Bundesministerium für Forschung und Technologie

Forschungsbericht M 82-001

- Meeresforschung -

Über den Seegang in einem Ästuar

von

V. Barthel



Wasser- und Schiffahrtsamt Bremerhaven Bremerhaven

August 1982

Lit

Dieses Heft enthält einen Arbeitsbericht über ein vom Bundesministerium für Forschung und Technologie gefördertes Vorhaben.

Verantwortlich für den Inhalt dieses Berichtes sind die Autoren.

Das Bundesministerium für Forschung und Technologie übernimmt keine Gewähr insbesondere für die Richtigkeit, die Genauigkeit und Vollständigkeit der Angaben sowie der Beachtung privater Rechte Dritter.

Vertrieb:



Energie Physik Mathematik GmbH **Karlsruhe** 

7514 Eggenstein-Leopoldshafen 2 Telefon 07247/824600/01 Telex 7 826487 fize d

Als Manuskript gedruckt.

Preis: DM 46,00 + MwSt.

Printed in the Federal Republic of Germany

Druck: Repro-Dienst GmbH, Rempartstr. 11, 7800 Freiburg i. Br.

ISSN 0340-8868

Bundesministerium für Forschung und Technologie

Forschungsbericht M 82-001 Meeresforschung

Über den Seegang in einem Ästuar

von

Dr.-Ing. Volker Barthel

Wasser- und Schiffahrtsamt Bremerhaven Bremerhaven

Forschungsleiter Küste:

027163 Lit.

Projektleiter:

Dr.-Ing. Rohde

Dr.-Ing. Barthel

August 1982



### Berichtsblatt

1. Berichtsnummer 2. Berichtsart	3.		
4. Titel des Berichts			
Uber den Seegang in einem Astuar	4		
5. Autor(en) (Name, Vorname(n))	6. Abschlußdatum Sontombor 1981		
Barthel, Volker	7. Veröffentlichungsdatum		
8. Durchführende Institution (Name, Adresse)	9. Ber. Nr. Auftragnehmer		
Bremerhaven	10. Förderungskennzeichen		
Am Alten Vorhafen 1	MF 0205		
	11. Seitenzahl		
2850 Bremernaven-Mitte	295		
	13. Literaturangaben		
9 Protocola Institution Object Advers	97		
2. Pordernue institution (Name, Adresse)	14. Tabellen		
Bundesministerium für Forschung und Technologie (BMFT)	52		
Postfach 200706	15. Abbildungen		
5300 Bonn 2	02		
	92		
erforscht; sie entziehen sich in der Regel theor meln. Zur Untersuchung der Wirkung des Seegangs grundlagen einerseits und auf die Morphologie an Einflusses langperiodischen Seegangs auf die Bew an mehreren Stellen des äußeren Weser-Astuars de Bojen und Wellenmeßpegeln gemessen. Die Daten we Werten und mit Hilfe der Spektralanalyse ausgewe der Wellenhöhen und -perioden von Wind und Wasse mit langperiodischem Seegang und maximalen Welle rechnen. Nach der Spektralanalyse sind die Energ luste im Riffbereich kleiner als erwartet. Die h umformung erfolgt vor dem trockenfallenden Plate	etischen Berechnungsfor- auf Seebauwerke (Bemessung dererseits sowie des egung großer Schiffe wird r Seegang mit wave-rider- rden nach kennzeichnenden rtet. Die Abhängigkeit rtiefe wird ermittelt; nhöhen bis zu 15 m ist zu ie- und damit Höhenver- auptsächliche Energie- nbereich. Nur etwa 20 %		
9.Schlagworter Seegang, Weser-Ästuar, Wellentheorien, Seegangsm statistische und spektrale Auswertung	essungen,		
21.	22. Preis FIM 46 ON + Mulet		

### **Document Control Sheet**

Report Title					
On wave motion in an estuary					
	1				
Author(s) ( Family Name, First Name(s))	6. Report Date September 1981				
Barthel, Volker	7. Publication Date				
Performing Organization (Name, Address)	9. Originator's Report No,				
Wasser- und Schiffahrtsamt					
Bremerhaven	10. BMFT-Reference No.				
Am Alten Vorhafen 1	MF 0205 11. No. of Pages 295				
2850 Bromorhavon-Mitto					
	13. No. of References				
Sponsoring Agenus (Name Address)	97				
Sponsoring Agency (value, Address)	14. No. of Tables				
Bundesministerium für Forschung und Technologie (BMFT)	52				
Postfach 200706	15. No. of Figures				
5300 Bopp 2	00				
	92				
Supplementary Notes					
Abstract Wave climate in estuaries with a strongly changin	ng topopraphy is up to now				
Abstract Wave climate in estuaries with a strongly changin scarcely investigated. As a rule theoretical comp cable. For investigations of wave effects on coas (design elements), on morphology and on the verti ships by long-period waves measurements were impl of the outer Weser-estuary by means of wave- ride Data were analyzed for significant wave parameter lysis. The results show the dependence of wave he velocity and direction as well as on water depth. maximum wave heights up to 15 m can occur. The sp that the loss of energy resp. heights in the reef could be expected and that the main transformatio detected in front of the wadden sea. Only about 2 coming energy reach the interior estuary.	ng topopraphy is up to now butations are not appli- tal engineering works cal movements of large emented at several places in buoys and wave-gages. is and by spectral ana- eight and period on wind Long-period waves and bectral analysis shows, iregion is smaller than on of energy could be 10 per cent of the in				
Abstract Wave climate in estuaries with a strongly changin scarcely investigated. As a rule theoretical comp cable. For investigations of wave effects on coas (design elements), on morphology and on the verti ships by long-period waves measurements were impl of the outer Weser-estuary by means of wave- ride Data were analyzed for significant wave parameter lysis. The results show the dependence of wave he velocity and direction as well as on water depth. maximum wave heights up to 15 m can occur. The sp that the loss of energy resp. heights in the reef could be expected and that the main transformatio detected in front of the wadden sea. Only about 2 coming energy reach the interior estuary.	ng topopraphy is up to now butations are not appli- tal engineering works cal movements of large emented at several places ir buoys and wave-gages. is and by spectral ana- tight and period on wind Long-period waves and bectral analysis shows, iregion is smaller than on of energy could be 0 per cent of the in				
Abstract Wave climate in estuaries with a strongly changin scarcely investigated. As a rule theoretical comp cable. For investigations of wave effects on coas (design elements), on morphology and on the verti ships by long-period waves measurements were impl of the outer Weser-estuary by means of wave- ride Data were analyzed for significant wave parameter lysis. The results show the dependence of wave he velocity and direction as well as on water depth. maximum wave heights up to 15 m can occur. The sp that the loss of energy resp. heights in the reef could be expected and that the main transformatio detected in front of the wadden sea. Only about 2 coming energy reach the interior estuary.	ng topopraphy is up to now butations are not appli- tal engineering works cal movements of large emented at several places or buoys and wave-gages. The several ana- sight and period on wind Long-period waves and bectral analysis shows, Tregion is smaller than on of energy could be 20 per cent of the in				
Abstract Wave climate in estuaries with a strongly changin scarcely investigated. As a rule theoretical comp cable. For investigations of wave effects on coas (design elements), on morphology and on the verti ships by long-period waves measurements were impl of the outer Weser-estuary by means of wave- ride Data were analyzed for significant wave parameter lysis. The results show the dependence of wave he velocity and direction as well as on water depth. maximum wave heights up to 15 m can occur. The sp that the loss of energy resp. heights in the reef could be expected and that the main transformatio detected in front of the wadden sea. Only about 2 coming energy reach the interior estuary.	ng topopraphy is up to now butations are not appli- tal engineering works cal movements of large emented at several places or buoys and wave-gages. The several ana- sight and period on wind Long-period waves and bectral analysis shows, fregion is smaller than on of energy could be 20 per cent of the in				
Abstract Wave climate in estuaries with a strongly changin scarcely investigated. As a rule theoretical comp cable. For investigations of wave effects on coas (design elements), on morphology and on the verti ships by long-period waves measurements were impl of the outer Weser-estuary by means of wave- ride Data were analyzed for significant wave parameter lysis. The results show the dependence of wave he velocity and direction as well as on water depth. maximum wave heights up to 15 m can occur. The sp that the loss of energy resp. heights in the reef could be expected and that the main transformatio detected in front of the wadden sea. Only about 2 coming energy reach the interior estuary.	ng topopraphy is up to now butations are not appli- tal engineering works cal movements of large emented at several places or buoys and wave-gages. The buoys and wave-gages or buoys and wave-gages. The buoys and waves and bectral and period on wind Long-period waves and bectral analysis shows, The region is smaller than on of energy could be to per cent of the in				
Abstract Wave climate in estuaries with a strongly changin scarcely investigated. As a rule theoretical comp cable. For investigations of wave effects on coas (design elements), on morphology and on the verti ships by long-period waves measurements were impl of the outer Weser-estuary by means of wave- ride Data were analyzed for significant wave parameter lysis. The results show the dependence of wave he velocity and direction as well as on water depth. maximum wave heights up to 15 m can occur. The sp that the loss of energy resp. heights in the reef could be expected and that the main transformatio detected in front of the wadden sea. Only about 2 coming energy reach the interior estuary.	ng topopraphy is up to now butations are not appli- tal engineering works cal movements of large emented at several places or buoys and wave-gages. s and by spectral ana- eight and period on wind Long-period waves and bectral analysis shows, region is smaller than on of energy could be 0 per cent of the in				
Abstract Wave climate in estuaries with a strongly changin scarcely investigated. As a rule theoretical comp cable. For investigations of wave effects on coas (design elements), on morphology and on the verti ships by long-period waves measurements were impl of the outer Weser-estuary by means of wave- ride Data were analyzed for significant wave parameter lysis. The results show the dependence of wave he velocity and direction as well as on water depth. maximum wave heights up to 15 m can occur. The sp that the loss of energy resp. heights in the reef could be expected and that the main transformatio detected in front of the wadden sea. Only about 2 coming energy reach the interior estuary.	ng topopraphy is up to now butations are not appli- tal engineering works cal movements of large emented at several places or buoys and wave-gages. The several ana- tight and period on wind Long-period waves and bectral analysis shows, Tregion is smaller than on of energy could be 10 per cent of the in				
Abstract Wave climate in estuaries with a strongly changir scarcely investigated. As a rule theoretical comp cable. For investigations of wave effects on coas (design elements), on morphology and on the verti ships by long-period waves measurements were impl of the outer Weser-estuary by means of wave- ride Data were analyzed for significant wave parameter lysis. The results show the dependence of wave he velocity and direction as well as on water depth. maximum wave heights up to 15 m can occur. The sp that the loss of energy resp. heights in the reef could be expected and that the main transformatio detected in front of the wadden sea. Only about 2 coming energy reach the interior estuary.	ng topopraphy is up to now outations are not appli- tal engineering works cal movements of large emented at several places or buoys and wave-gages. The several ana- eight and period on wind Long-period waves and bectral analysis shows, fregion is smaller than on of energy could be 0 per cent of the in				



INHALT

Zusammenstellung der Abbildungen Häufig verwendete Symbole

- 1. Einführung und Problemstellung
- 2. Theoretische Grundlagen und bisherige Untersuchungen
  - 2.1 Bestehende Wellentheorien
    - 2.1.1 Gerstner'sche Theorie
    - 2.1.2 Theorie I. Ordnung (AIRY-LAPLACE)
    - 2.1.3 Stokes'sche Theorie 2. Ordnung
    - 2.1.4 Stokes'sche Theorie 3. Ordnung
    - 2.1.5 Einzelwellen
    - 2.1.6 Cnoidale Wellen
  - 2.2 Definition des Seegangs
    - 2.2.1 Kennzeichnende Werte
    - 2.2.2 Spektralanalyse
  - 2.3 Zusammenhang zwischen Seegang und Wind
  - 2.4 Zusammenhang zwischen Seegang und Wassertiefe
  - 2.5 Wellenverformung im Flachwasserbereich
    - 2.5.1 Shoaling-Effekt
    - 2.5.2 Refraktion
    - 2.5.3 Diffraktion
    - 2.5.4 Bodenreibung und Perkolation
    - 2.5.5 Brechende Wellen
    - 2.5.6 Beeinflussung durch Strömungen
  - 2.6 Statistische Verhältnisse im Seegang
    - 2.6.1 Höhenverteilungen
    - 2.6.2 Periodenverteilungen
    - 2.6.3 Perioden- und Höhenverteilungen
- 3. Seegangsmessungen im Weserästuar
  - 3.1 Erläuterung des Meßprogramms
  - 3.2 Problematik von Seegangsmessungen in einem Ästuar
    - 3.2.1 Stationsauswahl und Meßverfahren
    - 3.2.2 Windmessung
    - 3.2.3 Betreuung der Meßsysteme und Ausfälle

3.3 Auswerteverfahren und ihre Gültigkeit

4. Seegang in einem Ästuar nach kennzeichnenden Größen

4.1 Windeinfluß

- 4.2 Wassertiefeneinfluß
- 4.3 Abhängigkeit von der Tideströmung
- 4.4 Statistische Verhältnisse im Ästuarseegang
  - 4.4.1 Veränderung der Seegangsparameter beim Einlaufen in das Ästuar
  - 4.4.2 Höhenverteilungen
  - 4.4.3 Periodenverteilungen
- 4.5 Maximale Meßwerte
- 5. Energiebetrachtungen beim Ästuarseegang
  - 5.1 Berechnung der Spektren mit der Fast-Fourier-Transformation
  - 5.2 Spektren in einem Ästuar

5.2.1	Meßreihe	vom	27.	4.	79	-	1900	Uhr
5.2.2	Meßreihe	vom	30.	4.	79	-	7 <sup>00</sup>	Uhr
5.2.3	Meßreihe	vom	30.	4.	79	-	10 <sup>00</sup>	Uhr
5.2.4	Meßreihe	vom	30.	4.	79	-	1900	Uhr

- 5.3 Gesamtenergie und kennzeichnende Werte im Spektrum
  - 5.3.1 Signifikante Wellenhöhe H<sub>1/3</sub>
  - 5.3.2 Kennzeichnende Periode und Peak-Periode
- 5.4 Energieverluste beim Einlaufen des Seegangs in das Ästuar
  - 5.4.1 Abnahme der kennzeichnenden Höhe und Gesamtenergie
  - 5.4.2 Energietransformation
  - 5.4.3 Greifbare Energie ein Beispiel
- 5.5 Parametrisierung von Spektren des Ästuarseegangs
  - 5.5.1 Versuche mit dem einfachen JONSWAP-Spektrum
  - 5.5.2 Erhöhung der Anzahl der Parameter
- 6. Zusammenfassung
- 7. Schrifttum

