

Die Küste

**ARCHIV
FÜR FORSCHUNG UND TECHNIK
AN DER NORD- UND OSTSEE**



3950-A-2012-0000090

Die Küste

ARCHIV
FÜR FORSCHUNG UND TECHNIK
AN DER NORD- UND OSTSEE

HERAUSGEBER:
DER KÜSTENAUSSCHUSS NORD- UND OSTSEE

Heft 16 - 1968

DRUCK UND KOMMISSIONSVERLAG:
WESTHOLSTEINISCHE VERLAGSANSTALT BOYENS & CO. HEIDE I. HOLST.

Anschriften der Verfasser dieses Heftes:

BAUMANN, Hans, Professor, Dr., Institut für Wasserwirtschaft und Meliorationswesen der Universität Kiel; GRIPP, Karl, Professor Dr., Kiel, Niemannsweg 168; MANN, Georg, Dipl.-Landwirt, Institut für Wasserwirtschaft und Meliorationswesen der Universität Kiel; MÜLLER, Ernst, Baudirektor, Wasserwirtschaftsamt, Stade; MÜLLER-SPÄTH, Walter, Bauamtmann, Wasserwirtschaftsamt, Stade; RODEWALD, Martin, Dr., Regierungsdirektor, Deutscher Wetterdienst, Seewetteramt, Hamburg 4, Bernhard-Nocht-Str. 76. RÖHDE, Hans, Regierungsbaudirektor, Bundesanstalt für Wasserbau – Außenstelle Küste – Hamburg 13, Moorweidenstr. 14.

Die Verfasser sind für den Inhalt ihrer Aufsätze allein verantwortlich.

Nachdruck aus dem Inhalt nur mit Genehmigung des Herausgebers: Küstenausschuß Nord- und Ostsee, Präsident i. R. Dr.-Ing. E. h. JOHANN M. LORENZEN, Kiel-Wik, Feldstraße 251/53, gestattet.
Schriftleiter: Dr. habil. E. WOHLBERG, Husum, Nissenhaus

Inhaltsverzeichnis

RODEWALD, Martin, Regierungsdirektor Dr. Zur Frage der Böigkeit des Windes bei Sturmflut-Wetterlagen	1
ROHDE, Hans, Regierungsbaudirektor Wasserstandsänderung und Sturmfluthäufigkeit an der Elbmündung	33
BAUMANN, Hans, Professor Dr. und MANN, Georg, Dipl.-Landwirt Vereinfachte Dränversuche in Schleswig-Holstein	43
MÜLLER, Ernst, Baudirektor und MÜLLER-SPÄTH, Walter, Bauamtmann Berechnung der natürlichen Entwässerung in den Küstenmarschen	59
GRIPP, Karl, Professor Dr. Zur jüngsten Erdgeschichte von Hörnum/Sylt und Amrum mit einer Übersicht über die Entstehung der Dünen in Nordfriesland	76

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 Bögigkeitsfaktor B_1 zu 1,5
 der Bögigkeitsfaktor B_2 zu 1,0
 der Bögigkeitsfaktor 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 Bögigkeit Maximalböen von 40 m/sec
- b) bei normaler Bögigkeit Maximalböen von 34 m/sec
- c) bei minimaler Bögigkeit Maximalböen von 31 m/sec.

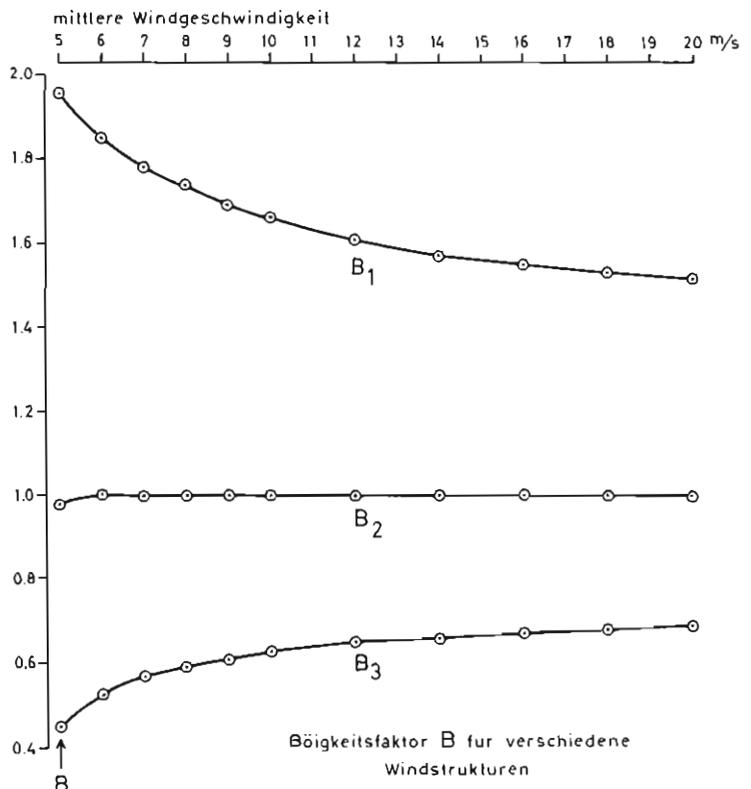


Abb. 1. Der Bögigkeitsfaktor B für verschiedene Windstrukturen und seine Änderung mit der mittleren Windgeschwindigkeit (nach ROBITZSCH)

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-

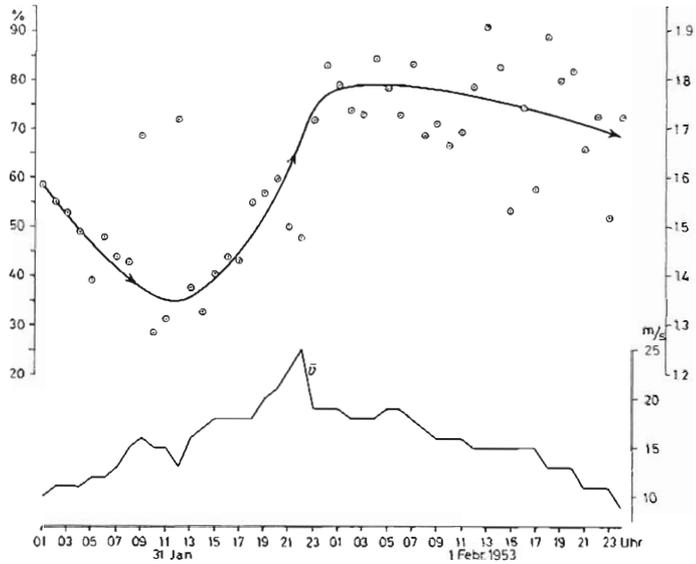


Abb. 2. Hoek van Holland: Prozentualer Überschuß der Maximalböen (je Stunde) über die Stundenmittel der Windgeschwindigkeit bei dem historischen Sturm vom 31. Januar—1. Februar 1953 (Maßstab rechts: Böienkoeffizient = b_x). Unterer Teil der Abb.: Stundenmittel der Windgeschwindigkeit (\bar{v} , in m/sec)

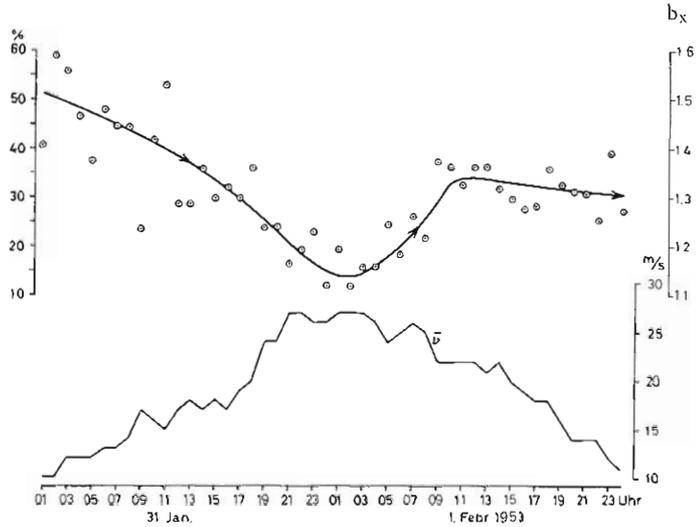


Abb. 3. Ijmuiden: Prozentualer Überschuß der Maximalböen (je Stunde) über die Stundenmittel der Windgeschwindigkeit bei dem historischen Sturm vom 31. Januar—1. Februar 1953 (Maßstab rechts: Böienkoeffizient = b_x). Unterer Teil der Abb.: Stundenmittel der Windgeschwindigkeit (\bar{v} , in m/sec)

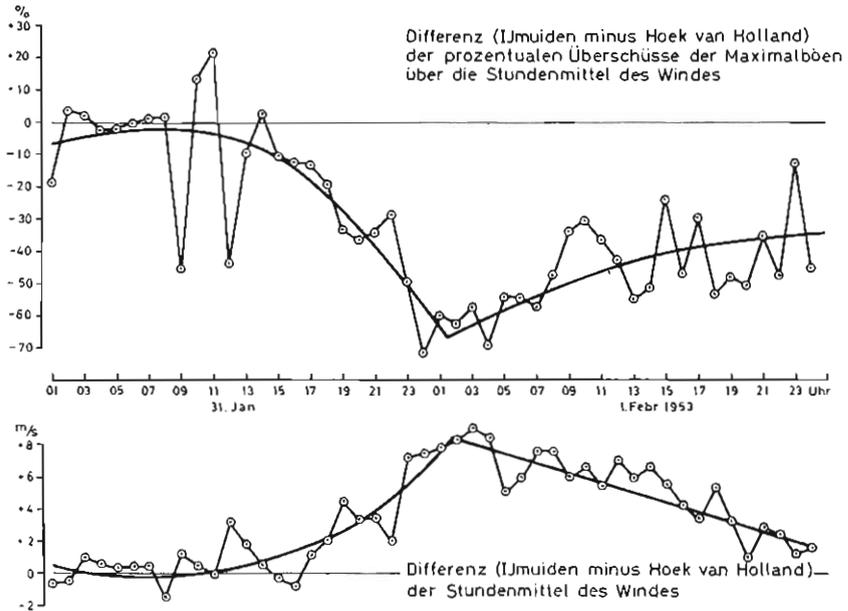


Abb. 4. Differenz-Kurven (Ijmuiden minus Hoek van Holland) für den Sturm vom 31. Januar—1. Februar 1953, und zwar: Oberer Teil: Differenz der prozentualen Überschüsse der Maximalböen über die Stundenmittel des Windes, unterer Teil: Differenz der Stundenmittel des Windes

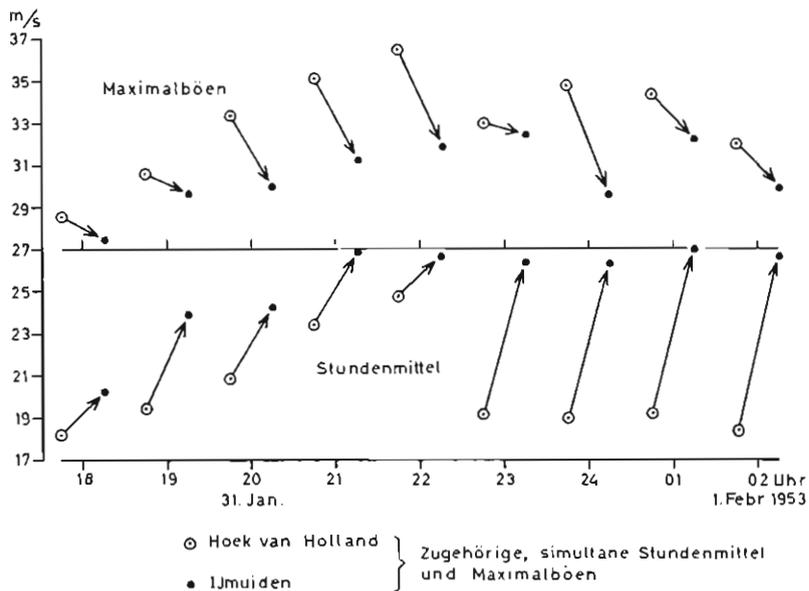


Abb. 5. Gleichzeitige Stundenmittel des Windes in Hoek van Holland und Ijmuiden und die zugehörigen Maximalböen in der Nacht vom 31. Januar zum 1. Februar 1953 (Rechtsversetzung der Punkte Ijmuiden und Pfeile nur zwecks Veranschaulichung)

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 → 11 → 12 → 14 → 15 → 16 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 %.

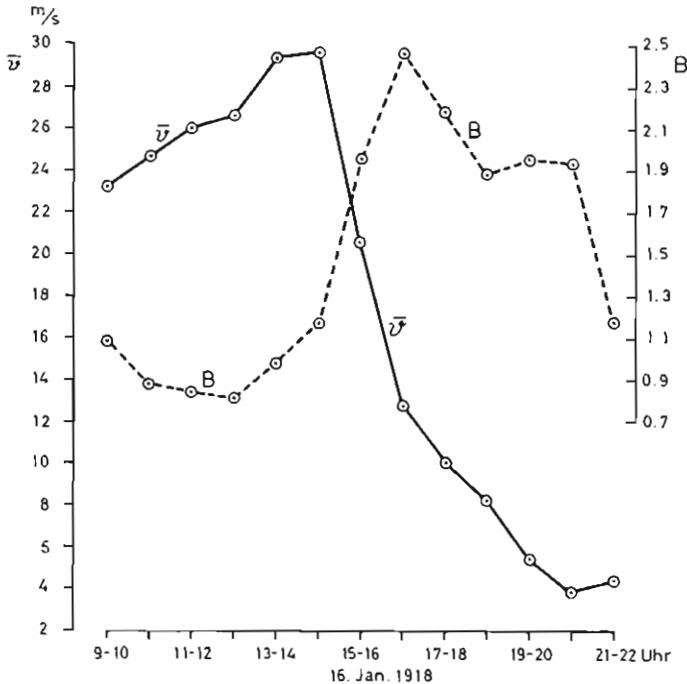


Abb. 6. Verlauf der mittleren Windgeschwindigkeit (\bar{v}) und des Böigkeitsfaktors (B) in Bad Münster a. Stein am 16. Januar 1918 (nach HANN-SÜRING)

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.

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.

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

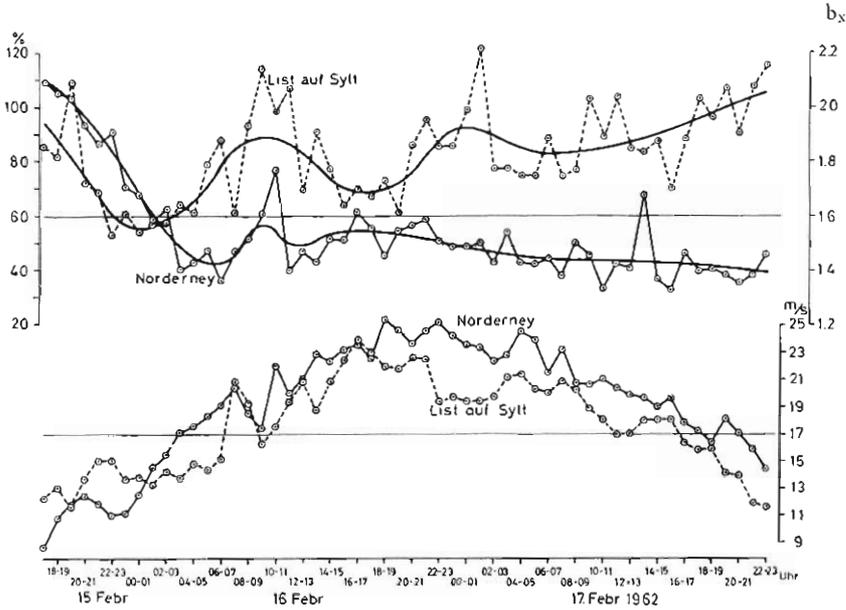


Abb. 7. List auf Sylt und Norderney: Ablauf des historischen Sturmes vom 15.—17. Februar 1962. Oberer Teil: Prozentualer Überschuss der Maximalböen (je Stunde) über die Stundenmittel der Windgeschwindigkeit (Maßstab rechts: Böenkoeffizient = b_x). Unterer Teil: Stundenmittel der Windgeschwindigkeit (in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

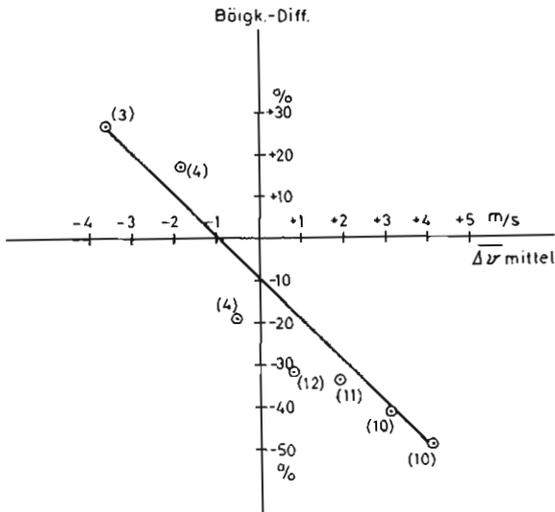


Abb. 8. Die Beziehung der Wind- und Böigkeits-Differenzen (gemäß Tabelle 2) zwischen Norderney und List auf Sylt (in Klammern Zahl der Fälle)

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:

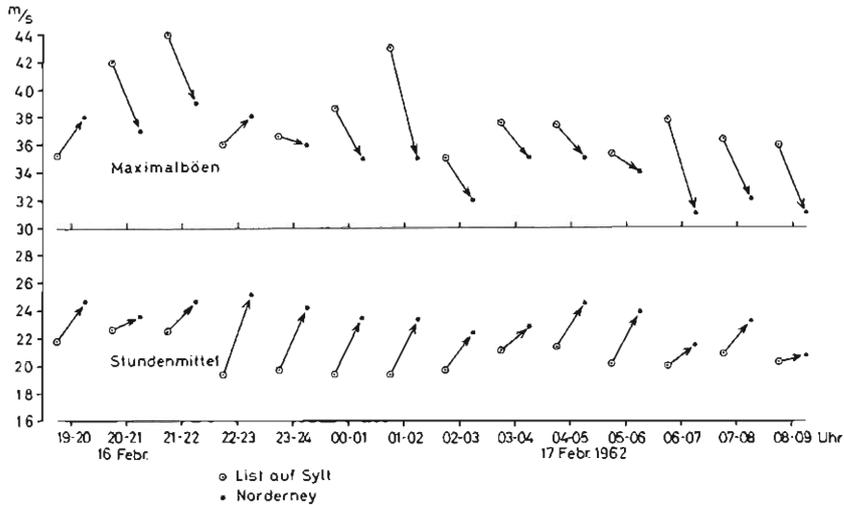


Abb. 9. Gleichzeitige Stundenmittel des Windes in Norderney und List auf Sylt und die zugehörigen Maximalböen vom 16. Februar abends bis 17. Februar 1962 morgens (Rechtsversetzung der Punkte Norderney und Pfeile nur zwecks Veranschaulichung)

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

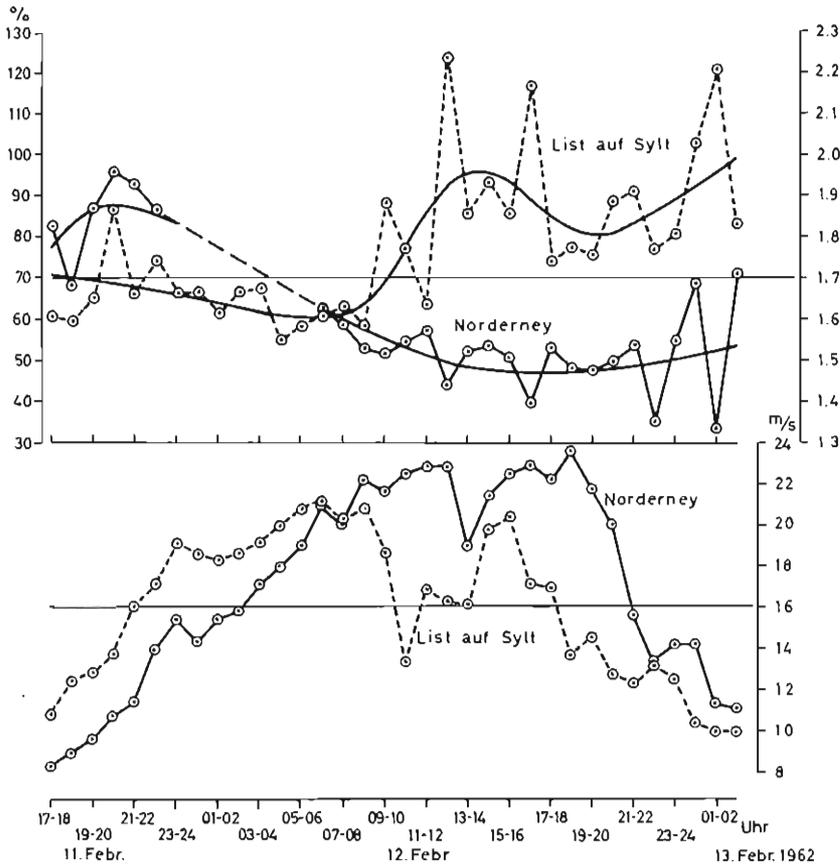


Abb. 10. List auf Sylt und Norderney. Ablauf des Sturmes vom 11.—12. Februar 1962. Oberer Teil: Prozentualer Überschuß der Maximalböen (je Stunde) über die Stundenmittel der Windgeschwindigkeit (Maßstab rechts: Böenkoeffizient). Unterer Teil: Stundenmittel der Windgeschwindigkeit (in m/sec)

(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 %.

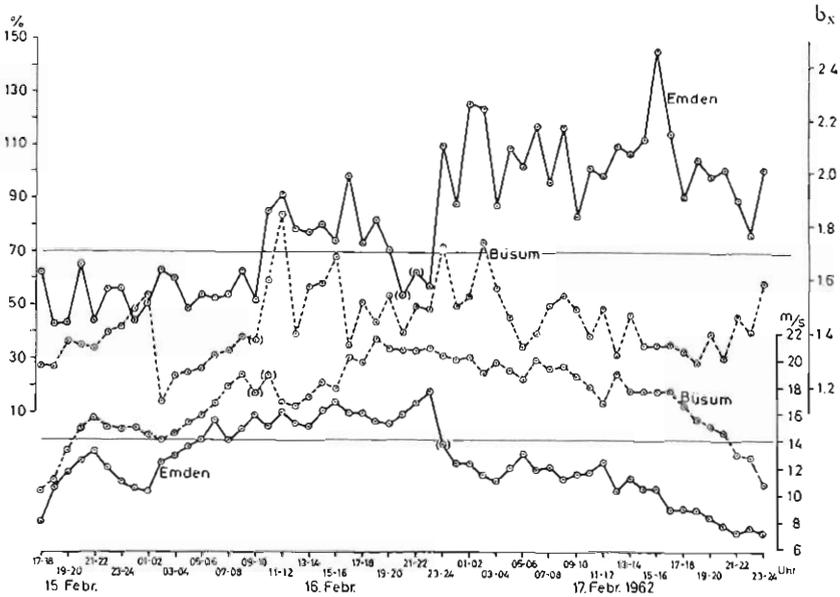


Abb. 11. Emden und Büsum: Ablauf des Sturmes vom 15.—17. Februar 1962. Oberer Teil: Prozentualer Überschuß der Maximalböen (je Stunde) über die Stundenmittel der Windgeschwindigkeit (Maßstab rechts: Böenkoeffizient). Unterer Teil: Stundenmittel der Windgeschwindigkeit (in m/sec)

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.

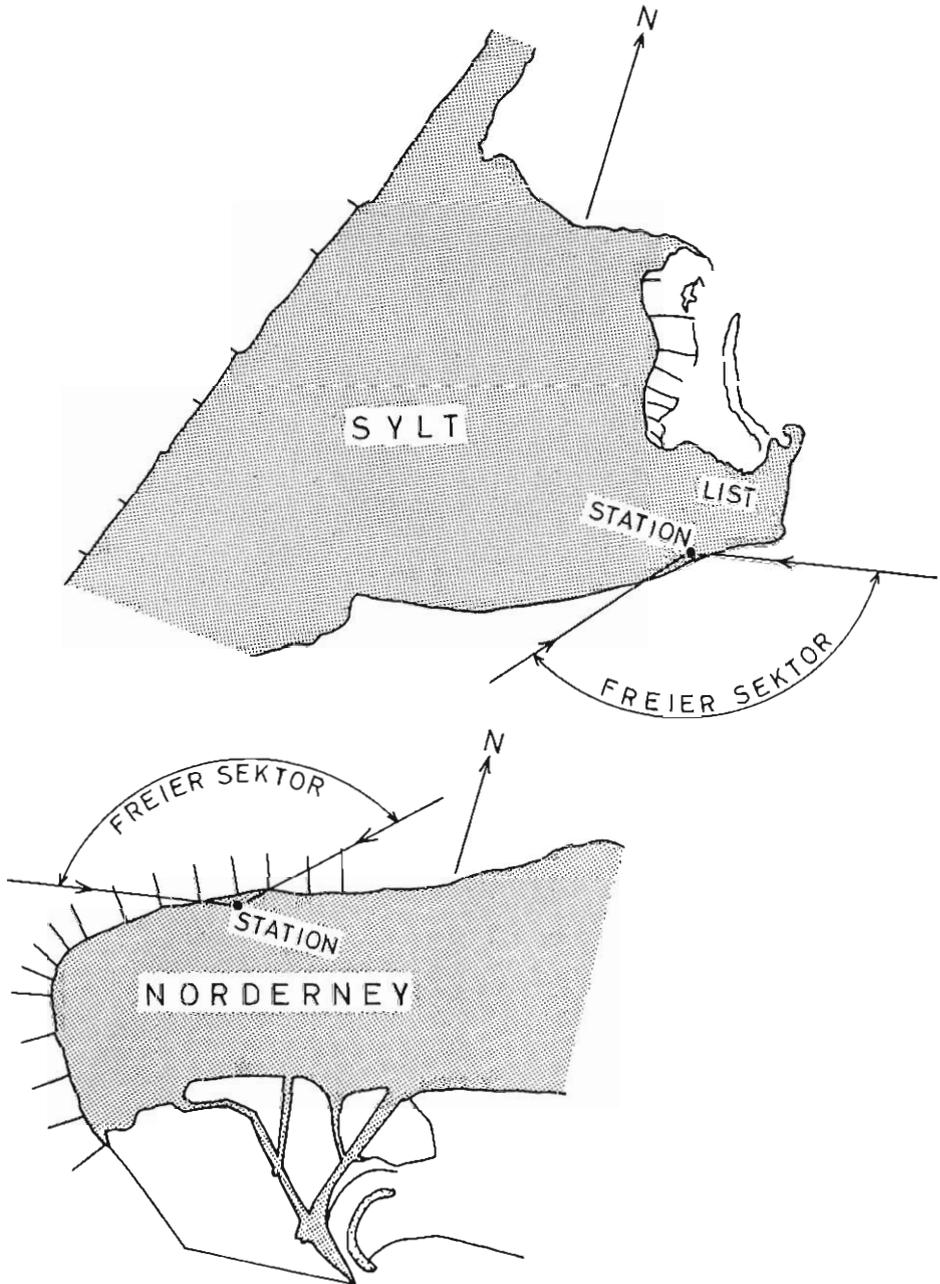


Abb. 12. Die Lage der Windmeß-Stationen List auf Sylt und Norderney

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-Georghöhe 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.

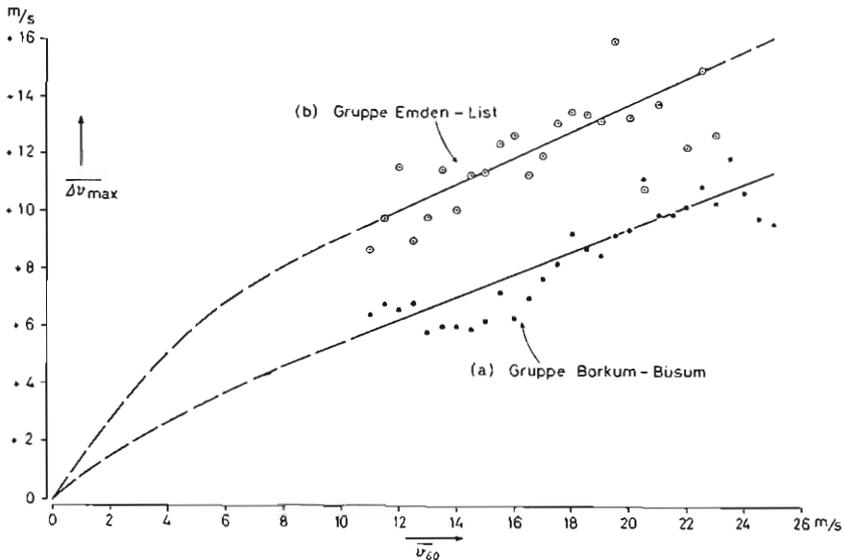


Abb. 13. Die mittleren Überschüsse der stündlichen Maximalböen ($\overline{\Delta v_{\max}}$) über die Stundenmittel der Windgeschwindigkeit ($\overline{v_{60}}$) für die Stationsgruppen (a) Borkum-Büsum, (b) Emden-List auf Sylt. Mittelwerte (in m/sec) für die beiden Stürme vom 11.—12. Februar und 16.—17.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

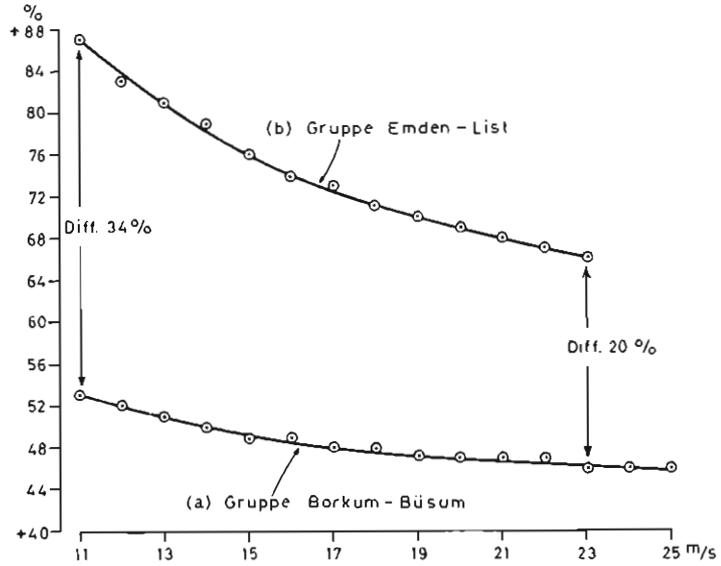


Abb. 14. Die mittleren prozentualen Überschüsse der stündlichen Maximalböen über die Stundenmittel der Windgeschwindigkeit für die Stationsgruppen (a) Borkum—Büsum, (b) Emden—List auf Sylt. Mittelwerte für die beiden Stürme vom 11.—12. Februar und 16.—17. Februar 1962

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-

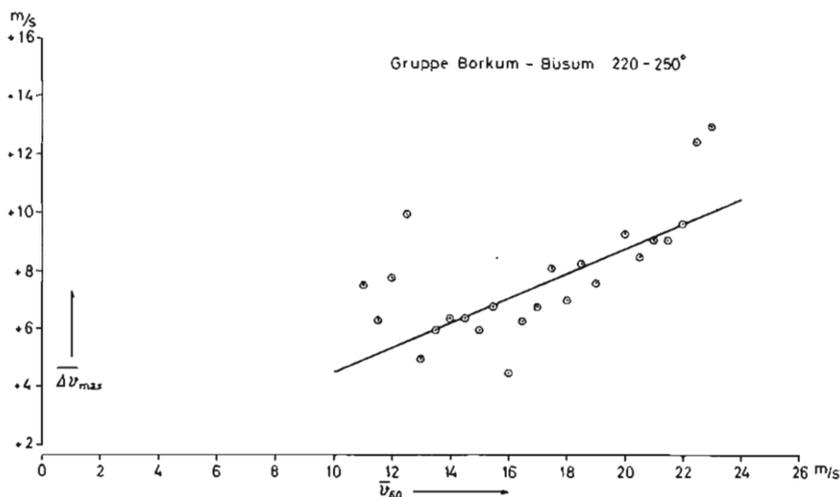


Abb. 15. Die mittleren Überschüsse der stündlichen Maximalböen über die Stundenmittel des Windes für die Stationsgruppe (a) Borkum—Büsum und die beiden Stürme vom 11.—12. Februar und 16.—17. Februar 1962. Windrichtungssektor: 220—250°

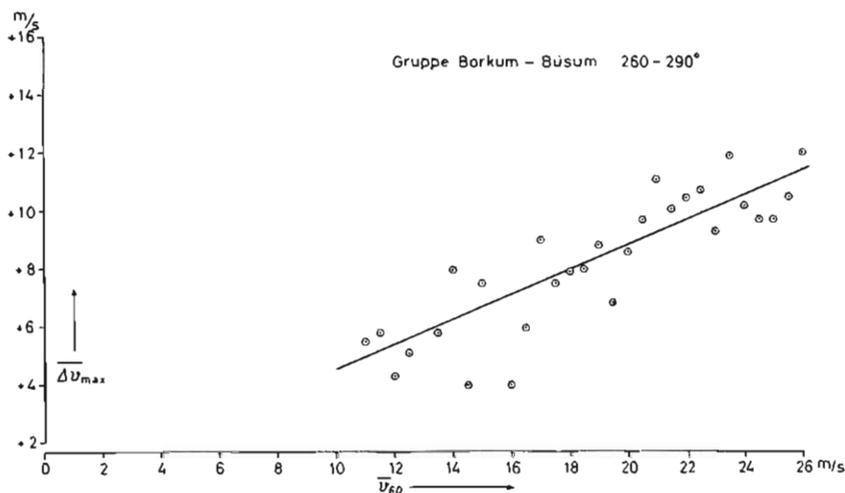


Abb. 16. Die mittleren Überschüsse der stündlichen Maximalböen über die Stundenmittel des Windes für die Stationsgruppe (a) Borkum—Büsum und die beiden Stürme vom 11.—12. Februar und 16.—17. Februar 1962. Windrichtungssektor: 260—290°

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

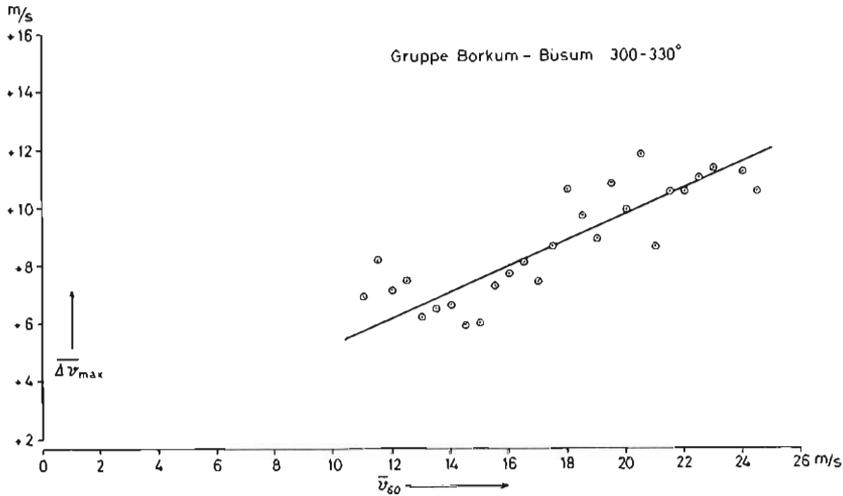


Abb. 17. Die mittleren Überschüsse der stündlichen Maximalböen über die Stundenmittel des Windes für die Stationsgruppe (a) Borkum—Büsum und die beiden Stürme vom 11.—12. Februar und 16.—17. Februar 1962. Windrichtungssektor: 300—330°

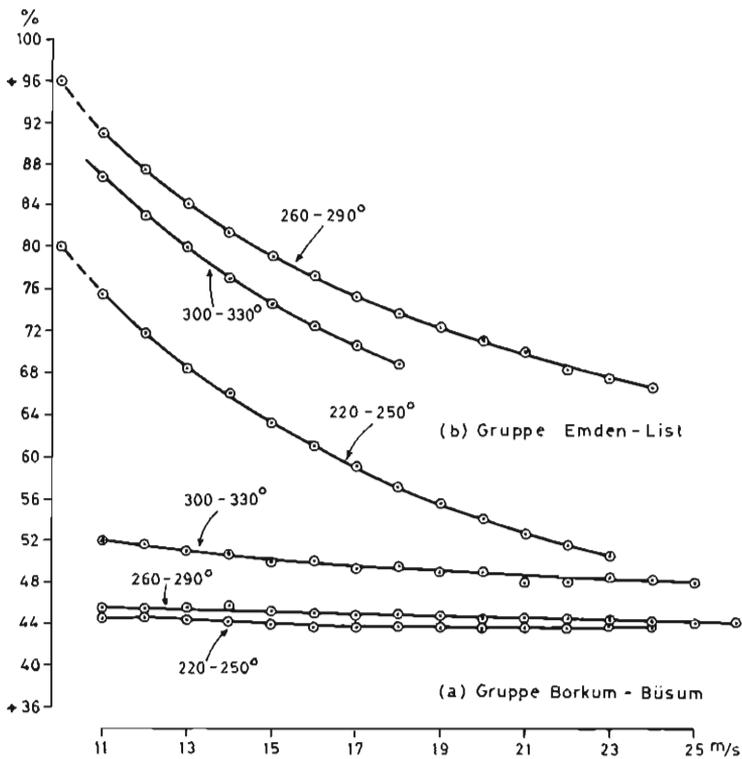


Abb. 18. Die mittleren prozentualen Überschüsse der stündlichen Maximalböen über die Stundenmittel des Windes für verschiedene Windrichtungssektoren (220—250°, 260—290°, 300—330°) bei den beiden Stationsgruppen (a) Borkum—Büsum, (b) Emden—List auf Sylt. Mittelwerte für die beiden Stürme vom 11.—12. Februar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

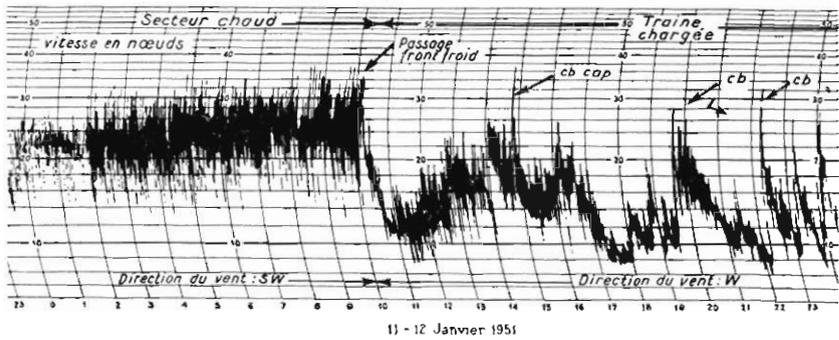


Abb. 19. Windregistrierung von Brest-Guipavas im Warmsektor und in der kalten Rückseitenluft eines Tiefs (nach BÉRENGER und PAGES)

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 (traînée) 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 Vortermin (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:

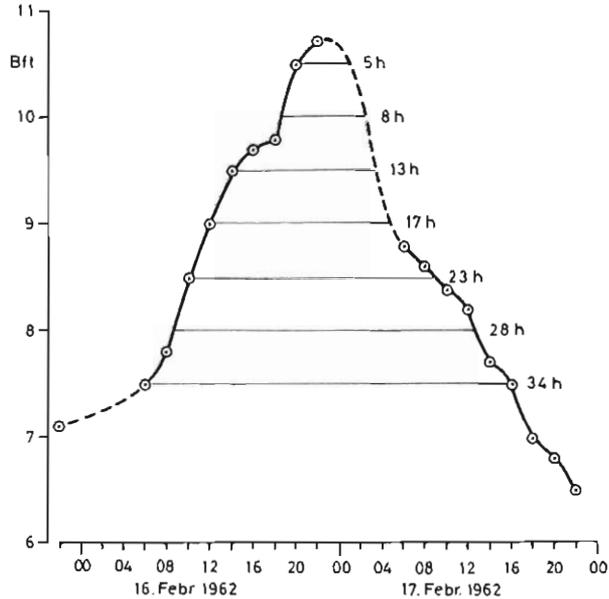


Abb. 20. Verlauf des Sturmes vom 16.—17. Februar 1962 im nordwestdeutschen Küstengebiet nach den Windstärke-Schätzungen an 22 Sturmwarnstellen (gemittelt). Rechts: Zahl der Stunden, in denen die betreffende Windstärke erreicht oder überschritten wurde

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 und 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.

Wasserstandsänderung und Sturmfluthäufigkeit an der Elbemündung

Von Hans Rohde

Abstract

The change of the middle highwater according to the water-gauge at Cuxhaven, the oldest water-mark along the German coast-line, is represented graphically. Related to the trendline of the overlapping 19 years' middle highwater the frequency of water-levels higher than middle highwater plus 1.5 m is investigated. The distribution of the frequencies of the high-water-levels for the months of the year is communicated.

Inhalt

1. Vorbemerkungen	33
2. Änderung der mittleren Wasserstände	34
3. Häufigkeit der Tidehochwasserstände von 1,50 m und mehr über MThw	36
4. Häufigkeitsverteilung hoher Wasserstände über die einzelnen Monate des Jahres	38
5. Häufigkeit hoher Wasserstände in früheren Jahrhunderten	40
6. Zusammenfassung	41
7. Schriftenverzeichnis	42

1. Vorbemerkungen

In der Arbeit „Die Häufigkeit hoher Wasserstände an der Westküste von Schleswig-Holstein“ (ROHDE 1964) wurden statistische Auswertungen der höchsten Tidehochwasserstände der drei Westküstenpegel Tönning, Husum und Büsum miteinander verglichen. Die Art der Auswertung entsprach dabei der Arbeit von HENSEN (1938), die Untersuchungen wurden aber auf Wasserstände von 1,50 m und mehr über MThw beschränkt. Die vorliegende Arbeit soll die statistische Auswertung der Tidehochwasserstände am Pegel Cuxhaven bringen. Wie bei der Arbeit über die Sturmfluthäufigkeit an der Westküste sind die Untersuchungen auf die Überschreitung des MThw um 1,50 m abgestellt. Dadurch sind Vergleiche mit den Häufigkeitswerten der Westküste möglich. Der Pegel Cuxhaven ist der älteste Pegel an der deutschen Nordseeküste, die Aufzeichnungen liegen von 1843 an lückenlos vor. Von den deutschen Küstenpegeln sind nur die Ostseepiegel Swinemünde und Kolberg älter (GAYE 1951).

Als ältester Pegel an der deutschen Nordseeküste ist der Pegel Cuxhaven für statistische Untersuchungen besonders geeignet. Schon HENSEN (1938) betrachtet den Anstieg des MThw am Pegel Cuxhaven an Hand der 19jährigen übergreifenden Mittel. Er erfaßt dabei aber nur den Zeitraum von 1875 bis 1936. Für diesen Zeitraum gibt er auch Sturmfluthäufigkeiten an, und zwar sowohl für eine Überschreitung des 19jährigen Mittels um mehr als 1,20 m als auch für eine Überschreitung des Wasserstandes von PN + 730 cm. In einer späteren Arbeit bringt HENSEN (1955) eine sehr ausführliche Sturmflutstatistik für Cuxhaven für den Zeitraum 1841 bis 1940. Untersucht werden dabei die Verteilung der Sturmfluten über die Jahre, die Jahreszeiten, die Monate, die Tage des Jahres und die Tagesstunden. Als Sturmflut wird ein Thw von PN + 735 cm und mehr am Pegel Cuxhaven bezeichnet. Nach HENSEN hat sich gezeigt, daß durch die Annahme eines anderen „Sturmfluthorizontes“ die grundsätzlichen Ergebnisse nicht beeinflußt werden. Hinsichtlich der Sturmflutverteilung über bestimmte Zeitabschnitte ist diese Ansicht richtig, wie auch ein Vergleich der Häufigkeitsverteilung der Sturmfluten am Pegel Tönning über die Monate des Jahres zeigt (ROHDE 1964a und b). Bei Annahme eines festen „Sturmfluthorizontes“ ergibt sich aber wegen des säkularen Anstiegs des MThw immer eine Zunahme der Sturmfluthäufigkeit mit der Zeit. Da die Sturmfluten in der

Nordsee meteorologisch bedingt sind, kann sich aus der allgemeinen Angabe, daß die Sturmfluthäufigkeit zunimmt, der Fehlschluß ergeben, daß diese Zunahme meteorologisch bedingt sei. Es ist daher richtiger, die Sturmflutuntersuchungen nicht auf einen festen Horizont zu beziehen, sondern auf mittlere Jahreswasserstände. Die Häufigkeit von Sturmfluten an der Elbemündung behandelt auch LUCHT (1964). Er erfaßt mit seinen Untersuchungen alle Thw, die am Pegel Cuxhaven 101 cm und mehr über dem jeweiligen MThw gelegen haben. Dabei wird der Zeitraum von 1842 bis 1958 bzw. 1960 behandelt.

