichtung	für instabile Schichtung
in 5,7 m Höhe	1,40	1,32
in 15,0 m Höhe	1,29	1,27

(auch hier Verhältnis der maximalen Böengeschwindigkeit in 10 min zur mittleren Windgeschwindigkeit der 10 min). Die Böigkeitskoeffizienten sind bei stabiler Schichtung also größer als bei instabiler. Je mehr die Windgeschwindigkeit 15 m/sec überschreitet und damit die dynamische Turbulenz dominiert, desto geringer wird allerdings die Differenz, um schließlich zu verschwinden (ROLL, S. 169). Bei stürmischen Winden würde also die thermische Schichtung keine Rolle für die Böigkeit über See spielen.

Die Abhängigkeit des Böigkeitscharakters von der Temperaturschichtung über Land ist umgekehrt so, daß stabiler Schichtung ein geringer, instabiler Schichtung ein großer Böigkeitsfaktor entspricht. In einer Juli-Dekade im Binnenlande zeigte sich ein ausgeprägter täglicher Gang; der Böigkeitsfaktor ($\frac{v_{\max} - v_{\min}}{v_{\text{mittel}}}$) hatte

sein Minimum von 0,74 zwischen 4 und 5 Uhr,
sein Maximum von 1,57 zwischen 13 und 14 Uhr.

Der tägliche Gang der Böigkeit ist also ähnlich dem der mittleren Windgeschwindigkeit; auch diese hat ihr sommerliches Maximum gegen 14 Uhr, ihr Minimum gegen 4 Uhr (HANN-SÜRING, S. 620). Die Verstärkung des thermischen Austausches über Land führt also zu einer Zunahme sowohl des Windes als auch der Böigkeit.

Die zeitliche Windzunahme in den untersten Luftschichten geht dabei auf Kosten der Windgeschwindigkeit in der Höhe: Oberhalb 100 m Höhe (im Sommer) zeigt die Windgeschwindigkeit den entgegengesetzten täglichen Gang, mit Maximum nachts und Minimum tags. Das vertikale Profil der Windgeschwindigkeit wird also bei Erwärmung der Luft vom Boden aus und Entstehen einer instabilen Luftschichtung durch die vertikalen Umlagerungen ausgeglichener, die Windzunahme nach oben ist im Falle der Instabilität geringer.

Über See spielt die strahlungsbedingte Tagesperiodik der Temperatur kaum eine Rolle. Hier wird die Luftschichtung im wesentlichen advektiv bestimmt. Warmluftzufuhr (Luft wärmer als das Wasser) führt zu stabiler Schichtung, Kaltluftzufuhr (Luft kälter als das Wasser)

zu instabiler Schichtung. Die Verstärkung des thermischen Austausches in instabiler Kaltluft steigert die Windgeschwindigkeit in Meeresnähe (auf Kosten des Oberwindes); in ausgeprägter Kaltluft kann man mit 80 % des Gradientwindes rechnen, gegenüber nur 55 % in ausgeprägter Warmluft.

Daß die Böigkeit in der Kaltluft über See (Fall instabiler Schichtung) dagegen nicht erhöht, sondern vermindert ist — jedenfalls bei Winden von weniger als 15 m/sec —, entspricht nicht den üblichen Vorstellungen, wie sie eingangs (vgl. S. 2) wiedergegeben wurden und in der

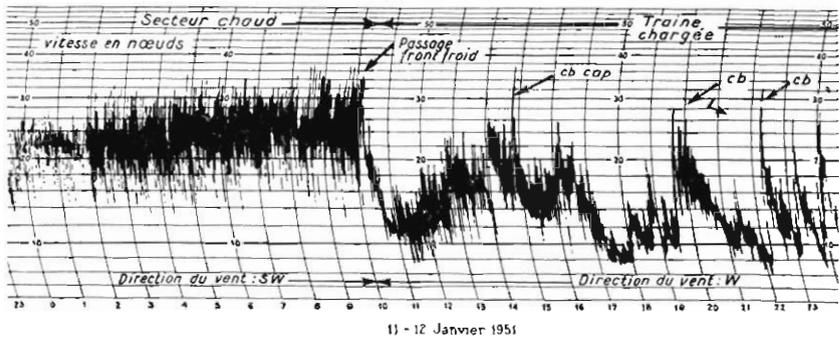


Abb. 19. Windregistrierung von Brest-Guipavas im Warmsektor und in der kalten Rückseitenluft eines Tiefs (nach BÉRENGER und PAGES)