Zusammenstellung der Abbildungen im Text

- 2.1 Bahnbewegung eines Wasserteilchens
- 2.2 Orbitalbahnen nach AIRY-LAPLACE
- 2.3 Parameter & und kl der Stokes'schen Theorie
- 2.4 Einzelwelle
- 2.5 Parameter M und N der Einzelwellentheorie
- 2.6 Übersicht über bekannte Wellentheorien (nach REID)
- 2.7 Systemskizze JONSWAP-Spektrum
- 2.8 Tabelle Beaufort m/s Knoten mph (am System)
- 2.9 Wellenhöhe, -periode und -geschwindigkeit
- 2.10 Signifikante Wellengrößen als Funktion von U, F und t
- 2.11  $H_{1/3} = f$  (U,F,d) nach BRETSCHNEIDER
- 2.12 Wellenhöhen in Abhängigkeit von Wind und Fetch für verschiedene Wassertiefen (CERC)
- 2.13  $T_{H1/3} = f(d)$  für verschiedene Windgeschwindigkeiten
- 2.14 Brechertypen nach BATTJES
- 3.1 Lageplan der Stationen in der Außenweser
- 3.2 Wellenmeßstation (Pfahlstation)
- 3.3 Registriergerät mit Wellenschrieb
- 3.4 Systemskizze der waverider-Messung
- 3.5 Photo der Empfangsanlage
- 3.6 Windregistrierung
- 3.7 Unterschied zero-up-crossing / crest-to-trough Verfahren
- 3.8 Kriterium des max. Wellenhöhenquadrats
- 3.9 Ausgangsgeraden für die prozentualen Abweichungen der z-u-c-Höhen von den c-t-t-Höhen
- 3.10 Korrelationen der % Abweichungen beider
- 3.11 Methoden an 3 Stationen (im Anhang) 3.12
- 3.13 Vergleich H<sub>1/3</sub> H<sub>s</sub> und T<sub>H1/3</sub> T<sub>fo</sub> (nach WILSON u. BAIRD)
- 4.1 Lageplan mit Windsektoren
- 4.2 Abhängigkeit der Höhen und Perioden von der - Windgeschwindigkeit an den Stationen
- 4.7 ST, RSW, RSO, TPW und TPO

	0
4 0	$\mathbb{U}$
4.8	Tabelle der Abnangigkeiten $H = I \left(\frac{g}{g}\right)$ und
	$T_{g} = f(0)$ (im Anhang)
4.9)	Obere Grenze der maximalen kennzeichnenden
4.10)	Wellenhöhen H <sub>1/3</sub> für 5 Stationen
4.11	Änderung des Verhältnisses H <sub>1/3</sub> / d
4.12	Vergleich mit den Beziehungen nach BRETSCHNEIDER (Höhen)
4.13	Vergleich mit den Beziehungen nach BRETSCHNEIDER (Perioden)
4.14	Strömungsgeschwindigkeiten in der Außenweser
4.15	Station RSW - Messung vom 24./25.10.78
4.16	Station TPW - Messung vom 27./30. 4.79
4.17	Zusammenhang zwischen mittlerer Wellenperiode und -höhe
4.18	Wellenhöhen und -perioden im inneren und äußere Ästuar
4.19	Abhängigkeit des Steilheitsmaßes s von der mittleren Wellenhöhe H
4.20	Steilheitsfaktoren bei TPW bei verschiedenen Windrichtungen
4.21	Veränderung der Wellenperioden T <sub>H1/3</sub> und des
	Steilheitsmaßes $s = \frac{\pi}{a \cdot \tau} 2$
4.22	Beispiel einer Höhenverteilung bei TPW
4.23	Tabelle: Wahrscheinlichkeit verschiedener Höhenverteilungen
4.24	Höhenverteilung ST (WNW-Wind)
4.25	Höhenverteilung RSO (NNO-O-Wind)
4.26	Höhenverteilung RSW (NNO-O-Wind)
4.27	Tabelle der -Werte
4.28	Beziehungen $H_{1/3} = f(\overline{H}); H_{max} = f(\overline{H})$ und
4.29	$H_{max} = f (H_{1/2})$
4.30	für 3 Meßreihen an 4 Stationen
4.31	Tabelle: Wahrscheinlichkeit verschiedener Periodenverteilungen
4.32	$T_{H1/3} = f(\overline{T})$ für 3 Meßreihen an 4 Stationen
4.338	a Verhältnis kennzeichnender Höhen und Perioden im Küstenbereich der Jade-Weser-Elbe-Mündung
4.331	o Maximale Meßwerte im Bereich der Jade-Weser- Elbe-Mündung

5.1 Tabelle der Rechenoperationen FFT 5.2 Ungeglättetes und Hamming-geglättetes Energiespektrum 5.3 Ganglinien der Messung vom 27./30. 4. 79 5.4 Spektren Nr. 13 - 16 5.5 Spektren Nr. 41 - 44 5.6 Spektren Nr. 69 - 72 Abhängigkeit der Gesamtenergie von der Wind-5.7 stärke (ST - NNO-Wind) Stationen ST, RSW, RSO, TPW 5.8 E = f (U)Wind WNW 5.9 E = f(U) Wind NO  $H_{s} = f (H_{1/3})$ 5.10 (lineare Korrelation) Pos. ST  $H_{g} = f (H_{1/3})$ 5.11 (quadr. Korrelation) Pos. ST Ganglinien der Messung 10./11.12.1979 5.12 5.13 Ganglinien der Messung 14./18.12.1979 Obere Grenzen der Abhängigkeit  $H_{1/3} = f (H_{1/3})$ 5.14 ST-RSW und ST-RSO ▲ H<sub>1/3</sub> 5.15 RSO-TPW △ H<sub>1/3</sub> 5.16 ST-TPW △ H<sub>1/3</sub> 5.17 ST-TPW 5.18 ▲H<sub>1/3</sub> / d ST-TPW 5.19 Mittlere Prozentuale Dämpfung der Wellenhöhen H<sub>1/3</sub> und H<sub>max</sub> 5.20 Prozentuale Abnahme der Wellenenergie NW-Wind 5.21 Prozentuale Abnahme der Wellenenergie SW-NO-Wind Energieanteile der einzelnen Frequenzbereiche 5.22 5.23 Energieanteile der einzelnen Frequenzbereiche 5.24 Energieanteile der einzelnen Frequenzbereiche 5.25 Vergleiche Hamming-geglättetes-Spektrum -JONSWAP-Spektrum 5.26 Vergleiche Hamming-geglättetes-Spektrum -JONSWAP-Spektrum 5.27 Vergleiche Hamming-geglättetes-Spektrum -JONSWAP-Spektrum Sechsparametriges Spektrum nach OCHI UND HUBBLE 5.28 5.293 Beispiele 10-parametriger Spektren 5.30 8-parametriges Spektrum 5.31 8-parametriges Spektrum 5.32 8-parametriges Spektrum 5.33 Tabelle der Energieanteile (Meßreihe vom

27./30.4.79)

ANHANG:

Tabellen der Korrelationsergebnisse H - U und T - U sowie H - d und T - d Höhen und Periodenverteilungen an allen Stationen Verhältnis  $H_{1/3} - H_{max}; \overline{H} - H_{1/3}; \overline{H} - H_{max}$  und  $\overline{H} - H_{1/10}$  bei TPO Verhältnisse  $H_s - H_{1/3}; \overline{T} - T_{fo}; \overline{T} - T_{H1/3}$ an allen Stationen bei verschiedenen Windrichtungen Höhenvergleiche  $\Delta H_{1/3} - H_{1/3}$  Meßreihe vom 10./18.12.79 8-Parameter-Spektren (4 Beispiele) Tabellarische Übersicht der Energieanteile; Meßreihe 27./30.4.79

# Häufig verwendete Symbole

Ъ	$= \frac{H_{1/3}}{H_{s}}$ Beurteilungsfaktor für die Spektrumsform			
с	Wellenfortschrittsgeschwindigkeit			
cg	Wellengruppengeschwindigkeit			
d	= Wassertiefe			
E	= Gesamtenergie einer Spektralfunktion			
$^{\rm E}$ (f)	= Spektralfunktion			
$\mathbf{E}_{\mathbf{f}}$	= Energiedichte des Spektrums			
F	= Streichlänge (Fetch)			
ſ	= Frequenz = $\frac{1}{T}$			
fo	= Frequenz der max. Energiedichte			
H	= Wellenhöhe (allgemein)			
Ħ	= mittlere Wellenhöhe			
<sup>H</sup> 1/3	= mittlere Höhe der 33 % höchsten Wellen			
<sup>H</sup> 1/10	= mittlere Höhe der 10 % höchsten Wellen			
H <sub>max</sub>	= höchste gemessene Einzelwelle			
H <sub>s</sub>	= signifikante Wellenhöhe (aus dem Spektrum ermittelt)			
Index o	= Tiefwasserbedingungen (z.b. H <sub>o</sub> , L <sub>o</sub> , c <sub>o</sub> )			
<sup>m</sup> o	= Energieinhalt des Spektrums = $\int E(\mathbf{f}) d f$			
MThw	= mittleres Tidehochwasser			
MTnw	= mittleres Tideniedrigwasser			
MTmw	= Tidemittelwasser			
n	= Anzahl der Einzelwellen einer Registrierung			
P	= Eintrittswahrscheinlichkeit			
S	= Wellensteilheit = $\frac{H}{3\overline{1}^2}$			
Т	= Wellenperiode (allgemein)			
T	= mittlere Wellenperiode			
<sup>T</sup> 1/3	= Mittel der 33 % längsten Perioden			
<sup>T</sup> 1/10	= Mittel der 10 % längsten Perioden			
<sup>T</sup> H1/3	= Mittel der zu den 33 % höchsten Wellen gehörigen Perioden			

<sup>Т</sup> н1/10	п	Mittel der zu den 10 % höchsten Wellen gehörigen Perioden
$^{\mathrm{T}}$ fo	11	Peak-Periode im Spektrum = $\frac{1}{fo}$
t	=	Zeit
U	H	Windgeschwindigkeit
v	22	Strömungsgeschwindigkeit
x	=	Wellenbewegung in x-Richtung
У	=	Wellenbewegung in y-Richtung
r	=	Spez. Gewicht
KR	1	Reflexionskoeffizient
KT	11	Transmissionskoeffizient
8	53	Dichte
n	n	normierte Wellenhöhe $\frac{H}{H}$
τ	8	normierte Wellenperiode $\frac{T}{T}$
ω	u	Phasenwinkel

4

Vorwort

Die vorliegende Arbeit befaßt sich mit den Seegangsverhältnissen in dem morphologisch unruhigen, stark gegliederten Ästuar der Außenweser. Zwar gestatten eine Reihe von Vorhersageverfahren die Berechnung des Seegangs für eine Vielzahl von Anwendungsfällen, besonders für küstennahe Gebiete hat sich jedoch in den letzten Jahren wiederholt der Wert und die Notwendigkeit von umfassenden Naturmessungen gezeigt.

Ich danke der Wasser- und Schiffahrtsdirektion Nordwest in Aurich für die Möglichkeit, die Naturmessungen im Rahmen der gewässerkundlichen Untersuchungen in der Außenweser durchzuführen. Entscheidend gefördert wurden die Untersuchungen dankenswerterweise vom Bundesminister für Forschung und Technologie im Rahmen der Projekte des Kuratoriums für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI).

Besonders danke ich Herrn Prof. Dr.-Ing. Führböter für das Interesse, das er meiner Arbeit von Anfang an entgegenbrachte, für zahlreiche Hinweise und Anregungen und für die Übernahme des Referats sowie Herrn Prof. Dr.-Ing. Garbrecht als Mitberichterstatter. Mein Freund und Kollege, Herr Priv .- Doz. Dr.-Ing. Siefert hat mir in vielen langen Gesprächen wertvolle Anregungen aus seiner eigenen Praxis gegeben. Ich bin ihm sehr dankbar für seine ständige Bereitschaft, über Seegangsfragen und andere Probleme des Küsteningenieurwesens zu diskutieren, und weiß mich mit ihm einig, daß auf dem Gebiet der Seegangsforschung die Aussagekraft von Naturmessungen besonders groß und wichtig

ist und diese nur selten durch pauschale Berechnungen ersetzt werden können.

Meine Mitarbeiter im Wasser- und Schifffahrtsamt Bremerhaven haben durch ihren Einsatz bei der Durchführung der Messungen und Untersuchungen zum Erfolg dieser Arbeit beigetragen. Ihnen und Herrn Dipl.-Math. Feldmann, VFW-Fokker, der meinen Wünschen und Anregungen bei der EDV-Auswertung stets entgegengekommen ist, gilt ebenfalls mein Dank.

Während der Untersuchungen und besonders im Stadium der Auswertung und Fertigstellung des Abschlußberichts konnte ich mich meiner Familie nur selten widmen. Für das Verständnis und die Rücksichtnahme danke ich besonders und widme diese Arbeit meiner Frau und meinen Kindern.

D.V.

Über den Seegang in einem Ästuar

von

Volker Barthel

### 1. Einführung und Problemstellung

Die Seegangsforschung hat in den letzten drei Jahrzehnten in zunehmendem Maß an Bedeutung gewonnen. Ursächlich dafür ist die wirtschaftliche und industrielle Entwicklung des Küstenraumes und Küstenvorfeldes und die wachsende Bedeutung dieser Region für die Gewinnung von Bodenschätzen und den Bau von Energiegewinnungsanlagen. Die Stabilität jeglicher Seebauwerke und der Küstenschutzanlagen (Deiche, Wellenbrecher etc.) ist in hohem Maße abhängig von der statischen und dynamischen Belastung durch Wellendruck und Wellenfolgen. Aber auch die Lagestabilität der z. T. unter Wasser liegenden, z. T. im Verlauf der Tide freifallenden Riffe und Platen und damit auch die Stabilität der Schiffahrtsrinnen dazwischen wird neben der Beanspruchung durch Tideströmungen merkbar beeinflußt durch das Seegangsgeschehen. Die seegangserzeugten Orbitalströmungen bewirken eine Sedimentbewegung, die - abhängig von den Windverhältnissen - die durch Tideströmungen verursachten Verlagerungen verstärkt.

Im Bereich der deutschen Nordseeküste gab es eine

Reihe von Seegangsuntersuchungen, die sich mit den Verhältnissen an sandigen Inselstränden im tieferen Wasser und im Wattengebiet befaßten (BÜSCHING (1978), DETTE (1974), FÜHRBÖTER (1974), HASSELMANN ET AL. (1973), SIEFERT (1974)).

Es gibt jedoch auch in der ausländischen Literatur kaum Angaben über Untersuchungen in Ästuarien mit einer stark wechselnden Morphologie, einer Folge von Rinnen, Riffen und Platen, die eine Vorhersage nach den bekannten Verfahren sehr schwierig gestalten, wenn nicht unmöglich machen. "Bei unregelmäßiger Topografie des Meeresgrundes, z. B. bei einer Reihe von Bänken, und in Buchten oder trichterförmigen Küsteneinschnitten stehen einer Bestimmung der Wellen bei verschiedenen meteorologischen Gegebenheiten ohne Spezialmessungen am Ort größte Schwierigkeiten entgegen" (WALDEN und SCHÄFER (1969)).

Außerdem hat es sich gezeigt, daß in den letzten Jahren merkbare Veränderungen in den meteorologischen Verhältnissen an der deutschen Küste eingetreten sind und eine generelle Änderung der Tideverhältnisse nicht auszuschließen ist (SIEFERT (1978)). Auswirkungen auch auf die Seegangsverhältnisse in diesem Gebiet sind dann wahrscheinlich.

Auch im Laboratorium ist die Untersuchung von Seegang unter Heranziehung der theoretischen Ansätze möglich. Die Entwicklung ist hier soweit vorangeschritten, daß selbst die Simulierung von Spektren mit Hilfe komplizierter, rechnergesteuerter Wellengeneratoren durchgeführt werden kann. Die in diesen Modellen nachempfundenen Bedingungen, insbesondere auf den Untergrund bezogen, können jedoch nicht die wahren Verhältnisse reproduzieren. So ist es sinnvoll, daß in zunehmendem Maße Naturuntersuchungen herangezogen werden, um zu einem vertieften Verständnis der Küstengestaltung durch den Wellenangriff zu kommen (FÜHRBÖTER (1979)).