Da alle genannten Untersuchungen mit den in der Arbeit über die Häufigkeit hoher Wasserstände an der Westküste von Schleswig-Holstein (ROHDE 1964) nicht ohne weiteres verglichen werden können, hat sich der Verfasser entschlossen, das für Cuxhaven vorliegende Material in derselben Weise auszuwerten wie in der Arbeit über die Westküste. Für die Untersuchung der Sturmfluthäufigkeit werden nur die Aufzeichnungen des Pegels Cuxhaven seit dem 1. November 1863 herangezogen. 1863 wurde der schon seit 1841 als Lattenpegel bestehende Pegel zu einem „Stellpegel“ umgebaut. Der sich in einem Schacht bewegende Schwimmer wurde jeweils bei Tnw und Thw durch Sperrhaken festgehalten (HENSEN 1938). Erst 1899 wurde der Pegel Cuxhaven Schreibpegel. Da die Dämpfung in dem Schacht des Stellpegels etwa die gleiche gewesen sein dürfte wie bei dem späteren Schreibpegel, sind die Aufzeichnungen miteinander vergleichbar. Die Ablesegenauigkeit eines Lattenpegels ist bei Sturmfluten gering. Außerdem ist es fraglich, ob auch alle Nachthochwasser, besonders die bei geringer Sturmfluthöhe, durch Lattenpegelablesungen erfaßt worden sind. Aus diesen Gründen sind die Aufzeichnungen des Pegels Cuxhaven vor 1864 in der vorliegenden Arbeit für die Sturmflutuntersuchungen nicht verwendet worden. Alle Angaben in der vorliegenden Arbeit beziehen sich auf Abflußjahre (November — Oktober).

2. Änderung der mittleren Wasserstände

Wie in der Arbeit über die Sturmfluthäufigkeit an der Westküste (ROHDE 1964), sollen die Sturmfluthäufigkeiten an der Elbemündung auf die Überschreitung der ausgeglichenen übergreifenden 19jährigen Mittel des MThw bezogen werden. Abbildung 1 zeigt die Ganglinie der 19jährigen übergreifenden Mittel des MThw von Cuxhaven von 1843 bis 1965. Die Verwendung der Werte der Lattenpegelablesungen von 1843 bis 1863 für diese Untersuchungen ist zulässig, weil die meisten der Ablesungen unter normalen Verhältnissen vorgenommen wurden und Fehlablesungen infolge stark bewegten Wassers sich auf die Mittelbildung nur ganz gering auswirken. Von 1843/61 bis 1914/32 zeigt die Ganglinie — von einigen kurzzeitigen Schwankungen abgesehen — eine verhältnismäßig gleichmäßige Steigung. Anschließend knickt sie in einen bedeutend flacheren Verlauf um, den sie bis heute beibehalten hat. Nach der Methode der kleinsten Quadrate sind für die beiden Abschnitte mit deutlich unterschiedlicher Steigung die Ausgleichsgeraden berechnet. Die Berechnung der einen Ausgleichsgeraden erstreckt sich auf den Zeitraum 1843/61 bis 1919/37, die der anderen auf den Zeitraum 1913/31 bis 1947/65. Die Ausgleichslinien schneiden sich bei dem Abszissenwert 1919/37. Die erste Ausgleichslinie hat eine Steigung von 0,289 cm/Jahr, die zweite eine von 0,0853 cm/Jahr. Insgesamt zeigt die Ganglinie der 19jährigen übergreifenden Mittel des MThw von Cuxhaven bis zum Abszissenwert 1917/35 einen sehr ähnlichen Verlauf wie die Ganglinien der Westküstenpegel Büsum, Tönning und Husum. (Vergleiche Abb. 1 der Arbeit ROHDE 1964a.) Auf Abbildung 1 sind außer der Ganglinie des MThw und der Ausgleichslinie von Cuxhaven auch die Ausgleichslinien der genannten drei Westküstenpegel dargestellt. Allen vier Nordseepegeln ist der Anstieg des MThw um rund 0,3 cm im Jahr bis etwa zur Jahresreihe 1914/32 gemeinsam. Die Steigung der Ausgleichslinie

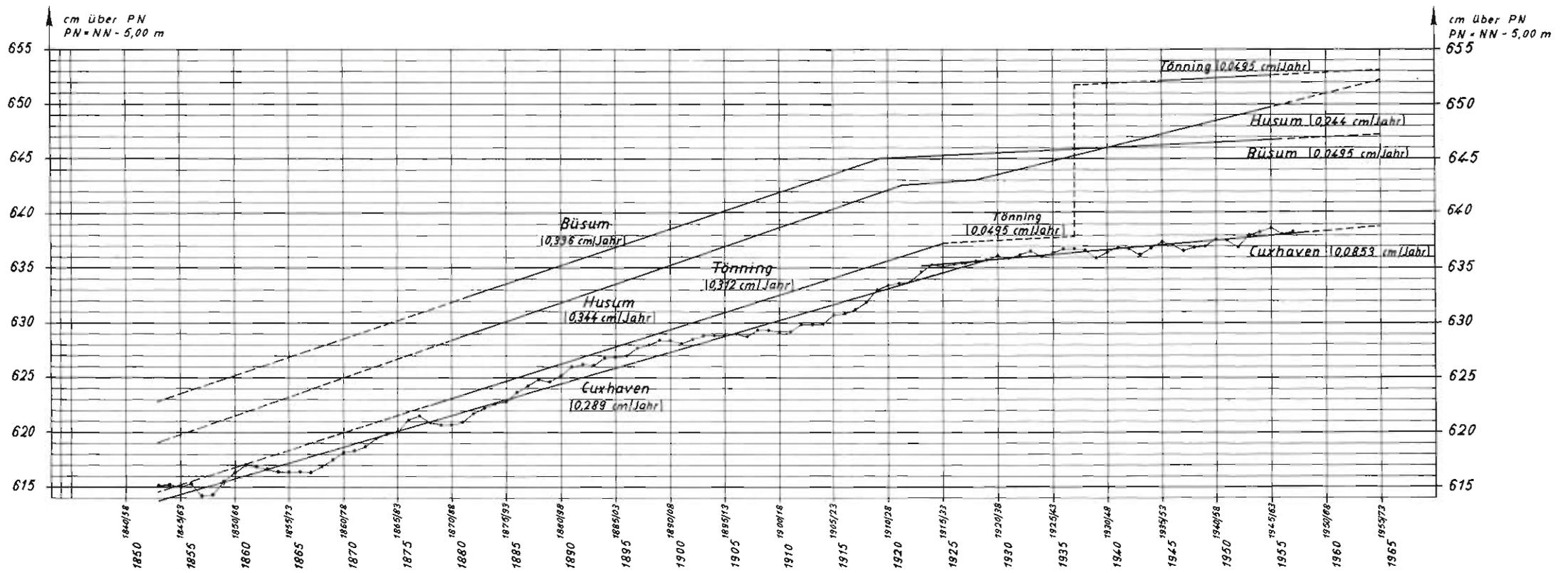


Abb. 1. 19jährige übergreifende Mittel des MThw für den Pegel Cuxhaven. Zum Vergleich die entsprechenden Ausgleichslinien für die Pegel Husum, Tönning und Büsum

für Cuxhaven ist mit 0,289 cm/Jahr am kleinsten, für Husum mit 0,344 cm/Jahr am größten. Der sehr ähnliche Verlauf der Ganglinien bei den 4 Pegeln läßt für Büsum, Tönning und Husum eine rückwertige geradlinige Extrapolation bis zu dem für 1852 gültigen Mittelwert von 1843/61, dem Anfangswert der Ermittlungen für Cuxhaven, zu (vgl. Abb. 1). Eine noch weitere Extrapolation ist dagegen nicht zulässig.

Den vier in der Deutschen Bucht untersuchten Pegeln ist der geringe Anstieg des MThw seit etwa 1920 gemeinsam. Für Büsum und Cuxhaven wird der geringe Anstieg von 1914/32 (1923) an, für Tönning und Husum von 1910/28 (1919) an spürbar. Die Ausgleichslinie verläuft für Büsum mit einer Steigung von 0,0495 cm/Jahr, die Steigung der Cuxhavener Ausgleichslinie ist mit 0,0853 cm/Jahr fast doppelt so groß. Der Anstieg des MThw von Tönning ist durch die Auswirkung der Eiderabdämmung verfälscht. Sieht man von der Auswirkung der Eiderabdämmung ab, die durch einen Sprung in der Ausgleichslinie der 19jährigen übergreifenden Mittel darzustellen ist, so hat die Ausgleichslinie für Tönning die gleiche Steigung wie die Linie für den Pegel Büsum. Ein etwas anderes Verhalten zeigt noch der Anstieg des MThw am Pegel Husum. Wie bei den anderen Westküstenpegeln verläuft die Ausgleichslinie zunächst sehr flach. Von 1918/36 an verläuft sie bis heute aber steiler. Die Steigung von 0,244 cm/Jahr ist fast fünfmal größer als für Büsum und Tönning und fast dreimal größer als für Cuxhaven. Dieses unterschiedliche Verhalten ist nicht vollständig zu erklären. Gewisse Unterschiede zwischen den einzelnen Pegeln ergeben sich schon aus den anderen örtlichen Verhältnissen. Auffallend ist dagegen für Husum, daß die Wasserstandshebung zunächst ähnlich erfolgt wie in Büsum, dann aber seit 1918/36 wieder sehr viel steiler. Der Beginn dieses Anstiegs fällt mit der Eindeichung des Finkhauskooges südlich der Mündung der Husumer Aue im Jahre 1935 und dem Ausbau des Dammes vom Festland nach Nordstrand auf sturmflutfreie Höhe (1933 bis 1935) zusammen. Der erste Nordstrander Damm war 1906 bis 1907 mit einer Kronenhöhe von 0,5 m über MThw gebaut worden, je nach Windrichtung konnte über ihn bei höheren Fluten ein Wasserstandsausgleich stattfinden. Außerdem unterlag dieser erste Damm „im Laufe der Jahre Sackungen und Beschädigungen, die teilweise das Ausmaß völliger Zerstörung annahmen“ (KNOP 1961). Er dürfte sich daher kaum auf das MThw des Pegels Husum ausgewirkt haben. Erst der sturmflutfreie Nordstrander Damm (1935) verhinderte einen Wasserstands-ausgleich zwischen dem Heverstrom und der Holmer Fähre (nördlich von Nordstrand) und konnte zusammen mit der Eindeichung des Finkhauskooges einen verstärkten Anstieg des MThw am Pegel Husum bewirken. Wenn die genannten Baumaßnahmen die einzige Ursache wären, so müßte der steilere Anstieg der Ganglinie des 19jährigen MThw von Husum — ähnlich wie die Wirkung der Eiderabdämmung auf die entsprechende Ganglinie von Tönning (ROHDE 1964a) — seit 1936/54 abgeklungen sein. Die Wirkung der genannten Baumaßnahmen würde dann besser durch einen Sprung in der Ganglinie des 19jährigen MThw zum Ausdruck gebracht werden. Ein Abklingen des stärkeren Anstiegs des MThw am Pegel Husum ist bisher aber noch nicht eindeutig zu erkennen. Es müssen daher Ursachen vorliegen, deren Einfluß auf die Wasserstandshebung zur Zeit noch wirksam ist. Als solche Ursache kann die Verlandung der Nordstrander Bucht angesehen werden. Das Gebiet beiderseits des Nordstrander Dammes gehört seit Ausbau des Dammes auf sturmflutfreie Höhe zu einem der Hauptanwachsgebiete der nordfriesischen Küste. Besonders nach dem Kriege ist hier der Anwachs durch intensive Landgewinnungsarbeiten nachhaltig gefördert worden, so daß in absehbarer Zeit nördlich und südlich des Dammes Köge von je 500 ha eingedeicht werden können (WOHLENBERG und SNUIS 1955). Die fortschreitende starke Verlandung der Bucht bedingt eine Einschränkung des Flutraumes und könnte so zu einer im Vergleich zu den anderen genannten Westküstenpegeln stärkeren Hebung des MThw in Husum beitragen.

Auch an der Wasserstandsganglinie von Esbjerg ist von 1910/28 an nur noch ein geringer

Anstieg festzustellen (DIETRICH 1954). Ebenso steigt seit 1910/28 an einigen Ostseepegeln das Jahres-Mittelwasser geringer als vorher (GAYE 1951).

Als Ursache der Änderung der Wasserstände in der Nordsee wird heute nicht mehr eine Küstensenkung, sondern eine echte Wasserstandshebung angenommen. Welche Einflüsse im einzelnen für Wasserstandsänderungen maßgebend sein können, ist von DIETRICH (1954) zusammenfassend dargestellt worden. Der geringe Anstieg des Wasserstandes in Esbjerg seit 1910/28 ist nach DIETRICH auf eine gleichzeitige Abnahme des Staueffekts des Windes zurückzuführen, während der geologisch-eustatische Effekt stetig ansteigt. Als eine mögliche Ursache des Anstiegs des geologisch-eustatischen Effekts ist nach DIETRICH (1954) das Abschmelzen der Gletscher und des Inlandeises von Grönland und der Antarktis anzusehen. Interessant sind in diesem Zusammenhang auch die Angaben von RODEWALD (1965) über die Erwärmung des arktischen Beckens. Danach ist die Wassertemperatur im Nordpolgebiet seit den ersten Messungen, die NANSEN 1894/95 bei der „Fram“-Drift vorgenommen hat, ständig angestiegen, die Eisstärke hat abgenommen. Die seit den dreißiger Jahren häufiger durchgeführten Temperaturmessungen lassen einen geringeren Anstieg erkennen als vorher. Dieser Erscheinung entspricht der geringere gleichzeitige Wasserstandanstieg an den genannten Pegeln der Nord- und Ostsee, ihr widerspricht allerdings der stetige Anstieg von 1890 bis 1950 des geologisch-eustatischen Effekts für Esbjerg. Es ist nicht das Ziel der vorliegenden Arbeit, die Ursachen der Wasserstandsänderungen zu ergründen. Es sollte vielmehr gezeigt werden, daß die Wasserstandsänderung bei den genannten Nordseepegeln gleichsinnig verläuft und daß für die Änderungstendenzen mehrere Ursachen in Frage kommen können.

3. Häufigkeit der Tidehochwasserstände von 1,50 m und mehr über MThw

Einzelne besonders hohe Sturmfluten an der Elbemündung in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts werden von LEPPIK (1950) untersucht. Es sind fast ausnahmslos Sturmfluten, deren Scheitelhöhen in Cuxhaven über $PN + 850$ cm lagen. Die von SCHELLING (1952) für die Westküste betrachteten Sturmfluten nach 1900 sind, mit Ausnahme der Sturmflut vom November 1911, auch in der Arbeit von LEPPIK behandelt. An der Westküste als besonders schwer registrierte Sturmfluten sind im allgemeinen auch für die Elbemündung besonders schwere. Infolge der unterschiedlichen örtlichen Lage der Westküstenpegel und des Pegels Cuxhaven zu den Windrichtungen bei Sturmfluten ist die Relation der Scheitelhöhen zueinander unterschiedlich. Die Sturmflut vom März 1906 ist z. B. an der Elbemündung nach den Sturmfluten von 1962 und 1825 die höchste, an den Pegeln Tönning und Husum wird sie von zahlreichen anderen übertroffen. Bei einem Vergleich der Ganglinie des HThw von Cuxhaven (Abb. 2) mit den entsprechenden Darstellungen für Tönning, Husum und Büsum (ROHDE 1964a, Abb. 2, 3 und 4) lassen sich zahlreiche Abweichungen in den Relationen der Scheitelhöhen untereinander feststellen. In der oberen Darstellung der Abbildung 2 ist auch die Ganglinie der 19jährigen Mittel des HThw eingetragen. Bis zum Mittelwert 1914/32 (1923) steigt die Ganglinie um etwa 50 cm an, während nach Abbildung 1 der Anstieg des MThw im gleichen Zeitraum nur 15 cm beträgt. Anschließend bleibt das MHThw etwa konstant, um von 1930/48 an etwas abzufallen. Das MHThw des gesamten Zeitraumes von 1864 bis 1966 liegt auf $PN + 832$ cm. Vergleichbar mit den drei Westküstenpegeln Husum, Tönning und Büsum ist das MHThw der Jahresreihe 1916/63. Es ist bezogen auf $PN = NN - 500$ cm für Husum 874 cm, Tönning 870 cm, Büsum 850 cm (ROHDE 1964) und Cuxhaven 846 cm. Der Wasserstand von MThw 1,50 m wird in Cuxhaven im Zeitraum 1916 bis 1963 insgesamt 157mal erreicht oder überschritten, also etwas häufiger als in Büsum (145mal) und erheblich seltener als in Husum (222mal)

HThw am Pegel Cuxhaven

• = 19 jährige übergreifende Mittel

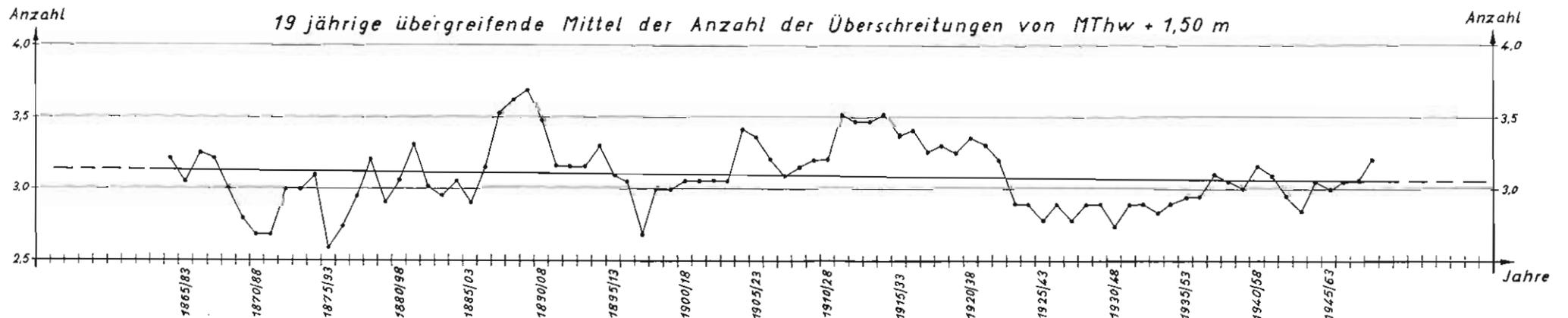
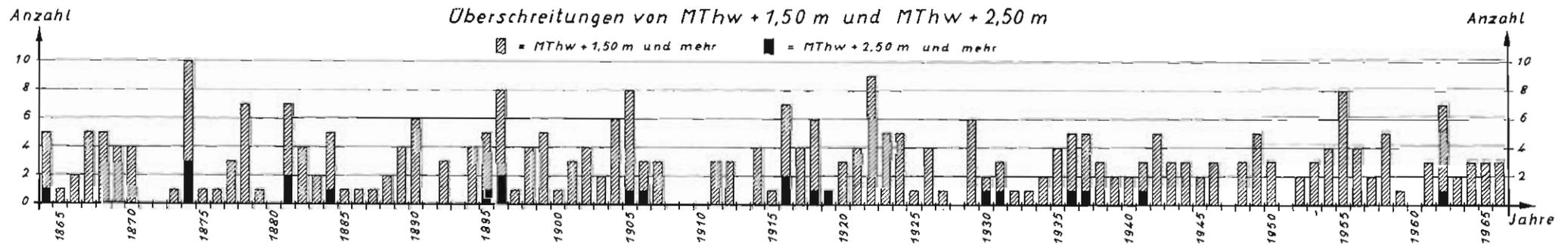
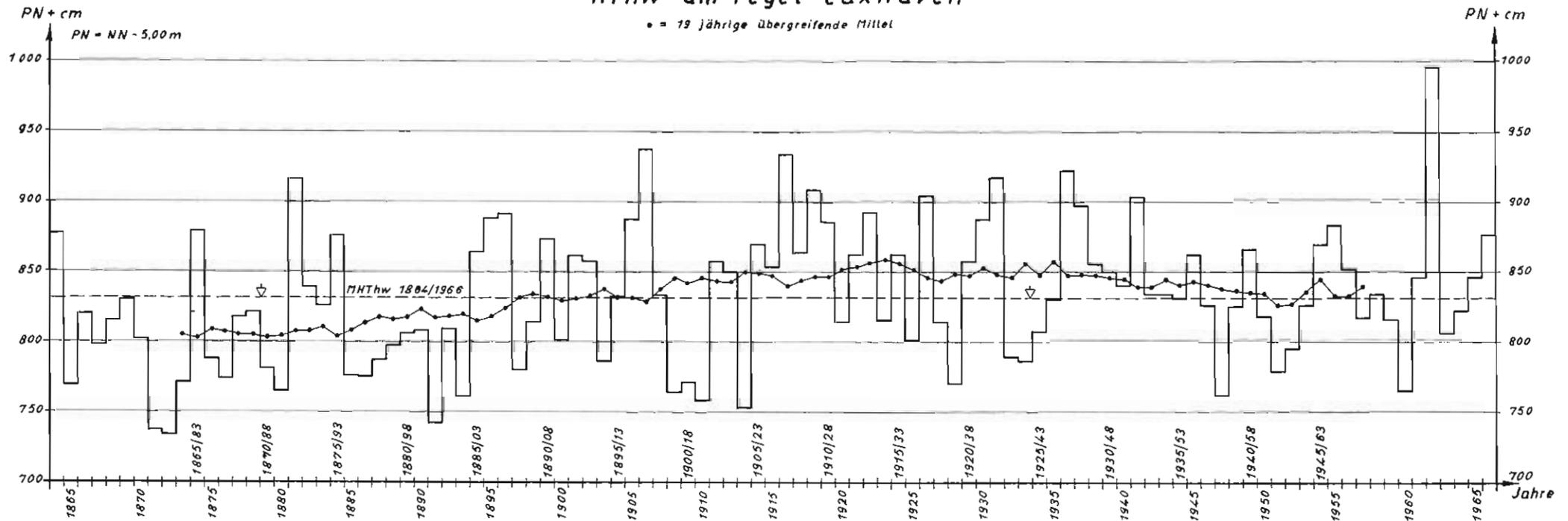


Abb. 2. Ganglinie des HThw Pegel Cuxhaven, Häufigkeit der Überschreitung von MThw + 1,50 m und MThw + 2,50 m, 19jährige übergreifende Mittel der Anzahl der Überschreitungen von MThw + 1,50 m im Jahr

und Tönning (200mal). Diese Unterschiede sind durch die unterschiedliche örtliche Lage der Pegel bedingt. Wie Büsum am Eingang der weiten Meldorfer Bucht, liegt Cuxhaven am Beginn des weiten Mündungstrichters der Elbe. Hier sind die Reflexionserscheinungen geringer als in Husum, Tönning oder an den oberhalb von Cuxhaven gelegenen Elbepegeln.

Die Häufigkeit der Überschreitung der Wasserstände von 1,50 m und 2,50 m über MThw in jedem Jahr ist auf der mittleren Darstellung der Abbildung 2 angegeben. Als MThw ist für jedes Jahr nach Abbildung 1 das MThw gewählt, das sich aus der Ausgleichslinie der Ganglinie der übergreifenden 19jährigen MThw ergibt. Jedem Jahr ist dabei das 19jährige Mittel aus den jeweils vorhergegangenen und den nachfolgenden 9 Jahren zugeordnet. Über das Jahr

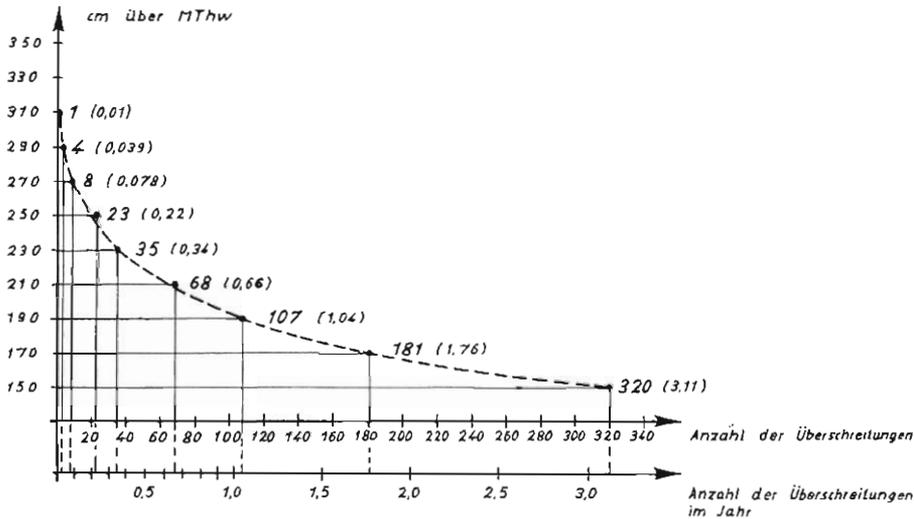


Abb. 3. Häufigkeit der Wasserstände von MThw + 1,50 m und mehr am Pegel Cuxhaven von 1864 bis 1966

1956 (Mittel 1947/65) hinaus wurde die Ausgleichslinie geradlinig extrapoliert. Eine entsprechende Untersuchung hat HENSEN (1938) für den Zeitraum 1875/93 (1884) bis 1918/36 (1927) und die Überschreitung von MThw + 1,20 m durchgeführt. Die untere Darstellung auf Abbildung 2 zeigt die Ganglinie der übergreifenden 19jährigen Mittel der Häufigkeiten der Überschreitung von MThw + 1,50 m. Diese Darstellung entspricht den Ganglinien b, c und d der Abbildung 5 der Arbeit über die Sturmfluthäufigkeit an der Westküste (ROHDE 1964) und der unteren Darstellung der Abbildung 2 der Arbeit von HENSEN (1938). Die in Abbildung 2 der vorliegenden Arbeit eingetragene, nach der Methode der kleinsten Quadrate berechnete Ausgleichslinie hat in dem Zeitraum von 1864/82 bis 1947/65 eine leicht fallende Tendenz von $n = 3,13$ im Jahr auf $n = 3,06$ im Jahr. Die Sturmfluthäufigkeit ist also erheblich geringer als bei den Westküstenpegeln Husum und Tönning und etwas größer als beim Pegel Büsum. Bemerkenswert ist, daß bei allen Pegeln die Überschreitungshäufigkeit des Wasserstandes von MThw + 1,50 m im Mittel geringer geworden ist. Diese Abnahme der Häufigkeiten ist in den langen Beobachtungszeiträumen der Pegel Tönning und Cuxhaven, besonders bei Cuxhaven, allerdings nur gering. Der Anstieg der Ausgleichslinie der Überschreitungshäufigkeit von MThw + 1,20 m nach HENSEN (1938) ist auf den anders gelagerten Beobachtungszeitraum zurückzuführen, der die Zeiten relativ geringer Häufigkeiten vor 1875/93 und nach 1918/36 nicht erfaßt. Nach Abbildung 2 sind zwei Zeitabschnitte mit einer relativ großen Häufigkeit der

Überschreitung von MThw + 1,50 m zu erkennen: von 1886/1904 bis 1895/1913 und von 1910/1928 bis 1922/1940. Diese Zeitabschnitte sind auch in der Untersuchung von HENSEN erkennbar. An der Westküste von Schleswig-Holstein hat sich eine relativ große Sturmfluthäufigkeit in dem erstgenannten Zeitabschnitt nicht bemerkbar gemacht, Beobachtungen stehen allerdings nur für den Pegel Tönning zur Verfügung. Die relativ große Sturmfluthäufigkeit in dem 2. Zeitabschnitt ist dagegen an allen drei Westküstenpegeln ausgeprägt (ROHDE 1964a).

In der Zeit vom 1. November 1863 bis 31. Oktober 1966 (103 Jahre) wurde das nach Abschnitt 2 ermittelte MThw am Pegel Cuxhaven insgesamt 320mal um 1,50 m und mehr überschritten. Diese 320 Wasserstände wurden nach Stufen von jeweils 20 cm ausgezählt und die Häufigkeitskurve in Abbildung 3 dargestellt. Die Abszissenachse zeigt sowohl die absolute Anzahl der Überschreitungen als auch die auf ein Jahr bezogene Überschreitungshäufigkeit. An den Kurvenverlauf sind die absoluten Überschreitungszahlen und in Klammern die relativen angeschrieben. Bis zur Überschreitungshöhe von MThw + 2,50 m sind die auf das Jahr bezogenen Überschreitungshäufigkeiten von Cuxhaven denen von Büsum fast gleich. Die Überschreitungshäufigkeiten von MThw + 2,70 m, 2,90 m und 3,10 m liegen unter der in einer halblogarithmischen Darstellung eingetragenen Ausgleichsgeraden der relativen Überschreitungshäufigkeiten von Büsum (vgl. dazu Abb. 7 des Aufsatzes ROHDE 1964a). Die in halb-logarithmischer Darstellung für die relative Häufigkeit der Überschreitung der Wasserstände von MThw + 1,50 m und mehr am Pegel Cuxhaven gezeichnete Ausgleichsgerade würde im oberen Bereich parallel zu der entsprechenden von Tönning verlaufen. Nur der Scheitelwasserstand der Sturmflut vom 16. Februar 1962 lag in Cuxhaven mehr als 3,10 m über MThw (HHThw = MThw 1953/71 + 3,57 m). Nach anderen Gesichtspunkten gibt LUCHT (1964) Sturmfluthäufigkeiten für Cuxhaven an. Als Bezugshorizont wählt er das jeweilige Jahres-MThw und als Sturmfluten bezeichnet er alle Thw, die das MThw des betreffenden Jahres um mehr als 101 cm überschreiten. Seine Untersuchungen umfassen insgesamt 1332 derartige Sturmfluten, deren Häufigkeitsverteilung auf die Höhen über PN + 710 cm angegeben wird.

Im Gegensatz zu den Westküstenpegeln liegt der Pegel Cuxhaven an der Mündung eines Flusses mit einem sehr großen Niederschlagsgebiet ($F_N = 146\,540 \text{ km}^2$) und entsprechend großem Oberwasserabfluß. Es muß daher die Frage gestellt werden, ob ein Zusammenhang zwischen dem Oberwasserabfluß — gemessen am Pegel Darchau — und der Sturmfluthöhe in Cuxhaven besteht. Ein solcher Zusammenhang konnte jedoch nicht festgestellt werden. Auch Untersuchungen von WALDEN (1966) kommen zu dem Ergebnis, daß Sturmfluten nicht bevorzugt mit hohem Oberwasser der Elbe zusammenfallen.

4. Häufigkeitsverteilung hoher Wasserstände über die einzelnen Monate des Jahres

Die im Abschnitt 3 ermittelten 320 Sturmfluten, deren Scheitel die Höhe von MThw + 1,50 m erreichten oder überschritten, wurden nach den Monaten ihres Eintretens ausgezählt. Das Ergebnis ist in Abbildung 4 dargestellt. Die Ordinaten geben sowohl die absoluten als auch die relativen Häufigkeiten an. Der Wasserstand von MThw + 1,50 m wird im Dezember weitaus am häufigsten erreicht oder überschritten. Dann folgen November und Januar, danach Februar und Oktober. In den Monaten Mai, Juni und Juli wurde der Wasserstand von 1,50 m nicht erreicht. Die Häufigkeitsverteilung des Wasserstandes \geq MThw + 1,50 m über die Monate ist fast symmetrisch. An den Westküstenpegeln besteht dagegen keine so weitgehende Symmetrie (ROHDE 1964). Dieses unterschiedliche Verhalten ist auf die unterschiedliche örtliche

Lage der einzelnen Pegel zu den die Sturmfluten erzeugenden Winden zurückzuführen. In Tönning und Büsum erzeugt z. B. Südwest-Sturm einen höheren Stau als in Cuxhaven und Husum. Gerade in den Herbstmonaten sind aber die Südwest-Windlagen besonders häufig (DIETRICH 1954). Trotz der unterschiedlichen örtlichen Lage der Pegel ist den Westküstenpegeln wie auch den Pegeln Cuxhaven und Wilhelmshaven (LÜDERS 1936) die größte Sturmfluthäufigkeit im Dezember gemeinsam, die Spitze ist für Cuxhaven allerdings am stärksten ausgeprägt. Der Dezember bleibt auch der Monat mit der größten Sturmfluthäufigkeit, wenn man die Auswertung nach anderen Gesichtspunkten durchführt, wie es in den Arbeiten von HENSEN (1955) und LUCHT (1964) geschehen ist. Die folgende Tabelle vergleicht die relative Häufigkeitsverteilung der Sturmfluten über die Monate des Jahres nach Abbildung 4 dieser Arbeit mit der von HENSEN und LUCHT angegebenen. Die Unterschiede zwischen den Angaben dieser Verfasser sind nur gering, da die Bezugshorizonte sehr ähnlich sind — PN + 735 cm entspricht MThw (1931/35) + 100 cm — und bei der großen Zahl der Sturmfluten die geringfügigen Unterschiede in den Bezugshorizonten keine Rolle mehr spielen. Größere Unterschiede in der Häufigkeitsverteilung bestehen dagegen, wie die Tabelle zeigt, wenn man die Verteilung der Häufigkeit der Sturmfluten von \geq MThw + 1,01 m (LUCHT) mit der von \geq MThw + 1,50 m vergleicht. Eine ganz andere Häufigkeitsverteilung über die Monate tritt auch ein, wenn man die Sturmfluten von \geq MThw + 1,90 m, + 2,30 m oder + 2,70 m betrachtet. Diese Häufigkeitsverteilung ist auch in Abbildung 4 dargestellt. Auffallend ist, daß die höheren Sturmfluten im November seltener sind als im Dezember und Oktober, die Verteilungskurve weist zwei Maxima auf. Das gleiche Verhalten zeigt auch die Häufigkeitsverteilung an der Westküste (ROHDE 1964). Auch die von HENSEN (1955) angegebenen 5tägigen Summen der Stauhöhen der Sturmflut-Thw über PN + 735 cm zeigen im November ein sehr deutliches Minimum, dem ein Minimum des Luftdruckgradienten im Nordatlantik etwa entspricht. Das

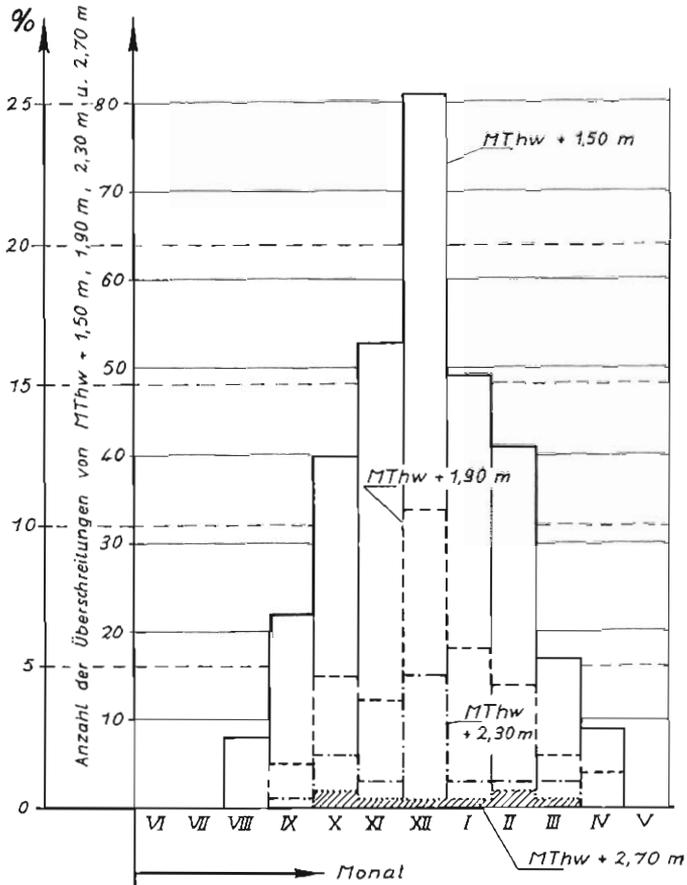


Abb. 4. Verteilung der Wasserstände von mehr als MThw + 1,50 m, MThw + 1,90 m, MThw + 2,30 m und MThw + 2,70 m über die Monate des Jahres. Cuxhaven 1864 bis 1966

Häufigkeit der Sturmfluten von \geq MThw + 1,01 m (LUCHT) mit der von \geq MThw + 1,50 m vergleicht. Eine ganz andere Häufigkeitsverteilung über die Monate tritt auch ein, wenn man die Sturmfluten von \geq MThw + 1,90 m, + 2,30 m oder + 2,70 m betrachtet. Diese Häufigkeitsverteilung ist auch in Abbildung 4 dargestellt. Auffallend ist, daß die höheren Sturmfluten im November seltener sind als im Dezember und Oktober, die Verteilungskurve weist zwei Maxima auf. Das gleiche Verhalten zeigt auch die Häufigkeitsverteilung an der Westküste (ROHDE 1964). Auch die von HENSEN (1955) angegebenen 5tägigen Summen der Stauhöhen der Sturmflut-Thw über PN + 735 cm zeigen im November ein sehr deutliches Minimum, dem ein Minimum des Luftdruckgradienten im Nordatlantik etwa entspricht. Das

Zeitraum	Höhe	Zahl der Thw = 100 ‰	Häufigkeitsverteilung je Monat in Prozent											
			VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V
1841—1940 (nach Hensen 1955)	$\geq + 735$ cm NN — 500 cm	920	1,1	1,3	3,5	8,0	13,2	14,4	18,6	17,9	11,2	7,4	2,9	0,5
1842—1957 (nach LUCHT 1964)	\geq jäh. MThw + 101 cm	1332	1,9	1,1	4,1	7,9	13,0	14,4	17,8	16,2	12,0	7,6	3,5	0,5
1864—1966	\geq 19jäh. MThw + 150 cm	320	0	0	2,5	6,9	12,5	16,6	25,3	15,3	12,8	5,3	2,8	0
1864—1966	\geq 19jäh. MThw + 190 cm	107	0	0	0	4,7	14,0	11,2	31,7	16,8	12,2	5,6	3,8	0
1864—1966	\geq 19jäh. MThw + 230 cm	35	0	0	0	2,9	17,2	11,4	43,0	8,5	8,5	8,5	0	0

Verteilung der Sturmfluten über die Monate des Jahres.

Verhältnis der Sturmfluthäufigkeiten von Dezember zu Oktober bleibt für \geq MThw 1,50 m, 1,90 m und 2,30 m fast konstant. Der Scheitelwasserstand von MThw + 2,70 m ist im Zeitraum von 1864 bis 1966 im Oktober und Februar je zweimal und je einmal im November, Dezember, Januar und März überschritten worden.

Wie im Abschnitt 3 bereits ausgeführt wurde, besteht für Cuxhaven kein Zusammenhang zwischen dem Oberwasserabfluß und der Sturmflutscheitelhöhe. Diese Verhältnisse ändern sich im Flußlauf der Elbe oberhalb von Cuxhaven. Oberhalb des Hamburger Hafengebietes werden die Wasserstände besonders stark vom Oberwasserabfluß beeinflusst. Die schweren Sturmfluten mit einer großen Scheitelhöhe in Cuxhaven wirken sich elbeaufwärts bis über Hamburg hinaus aus. Besonders gefährlich ist es daher für das obere Tidegebiet der Elbe, wenn schwere Sturmfluten mit einem hohen Oberwasserabfluß zusammentreffen. In welchen Monaten dafür die größte Wahrscheinlichkeit besteht, ergibt ein Vergleich von Abbildung 4 mit Abbildung 5. In Abbildung 5 ist, gemittelt über den Zeitraum von 1926 bis 1965, der monatliche Abfluß in Darchau (Elbe-km 537) dargestellt. Die mittleren monatlichen Abflüsse sind in den Monaten Januar, Februar und Mai relativ hoch, im März und April besonders hoch, besonders niedrig sind sie im September und Oktober. Im April und Mai ist die Sturmfluthäufigkeit besonders gering, während sie im Januar und Februar relativ groß ist. Die relativ größte Wahrscheinlichkeit des Zusammentreffens einer höheren Sturmflut mit einem hohen Oberwasserabfluß ist also in den Monaten Januar, Februar und März gegeben.

5. Häufigkeit hoher Wasserstände in früheren Jahrhunderten

Auch für das Elbegebiet gibt es Zusammenstellungen über die im Laufe der Jahr-

hunderte eingetretenen bemerkenswerten hohen Wasserstände, wobei es sich fast ausschließlich um solche handelt, bei denen große Schäden durch Überschwemmungen eingetreten sind. In einem dreibändigen Werk „Chronologische Geschichte der großen Wasserfluthen des Elbstroms seit tausend und mehr Jahren“ versucht C. G. PÖTZSCH (1784) möglichst vollständig alle hohen „Wasserfluthen“ des Elbegebietes zu erfassen, über die in irgendwelchen Quellen berichtet wird. Dabei handelt es sich überwiegend um Schadenshochwässer, die infolge hohen Oberwasserabflusses im tidefreien Elbegebiet eingetreten sind. Nur die letzten Abschnitte der Bände 1 und 2 handeln „von besonderen Wasserfluthen des Elbstroms, die blos im Niedersächsischen in den Gegenden um Hamburg, bey Stürmen durch zurückgetretenen Fluthen aus der See entstanden sind“, also von Sturmfluten. PÖTZSCH hat dabei vorwiegend Chroniken und andere historische Quellen aus Hamburg ausgewertet. Ein Vergleich mit der in der Arbeit über die Häufigkeit hoher Wasserstände an der Westküste (ROHDE 1964) gegebenen Zusammenstellung der Sturmfluten in früheren Jahrhunderten ergibt, daß die Zusammenstellung mehr Sturmfluten enthält und daß die meisten der von PÖTZSCH aufgeführten Fluten auch in der o. a. Zusammenstellung erfaßt sind. Bei den Fluten, die nur in dem Werk von PÖTZSCH aufgeführt sind und nicht in der Arbeit über die Westküste, handelt es sich meistens um solche, die im Hamburger Raum durch hohen Oberwasserabfluß verursacht wurden. Das Hamburger Stadtgebiet war vor den großen Hafenbauten im Stromspaltungsgebiet und dem Elbeausbau unterhalb der Stadt (HENSEN 1955) noch verhältnismäßig stark durch hohe Oberwasserabflüsse gefährdet. Hohe Oberwasserabflüsse können dagegen für das Gebiet der Elbemündung auch früher keine besonders hohen Wasserstände verursacht haben. Das Werk von PÖTZSCH (1784) bringt daher für die Beurteilung der Häufigkeit hoher Wasserstände in der Elbemündung keine neuen Gesichtspunkte. Die Angaben über die Häufigkeit hoher Wasserstände in früheren Jahrhunderten an der Westküste von Schleswig-Holstein (ROHDE 1964) können daher — unter den bei derartigen Arbeiten ohnehin notwendigen Vorbehalten — auch für die Elbemündung als gültig angesehen werden.

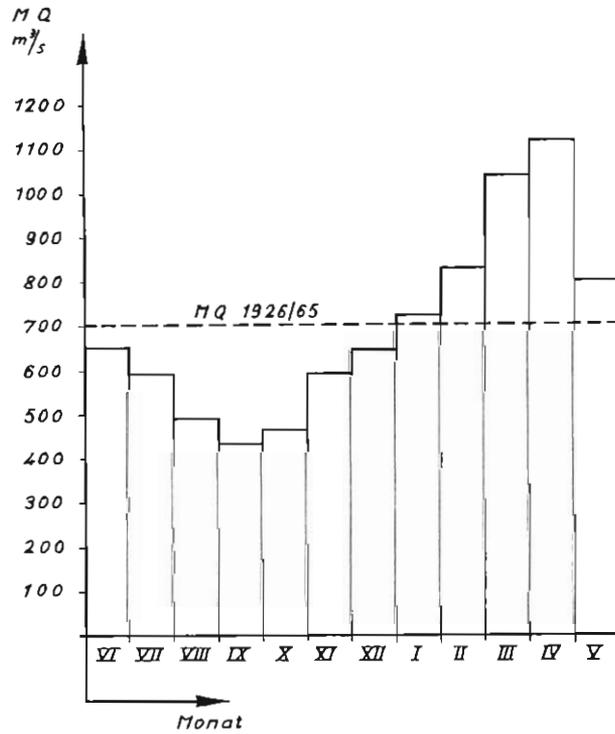


Abb. 5. Ganglinie der mittleren monatlichen Abflüsse in Darchau 1926 bis 1965

6. Zusammenfassung

Für Häufigkeitsuntersuchungen sind die Aufzeichnungen des Pegels Cuxhaven, des ältesten deutschen Pegels an der Nordseeküste, besonders geeignet. Um die Überschreitung bestimmter

hoher Wasserstände über MThw ermitteln zu können, war zunächst die Veränderung des MThw am Pegel Cuxhaven zu untersuchen. Für den Zeitraum von 1852 bis 1928 ergibt sich ein gleichmäßiger Wasserstandsanstieg von etwa 0,3 cm im Jahr, anschließend verläuft die Ausgleichslinie der Ganglinie der übergreifenden 19jährigen Mittel des MThw wesentlich flacher. Dieses Verhalten entspricht der Veränderung des MThw an der Westküste Schleswig-Holsteins (ROHDE 1964a) und Jütlands (DIETRICH 1954).