Vorhersage-Praxis zur Anwendung kommen. Eine Prüfung des Sachverhalts für die Nordsee — etwa durch Messungen auf den schon erwähnten „well protectors“ — erscheint nützlich, da für Sturmfluten an der Deutschen Bucht die Winde aus West bis Nordwest, mit Kaltluft von der „Rückseite“ der Tiefdruckwirbel, in erster Linie von Bedeutung sind.

Der Widerspruch mag wenigstens teilweise damit zu lösen sein, daß man zwischen Böen = „squalls“ und Böigkeit = „gustiness“ unterscheidet. Die deutsche Sprache kennt den Unterschied zwischen „gust“ und „squall“ nicht, es sei denn, man setze für „gust“ Windstoß und für „squall“ Bö. Der Unterschied mag an Hand der Abbildung 19 erläutert werden, die der Arbeit von BÉRENGER und PAGES (1958) entnommen ist.

Es ist eine Windregistrierung der Station Brest-Guipavas am Westende der Bretagne, und zwar für „Westwetter“, wie es dort vom freien Nordatlantik hereinkommt. Die unterschiedliche Windstruktur im Warmsektor (secteur chaud) des Tiefs und in der Rückseiten-Kaltluft (traîne) tritt deutlich hervor: In der Warmluft herrscht ziemlich konstante Böigkeit (gustiness) und eine ziemlich konstante mittlere Windgeschwindigkeit; in der — im ganzen schwächer bewegten, weil unter geringerem Luftdruckgefälle strömenden — Kaltluft zeigen sich dagegen starke Fluktuationen der mittleren Windgeschwindigkeit und dazu verschiedene Böen (squalls), vielfach an Cumulonimbus-Gewölk (cb) und Schauer geknüpft. Diese squalls bestehen oft aus einer ganzen Serie (abklingender) Stöße und treiben dann auch die mittlere Windgeschwindigkeit — sofern man etwa 10-min-Mittel betrachtet — hoch.

In diesem Falle liefert also der Böigkeitsfaktor, wenn man die Maximalbö einer Stunde auf das Stundenmittel des Windes bezieht, meist ganz andere, und zwar viel höhere Werte als der Böigkeitsfaktor, der die Maximalbö von 10 min auf das 10-min-Mittel der Windgeschwindigkeit bezieht.

BÉRENGER und PAGES, die die maximale Böengeschwindigkeit in 10 min zum 10-min-Mittel des Windes in Beziehung gesetzt haben, finden tatsächlich, daß bei einer mittleren Windgeschwindigkeit von 12 m/sec und mehr die Böigkeit (mittlere Geschwindigkeit der Maximal-

böen) im Warmsektor größer ist als in der Rückseiten-Kaltluft, während bei geringeren mittleren Windgeschwindigkeiten (4—11 m/sec) die Rückseiten-Luft die höheren Geschwindigkeiten der Maximalböen aufweist.

Die Station Brest-Guipavas liegt zwar auf einem ziemlich freien Plateau (98 m Seehöhe) 8 km nordöstlich Brest, ist aber nach SW bis W fast 28 km von der See entfernt. Im übrigen haben die Autoren nur solche Böen gezählt, die den Wind als „vent en rafales“ einstufen, d. h. die das 10-min-Mittel der Windgeschwindigkeit mindestens um 10 Knoten (5 m/sec) für wenigstens 1 sec, aber nicht mehr als 20 sec überschreiten.

Obwohl die Ergebnisse deshalb nicht gut zu vergleichen und zu verallgemeinern sind, mag der interessante Befund für Warmsektor und Rückseite — unter Zusammenfassung der bei den Autoren getrennten Halbjahre Winter und Sommer — hier Platz finden.