Die vorliegende Arbeit befaßt sich mit den Seegangsverhältnissen im Weserästuar. Die Schwierigkeiten von Naturmessungen, insbesondere auf dem Gebiet des Seegangs, sind allgemein bekannt. Die Vielzahl der Einflußfaktoren in einem morphologisch stark gegliederten Gebiet erzeugt jedoch ein derartig komplexes Seegangsklima, daß eine erschöpfende Beschreibung der Verhältnisse mit Hilfe weniger Naturmessungen kaum möglich ist.

Die gewonnenen Erkenntnisse sollen zunächst einen Anhalt für bzw. einen Überblick über die Seegangsverhältnisse in einem Ästuar liefern. Darüber hinaus können Bemessungsdaten für Seebauwerke abgeleitet und es kann auf die Beanspruchung der Strom- und Küstenschutzbauwerke und die Beeinflussung der Schiffahrt geschlossen werden. Messungen bei Sturmwetterlagen zeigen, daß erheblich höhere Einzelwellen zu erwarten sind, als bisher angenommen wurde.

Es sollen hier auch die Schwierigkeiten beschrieben werden, die bei derartigen Arbeiten und Untersuchungen sowohl in der Durchführung als auch in der Auswertung auftreten können. Da die Messungen fortgeführt werden, ist damit zu rechnen, daß die fortlaufenden Ergebnisse Verbesserungen bzw. auch Berichtigungen der hier vorgestellten nach sich ziehen. 2. Theoretische Grundlagen und bisherige Untersuchungen

#### 2.1 Bestehende Wellentheorien

Die Bewegung der Wasseroberfläche, die durch eine Vielzahl von Einwirkungen entstehen kann, läßt sich mathematisch nur stark idealisiert beschreiben. Mit höherer Ordnung nimmt zwar die Genauigkeit einer entsprechenden Wellentheorie zu; in gleichem Maße steigt jedoch auch der mathematische Aufwand bei der Berechnung. Gleichförmige Wellen verschiedenster Form, wie sie in den meisten Theorien beschrieben werden, kommen in der Natur nicht vor. Vielmehr bildet die vom Wind erzeugte Wasserbewegung eine Folge und Überlagerung von Wellen unterschiedlicher Höhe, Länge, Periode und Form, die in ihrer Gesamtheit in einem Spektrum dargestellt werden kann.

Im folgenden werden die heute bekannten Theorien kurz dargestellt:

2.1.1 Gerstner'sche Theorie

Die Wellenbewegung wird als Rotation eines Wasserteilchens um ein Zentrum aufgefaßt. Die Wasseroberfläche bildet die Form einer Trochoide, deren Höhen mit abnehmender Wassertiefe kleiner werden. Ebenso nehmen die Radien der Rotationsbewegungen ab. Die Theorie ist jedoch nicht mehr anwendbar, wenn der Seegang einen zunehmenden Einfluß auf die Wellenform und Fortschrittsgeschwindigkeit hat und wird deswegen kaum angewendet (SCHÜTTRUMPF (1973)).

#### 2.1.2 Theorie I. Ordnung (AIRY - LAPLACE)

Unter der Voraussetzung der Analogie zwischen Schwerewellen und einer wirbelfreien Störung einer ruhenden Flüssigkeit, die eine wirbelfreie Strömung erzeugt, kann die Wellenbewegung als Potentialströmung behandelt werden. Entsprechend kann die instationäre Bernoullische Gleichung als Ausgang benutzt werden (SCHULEJKIN (1960) ). Zusammen mit der Laplace'schen Potentialgleichung ergeben sich bei Vernachlässigung der Glieder höherer Ordnung und bei Voraussetzung kleiner Amplituden, ebenen Untergrundes und fehlenden Einflusses der Luftbewegung folgende Gleichungen (Grundgleichungen) für die Wellenbewegung (siehe auch Abb. 2.1):



Diese Gleichung gibt den sinusförmigen Verlauf der Oberfläche wieder.

Mit der Festsetzung

$$\omega = \frac{2\pi(x-ct)}{L}$$

bzw.

à

$$\omega = \frac{2\pi x_o}{L}$$

(Phasenwinkel) erhält man als Ergebnis der Wellentheorie I. Ordnung

$$y = \frac{1}{2} H \cos \omega \qquad (2)$$

Durch Ableitungen ergibt sich für die Wellengeschwindigkeit

$$c = \sqrt{\frac{qL}{2\pi}} \tanh\left(2\pi \frac{d}{L}\right)$$
(3)

Dabei kann man unterscheiden zwischen <u>Tiefwasser-</u>wellen

mit  $\frac{d}{L} \gg 1$  und daraus folgend  $\tanh \frac{2\pi d}{L} \rightarrow 1$ woraus  $C_o = \sqrt{\frac{qL_o}{2\pi}}$  (4) und Flachwasserbedingungen mit  $\frac{d}{L} \ll 1$ und daraus folgend  $\tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right) \rightarrow \frac{2\pi d}{L}$ woraus  $c = \sqrt{qd}$  wird. (5)

Der Unterschied zwischen diesen Wellenarten besteht darin, daß bei kleinen Wellenhöhen H << ddie Fortschrittsgeschwindigkeit von Tiefwasserwellen nur von der Wellenlänge, die der Flachwasserwellen nur von der Wassertiefe d abhängt. Für praktische Anwendungen werden die Bereiche nach abgegrenzt

für Tiefwasserwellen:  $d/L \ge 0.5$ für Flachwasser: d/L < 0.5

Es kann auch ein Übergangsbereich definiert werden mit:  $0,04 < \frac{d}{L} < 0.5$ 

für den Gleichung (3) gilt.

Die entsprechende Bestimmung der Wellenlänge ergibt sich für tiefes Wasser aus (4) zu

$$L_{o} = \frac{q_{T}^{2}}{2\pi}$$
(6)

und für Flachwasserverhältnisse zu

$$L = \sqrt{g \cdot d} \cdot T \tag{7}$$

Daraus kann man durch Umformung herleiten:

$$L = 1,56 T^2$$
 (8)

(Daß dieses jedoch nicht für eine natürliche Windsee gelten kann, hat bereits PIERSON (1954) nachgewiesen.)

Die bisher angesprochenen Wellenbewegungen gehen von einer monochromatischen Wellenfolge aus. Davon ist das Verhalten sogenannter Wellengruppen streng zu unterscheiden. Als Gruppengeschwindigkeit wird diejenige Geschwindigkeit definiert, mit der sich eine Wellengruppe verschiedener aufeinanderfolgender Wellenlängen fortbewegt. Die Bedeutung liegt auch darin, daß mit der Gruppengeschwindigkeit die Wellenenergie transportiert wird. Für die Form der Oberfläche ergibt sich mit Anwendung der vorstehenden Gleichungen bei zwei unterschiedlichen Wellenlängen L<sub>1</sub> und L<sub>2</sub>:

$$y = \frac{4}{2} \left[ \cos \frac{2\pi}{L_1} (x - c_1 t) + \cos \frac{2\pi}{L_2} (x - c_2 t) \right]$$
(9)

Daraus wird nach Umformungen die Gruppengeschwindigkeit zu:

$$C_{g} = \frac{1}{2}C\left(1 + \frac{4\pi d}{L}\right) \qquad (10)$$

Für die speziellen Fälle in tiefem Wasser wird

$$c_{go} = \frac{gT}{4\pi}$$
(11)

durch Einsetzen von Gleichung (4) und (6)

$$C_{go} = \frac{C_o}{2} \tag{12}$$

und in flachem Wasser

$$c_g = \sqrt{g \cdot d}$$
 (13)

$$c_{g} = c$$
 (14)

Die für die Beanspruchung des Seegrundes wichtige Bahnbewegung der Wasserteilchen in der Einzelwelle ergibt sich nach Abb. 2.2:



Danach haben die Bahnlinien eine geschlossene elliptische Form und werden bei begrenzter Wassertiefe mit zunehmender Entfernung von der Wasseroberfläche immer flacher, bis sie unmittelbar am Boden zu horizontalen Geraden werden. Die Geschwindigkeitskomponenten dieser Orbitalbewegungen ergeben sich nach der Airy-Laplace'schen Wellentheorie zu

$$v_{x} = \frac{\pi H}{T} \frac{\cosh[2\pi(y+d)/L]}{\sinh[2\pi d/L]} \cos \omega$$
(15)

(horizontale Komponente)

und

$$V_{y} = \frac{\pi H}{T} \frac{\sinh \left[2\pi (y+d)/L\right]}{\sinh \left[2\pi h_{0}/L\right]} \sin \omega \quad (16)$$

(vertikale Komponente)

Für die Flachwasserbereiche vereinfachen sich diese Gleichungen zu:

$$V_{x} = \frac{H}{2} \sqrt{\frac{9}{cl}} \cos \omega \qquad (17)$$

und

$$V_{y} = \frac{\pi H}{T} \frac{(d+y)}{d} \sin \omega \qquad (18)$$

Die Gleichungen für die Beschleunigung der Wasserteilchen können der einschlägigen Literatur z. B. SCHULEJKIN (1960) entnommen werden.

#### 2.1.3 Stokes'sche Theorie 2. Ordnung

Werden Wellen endlicher Amplitude betrachtet, so sind die Voraussetzungen für den einfachsten Ansatz für das Geschwindigkeitspotential nicht mehr erfüllt. Wellenbewegung und Wellenform können nicht genau genug beschrieben werden. Die Theorie 2. Ordnung von Stokes erfüllt diese Bedeutung besser.

Es gelten die unter 2.1.2 gemachten Voraussetzungen bei endlicher Wellenhöhe. Die Theorie gilt besonders für Tiefwasser und den Übergangsbereich. Im Gegensatz zu der Theorie 1. Ordnung entsteht ein Massentransport der Wasserteilchen (nicht geschlossene Orbitalbahnen).

Für tiefes Wasser wird die nicht sinusförmige Oberfläche durch die Gleichung

$$y = \frac{H}{2}\cos 2\pi \left(\frac{x}{L_o} - \frac{t}{T}\right) + \frac{\pi H^2}{4L_o}\cos 4\pi \left(\frac{x}{L_o} - \frac{t}{T}\right)$$
(19)

beschrieben. Wesentliche Erkenntnis daraus ist, daß die mittlere Wasserhöhe des Wellenprofils um den Betrag Ah über dem Ruhewasserspiegel liegt. Für Tiefwasserbedingungen ist

$$\Delta h = \frac{\pi H^2}{4L_0}$$

Die Gleichungen für Wellengeschwindigkeit und Wellenlänge entsprechen denen der Theorie 1. Ordnung (Gl. 3 bis 8). Anwendbare Ansätze für die Berechnung der Orbitalgeschwindigkeitskomponenten und Wasserteilchenbeschleunigung können u. a. WIEGEL (1964) entnommen werden.

#### 2.1.4 Stokes'sche Theorie 3. Ordnung

Eine bessere Beschreibung der Wellenform und -bewegung wird mit der Theorie 3. Ordnung nach Stokes-Struik gegeben. Die Wellenform entspricht danach nicht mehr dem Erscheinungsbild der Abb. 2.1. Vielmehr haben die Wellen eine trochoidale Form, die der natürlicher fortschreitender Wellen sehr nahe kommt.

Mit den Vereinfachungen

 $k = \frac{2\pi}{1}$ 

$$\omega = 2\pi \left(\frac{x}{L} - \frac{t}{T}\right)$$

und

(Frequenz der Wellenfolge)

und der Abkürzung

$$m = \frac{\cosh 4k\ell + 2\cosh 2k\ell + 6}{\cosh 2k\ell - 1}$$
(20)

ergibt sich für die Wellengeschwindigkeit

$$C = \sqrt{\left(1 + \frac{m\alpha^2}{4}\right) \frac{qL}{2\pi}} \tanh 2\pi \frac{\ell}{L} \qquad (21)$$

Dabei sind & und & Parameter der Stokes -Struickschen Wellentheorie, die aus Nebenbedingungen zu bestimmen sind ( bzw. nach Abb. 2.3 grafisch ermittelt werden



# PARAMETER & UND KL DER STOKES -STRUICKSCHEN WELLENTHEORIE ABB.: 2.3

Die Gleichungen für die Form der Oberfläche, die Orbitalgeschwindigkeits- und Beschleunigungskomponenten werden an dieser Stelle nicht aufgeführt. SCHÜTTRUMPF (1973) bringt hierzu eine Sammlung der Gleichungen aller bekannten Theorien. Außerdem sei in Hinsicht auf die Parameter der Stokes – Struickschen Theorie auf WIEGEL (1964) und verwiesen.

#### 2.1.4 Einzelwellen

Ist die Wassertiefe im Verhältnis zur Wellenlänge klein, können Wellen einer Wellenfolge

-26-

als Einzelwellen behandelt werden. Die Form der Einzelwelle gleicht der eines Berges, dessen nach vorn und hinten abfallende Seiten sich asymptotisch einem Ruhewasserspiegel nähern. Es entsteht ein Massentransport in Fortschrittsrichtung. Der größte Teil der Wellenenergie ist auf einen relativ schmalen Bereich des Wellenkamms konzentriert.



Die Form der Oberfläche wird durch die Gleichung

$$y = \frac{H}{\cosh^2\left[\frac{x}{2d}\sqrt{\frac{3H}{H+d}}\right]}$$
(22)

beschrieben. Die Fortschrittsgeschwindigkeit der Einzelwelle ergibt sich bei Vernachlässigung von Gliedern höherer Ordnung

$$C = \sqrt{g(H+d)}$$
(23)

Es sollte jedoch hier besser die Angabe von WIEGEL (1964)

$$C = \sqrt{g \cdot d(1 + 0.75H)}$$

erwähnt werden.

zu

Die Komponenten der Teilchengeschwindigkeiten ergeben sich zu

$$v_{x} = N \cdot c \frac{1 + \cosh(Mx/d) \cos[M(1 + Y/d)]}{\left[\cosh Mx/d + \cos M(1 + Y/d)\right]^{2}}$$
(24)

$$v_{y}=N\cdot c \frac{\sinh(Mx/d)\sin[M(1+y/d)]}{[\cosh Mx/d + \cos M(1+y/d)]^{2}}$$
 (25)



Die Theorie der Einzelwellen ist näherungsweise auch gültig für periodische Wellen großer Länge bei kleiner Wassertiefe und für brechende Wellen.

#### 2.1.5 Cnoidale Wellen

Während die Stokes'sche Theorie am besten für Wassertiefen von  $\frac{d}{L} > \frac{1}{8}$  gilt, können Wellen

im Übergangsbereich vom tiefen zum flachen Wasser durch die "cnoidale" Wellentheorie beschrieben werden, die zum ersten Mal von KORTEWEG und DE VRIES (1895) aufgestellt wurde. Grenzfälle sind die Einzelwelle (solitary wave) und die lineare Wellentheorie.

Die Bezeichnung "cnoidal" rührt - analog zur "sinusoidalen" Welle - her aus der Beschreibung des Wellenprofils durch eine elliptische Funktion cn u (BENJAMIN UND LIGHT HILL (1954), IWASA (1955)).

Die Wellenlänge wird durch die Gleichung

$$\frac{L}{d} = \frac{4}{\sqrt{3}} K(k) \left( 2\overline{L} + 1 - \frac{4t}{d} \right)^{-\frac{1}{2}}, \quad (26)$$

die der Wasseroberfläche durch

$$y = y_t + H cn^2 \left[ 2K(k) \left( \frac{X}{L} - \frac{t}{T} \right), k \right]$$
 (27)

wiedergegeben.