Die Häufigkeit der Überschreitung des Wasserstandes MThw + 1,50 m ist im Laufe des Untersuchungszeitraumes — dargestellt in übergreifenden 19jährigen Mitteln — Schwankungen ausgesetzt, die sich etwa zwischen $n = 2,5$ im Jahr und $n = 3,7$ im Jahr bewegen. Im Mittel ergibt sich eine geringe Abnahme in der Häufigkeit der Überschreitung von MThw + 1,50 m, eine Beobachtung, die auch an den Westküstenpegeln gemacht wurde (ROHDE 1964a). Es wird eine Häufigkeitskurve für die Überschreitung der Wasserstände am Pegel Cuxhaven von MThw + 1,50 m bis MThw + 3,10 m angegeben. Die Verteilung der Wasserstände von MThw + 1,50 m und mehr über die Monate des Jahres wird untersucht. Am weitaus häufigsten ist MThw + 1,50 m im Dezember überschritten worden. Die Häufigkeitsverteilung ist fast symmetrisch und weicht damit etwas von der entsprechenden Häufigkeitsverteilung an der Westküste ab. Die Überschreitungshäufigkeit von MThw + 1,90 m und MThw + 2,30 m ist im November geringer als im Oktober und Dezember.

7. Schriftenverzeichnis

- DIETRICH, G.: Ozeanographisch-meteorologische Einflüsse auf Wasserstandsänderungen des Meeres am Beispiel der Pegelbeobachtungen von Esbjerg. Die Küste, H. 2, 1954.
- GAYE, J.: Wasserstandsänderungen in der Ostsee in den letzten 100 Jahren. Schriften des Naturwissenschaftlichen Vereins für Schleswig-Holstein. Bd. XXV 1951.
- HENSEN, W.: Über die Ursachen der Wasserstandshebung an der deutschen Nordseeküste. Die Bautechnik, H. 1, 1938.
- HENSEN, W.: Stromregelungen, Hafengebäuden, Sturmfluten in der Elbe und ihr Einfluß auf den Tideablauf. Hamburg, Großstadt und Welthafen. Festschrift zum XXX. Deutschen Geographentag. Kiel 1955.
- KNOP, F.: Untersuchungen über Gezeitenbewegungen und morphologische Veränderungen im nordfriesischen Wattgebiet als Vorarbeiten für Dammbauten. Mitteilungen aus dem Leichtweiß-Institut für Wasserbau und Grundbau der Technischen Hochschule Braunschweig, H. 1, 1961.
- LEPPIK, E.: Die Sturmfluten in der Elbmündung in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts. Besondere Mitteilungen zum Deutschen Gewässerkundlichen Jahrbuch. Hamburg 1950.
- LUCHT, F.: Hydrographie des Elbe-Aestuars. Archiv für Hydrobiologie, Supplement-Bd. XXIX, 1964.
- LÜDERS, K.: Die Sturmfluten der Nordsee in der Jade. Die Bautechnik, H. 13 u. 15, 1936.
- PÖTZSCH, C. G.: Chronologische Geschichte der großen Wasserfluthen des Elbstroms. Band 1 u. 2, Dresden 1784 u. 1786.
- RODEWALD, M.: Wie steht es um die Erwärmung des Arktischen Beckens? Deutsche Hydrographische Zeitschrift, H. 6, 1965.
- ROHDE, H.: a) Die Häufigkeit hoher Wasserstände an der Westküste von Schleswig-Holstein. Die Küste 1964.
- ROHDE, H.: b) Sturmfluten und Hochwassermarken. Wasser und Boden, H. 8, 1964.
- SCHELLING, H.: Die Sturmfluten an der Westküste von Schleswig-Holstein. Die Küste, H. 1, 1952.
- WALDEN, H.: Zusammenhang zwischen Sturmfluten, Elbe-Hochwassern und Wetterlage? Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen, H. 1, 1966.
- WOHLBERG, E. und SNUIS, H.: Anwachs, Landgewinnung und Deichbau in Nordfriesland. Schriften des Nissenhauses in Husum, Nr. 3, 1955.

Vereinfachte Dränversuche in Schleswig-Holstein

Von H. Baumann und G. Mann¹⁾

Abstract

Generally the results of drainage experiments which were laid out in order to investigate the effect of tile drainage on natural conditions did not satisfy. The authors are describing drain experiments using tile and plastic pipes which allow to consider hydrological differences in the area concerned when evaluating the results. Preliminary results of an experiment on a silty-sandy marsh-soil where the drains are usually rapidly filled with silty material are described in detail.

Inhalt

1. Beispiel einer nicht auswertbaren Anlage im Altmoränengebiet	45
2. Ein vereinfachter Dränversuch zur Einschlammungsfrage	
a) Die Dräneinschlammung	50
b) Die Dränausspülung	54
c) Der Abfluß	55
3. Zusammenfassung	58
4. Schriftenverzeichnis	59

Zur Problematik der Dränversuche hat BELLIN (1, 2) die Pläne und Ergebnisse von 19 im In- und Ausland angelegten Dränversuchen kritisch untersucht. Er leitet daraus Schlußfolgerungen für die Gestaltung eines repräsentativen Dränversuches ab, die er in der zweiten Arbeit zusammenfaßt. Die Gesichtspunkte sind so wichtig, daß sie hier wenigstens stichwortartig wiederholt werden sollen: „Gründliches Literaturstudium, Festlegung der Fragestellung und Auswertung vor Anlage des Versuchs, mögliche Vermeidung von Fehlerquellen, geringe Zahl der Versuchsglieder, sorgfältige Wahl der Versuchsfläche, mehrfache Wiederholungen der Versuchsglieder, zuverlässige Begrenzung des Einzugsgebietes, mehrjährige Dauer, zuverlässige Messungen, Auswertung nach festgelegten Richtlinien.“ Wir stimmen den Forderungen, die damit erhoben werden, in vollem Umfange zu, wenn wir auch mit der Anlage vereinfachter Dränversuche nur beschränkte Ziele verfolgen. Wir verzichten bei ihnen nämlich zunächst auf die Frage nach dem Einfluß der Dränversuchsvarianten auf den landwirtschaftlichen Ertrag und beobachten auf verschiedenen Standorten durch Grundwasser- und Abflußmessungen lediglich vergleichend die Funktion der Prüfnummern.

In letzter Zeit ist wiederholt auch über vereinfachte Dränversuche berichtet worden (3, 5, 6, 7, 8, 10). Gerade bei ihnen glaubte man häufig auf Wiederholungen der Prüfnummern verzichten zu können. Die aus den Versuchen gezogenen Schlußfolgerungen werden daher als nicht gesichert und nicht repräsentativ bezeichnet (2, 5). Wenn wir die Dränfunktion und -wirkung unter verschiedenen Standortbedingungen prüfen wollen, sind aber zahlreiche Feldversuche erforderlich. Darin sind sich wohl alle einig, die einen Einblick in die Fragen der Dränung gewonnen haben. Immer wieder ist diese Forderung, z. B. schon von FAUSER, SCHROEDER und RAMSER, erhoben worden.

Beschreibung und Darstellung der ersten Ergebnisse vereinfachter Dränversuche in Schleswig-Holstein erfolgen hier mehr zu dem Zweck, über ihre Anlage und ihren Aussagewert zu berichten als übertragbare Versuchsergebnisse bekanntzugeben. Die in den Versuchen benutzten Rohrarten sind z. T. nicht mehr am Markt, die Laufzeit der Versuche ist noch nicht ausreichend,

¹⁾ Aus dem Institut für Wasserwirtschaft und Meliorationswesen der Universität Kiel, Direktor: Prof. Dr. H. BAUMANN.

um endgültige Aussagen zu machen. Nur über die Anlage zu berichten, erscheint andererseits wenig sinnvoll, denn die Anlage kann sich nur aus der Erzielung signifikanter Ergebnisse rechtfertigen.

Bei der Anlage der zehn bisher laufenden Versuche haben wir, soweit sie von uns selbst angelegt wurden, drei Grundsätze befolgt:

1. Alle Stränge münden einzeln in Gräben oder zu dreien in Schächten aus, damit von jedem Strang der Abfluß gemessen werden kann.
2. Die Prüfnummern treten in 2- bis 5facher Wiederholung auf.
3. Jeder Versuch dient nur der Prüfung einer Versuchsfrage.

Den ersten halten wir für erforderlich, um eine möglichst vollständige Übersicht über die hydrologischen Verhältnisse des ganzen Versuches zu bekommen, die nach unseren Erfahrungen nicht mehr zu gewinnen ist, wenn Versuchsstränge zu kleinen Gruppen von drei und mehr

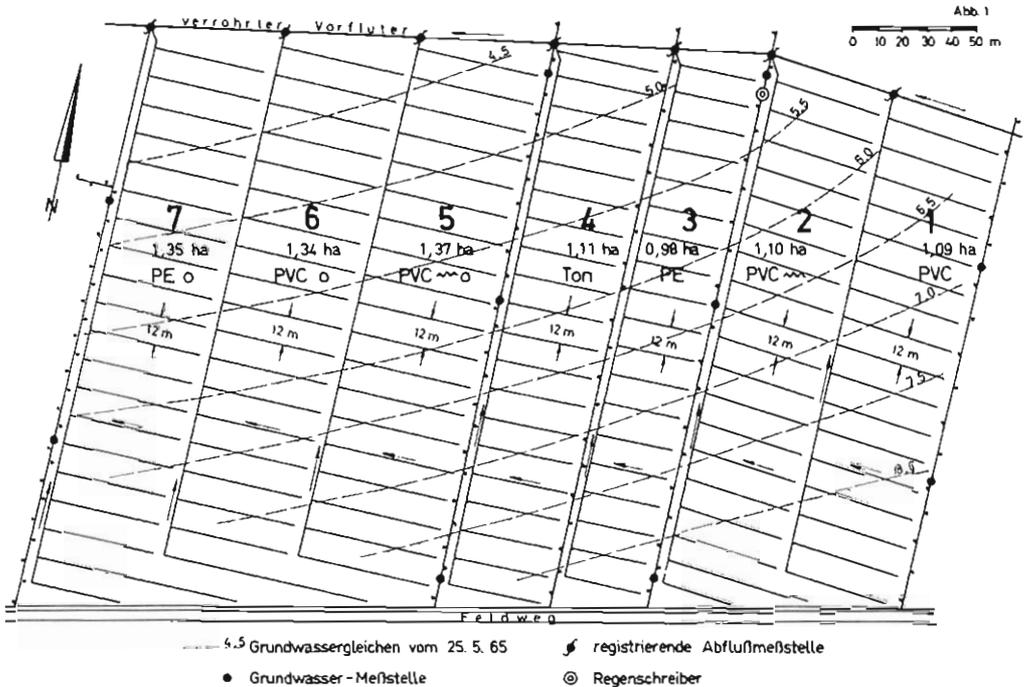


Abb. 1. Versuchsanlage Norderheistedt, Lageplan mit Grundwassergleichen vom 25. Mai 1965

Strängen zusammengefaßt werden. Wiederholungen sind unbedingt erforderlich, um alle Ergebnisse statistisch verrechnen zu können. Beschränkung der Prüfnummern ist eine Forderung, die sich schon früher aus den Erfahrungen mit Dränversuchen als notwendig ergeben hat.

1. Beispiel einer nicht auswertbaren Anlage im Altmoränengebiet

Die Notwendigkeit, eine Übersicht über die hydrologischen Verhältnisse zu bekommen, geht aus der uns von der Praxis übergebenen Anlage in Norderheistedt (Dithmarschen) hervor (Abb. 1). Die sieben rund 1 ha großen Abteilungen, deren jeweils 17 bis 20 Sauger über ungeschlitzte Kunststoffsammler in Meßschächte (Φ 0,8 m) geleitet werden, liegen auf einem zur Fließrichtung des verrohrten Vorfluters schrägen Hang mit ca. 2% Gefälle. Tonrohre (Φ 5 cm) werden mit ummantelten (o) und unummantelten glatten (PVC) und gerillten

(PVC ~) PVC-Rohren sowie Polyäthylenrohren (PE) von NW 40 verglichen. Die Abbildung zeigt die Grundwassergleichen vom 25. Mai 1965 bei mittlerem Stand des Grundwassers (1,0 – 1,3 m u. Fl.), Fließrichtung und Gefälle entsprechen etwa der Neigung des Hanges. Von Abteilung 1 zu Abteilung 7 nimmt unter diesen Umständen der grundwasserbedingte Abfluß nach unten so stark zu, daß gegebenenfalls vorhandene Einwirkungen der Rohrarten und der Filter dadurch völlig überdeckt werden.

Der Bodentyp wurde auf der im Altmoränengelände gelegenen Fläche als Gleypodsol angesprochen. Einzelheiten des Profils zeigt die Abbildung 2. In der tieferen Geländelage wird die Humusauflage mächtiger und der Gr-Horizont beginnt bei 60 cm unter Flur. Auf der höher

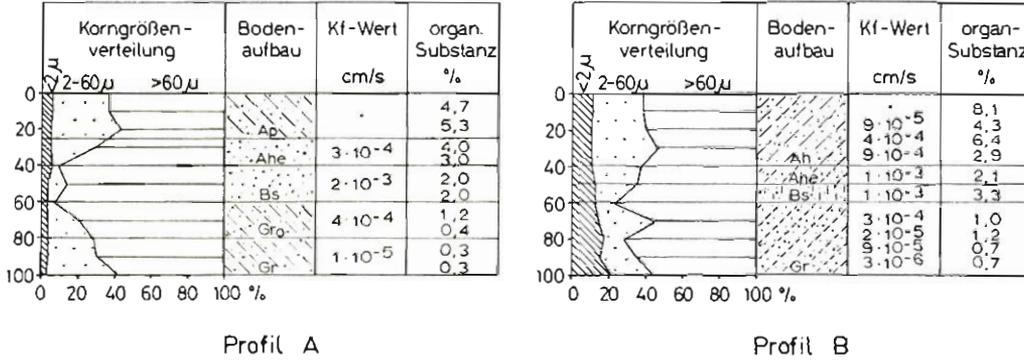


Abb. 2. Der Bodenaufbau in der höheren (Profil A) und in der tieferen Geländelage (Profil B) auf dem Versuchsfeld Norderheistedt

gelegenen Fläche steht er bei 90 cm an. Ein Horizont mit starkem Stauvermögen ($K_f = 1 \cdot 10^{-5}$; $3 \cdot 10^{-6}$) wurde in beiden Profilen in einer Tiefe von 9–10 dm nachgewiesen. Die Versuchsfläche beginnt kurz unterhalb einer Höhe, auf der ein Weg verläuft, und endet in der vom verrohrten Vorfluter durchflossenen Senke.

Die Tabelle 1 enthält die aus Pegelaufzeichnungen ermittelten Abflüsse in 63 Tagen des Winters 1964/65, an denen die drei hier ausgewerteten Pegel absolut einwandfrei geschrieben haben. Als Einzugsgebiet wurde nur die gedrähte Fläche zugrunde gelegt, was vom Gelände her möglich erscheint. Von der oberen der drei in der Mitte des Feldes gelegenen Abteilungen 3, 4, 5 fließt in den 63 Meßtagen rund 26 % weniger Wasser ab als von der unteren. Die geländebedingten Unterschiede treten klar hervor, Unterschiede zwischen den Rohrarten sind nicht zu erfassen. Dieses in einem nur kurzen Beobachtungszeitraum ermittelte Ergebnis wird durch eine Auswertung von 39 Handmessungen in der Zeit von Mai 1964 bis April 1965 bestätigt. Die an den Abteilungen 3, 4 und 5 gezeigte Tendenz wiederholt sich für alle 7 Abteilungen (Tab. 2). Die geländebedingten Unterschiede scheinen bei niedrigen und mittleren Abflüssen ($q < 0,1$; $0,1 - 0,2$ l/s ha) wesentlich stärker zu sein als bei hohen. Die unteren Abteilungen laufen stärker nach. Bei den hohen Abflüssen ($q > 0,2$ l/s ha) sind keine signifikanten Unterschiede zwischen den Abteilungen vorhanden. Die Zahl der Messungen ist immer noch gering. Wir haben aber nach dem Frühjahr 1965 das Beobachtungsprogramm dieser kaum auswertbaren Anlage eingeschränkt und beobachten nur noch die Abflüsse der Abteilungen 1 (PVC) und 4 (Ton) durch Schreibgeräte.

Die Pegelaufzeichnungen des Abflusses dieser beiden Abteilungen wurden ausgewertet, um zu prüfen, in welchem Verhältnis die aus Pegelaufzeichnungen gewonnenen Werte zu den sich aus Handmessungen ergebenden stehen (Tab. 3). Die wöchentliche Summe des Abflusses wurde durch Planimetrierung der Schreibkurven ermittelt und der Mittelwert der 26 Wochen auf die

Tabelle 1
Abflußsummen von 3 benachbarten Dränabteilungen
Versuchsfeld Norderheistedt

Lfd. Nr.	Meßperiode	Tage	Dränabfluß in m ³ /ha		
			Abteilung 5 PVC	Abteilung 4 Ton	Abteilung 3 PE
1	1. 12.— 2. 12. 64	2	28,4	40,0	14,8
2	9. 12.—11. 12. 64	3	49,3	48,8	10,8
3	16. 12.—23. 12. 64	8	81,2	126,0	106,4
4	1. 1.— 8. 1. 65	8	207,7	158,8	182,0
5	12. 1.—15. 1. 65	4	72,4	59,0	67,3
6	19. 1.—30. 1. 65	12	160,6	100,3	88,6
7	1. 2.—26. 2. 65	26	243,7	199,1	152,8
	gesamt	63	843,3	732,0	622,7

Tabelle 2
Mittlerer Dränabfluß aus benachbarten Dränabteilungen
Versuchsfeld Norderheistedt
Handmessungen: 1. 5. 1964—30. 4. 1965

Nr.	Dränabteilung Rohrart	Höhe am Auslauf m + NN	Mittlerer Dränabfluß					
			<0,1 l/s ha		0,1—0,2 l/s ha		>0,2 l/s ha	
			(20 Messungen)		(9 Messungen)		(10 Messungen)	
			l/s ha	%	l/s ha	%	l/s ha	%
1	PVC, glatt, ungefiltert	6,68	0,026	51,8	0,121	76,8	0,259	90,9
2	PVC, gewellt, ungefiltert	6,09	0,042	83,8	0,130	82,6	0,297	104,3
3	PE, ungefiltert	5,56	0,043	85,8	0,150	95,3	0,316	110,9
4	Ton, ungefiltert	5,06	0,061	121,7	0,167	106,1	0,268	94,1
5	PVC, gewellt, gefiltert	4,72	0,045	89,7	0,159	101,0	0,271	95,1
6	PVC, glatt, gefiltert	4,26	0,063	125,6	0,192	122,0	0,300	105,3
7	PE, gefiltert	3,72	0,071	141,6	0,183	116,2	0,283	99,4
	im Mittel		0,050	100,0	0,157	100,0	0,285	100,0

Tabelle 3
Mittlerer Dränabfluß aus zwei Dränabteilungen bei unterschiedlicher Häufigkeit der Messungen
Versuchsfeld Norderheistedt
(Meßperiode 1. 2.—30. 4. 1966 und 1. 10.—31. 12. 1966)

Art der Messung	Anzahl der Werte	Abteilung 1 (PVC)		Mittlerer Dränabfluß Abteilung 4 (Ton)		Differenz	
		l/s ha	%	l/s ha	%	l/s ha	Signifikanz*)
1 Handmessung in 2 Wochen	13	0,138	100,0	0,164	118,8	0,026	keine S.
1 Handmessung je Woche	26	0,128	100,0	0,172	134,4	0,044	P = 0,01
2 Handmessungen je Woche	52	0,134	100,0	0,176	131,3	0,042	P = 0,01
3 Handmessungen je Woche	77	0,129	100,0	0,166	128,7	0,037	P = 0,01
1 Handmessung je Tag	181	0,134	100,0	0,147	129,9	0,040	P = 0,01
Planimetrierung	26	0,128	100,0	0,167	130,5	0,039	P = 0,01

*) Nach WILCOXON-Test für Paardifferenzen (11).

Fläche bezogen. Es ergab sich ein Wert von 0,128 l/s ha für Abteilung 1 und 0,167 l/s ha für die Abteilung 4. Der Unterschied von 0,039 l/s ha ist hochsignifikant. Aus den beiden Schreibkurven wurden sodann verschieden häufig jeweils zum genau gleichen Termin Einzelwerte entnommen und die so entstehenden Zahlenkollektive in Tabelle 3 einander gegenübergestellt und statistisch miteinander verglichen.

Es ist eine für die Anlage vereinfachter, in der Praxis angelegter Dränversuche entscheidende Frage, ob man mit Handmessungen kennzeichnende Werte des Dränabflusses bekommt, oder ob das nur über technisch wesentlich aufwendigere, registrierende Meßapparaturen möglich ist. Es wird gegen die Einzelmessungen eingewandt (1), daß der Gang des Abflusses, besonders die Spitzenabflüsse, nicht erfaßt werden. Zu diesem Zweck ist es erforderlich, auf jedem, auch auf vereinfachten Dränversuchsfeldern mindestens ein Abflußschreibgerät aufzustellen, um den Gang des Abflusses in seiner Beziehung zu den Niederschlägen, zum Grundwasserstand und zum Boden als eine Art Standortfaktor zur Hand zu haben. Die Erfüllung der Forderung, den Abfluß jedes einzelnen Dräns zu registrieren, würde die Anlage und Betreuung zahlreicher Dränversuche unmöglich machen. Es muß also untersucht werden, welchen Wert wöchentliche Abflußmessungen haben, die annähernd zu gleicher Zeit vergleichend an mehreren Prüfnummern durchgeführt werden.

Die Tabelle 3 zeigt zunächst wieder, daß aus den beiden Abteilungen 1 und 4 sehr unterschiedliche Wassermengen abfließen, weiter aber, daß unter den beschriebenen Verhältnissen die Wochenmessungen ähnliche oder gleiche Werte liefern, wie die durch Planimetrierung der Pegelbögen ermittelten. Aus der tiefer gelegenen Abteilung 4 laufen in den 26 Wochen im Frühjahr und Herbst 1966 30 % mehr ab als aus der höher gelegenen Abteilung 1. Es ergibt sich, daß die Differenz zwischen den Abteilungen immer statistisch signifikant ist, ganz gleich, ob von den Abflußkurven oder von den Handmessungen ausgegangen wird. Wenn eine Handmessung in zwei Wochen vorgenommen wird, ist in diesem Fall keine Sicherung mehr gegeben. Die Relativzahlen bei 1, 2, 3 und 7 Handmessungen je Woche, die aus den Schreibkurven simuliert wurden, schwanken zwischen 128,7 und 134,4 %. Sehr geringe, innerhalb der Fehlergrenze liegende Unterschiede sind bei verschiedener Häufigkeit der Messungen, abgesehen von den 14tägigen Werten, vorhanden. Diese geringen Unterschiede sind für die Beurteilung der Verhältnisse unseres Erachtens nicht das Wichtige. Es kommt für die Aussagen über einen vereinfachten Dränversuch entscheidend darauf an, ob signifikante Unterschiede zwischen Abteilungen bzw. Prüfnummern bestehen oder nicht. In diesem Falle sind sie mit wöchentlichen Handmessungen ebenso gut zu erfassen wie mit Schreibpegeln. Entstellende Fehler, die dadurch auftreten könnten, daß die Abflußspitzen der beiden Abteilungen unterschiedlich liegen, oder daß die Abflußkurven wesentlich unterschiedliche Formen haben, sind in unserem Falle nicht vorhanden. Das bestätigen übrigens auch die Schreibkurven. Die Spitzenabflüsse halten außerdem nur Stunden an. Die Hauptwassermengen bringen sie nicht. Die großen Unterschiede zwischen den Abteilungen zeigen jedoch deutlich, daß an dem Moränenhang bei recht ähnlicher Lage des Stauhizontes die natürlichen hydrologischen Unterschiede so stark sind, daß, abgesehen von dem Fehlen von Wiederholungen, eine solche Anlage nicht geeignet erscheint, feinere Unterschiede zwischen Rohrarten aufzudecken.

Der Versuch ist ein sehr kennzeichnendes Beispiel dafür, wie stark unterschiedliche hydrologische Verhältnisse den Dränabfluß beeinflussen. Die Blöcke, die die einzelnen Prüfnummern enthalten, müssen so gelegt werden, daß sie nicht nur unter ähnlichen Bodenverhältnissen, sondern auch unter ähnlichen hydrologischen Verhältnissen zu liegen kommen. Einer Anlage in einem solchen Gelände müßten etwa einjährige Beobachtungen des oberflächennahen Grundwassers voraufgehen, und die Blöcke wahrscheinlich entlang den Grundwassergleichen angelegt werden. Praktischer wäre im Altmoränengebiet allerdings eine Anlage auf der Wasserscheide.

Aber auch dort wären hydrologische Voruntersuchungen ratsam. Im übrigen muß man für die Versuchsfläche aus Grundwasserbeobachtungen und dem Abfluß den Schluß ziehen, daß im vorliegenden Falle trotz ähnlicher Bodenverhältnisse der Hang in seinen oberen Teilen mit wesentlich weiteren Dränabständen hätte gedrängt werden können als im unteren Teil.

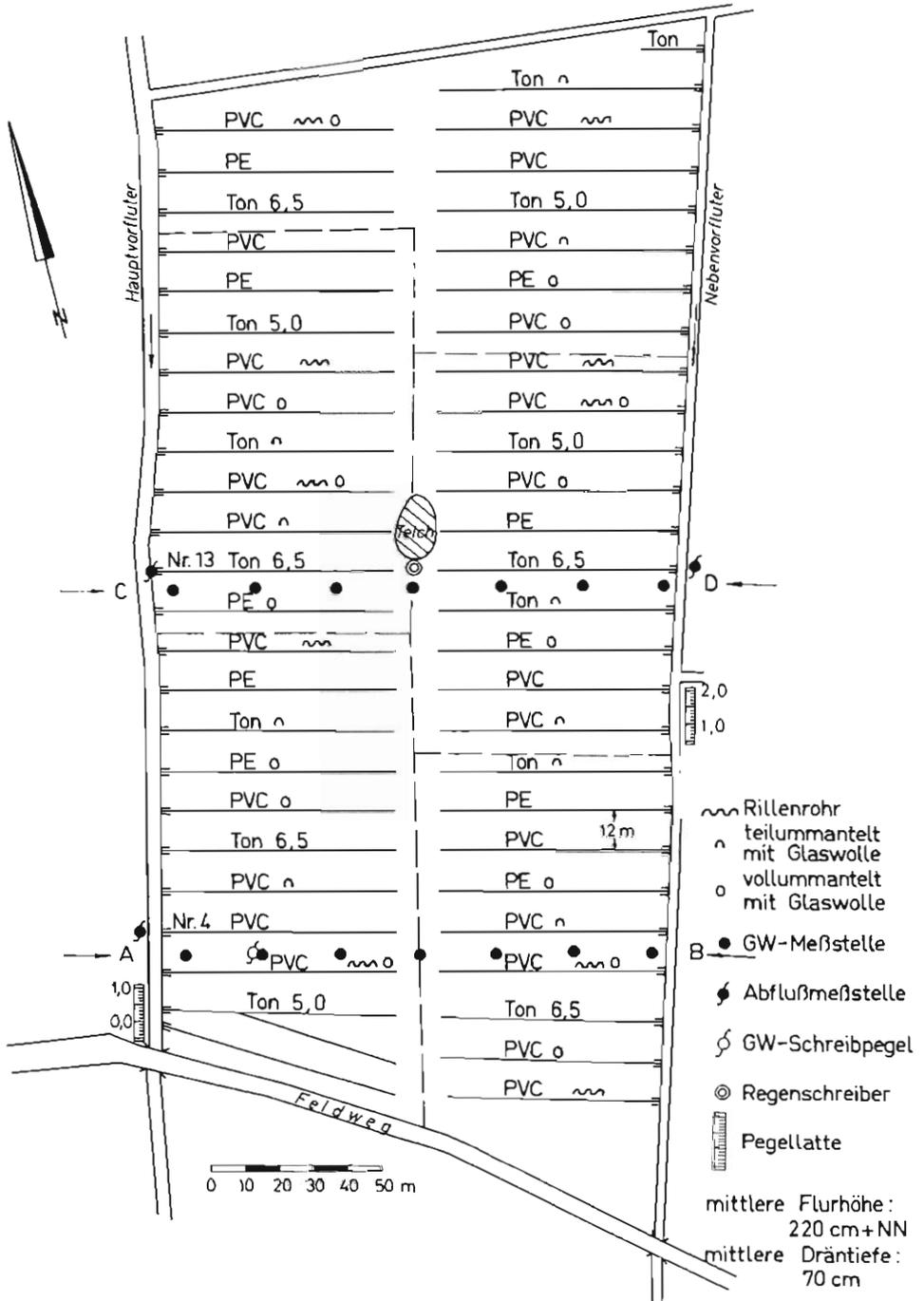


Abb. 3. Dränversuchsfeld Meldorf

2. Ein vereinfachter Dränversuch zur Einschlammungsfrage

a) Die Dräneinschlammung

In den meisten Fällen sind es Einzelflächen von wenigen Hektar Größe, die für die Anlage von vereinfachten Dränversuchen zur Verfügung stehen. Ein Beispiel für die Gestaltung der Dränung zur Beantwortung einer speziellen Versuchsfrage ist der Versuch in Meldorf (Abb. 3). Er wurde zunächst mit dem einzigen Ziel angelegt, die Bodeneinschlammung in verschiedenen

Rohrarten vergleichend zu beobachten. Wir wählten hierfür einen leichten Seemarschboden in ebener Lage, der nach langjährigen Erfahrungen alle 8 bis 12 Jahre eine neue Dränung mit Tonrohren erforderte, weil sie mit Bodenmaterial gefüllt waren. Die Abbildung 4 zeigt die Textur- und Profilsprache sowie die gute Durchlässigkeit des Bodens bis 125 cm Tiefe. Das Grundwasser steht nur im Winter längere Zeit oberhalb der Dräntiefe. Der Abfall des Grundwasserspiegels in Trocken- oder Frostperioden setzt sich auch unterhalb der Dräntiefe fort, so daß der Spiegel im Sommer etwa 1 m unterhalb Dräntiefe, d. h. bei + 0,50 m NN steht. Dabei fließt das Grundwasser schräg zum Hauptvorfluter, dessen Sohle bei + 0,30 m NN liegt. Bei hohen Grundwasserständen ändert sich die Fließrichtung. Es steht dann im südlichen Teil höher als in der Mitte des Feldes. Trotzdem hält der Besitzer die Dränung der Fläche für unbedingt erforderlich. Erst mit Einrichtung des Versuchs wurde eine Einebnung der Grüpbeete vorgenommen.

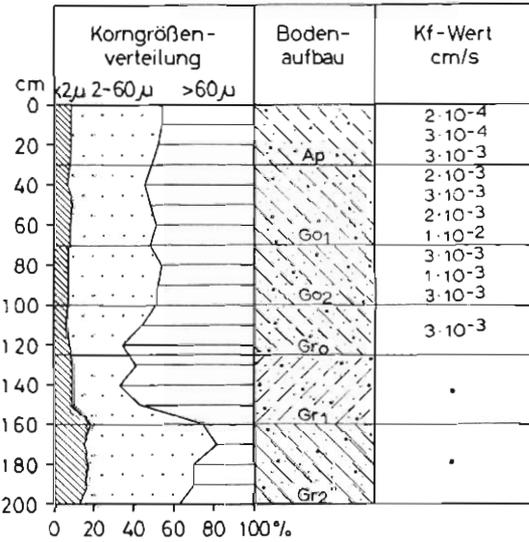


Abb. 4. Bodenaufbau Versuchsfeld Meldorf

Der Abfall des Grundwasserspiegels in Trocken- oder Frostperioden setzt sich auch unterhalb der Dräntiefe fort, so daß der Spiegel im Sommer etwa 1 m unterhalb Dräntiefe, d. h. bei + 0,50 m NN steht. Dabei fließt das Grundwasser schräg zum Hauptvorfluter, dessen Sohle bei + 0,30 m NN liegt. Bei hohen Grundwasserständen ändert sich die Fließrichtung. Es steht dann im südlichen Teil höher als in der Mitte des Feldes. Trotzdem hält der Besitzer die Dränung der Fläche für unbedingt erforderlich. Erst mit Einrichtung des Versuchs wurde eine Einebnung der Grüpbeete vorgenommen.

Die Messungen der Eintrittsöffnungen an den aufgedugenen Rohren haben für das glatte PVC-Rohr 14,5 cm² je lfdm, für das Polyäthylenrohr 13,4 cm² je lfdm und für das PVC-Rillenrohr 5,7 cm² je lfdm ergeben. Die rechteckigen Öffnungen befinden sich bei letzteren auf den Scheiteln der Rillen. Für die Ummantelung bzw. Überdeckung wurde einheitlich das Mefi-filter verwandt. Die verschiedenen Rohrarten wurden einzeln nebeneinander gelegt und die 5 Wiederholungen zufällig verteilt. Der Versuch wurde von einer sehr gut eingeführten Handkolonne gelegt, das Gefälle jedes einzelnen Stranges auf Genauigkeit überprüft.

Aus den Strängen wurden in den Frühjahren 1965 und 1966 jeweils Stichproben von 33 cm Länge, insgesamt 68, ausgegraben, der Inhalt ausgewaschen, getrocknet und gewogen. Im Frühjahr 1966 wurde auch die Textur des eingeschlammten Materials bestimmt. Die wichtigsten Ergebnisse der Einschlammung sind in der Tabelle 4 angegeben.

Bei Gegenüberstellung der 6,5-cm-Tonrohre mit den Kunststoffrohren (NW 40) ergibt sich nach 2 Versuchsjahren ein Verhältnis der Einspülmenge von 100 : 10. Das 5-cm-Tonrohr verhält sich wesentlich günstiger. Das dürfte aber, wenn überhaupt, nur zum Teil auf den geringeren Rohrdurchmesser zurückzuführen sein. Ohne daß wir es an den aufgedugenen Rohren genau nachweisen können, scheinen die Schnittflächen der verwendeten 5-cm-Rohre wesentlich

ebener als die der 6,5-cm-Rohre zu sein, wenn deren Maße auch innerhalb der Norm ausreichen.

Aus entsprechenden Beobachtungen wissen wir, daß die Einschlämmung in Modellversuchen naheliegenderweise mit der Schlitzgröße meist zunimmt. Es war daher zu erwarten, daß in Tonrohren mit ihrer unbekanntenen Größe der einzelnen Eintrittsöffnung und bei 2 mm zulässiger mittlerer Abweichung der Schnittflächen von der Ebene am meisten eingeschlämmt wird.

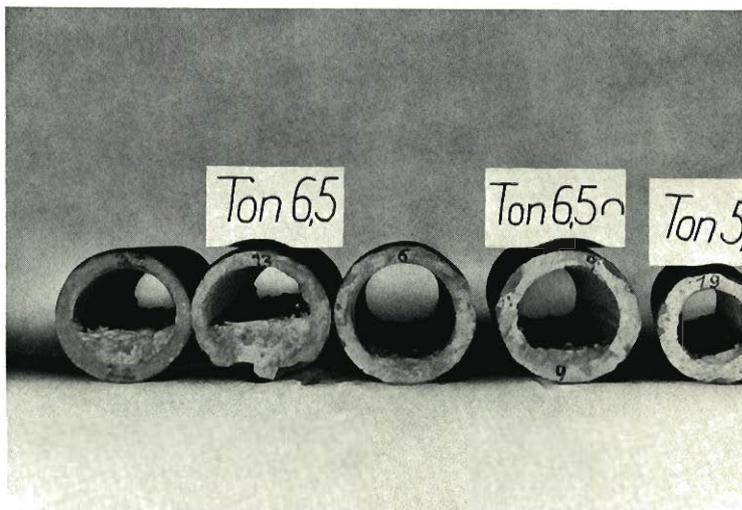


Abb. 5. Unterschiedliche Einschlämmung in Tonrohren

Die Abbildung 5 zeigt die extrem unterschiedliche Füllung der Tonrohre. Wir müssen annehmen, daß große Materialmengen in diese Rohre durch einzelne Eintrittsöffnungen eingeschlämmt werden, die übergroß sind, und offensichtlich waren bei den 6,5-cm-Rohren wesentlich mehr derartige übergroße Öffnungen vorhanden als bei den 5-cm-Rohren. Ähnliche Beobachtungen (7, 9) unterstützen diese Annahme. Für den großen Streubereich der Einschlammungswerte bei den Tonrohren ist es auch bezeichnend, daß die Filterwirkung, die durch Bedecken der Tonrohre mit Glaswollfilter entstand, nur im ersten Jahr eine gesicherte Differenz zu den bedeckten Tonrohren ergab. Der im zweiten Jahr ermittelte Unterschied von rund 100 g/0,33 m war nicht mehr signifikant.

Die Wirkung der Vollummantelung, die lediglich bei Kunststoffrohren angewandt wurde, war recht eindrucksvoll. Bei den geringen Einspülmengen des ersten Jahres war sie zwar auch nicht gesichert, im zweiten Jahr stellten sich aber deutliche Differenzen heraus. Besonders beim glatten Rohr wurde eine starke Wirkung der Vollummantelung erreicht (7 %). Beim gewellten Rohr war sie wesentlich geringer (51 %). Im ersten Fall wurden nur 9 g/0,33 m bei gefiltert gegenüber 124 g/0,33 m bei ungefiltert im Mittel der entnommenen Proben gefunden.

Vermutlich wegen der größeren Summe der Eintrittsöffnung ist die eingeschlammte Bodenmenge im glatten PVC-Rohr, wenn auch nicht verhältnismäßig, größer als im gewellten Rohr (124 g : 75 g). Umgekehrte Ergebnisse liefern die gefilterten Rohre (9 g : 38 g). Zwei Gründe können an dieser Erscheinung beteiligt sein:

1. kann mit BRINK und JÖNSSON (4) angenommen werden, daß Bodenmaterial aus glatten Rohren leichter ausgespült wird. Daß das auch bei uns der Fall ist, zeigt die Tabelle 6. Auf sie kommen wir später zurück;

Tabelle 4
Mittlere Einschlammung und Filterwirkung
im 1. und 2. Jahr nach der Anlage auf dem Dränversuchsfeld Meldorf

	Einschlammung in 33 cm Dränrohr				Filterwirkung	
	nach 1. Jahr g	nach 1. Jahr %	nach 2. Jahr g	nach 2. Jahr %	nach 1. Jahr Ein- schlammung bei ungef. = 100	nach 2. Jahr Ein- schlammung bei ungef. = 100
normales Ton-Rohr	Ø 5,0 cm, ungefiltert	1,5	1	63,7	10	
	Ø 6,5 cm, ungefiltert	151,9	100	631,0	100	
	Ø 6,5 cm, Filter überdeckt	77,2	51	532,2	84	51 % P = 0,05 84 % keine S.
glattes PVC-Rohr längsgeschlitzt Eintrittsfläche: 14,5 cm ² /lfdm.	NW 40, ungefiltert	8,5	6	123,7	20	
	NW 40, vollgefiltert	4,6	3	9,0	1	55 % keine S. 7 % P = 0,05
gewelltes PVC-Rohr schiebelschlitzt Eintrittsfläche: 5,7 cm ² /lfdm.	NW 40, ungefiltert	3,9	3	75,3	12	
	NW 40, vollgefiltert	3,7	2	38,3	6	95 % keine S. 51 % P = 0,10
Tonrohre, Ø 6,5 cm Kunststoffrohre, NW 40		114,6	100	581,6	100	
		5,2	4,5	61,6	10,6	Signifikanz ^{*)} P = 0,01

^{*)} Nach Wilcoxon-Test für Paardifferenzen (11).

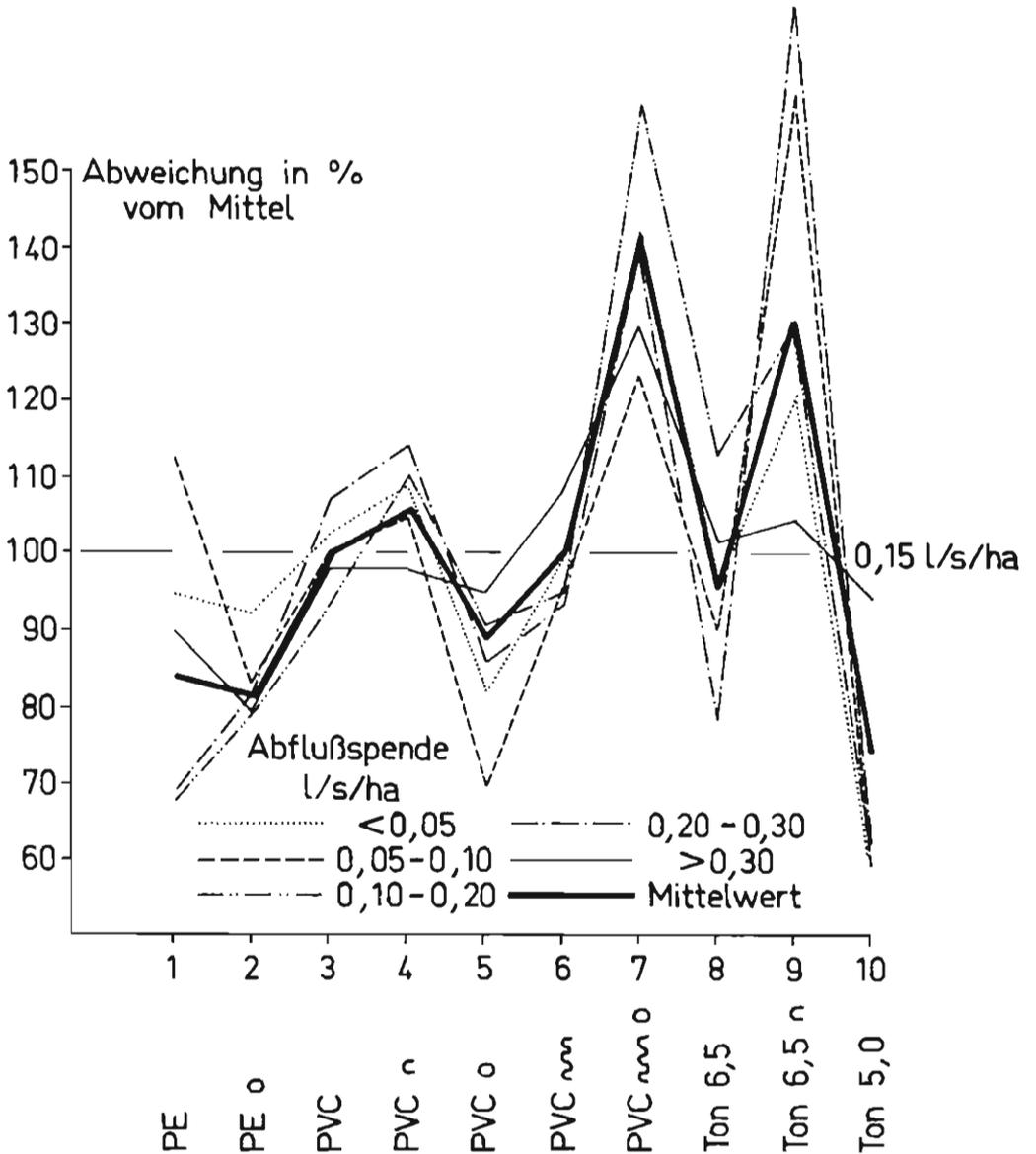


Abb. 6. Der Dränabfluß unterschiedlicher Rohrarten auf dem Versuchsfeld Meldorf (23 Handmessungen Dezember 1964—April 1966)

2. muß die geringe Einschlammung beim vollummantelten, glatten Rohr unserer Beobachtung nach darauf zurückgeführt werden, daß das Glaswollfilter unter Bodendruck hier wesentlich fester an der äußeren Rohrwand anliegt als beim gewellten Rohr. Dadurch wird offenbar eine stärkere Filterwirkung erzielt, andererseits aber auch der Abfluß beeinträchtigt (siehe Abb. 6).

Erst langjährige Beobachtungen werden endgültige Schlüsse auf die Eignung der Rohrart für diesen Standort zulassen. Die bisher gewonnenen Zahlen lassen aber deutlich erkennen, daß es gelingen wird, die gestellte Versuchsfrage mit der Anlage zu beantworten.

Die Vollummantelung wirkt sich deutlich auf die Zusammensetzung des eingeschlammten Materials aus (Tab. 5). Der in die Tonrohre eingespülte Boden unterscheidet sich bezüglich des Tonanteiles (10 %) nicht wesentlich von dem Boden selbst (siehe Abb. 4), ganz gleich, ob die Tonrohre eine Filterauflage haben oder nicht. Der Schluffanteil (2—60 μ) ist allerdings verstärkt, der Sandanteil gegenüber dem gewachsenen Boden reduziert. Durch die Vollfilter verändert sich die Zusammensetzung des in die Kunststoffrohre eingeschlammten Bodens ganz wesentlich. Der Tonanteil steigt auf über 40 % an, der Sandanteil geht bis auf ganz geringe Anteile zurück.