Tabelle 4

Mittlere Geschwindigkeit (in m/sec) der Maximalböen in 10 min für die verschiedenen 10-min-Mittel des Windes, getrennt nach Warmsektor und Rückseite

Mittl. Wind	Warmse.	Rücks.	Mittl. Wind	Warmse.	Rücks.
4	10,25	11,50	12	18,90	18,55
5	11,90	12,90	13	19,90	19,55
6	12,25	12,95	14	21,55	20,65
7	12,95	14,55	15	23,70	22,75
8	14,05	14,75	16	23,05	22,30
9	14,75	15,95	17	26,20	24,95
10	15,95	16,25			
11	17,15	17,40			

8. Die Bedeutung der Böigkeit für die Schätzung der Windstärke

Es mögen hier noch einige Bemerkungen angebracht sein über die Bedeutung der Böigkeit für die Schätzung der Windstärke. Als Beispiel diene wieder der historische Sturm vom 16./17. Februar 1962.

Die Signalisten an zahlreichen deutschen Sturmwarnstellen führen regelmäßig Wind- und Wetterbeobachtungen aus, darunter auch Schätzungen der Windstärke (um 8, 14 und 20 Uhr MEZ). Bei Vorliegen von Wind- oder Sturmwarnungen wird die zeitliche Folge der Windbeobachtungen verdichtet, der Zeitraum erweitert. Von 6 bis 22 Uhr werden sie dann alle zwei Stunden vorgenommen.

Um den Verlauf des Sturmes vom 16./17. Februar 1962 festzustellen, wurden die Beobachtungen der folgenden 22 Sturmwarnstellen im Warnbereich der deutschen Nordseeküste benutzt. Hierbei handelt es sich um Stationen auf Inseln und Halligen, an der Küste und am Unterlauf der Flüsse: Amrum, Pellworm, Husum, Westerhever, Süderhöft, Tönning, Büsum, Neuwerk, Belumer Schanze, Brunsbüttelkoog, Glückstadt, Stadersand, Altenwerder, Leuchtturm Hoheweg, Schillighörn, Wilhelmshaven, Brake, Carolinensiel, Norddeich, Borkum, Greet-siel, Oldersum.

Mittelt man zu jedem der Termine vom 15. Februar, 22 Uhr, bis zum 17. Februar, 22 Uhr, die geschätzten Windstärken der 22 Stationen, so ergibt sich der in Abbildung 20 dargestellte Verlauf des Sturmes. Die beobachtungsfreien Nachtzeiten sind durch Strichelung überbrückt. Hiernach herrschte im Durchschnitt

etwa 34 Stunden eine Windstärke \geq 7,5 Beaufort
 etwa 28 Stunden eine Windstärke \geq 8,0 Beaufort
 etwa 23 Stunden eine Windstärke \geq 8,5 Beaufort
 etwa 17 Stunden eine Windstärke \geq 9,0 Beaufort
 etwa 13 Stunden eine Windstärke \geq 9,5 Beaufort
 etwa 8 Stunden eine Windstärke \geq 10,0 Beaufort
 etwa 5 Stunden eine Windstärke \geq 10,5 Beaufort

Als gemittelte Windstärke (von 20 Stationen) für 22 Uhr am 16. Februar 1962 ergeben sich 10,7 Bft. Im einzelnen schätzten die Signalisten zu diesem Termin:

an 5 Stationen Windstärke 12
 an 6 Stationen Windstärke 11
 an 6 Stationen Windstärke 10
 an 1 Station Windstärke 9—10
 an 2 Stationen Windstärke 9.

An den zwei Stationen, an denen die 22-Uhr-Beobachtung ausfiel, wurde zum Vorterrn (20 Uhr) Windstärke 10 bzw. 12 geschätzt, so daß ihre Hinzunahme das Gesamtmittel von 10,7 Bft zumindest nicht erniedrigt hätte. Nur das abendliche Maximum des Sturmes sei hier betrachtet.