Dabei sind:

Sind Wellenlänge, -höhe und Wassertiefe bekannt, können die vielen Formeln der cnoidalen Wellentheorie als Ausdruck verschiedener Funktionen von  $\&^2$  benutzt werden (MIINE - THOMPSON (1950). Die Wellenlänge ist dann - 30 -

$$L = \sqrt{\frac{16d^3}{3H}} \cdot k K(k)$$
 (28)

und die Fortschrittsgeschwindigkeit der Welle

$$C = \sqrt{q \cdot y_{\pm}} \left[ 1 + \frac{H}{y_{\pm}} \cdot \frac{1}{4e^{2}} \left( \frac{1}{2} - \frac{E(k)}{K(k)} \right) \right], (29)$$

mit dem Sonderfall der "Einzelwelle"

$$le^{2} = 1$$
  
E (le) = 1  
K (le) = 00

$$C = \sqrt{g \cdot y_t} \left( 1 + \frac{H}{2y_t} \right)$$
(30)

bzw. dem 2. Grenzfall der linearen Wellentheorie

$$\begin{cases} k^2 \rightarrow 0 \\ E(k) \\ K(k) \end{cases} = 1$$

$$C = \sqrt{gd} \left( 1 - \frac{2\pi^2 d^2}{3L^2} \right)$$
(31)

Beziehungen zwischen  $k^2$ , k(k) und E (k) sind in der Literatur mehrfach in Tabellenform zu finden (AIREY (1935) bei WIEGEL (1964)).

Eine Übersicht über die Anwendungsbereiche der bekannten Wellentheorien gibt die Abb. 2.6





WELLENTHEORIEN (NACH REID [1964])

2. 2 Definition des Seegangs

In den Wellentheorien wird Seegang als regelmäßige Folge von Wellen bestimmter, mathematisch erfaßbarer Form aufgefaßt. Jeder Beobachter weiß jedoch, daß in der Natur vorkommender Seegang eine Folge und Überlagerung großer und kleiner Wellen unterschiedlicher Länge und Form ist, die oft auch noch aus unterschiedlichen Richtungen aufeinandertreffen. Eine Beschreibung dieses Chaos ist möglich, indem man aus den Einzelwellen nach bestimmten statistischen Verfahren charakteristische bzw. signifikante Wellenkennwerte (Höhen und Perioden) bestimmt, die u. a. als Bemessungsgrößen für Seebauwerke Verwendung finden. Die Gesamtheit der Wellenfolgen kann jedoch besser durch eine Spektralanalyse erfaßt und in Energie- bzw. Richtungsspektren dargestellt werden.

#### 2.2.1 Kennzeichnende Werte

Unabhängig von den möglichen Auswerteverfahren der gewonnenen Registrierungen werden bei einer statistischen Auswertung nach kennzeichnenden Werten die folgenden Wellengrößen bestimmt:

#### --- die mittlere Wellenhöhe H [m]

ist das arithmetische Mittel aller erfaßten Wellenhöhen.

### --- die kennzeichnende Wellenhöhe H 1/3 [m]

H 1/3 ist das Mittel der 33,3 % höchsten Wellen in einer Registrierung. Diese "signifikante" Wellenhöhe entspricht i. a. der von einem Beobachter geschätzten Wellenhöhe.

### --- H 1/10 [m]

H 1/10 ist das Mittel der 10 % höchsten Wellen einer Registrierung.

## --- H 1/100 [m]

H 1/100 ist das Mittel der 1 % höchsten Wellen einer Registrierung (entspricht je nach Länge der Registrierung häufig H max). --- H max [m]

H max ist die höchste in einer Registrierung vorkommende oder für einen vorgegebenen Zeitraum statistisch wahrscheinliche Einzelwelle.

Der Vollständigkeit halber wird an dieser Stelle auch die <u>äquivalente Wellenhöhe</u> erwähnt.

H äqu =  $\sqrt{\sum_{n} \mu^{2}}$  ist die Quadratwurzel aus dem Mittel der Wellenhöhenquadrate. Die Größe ist maßgebend bei der Berechnung des Energieinhalts eines Wellenzuges.

--- mittlere Wellenperiode T [sec]

T ist das arithmetische Mittel aller erfaßten Perioden.

--- kennzeichnende Wellenperiode T 1/3 [sec]

T 1/3 ist das Mittel der 33,3 % längsten Perioden.

--- T 1/10 [sec]

T 1/10 ist das Mittel der 10 % längsten Perioden.

--- T max [sec]

T max ist die in einer Registrierung vorkommende längste Periode.

Dabei ist der Unterschied zu den unmittelbar den Wellenhöhen zugehörigen Perioden hervorzuheben. So ist z. B. T<sub>H max</sub> die Periode der höchsten Einzelwelle einer Registrierung, T<sub>H 1/3</sub> die mittlere Periode der 33,3 % höchsten Wellen, etc. Die Bemessung von Bauwerken im Küsten- und Seebereich wird heute nach wie vor nach kennzeichnenden Größen durchgeführt. Untersuchungen der letzten Jahre(z. B. RICHTER, ROSENTHAL UND GÜNTHER (1977), HASSELMANN ET AL. (1973), BOUWS (1978)) zeigen aber Möglichkeiten auf, auch über die Ermittlung von Seegangsspektren gewisse Bemessungsgrößen und auch eine Seegangsvorhersage zu entwickeln.

#### 2.2.2 Spektralanalyse

Während bis in die 60er Jahre das Seegangsklima ohne Berücksichtigung der Wellenzusammenhänge durch kennzeichnende Werte beschrieben wurde, wurden schon erste Wege gesucht, eine genauere Beschreibung der Wasserfläche zu finden (z. B. BLACKMAN UND TUKEY (1958), FUNKE (1960), KINSMAN (1965)).

Ein Wellenschrieb gibt die Auslenkung des Wasserspiegels als Funktion der Zeit an, wobei auch - bei Anwendung entsprechender Meßtechnik - die Richtungsinformation enthalten ist. Bei Betrachtung der Registrierung als Folge und Überlagerung von Sinusschwingungen ist die Energie der Einzelschwingung dem Quadrat der Wasserspiegelauslenkung, d. h. der Wellenhöhe proportional. Von dem entstehenden zweidimensionalen Richtungsspektrum wird im allgemeinen nur das Energie- oder Frequenzspektrum betrachtet.

Die Spektralanalyse ist erst durch den Einsatz moderner Rechenanlagen möglich geworden. Basierend auf der Methode von z. B. BLACKMAN UND TUKEY (1958) und in der Weiterentwicklung mit Hilfe
der "Fast-Fourier-Transformation" von COOLEY UND TUKEY (1965) wird eine Spektraldichtefunktion gewonnen, die die Energie als Funktion der Frequenz oder ihrem Kehrwert, der Periode darstellt. Deswegen wird häufig der Begriff "Frequenzspektrum" verwendet.

Erste Spektren wurden von NEUMANN (1953), ROLL UND FISCHER (1956), DARBYSHIRE (1952) und BRETSCHNEIDER (1959) angegeben.

Das bis vor wenigen Jahren am häufigsten verwendete Spektrum ist das PIERSON-MOSKOWITZ-Spektrum (P-M-Spektrum).

$$E_{P-M}(f) = \frac{\alpha \cdot q^2}{2\pi^4 f^5} \cdot e^{-\frac{5}{4} \left(\frac{f}{f_0}\right)^{-4}}$$
(32)

Voraussetzung für die Gültigkeit des P-M-Spektrums ist ein ausgereifter Seegang. Ein Vergleich der bis dahin gebräuchlichsten Seegangsspektren wird bei PARTENSCKY (1970) gegeben.

Als Ergebnis des JOINT-NORTH-SEA-WAVE-PROJECT wird das für den Bereich der Nordsee besser passende sogenannte JONSWAP-Spektrum von HASSEIMANN ET AL. (1973) angegeben.

$$E(f) = \alpha \cdot g^{2}(2\pi)^{-4} f^{-5} e^{-\frac{5}{4}(\frac{f}{f_{0}})^{-4}} y^{2} e^{-\frac{(f-f_{0})^{2}}{2\delta^{2}f_{0}^{2}}}$$
(33)

Fünf Parameter beschreiben das Spektrum

fo	=	Peak-Frequenz						
06	11	Phillips-Konstante						
r	=	- Verhältnis der max. spektralen Energiedicht						
6a } 6b }		des JONSWAP-Spektrums zu der des P-M-						
		Spektrums						
	=	linke und rechte Breite des Peaks (s.						
		Abb. 2.7) in der Höhe der Kurvenwende-						
		punkte						

Vorteil des JONSWAP-Spektrums ist die Möglichkeit, das vorher durch ca. 100 Frequenzpunkte beschriebene Spektrum durch eine überschaubare Anzahl von Parametern zu erfassen, deren Abhängigkeit von den Einflußfaktoren des Seegangs systematisch untersucht werden kann.





Die Anwendbarkeit dieses "parametrisierten"

Spektrums, auch für Flachwasserbereiche im Ästuar, wird in einem späteren Abschnitt untersucht.

# 2.3 Zusammenhang zwischen Seegang und Wind

Zusammenhänge zwischen Wellenhöhen und -perioden und dem Wind werden schon sehr frühzeitig in der Literatur angegeben. Dabei wurde früher die Stärke des Windes an seinen Auswirkungen abgeschätzt, bevor man in der Lage war, durch Windmeßgeräte seine exakte Geschwindigkeit und -richtung zu bestimmen. Allgemein gebräuchlich ist die Beaufort-Skala, die nach oben hin auf Stärke 12 begrenzt ist. Windgeschwindigkeiten > 40 m/s sind jedoch nicht auszuschließen, so daß eine Erweiterung bis Stärke 16 (= 51 - 56 m/s) nötig erscheint.

Windstärke Beaufort	m/s		Knoten (gerundet)		mph (am.System)			
0	0	-	0,2	0		0	-	0,6
1	0,3	-	1,5	1 -	3	0,7	-	3
2	1,6	-	3,3	4 -	7	4	-	7
3	3,4	-	5,4	8 -	11	8	-	12
4	5,5	-	7,9	12 -	16	13	6113	18
5	8,0	-	10,7	17 -	21	19	6005	24
6	10,8	-	13,8	22 -	28	25	-	31
7	13,9	-	17,1	29 -	34	32		38
8	17,2	-	20,7	35 -	41	39	-	46
9	20,8	-	24,4	42 -	49	47	-	55
10	24,5	emo	28,4	50 -	57	56	-	64
11	28,5	810	32,6	58 -	65	65	<b>(</b> =1	73
12	32,7	-	36,9	66 -	74	74	659	83
13	37,0	-	41,4	75 -	83	84	-	93
14	41,5	-	46,1	84 -	92	94	-	103
15	46,2	-	50,9	93 -	102	104		114
16	51,0		56,0	103 -	112	115	-	125

Ansatzhöhen für Windmessungen im Zusammenhang mit Wellenhöhenbestimmungen sind nicht einheitlich festgelegt. Gebräuchlich ist jedoch eine Höhe von 8 - 10 m über dem Wasserspiegel. Windgeschwindigkeit U, Einwirkdauer t und Streichlänge F (Fetch) sind die meßgebenden Faktoren für den Zusammenhang zwischen Windsee und Wind in tiefem und flachem Wasser. Die heute gebräuchlichen Abhängigkeiten entstammen den verschiedenen Vorhersageverfahren, die z. T. empirisch, z. T. aus den gültigen Wellentheorien entwickelt wurden. Dabei werden Wellenhöhen, -längen und -perioden in Abhängigkeit von einer bzw. mehreren Veränderlichen angegeben.

Die Beziehung

$$H_{1/3} = 0,22 \frac{U^2}{g}$$
 (34)

hat WALDEN (1953) herausgefunden und mit Messungen belegt. Nach MOSKOWITZ (1964) besteht die Beziehung

$$H_{1/3} = 0,021 \text{ U}^2$$
 (35)

(nicht dimensionsecht, aus P-M-Spektrum entwickelt, jedoch auf metrisches System umgerechnet)

und SVERDRUP und MUNK (1947) geben für ausgereiften Seegang die Beziehung

$$H_{1/3} = 0,26 \frac{U^2}{g}$$
 (36)

an.

In ähnlicher Weise werden auch die Beziehungen

zwischen H und F dargestellt (z. B. STEVENSON (1951), KUSNETZOW (1944)).

WIEGEL (1964) faßt verschiedene empirisch gefundene Abhängigkeiten zusammen. Dabei werden H und T als Funktion der Windgeschwindigkeit und der Fetchlänge angegeben. Es kommen bei den angeführten Autoren lineare und quadratische Abhängigkeiten vor. In Abb. 2. 9 wird als Darstellung auf doppelt logarithmischem Papier eine Übersicht über einige der bisher ermittelten Zusammenhänge gegeben.

Mit Einbeziehung der Winddauer hat der NAVAL WEATHER SERVICE (1954) für tiefes Wasser eine Grafik entwickelt, nach der kennzeichnende Wellengrößen bestimmt werden können (Abb. 2.10).

Ähnliche Verfahren können z. B. bei BRETSCHNEIDER (1958-2) und WALDEN (1958) für tiefes Wasser gefunden werden. Eine Übersicht und Wertung der gebräuchlichsten Verfahren gibt SCHÜTTRUMPF (1973). Die Art der Bestimmung von U in den o. a. Formeln geht aus den Veröffentlichungen nicht eindeutig hervor. In den in späteren Abschnitten erläuterten Messungen spielen Fetchlänge und Winddauer eine weniger bedeutende Rolle, da die Fetchlängen im Untersuchungsgebiet häufig nur sehr kurz und abhängig von der Windrichtung sind. Die Windgeschwindigkeiten wurden im allgemeinen auf Mittelwerte für 2 Stunden vor der Messung umgerechnet.

2. 4 Zusammenhang zwischen Seegang und Wassertiefe

In Flachwassergebieten, zu denen ein großer Teil







NACH SCHÜTTRUMPF [1973]

- 41 -

der Nordsee und die angrenzenden Ästuarien gehören, reichen die Orbitalbewegungen größerer Wellen bis an den Grund. Die Welle wird zusätzlich zur turbulenten Reibung durch die Sohlreibung und ggf. Perkolation beeinflußt. Zu dem Faktor Wind kommt hier auch noch die Wassertiefe d bzw. die Topografie hinzu. Dieser Faktor macht sich in vielerlei Art und Form und Verhalten der Welle bemerkbar.

Allgemein wird die maximale Wellenhöhe durch die Wassertiefe begrenzt. Der Verhältniswert

schwankt nach den gefundenen Bezeichnungen in der Literatur zwischen

$$0,5 < \frac{\text{H max}}{d} < 1,0$$

je nach Wassertiefe.

Am häufigsten wird auch heute noch der Wert von Mc COWAN, von

$$\frac{\text{H max}}{\text{ol}} = 0,78$$

verwendet. Bei Naturmessungen im Elbmündungsgebiet hat SIEFERT (1974) gefunden, daß dieser Wert erheblich schwanken kann und von der umgebenden Topografie abhängig ist:

$$\frac{\text{H max}}{\text{OL}} = f \quad (\text{d}, \text{Topografie})$$

So wird z. B. für die Brandungszone im Watt die höchstmögliche mittlere Wellenhöhe

$$\overline{H} \max = 0,5 d^{0,6}$$
 (37)

mit H max (H max) ≈ 2,5 H<sub>max</sub>

und für brandungsfreies Watt

$$H \max = 0,375 d^{0,6}$$
 (38)

angesetzt. Ebenso hat GALVIN (1969) bei Laboruntersuchungen herausgefunden, daß höhere Wellen als H = 0,78 d unter bestimmten Verhältnissen an Bauwerke gelangen können.

Bei BRETSCHNEIDER (1954) wird H max allein durch einen Term

der Wassertiefe bestimmt.