Der Versuch bestätigt die häufig geäußerte Meinung nicht, daß die Einschlammung im ersten Jahr am stärksten ist. Wahrscheinlich waren es die starken Herbstregen 1965, die die Einschlammung gegenüber dem ersten Jahr bei Tonrohren vervierfacht und bei den Kunststoffrohren verachtfacht haben.

Tabelle 5
Eingeschlammte Bodenfraktionen in Dränrohren
Versuchsfeld Meldorf

Bodenfraktion (Anteile in Gew. %)			Tonrohre		Kunststoffrohre			
			normal ϕ 6,5 cm	Filter überdeckt	glatt (PVC) ϕ 4,0 cm		gewellt (PVC) ϕ 4,0 cm	
			un- gefiltert	Filter überdeckt	un- gefiltert	gefiltert	un- gefiltert	gefiltert
Ton		< 2 μ	9,9	9,2	11,1	40,4	18,1	44,3
Schluff	fein u. mittel	2—20 μ	10,8	11,7	10,1	20,4	8,1	28,9
	grob	20—60 μ	59,6	51,9	47,7	31,7	53,6	20,4
Sand		> 60 μ	19,7	27,2	31,1	7,5	20,2	6,4

Tabelle 6
Die mittlere Bodenausspülung aus Dränrohren
Versuchsfeld Meldorf
Meßperiode: 1. 6. 1964—15. 3. 1965 und 16. 12. 1965—11. 5. 1966

Lfd. Nr.	Dränrohrvariante	Ausgespülte Bodenmenge	
		g	%
1	PE, ungefiltert	39,3	12,7
2	PE, vollgefiltert	21,9	7,1
3	PVC, glatt, ungefiltert	130,5	42,1
4	PVC, glatt, Filter überdeckt	75,9	24,5
5	PVC, glatt, vollgefiltert	30,2	9,7
6	PVC, gewellt, ungefiltert	46,5	15,0
7	PVC, gewellt, vollgefiltert	8,2	2,7
8	Ton, ϕ 5,0 cm, ungefiltert	107,1	34,5
9	Ton, ϕ 6,5 cm, ungefiltert	310,1	100,0
10	Ton, ϕ 6,5 cm, Filter überdeckt	231,8	74,7

b) Die Dränausspülung

Die Ergebnisse der Dräneinschlammung spiegeln sich in den Beobachtungen der Ausspülung aus den mit $J = 0,3$ % verlegten Dräns wider (Tab. 6). Die Bodenmengen, die wir hier in 2 Winterperioden erfaßt haben, sind gegenüber den eingespülten Mengen sehr gering. Nachdem in Abflußmeßkästen Sandausspülungen beobachtet wurden, haben wir auf die Dränausläufe 50 cm lange Perlonbeutel gebunden, die unmittelbar unter der Verbindung mit den Roh-

ren mehrere große Öffnungen von 0,5 cm Durchmesser hatten, aus denen das Wasser unter Zurücklassung von Bodenmaterial überlief. Wir konnten mit einer solchen Einrichtung wohl vorwiegend nur Sand auffangen. Die so gewonnenen Werte standen aber schon nach dem ersten Winter 1964/65 in so guter Beziehung zu den Werten der Einschlammung, daß wir die Beutel im Winter 1965/66 wieder angebracht haben. Auch hier liegen die Werte bei den 6,5-cm-Tonrohren außerordentlich hoch. Durch die Überdeckung mit Glaswollfilter werden sie reduziert. Die Ausspülmenge ist hier bei glatten Kunststoffrohren rund 3mal so groß wie bei den gewellten Rohren. Für sich allein gewertet sind die Ermittlungen nicht beweiskräftig, als Stütze für die Ermittlung der Einspülmengen sind sie aber wohl nicht wertlos.

c) Der Abfluß

Bei fast allen Vorschlägen für die Einrichtung von Dränversuchsfeldern wird darauf hingewiesen, daß es erforderlich sei, die Versuchsabteilungen oder Stränge durch gleichartig verlegte Stränge abzuschirmen. Für vereinfachte Dränversuche werden sogar oft größere, unterschiedlich

Tabelle 7

Gruppierung der Dränrohrarten nach der mittleren Dränabflußspende
Versuchsfeld Meldorf
23 Handmessungen Dez. 1964—Apr. 1966

Dränabfluß q in l/s ha	schwach < 0,140		mittel 0,140—0,170		stark > 0,170
	%/o vom Gesamtmittel				
	Ton 5,0	74	Ton 6,5	97	Ton 6,5 ^ 130
	PE	84	PVC ~	100	PVC ~ o 139
	PE o	81	PVC	100	
	PVC o	89	PVC ^	105	

Die Differenzen zwischen den Gruppen sind statistisch signifikant!

gedrännte Flächen, meist dann aber ohne Wiederholung, nebeneinandergestellt, wie es ja auch in der Anlage Norderheistedt geschehen ist. Für exaktere Versuche werden 3—5 gleichartige Stränge gefordert, von denen der oder die mittelsten als Versuchsstränge angesehen werden. Wir haben Versuche mit 1, 2 und 3 gleichartigen Strängen angelegt. Beim Meldorfer Versuch konnte jeder Strang eine andere Form haben, weil es zunächst nur um die Ermittlung der Einschlammung ging. Es erwies sich nun aber, daß auch bei den wenigen möglichen Abflußmessungen vom Dezember 1964 bis April 1966 trotz großer Streuungen der Einzelwerte signifikante Unterschiede zwischen den einzelnen Rohrarten auftraten.

Die Arten mit den jeweils ähnlichen Abflußverhalten sind in der Tabelle 7 aufgeführt. In der Abbildung 6 sind, wie in Tabelle 7, die vergleichenden Abflußmengen in % des Gesamtmittels der 1150 Messungen (0,15 l/s ha) ausgedrückt dargestellt worden. Zusätzlich ist aber das Abflußverhalten bei 5 verschiedenen Abflußintensitäten (q < 0,05 bis > 0,30 l/s ha) aufgezeichnet, um zu prüfen, ob die Werte bei starken und schwachen Abflüssen sich ähnlich verhalten wie die Gesamtmittel. Grundsätzlich ist das der Fall. Erst in längeren Beobachtungsperioden kann sich erweisen, ob der relativ geringe Abfluß bei Werten q > 0,30 l/s ha bei den filterüberdeckten Tonrohren oder der relativ starke Abfluß bei 5-cm-Tonrohren bei gleicher Abfluß-

intensität signifikant sind. Im allgemeinen sind offenbar in diesem Versuch die Rangordnungen bei hohen Abflüssen nicht nennenswert andere als bei niedrigen Abflüssen.

Wie bei dem Versuch Norderheistedt haben wir auch im Meldorfer Versuch mit seinen sehr unruhigen Gang und dem häufigen Versiegen des Abflusses die Wochensummen durch Planimetrieren der Ganglinie aus den Schreibpegeln bei Dränausfluß 4 und 13 ermittelt. Diesen Ganglinien wurden wie beim Versuch Norderheistedt (S. 46) in unterschiedlichen Abständen Einzelwerte als Stichproben zur Charakterisierung des Abflußverhaltens entnommen. Die beste Übereinstimmung mit den aus der Planimetrierung abgeleiteten Wochenwerten sind hier gemäß Tabelle 8 bei 2 Werten je Woche gegeben. Im übrigen streuen die Werte und liegen zwischen 92,6 und 106,5, wenn die planimetrierten Werte = 100 gesetzt werden.

Tabelle 8

Mittlerer Dränabfluß eines PVC- und eines Ton-Dräns bei unterschiedlicher Häufigkeit der Messungen Versuchsfeld Meldorf

Art der Messung	Anzahl der Werte	mittlerer Dränabfluß						
		Drän 4 (PVC)		Drän 13 (Ton)		Differenz		Signifikanz*)
		l/s ha	%	l/s ha	%	l/s ha	%	
1 Handmessung in 2 Wochen	13	0,376	96,2	0,290	110,3	0,086	29,7	P = 0,05
1 Handmessung je Woche	26	0,375	95,9	0,258	98,1	0,117	45,3	P = 0,10
2 Handmessungen je Woche	52	0,393	100,5	0,259	98,5	0,134	51,7	P = 0,02
3 Handmessungen je Woche	78	0,362	92,6	0,280	106,5	0,082	29,3	P = 0,01
1 Handmessung je Tag	182	0,370	94,6	0,270	102,7	0,100	37,0	P = 0,01
Planimetrierung	26	0,391	100,0	0,263	100,0	0,128	48,7	P = 0,01

*) Nach WILCOXON-Test für Paardifferenzen (11).

Es ist immer die für die Beurteilung des gegenseitigen Verhaltens wichtige hochsignifikante Differenz zwischen den Abflußwerten dieser beiden Einzeldräns vorhanden. Auch bei unruhigem Gang der Abflußkurven ergeben hier Werte aus Einzelmessungen das gleiche Ergebnis wie Werte aus Ganglinien. Der vorhandene recht beträchtliche Unterschied zwischen dem Drän Nr. 4 (PVC) und Drän Nr. 13 (Ton 6,5) ergibt sich bei den Mittelwerten aus 5 Wiederholungen für diese beiden Rohrarten nicht. Beide Dräns stehen in der mittleren Gruppe (siehe Tab. 7), ihr Abfluß wurde gleich bewertet. Es bestätigt sich wieder, wie unterschiedlich der Abfluß von Drän zu Drän sein kann. Erst wenn ein Zahlenmaterial aus 5 Wiederholungen zur Verfügung steht, sind in unserem Fall trotz starker Streuung der Einzelwerte statistisch signifikante Aussagen über das mittlere Abflußverhalten der einzelnen Rohrarten möglich. Die Einzelmessungen besitzen aber auch hier eine Aussagekraft für die Abflüsse und deren Unterschiede zwischen den Strängen.

An dieser Stelle muß auch auf die von uns benutzte Verrechnung der gewonnenen Werte eingegangen werden. Wir verdanken dem Variationsstatistiker unserer Fakultät, Herrn Dozent Dr. WEBER, die Anregung, hierfür den Test für Paardifferenzen nach WILCOXON (11) heranzuziehen. Er ist geeignet, die Signifikanz der Differenzen von parameterfreien Kollektiven zu errechnen. Zufallsverteilung der Werte ist nach Lage der Dinge bei Abflußganglinien nicht gegeben. Voraussetzung ist allerdings, daß zwischen den verglichenen Wertpaaren Korrelationen bestehen. Diese Voraussetzung ist allerdings in unserem Falle wohl immer gegeben, da die Ganglinien des Dränabflusses oder des Grundwasserstandes aller Stränge eines Feldes oder die Einzelmessungen von den Niederschlägen abhängen. Die Irrtumswahrscheinlichkeit, der Wert P,

ist ein Maß für die statistische Sicherheit der Differenzen. Je kleiner er ist, desto größer ist die Sicherheit. Im allgemeinen spricht man bei Feldversuchen in der Landwirtschaft bei $P = 0,01$ von gut gesicherten, bei $P = 0,05$ von gesicherten, bei $P = 0,1$ von noch gesicherten Unterschieden. Die Grenzen richten sich nach den Versuchsanlagen.

Der Abfluß aus den glaswollummantelten, gewellten PVC-Rohren, die, wie bereits gesagt, auf dem Wellenkamm gelocht sind, überragt bei weitem den aller anderen Kunststoffrohre. Besonders stark ist die Überlegenheit dieser Rohrart bei den mittleren Abflüssen ($q = 0,1-0,2$ l/s ha). Diese Rohrart muß zunächst angesichts ihrer verhältnismäßig geringen Einschlammmenge als die für diesen Standort beste angesehen werden. Da dieses Rohr, wie jedes andere, fast immer verschiedene Nachbarn hat, muß diese Überlegenheit wohl auf das Rohr selbst zurückgeführt werden. Der zweithöchste, mittlere Abfluß wurde bisher bei dem mit Glaswolle überdeckten 6,5-cm-Rohr festgestellt. Seine Einschlammung ist aber sehr groß. Dann folgt die Gruppe PVC glatt, PVC glatt mit Filter überdeckt und PVC gewellt, der auch das Tonrohr 6,5 zuzurechnen ist. Schwächste Abflüsse zeigen das 5-cm-Tonrohr, die Polyäthylenrohre und das vollummantelte, glatte PVC-Rohr. Der bei den Einzelmessungen ermittelte mittlere Abfluß schwankt zwischen 0,11 l/s ha und 0,21 l/s ha oder, in % vom Gesamtmittel (0,15 l/s ha) ausgedrückt, zwischen 74 und 139 %. Eine statistische Sicherung ist nur zwischen den in der Tabelle 7 im einzelnen angeführten Gruppen gegeben, deren Relativzahlen ja auch jeweils nahe beieinander liegen. Die Überlegenheit des mit Glaswollfilter überdeckten Tonrohres und des ummantelten Rillenrohres ist eindrucksvoll. Um 50 % höhere Werte wurden hier gegenüber der Gruppe mit dem schlechten Abfluß ermittelt.

Wie können so unterschiedliche Abflußmengen zustande kommen? Zunächst wird man doch von dem Gedanken ausgehen, daß bei gleichem Einzugsgebiet der Stränge auch gleiche Wassermengen abzuführen seien, Unterschiede könnten höchstens bei der Geschwindigkeit des Abflusses dieser auf jedes Stranggebiet entfallenden Wassermenge bestehen. Unterschiede in der Größe des Einzugsgebietes in dem Sinne etwa, daß vor Kopf der Dräns Zufluß erfolgt, können im Meldorfer Versuch nicht auftreten, weil die 4,94 ha große Fläche an 3 Seiten von Gräben, an der 4. Seite von einer Straße begrenzt und die ganze Fläche systematisch gedränt ist (siehe Abb. 3).

Wie unsere ersten Auswertungen der Beziehung zwischen Niederschlag und Abfluß an diesem Standort andeuten, laufen die Dräns bei stärkerem Regen auch dann, wenn das Grundwasser unter den Dräns steht. Sie führen also nicht nur Grundwasser, sondern auch Sickerwasser aus evtl. auftretendem Stauwasser oder durch Druckübertragung sogar kapillar gebundenes Wasser ab. Dabei könnte die Überlegenheit eines Dräns mit höherer Aufnahmeleistung dadurch zustande kommen, daß in seinem Bereich weniger Regenwasser dem Grundwasser zusickert. Vor allem aber wird sich eine bessere Aufnahmeleistung insofern auswirken können, daß den benachbarten Stranggebieten Wasser entzogen wird. Da in unserem Falle z. B. das scheidelgeschlitzte PVC-Rillenrohr mit Glaswolle immer neben Rohren geringerer Aufnahmeleistung liegt, sind die bei ihm gefundenen Werte vermutlich nicht unbedeutend überhöht, die seiner Nachbarn verringert. Da wir aber auf die Ermittlung des landwirtschaftlichen Ertrages verzichten und nur die Funktion der einzelnen Stränge vergleichend beobachten wollen, erscheint eine Anlage wie diese, in der die einzelnen Stränge sozusagen in Konkurrenz treten, durchaus brauchbar. Infolge der zufälligen Verteilung der fünf Wiederholungen treten gleiche Nachbarn nur selten auf. Uns scheint es für einen solchen Versuch wegen der wechselnden hydrologischen Verhältnisse, mit denen wir auch auf so ebenen Flächen wie diesen rechnen müssen, wichtiger, die Zahl der Wiederholungen zu erhöhen und die Stränge auf engem Raum miteinander zu vergleichen als die absolute Leistung zu ermitteln.

Jeder Feldversuch hat die Aufgabe, die Wirkung verschiedener Abstufungen eines Faktors

zu prüfen. Er stellt eine Stichprobe dar und kann nur Näherungswerte liefern. Solange es darauf ankommt, lediglich Vergleiche anzustellen und nicht absolute Maßstäbe zu ermitteln, ist eine Versuchsanlage, die die Unterschiede verschärft, zum mindesten für die Praxis des ganz in den Anfängen stehenden Dränversuchswesens wohl kaum abzulehnen. Eine Anlage ohne Gruppen gleichartiger Stränge hat den Nachteil, daß die Wirkung der Dränung auf den Stand des Grundwassers nicht beobachtet werden kann, und daß die Unterschiede durch die gegenseitige Beeinflussung der Einzugsgebiete verschärft sind. Sie eignen sich weniger zur Prüfung der wichtigen Fragen des Dränabstandes und der Dräntiefe, erscheinen aber brauchbar, um die Fragen der Bodeneinschlammung der Verockerung, der Aufnahmeleistung der Rohre, der Stranglänge und dergleichen unter Feldbedingungen zu studieren.

3. Zusammenfassung

Zur Prüfung der Dränfunktion und -wirkung ist die Anlage zahlreicher Feldversuche erwünscht. Das Institut hat zur Erreichung dieses Zieles 10 vereinfachte Dränversuchsfelder in Schleswig-Holstein angelegt, die sich auf die Beobachtung der Funktion der Dränung beschränken, auf die Bestimmung des landwirtschaftlichen Ertrages also verzichten. Bei der Anlage der 10 bisher laufenden Versuche haben wir, soweit sie von uns selbst angelegt wurden, 3 Grundsätze befolgt:

1. Alle Stränge münden einzeln in Gräben oder zu dreien in Schächten aus, damit von jedem Strang der Abfluß gemessen werden kann.
2. Die Prüfnummern treten in 2- bis 5facher Wiederholung auf.
3. Jeder Versuch dient nur zur Prüfung einer Versuchsfrage.

An einer von der Kulturbaupraxis dem Institut zur Beobachtung übergebenen Anlage wird zunächst nachgewiesen, daß der Vergleich einzelner, verschieden gedränkter Abteilungen keine Aussagen über die Funktion der Varianten zuläßt. Im vorliegenden Fall ändern sich die hydrologischen Verhältnisse innerhalb des Versuchsfeldes so stark, daß die Abflußmessungen nur den Einfluß des unterschiedlichen Grundwasserandrages, nicht aber den der sieben Versuchsvarianten widerspiegeln.

Der Versuch Meldorf, über dessen Anlage und Auswertung im einzelnen berichtet wird, wurde mit dem Ziel angelegt, die Einschlammung von Bodenmaterial in Ton- und Kunststoffrohre zu ermitteln. Auf dem schluffig-sandigen Seemarschboden des Versuches wurden nach zwei Jahren in 6,5-cm-Tonrohren eine 10fach stärkere Einschlammung als in Kunststoffrohren mit 5,7 bis 14,5 cm² Eintrittsöffnung je lfdm festgestellt. Die 5-cm-Tonrohre wiesen ebenfalls eine geringere Einschlammung auf. Glaswollfilter (Mefifilter) fördern den Abfluß bei dem in unserem Versuch noch auf den Kämmen gelochten Rillenrohr. Bei glatten PVC-Rohren wird der Abfluß, aber auch die Einschlammung durch das Filter vermindert.

Die vergleichende Beurteilung der gemessenen Abflüsse läßt den Schluß zu, daß mit wöchentlicher vorgenommenen Einzelmessungen gleiche oder ähnliche statistisch zu sichernde Unterschiede zwischen den Prüfnummern gewonnen werden können, wie mit Auswertungen aus Schreibpegeln. Wenn nebeneinanderliegende Stränge jeweils andere Form haben, vergrößern die Rohrarten mit besserer Aufnahmeleistung ihr Einzugsgebiet auf Kosten der Nachbarn. Dadurch, daß die Rohrarten in Konkurrenz miteinander treten, erscheinen die erzielten Differenzen der Abflußwerte überhöht.

4. Schriftenverzeichnis

1. BELLIN, K.: Entwicklung und Probleme des Dränversuches unter besonderer Berücksichtigung des Ertragsversuches. Mitt. aus dem Institut für Wasserwirtschaft und landw. Wasserbau der TH Hannover, Heft 4, 1964.
2. BELLIN, K.: Voraussetzungen für repräsentative Dränversuche. Wasser und Boden 18, 1966, 314—318 und 399—403.
3. BINSACK, R.: Ein Dränversuch auf Flußmarsch. Ztschr. f. Kulturtechnik und Flurbereinigung 5, 1964, 224—238.
4. BRINK, N., und JÖNSSON, B.: Materialtransport in Dränrohren aus Kunststoff. Ztschr. f. Kulturtechnik und Flurbereinigung 7, 1966, 291—299.
3. EYLLERS, H.: Zur Diskussion des Beitrages R. BINSACK „Ein Dränversuch auf Flußmarsch“. Ztschr. f. Kulturtechnik und Flurbereinigung 6, 1965, 168—173.
6. FALB, K., und FEICHTINGER, F.: Der Dränversuch in Großhöflein. Österr. Wasserw. 17, 1965, 237—239.
7. HUSEMANN, C.: Erster Bericht über das Dränversuchsfeld des Obstbauberatungsringes Seester-mühle. Ztschr. f. Kulturtechnik und Flurbereinigung 5, 1964, 30—39.
8. HUSEMANN, C., und PAHLKE, K.: Vergleichende Feldversuche mit Dränrohren aus Kunststoff und Ton. Ztschr. f. Kulturtechnik und Flurbereinigung 6, 1965, 334—346.
9. KAMINSKI, F.: Aktuelle Probleme der praktischen Dränung. Wasser und Boden 18, 1966, 105—109.
10. SCHEROTZKI, B.: Ergebnisse der Auswertung einer Beispieldränung mit Kleinschöpfwerk. Wasser und Boden 18, 1966, 110—113.
11. WILCOXON, F., und WILCOXON, R. A.: Some rapid approximate statistical procedures. New York, Lederle Laboratories, 1964.

Berechnung der natürlichen Entwässerung in den Küstenmarschen

Von Ernst Müller und Walter Müller-Späth

Abstract

The drainage of alluvial land in the coastal area through sluices into the sea or the streams needs special considerations because of their very flat slope and the tidal influence, but these considerations are of general significance. Definitions and equations are indicated in relation to different datas of special type, especially with regard to the storage in the channel-system during the period of sluice closed, which is possibly lasting over several tides. According to this the calculation of sluice discharge is developed and explained by means of an example. The following datas are resulting particularly: runoff into the channel-system during the tide, volume of storage in the time of sluice closed, dimensions of the storing channel-system, velocity of flowing water and the size of the sluice.

1. Grundlagen

Die hydraulischen Verhältnisse bei der Entwässerung der Marsch im Tidegebiet sind rechnerisch schwer zu erfassen. Zur Berechnung des Abflusses durch die Siele (Sielzug) sind verschiedene Näherungsverfahren entwickelt worden. Das vor mehreren Jahren von MÜLLER-SPÄTH aufgestellte „Parabelverfahren“ soll, nachdem es sich in der Praxis bewährt hat, hier erläutert werden. Die angegebenen Gleichungen dienen auch zur Berechnung der Zubringer bei künstlicher Entwässerung.

Zur Vereinfachung der Berechnungen wird von folgenden Annahmen ausgegangen:

- a. Das Wasserspiegelgefälle in der Marsch ist im allgemeinen sehr schwach. Daher wird angenommen, daß die Wasserspiegellage und die Energielinie parallel verlaufen, so daß ohne Einschränkung die Fließformel nach FORCHHEIMER angewandt werden darf. Es ist also

$$v = \lambda \cdot R^{0,7} \cdot J^{0,5} \quad (1)$$

- b. Die Beziehung zwischen dem Abflußquerschnitt F und der Wassertiefe t kann in die Formel $\frac{\lambda \cdot F \cdot R^{0,7}}{\sqrt{1000}} = p \cdot t^n$ gebracht werden. Damit wird die Abflußmenge Q , die bekanntlich gleich dem Produkt $F \cdot v$ ist:

$$Q = p \cdot t^n \cdot \sqrt{J} \quad (2)$$

(J in ‰)

- c. Werden die Staukurven und die Absenkungskurven (Abb. 1) als Parabel 2. Grades angesehen, so ist das absolute Wasserspiegelgefälle:

$$\eta = L \cdot \frac{J_A + J_B}{2} \quad (3)$$

(η in m, L in km)

- d. Die Abflußleistung des Deichsieses wird nach der Gleichung

$$Q = \mu \cdot \tau_s \cdot b_s \cdot \sqrt{2 \cdot g \cdot h} \quad (4)$$

errechnet, wobei der Abflußwert μ für die Deichsiele sich aus Erfahrung zu 0,75 ergeben hat. Die Geschwindigkeit des Zuflusses bleibt unberücksichtigt. Der Fußweiser s bedeutet Siel (Deichsiel).

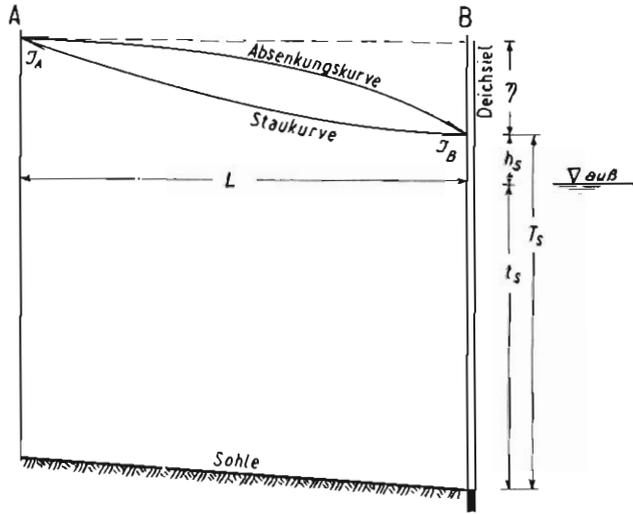


Abb. 1. Staukurve, Absenkungskurve und Wasserstände am Deichsiegel — Gl. (3) und (4)

2. Besondere Begriffe

Der durch die Tide bedingte periodische Abfluß in den Sieltiefen erfordert besondere Überlegungen, die hier im einzelnen erläutert werden sollen, und die auch auf allgemeine Abflußverhältnisse übertragen werden können.

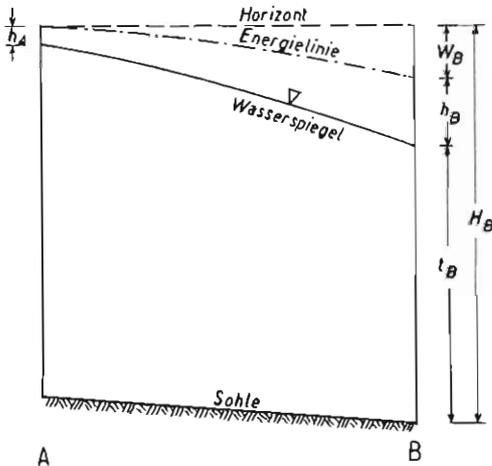


Abb. 2. Energielinie und Wasserspiegel

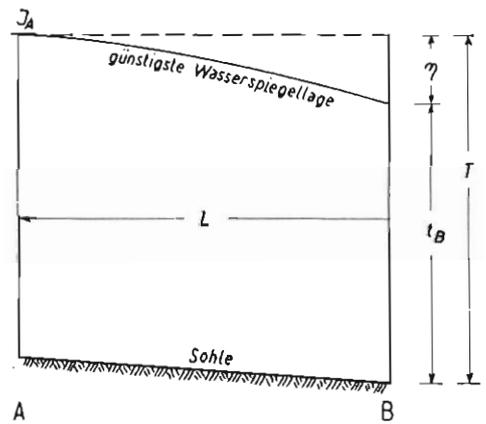


Abb. 3. Günstigste Wasserspiegellage — Gl. (5)

In Abbildung 2 sei im Punkt B die Abflußmenge $Q_B = F_B \cdot v_B$. Hierin ist F_B eine Funktion der Wassertiefe t_B und $v_B = \sqrt{2 \cdot g \cdot h_B}$. Daraus ergibt sich $Q_B = f(t_B) \cdot \sqrt{2 \cdot g \cdot h_B}$. Diese Gleichung hat zwei Nullwerte und zwar, wenn $t_B = 0$ oder $h_B = 0$ sind. Dazwischen

liegt ein Maximum, dessen Lage durch Differenzieren nach dem Wasserspiegelgefälle η (Abb. 3) folgenden Wert ergibt¹⁾.

$$\eta = \frac{T + n \cdot J_A \cdot L}{2 \cdot n + 1} \quad (5)$$

Hierin ist: J_A das Wasserspiegelgefälle in A und n der Exponent von t in Gleichung (2). Die Parabel, die dieser Bedingung entspricht, bei der also im Punkt B die größtmögliche Abflußmenge vorhanden ist, soll als *günstigste Wasserspiegellage* bezeichnet werden (Abb. 3). Innerhalb der Betrachtungen über die günstigste Wasserspiegellage stellt die *Grenzwassertiefe* einen Sonderfall dar, dem folgende Einschränkungen zugrunde liegen:

- a) Energielinie, Wasserspiegel und Sohle verlaufen parallel.
- b) Es herrschen auf der gesamten Strecke \overline{AB} gleiche Abflußbedingungen.

Mithin sind in diesem Sonderfall Q , J und F gleichbleibend.

Wird in Gleichung (5) $J_A = 0$ (Null), so ist

$$\eta = \frac{T}{2 \cdot n + 1} \quad (6)$$

Mit Gleichung (2) ergibt sich die größte Abflußmenge:

$$Q_{\max} = \frac{p \cdot t^{n+0,5}}{\sqrt{n} \cdot L} \quad (7)$$

und die Länge, auf der sich die günstigste Wasserspiegellage einstellt:

$$L = \frac{t}{n \cdot J} \quad (8)$$

Dies ist gleichzeitig die Länge, auf der sich die Absenkung noch bemerkbar macht, wenn der Abfluß in B größer ist als der Zufluß aus dem Niederschlagsgebiet. Dies ist dann die größtmögliche Absenkungslänge mit dem Zeichen L_{\max} . Es ist also

$$L_{\max} = \frac{t}{n \cdot J} \quad (9)$$

Wird die Absenkung in B unter die günstigste Wasserspiegellage fortgesetzt, so wird hier die Wassertiefe geringer und dementsprechend auch nach Gleichung (9) die Absenkungslänge. Die Geschwindigkeit und damit das Gefälle werden immer größer, bis zuletzt der „Faden abreißt“. Die so entstehende Wasserspiegellinie, unter die eine Absenkung bei Q_{\max} nicht möglich ist, sei die totale Absenkungskurve (Abb. 4). Aus der Tangente im Berührungspunkt mit der jeweiligen günstigsten Wasserspiegellage (Teilabsenkungskurve [siehe Abb. 5]) läßt sich durch Lösung der Differenzialgleichung für die totale Absenkungskurve folgende Formel entwickeln (s. Anhang):

$$y = k \cdot x^{\frac{1}{2 \cdot n + 1}} + C \cdot x^2 \quad (10)$$

Mit J_1 als Wasserspiegelgefälle bei Q_{\max} und 1 m Wassertiefe ist hierin

$$k = k_1 \cdot J_1^{\frac{1}{2 \cdot n + 1}} \quad (11)$$

und

$$k_1 = \frac{(2 \cdot n + 1)^2}{(4 \cdot n + 1) \cdot n^{\frac{2 \cdot n}{2 \cdot n + 1}}} \quad (12)$$

¹⁾ Die Entwicklungen der Gleichungen sind zur besseren Übersicht in einem besonderen Anhang beigefügt.

Das Gefälle J der totalen Absenkungskurve ergibt sich aus der ersten Ableitung der Gleichung (10) zu

$$J = \frac{k}{(2 \cdot n + 1) \cdot x^{\frac{2 \cdot n}{2n+1}}} + 2 \cdot C \cdot x \quad (13)$$

Der Übergang von der günstigsten Wasserspiegellage in die totale Absenkungskurve beginnt im Punkt A (Abb. 5) und schreitet nach B fort. In der jeweils unteren Strecke entsteht zunächst eine Zwischenlage, die Teilabsenkungskurve, die hier der günstigsten Wasserspiegellage entspricht.

Zur Stauraumberechnung wird der Stauspiegel als horizontal angenommen. Um die Berechnung zu vereinfachen, wird auch der bei Sielschluß eintretende Wasserspiegel (Sielschlußspiegel) als waagrecht angesehen und soll als Ausgleichshorizontale bezeichnet werden (Abb. 9). Der Abstand beider Lagen ist die Stauraumhöhe h_V . Bei dem großen Stauraum, der bei natürlicher Entwässerung erforderlich ist, ergibt sich eine große Stauraumhöhe, für die die Vereinfachung der horizontalen Begrenzungen zulässig ist. Zur Berechnung der maximalen Leistung des Deichsieles kann nach Abb. 1 aus Gleichung (4) mit $\mu = 0,75$ abgeleitet werden (s. Anhang):

$$Q_{\max} = 1,285 \cdot b_s \cdot T_s^{2/3} \quad (14)$$

Zur Ermittlung der Größen p und n bei verschiedenen Querschnitten des Sieltiefs nach Gleichung (2) sind in Tabelle 2 die entsprechenden Werte angegeben.

Tabelle 2

Sohlen- breite m	Böschungsverhältnis 1:1,5				Böschungsverhältnis 1:2,0			
	p	n	$\frac{p}{\sqrt{n}}$	n + 0,5	p	n	$\frac{p}{\sqrt{n}}$	n + 0,5
0,50	1,47	2,32	0,965	2,82	1,91	2,41	1,23	2,91
1,00	2,03	2,24	1,35	2,74	2,48	2,32	1,64	2,82
1,50	2,59	2,09	1,77	2,59	3,05	2,17	2,04	2,67
2,00	3,15	2,03	2,19	2,53	3,62	2,12	2,44	2,62
3,00	4,27	1,98	3,03	2,48	4,67	2,06	3,24	2,56
4,00	5,39	1,94	3,87	2,44	5,76	2,02	4,04	2,52
5,00	6,51	1,92	4,70	2,42	6,85	2,00	4,84	2,50
6,00	7,74	1,88	5,67	2,38	8,08	1,97	5,78	2,47
8,00	10,2	1,82	7,60	2,32	10,5	1,90	7,67	2,40
10,00	12,7	1,81	9,54	2,31	13,0	1,85	9,56	2,35
15,00	19,0	1,75	14,38	2,25	19,2	1,79	14,35	2,29
20,00	25,3	1,73	19,22	2,23	25,5	1,77	19,17	2,27
25,00	31,6	1,73	24,06	2,23	31,8	1,75	24,01	2,25
30,00	37,9	1,72	28,90	2,22	38,1	1,74	28,88	2,24
40,00	50,6	1,71	38,66	2,21	53,1	1,73	38,59	2,23
50,00	63,1	1,71	42,28	2,21	62,6	1,72	47,73	2,22

Hiermit läßt sich die Abflußmenge Q aus dem gegebenen Gefälle J bzw. der Druckhöhe h oder umgekehrt bei verschiedenen Ausgangswassertiefen ermitteln. Dies geschieht mit Hilfe eines in logarithmischem Maßstab aufgetragenen Lineals auf einem Diagramm nach Abbildung 6 (s. Anhang).

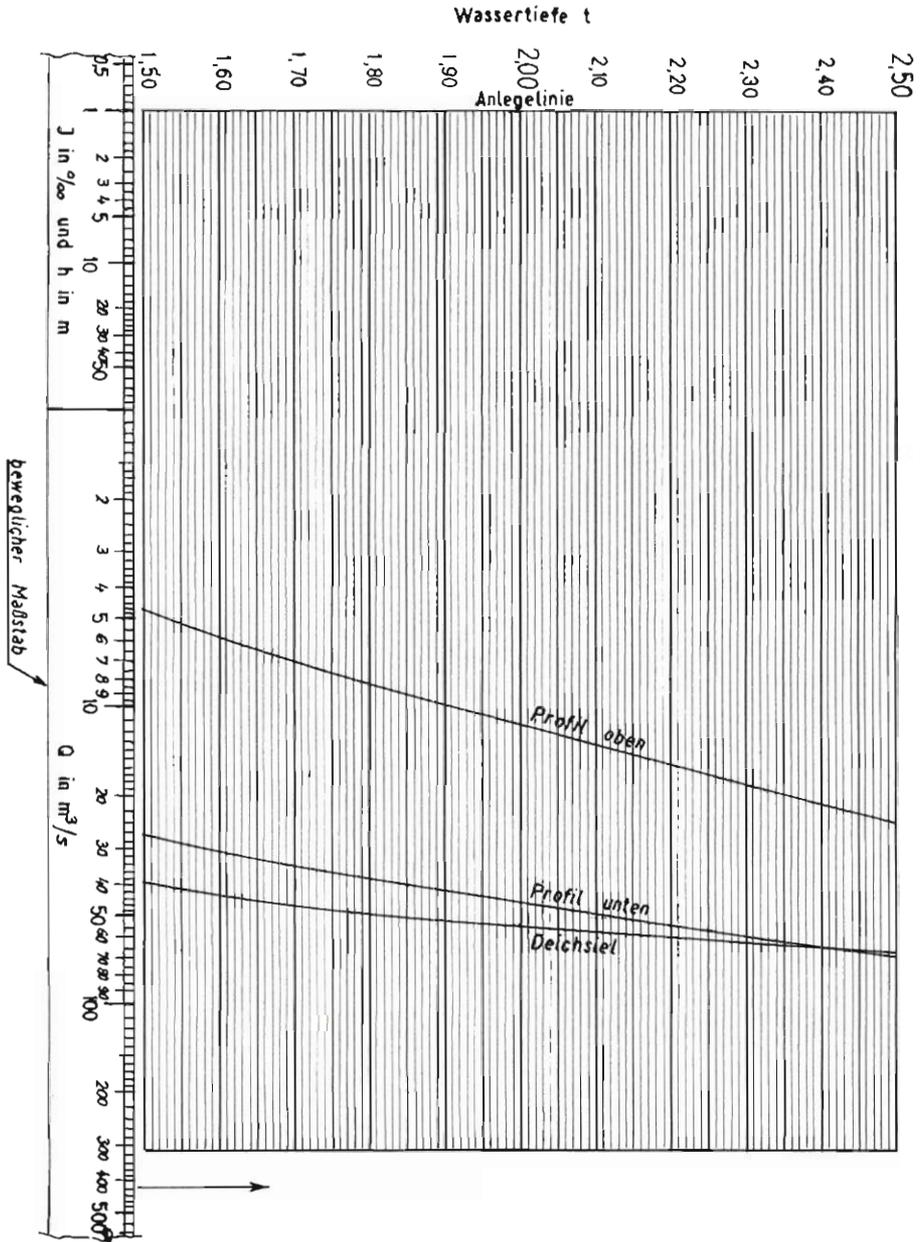


Abb. 6. Diagramm für die Berechnung von J; h und Q

3. Sielzugberechnung

Der Abflußvorgang während der Sielzugzeit hängt von dem Zusammenspiel der Wasserstandssenkung außerhalb (Tide) und innerhalb des Sieles ab. Zur rechnerischen Erfassung wird der gesamte Vorgang in Höhenabschnitte unterteilt. Die Summe der in den Teilabschnitten

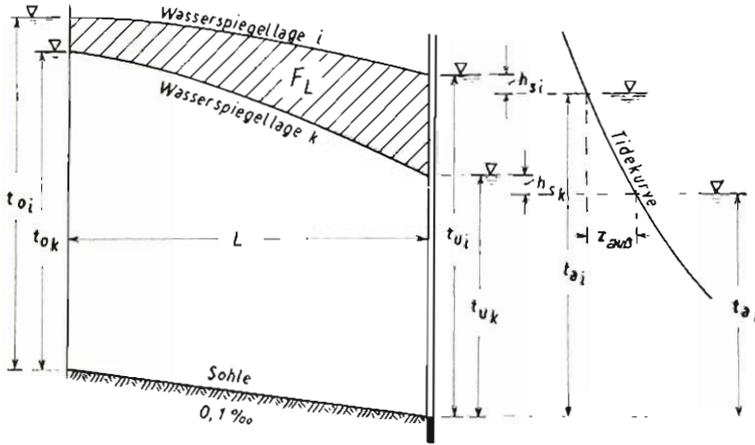


Abb. 7. Teilabschnitt i—k der Sielzugberechnung

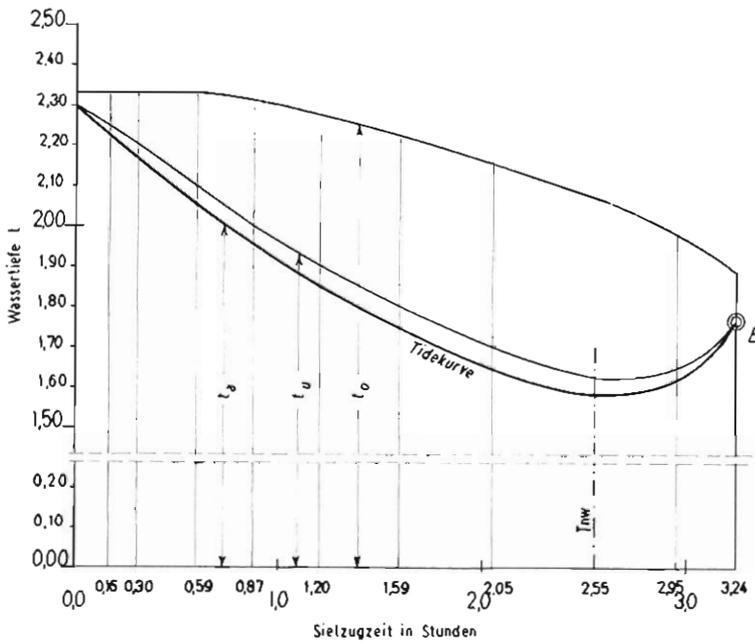


Abb. 8. Ganglinien während der Sielzugzeit zu Tabelle 3

errechneten Abflüsse ergibt dann den Gesamtabfluß. In Abbildung 7 sei ein solcher Abschnitt herausgegriffen. Hierin geht die Wasserspiegellage i in die Lage k über, gleichzeitig senkt sich die Tidekurve von τ_{ai} bis τ_{ak} ab. Die Flächen F_L zwischen den Wasserspiegellagen multipliziert mit der mittleren Breite der Wasserfläche ergibt den freigewordenen Leerraum V . Nach Festlegung des Höhenabschnittes (τ_u) und Annahme einer zugehörigen Wasserstandshöhe am oberen Ende (τ_0) lassen sich alle erforderlichen Werte wie auch die Zeitabschnitte ermitteln. Die Zeit für

Tabelle 3

Lfd. Nr.	τ_{u1} m	L km	τ_{01} m	J_0 ‰	η m	$\frac{2 \cdot \eta}{L}$ ‰	J_u ‰	Q_u m ³ /s	h_s m	τ_{u1} m
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1 ×	2,30	10	2,30	0,007	0	0	-0,007	0	0	2,30
1	2,30	10	2,33	0,0065	~0,03	0,0065	0	0	0	2,30
2 ×	2,25	5	2,31	0,0033	0,06	0,024	0,021	8,2	0,02	2,23
2	2,25	6	2,31	0,0040	0,06	0,020	0,016	7,2	0,02	2,23
3	2,20	7	2,315	0,0050	0,115	0,033	0,028	9,2	0,03	2,17
4	2,10	10	2,33	0,0065	0,23	0,046	0,0395	10,0	0,04	2,06
5 ×	2,00	10	2,30	0,0070	0,30	0,060	0,053	10,4	0,04	1,96
5	2,00	10	2,31	0,0070	0,31	0,062	0,055	10,6	0,04	1,96
6	1,90	10	2,28	0,0075	0,38	0,076	0,0685	11,0	0,05	1,85
7	1,80	10	2,22	0,0090	0,42	0,084	0,075	10,4	0,055	1,745
8	1,70	10	2,16	0,0105	0,46	0,092	0,0815	9,8	0,055	1,645
9	1,62	10	2,07	0,013	0,45	0,090	0,077	8,8	0,04	1,58
10	1,65	10	1,97	0,018	0,32	0,064	0,046	7,0	0,03	1,62
11	1,767	10	1,887	0,024	0,12	0,024	0	0	0	1,767

Erläuterungen

- Spalte 1: Nr. der Berechnungsabschnitte, Versuchsrechnungen sind mit × bezeichnet und in Kursivschrift gedruckt.
- Spalte 2: τ_{u1} = Wasserstand über Sielsohle (NN — 2,50 m).
 τ_{u1} = Stauspiegellage, Nr. 2 ÷ 10 festgelegte Intervalle.
- Spalte 3: L = Länge des Berechnungsabschnittes, L_1 = Stauspiegellänge = Fleetlänge. L_2 = ist anzunehmen, als erster Anhalt = 1/2 Fleetlänge usw.
- Spalte 4: τ_0 wird versuchsweise angenommen. Zunächst $\tau_{01} = \tau_{u1}$ gesetzt. τ_0 wird errechnet aus $\tau_{u1} + \frac{\eta_1 \cdot L_2^2}{L_1^2}$; entsprechend $\tau_{03} = \tau_{u1} + \frac{\eta_1 \cdot L_3^2}{L_1^2}$. Sobald L die Fleetlänge (10 km) erreicht hat, läßt sich die Annahme von τ_0 durch Auftragung der ermittelten Werte nach Abb. 8 und Extrapolation unterstützen.
- Spalte 5: J_0 aus Abb. 6 zu ermitteln.
- Spalte 6: $\eta_1 = L_1 \cdot \frac{J_{01}}{2}$ im übrigen $\eta = \tau_0 - \tau_u$.
- Spalte 7: $\frac{2 \cdot \eta}{L}$ ist ein Zwischenwert.
- Spalte 8: $J_u = \frac{2 \cdot \eta}{L} - J_0$; vgl. Gleichung (3).
- Spalte 9: Q_u aus Abb. 6 zu ermitteln.
- Spalte 10: h_s aus Abb. 6 zu ermitteln.
- Spalte 11: $\tau_a = \tau_u - h_s$.
- Spalte 12: Die ermittelten Wasserspiegellagen werden nach Abb. 9 laufend aufgetragen, daraus jeweilig der Wert ΣFL abgegriffen.
- Spalte 13: Die mittlere Wasserspiegelbreite wird im geschätzten Schwerpunkt S der Fläche ΣFL zweckmäßig mit Hilfe eines Diagramms nach Abb. 10 ermittelt.
- Spalte 14: $\Sigma V = \Sigma F_L \cdot B_{\text{mitt}}$. (B_{mitt} = mittlere Wasserspiegelbreite.)
- Spalte 15: $V = \Sigma V_k - \Sigma V_i$.
- Spalte 16: $\Delta Q = Q_u - Q_{\text{Zuff}}$. Es ist im Beispiel $Q_{\text{Zuff}} = \frac{25 \text{ l/skm}^2 \cdot 100 \text{ km}^2}{1000} = 2,5 \text{ m}^3/\text{s}$.
- Spalte 17: $\Delta Q_{\text{mitt}} = \frac{\Delta Q_i + \Delta Q_k}{2}$; nur beim ersten und letzten Wert wird das Mittel zu ungenau.
Beim 1. Wert ist es zweckmäßig, für ΔQ_{mitt} den Wert von $0,75 \cdot Q_u - Q_{\text{Zuff}}$ einzusetzen. Der letzte Wert für Q_{mitt} ist zeichnerisch zu bestimmen (Abb. 11).