Nach der internationalen Umrechnungsskala gelten für die oberen Beaufortstärken folgende mittlere Windgeschwindigkeiten in m/sec:

Bft 8 = 17,2—20,7 m/sec (stürmischer Wind)
 Bft 9 = 20,8—24,4 m/sec (Sturm)
 Bft 10 = 24,5—28,4 m/sec (schwerer Sturm)
 Bft 11 = 28,5—32,6 m/sec (orkanartiger Sturm)
 Bft 12 = 32,7 m/sec und mehr (Orkan).

Für 10,7 Bft betrüge demnach die äquivalente Windgeschwindigkeit 29,3 m/sec. Was aber wurde tatsächlich gemessen? Die folgende Tabelle 5 gibt einen Überblick über die Ergebnisse der Registrierungen

- von 6 Feuerschiffen (Elbe 1, Elbe 2, Weser, P 12, P 8, Borkumriff),
- von Helgoland,
- von 4 friesischen Inselstationen (Borkum, Norderney, Wyk auf Föhr, List auf Sylt),
- von 5 Landstationen (Emden, Wilhelmshaven, Bremerhaven, Brunsbüttelkoog, Büsum) — und zwar (jeweils in m/sec) das durchschnittliche Stundenmittel und das höchste 10-min-Mittel der betreffenden Stunde. Da die Beobachtungstermine bei den Sturmwarnstellen vielleicht nicht überall genau eingehalten wurden, so sind mit Vorbedacht zwei Stunden (21 bis 23 Uhr) und alle 12 darin enthaltenen 10-min-Mittel in Betracht gezogen worden.

Außer der plausiblen Abnahme der Windgeschwindigkeit von See nach Land ist aus der Tabelle zu ersehen, daß eine Windgeschwindigkeit von 29,3 m/sec, wie sie dem Mittel der

Tabelle 5

Stundenmittel und höchstes 10-min-Mittel der Windgeschwindigkeit (in m/sec) am 16. Februar 1962, 21 bis 23 Uhr

	Stundenmittel		höchstes 10-min-Mittel	
	21—22h	22—23h	21—22h	22—23h
(a) Durchschnitt von 6 Feuerschiffen	23,5	23,4	25,0	24,8
(b) Helgoland	22,2	22,3	24,3	23,9
(c) Durchschnitt von 4 Inselstationen	21,2	20,4	24,0	24,3
(d) Durchschnitt von 5 Landstationen	19,1	20,0	20,5	21,5

Schätzungen von 10,7 Bft entspräche, nicht entfernt erreicht wird — nicht einmal im höchsten 10-min-Mittel der Feuerschiffe.

Berücksichtigt man die Lage einer Reihe von Sturmwarnstellen an den Flußläufen weit ab von der Küste, so würde man ihrem Kollektiv um 22 Uhr eine Windgeschwindigkeit von rund 20 m/sec zuerkennen, was nach der Umrechnungsskala dem obersten Bereich der Windstärke von 8 Bft gleichkäme.

Tatsächlich wurde z. B. bei 4 Signalstellen, wo der Wind geschätzt und — unabhängig davon — an einer Station registriert wurde (Borkum, Wilhelmshaven, Brunsbüttelkoog, Büsum) der Wind um 22 Uhr (21.50 bis 22.10 Uhr) registriert zu durchschnittlich 18,9 m/sec (= 8,0 Bft), geschätzt zu durchschnittlich 10,1 Bft (= 26,8 m/sec).

Haben sich also die 20 oder 22 Beobachter, von denen nicht ein einziger Stärke 8 angab, einseitig nach oben hin — teils mehr, teils weniger, im Durchschnitt um gut zwei Bft — überschätzt? Herrschte, um es mit den gebräuchlichen sprachlichen Bezeichnungen auszudrücken, um 22 Uhr nun schwerer bis orkanartiger Sturm, oder wehte nur ein stürmischer Wind, allenfalls „knapper“ Sturm? Hätten die Hydrographen nicht nachgewiesen, daß zu der säkularen Sturmflut der Nacht vom 16. zum 17. Februar 1962 eine sog. Fernwelle („external surge“) wesentlich beitrug (vgl. KOOPMANN, 1962), so würde man in Anbetracht der extremen Auswirkungen — Hochwasser in Cuxhaven und Hamburg nur mit dem von 1825 vergleichbar! — geneigt sein, das Walten eines orkanartigen Sturmes anzunehmen.