SVASEK (1969) ermittelt eine empirische Bezeichnung nach Messungen in einer "deltaic area" von

$$H_{s} = (\sim H_{1/3}) = (0,4 \pm 0,05)d$$
 (39)

In Abb. 2.11 wird in dimensionsechter Form angegeben, wie sich die signifikante Wellenhöhe in Abhängigkeit aller Faktoren U, F und d ändert. Der Gebrauch der Diagramme wird in CERC (1966) bzw. bei BRETSCHNEIDER (1954) beschrieben. Nach dem Kriterium der maximalen Horizontalkomponente der Orbitalgeschwindigkeit hat KISHI (1959) die maximal möglichen fortschreitenden Wellen in Flachwasser zu

$$H \max = 0,9 \text{ ol für ol} < 0,1 \text{ (40)}$$

und  $H \max = 0,146 L f \sin d > 0,4 L$  (41)

ermittelt. Die höchstmögliche nichtbrechende Welle hat danach

H max = 0,5 d





Für konstante Wassertiefen d werden Vorhersagediagramme für Wellenhöhen bei CERC (1966) angegeben. Beispiele daraus sind in Abb. 2.12 dargestellt.



NACH US ARMY COSTAL ENG.RES. CENTER [1966]

In gleicher Weise bzw. auch nach Vorliegen von Beziehungen zwischen Höhen und Perioden sind Abhängigkeiten zwischen Wellenperioden T und der Wassertiefe d angegeben. So hat z. B. BRETSCHNEIDER (1954) die Abhängigkeit der kennzeichnenden Perioden T  $_{\rm H}$  1/3 von der Wassertiefe für verschiedene Windgeschwindigkeiten ermittelt (Abb. 2.13).



SIEFERT (1974) stellt generell fest, daß beim Lauf der Wellen in flaches Wasser die Perioden größer werden.

- 46 -

## 2. 5 Wellenverformung im Flachwasserbereich

Laufen Wellen aus dem tiefen Wasser im Bereiche unterschiedlicher Wassertiefe, z. B. an Stränden oder in Ästuaren, so sind sie den unterschiedlichsten Formänderungen ausgesetzt. Die Überlagerung der verschiedenen Faktoren, insbesondere in Gebieten mit wechselnder Wassertiefe und einem lebhaften morphologischen Formeninventar, macht es schwierig, die Einzeleinflüsse voneinander zu trennen.

## 2.5.1 Shoaling-Effekt

Der Shoaling- oder auch Flachwassereffekt zeigt eine Veränderung der Wellenparameter beim Einlaufen der Wellen in Bereiche mit abnehmender Tiefe. Es wird allgemein gekennzeichnet durch einen Faktor Ks, der aus der Wellengeschwindigkeit und der Wellengruppengeschwindigkeit ermittelt wird. Tabellenwerke für die Ermittlung von Ks auf der Basis der linearen Wellentheorie von AIRY-LAPLACE sind bei CERC (1966) und WIEGEL (1964) zu finden. Aus diesen Tabellen geht hervor, daß die Wellenhöhe bei abnehmender Wassertiefe zunächst um einen geringen Betrag kleiner wird, um dann ständig zuzunehmen, wobei die Maximalhöhe durch Brecherkriterien bestimmt wird.

## 2.5.2 Refraktion

Die Phänomene der Refraktion sind auf das SNELL'SCHE Brechungsgesetz in der Optik zurückzuführen. Läuft eine Wellenfront schräg zur Böschungslinie auf einen Strand auf, so werden die Wellenkämme, die zuerst die flacheren Bereiche berühren, in Richtung auf die Uferlinie einschwenken. Es ergeben sich gekrümmte Bahnen der Wellenorthogonalen, die allmählich parallel zur Böschungslinie bzw. senkrecht zum Strand einschwenken. Das Maß der Refraktion wird durch den Faktor K<sub>R</sub> bestimmt, der u. a. aus dem Abstand der Wellenorthogonalen ermittelt und Werte <1 und >1 annehmen kann. Darin zeigt sich, daß Energiezu- und -abnahme vorkommen kann. Gebräuchliche Verfahren sind wiederum bei WIEGEL (1964) und CERC (1966) angegeben.

#### 2.5.3 Diffraktion

Treffen Wellen auf ein Hindernis, so breiten sie sich hinter diesem in Analogie zur Optik (Huygens'sches Prinzip) aus. Das Verhältnis der beeinflußten zur ungestörten (Eingangs-) Wellenhöhe wird meistens durch den Diffraktionsfaktor K<sup>1</sup> angegeben. Verfahren für bestimmte Fälle sind bei WIEGEL (1964), CERC (1966) und DAEMRICH (1977) angegeben.

# 2.5.4 Bodenreibung und Perkolation

Energieverluste und damit Höhenabnahme von Wellen werden in flachem Wasser auch durch Bodenreibung und Sickerströmungen (Perkolation) hervorgerufen. Dabei ist im Bereich der Nordseeküste die Perkolation vernachlässigbar klein, da der Boden vorwiegend aus feinen, dicht gelagerten Sedimenten besteht. BRETSCHNEIDER (1954) hat bei Naturmessungen des Energieverlustes zwischen zwei Stationen unerwartet hohe Reibungsfaktoren festgestellt. Er schreibt deshalb der durch Seegang erzeugten Sedimentbewegung einen erheblichen Anteil des Energieverlustes zu und entwickelt entsprechende Ausdrücke zur Berechnung.

## 2.5.5 Brechende Wellen

Haben Wellen beim Einlaufen in ein Flachwassergebiet eine bestimmte Wassertiefe bzw. eine Grenzsteilheit erreicht, so brechen sie. Physikalisch kann dieser Augenblick definiert werden, wenn die Orbitalgeschwindigkeit im Wellenkamm gerade die Wellenfortschrittsgeschwindigkeit erreicht bzw. überschreitet. In der Literatur findet man eine Anzahl von Beziehungen, von denen das o. a. klassische Verhältnis von Mc COWAN

 $H_{b} = 0,78 d_{b}$ ,

das aus der Theorie von STOKES entwickelt wurde, wohl am bekanntesten ist. Neuere Naturuntersuchungen von FÜHRBÖTER (1974) und SIEFERT (1974) haben jedoch übereinstimmend ergeben, daß als Brecherkriterium für den Flachwasserbereich besser ein Verhältnis von

$$\frac{H_{b}}{d_{b}} = 1$$

anzusetzen ist.

Die Grenzsteilheit wurde bereits von MICHELL (1893) zu

$$H/L = \frac{1}{7}$$

angegeben. Eine Übersicht ist bei SCHÜTTRUMPF

(1973) zu finden. Dazu hat STOKES einen Grenzwert des Winkels am Wellenkamm von

$$= 120^{\circ}$$

ermittelt, der schon früh durch verschiedene Untersuchungen im Tief- und Flachwasser bestätigt wurde (z. B. MICHELL (1893) und WILTON (1913)). In Küstennähe wird jedoch immer das Wassertiefenkriterium maßgebend sein. Die in Abschnitt 2.3 aufgeführten Beziehungen seien an dieser Stelle nochmals erwähnt. IVERSEN (1952), FÜHRBÖTER (1966), IPPEN UND KULIN (1954) und AYYAR (1969) haben den Einfluß von Böschung und Wellensteilheit auf das Verhältnis

untersucht und haben dabei z. T. starke von der o.a. Beziehung abweichende Ergebnisse festgestellt. SIEFERT (1974) hat bei Messungen vor und auf dem Neuwerker Watt herausgefunden, daß für die dortigen Verhältnisse am ehesten das Ergebnis von KISHI (1959) zutrifft. Die untere Grenze der noch brechenden Wellen im Höhenspektrum liegt demnach bei

$$H_{b \min} = 0,5 d \text{ für } d < 0,1 T^2$$

BATTJES (1974) führt die Laboruntersuchungen von IRIBARREN und NOGALES (ausgehend von der trochoidalen Wellentheorie) auf ein Ergebnis von

$$H_{b} = 0,5 d_{b}$$

bei bestimmten Böschungsneigungen und unter

Berücksichtigung des Abzuges von Reflexionsanteilen. In Abb. 2.14 sind verschiedene Brechertypen (nach BATTJES (1974)) dargestellt, wobei der Faktor

E= tgol/14/Lo

eine Funktion des Böschungswinkels sowie der Wellenhöhe und -länge in tiefem Wasser ist. Die genauen Vorgänge beim Brechen der Wellen sind weder theoretisch noch experimentell endgültig erforscht. Insbesondere Energieverlust und -austausch in der Brandung, Luftaufnahme und -abgabe beim Brechvorgang (FÜHRBÖTER (1974)) bereiten noch vielfach Schwierigkeiten. Die bisherigen Erkenntnisse reichen daher noch nicht aus, um den vielschichtigen bzw. komplexen Seegang in einem Ästuar ausreichend beschreiben oder erklären zu können.

## 2.5.6 Beeinflussung durch Strömungen

Ein weiterer nicht vernachlässigbarer Faktor bei der Beurteilung eines Wellenklimas, insbesondere in einem Ästuar, sind die unterschiedlich konzentrierten und alternierenden Tideströmungen. Aus allgemeinen Beobachtungen schien bisher bekannt zu sein, daß bei einer Strömung, die der Wellenfortschrittsrichtung entgegen läuft, die Wellen kürzer und steiler werden. Bei gleichlaufender Strömung nehmen die Wellenlängen zu. Komplizierter werden die Verhältnisse, wenn die Wellen schräg zur Strömungsrichtung verlaufen.



ABB.: 2.14

UNNA (1942) und YI-YUAN YU (1952) haben bei vereinfachenden Annahmen die Veränderung der Wellenhöhen und -steilheiten für die beiden erstgenannten Fälle mathematisch behandelt und kommen zu den bereits bekannten Schlüssen. HALES UND HERBICH (1972) haben bei Modelluntersuchungen die Veränderung der Wellenhöhen und Steilheiten für den Fall von Wellen, die in eine Mündung mit alternierender Strömung (tidal inlet) eindringen, untersucht. Dabei wurde ein funktioneller Zusammenhang zwischen 5 verschiedenen Parametern Ebbströmungen außerhalb der Mündung bestimmt: erhöhen die Steilheit der Wellen dabei derart, daß Energieverluste durch "crest-spilling" auftreten. Im Inneren eines "tidal inlets" können jedoch Strömungen allein den Brechpunkt nicht herbeiführen. Auf der Grundlage der STOKES'schen Theorie 2. Ordnung haben JONSSON, SKOUGAARD UND WANG (1974) theoretische Untersuchungen über die Wechselwirkung zwischen Seegang und Strömung angestellt. Grafiken ermöglichen es, Änderungen der Wellenlängen in einem Strömungsfeld über einem langsam ansteigenden Grund zu ermitteln. Dabei wird der Begriff des "mittleren Energiehorizonts" für eine periodische Wellenbewegung in gleichbleibender Strömung eingeführt.

In Gebieten starker und schnell wechselnder Veränderungen, einer Aufeinanderfolge von tiefen Rinnen, Unterwasserbänken und halb aufgetauchten Platen und bei wechselnden Wasserständen, wie z. B. in einem Tideästuar, ergeben sich sehr komplizierte Überlagerungen der bisher geschilderten Erscheinungen.

Der Vollständigkeit halber seien noch die Erscheinungen der Wellenreflexion und -trans<u>mission</u> z. B. an Bauwerken erwähnt. Der Reflexionskoeffizient  $\mathcal{K}_{R}$  beschreibt die Wellenhöhenveränderung und wird durch Wellensteilheit, Angriffswinkel und die Art eines Bauwerkes bestimmt. An undurchlässigen senkrechten Wänden kann sich die Höhe der resultierenden Welle gegenüber der Urspungswelle verdoppeln (Clapotis). Mit Änderung der Bauwerksneigung (oder auch Strandneigung) ändert sich auch der Wert  $\mathcal{K}_{R}$ . Der Transmissionskoeffizient  $\mathcal{K}_{T}$  gibt in ähnlicher Weise wie  $\mathcal{K}_{R}$  die Veränderung der Wellenparameter bei Durchdringung eines durchlässigen Bauwerkes an. Angaben über die Wahl der Koeffizienten sind bei SILVESTER (1974) und WIEGEL (1964) zu finden.

Für den speziellen Fall eines Steinschüttdamms mit Formsteindeckwerk und schmaler Krone haben BADE UND KALDENHOFF (1979) Modellversuche über die Seegangstransmission durchgeführt.

## 2.6 Statistische Verhältnisse im Seegang

Die bereits in einem früheren Kapitel beschriebenen charakteristischen Wellkennwerte kann man, nach ihren Häufigkeiten ausgewertet, in Histogrammen darstellen. Möglich ist eine Darstellung  $\mathcal{N}$  (H, T) = Histogramm oder auch  $\sum_{n}(H, T)$  = Summenhäufigkeit.

#### 2.6.1 Höhenverteilungen

Über die experimentell und durch Naturmessungen

ermittelten Höhenverteilungen gibt es eine große Anzahl von Veröffentlichungen. Die wohl umfassendste Übersicht der neueren Daten (ab 1940) hat SCHÜTTRUMPF (1973) zusammengestellt. Daraus sei die empirisch gefundene Beziehung von BRETSCHNEIDER (1954-1956) erwähnt, der das Verhältnis der max. zur signifikanten Wellenhöhe im Flachwasserbereich in Abhängigkeit von Windgeschwindigkeit und Wassertiefe angibt. Theoretische Betrachtungen von LONGUET-HIGGINS (1952) gehen von einer "Rayleigh"-Verteilung aus, die für Tiefwasser und ein engbandiges Spektrum gilt. Die Wahrscheinlichkeit des Auftretens einer Welle bestimmter Höhe ergibt sich danach wie folgt:

$$P\left(\frac{\mu}{H}\right) = 1 - e^{-\frac{\pi}{4}\left(\frac{\mu}{H}\right)^2}$$
(42)

Daraus ergibt sich das Verhältnis

$$\frac{\text{H} 1/3}{\text{H}} = 1,60$$

Die wahrscheinlichste höchste Welle H max wird in Abhängigkeit von der Anzahl der gemessenen Wellen angegeben zu

H max = 1,13 
$$\overline{H}$$
 lnn

n = Wellenanzahl

SIEFERT (1971) beschreibt die quasistationäre Höhenverteilung der allgemeinen Form durch einen Verteilungskennwert  $C_{1/3}$  (abhängig von  $\overline{H}$ ) und zeigt, daß der Exponent  $\ell$  eine Funktion von

$$C_{1/3} = \frac{H \ 1/3}{\overline{H}}$$

ist.

## 2.6.2 Periodenverteilungen

In gleicher Weise wird versucht, Verteilungen auch der charakteristischen Wellenperioden T<sub>i</sub> herzuleiten. Dabei tritt die praktische Bedeutung in der Literatur zwar hinter der der Häufigkeit der höchstmöglichen Welle stark zurück. Es sei in diesem Zusammenhang jedoch auf die Bedeutung langer Wellen für die Bewegung von Schiffen in engen Revieren verwiesen.

Die Beziehungen verschiedener charakteristischer Perioden zueinander ist von mehreren Autoren angegeben worden (z. B. DARBYSHIRE (1959), WALDEN UND PIEST (1961), SVASEK (1969), SIEFERT (1974)).

Interessant sind im Zusammenhang mit den später diskutierten Messungen in einem Ästuar die folgenden Ergebnisse:

SVASEK (1969):  $T_{H 1/3} = (1,3 \pm 0,2) \overline{T}$ für ein Deltagebiet (deltaic area).