Tabelle 3

$\Sigma' F_L$	B_{mitt}	$\Sigma' V$	V	ΔQ	ΔQ_{mitt}	z_{inn}	Σz_{inn}	Σz_{auss}	L_{max}
m^2	m	m^3	m^3	m^3/s	m^3/s		Stunde		km
12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
100	18,3	1 800	1 800	5,7	3,7	0,14	0,14	0,16	58,6
100	18,3	1 800	1 800	4,7	2,9	0,17	0,17	0,16	77,0
234	17,8	4 200	2 400	6,7	5,7	0,12	0,29	0,30	42,5
667	17,4	11 600	7 400	7,5	7,1	0,29	0,58	0,59	28,7
1 200	17,0	20 400	8 800	7,9	7,7	0,32	0,90	0,86	20,3
1 150	17,0	19 600	8 000	8,1	7,8	0,29	0,87	0,87	19,6
1 700	16,8	28 600	9 000	8,5	8,3	0,30	1,17	1,20	15,0
2 470	16,6	41 000	12 400	7,9	8,2	0,42	1,59	1,59	13,0
3 270	16,4	53 700	12 700	7,3	7,6	0,46	2,05	2,05	11,3
4 080	16,1	65 700	12 000	6,3	6,8	0,49	2,54	2,55	11,4
4 740	15,8	75 000	9 300	4,5	5,4	0,48	3,02	2,98	19,4
5 030	15,3	77 000	2 000	-2,5	2,5	0,22	3,24	3,24	—

Spalte 18: $z_{\text{inn}} = \frac{V}{3600 \cdot \Delta Q_{\text{mitt}}}$ (in Stunden).

Spalte 19: $\Sigma z_{\text{inn}} = \Sigma z_{\text{innj}} + z_{\text{innk}}$.

Spalte 20: Σz_{auss} an der Tiedekurve abzulesen (Abb. 8). Stimmt z_{auss} nicht ungefähr ($\pm 3\%$) mit z_{inn} überein, muß die Rechnung wiederholt werden (siehe z. B. Reihe 5x).

Spalte 21: $L_{\text{max}} = \frac{t}{n \cdot J}$ ist nach Gleichung (9) zu ermitteln. Es ist aus Tabelle 2 der Exponent $n = 1,85$.

Im Beispiel stellen Nr. 1 den Stauspiegel, Nr. 9 den Ebbspiegel und Nr. 11 den Sielschlußspiegel dar. Im letzten Abschnitt werden t_0 und z zunächst zeichnerisch durch Verlängerung der Ganglinie bis B (Abb. 8) ermittelt. Die Richtigkeit dieser Werte ergibt sich aus dem Vergleich $z_{\text{inn}} = z_{\text{auss}}$.

die Bildung des Leerraumes (z_{inn}) muß gleich der an der Tiedekurve abzulesenden Zeit (z_{auss}) sein. Ist dies nicht der Fall, ist die Annahme von t_0 entsprechend zu verbessern.

Die Berechnung wird zweckmäßig in Tabellenform durchgeführt. Sie soll in einem Beispiel (Tabelle 3) erläutert werden, bei dem angenommen wird, daß ein Fleet von 10 km Länge ein Geestgebiet (oberhalb) von 60 km² und ein Marschgebiet (seitlich) von 40 km² zu entwässern hat.

In der letzten Spalte der Tabelle 3 wird L_{max} nach Gleichung (9) ermittelt, um festzustellen, ob die totale Absenkungskurve nach Abbildung 4 eingetreten ist (d. h. $L_{\text{max}} < L$). In diesem Fall müßte auf der oberen Strecke ($L - L_{\text{max}}$) die Spiegellage nach Gleichung (10) berechnet werden.

Der in der Sielzugzeit entstehende Leerraum ist in Spalte 14 errechnet zu: $\Sigma V = 77\ 000\ \text{m}^3$. Zur Ermittlung des Gesamtabflusses muß zu diesem Wert noch der Zufluß aus dem Gebiet während der Sielzugzeit hinzugezählt werden. Somit ist bei einem Zulauf von 2,5 m³/sec (= 25 l/skm²)

$$\Sigma Q_u = 77\ 000 + 2,5 \cdot 3,24 \cdot 3600 = 106\ 000\ \text{m}^3.$$

Der Zufluß über die Tide ist damit [1]:

$$q_T = \frac{106\ 000 \cdot 1000}{100 \cdot 12,4 \cdot 3600} = 23,8\ \text{l/skm}^2$$

und die in der Sielschlußzeit gespeicherte Wassermenge

$$q_s = \frac{77\,000 \cdot 1000}{100 \cdot (12,4 - 3,24) \cdot 3600} = 23,4 \text{ l/skm}^2$$

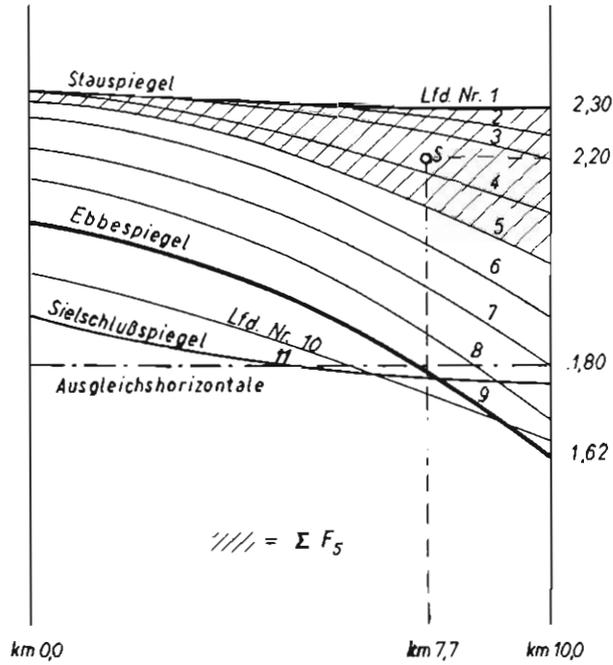


Abb. 9. Wasserspiegellagen der einzelnen Teilabschnitte

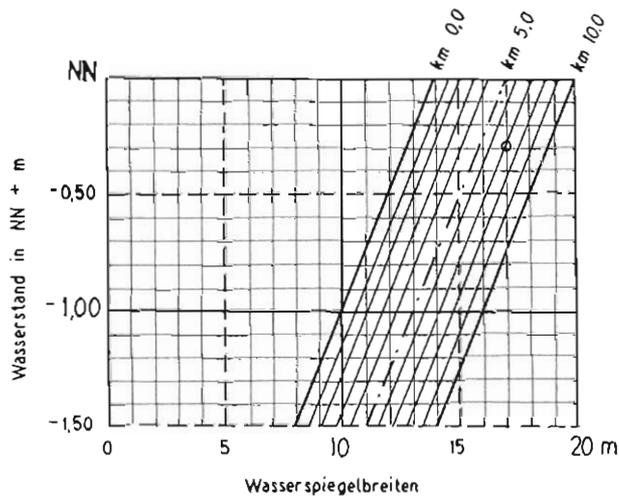


Abb. 10. Beziehung zwischen Wassertiefe r und Wasserspiegelbreite B im Zubringer

Als Mittel von beiden ergibt sich die Tideleistung zu

$$q = \frac{23,8 + 23,4}{2} = 23,6 \text{ l/skm}^2.$$

Diese weicht von der obigen Annahme für den Zufluß (25 l/skm²) nur wenig ab und kann also als endgültige Tideleistung eingesetzt werden. Der berichtigte Leerraum ist demnach

$$h_v = 2,36 \cdot (12,4 - 3,24) \cdot 3600 = 78\,000 \text{ m}^3.$$

Die gemittelte Stauraumhöhe ist dann

$$h_v = \frac{\Sigma V}{B_{\text{mitt}} \cdot L \text{ (m)}} = \frac{78\,000}{16 \cdot 10\,000} = \text{rd. } 0,50 \text{ m.}$$

Die Ausgleichshorizontale (Abbildung 9) liegt dann auf der Höhe 2,30 - 0,50 = 1,80 m.

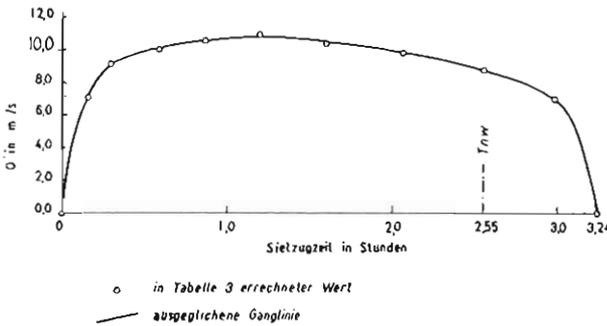


Abb. 11. Ganglinie der Abflußmenge Q_u zur Tabelle 3

Tabelle 4

Stauspiegel	Ausgleichshorizontale	h_v
NN + 2,00 m	NN + 0,70 m	1,30 m
+ 1,90 m	+ 0,63 m	1,27 m
+ 1,80 m	+ 0,56 m	1,24 m
+ 1,70 m	+ 0,49 m	1,21 m
+ 1,60 m	+ 0,42 m	1,18 m
NN + 1,50 m	NN + 0,35 m	1,15 m
+ 1,40 m	+ 0,28 m	1,12 m
+ 1,30 m	+ 0,21 m	1,09 m
+ 1,20 m	+ 0,14 m	1,06 m
+ 1,10 m	+ 0,07 m	1,03 m
NN + 1,00 m	NN ± 0,00 m	1,00 m
+ 0,90 m	- 0,08 m	0,98 m
+ 0,80 m	- 0,16 m	0,96 m
+ 0,70 m	- 0,24 m	0,94 m
+ 0,60 m	- 0,32 m	0,92 m
NN + 0,50 m	NN - 0,40 m	0,90 m
+ 0,40 m	- 0,48 m	0,88 m
+ 0,30 m	- 0,56 m	0,86 m
+ 0,20 m	- 0,64 m	0,84 m
+ 0,10 m	- 0,72 m	0,82 m
NN ± 0,00 m	NN - 0,80 m	0,80 m

4. Bemessung des Stauraumes zwischen den Deichen

Der Hauptzubringer zum Siel muß so bemessen sein, daß er zur schadlosen Abführung des Wassers den Zufluß bei längerem Sielschluß durch erhöhte Tiden und bei größerer Abflußspende speichern kann. Dies wird durch einen entsprechend breiten Ausbau oder besser durch eine Bedeichung erreicht. Hierbei kann oft durch Ausnutzung eines breiten Deichvorlandes schon bei einer verhältnismäßig geringen Deichhöhe der nötige Stauraum gewonnen werden. Vorlandbreite und Deichhöhe stehen in Wechselbeziehung und sind so zu bemessen, daß der erforderliche Stauraum bei der höchsten noch zulässigen Stauhöhe zur Verfügung steht.

In Abbildung 12 ist aus den ungünstigsten Perioden hoher Tiden und hohen Abflusses der erforderliche Stauraum bei dem jeweils zulässigen höchsten Stauspiegel aufgetragen. Kann z. B. im Zubringer ein Wasserstand von NN + 1,10 m zugelassen werden, so ergibt sich für das o. a. Beispiel mit $F = 100 \text{ km}^2$ ein erforderlicher Stauraum $V_{\text{ert}} = 100 \cdot 10\,300 = 1\,030\,000 \text{ m}^3$.

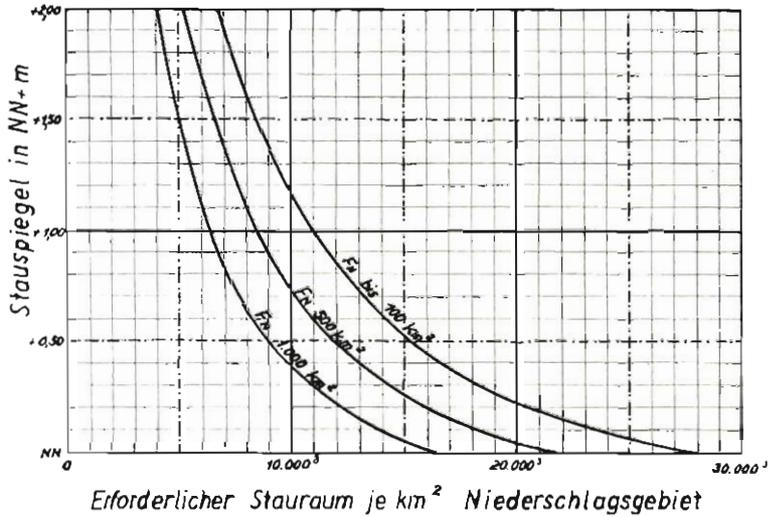


Abb. 12. Beziehung zwischen Stauspiegel und dem erforderlichen Stauraum in m³ je km² Niederschlagsgebiet

Die Lage der Ausgleichshorizontalen wird nach Tabelle 4 für den Stauspiegel auf NN + 1,10 m zu NN + 0,07 m ermittelt. Damit beträgt die Stauraumhöhe $h_v = 1,03$ m.

Liegt die Uferhöhe des Zubringers nur wenig über dieser Ausgleichshorizontalen, so ist der Stauraum außerhalb des Bettes des Zubringers unterzubringen. Der Abstand A der Deiche voneinander wird dann errechnet zu:

$$A = \frac{V_{\text{erf}}}{1000 \cdot L \text{ (km)} \cdot h_v} = \frac{1\,030\,000}{1000 \cdot 10 \cdot 1,03} = 100 \text{ m.}$$

5. Bemessung des Deichsiesels

Das Siel muß in der Lage sein, den maximal gefüllten Stauraum unter Berücksichtigung des Zuflusses aus dem Einzugsgebiet schnell zu entleeren. Diese Forderung wird erfüllt, wenn in Höhe der Ausgleichshorizontalen, die in Tabelle 4 angegeben wird, ein bestimmter Mindestquerschnitt F_{Siel} vorhanden ist. Er wird in m² nach der Gleichung

$$F_{\text{Siel}}^3 = (F_N) \cdot F_1 \tag{15}$$

ermittelt.

Der Wert F_1 (Sielquerschnitt für 1 km² Niederschlagsgebiet) kann aus Abbildung 13 abgelesen werden. Der Gleichung (15) liegt eine Fließgeschwindigkeit von 2,00 m/s zugrunde. Im vorliegenden Beispiel ergibt sich aus Abbildung 13 $F_1 = 0,21$ m²/km².

Damit ist der erforderliche Sielquerschnitt in der Höhe von NN + 0,07 m (Tab. 4) $F = 100 \cdot 0,21 = 21$ m². Bei der Drempellage auf NN - 2,50 m muß die Sielbreite b_s also

$$\frac{21}{0,07 - (-2,50)} = \text{rund } 8,00 \text{ m betragen.}$$

Die größte Fließgeschwindigkeit durch das Siel ist $v_{s_{\text{max}}} = \sqrt{2 \cdot g \cdot h_{s_{\text{max}}}}$. Nach Abbildung 14 ergibt sich (siehe Anhang):

$$v_{s_{\text{max}}} = 2 \cdot \sqrt{T_u} \tag{16}$$

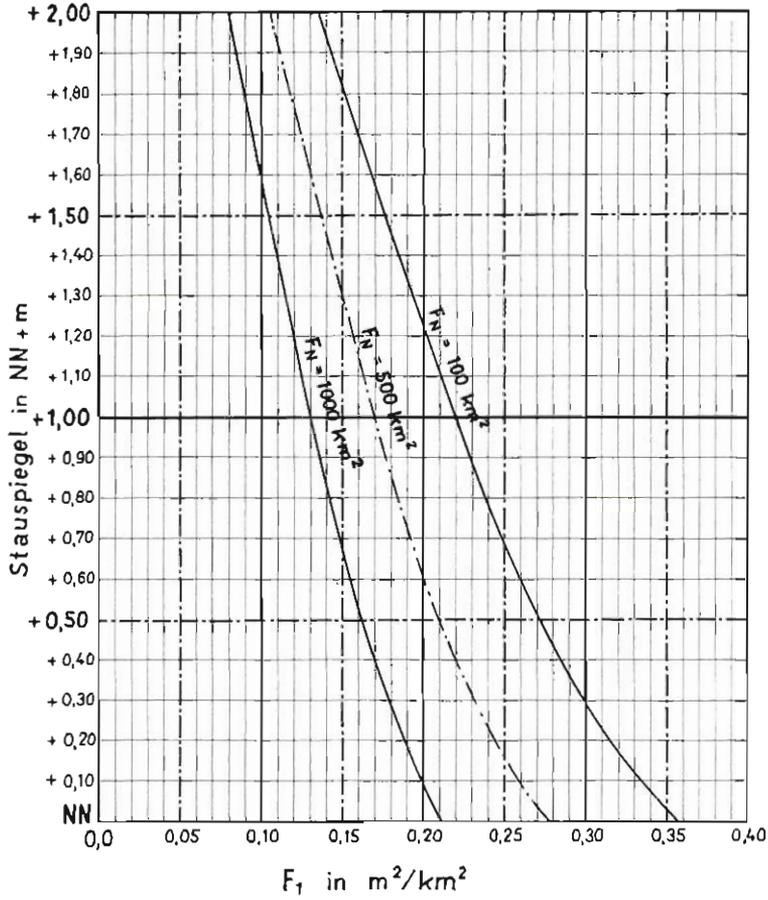


Abb. 13. Beziehung zwischen Sielquerschnitt F_1 und Stauspiegel — Gl. (15)

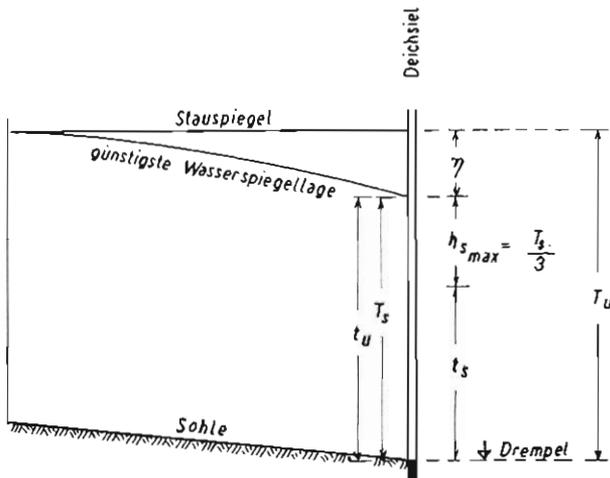


Abb. 14. Schematische Darstellung der Verhältnisse im Deichsiel bei maximaler Belastung — Gl. (16)

Damit wird im Beispiel $v_{s,\max}$ zu $2 \cdot \sqrt{1,10 - (-2,50)} = 2 \cdot \sqrt{3,6} = 3,80$ m/s. Diese Geschwindigkeit tritt allerdings nur in ungünstigen Fällen auf.

Eine weitere Verbreiterung des Sieles bringt keine höhere Leistung, wenn nicht gleichzeitig auch der Zubringer ebenfalls größer bemessen wird.

6. Schlußbemerkung

Die vorstehenden Erwägungen, die darauf beruhen, daß die Wasserspiegellagen, abgesehen von der totalen Absenkungskurve, als Parabel 2. Grades angesehen werden können, sind durch verschiedene Messungen der Wasserstände und Abflüsse bestätigt worden. Die Fehlergrenzen liegen in jedem Falle unter 5 %.

Von R. LIESE wurde ein Verfahren zur Sielzugberechnung veröffentlicht [2], das eine einfache Ermittlung der Tideleistung der Binnengewässer in der Marsch ermöglicht. Durch die Einteilung in Längenabschnitte werden bei diesem Verfahren wechselnde Verhältnisse in den Gewässerstrecken genau berücksichtigt. Das Parabelverfahren vernachlässigt zur Vereinfachung die Änderungen in einzelnen Abschnitten, was bei Einschnürungen bis zu 50 % noch keinen nennenswerten Einfluß mit sich bringt. Bei größeren Änderungen müßte auch das Parabelverfahren abschnittsweise angewandt werden, was zu ganz erheblicher Mehrarbeit führt.

Durch das Parabelverfahren können außer der Tideleistung der Entwässerungsanlagen aber auch noch folgende Werte ermittelt werden: Die Fließgeschwindigkeit während der gesamten Zeit des Abflußvorganges und damit auch die Maximalgeschwindigkeiten im Siel und im Zubringer, Abflüsse über mehrere Tiden, bei denen eine Zwischenspeicherung im Zubringer auftritt und Abflüsse aus Rückhaltebecken am oberen Ende des Binnenvorfuters in Abhängigkeit von den während der Sielzugzeit eintretenden Absenkungen.

Auf Grund der oben entwickelten Gleichungen und der unter Ziffer 3 beschriebenen Sielzugberechnung sind von Müller-Späth die hydraulischen Verhältnisse der ungünstigsten Perioden hoher Tiden und hohen Abflusses [1] untersucht worden. Als Ergebnis dieser Untersuchungen erhält man je km² sowohl den erforderlichen Stauraum in m³ (Abb. 12) als auch den benötigten Sielquerschnitt in Höhe der Ausgangshorizontalen in m² (Abb. 13). Die Ermittlung des Abstandes zwischen den Deichen (Abschnitt 4) ist durch Einführung der Ausgangshorizontalen (Tab. 4), die den Längsschnitt des Stauraumes als Rechteck erscheinen läßt, in eine einfache Berechnungsform überführt worden. Ebenso wird die Bemessung des Deichsieles (Abschn. 5) nach der Entwicklung der Gleichungen (15) und (16) durch eine kurze Berechnung ermöglicht.

7. Schriftenverzeichnis

1. MÜLLER, E., und MÜLLER-SPÄTH, W.: Beitrag zur Entwässerung der Marsch. Die Küste 13/1965, Seite 104—118.
2. LIESE, R.: Berechnung zur Abflußleistung der Binnengewässer in der Marsch (Sielzugberechnung). Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen Heft 1, Februar 1960, Seite 7—11.

8. Anhang: Entwicklung der Gleichungen
(Soweit ein besonderer Nachweis über die Ableitung erforderlich ist)

Gleichung (5). Die Abflußmenge in B ist nach Gleichung (2) $Q_B = p \cdot t_B^n \cdot \sqrt{J_B}$.

Weiter ist nach Abbildung 3 die Wassertiefe $t_B = T - \eta$ und nach Gleichung (3) ist

$$J_B = \frac{2 \cdot \eta}{L} - J_A. \text{ Es ist also}$$

$$Q_B = p \cdot (T - \eta)^n \cdot \sqrt{\frac{2 \cdot \eta}{L} - J_A} \quad (17)$$

Bildet man die erste Ableitung $\frac{dQ_B}{d\eta}$, so ist

$$\frac{dQ_B}{d\eta} = \frac{p}{\sqrt{L}} \cdot \left[-n \cdot (T - \eta)^{n-1} \cdot (2 \cdot \eta - L \cdot J_A)^{1/2} + (T - \eta)^n \cdot 1/2 \cdot 2 \cdot (2 \cdot \eta - L \cdot J_A)^{-1/2} \right]$$

Setzt man diesen Ausdruck gleich Null, so erhält man $n \cdot (2\eta - L \cdot J_A) = (T - \eta)$ und hieraus für η die Gleichung (5).

Gleichung (7). Nach Abbildung 3 ist die Gesamttiefe $T = t_B + \eta$, damit ist in Gleichung (5) $\eta = \frac{(t_B + \eta) + n \cdot J_A \cdot L}{2 \cdot n + 1}$ und hieraus $\eta = \frac{t_B + n \cdot J_A \cdot L}{2 \cdot n}$. Mit obiger Gleichung

(17) erhält man $Q_B = Q_{\max} = p \cdot t_B^n \cdot \sqrt{\frac{2}{L} \cdot \frac{t_B + n \cdot J_A \cdot L}{2 \cdot n} - J_A}$ oder durch Ausmultiplizieren und Kürzen die Gleichung (7).

Gleichung (8). Wird Q_{\max} nach Gleichung (2) durch $p \cdot t^n \cdot \sqrt{J}$ ersetzt, so folgt

$$p \cdot t^n \cdot \sqrt{J} = \frac{p \cdot t^{n+0,5}}{\sqrt{n \cdot L}}. \text{ Nach } \sqrt{L} = \frac{p \cdot t^{n+0,5}}{\sqrt{n \cdot J} \cdot p \cdot t^n} \text{ ergibt sich Gleichung (8).}$$

Gleichung (9). Nach Abbildung 15 ist $\eta_{II} - \eta_I = t_{BII} - t_{BI}$. Die Beziehung zwischen η , L und J geht aus Gleichung (3) hervor. Demnach ist $\eta_{II} - \eta_I = \frac{L}{2} (J_A + J_{BII}) - \frac{L}{2} (J_A + J_{BI})$. Hieraus erhält man $\eta_{II} - \eta_I = \frac{L}{2} \cdot (J_{BII} - J_{BI})$. Mithin wird

$$L = \frac{2 \cdot (\eta_{II} - \eta_I)}{J_{BII} - J_{BI}} = 2 \cdot \frac{t_{BII} - t_{BI}}{J_{BII} - J_{BI}}$$

Im Grenzfall wird also L zu $L_{\max} = 2 \cdot \frac{dt_B}{dJ_B}$. Dieser Grenzfall tritt mit Beginn der Absenkung

ein. In diesem Augenblick sind die Differenzen der Wassertiefen und der Wasserspiegelgefälle I und II noch unendlich klein. Um den Differentialquotienten zu bestimmen, wird aus Gleichung

(2) der Ausdruck $J_B = \left[\frac{Q_B}{p} \right]^2 \cdot t_B^{-2 \cdot n}$ entwickelt, nach t_B differenziert und mit dem absoluten reziproken Wert eingesetzt. Es ist $\frac{L_{\max}}{2} = \frac{dt_B}{dJ_B} = \left[\frac{p}{Q_B} \right]^2 \cdot \frac{1}{2 \cdot n} \cdot t_B^{2n+1}$. Daraus wird

unter Berücksichtigung der Gleichung (2) $L_{\max} = 2 \cdot \left[\frac{p}{p \cdot t_B^n \cdot \sqrt{J_B}} \right]^2 \cdot \frac{1}{2 \cdot n} \cdot t_B^{2 \cdot n + 1}$

und nach Kürzung $L_{\max} = \frac{t_B}{n \cdot J_B}$ oder allgemein Gleichung (9).

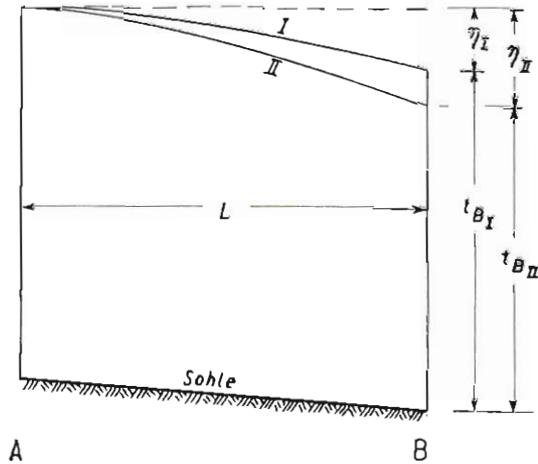


Abb. 15. Schematische Darstellung der Wasserspiegellagen zur Entwicklung der Gleichung (9)

Gleichung (10). Nach Abbildung 5 ist $y = \tau_{uT} + \eta_y$. Bei gleichbleibendem Q_{max} soll das Wasserspiegelgefälle bei 1 m Wassertiefe mit J_1 bezeichnet werden. Nach Gleichung (2) ist $Q = p \cdot \tau_{uT}^n \cdot \sqrt{J_{uT}} = p \cdot 1,0^n \cdot \sqrt{J_1}$ und hieraus $J_{uT} = \frac{J_1}{\tau_{uT}^2}$. Die Teilabsenkungskurve in

Abbildung 5 ist die günstigste Wasserspiegellage für die Wassertiefe τ_{uT} . Sie berührt die totale Absenkungskurve im Koordinatenpunkt (x, y) . Daher folgt nach Gleichung (9) $x = \frac{\tau_{uT}}{n \cdot J_{uT}} =$

$$\frac{\tau_{uT}^{2 \cdot n + 1}}{n \cdot J_1}. \text{ Mithin } \tau_{uT} = (n \cdot x \cdot J_1)^{\frac{1}{2 \cdot n + 1}} \text{ und } J_{uT} = \frac{J_1 \cdot \frac{1}{2 \cdot n + 1}}{(n \cdot x)^{\frac{2 \cdot n}{2 \cdot n + 1}}}. \text{ Nach Gleichung (3)}$$

ist $\eta_y = \frac{x}{2} \cdot (J_{uT} + J_x)$. Hierin entspricht J_x der Neigung (Tangente) der totalen Absenkungskurve in Station x . Mithin ist $J_x = y'$. Aus $y = (\tau_{uT} + \eta_y)$ - siehe Abbildung 5 - folgt $y = \tau_{uT} +$

$$\frac{x}{2} \cdot J_{uT} + \frac{x}{2} \cdot y' \text{ oder } y = (n \cdot x \cdot J_1)^{\frac{1}{2 \cdot n + 1}} + \frac{x}{2} \cdot \frac{J_1 \cdot \frac{1}{2 \cdot n + 1}}{(n \cdot x)^{\frac{2 \cdot n}{2 \cdot n + 1}}} + \frac{x}{2} \cdot y' \text{ oder:}$$

$$y = \frac{(2 \cdot n + 1) \cdot J_1 \cdot \frac{1}{2 \cdot n + 1}}{2 \cdot n \cdot \frac{2 \cdot n}{2 \cdot n + 1}} \cdot x^{\frac{1}{2 \cdot n + 1}} + \frac{x}{2} \cdot y'. \text{ Dies ist eine lineare Differentialgleichung erster Ordnung. Ihre Lösung lautet:}$$

$$y = \frac{(2 \cdot n + 1)^2 \cdot J_1 \cdot \frac{1}{2 \cdot n + 1}}{(4 \cdot n + 1) \cdot \frac{2 \cdot n}{2 \cdot n + 1}} \cdot x^{\frac{1}{2 \cdot n + 1}} + C \cdot x^2.$$

Ersetzt man entsprechend den Gleichungen (11) und (12) die einzelnen nicht veränderlichen Faktoren im ersten Glied durch den Festwert k , so erhält man Gleichung (10).

Gleichung (14). Nach Gleichung (4) und Abbildung 1 ergibt sich $Q = \mu b_s \cdot (T_s - h_s) \cdot \sqrt{2} \cdot g \cdot h_s$. Diesen Ausdruck differenziert ergibt: $\frac{dQ}{dh_s} = \mu \cdot b_s \cdot \sqrt{2} \cdot g \cdot [-h_s^{-1/2} + \frac{1}{2} \cdot (T_s - h_s) \cdot h_s^{-3/2}]$. Setzt man $\frac{dQ}{dh_s} = \text{Null}$, so wird $h_s = \frac{T_s}{3}$. Dieser Wert, in die Gleichung (4) eingesetzt und μ zu 0,75 gewählt, führt zu Gleichung (14).

Logarithmische Maßstäbe. Wird die Gleichung (2) zu dem Ausdruck $\frac{Q}{\sqrt{J}} = p \cdot t^n$ umgeformt, so kann gesetzt werden: $\log Q - \frac{1}{2} \cdot \log J = \log p + n \cdot \log t$. Dies läßt sich graphisch auswerten, indem die linke Seite als ein beweglicher Maßstab und die rechte Seite auf ein liniertes Blatt aufgetragen werden (Abbildung 6). Auf diesem Blatt bedeuten die horizontalen Linien die Wassertiefen. Sie können zur Vereinfachung auf NN bezogen werden. Die Kurven auf dem Blatt ergeben sich aus: $\log p + n \cdot \log t$ (nach Tabelle 2). Diese Größe wird von der Anlegelinie aus angetragen. Da der Logarithmus des Wasserspiegelgefälles J hier ein negatives Vorzeichen hat, steht er auf dem Maßstab in entgegengesetzter Richtung zum Logarithmus der Abflußmenge Q. In gleicher Weise wie die Gleichung (2) läßt sich auch die Gleichung (4) zu dem Ausdruck $\frac{Q}{\sqrt{h}} = \mu \cdot b \cdot \sqrt{2} \cdot g \cdot t$ umformen, so daß $\log Q - \frac{1}{2} \cdot \log h = \log \mu + \log b + \frac{1}{2} \cdot \log 2 \cdot g + \log t$ wird. Die horizontalen Linien geben wieder die Wassertiefen an und die Kurve auf der rechten Seite des Linienblattes wird durch die Lichtweite des Sieles festgelegt.

Gleichung (16). Die näheren Zusammenhänge zwischen den Wassertiefen im Vorfluter und in dem Deichsiel stellt Abbildung 14 dar. In ihr bedeutet T_u die Wassertiefe am unteren Ende des Binnenvorfluters unter dem Stauspiegel. Die Wassertiefe t_u soll der günstigsten Wasserspiegellage zugehören. Es ist mit $\eta = T_u - t_u$ nach Gleichung (6): $t_u = \frac{2 \cdot n}{2 \cdot n + 1} \cdot T_u$. Der Wert n beträgt mindestens bei großen Sohlenbreiten etwa 1,7 (siehe Tabelle 2), so daß $t_u = \frac{3,4}{4,4} T_u$ geschrieben werden kann. Setzt man voraus, daß die Zubringersohle und der Sieldrempel auf einer Höhe liegen, so ist die Wassertiefe T_s im Binnenhaupt des Sieles gleich der Wassertiefe t_u am unteren Ende des Binnenvorfluters. Demnach ist auch $T_s = \frac{3,4}{4,4} T_u$. Nach Abbildung 14 tritt das maximale Führungsvermögen des Sieles und damit auch die Größtgeschwindigkeit auf, wenn die Druckhöhe $h_s = \frac{T_s}{3}$ wird. Es errechnet sich die Größtgeschwindigkeit im Siel also zu $v_{s\max} = \sqrt{2 \cdot g \cdot \frac{1}{3} \cdot \frac{3,4}{4,4} \cdot T_u} = 2,26 \cdot \sqrt{T_u}$.

Nach den bisher durchgeführten Berechnungen ist kaum anzunehmen, daß sich im Binnenvorfluter die günstigste Wasserspiegellage schon einstellt, wenn die Absenkung das obere Ende des Fleets erreicht hat, besonders wenn das Gelände im allgemeinen so niedrig liegt, daß sich die günstigste Wasserspiegellage während der natürlichen Entwässerung nicht ausbildet. Infolgedessen wird die größte Durchflußgeschwindigkeit im Deichsiel immer geringer sein, als der obige Wert ergibt, so daß der Zahlenwert 2,26 auf 2 abgerundet werden kann und sich damit die einfache Gleichung (16) ergibt.

Zur jüngsten Erdgeschichte von Hörnum/Sylt und Amrum mit einer Übersicht über die Entstehung der Dünen in Nordfriesland

Von Karl Gripp

Herrn Prof. Dr. F. OVERBECK zum 71. Geburtstag gewidmet

Abstract

Sylt and Amrum, islands of Northern Friesland, are formed to a large extent by downs. In order to explain these downs in a humid climate, their genesis is systematised.

The chronology of the down-series offers the possibility of elucidating the loss of land on the seaward side of the islands. To avoid further receding of the coast-line, the author proposes the construction of jetties exceeding the highest water-level. These piers should reach the bottom of the sea at 12 meters. It is supposed that stabile sands will be formed in the spaces between these artificial promontories.

Inhalt

Einleitung	77
A. Wirksame Faktoren	79
I. Eiszeitliche Ablagerungen	79
II. Das Meer	79
III. Flugsand	81
a. Zwei-Faktoren-Dünen	83
1. Strandsand-Zwei-Faktoren-Dünen	83
2. Dünensand-Zwei-Faktoren-Dünen (Riesenrippel-Dünen)	83
b. Vier-Faktoren-Dünen	83
1. Triticum-Dünen	85
2. Ammophila-Dünen	87
c. Drei-Faktoren-Dünen	90
Phytogene Dünensand-Dünen	90
d. Restformen	92
1. Strich-Dünen	94
2. Kupsten	94
e. Dünen-Gruppen	96
Tabelle	97
B. Erdgeschichtliches	98
I. Zur Entstehungs-Geschichte der Hörnum-Halbinsel	98
a. Der Untergrund	98
b. Die Dünen des südlichen Teiles der Hörnum-Halbinsel	99
c. Erdgeschichtliche Zusammenfassung	102
II. Zur Entstehungs-Geschichte Amrums	103
a. Die Geest	103
b. Die Odde	104
c. Das Alter des Norddorfer Dünenbogens	107
d. Der südliche Dünenbereich	109
1. Der Geestrand Steenodde-Leuchtturm	109
2. Die Dünen südlich der Landstraße Witrdün-Leuchtturm	109
3. Die Marsch im südlichen Amrum	110
4. Die jungen parallelen Kliff-Dünenzüge	110
5. Über das Alter der Kliff-Dünen Süd-Amrums	111
e. Der Kniepsand	112
C. Künftiges erdgeschichtliches Geschehen und Küstenschutz	113
a. Hörnum	113
b. Amrum	114
D. Zusammenfassung	115
E. Schriftenverzeichnis	116

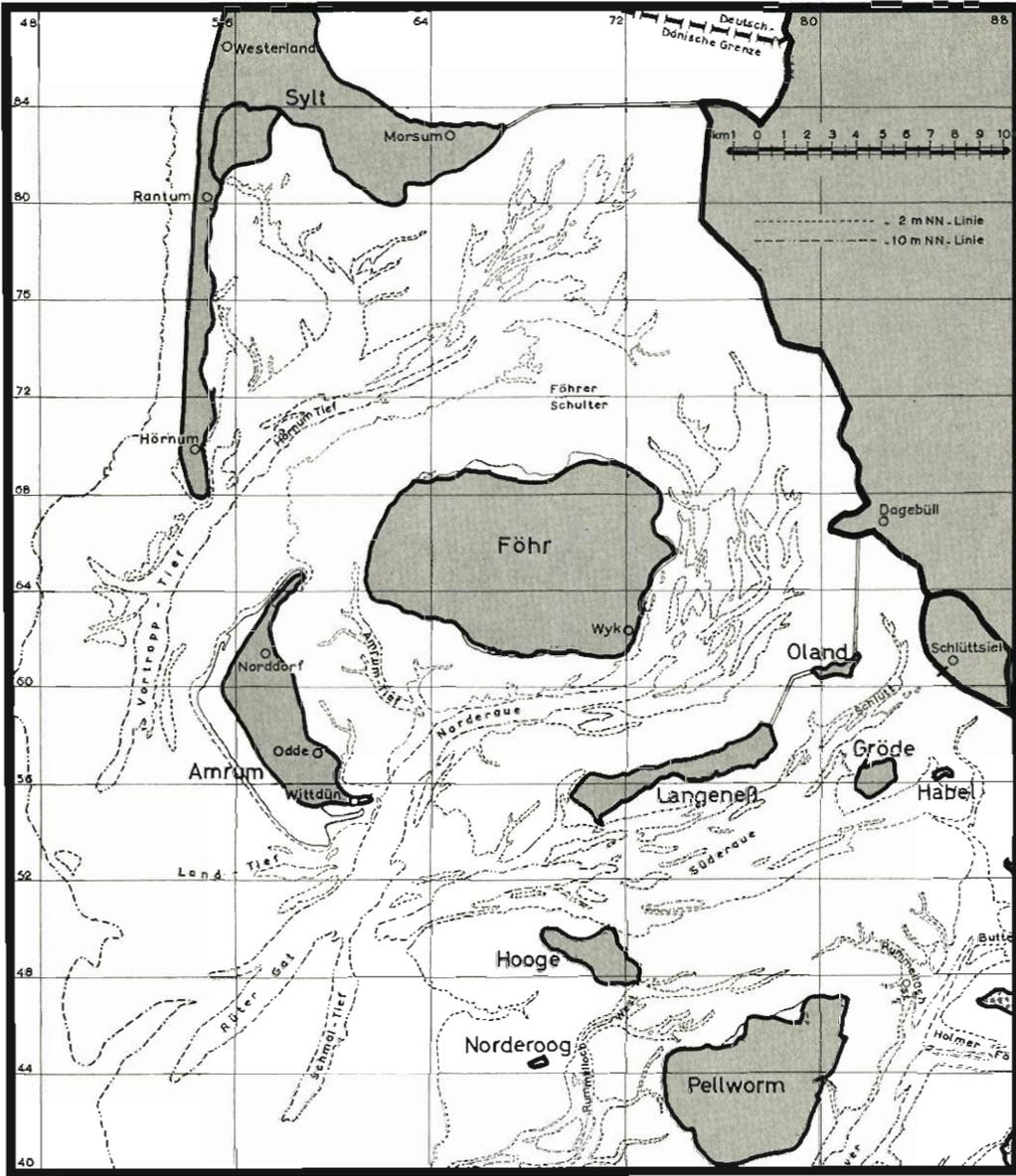


Abb. 1. Flut- und Ebbe-Stromrinnen um Hönnum und Amrum

Einleitung

Die Halbinsel Hönnum liegt zwischen der offenen See und dem Vortrapp-Tief. Amrum liegt auf der Ostseite dieses Tiefs und wird im Süden von der Norderau begrenzt, mit der sich die Süderau vereinigt (Abb. 1). Die Westküste bei Hönnum liegt stark im Abbruch. Das Meer ist bestrebt, seine Küste ostwärts zu verlagern. Der Bestand der Halbinsel erscheint für die

fernere Zukunft gefährdet, da eine Verbreiterung nach Osten bei dem heutigen Verlauf des Vortrapp-Tiefs unmöglich ist.

Amrum wird im Norden durch das gleiche Tief stark bedrängt. Der mittlere Teil der Insel wächst zur Zeit gegen Westen. Im Süden wäre die Insel stärkeren Verlusten ausgesetzt, wenn der Fuß der hohen Dünen bei Witt-dün nicht durch eine massive Strandmauer geschützt wäre.

Die erwähnten, zum Teil erheblichen Landverluste einerseits und die auffallende Lage der beiden Landgebiete zwischen tiefen Gats drängen die Fragen auf: Welches sind die Ursachen dieses Geschehens? Wie ist die Entwicklungs-Tendenz?

Antwort kann auf zweierlei Weise gewonnen werden. Einmal durch Beobachten des heutigen Geschehens, die dabei gewonnenen Angaben sind überwiegend exakt, aber örtlich und zeitlich beschränkt (Forschungsstelle Westküste 1936—39, Vortrappenstelle Sylt 1952—56). Der andere Weg ist der, auf Grund geologischer Befunde die Entwicklung während der letzten Jahrtausende aufzuzeigen. Dies ist durch Untersuchungen von E. DITTMER, O. ERNST, K. GRIPP, W. PRANGE, W. G. SIMON, TH. WEGENER und R. WIERMANN erfolgreich versucht worden. Überwiegend handelte es sich hierbei um die Auswertung von Bohrungen.

In erdgeschichtlicher Hinsicht sind nicht ausgewertet bislang die Dünen. Sie waren bisher überwiegend von Botanikern und Geographen untersucht worden. Seit 1959 — zum Teil mit Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft — in Schleswig-Holstein und Dänemark durchgeführte Untersuchungen über das Entstehen und das Schicksal der Dünen an der Nordseeküste ermuntern zu dem Versuch, die Erdgeschichte von Hörnum und Amrum und das Verhalten der benachbarten Meeresteile aufzuzeigen.