Die Diskrepanz rührt zweifellos im wesentlichen daher, daß der Windschätzer an Land die Windstärke — zumindest bei stärkerem Winde — mehr nach den vorhandenen Böen schätzt als nach der mittleren Windgeschwindigkeit.

Wenn die Böen um 45% über der mittleren Windgeschwindigkeit liegen, so ergibt das eine Relation von z. B. 20 m/sec zu 29 m/sec. Wer nach diesen Böen schätzt, würde sagen: „schon Windstärke 11, orkanartiger Sturm“. Wer aber die mittlere Windgeschwindigkeit mißt und nach bestehender Vorschrift umrechnet, würde zu dem Ergebnis gelangen: „noch Windstärke 8, stürmischer Wind“.

In unserem Falle wird allerdings der Umstand, daß es sich um einen Nachtsturm handelte, einen Dunkelheitsfehler in die Schätzung gebracht haben, der sich überwiegend im Sinne einer Überschätzung der Windstärke auswirkte. Deshalb sei hier noch ein Vergleich der 16-Uhr-Schätzung angeschlossen, eines Termins mit genügender Tageshelligkeit. Zu dieser Zeit ergab die Windschätzung bei den 22 Sturmwarnstellen im Durchschnitt (knapp) 9,7 Bft, nach der Umrechnungsskala 25,2 m/sec entsprechend. Im einzelnen schätzten hier die Signalisten:

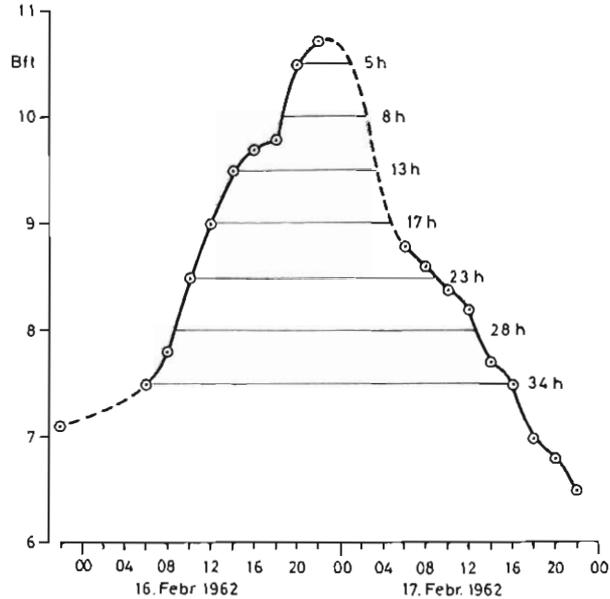


Abb. 20. Verlauf des Sturmes vom 16.—17. Februar 1962 im nordwestdeutschen Küstengebiet nach den Windstärke-Schätzungen an 22 Sturmwarnstellen (gemittelt). Rechts: Zahl der Stunden, in denen die betreffende Windstärke erreicht oder überschritten wurde

an 4 Stationen Windstärke 11
 an 8 Stationen Windstärke 10
 an 3 Stationen Windstärke 9—10

an 4 Stationen Windstärke 9
 an 3 Stationen Windstärke 8.

Die Vergleichstabelle hierzu sieht folgendermaßen aus:

Tabelle 6

Stundenmittel und höchstes 10-min-Mittel der Windgeschwindigkeit (in m/sec) am 16. Februar 1962, 15—17 Uhr

	Stundenmittel		höchstes 10-min-Mittel	
	15—16 ^h	16—17 ^h	15—16 ^h	16—17 ^h
(a) Durchschnitt von 6 Feuerschiffen	21,7	21,0	23,8	23,7
(b) Helgoland	22,7	20,4	24,9	20,7
(c) Durchschnitt von 4 Inselstationen	21,1	21,3	24,6	24,9
(d) Durchschnitt von 5 Landstationen	18,2	18,3	19,6	20,9

Bei den 4 Stationen Borkum, Wilhelmshaven, Brunsbüttelkoog, Büsum wurde der Wind um 16 Uhr (15.50—16.10 Uhr)

registriert zu durchschnittlich 19,0 m/sec (= 8,0 Bft),
 geschätzt zu durchschnittlich 9,75 Bft (= 25,3 m/sec).