PIEST (1963):  $T_{H_{1/3}} = 1.05$  bis 1.4 T in 6 - 8 m tiefem Wasser vor der Mellumplate. SIEFERT (1974) hat nach umfangreichen Messungen im Elbmündungsgebiet Periodenhistogramme als Häufigkeitssummen der normierten Wellenperioden

$$\tau = \frac{\mathsf{T}}{\mathsf{T}}$$

entwickelt.

- Es gilt für
- a) tieferes Wasser vor dem Watt und für die Brandungszone:

$$p(\tau) = 1 - e^{-\frac{\pi}{4}\tau^{2,4}}$$
 (42)

b) Watt:

$$p(\tau) = 1 - e^{-\frac{\pi}{4}\tau^{2,1}}$$
 (43)

c) Strand:

$$p(\tau) = 1 - e^{-\frac{\pi}{4}\tau^{2,0}}$$
(44)
(Rayleigh)

Damit ist der Bereich vom tiefen Wasser bis zum Strand abgedeckt. Die sich daraus ergebenden Verhältniswerte  $T_{H;}/T$ 

werden in einem späteren Kapitel mit Meßergebnissen im Ästuar verglichen.

## 2.6.3 Perioden- und Höhenverteilungen

Die Seegangsforschung hat bis heute noch keine befriedigenden Ansätze ergeben, die es ermöglichen, Höhen- und Periodenverteilungen miteinander zu koppeln. Zwar können Beziehungen zwischen H und T hergeleitet werden, dabei kommen jedoch große Streuungen vor. Messungen verschiedener Autoren wurden von WIEGEL (1964) ausgewertet und daraus die Beziehung

$$H_{1/3} = 0,137 \overline{T}^2$$

(doppelt log. Papier, metr. System) entwickelt.

Der Versuch, in Abhängigkeit von Lage und Einflußfaktoren in Form einer Seegangscharakteristik ein Verhältnis  $\overline{H} = f(\overline{T})$  zu bestimmen, wird in einem nachfolgenden Abschnitt beschrieben. 3. Seegangsmessungen im Weserästuar

## 3.1 Erläuterung des Meßprogramms

Wie bereits eingangs erwähnt, sind in den letzten Jahren einige Meßprogramme an der deutschen Nordseeküste durchgeführt worden. Für den Bereich eines Tideästuars mit einer oder mehreren tiefen Schiffahrtsrinnen sucht man jedoch vergebens nach Ergebnissen in der Literatur. Dazu kommt, daß für den Bereich der Außenweser die Angaben für die höchste Bemessungswelle sehr zweifelhaft waren. 3 Beispiele mögen dies bestätigen:

Der Leuchtturm "Alter Weser" z. B., der 1964 auf einer Wassertiefe von SKN - 6,0 m erbaut wurde, ist auf eine maximale Wellenhöhe H max = 7,5 m bemessen. Der Leuchtturm "Tegeler Plate", vor der Tegeler Plate bei einer Wassertiefe von SKN - 3.0 m gegründet, wurde auf H max = 5,0 m bemessen. Beobachtungen beim Bau des Leuchtturms "Alte Weser" zeigten, daß schon die für die Bauarbeiten eingesetzte Hubinsel nicht für dortige Verhältnisse eingerichtet war. Die Einstellung der Plattform auf 8 m über dem zu erwartenden Wasserspiegel war nicht ausreichend, als bei einer kurzfristigen Schlechtwetterperiode mit Windstärken um 10 - 11 Bft. Einrichtungen der Hubinsel durch schwere See, die unter die Plattform schlug, beschädigt wurden. Einzelwellenhöhen müssen demzufolge > 8 m betragen haben. Als weiteres Beispiel sei die erhebliche Beschädigung eines Pegels genannt, der während der Sturmfluten vom November 1973 im Schutz der Tegeler Plate die Wasserstände registrieren sollte. Aus dem Maß der Beschädigung und den registrierten Wasserständen läßt sich eine Einzelwellenhöhe von H max ≥ 5 m rekonstruieren. Als letztes Beispiel sei der Leuchtturm "Hoheweg" genannt, der auf bei Tnw freifallendem Watt liegt und gegenüber der Hauptwellenrichtung etwa 3 - 4 km Wattflächen als Vorland hat. Während der Sturmflut am 2. / 3. Januar 1976 wurde das leewärts gelegene schwere stählerne Eingangsschott des Turmes durch Seegang derartig stark beschädigt und z. T. aus den Angeln gerissen, daß der Keller vollief und elektrische Anlagen versagten. Die Rekonstruktion einer maximalen Wellenhöhe erscheint in diesem Fall schwierig, da durch die Form des Turmes besondere Effekte der Wellenaufsteilung bzw. -überlagerung entstehen können. Diffraktion und Refraktion scheinen in diesem Fall ebenfalls eine große Rolle gespielt zu haben.

Die Aufzählung der Ereignisse, bei denen Seegang eine größere Rolle spielt als man den Erfahrungen entsprechend annehmen konnte, läßt sich fortsetzen. Es sollte an dieser Stelle jedoch der Hinweis gegeben werden, daß die möglichen Auswirkungen des Seegangs, seine Erscheinungsform und Größe, die häufig nur aus Beobachtungen annähernd bekannt sind, häufig unterschätzt werden.

1974 wurde im Rahmen des Kuratoriums für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI) eine "Projektgruppe Seegangsmessungen" gegründet, die sich mit der Planung und Durchführung eines Seegangsmeßprogramms an der deutschen Nordseeküste befassen sollte. Nach den ersten Sitzungen der Gruppe zeigte sich, daß wegen der unterschiedlichen topografischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet eine Aufteilung in drei Teilprojekte zweckmäßig a) Ästuarmeßprogramm in der Außenweser (BARTHEL (1979)

- b) Meßprogramm in der Außenjade (YSKER (1979))
- c) Seegangsmeßprogramm "Ostfriesische Inseln" (LUCK + NIEMEYER (1977))

Das Ästuarmeßprogramm in der Außenweser, das vom Wasser- und Schiffahrtsamt Bremerhaven betreut und vom Bundesminister für Forschung und Technologie (BMFT) über das KFKI gefördert wird, wurde aus einem bereits konzipierten Meßprogramm weiterentwickelt und in Teilen im Winter 1975/76 begonnen. Im Programm sollten an zunächst fünf Stationen Untersuchungen mit folgendem Ziel durchgeführt werden (BARTHEL (1979)):

- a) Veränderungen der Seegangsparameter beim Einlaufen des Seegangs in das Ästuar;
- b) Verteilung der Seegangsenergie hinter Riffen und Platen;
- c) Einfluß des Seegangs auf die Topografie und
   umgekehrt Beeinflussung des Seegangs durch die Topografie;
- d) Bestimmung von Bemessungsdaten für Bauwerke aller Art
- e) Einfluß des Seegangs auf den Einsatz von Schiffen und insbesondere des langperiodischen Seegangs auf die oft nur mit geringer underkeel-clearance fahrenden Tiefgangschiffe.

Abb. 3.1 zeigt das Weserästuar mit den 5 Meßstationen.



An der Station ST wird der aus der Nordsee einlaufende, weitgehend unbeeinflußte Seegang erfaßt. Die Station liegt auf etwa SKN - 18,5 m Wassertiefe. Die Messung erfolgt durch eine wave-rider-Boje.

Die Station RSW liegt an der Ostseite der tiefen Rinne der Neuen Weser dicht unter der Kante des Roten Sandes. Die Wassertiefe beträgt dort SKN - 10,5 m. In der tiefen Rinne der Neuen Weser kann der Seegang verhältnismäßig frei einlaufen. Erste Veränderungen des Seegangs gegenüber ST sind jedoch zu erwarten.

Die Station RSO liegt unmittelbar auf dem Roten Sand bei SKN - 3,5 m Wassertiefe. Bei vorhersehenden Windrichtungen SW - NW wird der Seegang auf der Untiefe stark deformiert und abgeschwächt. Nach Verlust der Pfahlstation wurde eine waverider-Boje in Lee des Sandes bei etwa SKN - 7 m Wassertiefe ausgelegt (RSO'). Man kann jedoch annehmen, daß langperiodische Seegangsanteile durch die Alte Weser eindringen und nach Refraktion an den Böschungen des Roten Grundes das Seegangsklima bei RSO beeinflussen.

Die Station TPW liegt an der Ostseite der Hohewegrinne dicht unter der Tegeler Plate auf etwa 4 m Wassertiefe. Bis hierhin könnten ebenfalls größere Wellen durch die tiefe Schiffahrtsrinne gelangen. Es sind jedoch starke Refraktions- bzw. ggfs. Reflexionserscheinungen durch die steile Unterwasserböschung der Tegeler Plate zu erwarten. Nach Verlust einer Pfahlstation wurde eine waverider-Boje auf gleicher Höhe bei 10 m Wassertiefe ausgelegt (TPW). Die Station TPO liegt bei ca. 3,5 m Wassertiefe auf gleicher Höhe wie TPW, jedoch auf dem flachen Vorhang der Tegeler Plate. Hier ist eine wesentliche Umwandlung des von draußen eindringenden Seegangs zu erwarten.

#### 3.2 Problematik von Seegangsmessungen

in einem Ästuar

Die Messung der Auslenkung des Wasserspiegels in der Höhe in Abhängigkeit von der Zeit erscheint physikalisch und meßtechnisch einfach. So zeigt sich die ozeanografische Wellenbetrachtung im tiefen Wasser bei Vorliegen entsprechender Meß- und Auswertesysteme als vorwiegend physikalisch-mathematisches Problem, das man mit entsprechender Computerlogik ausleuchten kann. Alle idealisierten Einflüsse des flacher werdenden Seegrundes lassen sich ebenfalls in mathematischen oder auch hydraulischen Modellen nachempfinden und durch entsprechende Behandlung der Bewegungsgleichungen lösen. Messungen an Stränden behandeln meist den Übergang vom quasitiefen Wasser bis zur Wassertiefe d = O.

In einem stark gegliederten Ästuar ergeben sich jedoch ähnliche, wenn auch anders gelagerte Schwierigkeiten, wie sie bereits SIEFERT (1974) für Messungen in den Wattengebieten der Elbe geschildert hat. Einflußfaktoren der unterschiedlichsten Art müssen bereits bei der Konzeption des Programms berücksichtigt werden. Häufig zeigt sich jedoch erst bei der Durchführung des Programms bzw. bei den ersten Auswertungen, welche Schwierigkeiten auftreten, bzw. welche Einflußfaktoren vernachlässigt wurden. Hinzu kommt, daß erst eine große Anzahl von auswertbaren Messungen eine Auswertung zuläßt, die alle Gegebenheiten, z. B. die verschiedenen möglichen Windrichtungen bei möglichst allen Windstärken und unterschiedlichen Wasserständen, umfaßt. PIANC (1973) empfiehlt, daß der Standort einer Meßstation für mindestens ein Jahr beibehalten werden sollte; vorzuziehen ist eine fünfjährige Messung an derselben Station. Nach Erfahrungen im Neuwerker Watt (SIEFERT (1974)) sollten jedoch auch 3 Jahre einen ausreichenden Überblick gewähren.

Dabei sind jedoch die Kosten mit dem zu erzielenden Ergebnis zu vergleichen. Häufig genügt schon die Erfassung einzelner Faktoren zur Bestimmung bzw. Hochrechnung und Abschätzung von Extremwerten.

## 3.2.1 Stationsauswahl und Meßverfahren

Die Wahl der Meßverfahren hängt im wesentlichen von der Auswahl der Stationen, ihrer Lage und von den zu messenden Faktoren ab. Dazu kommen örtliche Gegebenheiten, Möglichkeiten der Stromversorgung und die zur Verfügung stehende Auswertekapazität. Das Ästuarmeßprogramm wurde begonnen mit einer Gerätekonzeption, die sich vorwiegend auf schon vorhandene Geräte einfacher Bauart stützen mußte. So wurden die vier Stationen RSW, RSO, TPW und TPO mit Wellenmeßpegeln "SYSTEM WEMELSFELDER" besetzt, die vom DEUTSCHEN HYDROGRAPHISCHEN INSTITUT (DHI) ausgeliehen und teilweise auch gerätetechnisch betreut wurden. Das Registriergerät wird auf einem Pfahl montiert (Abb. 3.2). Die Bewegungen eines Schwimmers mit vertikaler Führung in einem geschlitzten Rohr werden mechanisch übertragen und auf Wachspapier registriert.



Abb. 3.2

Neben einer Blockregistrierung von 3000 m integrierter Wellenhöhe wird ein 2 - bzw. 4 -Schnellschrieb aufgezeichnet, der einen Wellenzug wiedergibt und statistisch ausgewertet werden kann (Abb. 3.3). Die Blockschriebe können u. a. nur eine mittlere Wellenhöhe liefern. Einzelheiten können bei SCHRADER (1960) nachgelesen werden.



Abb. 3.3

Die Erfahrung mit dem Meßsystem zeigt, daß für Wassertiefen über 8 m wegen der Abmessungen des Trägerbauwerkes ein wirtschaftlicher Einsatz fragwürdig wird, falls nicht Trägerbauwerke ohnehin zur Verfügung stehen (Bohrinseln, Leuchttürme). Hierzu sei jedoch auf die Verfälschung des gemessenen Seegangs durch das Bauwerk selbst hingewiesen. Eisgang und Bewuchs sowie starke Tideströmungen können die Beweglichkeit des Schwimmers beeinträchtigen; Seegang selbst, Kollision mit Schiffen und Eisgang gefährden den Bestand des Trägerbauwerks.

Für die Lage der Station ist weiterhin entscheidend, ob dort starke Tideströmungen und stabile oder wechselnde morphologische Verhältnisse herrschen. Auskolkungen können die Standfestigkeit eines Pfahles herabsetzen, wandernde Großriffel die Zuordnung der Meßwerte erschweren.

Die Brauchbarkeit des zu Beginn vorhandenen Meßsystems ist auf bestimmte Fragestellungen beschränkt. Die Längedes Schriebs (2' oder 4') gestattet nur eine statistische Auswertung nach kennzeichnenden Größen. Eine nachträgliche Digitalisierung des Schriebes ist aufwendig und führt meist nicht zum gewünschten Erfolg. Eine Vielzahl von Messungen an einer Station ersetzt jedoch mit entsprechender Wertung die Länge des Einzelschriebs und führt zu einer gesicherten Aussage über kennzeichnende Werte. So wurden im Verlauf des Programms folgende analoge Meßschriebe auf Registrierpapier gewonnen:

Station	2 Min.	4 Min.	5 Min.
TPO	507	251	
TPW	464	20	
RSO	292		
RSW	127		
ST			540

An der Station St. wurde bei der vorhandenen Wassertiefe von rd. 20 m u. SKN ein Meßsystem gewählt, daß sich bereits bei verschiedenen Programmen im In- und Ausland bewährt hat. Die Wellenmeßboje der Firma DATAWELL Typ "wave-rider" wird auf der Meßstation weich (Gummiseil) verankert und folgt den Auslenkungen der Wasseroberfläche. Es werden die Beschleunigungen der Boje gemessen und durch zweifache geräteinterne Integration in Wellenhöhen umgewandelt. Eine kardanische Aufhängung der Meßelemente verhindert eine Verfälschung der Meßeverte durch horizontale Komponenten. Die Daten werden durch Funk an eine Landstation übertragen. Das Empfangssystem wird dort mit einem Multiplexer gesteuert, Da die Funkfernübertragung der Daten bei den handelsüblichen Geräten im 27 MHz-Bereich erfolgt, ist eine starke Störanfälligkeit gegenüber CB-Funkverkehr gegeben. Aus diesem Grund wurde die Empfangsstation auf den landfernen LT "Hoheweg" verlegt und von Bremerhaven aus ferngeschaltet (Abb. 3.5).