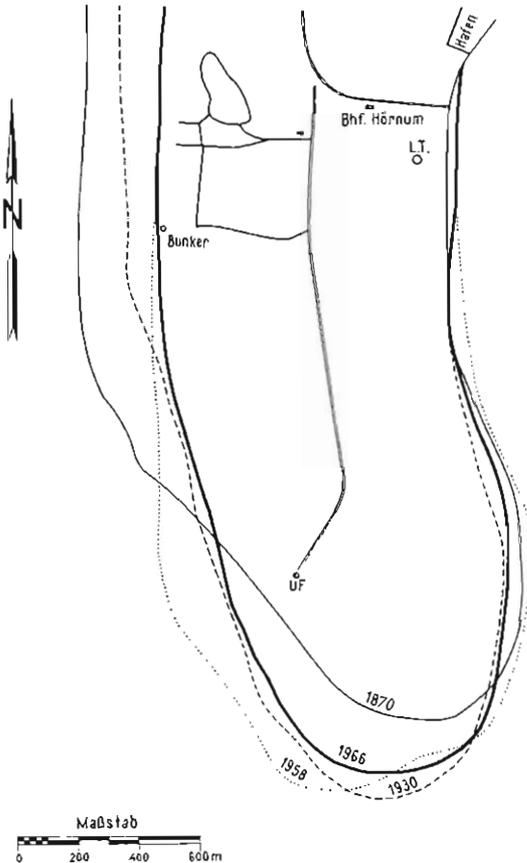


Abb. 2. Südteil der Hörnum-Halbinsel; Veränderungen der Küstenlinie nach der topographischen Aufnahme von 1870 und drei späteren Luftbildvermessungen, zusammengestellt vom Ministerium für Ernährung, L. und F. (Obervermessungsrat DOLEZAL). Straßennetz der Kersig-Siedlung, UF = Unterfeuer. Die Reste des um 1943 in hoher Düne errichteten Bunkers liegen heute unterhalb MThw und der Dünenfuß 60 m östlich von ihnen

Diese Untersuchung hat als morphographische Unterlage die Grundkarte 1:5000, aufgenommen 1927. Sie wurde lesbar gemacht durch Farbgebung gewisser Höhenbänder: 5—6, 10—11, 15—16, 20—21 m. Die auf Hörnum seither eingetretenen Veränderungen: Landverlust an der Westküste, Aufreißen neuer Antidünen¹⁾ sowie Landzuwachs im Süden der

¹⁾ Antidüne ist die Bezeichnung für Windrisse, da in ihnen eine dünenzerstörende Windgeschwindigkeit herrscht. An sie schließt jeweils eine neue Hochdüne an.

Hörnum-Odde sind weitgehend aus den Abbildungen 2 und 29 zu erkennen. Für Amrum-Odde sind die Veränderungen durch FR. KNOP, 1963, aufgezeigt. Der Zuwachs an Strandkliff-Dünen auf Amrum sowie Umlagerungen in den Dünenbögen sind meines Wissens seit 1927 nicht kartographisch erfaßt worden.

A. Wirksame Faktoren

Die jüngste Erdgeschichte von Hörnum und Amrum wird zur Hauptsache bedingt durch das Vordringen des Meeres, also Landverlust, und durch Flugsand, der teils Neubildungen der See über den Meeresspiegel hinaus erhöhte, teils altes Land überwanderte. Diese verschiedenen Faktoren seien kurz betrachtet.

I. Eiszeitliche Ablagerungen

An der Westküste der Hörnum-Halbinsel trifft die Sturmflutbrandung nur Dünen sand an. Der Landverlust ist entsprechend groß, rund 100 m in den letzten 20 Jahren. Die diluviale Landoberfläche liegt hier so tief unter dem Meeresspiegel, daß nur die Riffbrandung und Uferströme die alte Landoberfläche erfassen. So war im Dezember 1965 der Weststrand bei Puan Klent bedeckt mit Hunderten von Kleigeröllen. Da die in Riff-Rinnen oder weiter auswärts freigelegten Kleischichten offenbar mit Sandlagen abwechseln, wurden sie unterspült und brachen ab. Somit bieten auch sie nur einen geringen Widerstand. Der südliche Teil der Hörnum-Halbinsel besteht bis 8 m und mehr Tiefe aus jungem Meeressand, der zwischeneiszeitlichen Absätzen aufgelagert ist (K. GRIPP, 1964, S. 370). Also bietet auch der Untergrund von Süd-Sylt keinen Widerstand gegen Zerstörung durch ein gebundenes oder gar festes Gestein. Nur die Menge des anfallenden Sandes bremst die Abtragung ein wenig.

II. Das Meer

Das Meer ist im Untersuchungsgebiet sowohl zerstörend wie in geringem Umfang und vorübergehend aufbauend tätig. Bei niedrigen und mittleren Wasserständen wirkt die Tideströmung als Sandverfrachter. Bei Sturmfluten tragen neben starken Tideströmen durch Windstau des Wassers bedingte ufernahe Strömungen ab und verfrachten; die Brandung kommt als abtragender und den Sand beweglich machender Faktor hinzu.

Ein grundlegender Vorgang im Meeresgeschehen wird hier ferner durch die Wechselwirkung zwischen der Inselreihe und dem Watt als dahinter gelegenen Tidehochwasserspeicher und dem Tief als die den Wasserstandausgleich ermöglichende Strömungsrinne bedingt. Im Untersuchungsgebiet haben wir zwischen Hörnum und Amrum das auffallend stark nach Süden abgelenkte Hörnum- und Vortrapp-Tief und südlich von Amrum das Tief der Norderaue. Beiden Tiefs ist im Westen eine Barre vorgelagert (s. Karte Abbildung 1). Eine Barre verändert ihre Gestalt dauernd im kleinen, denn sie ist das ständig wechselnde Ergebnis des Vierkampfes zwischen den von Tideströmen küstenparallel verfrachteten und den quer dazu vom Flut- und Ebbstrom des Gats mitgeschleppten Sanden. Auf der Barre erzeugen die in das Gat ein- und auslaufenden Wasser jeweils eigene Strömungsrinnen. Sie verlaufen beim Vortrapp-Tief nach Westen und Süden; bei der Norderaue sind es die tiefen Rinnen Landtief, Rütergat und Schmal-

tief, die in Richtung zwischen Ost—West bis NNO—SSW verlaufen. Der auslaufende Strom hat die größere Energie, daher sind die Barren seawärts vorgeschoben²⁾.

Ferner aber verändern die Gats ihre Lage in erdgeschichtlich in Erscheinung tretender Weise, wie C. HUNDT (1957, Abb. 24 und S. 36) für das Lister Tief aufzeigte und wie das durch Bohrungen nachgewiesene ehemalige Blidse-Tief belegt. Nur die tiefen Rinnen der Gats sind fossil erhaltungsfähig. Reste älterer Barren aber bleiben nicht erhalten, da sie mit der landwärts gerichteten Verlagerung der Küste verschwinden bzw. ostwärts wandern. Auch die bisweilen durch Dünen erhöhten Strandwälle, Sandhaken und Sandbänke sind aus gleichem Grunde vergangen. Nur deren jüngste Stadien können erdgeschichtliche Aussagen liefern. Wir werden später erörtern, daß das Auftreten großer Sandflächen in Küstennähe und die Ver-

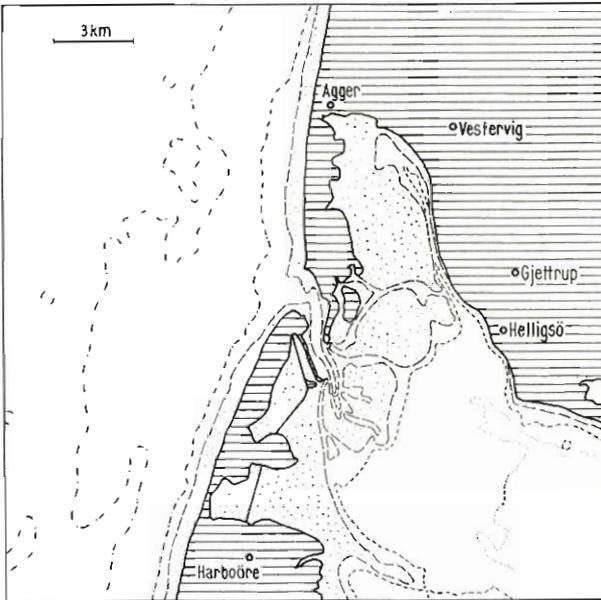


Abb. 3 u. 4. Wo der Limfjord in die Nordsee mündet, fehlen außen Gat und Barre. Diese liegen innen im Limfjord, weil der Ebbstrom aus dem verzweigten Limfjord zur Nordsee hin infolge der Westwind-Drift schwächer ist als der Flutstrom. Ebbstrom und Westwind-Drift haben aber vor der Kattegat-Mündung des Limfjordes Gat und Barre in See hinaus aufgeschüttet

sandung des Kniephafens vor Amrum für die Bildung von Dünen von Bedeutung waren.

Die stärksten Veränderungen treten bei Sturmfluten ein. Dann sind die Tide- und Stauströme erheblich wirkungsvoller als bei mittleren Wasserständen. Dann wirkt die Brandung höher hinauf als bei ruhigem Wetter. Da dort oben die Hangschuttlage gering mächtig ist, werden anstehende Schichten schon früh angegriffen. Der dabei aufgewirbelte Sand wird von den brandenden Wellen ständig erneut in den Schwebzustand verbracht und mit den Windstau-Uferströmen küstenparallel in tieferes Wasser und von dort durch die Strömung in den Gats früher oder später der Sandbewegung auf der Barre zugeführt. Wie stark die Verfrachtung durch jene Stauströme ist, zeigen

- a) die weitgehende Aussonderung des Quarzsandes, so daß ein 3—4 m breiter schwarzer, von Ilmenitkörnern bedeckter Strand übrigbleibt
- b) das Auftreten von unbedeckten Abrasionsflächen aus anstehendem, kreuzgeschichtetem Kaolinsand (GRIPP 1967, Abb. 9)
- c) der Abtrag auf dem Kniepsand durch die Februarflut 1962 und 1967. Hier ragten die sonst von umgelagertem Flugsand eingedeckten Stümpfe der Pfähle der ehemaligen Badebahn auf langer Strecke aus der Sandoberfläche heraus (Abb. 5). Zum anderen waren von A-Hörn an gegen Süden in Lee der dem Kliff vorgelagerten Kleinstdünen Strudellöcher von $\frac{1}{2}$ bis $\frac{3}{4}$ m Tiefe ausgekolkt worden (Abb. 6).

²⁾ Dies bezeugt eine Ausnahme von dieser Gesetzmäßigkeit, nämlich Tyborön, die Verbindung zwischen Limfjord und Nordsee. Hier ist die Barre in das Gat hinein aufgebaut. Am Ostende des Limfjordes aber, bei Hals, ist die Barre des Langerak in das Kattegat hinein vorgeschüttet. Offenbar bedingen die Weite des Limfjordes vereint mit der Westwinddrift das Überwiegen des Flutstromes bei Tyborön (Abb. 3 und 4).

Das Einschneiden frischer Kliffs ist also Folge der Brandung, die Verfrachtung des freigewordenen Sandes aber wird gleichzeitig von den Stauströmen besorgt. Bei ruhigen Wetterlagen und bei den niedrigen Wasserständen während der Ostwindperioden, die im Winter häufig Eisperioden sind, ist die Dynamik des Meeres im Untersuchungsgebiet gering. Nicht in allem gleichlaufend verhält sich der vom Winde getriebene Sand.

III. Flugsand

Seit langem ist bekannt, daß die Dünen im humiden Klimabereich unterschiedlicher Entstehung sind. Je nach Lage, Form und Bewuchs wurden von den Forschern verschiedene Bezeichnungen verwandt. Mit Recht klagt F. DEWERS (1941) darüber, daß fast jeder Dünenforscher eigene Bezeichnungen eingeführt hat. Auch der lateinischen Nomenklatur VAN DIERENS sei ein Erfolg versagt geblieben.

Voraussetzung für eine Anerkennung vorgeschlagener Bezeichnungen ist, daß sie die Dünen-Art kennzeichnen. Dies ist aber nur nach Kenntnis der Entstehung möglich. Daher sei zunächst betrachtet, wie die verschiedenen Arten von Dünen entstehen und danach eine Benennung und Einteilung der Dünen aus der Sicht der Geologen vorgeschlagen. Hierbei werden die vom Verfasser 1964 (= 1967b) und 1964 angewandten Bezeichnungen verbessert. Bei dieser Erörterung sollen nur die größere Sandmassen vereinigen, also landschaftsgestaltenden anemophytogenen Vorgänge untersucht werden. Daher bleiben die durch Pflanzen wie *Salsola*, *Cakile* usw. erzeugten kleinen Sandanreicherungen und ebenso diejenigen am Wattstrand außer Betracht.

Als Prinzip einer natürlichen Einteilung der Dünen bietet sich zunächst die Zahl der bei dem Aufbau einer Düne tätigen Faktoren an. Außer Sand und Wind wirken bei gewissen Dünen auch das Meer und die Pflanzen mit. Es können zwei, drei und auch vier dünenbildende Faktoren vorliegen. Ein zweiter grundlegender Unterschied ergibt sich daraus, ob der betreffende Sand erstmalig zur Düne aufgehäuft oder beim Wandern einer Düne umgelagert wurde; mit anderen Worten, ob es sich um eine Strandsand-Düne oder eine Dünensand-Düne handelt. Durch einen anfänglichen Salzgehalt sind Strandsand-Dünen, durch Neubildung von Rost und Beimengung von Humus sowie örtlich von Kalk und Phosphat (aus Möwengewölle) ist der Sand der Dünensand-Dünen gekennzeichnet.

Die auf den nordfriesischen Inseln beobachteten Vorgänge bei der Entstehung von Dünen stimmen erstaunlich weitgehend überein mit dem, was J. W. VAN DIEREN schon 1934 von Westfriesland berichtet hat. Abweichungen in der Deutung der Vorgänge und in der Gliederung

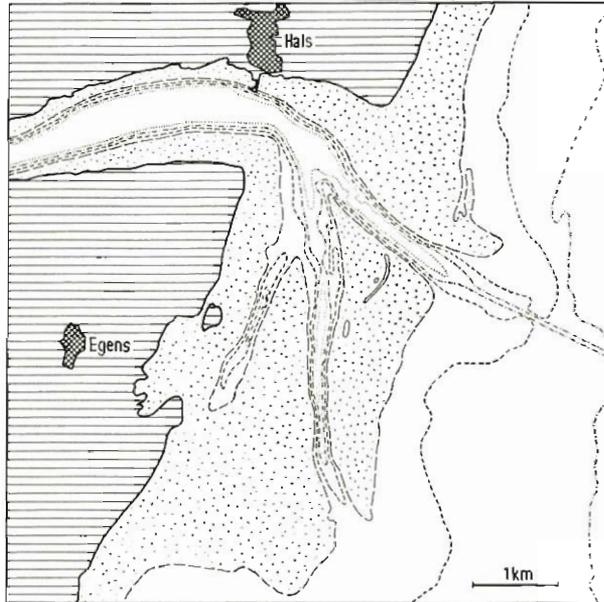


Abb. 4

gehen darauf zurück, daß VAN DIEREN aus örtlich beschränkten Bedingungen entstandene Spielarten bei der Entstehung von Dünen für besondere Dünen-Typen hielt, wie *Dunus erumpens*, *Dunus erumpens annularis*, *Dunus parabolicus*. Unberechtigt erscheint ferner die Trennung von *Dunus falcatus obsidionalis* (sekundärer Barchan) von *Dunus erumpens*, also von

Abb. 5.
Kniepsand. 1. 4. 1967. Pfähle
der ersten Badebahn am
Außenrand des Kniepsandes.
Ihre Zahl ist nach Sturmfluten
größer als im Sommer, wenn
Flugsand und ? Meer den
Strand aufhöhen



Abb. 6.
Kniepsand vor Amrum.
18. 3. 1962. Triticum-Bulte
auf dem landnahen Teil des
Kniepsandes haben der
Sturmflut-Strömung wider-
standen; aber hinter den
Bulten sind Kolke bis $\frac{1}{4}$ m
Tiefe ausgestrudelt. Wird in
ihnen Flugsand gefangen, so
entsteht eine trieb sandähnliche
Füllung



Anti- und Hochdüne. Ferner fehlt bei VAN DIEREN der Anteil des Meeres bei Schaffung der aufwärts führenden Sandwanderbahnen und bei der örtlichen Festlegung der Kliffdünen. Der Zusammenhang von Anti- und Hochdüne ist nicht genügend herausgestellt. Die Riesenrippel-Dünen werden nicht behandelt, vermutlich, weil sie nicht organogen sind. Der Begriff Wanderdüne wird von jenem Verfasser für reihenweise auftretende Anti- und Hochdünen verwandt. Sein „genetisches System der Dünenformen“ hat keine Anerkennung gefunden, weil die geologischen Bedingungen der Dünenbildung unbeachtet blieben und die lateinische Benennung zu wenig anschaulich ist.

a. Zwei-Faktoren-Dünen

1. Strandsand-Zwei-Faktoren-Dünen

Mannigfach gestaltet sind die niedrigen Sandanhäufungen, die nach Sandfegen auf den Platen und breiten Stränden hinterlassen werden. Bei entsprechender Windstärke — mag sie als Höchstgeschwindigkeit erreicht oder beim Abflauen heftigen Windes durchschritten sein — bilden sich

- a) flache Plattendünen (*Abb. 7*). Sie können Vorläufer von
- b) im Zickzack verlaufenden Sandbändern von 2–3 m Breite sein (*Abb. 8*).
- c) Wenn zungenförmige Plattendünen um 10 cm mächtig werden, so wird ihre Luvseite häufig zur Steilkante. Diese lenkt den Luftstrom nach oben ab, dessen Rückschlag erzeugt mehrere breite Furchen, die in eine gleichmäßige Rippelfolge übergehen (*Abb. 7*).
- d) bei längerer Zeit gleichbleibenden Winden Barchane (K. GRIPP, 1961) und
- e) bis rund 2 m hohe Großrippeln (*Abb. 9*).

Diese Strandsand-Dünen werden auf den Sänden auf Trischen, vor St. Peter-Böhl, dem Kniepsand, Römö und vermutlich auch Süderoogsand angetroffen. Infolge der Unbeständigkeit der Windrichtung sind sie von kurzer Dauer und werden zudem durch Sturmfluten stets restlos wieder fortgespült. Somit entstehen im humiden Klima aus Strandsand keine beständigen Zwei-Faktoren-Dünen.

2. Dünensand-Zwei-Faktoren-Dünen (Riesenrippel-Dünen)

Heutzutage ist die Wanderung von nacktem Dünensand in einem einzigen, quer zum Winde verlaufenden Wall von 10 bis 20 m und mehr Höhe selten. Die beste genetische Bezeichnung erscheint uns „Riesenrippel-Düne“. Die „Wanderdünen“ von Listland sind das bekannteste Beispiel. Es handelt sich bei ihnen um eine einzige Großrippel mit einem breiten, flach ansteigenden Luv- und einem schmalen, steilen Leehang (*Abbildung in GRIPP und SIMON 1939/40, S. 42*).

Bei der weitgewanderten und daher weniger steil ansteigenden „Wanderdüne“ von Raabjerg Mile, unweit von Skagen, zieht eine Reihe von Großrippeln (6 bis 9 m hoch) einen sanft ansteigenden Luvhang hinauf (H. KUHLMANN 1960). Die dortigen vegetationsfreien Sandrücken gleichen weitgehend den vom südlichen Kniepsand erwähnten Großrippeln (K. GRIPP 1963, *Abb. 21* und *Abb. 9*).

Ein weiteres Kennzeichen für diese Riesenrippel-Dünen sind die auf dem von ihnen überwanderten Feld quer zur Wanderrichtung hinterlassenen Strichdünen (*Abb. 10*). Bei diesen handelt es sich um die durch Pflanzenwuchs zurückgehaltenen Basisteile des breiten Luvhanges.

Ehemalige Riesenrippel-Dünen auf der Hörnum-Halbinsel verraten, daß sie später durch Aufreißen von Antidünen und Hochdünen umgeformt wurden. Vermutlich sind Sandmassen häufig als Riesenrippel relativ schnell gewandert und später nach Pflanzenbewuchs als Antidünen-Zug langsamer vorgedrungen.

b. Vier-Faktoren-Dünen

Hierher zählen jene Strandsand-Dünen, deren Lage vom Meere bestimmt wird, indem bei Hoch- oder Sturmfluten in von Pflanzen eingefangenen Sand immer erneut Kliffs

Abb. 7.
Kniepsand. 30. 9. 1960.
Plattendüne, geripelt. Rechts
vom Wind abgetragene und
dadurch erneut Sand liefernde
Steilkante. Dahinter breite,
vom zurückgeprallten Luft-
strom erzeugte Furche



Abb. 8.
Kniepsand vor A-Hörn.
7. 10. 1961. Zickzack-Dünen.
Vorne Korrosionsleisten



Abb. 9.
Amrum, Kniepsand. 2. 6. 1960.
Großrippeln. Da während
mehrerer Jahre Hochfluten
hatten, bildete Flugsand Bar-
chane und langgestreckte,
1,5 bis 2 m hohe Großrippeln.
Der zuletzt von N (rechts)
gekommene Wind hat die
Hochwasser-Ablagerungen in
Lee der Großrippel bis 25 cm
tief korradiert



angeschnitten werden. Die Strandquecke *Triticum* (*Agropyron*) erzeugt erste Dünen von geringer Höhe; das Helmgras *Ammophila* sammelt unbegrenzt Sand.

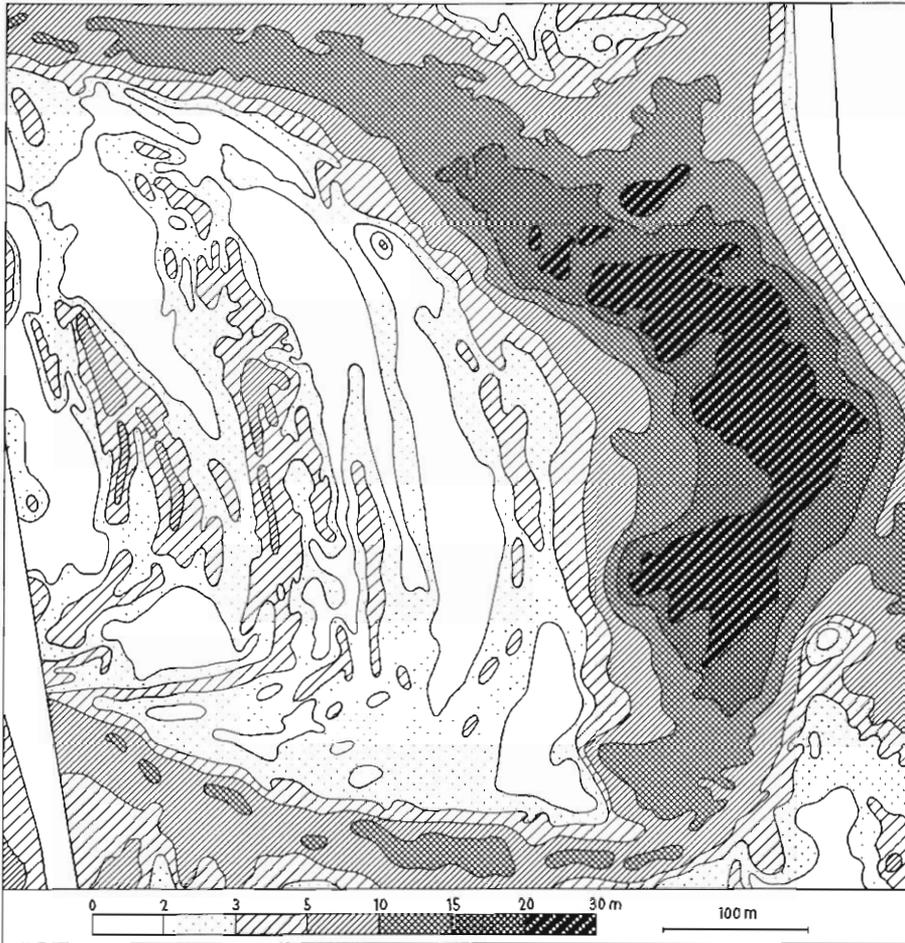


Abb. 10. Parallele Strich-Dünen — quer zur Windrichtung. Die „Neue Wasserkuhle“ (Grundkarte Sylt-Möskental und Sylt-Budersand) blieb zurück, nachdem eine nackte Großrippel-Düne (sog. Wanderdüne) über das Gebiet von W nach E dahingezogen war. Zahlreiche, dem Dünenbogen nahezu parallele niedrige Strich-Dünen blieben infolge Bewuchses der Basis des Luvhanges von den Ruhestadien der wandernden Düne zurück

1. *Triticum*-Dünen

Auf den höchsten Stellen vorgeschobener Sände oder von Strandwällen wird durch *Triticum* Sand nicht nur durch das Netzwerk der Pflanze in kleinen Hügeln eingefangen, sondern in deren Lee bilden sich Sandfahnen. Sind diese von ablandigem Wind erzeugt, so wirkt auch hier das Meer als vierter Faktor mit. Bei Hoch- und Sturmfluten erzeugt es an deren Seeseite ständig erneut steile Abrasionskanten (Abb. 11). Sie werden bald zur Wander-

Abb. 11.
Havssand vor Römö. Triticum-
Dünen. 1. 8. 1964. Auf breitem,
flachem Strandwall haben sich
aus angeschwemmten Samen
verstreut Triticum-Pflanzen
angesiedelt. Sie fangen Sand
an ihrer Leeseite. Aus vom
Meere darin angeschnittenen
Steilhängen entstehen aufwärts
führende Sandwanderbahnen



Abb. 12.
Kniepsand, westlich vom
Quermarkenfeuer. Blick nach E.
30. 3. 1967. Triticum-Insel
nach den Winterfluten von
Prielen durchzogen; noch ohne
Flugsand, der später an den
Prielkanten aufwärtsführende
Bahnen erzeugt und den
winterlichen Sandverlust er-
gänzt. Im Hintergrund winter-
lich abradierte Kliff-Düne,
noch ohne neue Sandwander-
bahn



Abb. 13.
Ebenda. 30. 3. 1967.
Erste Helm-Pflanze (Ammo-
phila) inmitten des winterlich
zurückgegangenen Triticum-
Rasens



bahn, auf der nachfolgender Flugsand nach oben abgelenkt wird, so daß er verstärkt auf und in Lee des wenige dm hohen Hügels niederfällt.

Auch vor *Triticum*-Kleindünen, die durch starken Wind bis zur Bildung von Korrasionsleisten ausgeblasen wurden, entsteht bei schwächeren, Sand verfrachtenden Winden eine aufwärts führende Sandwanderfläche.

Wo sich *Triticum*-Bestände jahrelang halten wie auf dem Kniepsand vor Amrum, westlich vom Quermarkenfeuer, dort entsteht ein morphologisches Durcheinander von flachen Prielien und sandigen *Triticum*-Kuppen. Aber das Meer wirkt hier weiterhin mit; zwar weitgehend zerstörend, aber auch aufbauend durch die Ausbildung von steilen Prielkanten, die stets zu aufwärtsführenden Sandwanderbahnen werden (Abb. 12).

Auf den derart entstandenen höchsten Kuppen wachsen schließlich erste *Ammophila*-Pflanzen empor (Abb. 13). Wenn sich diese Pflanze später hat ausbreiten können und dabei entstandene Dünen den winterlichen Überflutungen standhalten konnten und wenn seeseitig ein Abrasions-Kliff entstand, dann kann eine freie, d. h. von der Küste unabhängige *Ammophila*-Düne daraus werden (Trischen, Scharhörn). Eine unbedingte Voraussetzung für das Entstehen einer solchen ist das Vorhergehen eines *Triticum*-Stadiums aber nicht, wie später bei den an die Küste gebundenen *Ammophila*-Dünen ausgeführt werden wird. Die Entstehung von Kliff-Dünen und damit die kräftigste Sandanhäufung geht überwiegend nicht von *Triticum*-Dünen aus. Ein vorgeschobener Strandwall, so hoch, daß sich *Triticum* anzusiedeln beginnt, ist aber zusammen mit Grund- und Niederschlagswasser im landnahen Teil des Strandes Voraussetzung für das Entstehen von grünem Vorland wie vor St. Peter-Böhl und Nord-Fanö (K. GRIPP 1967b).

2. *Ammophila*-Dünen

In den z. T. aus *Triticum*-Dünen, z. T. aus Strandwällen mit *Ammophila*-Bewuchs hervorgehenden Dünen erzeugen winterliche Sturmfluten, auch wenn sie nur in mehrjährigem Abstand auftreten, für lange Zeit wirksame Kliffs. Diese erreichen bis 10 m Höhe. Eine solche, durch eine Sturmflut steil hinterlassene Kliffwand (Abb. 14), wird durch abgerutschte Pflanzenbulen und angewehten Sand in kurzer Zeit erneut zu einer aufwärtsführenden Sandwanderbahn (Abb. 15). Spitzwinklig auffallender Wind häuft Sand nur in deren unterem Teil an. Mehr oder weniger rechtwinklig auffallender Wind aber trägt den Sand nach oben. Dort fällt er teils zwischen den Helmpflanzen, teils auf dem Lehang nieder. Das beste Beispiel liefern die Dünenkliffs auf Amrum, so bei A-Hörn (Abb. 16 und 17) und nördlich Wriakhörn (siehe Luftbildatlas, S. 169³).

Hier wird also der vom Südost-Wind über den Kniepsand ausgebreitete Sand vom Südwest- oder West-Wind auf das Kliff hinaufgeschafft (Abb. 18). Dies geschieht, wenn der Wind stark genug ist, sowohl bei feuchtem Wetter als auch überraschenderweise an Frostragen, da in beiden Fällen der Wassergehalt als Bindemittel des Sandes, im lebhaften Luftstrom verdunstet.

³) Die Luftbilddaufnahme zeigt, von links unten ausgehend, den feuchten Kniepsand, hellgelblich: die aufwärtsführende Sandwanderbahn; gelbgrün: die durch Pfade zerschnittene Helmzone auf dem oberen Teil des Hanges der Kliffdüne; anschließend in blau-weißlichen Zügen: die oben und auf dem Lehang der Kliffdüne frisch abgelagerten Massen von Strandsand. Der anschließende Längsweg verläuft in der Senke hinter den jüngsten Kliff-Dünenzügen. Wo der Pfad nach NO abbiegt, sind ältere Kliff-Dünenzüge zwischen dunklen, von *Empetrum* und Mooren bedeckten Tälern zu erkennen.

Abb. 14.
Kniepsand, westlich vom Quer-
markenfeuer 30. 3. 1967.
Sturmfluten des Winters haben
die Sandwanderbahn vor
der Ammophila-Kliffdüne und
Teile der Düne selber fort-
gerissen. Neuer Sand wird vor
dem Kliff von entlangstreichenden
Winden zusammengetra-
gen, bis wieder eine aufwärts-
führende Sandwanderbahn
entstanden ist

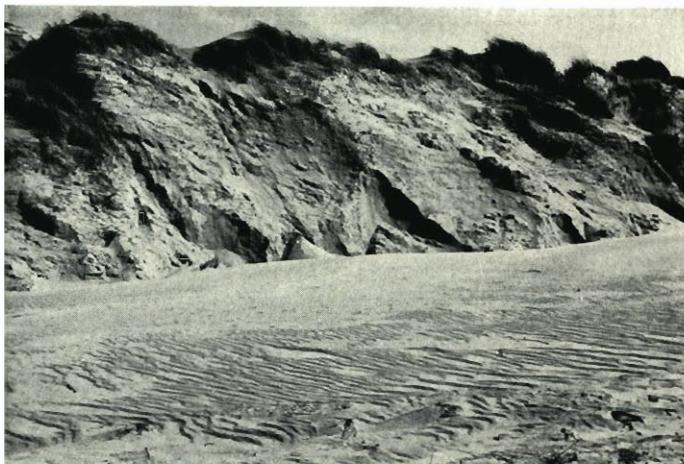


Abb. 15.
Amrum, Wriakhörn.
28. 12. 1962. Leicht ver-
schneite, bis an den Ammo-
phila-Bestand der Kliffdüne
aufwärts reichende
Sandwanderbahn



Abb. 16.
Amrum, Norddorfer Dünen,
Blick nach N. 1. 10. 1963.
Rechts auf der Geest abgewan-
derte, von Heide und etwas
Helm bedeckte Dünen. Rechts
von der Mitte ältere Ammo-
phila-Kliffdüne, links davon,
etwas niedriger, aktive Klif-
düne mit jüngst heraufgeweh-
tem Strandsand. Die Höhe
dieses Kliffes ist jenseits von
dessen Umbiegen zu erkennen.
Auf dem Strand, dunkel, ein
holzreicher Spülsaum, links
davon der Kniepsand



Ein so entstehender Dünenwall wächst nach oben und in die Breite so lange, wie die Zufuhr von Flugsand das Ausmaß von dessen Weiterverfrachtung überwiegt. Das heißt, solange der Helm (*Ammophila*) den Sand festhält.

Wenn die Sandzufuhr gering wird oder gar aufhört, gedeiht der Helm weniger gut, und heftiger Wind beginnt in das Sandkliff Windkanäle einzuschneiden. Die Sandzufuhr wird



Abb. 17.
Amrum bei Saeteldüne; Blick über Kliffdüne und Kniepsand. 30. 9. 1963. Der von rechtwinklig einfallendem Wind aufwärts verfrachtete Sand wird teilweise von Helmpflanzen gefangen, zum anderen Teil fällt er im windstillen Lee zu Boden

gehemmt, wenn ein davor entstandener Priel den Sand wegfängt, wenn sich vor dem Kliff entstandene, durch *Triticum* und häufig durch *Ammophila* bedingte Kleindünen unter Mitwirkung von Hochflutspülsäumen zu einem neuen Strandkliff vereinigen. Dies geschah am Strande nördlich des Amrumer Leuchtturms sechsmal. Sobald ein neues Sandkliff höher hinaufgewachsen ist, wird die Sandzufuhr zur älteren Kliffdüne unterbunden. In gleicher



Abb. 18. Amrum, 28. 12. 1962, rechts Unterfeuer des Leuchtturms, Blick nach S. Leichte Schneedecke. Rechts aktive *Ammophila*-Kliffdüne (Zug 4); Mitte bis links niedrige Kliffdüne (3); links davon niedriger Zug 2 und hoher Zug 1. Talungen dunkel durch *Empetrum* und Sumpf

Weise hält auf dem Kniepsand der Südost-Nordwest verlaufende Süddorfer Sandfangzaun den von westlichen Winden angefrachteten Flugsand zum erheblichen Teil von der Kliff-Düne ab. Diese ist notleidend und entsprechend tief zerschnitten.

Der Verlauf solcher Kliff-Dünenzüge ist vom Verlauf der Hochwassergrenze bedingt. Auf Amrum verlaufen sie, vom Kniepsand her mit Flugsand versorgt, rechtwinklig zur Haupt-

windrichtung; ebenso an der Westküste Fehmarns. Am Ufer des Ellenbogen verlaufen sie überwiegend in der Richtung der längs des Strandes dahinziehenden Nordwestwinde. Am Südrand der Hörnum-Halbinsel schnitten die Sturmfluten sogar bogenförmig ein und entsprechend wachsen dort die jungen Strandsanddünen. Diese wurden offenbar von Winden zusammengetragen, deren Richtung zwischen Süd und West schwankte. Es gibt somit Strandsanddünen, die quer zur Hauptwindrichtung (Amrum), und solche, die parallel zu dieser verlaufen (Ellenbogen). Dies ist von Bedeutung für ihr späteres Schicksal.

c. Drei-Faktoren-Dünen

Phytogene Dünensand-Dünen

Schon früh haben Botaniker den Wechsel in der Zusammensetzung der Pflanzendecke mit zunehmendem Alter derselben beschrieben. REINKE, JESSEN, ORDEMANN, CHRISTIANSEN, TÜXEN, HEYKENA, 1965. Über Silbergras (*Corynephorus*-Flur) führt die Entwicklung zur Krähenbeeren (*Empetrum*)-Heide. Schon im Tal hinter einem höheren, im Aufbau befindlichen Kliff-Dünenwall hört die Zufuhr von Strandsand auf. Jene Dünen würden also über lange Zeiträume ruhen, wenn nicht die Pflanzendecke schließlich hier und dort verschwände. Es soll hier bei der Entstehung dieser neuen Sandblößen von Menschenwerk (Wege, Pfade, Gruben) abgesehen werden. Auch Wohnbauten von Kaninchen und Wühlmäusen dürften unwesentlich zum Wiederaufleben der Sandwanderung beitragen. Jahrelang hatte der Verfasser vergebens nach einer geologischen Ursache für das Entstehen der neuen Windrisse mitten auf bewachsenen Alt-Dünen gesucht. Diese Quellen erneuter Sandlieferung treten in Ebenen, auf Hängen, auf Pässen, bisweilen drei benachbart, aber doch getrennt, auf. Sie können anfangs bei zwei Meter Durchmesser $\frac{3}{4}$ m tief sein. Wo die Pflanzendecke an ihrem Rande vom Winde unterhöhlt wird, sind sie häufig ringsum steilwandig (Abb. 19). Eine geologische Ursache ließ sich nicht finden. Die Erscheinung ist vielmehr, wie schon J. W. VAN DIEREN (1934, S. 183) aufzeigte und A. HEYKENA (1965, S. 49) erneut hervorhob, vegetationsbedingt. Moose und Flechten verdrängen an Stellen, die Sonne und Wind stark ausgesetzt sind, die Krautvegetation. Es entstehen Flächen, an denen zuletzt nur noch eine graue Flechtendecke vorhanden ist.

Diese trocknet aus, wird rissig und schließlich vom Winde fortgeführt. Dann liegt der Sand auf natürliche Weise wieder frei. Je nach der Lage zum wirksamsten Wind bleiben diese Windrisse entweder flach und werden erneut von Pflanzen besiedelt (HEYKENA, S. 62) oder aber dort, wo der Wind hinreichend kräftig angreifen kann, wird eine solche Windmulde zur Anti-Düne und damit Ausgang zu erneuter Wanderung des Sandes. Entweder ist es eine Strandsand-Düne, die erstmalig derart umgelagert wird, oder eine Dünensand-Düne wird erneut bewegt.

Wenn der Flechtenrasen, wie angegeben, durch Austrocknen in Scheiben von Dezimeter-Durchmesser zerrissen ist, genügt der Tritt eines Tieres oder ein Windstoß, um erstmalig Sand wieder freizulegen. Ist diese Stelle dem vorherrschenden Winde ausgesetzt, entsteht bald

- a) eine zunächst meist rundliche Senke (Abb. 19), deren Wände von im Winde pendelnden Wurzelbulten versteilt werden.
- b) in Lee anschließend eine junge Düne, auf der sich bald Helm ansiedelt (Abb. 20). Dies ist die erste Dünensand-Düne, falls sich der Vorgang auf einer Strandsand-Düne abspielt.

Wo Winde aus zwei Richtungen diese Wunde in der Pflanzendecke auskolken, entstehen zunächst winklige Windrisse mit zwei kleinen Dünen an deren Ende. Die so begonnene Zerstörung geht mehr oder weniger schnell weiter, je nach der Zähigkeit der Pflanzendecke und



Abb. 19.
Amrum, Norddorfer Dünen.
2. 4. 1961. Unvermutet, einzeln
oder zu mehreren, entstehen
steilwandige Windlöcher infolge
Absterbens der Pflanzendecke



Abb. 20.
Amrum, Norddorfer Dünen.
8. 10. 1962. Vorne Krähen-
beeren-Heide, am Hang
dahinter durchlöcherter Pflanzen-
decke, in der ein Windriß =
Anti-Düne neu entstanden ist.
Rechts davon der heraus-
gewehter Sand = Beginn der
Hoch-Düne, auf der Helm
schon üppig gedeiht



Abb. 21.
Amrum-Odde. Blick über
Haken 5 auf das Wattenmeer.
30. 9. 1965. Der auf einem
schmalen Strandwall durch
Ammophila hoch aufgewach-
sene Dünenrücken verläuft in
Richtung des vorherrschenden
Windes. Da Sand nicht mehr
zugeführt wird, entstehen
hintereinandergelegene
Anti-Dünen

der Angriffsenergie des Windes. Sie führt bis zu 100 m langen Anti-Dünen (GRIPP 1963, Abb. 51). Anschließend an diese entstehen Hoch-Dünen, die über 20 m an Höhe erreichen können.

Der gleiche Vorgang kann sich bei Kliff-Dünen mit unzureichender Sandzufuhr abspielen. Beispiele für die Umformung des Dünen-Kliffs in eine Reihe von Hoch-Dünen liefert die Küste von Listland wie die der Hörnum-Halbinsel. Dies hat auch A. HEYKENA (1965, S. 37) hervorgehoben. Er betont, ähnlich wie VAN DIEREN (S. 168), daß auf diesem Wege durch seitliches Verwachsen neugebildeter Hoch-Dünen Reihen von Küsten-Dünen entstehen.

Die Westenden der sechs alten Vier-Faktoren-Dünenbögen von Hörnum-Odde (siehe Abb. 29) sind ein gutes Beispiel für die Umwandlung in einen neuen Drei-Faktoren-, küstenparallelen Dünenzug⁴).

Die abtragende, also morphologische Wirkung des Windes ist abhängig von der Lage des Dünenwalles zur wirksamsten Windrichtung. Fällt die Längsachse des Dünenzuges annähernd mit der Hauptwindrichtung zusammen, so reihen sich oben auf dem Dünenzug Windriß und anschließende Neudüne, also Anti-Düne und Hoch-Düne, *hintereinander*. Dies ist auf dem Haken 5 der Amrum-Odde der Fall. (Abb. 21). Ähnlich in der Heide nordwestlich der Vogelkoje bei Nebel.

Wenn die Längsachse des Dünenzuges quer zur wirksamsten Richtung des Windes verläuft, dann wird der einstmals geschlossene Dünenwall von sich *n e b e n e i n a n d e r* reihenden Anti-Dünen zerrissen. In Windrichtung daneben entstehen neue, zumeist niedrige Dünen- und Sand-Dünen. Ein für die Umlagerung älterer Kliff-Dünen gutes Beispiel liefern die Dünenzüge 6 und besonders 5 südlich des Amrumer Leuchtturms. Die bis 11 m hohen Sandmassen sind örtlich bis unter den winterlichen Grundwasserspiegel abgetragen (Abb. 22—24)⁵).

In den *Ammophila*-Kliff-Dünen werden die größten Mengen an Sand eingefangen, insbesondere wenn mehrere Wallzüge dieser Art hintereinander entstehen. Aus solchen Ansammlungen gehen wahrscheinlich die Riesenrippel-Dünen hervor, dort, wo bislang bei starker Sandzufuhr während längerer Zeit gewachsene Kliff-Dünen durch Fortfall des Sand liefernden Strandes nahezu gleichzeitig in Umlagerung geraten. Dann bleibt die Sandverfrachtung nicht auf Anti-Dünen mit gebündeltem Luftstrom beschränkt, sondern der lockere Sand wird in breiter Front als Riesenrippel unter zeitweiser Mitwirkung kleinerer Rippeln fortbewegt.

d. Restformen

Pflanzen können restloses Abwandern einer Düne verhindern, einmal als Pflanzendecke. Hierbei entstehen die sogenannten Strich-Dünen. Zum anderen können wenige und sogar einzelne Pflanzen einen Rest von Dünen- und Sand inmitten eines Abtragungsgeländes zurückhalten. So entstehen die Kupsten.

⁴) In dem Schema von HEYKENA, S. 37, möchte ich die Aufwärtsverfrachtung durch ein Kliff schon für 2 annehmen. Ferner ist es unwahrscheinlich, daß — wie in 4 angenommen — in der Anti-Düne eine neue Düne entsteht. Mit zunehmender Breite des Windrisses erlahmt der Luftstrom. Strandsand wird kaum hinzugeführt. Wäre dies in stärkerem Ausmaß der Fall, wäre der Windriß bald geschlossen. Nur Strandwall und Antreibsel bilden darin einen niedrigen Wall. Eine neue Anti-Düne und Hoch-Düne dürfte in gleicher Weise erst dann entstehen, wenn die Küste die zuerst erzeugte, inzwischen bewachsene Hoch-Düne eingeholt hat.

⁵) Die Abbildung auf S. 169 des Luftbildatlases läßt südwestlich des Leuchtturmes die drei durch Empetrum-Bewuchs dunklen Talungen erkennen. Sie begleiten die Dünenzüge 7 und 6. Zug 6 ist — wie die weißen Flecken zeigen — erheblich durch Anti-Dünen zerrissen. Der nach Osten folgende Dünenzug 5, auch „Rauhe Alpen“ genannt, ist weitgehend nur Ruine.



Abb. 22.
Amrum. 6. 10. 1961. Die weiße Seite der Dünen. Nordende des Nebeler Dünen-Bogens. Wo Sonne und Wind in gleicher Richtung am stärksten wirken, entstehen zahlreiche Anti-Dünen und anschließend die höchsten Dünensand-Dünen



Abb. 23.