Tatsächlich ist also zur Zeit der Helligkeit ein etwas besseres Verhältnis von Schätzung und Messung vorhanden. Der Wind wird um 16 Uhr durchschnittlich um eine volle Beaufortstärke niedriger geschätzt als um 22 Uhr; der gemessene Wind hat aber um 16 Uhr bei den Insel- und Landstationen im Durchschnitt nahezu die gleiche Geschwindigkeit wie um 22 Uhr. Die Dunkelheit hat demnach zu einer Überschätzung der Windstärke geführt, was man zumal für die geschätzten Orkan-Windstärken 12 (5 Stationen) annehmen muß.

Davon bleibt jedoch unberührt, daß der Durchschnitt der Schätzungen zu „Sturm“ bis „schwerem Sturm“ (Bft 9—10) tendierte, wo die Messungen nach der offiziellen Umrechnung nur „stürmischen Wind“ bis „Sturm“ (Bft 8—9) ergeben.

Hier kommt das Problem der Windgeschwindigkeits-Äquivalente der Beaufort-Grade zum Tragen, das schon seit längerem in der internationalen Diskussion steht (vgl. WALDEN). Es ist hier nicht der Ort für eine Erörterung im einzelnen. Nur soviel sei gesagt, daß die Windgeschwindigkeits-Äquivalente der Beaufort-Grade, wie sie seit 1946 international festgesetzt sind, für die höheren Beaufort-Stärken sicherlich nicht die zutreffendste „Übersetzung“ darstellen. Es gibt schon bessere Äquivalente, und nur der Umstand, daß eine internationale Neufestsetzung — wegen ihrer Wirkungsbreite — möglichst definitiv sein und nicht nochmals verbesserungsbedürftig werden sollte, hat bisher eine Änderung der bestehenden Internationalen Umrechnungs-Skala verhindert.

In der folgenden Tabelle sind für die höheren Windstärken einige Vorschläge von Äquivalenten den z. Z. gültigen internationalen gegenübergestellt (vgl. VERPLOEGH, S. 30—32).

Man erkennt, daß die neueren Vorschläge für die höheren Windstärken wesentlich niedrigere Windgeschwindigkeits-Äquivalente bringen, als die derzeitige internationale Umrechnung vorsieht. Die von VERPLOEGH für Landstationen und Feuerschiffe vorgeschlagene Skala zeigt (in Klammern, weil statistisch noch nicht hinreichend gesichert) für die Bft-Stärken 10 und 11 fast genau jene m/sec-Werte, die nach der derzeitigen Festsetzung den Bft-Stärken 9 und 10 zukommen.

Wenn also in unserem Falle die Sturmsignalisten Bft 9—10 schätzten, so würde dem ein Äquivalent von rund 21 m/sec (nach VERPLOEGH) entsprechen, nicht 24—25 m/sec. Die Diskrepanz zwischen Schätzung und Messung wäre so zu einem wesentlichen Teile beseitigt.