Abb, 3.5

Bei einer Länge des Einzelschriebes von 20' und einer Meßwert-Aufnahmefolge von 4/sec können die Daten sowohl statistisch als auch spektral ausgewertet werden. Das Programm hierfür wurde in Zusammenarbeit mit dem Rechenzentrum der Fa. VFW-Fokker in Bremen erstellt.

# Systemskizze der Seegangsmeßstation "Hoheweg"


Vor jedem Einsatz wurde jedes Gerät einer Kontrolleichung unterzogen. Dazu wurde die Meßboje an Land an einem Gummiseil aufgehängt und in meßbare Vertikalschwingungen mit Perioden >2 sec. versetzt. Die dabei registrierten Meßfehler haben die Größenordnung 2 - 3 % nicht überschritten. Dabei wurden Wellenhöhen bis zu 3 m simuliert.

### 3.2.2 Windmessung

Für die Beurteilung des örtlichen Seegangs ist die Erfassung der örtlichen Windverhältnisse von großer Bedeutung. Zwar wächst die Windgeschwindigkeit mit zunehmender Meßhöhe über dem Boden bzw. Wasser. Eine feste Bezugshöhe der Messung über dem freien Wasserspiegel, wie sie z. B. über dem Land mit No = 10 m vereinbart ist, gibt es jedoch nicht. Starke Beeinträchtigungen der Windgeschwindigkeit durch die "Rauhigkeit der Wasseroberfläche" sind jedoch auch nur bei höheren Wellen zu befürchten. Beim Ästuarprogramm war etwa in der Mitte des Testfeldes ein Windmeßgerät in ca. SKN + 10 m

angeordnet. Registriert wurden der Windweg und die Richtung.

Ŷ

# WINDREGISTRIERUNG



Vergleiche mit dem auf dem LT Alte Weser in ca. 40 m ü SKN stationierten Windschreiber haben keine wesentlichen Erkenntnisse bzw. gravierenden Unterschiede gezeigt, so daß hier nicht weiter darauf eingegangen wird.

SCHÜTTRUMPF (1973) macht die erforderliche Registrierdauer der Windstärke und -richtung von der Windgeschwindigkeit abhängig. Bei größeren Windgeschwindigkeiten ist eine längere Einwirkdauer erforderlich, um ausgereiften Seegang zu erzielen. Nach SIEFERT (1971) kann diese Erkenntnis nicht bestätigt werden. Die Untersuchungen im Flachwassergebiet des Ästuars haben gezeigt, daß bei den herrschenden Tiefenverhältnissen und schnell wechselnden Windstärken und -richtungen ein Zeitraum von 2 Stunden für die Mittelung vollkommen ausreichend, in einigen Fällen schon zu lang ist. Alle Windwerte wurden daher durch Auswertung der Windwegdaten als 2-Stundenmittel errechnet. Für die Beurteilung der Wellenparameter wurden Mittel von Geschwindigkeit und Richtung der vor der Wellenmessung liegenden 2 Stunden ausgewertet. Bei allen Darstellungen von Windgeschwindigkeit und -richtung sind diese 2-Stunden-Mittel verwendet worden.

## 3.2.3 Betreuung der Meßsysteme und Ausfälle

Alle zur Verfügung stehenden Meßsysteme können nur weitgehend reibungslos funktionieren, wenn eine ausreichende Wartung und Betreuung der Stationen gewährleistet ist. So muß eine Pfahlstation in mindestens einwöchigem Abstand gewartet und kontrolliert werden, will man die Kontinuität der Messung nicht in Frage stellen bzw. in Kauf nehmen, daß bei interessanten Sturmwetterlagen ein Gerät ausfällt. Die Überprüfung umfaßt die mechanische Kontrolle der Pfahlstation und der beweglichen Teile des Meßgeräts (Bewuchs, Beschädigung der Schlitzrohre, Schwimmer und -seil) sowie die Überprüfung des Meßsystems (Zeitkontrolle, Energieversorgung, Bogenwechsel etc.).

Bei dem schwimmenden Meßsystem (waverider) sollte

häufig die Position überprüft werden. Dies kann pei ohnehin durchgeführten Versorgungsfahrten verschiedenster Einsatzfahrzeuge wahrgenommen werden. Wichtig ist jedoch auch eine etwa 4-wöchentliche Überprüfung des Verankerungssystems. Verbindungselemente können durch die ständige Bewegung durchscheuern bzw. durch im Salzwasser begünstigte elektrolytische Korrosion geschwächt werden. Die Stromversorgung ist auf rd. 9 Monate ausgelegt und überdauert i. a. eine Meßsaison (Oktober - April). Hier kam der Überprüfung des landfernen Empfangssystems eine größere Bedeutung zu. Da die Kapazität des Magnetbandes bei der Datenfülle nicht unbegrenzt ist, muß bei Vorgabe von Registrierdauer und -intervall die Einschaltzeit der Anlage genau überwacht werden. Anderenfalls kann es vorkommen, daß bei langfristigen Schlechtwetterperioden mit zunehmendem Wind bei großen Wellenhöhen die Anlage ausgeschaltet werden muß, da die Kapazität erschöpft und ein Auswechseln der Bänder nicht möglich ist. Die fehlende Übertragungsmöglichkeit der Wellendaten kann auch dazu führen, daß Windlagen in ihrer Auswirkung auf die Wellenbewegung überschätzt werden und so der Datenträger mit uninteressanten Daten belegt wird.

Die Erfahrung mit den beiden Meßsystemen hat jedoch gezeigt, daß bei Beachtung der o. a. Faktoren im Rahmen der Möglichkeiten der Systeme eine auswertbare Anzahl von Daten gewonnen werden konnte. Ausfälle bei den mechanischen Meßgeräten waren in erster Linie auf vorzeitigen Batterieausfall und Reißen des Schwimmerseils zurückzuführen. Beim waverider-System wurden mehrmals Meßtonnen vertrieben bzw. durch Kollision mit Schiffen abgerissen. Ein Gerät ging dabei ganz verloren. Fehler im Empfangssystem traten nach Beseitigung von anfänglichen Schwierigkeiten nur sehr selten auf.

3.3 Auswertwerfahren und ihre Gültigkeit

Die Möglichkeiten der Auswertung von Wellenmessungen sind in erster Linie von den zur Verfügung stehenden Datenträgern abhängig. Für die folgende Betrachtung soll jedoch hier davon ausgegangen werden, daß eine auf Registrierpapier aufgezeichnete Folge von Wasserspiegelauslenkungen als Funktion der Zeit

$$y = f(t)$$

zur Verfügung steht.

Man unterscheidet dann bei der Definition der Welle grundsätzlich zwischen zwei Verfahren (Abb. 3.7):

a) Das <u>Nulldurchgangsverfahren</u> (zero-up-crossing-Verfahren) bezeichnet eine Welle als Auslenkung des Wasserspiegels zwischen zwei Schnittpunkten mit dem Ruhewasserspiegel;

b) das <u>Wellenkammverfahren</u> definiert als Welle die Wasserspiegelauslenkung zwischen einem Wellenberg und dem darauffolgenden Wellental.

Ungenauigkeiten beider Verfahren entstehen durch Festlegung einer mehr oder weniger willkürlichen Mindestwellenhöhe.





Ein drittes Verfahren, das SCHÜTTRUMPF (1973) vorschlägt, enthält das Kriterium des maximalen Wellenhöhenquadrats. Die Welle wird als Wasserspiegelbewegung bezeichnet, bei der das Quadrat des Wellenhubes ein Maximum, d. h. größer als die Summe der Quadrate der einzelnen Wellenhübe wird (Abb. 3.8).



# ABB.3.8 KRITERIUM DES MAXIMALEN WELLENHÖHENQUADRATES ZUR FESTLEGUNG EINER WELLE (NACH SCHÜTTRUMPF[1973])

Allgemein üblich, auch in der internationalen Literatur, ist jedoch das zero-up-crossing-Verfahren. Um die Vergleichbarkeit und Genauigkeit der c-t-t-und z-u-c-Methode zu untersuchen, wurden eine Reihe von 20' Registrierungen der waverider-Bojen nach beiden Verfahren ausgewertet.

In Abb. 3.9 sind die prozentualen Abweichungen der H - H<sub>1/3</sub> - H max, die nach z-u-c ermittelt wurden von denen nach c-t-t für 3 Stationen über der Wellenhöhe aufgetragen. Aus Gründen der Übersichtlichkeit sind nicht die Einzelwerte, sondern nur grafisch ermittelte Ausgleichsgeraden dargestellt. Das für die Auswertung benutzte Datenkollektiv bestand aus 10 (RSO), 49 (RSW) und 8 (ST) 20-Minuten-Registrierungen. Es ist kein gemeinsamer Trend für alle unter-



ABB: 3.9

suchten Stationen festzustellen. Auffällig sind jedoch Abweichungen der signifikanten Wellennöhen bis zu 29,3 %. Da es sich hier um eine zeitliche Aufeinanderfolge hoher Abweichungen handelt, scheinen äußere Einflüsse (z. B. extrem hohe Tideströmungen und daher sehr steile Wellen) eine Rolle gespielt zu haben. Inwieweit sich die Wellenform auf die Auswertemethode auswirkt, wurde nicht weiter untersucht.

Abb. 3.10 bis 3.12 (im Anhang) zeigen nochmals die Abhängigkeit der prozentualen Abweichungen von der Wellenhöhe für die Stationen ST, RSW und RSO. Hier wurden jedoch alle Wellenhöhen  $\overline{H}$ ,  $H_{1/3}$  und H max zusammengefaßt. Die Korrelationskoeffizienten reichen von

 $R_{xy} = 0,07 . 0,66.$ 

Besonders bei der Station RSW läßt sich eine steigende prozentuale Abweichung (zuc-Höhen gegenüber ctt-Höhen) mit steigender Wellenhöhe erkennen. Aus den drei Vergleichen, bei denen auch die Perioden berücksichtigt wurden, konnten die folgenden Mittelwerte gewonnen werden:

Station	Ħ	H1/3	H max	T	T <sub>H1/3</sub>	T <sub>H max</sub>
RSO	0,5	3,5	6,1	11,9	12,5	- 3,5
RSW	- 3,2	2,8	7,4	3,2	4,9	- 1,1
ST	- 1,6	3,6	7,4	-0,4	13,3	7,4
Gesamt	- 1,8	3,3	7,0	4,9	10,2	0,9

Prozentuale Abweichungen der nach zuc-Methode ermittelten signifikanten Werte von denen nach cct-Methode ermittelten. Der Vergleich der Abweichungen bei den Perioden  $\overline{T}$ ,  $T_{H1/3}$  und  $T_{H max}$  läßt keine Schlüsse zu, da die Werte sehr stark streuen. Offensichtlich ist die Größe der signifikanten Werte in starkem Maße abhängig von der Auswertemethode. Es kommen bei der vergleichsweise geringen Anzahl der untersuchten Registrierungen Abweichungen bei Einzelschrieben von mehr als 40 % vor ( $T_{H max}$ ), bei den gemittelten Werten ( $\overline{T}$ ,  $T_{H1/3}$ ) bis zu 36,8 %.

Aus den o.a. Gründen der Unsicherheit der Bestimmung einer Welle nach den gängigen Auswerteverfahren wird in der Literatur immer häufiger vorgeschlagen, die signifikanten Werte anders zu bestimmen. HARRIS (1970) schlägt vor, statt H<sub>1/3</sub> das H<sub>RMS</sub> (RMS = Root-Mean-Square-Value) zu benutzen. Es gibt das mittlere Verhältnis

 $H_{1/3}/H_{RMS} = 4 \text{ an.}$ 

Der tatsächliche Wert ist jedoch abhängig vom gesamten Spektrum.

Für die Bestimmung der signifikanten Wellenperiode führt er sechs verschiedene mögliche Methoden an:

- a) Die mittlere Periode der 33 % höchsten Wellen (T<sub>1/3</sub>, besser: T<sub>H1/3</sub>)
- b) Die am häufigsten im Schrieb vertretene Periode ( CERC). Diese ist dann jedoch stark abhängig von der Lage des Schriebs (Anm. d. V.).
- c) Die durchschnittliche Periode aller Wellen  $(\overline{T})$
- d) Die durchschnittliche Periode aller zuc-Wellen (Tzuc)

- e) Die Periode der maximalen Engergiedichte  $(T_{PM})$
- f) Die Periode, die zur Frequenz der maximalen Energiedichte gehört  $(T_{FM})$ .

Vorgeschlagen wird als signifikante Periode eines Wellenzuges die zur Frequenz der maximalen Energiedichte des Spektrums zugeordnete Periode  $(T_{FM})$ . SVASEK (1969) führt die von CARTWRIGHT und LONGUET-HIGGINS (1956) für ein schmales Spektrum gefundene Beziehung

$$H_R = 4 \sqrt{m_o}$$

 $m_0 = 0.$  Moment des Energiespektrums =  $\int S(f) df$ an und zieht Vergleiche zwischen  $H_R$  und  $H_S(= H_{1/3}).$ WILSON UND BAIRD (1972) vergleichen mehrere Methoden der Bestimmung von  $H_{1/3}$  mit dem aus dem Energiespektrum gewonnenen Wert für eine Reihe von Naturmeßdaten, die mit einer waverider-Boje gewonnen wurden.

Ein Teil der Ergebnisse dieser Untersuchungen ist in Abb. 3.13 dargestellt. Der untere Teil der Abb. zeigt auch den Vergleich der statistisch ermittelten T<sub>1/3</sub> und der aus dem Energiespektrum gewonnenen Peak-Perioden. Dabei erreicht jeweils die Korrelation mit den nach der zuc-Methode ermittelten Werten die höhere Zuverlässigkeit. Außerdem wird festgestellt, daß der Zwischen H<sub>1/3</sub> und H<sub>R</sub> unabhängig von der spektralen Breite des Energiespektrums ist. Einschränkend muß dazu gesagt werden, daß alle diese Untersuchungen für ausgereiften Seegang gelten.

Da ein Teil der Messungen nur relativ kurze



2-Minuten-Schriebe lieferten, aus denen die Berechnung eines Spektrums wenig sinnvoll erschien, wurden alle hier verwerteten Messungen nach der zuc-Methode ausgewertet. Diese Methode ist allgemein anerkannt und wird wohl am häufigsten verwendet.

.

4. Seegang in einem Ästuar nach kennzeichnenden Größen

#### 4.1 Windeinfluß

Seegang in einem Gebiet wechselnder Wassertiefen und Tideströmungen wird von vielen Faktoren beeinflußt. Da es kaum möglich ist, die Wirkung aller Einflußfaktoren gemeinsam zu ermitteln, wird man versuchen, zunächst einzelne Einflüsse zu bestimmen. Abgesehen von den langperiodischen Wellen (Tide etc), Schiffswellen und anderen Sonderfällen wird Seegang vom Wind angefacht, verstärkt und in bestimmte Richtungen gelenkt. Die naheliegende Frage behandelt daher den Zusammenhang zwischen Windstärke, -richtung, -dauer und Streichlänge (Fetch) und den kennzeichnenden Wellengrößen. Hierzu liegen in der Literatur eine ganze Reihe von Untersuchungen mit unterschiedlichen Ergebnissen vor. WIEGEL (1964) hat eine Übersicht über eine Reihe von Messungen gegeben, bei denen die Abhängigkeit der Wellenhöhen und -perioden von Windgeschwindigkeit und Fetch ermittelt wurde. Diese Ergebnisse sind z. T. dimensionsecht, z. T. jedoch als rein empirische Abhängigkeiten dargestellt. Die dimensionslose Beziehung wird durch

$$\frac{gT}{U} = f_1\left(\frac{gF}{U^2}; \frac{gt}{U}; \frac{f_a}{T_s}\right) \quad (45)$$

$$\frac{gH}{U^2} = f_2 \left( \frac{gF}{U^2} ; \frac{gt}{U} ; \frac{Ta}{T_s} \right)$$
(46)

gegeben. Die der Vollständigkeit halber mit-

temperatur (Ta, Ts) wird im allgemeinen vernachlässigt. Die Winddauer wird durch die Auswahl der Schriebe ebenfalls eliminiert. Die im folgenden betrachteten Messungen sind durch die Beziehung

$$gT = f_1(u)$$
(47)  
$$H = f_2\left(\frac{u^2}{g}\right)$$
(48)

dimensionsecht dargestellt.