Abb. 24.

Abb. 23. u. 24.
Amrum, südlich des Leuchtturms. 2. 10. 1962. Der bis 15 m hohe, ursprünglich geschlossene Ammophila-Dünenwall verläuft quer zur Hauptwindrichtung. Er wird daher von Anti-Dünen zunächst quer und danach von Windkanälen schräg zur Längsrichtung zerschnitten und dies bis unter den winterlichen Grundwasserspiegel hinunter

1. Strich-Dünen

Im humiden Klimabereich ist der Grundwasserstand unter und neben den Dünen hoch. Im Winter tritt dieses in den Senken sogar verbreitet frei aus. Wo sich der Grundwasserspiegel infolge Zuwanderns hoher Dünen hebt, entstehen sogar Dünenmoore. Die Pflanzendecke

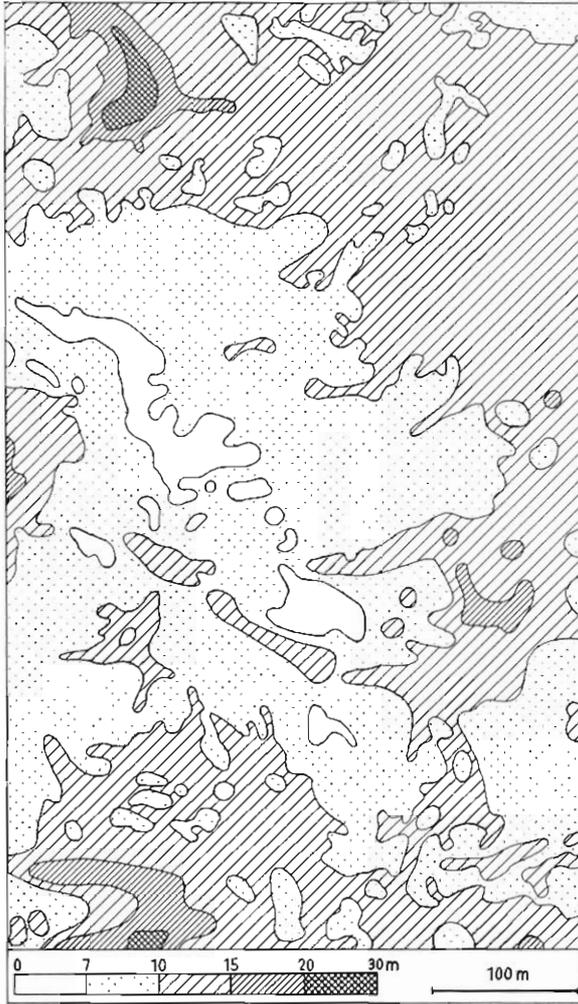


Abb. 25. Radiale Strichdünen. Flugsand ist in Anti-Dünen als Dünenbogen von W nach E gewandert. Auf der überwanderten Fläche blieben radial angeordnete Strich-Dünen zurück. Ausschnitt aus den Grundkarten Amrum-Quermarkenfeuer und Amrum-Norddorf

aus Gräsern, Heide, Weide, Moosen und Flechten schützt in vielen Fällen Teile abwandernder Dünen vor der Verfrachtung. Auf diese Art bleiben die Flanken der *Ammophila*- und der Riesenrippel-Dünen als in Windrichtung gestreckte, dachförmige Rücken zurück. Die zunächst kahle Innenseite wird von abgerutschten Pflanzensukkulen her bald überwachsen. Aber derart in Wanderrichtung entstandene Strich-Dünen liegen bei den Riesenrippel-Dünen weiter auseinander als selbst bei den größten Anti-Dünen. Bei den letztgenannten treten die Strich-Dünen nicht selten als radial angeordnete Gruppe auf (Abb. 25). Hingegen hinterlassen abgewanderte Riesenrippel-Dünen überwiegend quer zur Wanderrichtung verlaufende Strich-Dünen. Diese sind, wie oben erwähnt, aus dem durch Bewuchs festgehaltenen Basisteil des Luvhanges hervorgegangen.

Die Höhenlinien der Grundkarte (1:5000) mit 1 m Abstand ermöglichen, quer verlaufende Strich-Dünen und damit das frühere Auftreten von Riesenrippeln nachzuweisen. Bei beiden Arten von Strich-Dünen schwankt die Höhe zwischen 3 und — selten — 10 m (Abb. 10 und 25).

2. Kupsten

Anders in Höhe und Form sind jene Restdünen, die nicht von einem Pflanzenrasen, sondern von einer kleinen Gruppe von *Ammophila* und

häufiger nur durch eine einzige *Salix*-Pflanze zurückgehalten werden. *Ammophila*-Kupsten finden sich verstreut auf den Riesenrippeln. Weiden-Kupsten (Abb. 26—27) halten nicht selten den letzten Rest von Dünensand halbkugelartig über einer älteren Unterlage aus bindigem Boden fest.

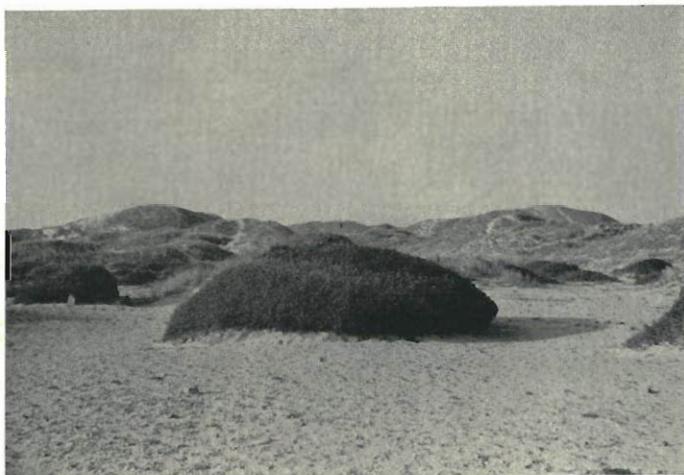


Abb. 26.
Kupste aus Weidenstrauch —
Norddorf. Die steinige Ebene
ist die abgewehrte Oberfläche
der eiszeitlichen Ablagerungen



Abb. 27.
Amrum, „Rauhe Alpen“.
2. 10. 1962. Eine Kriechweide
hatte eine Kupste gebildet,
angelehnt an die Leeseite einer
Düne. Als diese von Luv her
abgetragen wurde, entstand
gleichsam ein Schnitt durch
die Kupste



Abb. 28.
Amrum, Nordende des
Nebeler Dünenbogens, westlich
der Vogelkoje. Blick nach SE.
1. 10. 1963. Der Dünenbogen
ist durch das Wandern zahl-
reicher Anti- und Hochdünen
entstanden

Zwischen der winzigen *Triticum*-Erstlings-Düne und dem von einer *Salix* zäh zusammengehaltenen Sandrest kann ein langer und bis 20 m in die Höhe führender Wanderweg des Sandes liegen.

e. Dünen-Gruppen

Ausgangsort für die über Land wandernden Dünen ist nach bisheriger Erkenntnis die *Ammophila*-Kliff-Düne. In dem Maße, wie deren Sandzufuhr nachläßt, nimmt die Zerstörung und dadurch das Weiterwandern des Sandes zu.

Dies geschieht anfangs von den zumeist gradlinig verlaufenden Küsten aus. Hierbei werden zunächst ältere Wall-Dünen umgelagert, wie in den „Rauhen Alpen“ südlich des Amrumer Leuchtturms. Sobald diese abgetragen sind, werden die aus den Wall-Dünen hervorgegangenen Anti- und Hoch-Dünen angegriffen, so an der Westküste der Sylter Haken. In beiden Fällen entstehen nahezu gerade Reihen von Anti-Dünenzügen. Wo aber Sandmassen auf flacher Ebene (wie Amrumer Geest und den nach Westen sich verbreiternden Inseln Fanö und Römö) als Anti- und Hoch-Dünen wandern, dort entstehen zumeist bogenförmige Dünen-Reihen (Abb. 28).

Die Ursache für die Entstehung des bogenförmigen Außenrandes bei der Wanderung so zahlreicher morphologischer Einzelkörper dürfte sein:

- a) die Windbehinderung durch hohe Dünenreste an der Flanke des Bogens,
- b) der Verlust von Sand, der an den Außenseiten der Flanken unter Vegetation zurückgehalten wird.

Die Bogenform ist besonders ausgeprägt in den Dünenzügen auf der Geest von Amrum. Der Umstand, daß diese Bögen auf Amrum in verschiedener Richtung gewandert sind, dabei aber ersichtlich von dem Verlauf der Küste gelenkt wurden, legt den Gedanken nahe, daß nicht die Hauptwindrichtung, sondern die für die erste Anlage der Anti-Dünen maßgebende Windrichtung deren Wanderrichtung bestimmt. Die erste gestreckte Anti-Düne wirkt als Schiene für deren spätere Stadien. Wenn diese Auffassung zutrifft, müßten nachfolgende Dünenbögen jeweils in der gleichen Richtung gewandert sein. Dies dürfte auf Amrum zutreffen.

Anmerkung zu der nebenstehenden Tabelle über die Küsten-Dünen Nordfrieslands

Wir treffen beim Wandern der Dünen dreimal auf parabel-ähnliche Formen und die dementsprechende Benennung:

1. Bei den einzelnen Anti-Dünen mit zurückgebliebenen Flanken; Beispiel: von Bülow, K.: Geologie für jedermann. 5. Aufl., S. 103;
2. bei den abgewanderten Riesenrippel-Dünen mit stehengebliebenen Flanken;
3. bei den bogenförmigen Reihen von Anti- und Hochdünen.

K. J. V. STEENSTRUP (1894) hat als erster den Ausdruck Parabel-Düne gebraucht. Die beigegebene und von A. NORDMANN (Geol. Dänemark 1928, S. 151) erneut als Beispiel für Parabel-Dünen gebrachte Karte der Dünen von Svinkløv (Nord-Jütland) zeigt Dünenbögen 1500:800 und 1100:500 m messend. Verfasser vermutet, daß es sich um ursprünglich als Riesenrippel-Düne gewanderte und später antidünierte Dünen handelt. Die Bezeichnung Parabel-Düne hat somit von Anfang an für verschiedene Arten von Dünen gedient. Sie erscheint — da vieldeutig — nicht mehr verwendbar.

Die Küsten-Dünen Nordfrieslands

Petrologie	Faktoren		Pflanzen bedingen	Vorgeschlagene Bezeichnungen	Andere und ältere Bezeichnungen
	Sand	Wind Meer Pflanz. Zahl			
Strand- Dünen	+	—	—	Strand-Dünen a) quere Zickzackbänder b) Platten-Dünen, häufig geripelt c) Barchane d) Großrippel-D.	Wüsten-D.; physikalische D. a) Sandmäander, Sandschlangen b) Schild-Dünen c) Sichel D.; Bogen-D.
Dünensand- Dünen	+	—	—	Riesenrippel-Dünen	„Wander-Dünen“
	+	+	+	Triticum-Düne (Klein-Dünen, einzeln und in Feldern)	Primäre D. (Reinke); Embryonal-D. (Braun)
	+	+	+	Ammophila-Düne Kliff-Düne, Wall-Düne	Sekundäre D. (Reinke); Vordüne; Ur-D. (Isbary) Dunus anticus, Dunus abruptus retractus (van Dieren)
	—	—	—	Hohdüne mit Ammophila anschließend an Anti-Düne	Halden-D. mit Verjüngungswall (van Dieren) Sekundärer Barchan (van Dieren)
	—	—	+	Flanken von abgewanderten Antidünen und Riesenrippel-D.	Strichdünen in Windrichtung
	+	+	+	Riesenrippel-Basis-Reste	Strichdünen quer zur Wind- = Wander-Richtung
	—	—	—	Kupsten	Auf 2 durch Ammophila, auf Dünen-Untergrund durch Salix zurückgehaltener Deflationsrest

Dünen-Gruppen

- I gerade Dünen-Reihen
- a) ältere, durch davor neu entstandene Kliffdünen (4) von der Sandzufuhr abgeschnittene Kliff-Dünen
 - b) abgewanderte Kliff-Dünen = Anti- + Hochdünen (5+6) in geraden Reihen
- II bogenförmige Dünen-Reihen
- a) Bögen aus aneinandergereihten Anti- + Hochdünen (5+6)
 - b) als Riesenrippel (2) gewanderte und später bewachsene und antidiünerte Groß-Düne (Parabel-Düne p. p.)

Die Küste. 19
aphtyrogene D. (1961)
1-117

anemophytogene Sandanhäufungen
Gras-Dünen p. p.
weiße D.

Wenn nur ein kleiner Dünenwall von der Seite her zerrissen wird, so bilden sich nur wenige, niedrige Kuppen. Diese werden bald aus Mangel an Sand unter der Pflanzendecke endgültig erstarren. Wo aber eine wandernde Sandmasse auf ihrem Wege ältere Dünen antrifft, nimmt sie diese nach Überschreiten und Abtöten der Pflanzendecke in sich auf. Nur dadurch kommt sie in die Lage, weiterzuwandern. Dies geschieht so lange, bis die nacheinander entstandenen Formen zu klein geworden sind, um abermals Anti- und Hoch-Dünen zu liefern. Wo wir aber Dünenbögen beträchtlicher Höhe weit entfernt vom Ort der ersten Sandanhäufung vorfinden, dürfen wir annehmen, daß jene zur Ruhe kamen, weil sich Wald auf ihnen angesiedelt hatte. Der steinzeitliche Ackerbau und zunehmender Brennholzbedarf dürften den Waldbestand der Nordfriesischen Inseln allmählich vernichtet haben.

Da vorstehend auf genetischer Grundlage für die Küsten-Dünen mehrfach neue Zusammenhänge und demzufolge neue Bezeichnungen eingeführt wurden, ist nachstehend der Versuch gemacht, die Eigenarten der Küsten-Dünen und zugehörigen Dünen-Gruppen in einer Übersicht zusammenzustellen unter Anführung der früher gebrauchten Bezeichnungen.

Für die jüngste Erdgeschichte von Hörnum und Amrum kommen die Dünen-Arten 2—8 sowie die Dünen-Gruppen Ib und IIa und b in Betracht.

B. Erdgeschichtliches

I. Zur Entstehungsgeschichte der Hörnum-Halbinsel

a. Der Untergrund

Der Untergrund der Hörnum-Halbinsel ist in deren Nordteil durch einige Bohrungen, die zwischen Westerland und Rantum liegen, bekanntgeworden (GRIPP und BECKER 1939/1940, S. 84, sowie auf Fig. 1 S. 71, dort als 526 und 529 bezeichnet; Erläuterung Geologische Spezialkarte Süd-Sylt). Danach liegt südlich der Westerländer Geest bis Rantum hin die Oberkante des Diluviums 3—6 m unter Strandniveau. Zudem tritt nahe der Geest Torf und auf der ganzen Strecke Klei oberhalb jener Grenzfläche auf.

Die Bohrung Puan Klent (Erläuterung Geol. Karte Süd-Sylt: Nr. 52) läßt die Untergrenze des Alluviums leider nicht erkennen. Jedoch lagen Ende Dezember 1965 (wie in GRIPP 1967a, S. 180 erwähnt), am dortigen Weststrand Dutzende von Kleigeröllen bis 40 cm Durchmesser und 10 cm mächtig. Also auch hier liegt die Oberfläche der eiszeitlichen Absätze, d. h. die ehemalige Landoberfläche unterhalb des Meeresspiegels.

Im Ort Hörnum selber fehlt die Kleilage. Bohrung Brunnen 3 in Hörnum Nord (GRIPP 1964, S. 370) traf bei einer Geländehöhe von + 2,54 NN

- 8,2 m junge Meeresabsätze
- (22,5) m Feinsand und Ton der Eemzeit, reich an Molluskenschalen an.

Bohrung Hörnum-Krahn des Fliegerhorstes (GRIPP 1964, S. 226) ergab

- 11,7 m — NN junge Meeresabsätze
- 19,9 m — NN Eemabsätze mit Austernbank
- 24,2 m — NN eiszeitliche Ablagerungen
- (26,6) m — NN pliozäner Sand.

Da hier die eemzeitlichen Absätze erheblich anders ausgebildet sind als in der weiter östlich unter dem Wattenmeer verlaufenden damaligen „Nordfriesischen Rinne“, handelt es sich nach E. DITTMER (1941, S. 182) um eine von West gegen Ost vorspringende Bucht der damaligen Nordsee. Die darüber einstmals abgelagerten Schmelzwasser- oder Talsande sind von der jüngeren Nordsee bzw. dem Vortrapp-Tief abgetragen worden. Daher liegen hier

jüngste Meeresabsätze unmittelbar auf denen des zwischeneiszeitlichen Meeres. Da die aus dem Norden der Halbinsel angeführten Bohrungen die eiszeitlichen Absätze bei 6 m unter Strand, unter Hörnum-Krahn aber erst fast 10 m tiefer antrafen, befinden wir uns hier offenbar schon am Rande des Hörnum-Tiefs. Es kann also nicht davon die Rede sein, daß Reste eines Festlandes, wie es noch F. MAGER (1927, S. 41) mit Nachdruck betonte, für die Entstehung der Hörnum-Halbinsel maßgeblich seien. Vielmehr ist diese, einschließlich ihres Sockels, in ihrer ganzen Länge ein Erzeugnis der heutigen Nordsee.

Über das erste Auftreten des Hörnum-Hakens lassen sich nachstehende Annahmen vorbringen: Die Hörnum-Halbinsel hängt an dem Sylter Hochgebiet aus pliozänen und eiszeitlichen Absätzen. Über die Ausdehnung dieses alten Landes nach W zur Zeit, da die nacheiszeitliche Nordsee wiederkehrte, können wir noch keine Aussagen machen, da Bohrungen im Seegebiet fehlen. Aber es läßt sich nachstehender Ablauf vermuten:

1. Der damals einige km weiter im Westen gelegene Rand jener Geestinsel war gerundet und von würmzeitlichen Schmelzwasserablagerungen umgrenzt.
2. Das wiedergekehrte Meer schuf dort ein Abrasions-Kliff. Daraus ergab sich:
- 3a. früher oder später ein Aufsteigen von Flugsand auf die Geest über eine aufwärtsführende Sandwanderbahn. Dadurch entstand je nach Art der Vegetation eine Flugsanddecke oder *Ammophila*-Dünen;
- 3b. an den beiden Enden des Abrasions-Kliffs die Bildung von Sandhaken, die von der Strömung nach N und S in See hinaus aufgebaut wurden.
4. Die anfangs vermutlich landwärts gebogenen Haken wurden um so gestreckter, je länger das Abrasions-Kliff wurde.
5. Da auf der Hörnum-Halbinsel (anders als auf der Amrumer Odde) Reste älterer Haken nicht zu erkennen sind, darf auf eine erhebliche nacheiszeitliche Rückverlagerung der Sylter Westküste geschlossen werden.

b. Die Dünen des südlichen Teiles der Hörnum-Halbinsel

Um der Entstehungsgeschichte entsprechend vorzugehen, beginnen wir mit der Betrachtung der Dünen auf der Ostseite der Halbinsel und zwar im Raume um Puan Klent (Abb. 29). Hier liegt der älteste erkennbare Dünenzug (schrägschraffiert). Die Mitte der Halbinsel nimmt ein später entstandener Dünenzug ein (kreuzschraffiert). An der Westküste verläuft der jüngste, heute durch vom Strande gegen Ost aufgerissene Antidünen mehr im Umbau als im Aufbau begriffene Dünenzug. Auf Abb. 29 zeigt der nördliche Teil der linken Seite, daß der mittlere Dünenzug örtlich bis an den älteren herangewandert ist. Östlich vom Möskental hat er ihn sogar überschritten.

Weiter südlich (rechts auf Abb. 29) setzt der mittlere Dünenzug im Bereich des Grauen Tales aus. Der Westküsten-Dünenzug entfernt sich zunehmend von der Küste. Weiter gegen Süden tritt ein neuer Küsten-Zug in Ansätzen auf.

Östlich des Streintales liegt ein über 20 m an Höhe erreichender Dünenbogen, dessen zurückgebliebene Flanken von Eisenbahn und Landstraße vereint durchschnitten werden. Beide, Nord- wie Südflanke sind vom erwähnten Westküsten-Dünenzug deutlich abgesetzt. Daher kann es sich bei diesem Dünenbogen nicht um einen weit nach Ost vorgedrungenen Teil des Westküsten-Dünenzuges handeln. Man muß vielmehr annehmen, daß hier ein Teil des weiter im Norden mittleren Dünenzuges vorliegt. Wie Abb. 29 zeigt, müssen ihm der West-Ost-Rücken mit dem Leuchtturm und eine Zwickeldüne südlich von der jüngeren Wittdüne zugerechnet werden. In dieser Wittdüne erreicht der sich vom Möskental an gegen Süden zunehmend von der Küste entfernende Westküsten-Dünenzug die Ostseite der Halbinsel. Querab von der Leuchtturm-Düne setzt an der Westküste ein neuer Dünenzug ein (schlicht schräg schraffiert),

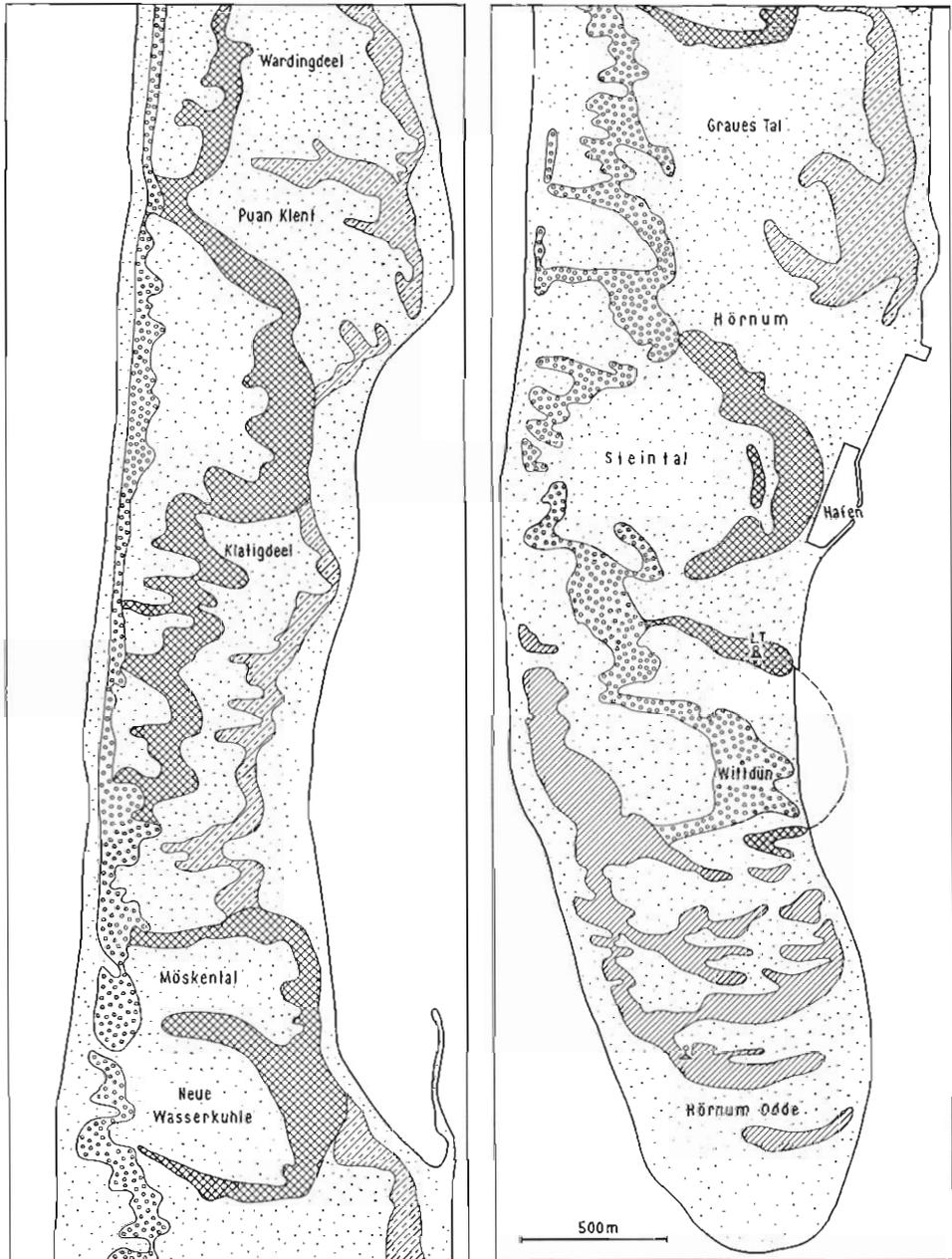


Abb. 29. Erdgeschichtliche Gliederung der Dünen bei Hörnum. Von Puan Klent bis Möskental sind fast durchgehend drei verschiedene alte Dünenreihen zu unterscheiden. Bei Möskental hat der mittlere Dünenbogen als nackte Großrippel-Düne (Wanderdüne) den älteren Dünenbogen überlaufen. Dieser tritt aber östlich des Grauen Tales abermals auf. Entweder diesem älteren Dünenzug oder dem mittleren gehören die Dünen östlich des Steintales, ferner die Düne mit dem Leuchtturm und eine winkelförmige Düne weiter südlich an. Äquivalente des Westküsten-Dünenzuges erreichen in der Weißen Düne (Wittdün) die Ostseite der Insel. Weiter südlich folgen, von der West- zur Ost-Küste durchlaufend, sechs junge, bogenförmige Kliffdünen-Züge. Ein neuer war seit Aufnahme der Grundkarte weiter im Süden vorübergehend entstanden

von dem nacheinander 7, als bogenförmige Kliffdünen, also als Strandsand-Dünen entstandene Züge von der West- bis zur Ostküste verlaufen. Bei diesen Dünenbögen liegt die Luvseite außen. Dadurch unterscheiden sie sich von den vorher erwähnten Dünenbögen, bei denen die Luvseite stets innen im Bogen liegt.

Die Entstehung jener sieben Züge aus Strandsand-Kliff-Dünen hat uns deren jüngster, am Südrand von Hörnum Odde in den letzten Jahren entstandener Bogen aufgezeigt (Abb. 29). Sandbänke wandern von Süden an die Odde heran. Sie bilden einen breiten Strand, auf dem in zeitlichem und räumlichem Abstand Strandwälle höher aufgeworfen werden. Auf ihnen lief die oben erwähnte Folge von Ereignissen ab: vielleicht *Triticum junceum*-Bestand, vermutlich aber zumeist gleich *Ammophila*-Bewuchs, dann Hochflutsteilkante und nachfolgend Sandwanderbahn nach oben. Bei der reichlichen Sandzufuhr und dessen Weiterverfrachtung durch West- und Südwinde wuchsen diese neuen Dünen erstaunlich schnell an Höhe und Breite.

Da der Helm (*Ammophila arenaria*) in ihrer Pflanzendecke noch überwiegt, ist die Verheidung der älteren dieser Strandkliff-Dünen noch nicht sehr weit vorgeschritten und daher das Ausmaß der Umlagerung durch Anti-Dünen noch gering.

Für die großen Dünenbögen, welche Ebenen wie „Neue Wasserkuhle“, „Graues Tal“, „Steintal“ usw. im Osten umgrenzen, sei die Frage nach ihrer Entstehung erörtert. Betrachtet man die Grundkarte 1:5000, so lassen sich in den Niederungen innerhalb der Dünenbögen an dem Verlauf der Höhenlinien 2—5 m die zurückgebliebenen niedersten Teile der Luvhänge erkennen. Sie verraten, daß der Sand nicht durch einzelne Anti-Dünen als Dünenbogen gewandert ist, sondern daß der Sand in ganzer Breite als pflanzenfreier Riesenrippel-Wall, d. h. mit nur einem Luv- und Leehang wanderte (s. S. 83). Wind aus Westsüdwest bis West hat die Riesenrippel

im Mösken-Tal	in 400 m Breite 550 m weit
in Neue Wasserkuhle	in 500 m Breite 600 m weit
im Steintal	in 750 m Breite 700 m weit

wandern lassen.

Auch für den der ältesten Dünenreihe zugehörigen Dünenzug östlich des Grauen Tales bezeugen quer zur Windrichtung verlaufende, zurückgebliebene niedrige Strichdünen (Abb. 10), daß hier ursprünglich Sand in einer nackten Riesenrippel gewandert ist. Diese Riesenrippel-Dünen sind später von einer Pflanzendecke überzogen worden. Als diese örtlich abgestorben war, entstanden Anti-Dünen und daran anschließend Hochdünen. Die unruhigen Kleinformen jener bis 30 m Höhe erreichenden Dünen bezeugen diese zweite Entwicklungsphase.

Es sind noch weitere dünengeschichtliche Einzelheiten zu beobachten, z. B. die Verdoppelung der Steintal- oder Hafen-Düne durch die 12 m hohe Düne zwischen Hang- und Buderstrandstraße, die Nahtstellen zwischen zwei Dünengruppen u. a. Auf diese weniger wichtigen Einzelheiten sei hier verzichtet. Wichtig erscheint, daß die morphologische Analyse der Hörnum-Dünen folgende Dünenarten nachweisen kann:

- a1) Sieben junge *Ammophila*-Dünenbögen im Süden
- a2) südlich des Leuchtturms eine junge, von Ostwind erzeugte Kliffdüne (Abb. 30)
- b) mehrere zur Ruhe gekommene Riesenrippel-Dünen (Abb. 31)
- c) Drei-Faktoren-Dünenbögen, aus Anti- und Hochdünen aufgebaut:
 1. als Ostküstenreihe, aus verheideten Dünen hervorgegangen
 2. als Westküsten-Dünenzug, entstanden aus vom Strande her in das Kliff eingerissenen Anti-Dünen. Der Anteil von Strandsand dürfte bei ihnen gering sein.

Als Altersfolge der Hörnum-Dünen ergibt sich:

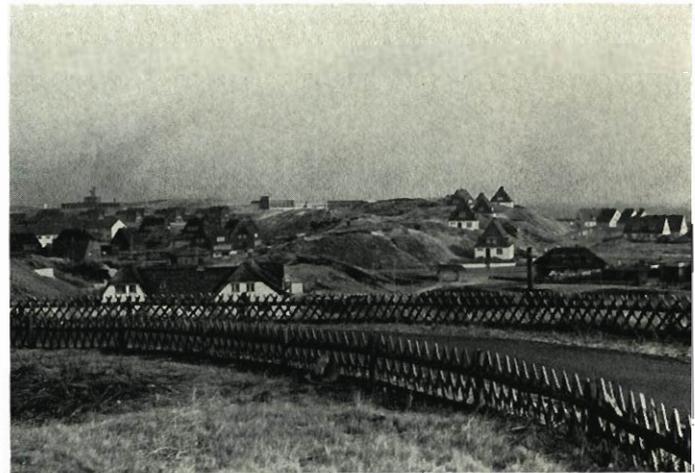
4. Westküsten-Dünenzug, in Wanderung begriffen
3. *Ammophila*-Kliff-Dünenbögen von Hörnum Odde und an der Ostküste südlich des Leuchtturmes

- 3 und 4 sind in ihren älteren und jüngeren Teilen gleichaltrig
2. Zwischen Möskental und Weißer Düne ehemalige Riesenrippel-Dünen
1. Ostküsten-Dünenzug
 - b) südlicher Abschnitt, die Höhen östlich des Grauen Tales und des Budersandberges umfassend
 - a) nördlich vom Möskental.

Abb. 30.
Hörnum, Blick nach E.
6. 3. 1967. Der Leuchtturm
steht auf dem Nordschenkel
eines im Wattenmeer ver-
schwundenen Dünenbogens.
Rechts vom Leuchtturm ein
neuer niedriger Ostwind-
Kliffdünenzug



Abb. 31.
Hörnum, Blick nach NE auf
den Budersand-Dünenbogen.
6. 3. 1967. Rechts das Tal
mit dem Bahnhof



c. Erdgeschichtliche Zusammenfassung

Für die Hörnum-Halbinsel selber ergibt sich aus der Morphologie der Dünen an erdgeschichtlichen Aussagen:

1. Der Hauptteil der Halbinsel überlagert Wattabsätze, ist also von Westen gegen Osten gewandert.
2. Der den Meeresspiegel überragende Teil nördlich vom Möskental besteht aus einem alten östlichen und einem stärker in Umlagerung befindlichen Westküsten-Dünenzug. Dieser wandert lebhaft ostwärts, insbesondere, da das Brandungskliff von Anti-Dünen zerschnitten

wird. Wegen der geringen Breite der Halbinsel haben sich auf ihr kaum Dünenbögen ausbilden können.

3. Im Gebiet vom Möskental an, südlich jedoch, treten bogenförmige Riesenrippel-Dünen bis zur Weißen Düne hin auf. Sie haben im Norden den Ostküsten-Dünenzug überschritten. So breite Wanderdünen setzten einen Sandspender voraus, der erheblich leistungsfähiger als der heutige Strand gewesen ist. Wir müssen daher annehmen, daß vom Möskental an südlich früher zeitweise trockenfallende Sandflächen vor der damaligen Westküste den Aufbau der Dünen vom Möskental bis zur Weißen Düne ermöglicht haben. Es liegt nahe, hierbei an Teile der damaligen Barre des Vortrapp-Tiefs zu denken.
4. Wenn jene Annahme zutrifft, muß erwartet werden, daß unter dem Südteil der Hörnum-Halbinsel die Grenze zwischen dem über das Watt wandernden Teil des Hörnum-Hakens und den Rinnen der vormals weiter nördlich gelegenen Barre liegt. Wie oben angeführt, liegt die Unterfläche der Meeresablagerungen in Nordhörnum im allgemeinen zwischen 3 und 6 m, im Bereiche des Ortes Hörnum aber bei 10 m und mehr unter NN. In keiner dieser Bohrungen ist Marschklei angetroffen. Dies spricht dafür, daß wir uns hier teils am Rande des Gats, teils im Bereich der früheren, ähnlich wie heute das Hörnumloch in Ostwest-Richtung die Barre querenden Rinnen befinden. Das ehemalige Auftreten von Sandbänken der Barre vor der früheren Westküste Süd-Hörnums ist also aus zwei Gründen wahrscheinlich.
5. Für die Hörnum-Halbinsel ergibt sich somit erdgeschichtlich eine Zweiteilung:
 - a) Im Nord- und Mittelteil West-Ost-Wandern eines begrüneten Sandhakens über Absätze des Wattenmeeres
 - b) im südlichen Teil außer jener Ostwanderung eine Verlagerung des Nordzweiges des Vortrapp-Tiefs gegen Süden.
 Dieser Vorgang dauert heute noch an, wie die Anlagerung von Strandsand-Kliffdünen bezeugt.

II. Zur Entstehungs-Geschichte Amrums

a. Die Geest

Amrum besteht überwiegend aus Schmelzwasser-Absätzen der vorletzten Vereisung. Geschiebelehm wird kaum angetroffen. Nur im Kliff bei Steenodde treten gebundene Gesteine, nämlich gestauchte rostfarbige, glimmerreiche Sande und Schluffe sowie Tone auf. Dort nach Sturmfluten als Seltenheit gefundene kalkhaltige Geschiebe lassen das Anstehen von Geschiebemergel vermuten. In allen anderen Aufschlüssen und den Kliffs wurden nur Sande beobachtet. In der Kiesgrube nördlich des Leuchtturms sind diese durch Eisdruck gestauchte. Somit hat das Inlandeis durch Pressen bei der Formengestaltung mitgewirkt. Es ist möglich, daß die Südost-Nordwest-Richtung der Höhenzüge der Geestoberfläche dem Verlauf eines Eisrandes entspricht. Von Steenodde (19,5 m + NN) über den Rücken mit der Nebeler Mühle bis in die Westerheide nahe der Vogelkoje werden Höhen über 15 m erreicht. Westlich davon verläuft vom Gußkölk eine flache Talung bis östlich der Satteldüne. Diesem Tal ist beim Leuchtturm ein Hochgebiet vorgelagert. Es zieht sich möglicherweise unter den Dünen bis Satteldüne hin.

Den Verlauf der Grenze des Geestkernes im westlichen Dünengebiet hat W. JESSEN 1932 klargelegt. Deren scharfes Umbiegen nach Ost, gleich südlich des Leuchtturmes, konnte in mehreren frischen Windrissen bestätigt werden.

Die langgestreckte Amrumer Geest wird während der Eem-Warmzeit unruhig gestaltet

gewesen sein. Wie W. G. SIMON und E. DITTMER aus Bohrerergebnissen aufzeigten, war das Gebiet östlich von Amrum und südlich von Föhr bis an den Fuß der Bredstedter Höhen heran zur gleichen Zeit vom Meere, der „Nordfriesischen Rinne“ bedeckt. Kliff-Küsten dieses Meeres sind auf Amrum und Föhr nicht bekannt. Später wurden jene Meeresabsätze von den Schmelzwassersanden der nachfolgenden Vereisung mehrere Meter hoch eingedeckt. Zugleich verloren die rißzeitlichen Höhen, die — wie auf Amrum — jene jüngeren Schmelzwassersand-Ebenen überragten, ihre Formen infolge der periglazialen Vorgänge. Es entstand damals über tief gefrorenem Boden ein neues, heute weithin trocken liegendes Netz von breiten Tälern. Dies geht im Ideal-Fall vom höchsten Punkt radial nach allen Seiten aus, wie z. B. auf dem Glockenberg zwischen Hude und Fresendelf, unweit von Schwabstedt. Auf Amrum wird es von den zwei erwähnten Höhenzügen gelenkt. Das Trockental von Satteldüne bis an den Gußkölk ist fast zwei Kilometer lang. Ein vom Süden zum Anlunn (Nordost-Ecke der Geest) ziehendes Tal erreicht rund ein Kilometer an Länge. Durch diese umformenden Vorgänge während der Kaltzeit mit sehr geringem Pflanzenwuchs erhielt der Geestkern Amrums seine ausgeglichenen Oberflächenformen.

Als in der Nacheiszeit das Meer in unser Gebiet zurückkehrte, stieg es in dem Zeitraum 5000—3000 v. Chr. verhältnismäßig schnell von 15 auf 5 m unter dem heutigen Meeresspiegel an. Um 1000 v. Chr. dürfte es annähernd den heutigen Stand erreicht haben. Frühestens von dieser Zeit an, vermutlich aber erst später, schnitt die Brandung die Küste auf der Süd- und der Westseite Amrums an und schuf die Geestkliffs, die heute, mehr oder weniger von Dünen bedeckt, als kiesreiche, rostfarbene Hänge zwischen Leuchtturm und Satteldüne und, nach einer Unterbrechung in der Senke mit dem Nebeler Plattenweg, über A-Hörn hinaus bis Norddorf hin auftreten; siehe auch unter „Litorina-Kliff“ auf der Karte von W. JESSEN 1932. Nur um das Ende des Batjestigs ist der nördliche Teil des Geestkliffs durch eine Senke unterbrochen.

Von diesem Kliff war während der letzten Jahre zwischen Satteldüne und Leuchtturm teils auch der untere Hang, teils der ehemalige steinbedeckte Strand freigeweht. Reste von Kalkschalen waren nicht zu finden. Auch wurden Wälle von Strandgeröll, von denen W. JESSEN berichtet, nicht beobachtet.

Das nächstjüngere erdgeschichtliche Element sind jene Dünen, die auf die Geest hinauf geraten und auf deren Oberfläche weitergewandert sind. Da der Knick des Geestkliffs bei A-Hörn (um 60 Grad) von den auf die Geest vorgedrungenen Dünenbögen nachgeformt wird, sind jene jünger als das dortige Geestkliff. Diesem sind ferner weithin bedeutend jüngere Dünen vorgelagert.

Die hier und im Raume südlich des Leuchtturms vorhandenen Gegebenheiten ermöglichen es, Lage, Entstehung und Schicksal der Dünen geologisch klarzulegen.

Auf Amrum haben wir es mit drei Dünenbereichen zu tun:

auf der Odde

auf der Geest

zwischen Grootdün mit dem Leuchtturm und Wittdün.

b. Die Odde

Die Odde ist ein Dünenkomplex, der in seinem nördlichen Teil die Art seiner Entstehung aus von *Ammophila*-Dünen bedeckten Haken eindeutig erkennen läßt. Der äußerste, heute noch im Aufbau befindliche Haken 6 (Abb. 32) verläuft in Richtung des Südwest-Windes. Dieser nimmt bei seinem Weg längs des Strandes Sand auf und bedeckt damit den Hang des Hakens. Der Südwest-Sturm schafft vermutlich wenig Sand bis oben auf den von gut wachsender

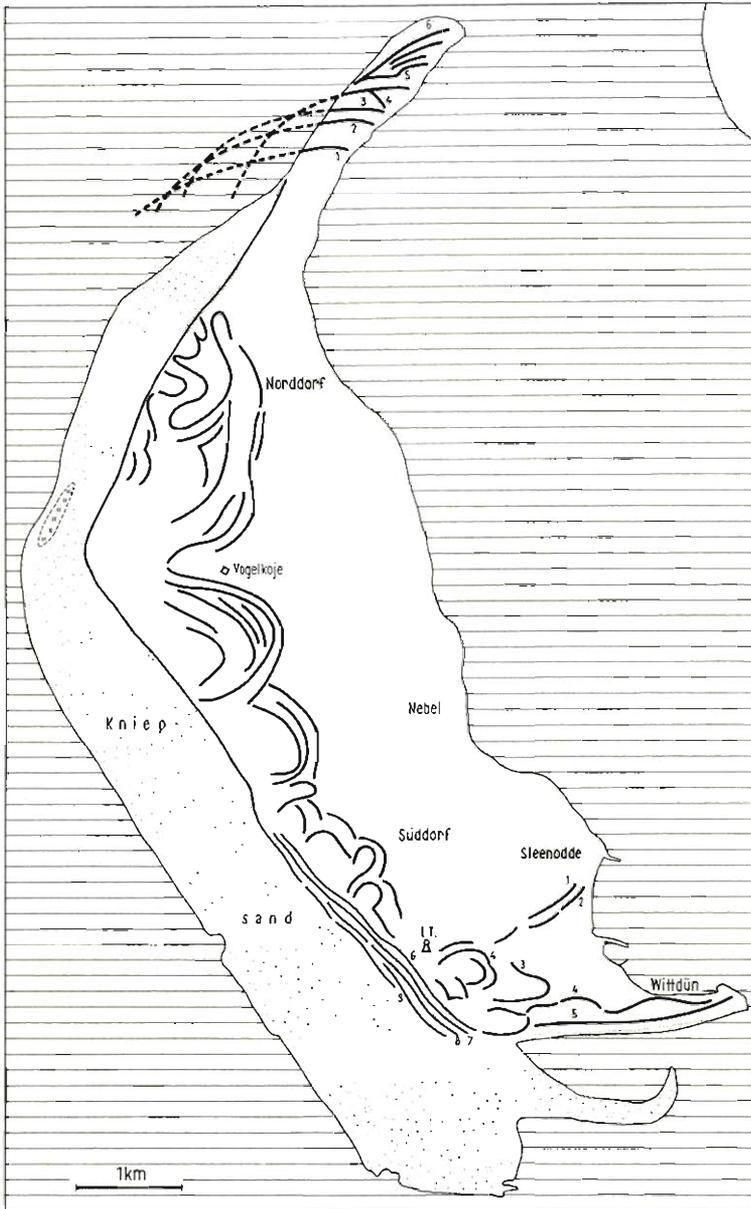


Abb. 32. Die verschiedenen Dünengruppen auf Amrum. Im Norden: Reste von Haken, die von Dünen überhöht wurden. Diese Haken gingen von früher erheblich weiter im W gelegenen Geestküsten West-Amrums aus. Auf der Geest von Norddorf bis östlich vom Leuchtturm überwiegend aus Anti-Dünen entstandene Dünenbögen. Nur selten sind nackte Großrippeln (Wanderdünen) aufgetreten, wie westlich von Süddorf. Auf dem Geestrand Leuchtturm—Steenodde liegen die ältesten Dünen von Süd-Amrum. Auf Haken, die von dem Geestkliff westlich des Leuchtturms gegen E aufgeschüttet wurden, waren Kliffdünen entstanden. Deren Sand ist inzwischen in Dünenbögen bis an die heutige Landstraße ostwärts gewandert. Junge Kliffdünen sind, besonders nachdem der Kniepsand zunehmend nach N verlängert ist, an dessen Binnenrand in mehreren Reihen nebeneinander entstanden. Deren älteste ist südlich des Leuchtturms schon wieder weitgehend von Anti-Dünen zerrissen. Neue Kliffdünen wachsen bei A-Hörn und weiter nördlich bis zum Norddorfer Geestrand hin empor

Ammophila begrünten Rücken. Erst der breitsandig einfallende Nordwest-Wind, der vom schmalen, steinbedeckten Strand nur wenig Sand aufnehmen kann, dürfte den am Hang bereitgestellten Sand bis auf die Höhe (um 13 m + NN) hinauftragen. Vermutlich infolge dieser Sandverfrachtung sind dem Nordwest-Wind Einbrüche in den Rücken des Hakens 6 nicht gelungen. Nur am äußersten Ende wird Sand durch einen Windriß auf die Wattseite verfrachtet und so dem Meere zurückgegeben.