Tabelle 7

Mittlere äquivalente Windgeschwindigkeiten (in m/sec) für die Beaufort-Stärken 8 bis 11; nach Internationaler Skala und neueren Vorschlägen

	Internat. (1946)	See-Skala I (1956)	See-Skala II (1964)	Land- und Küsten-Skala (VERPLOEGH 1967)
Bft 8	18,9	17,7	17,8	16,9
Bft 9	22,6	20,4	20,8	(19,6)
Bft 10	26,4	23,3	24,2	(22,7)
Bft 11	30,5	26,5	28,0	(26,2)

Die Schwierigkeit, „richtige“ Äquivalente der Windgeschwindigkeit insbesondere für die oberen Bft-Stärken zu finden, rührt aber nicht nur von der relativen Seltenheit der Sturmstärken her, die das statistische Vergleichsmaterial beschränkt. Der Umstand, daß der Wind nach seiner Böigkeit geschätzt wird, erschwert die Zuordnung einer mittleren Geschwindigkeit (in der Windschätz-Anweisung für Landbeobachter spielt die Wirkung des Windes auf Bäume eine wesentliche Rolle; diese aber wird von den Böen hervorgerufen). Auch in der ursprünglichen Beaufort-Skala für Segelschiffe, bei der für die Windstärken oberhalb 5 nicht mehr die mittlere Fahrt des Schiffes, sondern die mögliche Segelführung maßgeblich für die Schätzung war, läßt sich erkennen, daß die Böen mehr als die mittlere Windgeschwindigkeit bestimmend waren, denn diese Böen liefern die Spitzenbelastungen durch den Winddruck (vgl. WACHTER).

VERPLOEGH (1967, S. 16 ff.) hat einen ersten Versuch gemacht, den Übergang von den (beobachteten) Böen zur mittleren Windgeschwindigkeit in einer Windschätzungs-Skala unter Anwendung der statistischen Theorie der atmosphärischen Turbulenz nachzuvollziehen. Dieser Entwurf bedarf aber noch des Ausbaus und der Prüfung, insbesondere für die höheren Windstärken.

Auch diese Seite des Problems der Böigkeit ist im Hinblick auf Sturmflut-Wetterlagen nicht ohne Belang, denn schließlich möchte man für die Historie der Sturmfluten ja gern wissen, ob z. B. die säkulare Flut vom 16./17. Februar 1962 mit einem „schweren Sturme“ über der Deutschen Bucht gekoppelt war oder — seltsamerweise — nicht.

Messungen der Böigkeit auf See und an der See und eingehende, vergleichende Untersuchungen darüber sind nötig, um auf die noch offenen Fragen eine befriedigende Antwort zu finden.

Zusammenfassung

Bei Wetterlagen, die zu Sturmfluten führen, spielt zwar die Richtung und mittlere Stärke des Windes die Hauptrolle, aber zusätzliche Bedeutung kommt der Böigkeit des Windes zu. Die Böen verstärken den Windstau und die Windsee, tragen also zur Erhöhung des Meeresspiegels und des „Wellenaufbaus“ bei.

Zur Kennzeichnung der Böigkeit kann der Faktor

$$B = \frac{\text{Böengeschwindigkeit minus Flautengeschwindigkeit}}{\text{mittlere Windgeschwindigkeit}}$$

benutzt werden. Betrachtet man Stundenmittel der Windgeschwindigkeit in Vergleich zur maximalen Böengeschwindigkeit und zur minimalen Flautengeschwindigkeit der Stunde, so lassen sich drei Klassen oder Typen der Böigkeit unterscheiden, bei denen die Maximalböen 80% oder mehr, etwa 55% und 40% oder weniger über den Stundenmitteln der Windgeschwindigkeit liegen.

Während des historischen Nordsee-Sturmes vom 31. Januar bis 1. Februar 1953 zeigten die an verschiedenen Küstenstationen der Niederlande registrierten Winde sehr unterschiedliche Typen der Böigkeit, die von extremer bis zu minimaler Böigkeit reichten. Ähnlich kontrastierende Verhältnisse wurden für deutsche Küstenstationen bei dem Nordsee-Sturme vom 16. bis 17. Februar 1962, der die verheerende Hamburger Flut auslöste, gefunden. Diese Gegensätze machen es sehr schwierig, einem bestimmten Sturme eine spezifische Böigkeit zuzuordnen.