Der südliche Beginn dieses bedünten Hakens 6 ist mit dem Westende von Dünen-Haken 5 vereint.

In der Niederung zwischen den Dünenzügen 6 und 5 sind die strandwallartigen Haken 5a und 5b eher an dem Zustand der Vegetation als durch die Höhe zu erkennen. Haken 5 selber erreicht im allgemeinen 13 m an Höhe; nur im Westen ist er durch eine Anti-Düne auf



Abb. 33. Luftbild der Odde von Amrum. Blick nach NE, rechts Insel Föhr (käufliche Aufnahme). Dunkel der Asphalt-Deich, der vorne von Flugsand bedeckt hell erscheint. Der hinterste Haken-Dünenzug 6 ist begrünt; er verdeckt durch seine Höhe den breiten Strand an der Nordspitze. Haken 5 ist links von Anti-Dünen aufgerissen und zeigt in der Mitte vier kleine Anti-Dünen. Haken 4 ist von dem der Länge nach aufgerissenen Haken 3 nicht zu trennen. Haken 2 weist helle Pfade auf; von Haken 1 sind nur geringe Dünenreste erhalten

etwas über 20 m emporgewachsen. Der Dünenzug dieses Hakens zeichnet sich dadurch aus, daß in ihm mehrfach *in seiner Längsrichtung* verlaufende Anti-Dünen aufgerissen sind. Dieser Haken 5 ist an der Wattseite vom Meere verkürzt worden. Im Westen wurde er nach der Grundkarte, also im Jahre 1927, vom jüngeren Haken 6 quer abgeschnitten.

Im Gelände treffen wir südlich von Haken 5 einen strandwallartigen Rücken 4a und weiter südlich den Haken 4. Dieser reicht bis an das Wattenmeer. Sein Westende geht in einem Komplex neuer Anti-Dünen und Hochdünen verloren. Von Haken 4 durch eine breite Niederung getrennt, folgt im Süden Haken 3. Seine Hauptrichtung verläuft schon Südsüdost—Nordnordwest. Haken 2 und 1 sind im Gelände roh zu erkennen, aber weitgehend umgelagert, so daß ihr ursprünglicher Verlauf nicht mehr festzulegen ist.

Die Odde entspricht also einem einseitig ausgerichteten Bündel von begrünten Haken (Abb. 33). Es fragt sich, wo lag jeweils die Küste, von der sie ausgingen? Der in Richtung Südsüdost verlaufende Rest von Haken 3 gehört zum Endstück eines in das damalige

Wattenmeer zurückbiegenden Hakens. Dieser muß von einem erheblich weiter südwestlich gelegenen Ansatzpunkt ausgegangen sein. Der sandige Kleiboden, der am Weststrand etwas südlich der Reste von Haken 1 ansteht, wird, wie die gesamte Norddorfer Marsch, im Schutze von Haken 1 entstanden sein. Damit wird ersichtlich, daß Haken 1 und ebenso die nachgefolgten am Norddorfer Geestkern angesetzt haben (Abb. 32). Die Folge der Haken der Odde setzt somit eine Rückverlagerung eines Geestkliffs voraus, das westlich der Strecke A-Hörn—Norddorf lag. Das Alter des heutigen Geestkliffs auf der Westseite von Nord-Amrum entspricht dem älteren Teil des jüngsten Hakens der Odde = Haken 6. Auch auf diesem Wege wird ersichtlich, daß die Haken 5—1 zu den weit im Westen gelegenen, verlorengegangenen Küsten gehören.

c. Das Alter des Norddorfer Dünenbogens

Das A-Hörn—Norddorfer Kliff wird bei Westwind durch Wellenschlag weiter abgetragen. Der dadurch gelöste Sand wurde und wird teilweise nach Norden in die Haken unter und vor der Odde verfrachtet. Flugsand und *Ammophila* haben dort im Laufe der Zeit auf den vom Meere aufgeschütteten Haken hohe Dünen entstehen lassen. Aber zur gleichen Zeit hat der Nordwest-Wind auch Sand auf die Geest verfrachtet. Diese wird den Meeresspiegel nicht um mehr als 12 m überragt haben. Beim Haus Batjestig (auf den Karten Schp nördlich des Quermarkenfeuers) reicht, wie erwähnt, eine Talung bis unter den Meeresspiegel hinab. Ein Überwandern durch Dünen konnte somit unschwer geschehen, solange genug Flugsand angefrachtet wurde. Die Verhältnisse liegen also anders als am Roten Kliff (Sylt). Die Dünen auf dessen Höhe erhalten heute keinen Nachschub mehr (K. GRIPP 1967b, S. 240).

Der Sand in dem östlichen Teil der Geest-Dünen kann als Dünensand mit dem in den alten Haken der Odde gleichaltrig sein. Der Sand in den küstennahen höheren Dünen wird zu gleicher Zeit wie der in Haken 4 und 5 als Flugsand verfrachtet sein. Haken 6 aber entspricht weitgehend den sich in jüngerer Zeit bis heute vor dem Geestkliff neu bildenden Strandsand-Dünen (Abb. 32).

Da die vorgeschichtliche Bestandsaufnahme auf Amrum durchgeführt ist, können wir aus KERSTEN & LA BAUME entnehmen, daß das heutige Dünengebiet von der Mitte der Jungsteinzeit durch die Bronze- bis weit in die Eisenzeit besiedelt war. Im Düvedal westlich von Norddorf sind Funde aus der Zeit von 1500 vor bis 350 nach Chr. gemacht (KERSTEN & LA BAUME, S. 95). Aus nicht geklärten Gründen fehlen auf den Nordfriesischen Inseln sowie auf Teilen des benachbarten Festlandes Funde aus dem 6. und 7. Jahrhundert; jedoch im Skalnas-Tal liegt der aus der Zeit vor oder um 700 angelegte Wikinger-Friedhof (ebenda, S. 90). Um diese Zeit hatten die Dünen auf der Nord-Amrumer Geest ihre heutige Lage also noch nicht eingenommen. Jüngere Kulturspuren unter den Dünen sind teilweise die im letzten Jahrzehnt häufig freigewehrten „mittelalterlichen Ackerbeete“. Unweit des Esenhugh bei Steenodde ist zu belegen, daß deren Alter jünger als Bronzezeit und älter als karolingisch anzusetzen ist (ebenda, S. 94). Jedoch ist durch Funde von Wenningstedt und Nieblum gesichert, daß beetförmige Äcker bis in die Neuzeit benutzt wurden⁶⁾.

K. KERSTEN 1964, S. 7 meldet, daß Ackerbeete, unterhalb des Leuchtturms nahe dem Geestkliff gefunden, nach den darin enthaltenen Scherben im 14. Jahrhundert noch frei von Dünen gewesen sind (siehe auch KERSTEN & LA BAUME 1958, S. 221). KERSTEN schließt daraus, daß die

⁶⁾ Die Versuche aus auf jenen Äckern gefundenen Ziegelbrocken eine Altersangabe zu gewinnen, mißlang, da auf Amrum früher Ziegel von gestrandeten Schiffen durch den Dünengürtel zu den Dörfern gebracht wurden. Dabei verlorener Ziegelbruch endet schließlich auf den freigewehrten Äckern (K. GRIPP 1967b, S. 229).

Dünen teils nach dem 10. Jahrhundert, teils nach dem 14. Jahrhundert über die Geest gewandert seien.

H. VOIGT (1964, S. 29) leitet aus der Lage der heutigen Dörfer im Osten der Insel ab, daß bei deren Gründung Furcht vor den Dünen die Ortswahl mitbedingt habe. St. Clemens im heutigen Nebel bestand 1240. Im Zusammenhang mit den vorgeschichtlichen Daten setzt dieser Autor den Anmarsch der Dünen in die Zeit zwischen dem 9. und 13. Jahrhundert.

Wir wissen kaum etwas über die Geschwindigkeit, mit der Riesenrippel-Dünen und die durch Pflanzenwuchs gehemmten Antidünen-Bögen über das Land wandern. Im letzten Jahrhundert ist das Vordringen gegen Osten auf Amrum auch dort, wo der Mensch nicht bremste, nur gering gewesen, z. B. um die Nebeler Vogelkoje. MÜLLER-FISCHER (Amrum, S. 186) geben folgende Beschreibung der Dünen für 1789:

„Gegenwärtig ist der Flugsand ziemlich befestigt, hauptsächlich durch den Helm . . . an zwei Stellen und in geringerem Umfang an drei weiteren sind Sandberge versetzt.

Dies heißt doch wohl in heutiger Ausdrucksweise: Mit Ausnahme einiger weniger aktiver Antidünen herrschte damals Ruhe. In Norddorf ist noch kein Haus von Dünen verschüttet worden. Im Gegenteil, neue Häuser werden ständig näher am Fuße der Dünen errichtet. Auch nördlich des Leuchtturms sind Häuser unmittelbar vor dem Dünenfuß entstanden.

Während der letzten 1½ Jahrhunderte sind somit die Dünen infolge natürlicher wie künstlicher Festlegung durch Helm und Heide sehr langsam gewandert. In früheren Jahrhunderten wird es trotz Beschädigung der Pflanzendecke durch Wege, Vieh und Helm-Gewinnung zur Reep-Herstellung kaum anders gewesen sein. Wir können also zunächst aussagen: Zum mindesten zeitweise sind die von Pflanzen bedeckten Dünen sehr langsam gewandert. Sie haben dabei nur einen schmalen Streifen Landes gefährdet. Daher heißt es schon 1797 zutreffend:

„Die an die Sanddünen grenzenden Ländereien werden schon von alten Zeiten her und auch alle Jahre ab und zu mit Flugsand bedeckt und dadurch beschädigt.“ MÜLLER-FISCHER (Amrum, S. 187).

Es ist somit berechtigt, anzunehmen, daß Ackerbau bis nahe an die Dünen heran betrieben werden konnte und daß die Dünen nur sehr langsam nach Osten vordrangen . . . wie heute.

Ein Gleiches gilt von den zwei Dünenbögen, die zwischen Vogelkoje und Satteldüne nach Osten vorgedrungen sind.

In Gebieten, die weithin von Meeresdünen überdeckt sind, hat man häufig versucht, Zeiten verstärkter Dünenwanderung herauszufinden. Schwankungen des Meeresspiegels, Entwaldung u. a. wurden als Ursache angenommen. Die Untersuchungen der nordfriesischen Dünen zeigen auf, daß nicht regionale, sondern lokale Verhältnisse entscheiden, ob Strandsand zunächst langfristig in einem breiten Walldünen-Gürtel angehäuft wird und später verhältnismäßig plötzlich als Ganzes abwandert. Am Strande liegt die Entscheidung für beide Vorgänge. Bleibt der Strand vor der wachsenden Düne breit und reichlicher Sandspender, so wächst die Sandmenge in der Kliffdünenzone. Nimmt das Meer aber den Sandlieferer fort, indem sich eine Rinne dicht unter der Küste ausbildet, so überwiegt die Sandverfrachtung die Zufuhr erheblich. Das aber heißt, eine örtliche Ursache hat eine bedeutende Sandwanderung ausgelöst. Der Wechsel, bald Rinne, bald reichlich Sand liefernder Strand, und dies in der Nachbarschaft im entgegengesetzten Ablauf, läßt sich aus späterer Zeit nicht in Einzelvorgänge zerlegen. Daher dürfte leicht als regional angesehen werden, was zu verschiedenen Zeiten lokal eintrat.

Ein Gleiches gilt auch für den Eingriff des Menschen. Man darf annehmen, daß in der Nacheiszeit zunächst Wald die Inseln bedeckte, zumal damals die Küste noch weit im Westen lag. In der jüngeren Steinzeit, also ab 3000 vor Chr., wird der zum Ackerbau übergegangene

Mensch den Wald auf der Geest zunehmend gerodet haben. Schon landeinwärts vorgedrungene Dünen werden gleichfalls bewaldet und dadurch festgehalten gewesen sein. Erst als der Mensch den Wald der Geest vernichtet hatte und das benötigte Holz auch in den Dünen gewann, konnten jene Dünen erneut wandern. Je dichter die menschliche Besiedlung, desto höher der Feuerungsbedarf, desto weitgehender die Zerstörung der Pflanzendecke und desto stärker die Sandverfrachtung. Da die westlichen Teile der Geestinseln inzwischen vom Meere abgetragen sind, ist es nicht mehr möglich, durch Pollenanalyse jene Veränderungen der Vegetation nachzuweisen. Die erwähnten vorgeschichtlichen Funde bezeugen, wann die heutigen Dünen die Geest frühestens überwandert haben.

d. Der südliche Dünenbereich

Südlich der Linie Steenodde—Leuchtturm lassen sich an erdgeschichtlich wichtigen morphologischen Einheiten unterscheiden:

Das Geest-Kliff zwischen Leuchtturm und Steenodde,
die älteren Dünen südlich der Landstraße Wittdün—Leuchtturm,
die Marsch,
die jungen parallelen Kliffdünen-Züge.

1. Der Geestrand Steenodde—Leuchtturm

Diesem Geestrand sind im Ostteil geringmächtige Dünen randlich aufgelagert = Zug 1. Dem Fuß des Geesthanges vorgelagert ist Dünenzug 2. Dieser erreicht bis 5 m Höhe. Nach Lage und Höhe ist er am Ufer der heutigen Nordsee entstanden. Danach dürfte der heutige Geestrand nicht das Ergebnis eiszeitlicher Schmelzwässer, sondern das des Meeres sein, das vor wenigen Jahrtausenden bogenförmig um den Südrand der Insel entlangstrich.

2. Die Dünen südlich der Landstraße Wittdün—Leuchtturm

Jünger als die ebengenannten werden Strömungen gewesen sein, die das Kliff an der Westseite der Amrumer Geest entstehen ließen. Das Meer dürfte bestrebt gewesen sein, vom Kliff Steenodde—Leuchtturm Haken gegen Westen vorzuschütten, quer zu dem späteren Kniepsand. Diese wurden aber von der Nord-Süd-Strömung vor dem Westkliff ständig zerstört. Dabei müssen Haken von der Leuchtturm-Höhe gegen Südost und Ost vorgeschüttet worden sein, entsprechend denen, die auf der Odde von Nord-Amrum heute noch erhalten sind. In Süd-Amrum sind diese Haken nicht mehr als einzelne Züge zu erkennen. Vermutlich waren es die quer zu ihnen einfallenden Südwest-Winde, welche die auf den Haken entstandenen Dünenzüge zerschnitten und verlagerten. Der hierher gehörende Zug 3 geht von der Grootdün aus und bleibt südlich der Landstraße. Ihm scheint in Nähe des Leuchtturms ein vierter Zug vorgelagert zu sein. Nach West folgt ein breites Tal, das durch einen niedrigen Wall (= Zug 5) in zwei Teile getrennt wird. Der nächste Dünenzug 6 ist ganz anderer Entstehung (Abb. 32).

Zwei Umstände weisen darauf hin, daß die Dünen-Komplexe 3—5 ihre Entstehung ursprünglich Haken verdanken. Einmal ist es der bogenförmige Verlauf dieses Dünenkomplexes und besonders dessen zwei Dünenzüge im Bereich des Ortes Wittdün selber. Weiter im Westen sind diese Dünenzüge ersichtlich durch Anti-Dünen-Verfrachtung ungleichmäßig

nordostwärts gewandert, so daß die Herkunft von Haken nicht mehr zu erkennen ist. Aber deren Sockel müßten erhalten geblieben sein. Es fragt sich daher, ob aus Bohrungen ein Unterschied im Aufbau des Untergrundes zwischen den Bereichen der Dünen und der Marsch und damit ein zweiter Hinweis auf Haken zu ersehen ist.

3. Die Marsch im südlichen Amrum

Im Winkel zwischen der Geest und den von Dünen besetzten Sandhaken finden wir Marsch abgesetzt, so nördlich von Kampen (Sylt), wie schon auf MEYERS Karte aus der Mitte des 17. Jahrhunderts verzeichnet ist, ferner nördlich von Norddorf und in entsprechender Weise zwischen Wittdün und Steenodde. Solche Marsch kann nur dort aufwachsen, wo Strömung und Brandung weitgehend abgehalten werden. Das Vorkommen einer Marsch zwischen Wittdün und Steenodde setzt voraus, daß nicht mehr überflutete, also bedünzte Haken Schutz gegen Westen und Süden geboten haben.

Über den Untergrund Süd-Amrums gab freundlich gewährte Einsicht in die Bohr-Verzeichnisse des Geologischen Landesamtes zu Kiel-Wik Aufschluß.

Eine Bohrung an der Landstraße nahe dem südlichsten Punkt der Marsch ergab bis 1 m — NN kiesigen Sand und darunter bis 4,5 m — NN Klei mit Schalenbruch. Zwei Bohrungen um den Hafen und eine am Wege zum Hafen, 50 m von der Landstraße entfernt, trafen Klei bis 4,5 und 6 m Tiefe unter Gelände, also bis 2,5 und 4 m — NN an.

Drei Bohrungen in Wittdün unweit der Kapelle nördlich der Hauptstraße ergaben bis 11, 13 und 15 m Tiefe sandige Meeresabsätze und darunter eiszeitliche Ablagerungen. Eine im westlichen Wittdün am Grunde des Tales zwischen den beiden Dünenzügen bei etwa 2 m + NN angesetzte Bohrung erbrachte bis 3 m — NN Sand mit Schalenbruch. Somit können wir für das unter Wittdün gelegene Ostende dieses Dünen-Gebietes aussagen, daß Klei fehlt, also ein von Dünen besetzter Sandhaken vorliegt.

4. Die jungen parallelen Kliff-Dünen-Züge

Die Entstehung der im Westen anschließenden, 4 bis 6 jüngeren und noch in weiterem Aufbau befindlichen Küstenkliff-Dünen ist eingangs behandelt worden, ebenso der Umstand, daß sie durch Aufreißen von Antidünen zunehmend zerstört werden, sobald die Sandzufuhr unterbunden wird.

Der Unterschied zwischen dem ältesten und am weitesten zerstörten, aber noch am Ort der Entstehung befindlichen Kliffdünenzug und dem im vorigen Abschnitt behandelten Dünengebiet ist erheblich. Da die Entstehung die gleiche gewesen sein dürfte, liegt es nahe, an einen erheblichen Altersunterschied zu denken.

In diese Alterslücke dürfte die Entstehung des *Kniepsandes* fallen. Erst nachdem dieser Sandlieferant entstanden war, konnte der Aufbau der Kliffdüne aus der Gegend von Wriakhörn gegen Norden zunehmend geschehen. Westlich vom Leuchtturm hört der älteste Zug („Rauhe Alpen“⁷⁾ auf. Der zweite (Zug 7) wird nunmehr der stärkste. Er endet südlich des Süddorfer Weges. Jüngere Züge reichen weiter nach Norden. Vor dem Wege von Satteldüne her findet diese Serie von Kliffdünen ihr nördliches Ende. Dies wird damit zusammenhängen, daß im Jahre 1928 wenig weiter nördlich die Reste des Kniephafens noch vorhanden waren. Siehe MÜLLER-FISCHER (Amrum, Abb. 3 bei S. 16 und Abb. 7 bei S. 44). Im Jahre 1960 waren

⁷⁾ In der Gesamtzählung der 6. Zug der Süd-Amrumer Dünen

nur noch die beiden südlichen der auf dem Zusammendruck 1:25 000 vom Jahre 1955 angegebenen Tümpel vorhanden. Sie waren steilwandig, ihr Ufer bestand aus Schwemmsand. Die Einwohner berichteten von reichem Aalfang in ihnen. 1964 spätestens waren auch sie von Flugsand und Flutsand aufgefüllt worden.

5. Über das Alter der Kliff-Dünen Süd-Amrums

Die Bildung der Kliff-Dünen fand statt:

- a) nach Beendigung des Aufbaues der gegen Südosten und Osten gerichteten südlichen Haken,
- b) nach Beginn der Bildung des Kniepsandes.

Dieser entstand durch Auffüllung der Bucht hinter einem Uferwall, der einem gegen Norden gerichteten Fluthaken entspricht. Der so entstandene südliche Kniepsand wurde, besonders während der Frühjahrs-Trockenheit, von Ost- bis Südost-Winden mit Flugsand eingedeckt. Nachfolgende Winde aus Südwest bis West warfen einen Teil des Sandes in die Kliffdüne. Dieser Vorgang spielt sich noch heute ab; er kann auch bei Frostwetter in erheblichem Umfang geschehen.

Absolute Zeitangaben über den Beginn der Abschnürung der Bucht, die später zum Kniepsand wurde, sind aus alten Karten nicht zu gewinnen. Das amphibische Gebiet wurde von den



Abb. 34.

Amrum, Süddorfer Dünen
1. 10. 1965. Bimssteinstücke,
von denen über 100 zusammen
mit Dampferschlacken in einer
erneut aufgerissenen Düne
gesammelt wurden.

Kartographen damals nicht beachtet. Für die Zeit von 1799 bis 1960 geben MÜLLER-FISCHER (Amrum, bei S. 16 und H. VOIGT 1964, S. 41) kartographische Angaben. H. VOIGT läßt ebenda den Kliffdünen-Zug seit 1870 entstehen.

Von datierbaren Funden liegt aus den Kliffdünen nur einer vor. Der mittlere Dünenzug südlich des Süddorfer Plattenwegs war 1963/65 stark ausgeblasen. Auf der freigelegten Sohle und im tieferen Teil der Dünen fanden sich: eine bis 10 cm dicke Lage breitblättrigen Seegrases, 120 Stück grauen Bimssteins bis 5 cm Durchmesser (Abb. 34), zahlreiche Stücke von Dampferschlacke und die Schale einer Napfschnecke (*Patella*). Hieraus ergibt sich, daß in diese heute rund 100 m vom Kliff landeinwärts gelegenen Dünen das Meer zur Zeit der Dampfschiffahrt eingebrochen ist. Der Bimsstein dürfte isländischer Herkunft sein. Nach Ausbrüchen, z. B. des Hekla 1947, war die angrenzende See mit breiten Bändern von Bimsstein bedeckt (NOE NYGAARD 1951). Bisweilen wurde solcher Bimsstein bis an unsere Küste verdriftet. 1965 fand sich am Fuße des Roten Kliffs gleichfalls ein einzelnes Stück dieses hellgrauen Gesteins. Ein Alter

läßt sich aus ihnen bislang nicht erkennen. Aber die Dampferschlacke bezeugt, daß jener Dünenzug zur Zeit lebhafter Dampfschiffahrt, also wohl zwischen 1880 und 1920 am Meere gelegen war und von diesem angegriffen wurde.

e. Der Kniepsand

Anlaß zur Entstehung des Kniepsandes ist — wie erwähnt — ein Haken. Dieser tritt uns im Süden als Uferwall, westlich von Norddorf als eine Serie von schwach bogenförmig auslaufenden Haken entgegen (F. KNOR 1963, S. 13). Der südliche Kniepsand erhält ständig neuen Sand zugeführt, da hier im Winkel zwischen zwei Gats (wie bei Hörnum) Sandbänke, vermutlich als Äquivalent des Riffs, auf die Küste zu wandern. F. KNOR, S. 11, berichtet für das Ostende des Kniepsandes über die Veränderungen sowohl der Außenkante = Strandwall wie des inselwärts wandernden und nach 30 Jahren ersetzten Hakens, genannt „Kapitän“.

Für den Abschnitt zwischen den beiden von F. KNOR näher untersuchten Gebieten, also zwischen der Odde und Wittdün, läßt sich nach den Erfahrungen der letzten sechs Jahre angeben:

- 1) Ein einzelner Pfahl der jüngsten ehemaligen, vom Leuchtturm kommenden Badebahn stand jahrelang in gleicher Weise auf halber Höhe des Strandhanges. Seit 1965 wurde er nicht mehr angetroffen. Nach dem Winter 1967 aber waren dort 3 Pfähle freigespült.
- 2) Das Westende der Pfahlreihe der älteren, von Wriakhörn ausgegangenen Badebahn ließ nach der Februar-Flut 1962 durch Freilegung weiterer Pfähle eine landeinwärts gerichtete Verlagerung des Ufers erkennen. Ebenso war es 1967. Diese Verluste durch Sturmfluten werden vom Meere und durch Flugsand ausgeglichen.
- 3) Auch die Fundamente der Badeeinrichtungen von Nebel und Süddorf bezeugten eine im großen gesehen stabile Lage des Ufersaums.

Brandung und quer zum Ufer laufende Winde rufen bisweilen Abtrag des Außenstrandes hervor. Ost- und Südost-Winde aber können Sand an jenen Uferabschnitt herantragen. Dieser fällt teils im seeseitigen Lee des Strandwalles, teils im Wasser nieder.

Der Kniepsand war also ursprünglich eine durch einen Haken abgeschnürte Bucht. Dieser Haken entstand in entgegengesetzter Richtung als die früher erwähnten, von dem Geestvorsprung beim Leuchtturm gegen Osten vorgeschütteten Haken. Der Kniep-Haken mag ursprünglich an deren Ostende angesetzt haben. Dieses Nahtgebiet ist aber heute durch die mit dem „Kapitän“ genannten Haken zusammenhängenden Brandungs- und Strömungserscheinungen zerstört. Die heute, wie erwähnt, von anwandernden Bänken herangeführten Sandmassen gehen teilweise nach Osten in Gat-Rinnen verloren, nach Nordwesten aber wurden sie anfangs in das Becken hinter dem Kniep-Haken und, als dieser aufgefüllt war, auf den Kniepsand geworfen. Diese Sandmassen erhöhen den Südteil und füllen den Nordteil auf, soweit wie sie dorthin gelangen. Ein weiterer Anteil erhöht die Kliffdünen. Der Formenschatz des Flugsandes (K. GRIPP 1963) kann sich stets nur bis zur nächsten Überflutung halten. Die Sandmassen werden dann umgelagert, erhöhen den Kniepsand und lassen die Reste des Kniephafens zunehmend versanden. Kräftige Sturmfluten aber tragen erheblich ab. Dieser Verlust wird früher oder später durch Zufuhr von Flugsand wieder ausgeglichen.

Ein neuer erdgeschichtlicher Abschnitt wird um A-Hörn entstehen, falls die dort draußen auf dem Strandwall entstandene *Triticum*-Insel sich auf die Dauer halten kann. Wie von K. GRIPP (1967b, S. 239) dargelegt, erzeugt ein solcher Wellenbrecher größerer Ausdehnung eine Senke, auf deren landseitigem Hang das austretende Grundwasser Salzwiesenwuchs ermöglicht. Von jener Vegetation wird Schlick gefangen, so daß allmählich eine von Wasserlöchern und Prielen unterbrochene, begrünte sandige Seemarsch entsteht. Beispiele finden wir in St. Peter-Böhl und Fanö-Nord.

C. Künftiges erdgeschichtliches Geschehen und Küstenschutz

a. Hörnum

Die Hörnum-Halbinsel entstand seinerzeit durch zwei Vorgänge. Zunächst verfrachteten die Meeresströmungen Sand in Verlängerung des Mittelsylter Diluvial-Kliffs nach Süden. Dadurch entstand ein untermeerischer Haken. Danach warfen die Westwinde Strandwälle und Dünen auf diesem Haken auf. Die Dünen wanderten gegen Osten auf die dortigen Wattablagerungen hinauf und verbreiterten dadurch den übermeerischen Teil des Hakens. Auf der Westseite ist der ursprüngliche Haken längst vom Meere abgetragen. Von jungem Wandersand überdeckter älterer Sand und Wattablagerungen bauen den heutigen Westabfall der Hörnum-Halbinsel auf. Dort schreitet der Landverlust ständig fort.

Da Bebauung, Straßen und Eisenbahn heute eine Überwanderung der Halbinsel durch Dünen nicht zulassen, wird Flugsand der Ostküste nicht mehr zugeführt, die Halbinsel auf natürliche Weise also nicht mehr verbreitert. Um so wichtiger ist es, dem Landverlust an der Westküste der Halbinsel Halt zu bieten.

Zum Küstenschutz angelegte Buhnen mannigfacher Bauart haben es bislang nicht vermocht, die Küste in einer gewünschten Lage festzuhalten.

Kürzlich wurde dargelegt (Die Küste Jg. 14, H. 2, S. 170), daß eine dauerhafte Festlegung der Inselküste nur erreicht werden kann, wenn diese zur Felsküste oder billiger zur Ausgleichsküste zwischen Aufhängeorten aus künstlichen Felsvorsprüngen umgestaltet würde. Diese Erkenntnis auf künftigen Küstenschutz angewandt, führt zu folgenden Überlegungen:

1. Die gesamten Vorgänge zwischen Strand und 12 m Tiefe müssen einheitlich gelenkt werden, d. h. es sind nicht wie bisher Buhnen, sondern lange Molen oder Dämme zu errichten, die mit ihrem Kopf bis zur 12 m Tiefenlinie reichen.
2. Der Erfolg dieser Dämme besteht darin, daß sie die Strömung und Sandverfrachtung in geschwungenem Verlauf zum Kopf des Dammes hinlenken.
3. Diese Wirkung wird am schnellsten erreicht, wenn nach Fertigstellung des Dammes baldmöglichst Sand in die Winkel zwischen Dam und Küste aufgespült wird.
4. Dieser Sand wird sich entsprechend einer Bogenküste verteilen; deren bogenförmiger Verlauf wird eine gleichmäßig Strömung vom Ufer fort zum Dammkopf hin bedingen.
5. Beiderseits eines solchen Dammes wird Sand für dauernd festgehalten werden, d. h. es entstehen dort neue Sandstrände. Entsprechendes kennen wir von Neufahrwasser, der Südmole Niendorf (Ostsee) und auch schon vom Puttgardener Fährhafen. Etwa fortgeschwemmter Sand dürfte bei geringerer Strömung und Brandung durch neu hinzugeführten ersetzt werden, soweit wie es sich um eine Küste mit Sandwanderung handelt. Dies ist vor der Hörnum-Halbinsel der Fall*). Am Kopf der Mole wird der dorthin verfrachtete Sand zwar abgebaut, aber ständig ergänzt, so daß hier größere Auskolkungen nicht zu erwarten sind. Die Konstruktion und besonders die Höhe des Dammes wird man besonders untersuchen und so gestalten müssen, daß keine wesentliche Überströmung stattfinden kann.

Dem Landverlust an der Westseite der Hörnum-Halbinsel steht der Anwachs nach Süden gegenüber. Der dort vom Winde zu Kliff-Dünen neu aufgehäufte Meeressand wird durch

*) Anm.: Die vorstehende Betrachtung gilt dem Bemühen, die Küste in ihrer heutigen Lage zu erhalten. Mit Hilfe langer, in die See hineingebauter Dämme müßte es möglich sein, die Küste örtlich wieder seawärts zu verlagern. Zweifelsohne werden die Kosten solcher Dämme sehr hoch sein, aber der besonders in der Inselmitte unablässig schwindende Strand wird, wenn man Westerland und seine benachbarten Strandbäder auf die Dauer überhaupt erhalten will, zu ungewöhnlichen und kostspieligen Maßnahmen zwingen.

Strömung und Wellen sowohl von Norden wie von Süden herangefrachtet. Eine weitere Verlängerung des Hörnum-Hakens gegen Süden wird jedoch durch das spitzwinklig zur Küste mündende Hörnum-Tief erschwert. Nur in dem Maße, wie sich dieses gegen Osten verlagert, kann Hörnum gegen Süden weiterwachsen.

Die Bilanz für die Hörnum-Halbinsel lautet also: Keine Verbreiterung mehr gegen Osten, dazu ständiger Verlust im Westen. Die Halbinsel wird also verschwinden, wenn ihre Westküste nicht „demnächst“ für dauernd festgelegt wird. Dies kann nur Erfolg haben, wenn die Schutzbauten sich dem natürlichen Geschehen so weit wie möglich einfügen. Auch hier sind Dämme quer über die Riffzone und dazwischen sandige Buchten, also eine girlandenartige Ausgleichsbogen-Küste zu erstreben.

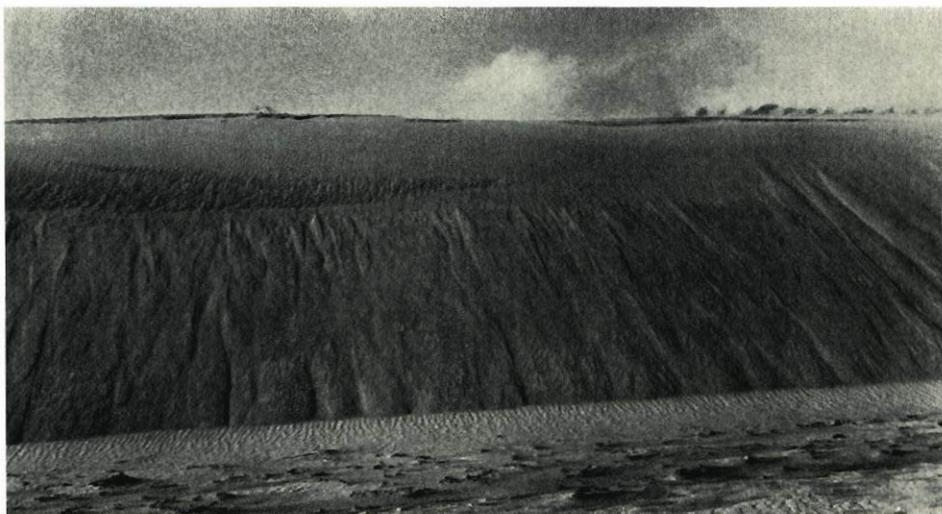


Abb. 35. Amrum-Odde 1. 4. 1961. Leehang an der Wattseite bei Sandtreiben. Oben Sandwächte, aus der Flugsand über Altsand in Zungen ständig abrutscht. Windrippeln am Fuß des Hanges bezeugen, daß der Wind schräg von links nach rechts über den Hang weht. Das nächste Hochwasser wird einen großen Teil des über die Odde verfrachteten Sandes für immer entführen

b. Amrum

Der Kern der Insel erscheint durch die Auffüllung des Kniephafens zum Kniepsand gesichert. Der erste, vielleicht noch vorübergehende Ansatz zu seiner Verlandung ist in den letzten Jahren durch das Entstehen des *Triticum*-Feldes westlich vom Quermarkenfeuer zu erkennen.

Im Süden, bei Wittdün, ist ein geringer Landverlust zu verzeichnen. Er ist nur dadurch von Belang, da Häuser unverantwortlich dicht an das Abrasions-Kliff aus Dünen sand heran errichtet wurden. Hier dürften Schutzmaßnahmen unschwer Erfolg haben, zumal Anschluß an eine bewährte Ufermauer zu erreichen ist.

Ungleich ungünstiger sind die Verhältnisse auf der Odde in Nord-Amrum. Dort sind nur noch Reste von Haken vorhanden. Deren Ergänzung nach Westen lehrt, daß hier seit langem Landverlust und dies in beträchtlichem Ausmaß eingetreten ist. Die Erfahrung der letzten Jahre ergab, daß dieser Vorgang leider fort dauert.

Die im Hörnum- und Vortrapp-Tief ein- und auslaufenden Wassermassen erfordern ein Bett bestimmter Breite. Da dieses Bett durch die Verlängerung des Hörnum-Hakens nach Süden von Nordwesten her eingeengt worden ist, dürfte der Angriff auf die Odde von Westen her unausbleiblich und schwer einzuschränken sein.

Was der Mensch hier tun könnte ist, den Vorgang zu verlangsamen, indem er dafür sorgt, daß Sand in möglichst großem Ausmaß erhalten bleibt. Es muß also verhindert werden, entweder daß Sand in das Wattenmeer gelangt oder daß der in das Wattenmeer verfrachtete Flugsand von Uferströmungen in das Hörnum-Tief zurückverfrachtet wird.

Das erstgenannte Vorhaben erfordert nicht nur routinemäßige Helmpflanzungen, sondern Fangzäune in größerer Zahl und am richtigen Ort. Der Versuch, Windrisse durch Helmpflanzung zu schließen, kann nur erfolglos bleiben. Der Zustand wie ihn Abbildung 35 vom

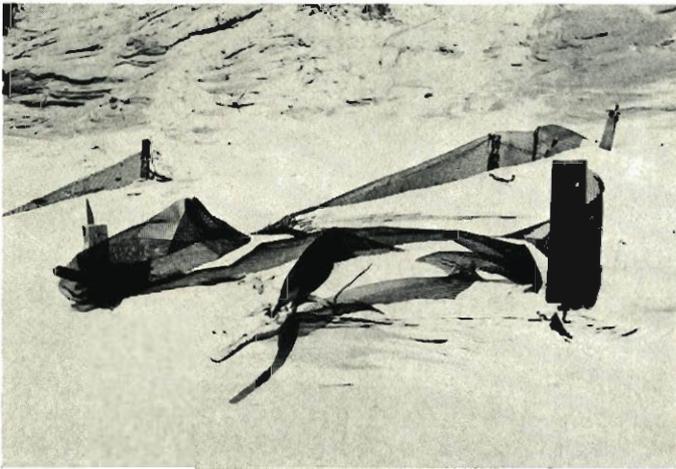


Abb. 36.
Amrum—Odde. 31. 3. 1967.
Kunststoffnetz als Sandfang
in ungepflegtem Zustand
und daher wirkungslos.
9 Monate später wurde der
gleiche Zustand angetroffen

April 1961 wiedergibt, sollte durch Fangzäune unmöglich gemacht werden. Diese müßten ständig gepflegt und wirksamer gesetzt werden, besonders zur Zeit der stärksten Sandwanderung während des Winters (Abb. 36).

Anders als auf Hörnum bestehen hier keine Bedenken, den Sand ganz über die Odde hinüber wandern zu lassen und so die Halbinsel zu verbreitern. Hier könnte man also dem Gedanken nachgehen, den Verlust im Westen durch Sandfang im Bereich des heutigen Watts auszugleichen. Ob Lahnungen oder ein Fangdamm das Richtige wären, mögen die Fachleute entscheiden. Die Odde schützt Föhr. Ihre Erhaltung durch Anwachs im Osten dürfte eine billige Lösung des Erforderlichen sein.

D. Zusammenfassung

1. Umfangreiche Strandsand-Dünen entstehen nur durch *Ammophila* (Helm) und nur an stabilen oder seewärts sich verlagernden Küsten.
2. Voraussetzung für solche Sandanreicherung ist, daß der Strand mehr Sand liefert als aus den anschließenden Dünen fortgeweht wird.
3. Läßt die Sandzufuhr in die *Ammophila*-Kliff-Dünen nach (Priel vor Küste, Strandverschmälerung, Verschlickung, neue Kliff-Düne vorgelagert, Kunstbauten), so schwindet *Ammophila* und die Sandmasse beginnt, früher oder später als Dünensand zu wandern.

4. Sandwanderung findet im krautbewachsenen Dünenbereich statt als Anti- und Hochdüne:
 - a) an vom Meere zurückgedrängten Dünenkliff-Küsten,
 - b) in vegetationsbedeckten Altdünen-Gebieten durch Aufreißen neuer Windrisse.
5. Wo gleichzeitig und benachbart mehrere Windrisse und Hochdünen entstehen, können sich die Hochdünen zu Riesenrippel-Dünen vereinigen.
6. Da sowohl das Gedeihen der Kliff-Dünen wie das Aufleben des Wanderns in von Pflanzen bedeckten Altdünen örtliche Erscheinungen sind, ist anzunehmen, daß es nicht Zeiten verstärkten Dünenwanderns infolge regionaler Ursachen gegeben hat, sondern daß ständig, bald hier bald dort, das Wandern eintrat. Mit anderen Worten: Die Dünen an der Nordseeküste sind stets gewandert, je nach Art der Düne und deren Pflanzendecke langsamer oder schneller und dies zunehmend, seitdem der Mensch den küstennahen Wald zerstörte.
7. Da sich die Nordsee vor Uferschutzbauten weiter eintieft, wird der Strand dort langsam schmaler und die Sandanlieferung zur Bildung von Dünen geringer.
8. Die Hörnum-Halbinsel wächst nicht mehr gegen Osten, hat aber an der Westküste große Verluste. Sie wird bei Fortdauer des heutigen Kräftespiels schließlich verschwinden.
9. Schutz kann für die Hörnum-Halbinsel nur erreicht werden, wenn der Küstenabfall bis 12 m Tiefe festgelegt wird. Es sollte daher erprobt werden, ob Molen oder Dämme Aufhängeorte für Küstenbögen ergeben, zwischen denen Buchten mit stabilem Sandhaushalt entstehen. Mit anderen Worten: Es sollte versucht werden, die bisherige geradlinige Abrasionsküste in eine stabile girlandenartige Schwingungsküste zwischen Felsvorsprüngen zu verwandeln. Es dürfte auf diesem Wege ein Küstenschutz zu erreichen sein, der dauerhaft und im Endergebnis billiger ist als der durch Buhnen versuchte.

E. Schriftenverzeichnis

- DEGN, CHR. und MUUS, U.: Topographischer Atlas von Schleswig-Holstein. Neumünster i. H. 1963.
- DEGN, CHR. und MUUS, U.: Luftbild-Atlas Schleswig-Holstein. Neumünster i. H. 1965.
- DEWERS, F.: Das Alluvium in: Das Känozoikum in Niedersachsen. Geologie und Lagerstätten Niedersachsens. 3. Teil Schr. Wirtschaftswiss. Ges. Niedersachsen, N. F. 3, Oldenburg 1941.
- VAN DIEREN, J.: Organogene Dünenbildung (Diss. Amsterdam). Den Haag 1934.
- DITTMER, E.: Erdgeschichte der nordfriesischen Inseln in: Kersten & La Baume s. unten. Neumünster 1958, S. 13—16.
- GRIPP, K.: Über Werden und Vergehen von Barchanen an der Nordseeküste Schleswig-Holsteins. Zeitschr. für Geomorphologie 5, 1, S. 24—36, 1961.
- GRIPP, K.: Wenn die Natur im Sande spielt... Hamburg 1963.
- GRIPP, K.: Erdgeschichte von Schleswig-Holstein. Neumünster i. H. 1964.
- GRIPP, K.: Ursachen und Verhinderung des Abbruchs der Insel Sylt. Die Küste 14, 2, S. 170—182, 1967a.
- GRIPP, K.: Flugsand, Dünen, Vorgeschichte. Fundamenta Bd. 2, Teil 2 (Rust-Festschrift), S. 228—243, 1967b.
- GRIPP, K., SIMON, W. G., BECKER, W.: Untersuchungen über den Aufbau und die Entstehung der Insel Sylt. Die Westküste II, 2/3, 1940.
- HEYKENA, A.: Vegetationstypen der Küstendünen an der östlichen und südlichen Nordsee. Mitt. Arbeitsgem. für Floristik in Schles.-Holst. und Hamburg 13, 1965, S. 1—135.
- HUNDT, C.: Die Abbruchursachen an der Nordwestküste des Ellenbogens auf Sylt. Die Küste 4, 2, S. 3—38, 1957.
- JESSEN, O.: Morphologische Beobachtungen an den Dünen von Amrum, Sylt und Röm. Landeskundl. Forschungen. H. 21. München 1914.
- JESSEN, W.: Die postdiluviale Entwicklung Amrums und seine subfossilen und rezenten Muschelpflaster — unter Berücksichtigung der gleichen Vorgänge auf den Inseln Sylt und Föhr. Jahrb. Preuss. Geol. Landesanstalt Bd. 53, S. 1—69, 1932.

- KERSTEN, K.: Die Vorzeit der Insel Amrum in: Amrum. Geschichte und Gestalt einer Insel. Hansen, M. und Hansen, N., Itzehoe 1964.
- KERSTEN, K. & LA BAUME: Archäolog. Landesaufn. von Schlesw.-Holst., Bd. 4: Vorgeschichte der nordfriesischen Inseln. Neumünster i. H. 1958.
- KNOP, FR.: Küsten- und Wattveränderungen Nordfrieslands. Methoden und Ergebnisse ihrer Überwachung. Die Küste 11, S. 1—33, 1963.
- KUHLMANN, H.: Microenvironments in a Danish Area Raabjerg Mile. Medd. Dansk. Geol. Forening 14, S. 253—258, 1960.
- NOE-NYGAARD, A.: Subfossil Hekla pumice from Danmark. Medd. Dansk. Geol. Forening 12, S. 35, 1951.
- PRANGE, W.: Das Holozän und seine Datierung in den Marschen des Arlau-Gebietes. Meyniana 13, S. 47—76, 1963.
- SIMON, W. G.: Der voralluviale Untergrund des nordfriesischen Wattenmeeres. Kieler Meeresforschungen V, S. 146—168, 1941.
- VOIGT, H.: Die Insel Amrum: Landschaft und Entwicklung in: Amrum. Geschichte und Gestalt einer Insel. Hansen, M. und Hansen, N., Itzehoe 1964.
- WIERMANN, R.: Botanisch-moorkundliche Untersuchungen in Nord-Friesland. Meyniana 12, S. 97—146, 1962.
- Weiteres Schrifttum über Pflanzenwuchs und Dünen:
- STRAKA, H.: Über die Veränderungen der Vegetation im nördlichen Teil der Insel Sylt in den letzten Jahrzehnten. Schr. Naturw. Ver. Schlesw.-Holst. 34, S. 39—41, 1963.