Es läßt sich zeigen, daß die Unterschiede in der Böigkeit zwischen den einzelnen Küstenstationen völlig oder hauptsächlich auf Unterschiede in der Topographie in der Umgebung der Anemometer-Stationen zurückgehen. Je größer die Rauigkeit des benachbarten windüberströmten Geländes, desto niedriger ist die mittlere Windgeschwindigkeit und desto größer die Böigkeit. Die Unterschiede sind so ausgeprägt, daß sich für die Stürme von Mitte Februar 1962 mittlere Böigkeits-Typen für zwei Gruppen deutscher Küstenstationen ableiten lassen.

Die Ergebnisse unterstreichen die Notwendigkeit, mehr Böen-Registrierungen von der freien See zu bekommen. Es sollten Messungen bei verschiedener thermischer Schichtung und besonders auch bei höheren Windstärken angestellt werden. Well-Protektoren, wie sie im Gebiet der Deutschen Bucht zurückgelassen wurden, scheinen eine geeignete Plattform für solche künftige Feldforschung abzugeben.

Abschließende Bemerkungen gelten der Bedeutung der Böigkeit für die Schätzung der Windstärke. Dieser Punkt berührt die Frage der Beaufort-Äquivalente und z. B. auch die Frage, welche Bezeichnung der Sturm verdient, der die säkulare Sturmflut vom 16.—17. Februar 1962 nach sich zog.

Schriftenverzeichnis

1. BÉRENGER, M. et PAGES, B.: Contribution à l'étude des rafales. Brest-Guipavas, Juillet 1946-Juin 1956. Monographies de la Météorologie Nationale, No. 10, Paris 1958.
2. HANN-SÜRING: Lehrbuch der Meteorologie. 5. Aufl., 2. Bd., S. Hirzel, Leipzig 1951.
3. HENSEN, W.: Bericht der Arbeitsgruppe Sturmfluten im Küstenausschuß Nord- und Ostsee. Die Küste 14 (1966), 1.
4. KOOPMANN, G.: Wasserstandserhöhungen in der Deutschen Bucht infolge von Schwingungen und Schwallerscheinungen und deren Bedeutung bei der Sturmflut vom 16./17. Februar 1962. D. Hydrogr. Ztschr. 15 (1962), 5.
5. KOOPMANN, G.: Die Sturmflut vom 16./17. Februar 1962 in ozeanographischer Sicht. Die Küste 10 (1962), 2.
6. LAMB, H. H.: The English Climate. London 1964.
7. LETTAU, H.: Atmosphärische Turbulenz. Akadem. Verlagsges., Leipzig 1939.
8. O. V. (Rijkswaterstaat en het Kon. Ned. Meteorol. Inst.): Verslag over de stormvloed van 1953. 's-Gravenhage 1961.
9. ROBITZSCH, M.: Beiträge zur Kenntnis der Struktur des Bodenwindes. Arbeiten d. Preuß. Aeronaut. Observat. b. Lindenberg, 13. Bd., Wissenschaftl. Abh., Braunschweig 1919.
10. RODEWALD, M.: Der große Nordseesturm vom 31. Januar und 1. Februar 1953. Die Naturwissenschaft., Bd. 14 (1954), 1.
11. RODEWALD, M.: Zur Entstehungsgeschichte der Sturmflut-Wetterlagen in der Nordsee im Februar 1962. Die Küste 10 (1962), 2.
12. ROLL, H. U.: Über Größenunterschiede der Meereswellen bei Warm- und Kaltluft. D. Hydrogr. Ztschr. 5 (1952), 2/3.
13. ROLL, H. U.: Physics of the Marine Atmosphere. Intern. Geophysics Series, Vol. 7. New York and London 1965.
14. VERPLOEGH, G.: Observation and Analysis of the Surface Wind over the Ocean. Kon. Nederlands Meteorol. Inst., Mededeelingen en Verhandelingen, No. 89, 's-Gravenhage 1967.
15. WACHTER, H.: Was begründet die Stufen der Beaufort-Skala? Der Seewart 21 (1960), S. 85—100.
16. WALDEN, H.: Die Windgeschwindigkeits-Äquivalente der Beaufortgrade nach Beobachtungen deutscher Bordwetterwarten. Deutscher Wetterdienst, Seewetteramt, Einzelveröff. Nr. 47, Hamburg 1965.