- 85 -

Die gewonnenen Registrierungen wurden zunächst nach den bisherigen Kenntnissen in Hauptwindsektoren eingeteilt, wie auch im Lageplan der Abb. 4.1 ersichtlich ist. Dabei wurden die vorherrschenden Hauptwindrichtungen, die Topografie und mögliche Diffraktions- und Refraktionserscheinungen berücksichtigt. Eine gute Ortskenntnis und die Möglichkeit häufiger Naturbeobachtungen spielten bei der Festlegung ebenfalls eine Rolle. Alle 2- und 4-Minuten-Schriebe wurden nach diesen Windsektoren geordnet.

Die Korrelation aller Meßdaten aus den einzelnen Windsektoren mit den zugehörigen Winddaten ergab zunächst mangelhafte bis schlechte Abhängigkeiten, die für eine weitere Bearbeitung nicht in Frage kamen. Die Tabelle der Ergebnisse der Korrelationsrechnungen, bei denen die Wellengrößen nach Windsektoren und unterschiedlichen Wasserständen geordnet sind, ist im Anhang beigefügt.



Die Ergebnisse zeigten sehr bald, daß eine Aufteilung in die vorgegebenen Windsektoren keine befriedigende Lösung lieferte. Vielmehr mußten einzelne Meßserien mit möglichst konstanten Windrichtungen untersucht werden, da offensichtlich eine starke Abhängigkeit von der Windrichtung und damit unterschiedlichen Refraktions- und Diffraktionserscheinungen, aber auch von Wassertiefen und besonders Tideströmungen bestand.

Daher wurden aus den später mit waverider-Bojen gewonnenen Messungen längere Serien von 20-Minuten-Schrieben mit bestimmten Windrichtungen ausgewählt und untersucht, bei denen wahrscheinlich war, daß möglichst viele Einflußfaktoren - abgesehen vom Wind - während der Meßserie unverändert blieben.

Die Abb. 4.2 - 4.7 zeigen für die vorherrschenden Windrichtungen SW - N (für RSW auch WNO) die Funktionen

$$H = f \left(\frac{U^2}{g}\right)$$

und Tg = f(U)

Auf die Unterteilung in Ebb- und Flutstrom wird in einem späteren Kapitel eingegangen.

Für ausgereiften Seegang im tiefen Wasser gilt nach BRETSCHNEIDER (1958)

$$H_{1/3} = 0,282 \frac{U^2}{g}$$

Dazu wurden entsprechende Diagramme für verschiedene Streichlängen entwickelt. Eine ähnliche













Größenordnung zeigen die Beziehungen von SVERDRUP UND MUNK (1947)

$$H_{1/3} = \frac{0.26}{g} U^2$$

und von WALDEN

$$H_{1/3} = \frac{0,22}{g} U^2$$
,

wobei über die Dimensionen nichts ausgesagt wird.

Die bei den Messungen im Weserästuar gefundenen Abhängigkeiten wurden als lineare Beziehungen aufgestellt und erstrecken sich von

2

	<sup>H</sup> 1/3	11	0,05 <del>U</del>	+ 0,82			
bis	<sup>H</sup> 1/3	12	0,08 $\frac{v^2}{g}$	+ 0,17			
bzw∘	H	8	0,01 $\frac{\text{U}^2}{\text{g}}$	+ 0,84			
bis	H		0,05 $\frac{v^2}{g}$	+ 0,13;			
					<sup>H</sup> 1/3	in	[m]
					$\frac{v^2}{g}$	in	[ m ]

Bei der Auswertung stellte sich heraus, daß eine lineare Korrelation bessere Zusammenhänge ergab, als z. B. die 2. Grades. Daher ist der Gültigkeitsbereich auf Windstärken > 5 m/s beschränkt. Die dabei resultierenden Wellenhöhen H liegen im Bereich von 50 - 60 cm, bei dem fast schon der untere Meßbereich der waverider-Boje erreicht ist. Eine Übersicht über die gesamten Ergebnisse und die Zuverlässigkeit der Zusammenhänge zeigt die Tabelle der Abb. 4.8 (im Anhang).

Geht man mit diesen Werten in eine Grafik für Wellenvorhersagen im Flachwasser, wie sie bei CERC (1966) aufgeführt wird, so erhält man z.B. für die Station RSW

a) 
$$d = 12$$
 m (= 40 feet) bei lmw  
 $\overline{H} = 1,95$  m (= 6,4 feet)  
 $U = 19,8$  m/s (= 44,3 mph)

eine zugehörige Fetch-Länge von mehr als 30 km. Diese ist bei entsprechender Windrichtung möglich. Benutzt man in Abb. 29 jedoch die Funktion für eine Windrichtung NNO - O, so ergibt sich in gleicher Weise bei

eine wirksame Fetchlänge von rd. 16 km. Bei den herrschenden topografischen Verhältnissen ist eine solche Annahme jedoch nicht gerechtfertigt. Setzt man noch dazu nicht die mittlere Wellenhöhe  $\overline{H}$ , sondern die in den Diagrammen benutzte signifikante Wellenhöhe  $H_{1/3}$  an, so erhält man für a) und b) weitaus größere Fetchlängen. Es zeigt sich damit, daß die Vorhersagediagramme für den untersuchten Bereich kaum zu gebrauchen sind. Bei weitaus geringeren Streichlängen sind erheblich größere Wellenhöhen zu erwarten.

Auch weitere Vergleiche, z. B. mit den Dia-

grammen aus dem Handbuch des NAVAL WEATHER SERVICE (1954), zeigen, daß eine kennzeichnende Wellenhöhe von 3,15 m bei einer Windgeschwindigkeit von rd. 19 m/s erst nach 36 Stunden Einwirkdauer erreicht wird. Die hier gemessene Wellenhöhe wurde jedoch bei anwachsendem Wind von 15 - 19 m/s nach ca. 8 Stunden Einwirkdauer gemessen. Entsprechend braucht ein starker Wind nur kürzere Zeit, einen ausgereiften Seegang zu erzeugen, als in den o.a. Vorhersagegrafiken angegeben. Zu ähnlichen Schlüssen kommt SIEFERT (1974) bei den Messungen vor und im Neuwerker Watt.

Die Abhängigkeit der signifikanten Perioden von der Windgeschwindigkeit wird durch die Messungen in der Weser in der folgenden Form wiedergegeben:

 $T_{H1/3} = \frac{1}{g} (1,03 \text{ U} + 42,71)$ bis  $T_{H1/3} = \frac{1}{g} (5,74 \text{ U} - 3,35)$ bzw.  $\overline{T} = \frac{1}{g} (0,69 \text{ U} + 19,13)$ bis  $\overline{T} = \frac{1}{g} (4,03 - 1,5) ; T \text{ in [sec]}$  $\frac{U}{g} \text{ in [sec]}$ 

Dabei ist der funktionale Zusammenhang, wie auch in der Elbe (SIEFERT (1974)), nicht so eng wie bei den Höhen. Außerdem muß der Bereich von

$$0 < T \cdot g < 19$$

aus gerätetechnischen Gründen offen bleiben. Eine Übersicht über alle Einzelergebnisse mit den dazugehörigen Korrelationskoeffizienten zeigt Abb. 4.8 (im Anhang).

Für einen konstruierten Fall

U = 10 m/s Dauer = 2 Stunden

ergeben sich nach verschiedenen Autoren folgende kennzeichnende Perioden T<sub>H1/3</sub>:

 $T_{\rm H1/3} = 3,8 \, \rm s$ NAVAL WEATHER SERVICE (1954): (Tiefwasser)  $T_{\rm H1/3} = 2,4 \,\rm s$ ARTHUR (Tiefwasser) (1951):  $T_{\rm H1/3} = 4,2 \, \rm s$ BRETSCHNEIDER (1958):  $T_{\rm H1/3} = 7,2 \,\rm s$ CERC (1966):  $T_{\rm H1/3} = 5,4 \,\rm s$ Weser-Ästuar (ST) :  $T_{\rm H1/3} = 5,0 - 5,2 \,\rm s$ (RSW):  $T_{H1/3} = 5,0 - 8,3 s$ (RSO):  $T_{\rm H1/3} = 3,8 - 3,9 \,\rm s$ (TPW):  $T_{\rm H1/3} = 5,3 - 6,8 \, \rm s$ (TPO):

Die Übersicht zeigt, daß die angegebenen Werte stark schwanken. Die Perioden im "Flachwassergebiet" des Weserästuars liegen innerhalb dieses Bereichs.

Die von ROLL (1951) ermittelten Perioden für die Deutsche Bucht (Feuerschiffsbeobachtungen) liegen bei 4,8 - 5,1 s und damit unter den Ästuarergebnissen. Es scheint, als ob in Richtung auf das innere Ästuar längere Perioden auftreten. Hierauf wird jedoch näher einzugehen sein. Die vorstehenden Ergebnisse sowohl bei den Höhen als auch bei den Perioden zeigen, daß insbesondere in einem stark gegliederten Ästuar Vorhersageverfahren nur bedingt bzw. gar nicht anwendbar sind. Hier wird einmal mehr die Notwendigkeit und der Wert langfristiger und umfassender Naturmessungen nachgewiesen.

## 4.2 Wassertiefeneinfluß

Höhen, Perioden und Steilheit des Seegangs im flachen Wasser werden im wesentlichen von der Wassertiefe bestimmt. Nach der linearen Wellentheorie wird eine Welle von der Wassertiefen beeinflußt, wenn

$$d < \frac{L}{2}$$

wird.

Bei der Annahme  $\overline{L} = \overline{T}^2$ , die sich vereinfacht als Mittelwert aus der von EWING (1969) aus Beobachtungen von SIEFERT (1972) gewonnenen Beziehungen  $0,5 \le \frac{\overline{L}}{\overline{T}^2} \le 1,2$  ablesen läßt (Windgeschwindigkeit und Perioden für Flachwasser  $\rightarrow 0,8 \le \frac{\overline{L}}{\overline{T}^2} < 1,2$ ) ergibt sich eine Beeinflussung bei

$$d < \overline{\frac{T}{2}}^2$$

Da in Abhängigkeit von der Windstärke bei jeder Wassertiefe kleinere und größere Wellen auftreten können, erscheint es allgemein nicht sinnvoll, eine allgemeine Abhängigkeit

$$T = f(d)$$
 oder  $H = f(d)$ 

aufzustellen. Vielmehr ist es für den planenden

Ingenieur wichtig, zu wissen, welche oberen Grenzen der Wellenhöhen bei bestimmter Wassertiefe möglich sind.

Die o.a. Bedingung trifft bei den vorliegenden Meßergebnissen bei normalen Tideverhältnissen an den Stationen RSW, RSO, TPW und TPO zu. Bei ST werden erst bei außergewöhnlichen Wetterlagen die Wellenlängen, -höhen und -perioden so groß, daß eine wesentliche Beeinflussung durch die Wassertiefe eintritt.

Zunächst wurden wieder die Ergebnisse aller Messungen getrennt nach den verschiedenen Windsektoren aufgetragen und die signifikanten Wellenhöhen mit der zugehörigen Wassertiefe korreliert. Nach Durchsicht der Ergebnisse, die hier nicht im einzelnen dargestellt werden, wurde wiederum ein wenig befriedigender Zusammenhang festgestellt. Es scheint daher sinnvoll, nur die obere Grenze des Streubereichs und somit die empirische Funktion

 $H_{1/3 \text{ max}} = f (d)$ 

darzustellen (Abb. 4.9 und 4.10).

Für die Ermittlung der oberen Begrenzung wurden alle bisher gewonnenen Daten der 2-Minuten-Schriebe verwendet, so auch z. T. Daten aus der Sturmflut 1976. Es wird damit zwar nicht ausgeschlossen, daß extreme Einzelwerte unter besonderen Bedingungen noch über den Begrenzungslinien liegen. Diese Darstellung stellt jedoch eine erste gute Abschätzung des Seegangs bei bestimmten Wasserständen dar. Dabei ergibt sich je nach Lage





der Meßstelle ein charakteristisches Bild bei unterschiedlichen Windrichtungen. Es ist jedoch zu berücksichtigen, daß nach der Windstatistik die größten Windstärken aus der Richtung 240 -360° auftreten, so daß auch bei dieser Windrichtung die größten Wellen zu verzeichnen sind. Maximale signifikante Wellenhöhen sind danach bei fast allen untersuchten Stationen, unabhängig von ihrer Lage auf Untiefen, in tiefen oder am Rand tiefer Rinnen, aus derselben Richtung zu erwarten, da entsprechende Beugungserscheinungen eintreten.

Nur die Station TPO zeigt ein abweichendes Verhalten. Bedingt durch ihre Lage hinter dem Ausläufer der Tegeler Plate, der in hohem Maße vor Seegang aus WNW abschirmt, und in einer Platenrandlage haben hier - abgesehen von extremen Sturmflutbedingungen - Windwellen bei Wind aus N - NO einen größeren Einfluß. In Abb. 4.10 ist die von SIEFERT (1974) ermittelte Abhängigkeit für Randwattlagen (Brandungszone)

 $\tilde{H}_{max} = 0,5 \cdot d^{0,6}$ 

```
bzw. H_{1/3 \text{ max}} = 0,74 \cdot d^{0,6}
```

mit aufgetragen und paßt sich dem TPO-Verlauf gut an.

Die Stationen RSO und TPW mußten nach Verlust der Meßpfahlstationen mit waverider-Bojen besetzt werden. Die Verankerung dieser Geräte macht jedoch eine größere Wassertiefe erforderlich, so daß RSO und TPW nicht unmittelbar mit RSO' und TPW' verglichen werden können. Der untere Teil der Abb. 4.10 zeigt die Hüllkurven der auf

größerer Wassertiefe liegenden Stationen RSO' und TPW'. Damit ergeben sich nach den bisherigen Meßergebnissen für die einzelnen Bereiche folgende maximale signifikante Wellenhöhen: (offenes Wasser):  $H_{1/3 \text{ max}} = 7,0 \text{ m}$ 1. ST (Rinnenrandlage im Riffgebiet:): 2. RSW  $H_{1/3 \text{ max}} = 3,5 - 4,0 \text{ m}$ (Lage auf einer Untiefe im Riffgebiet): 3. RSO  $H_{1/3 \text{ max}} = 3,0 \text{ m}$ 4. RSO' (Leelage hinter einer Untiefe im Riffgebiet):  $H_{1/3 \text{ max}} = 3,5 - 4,0 \text{ m}$ 5. TPW (Rinnenrandlage im Platenbereich):  $H_{1/3 \text{ max}} = 2,5 - 3,0 \text{ m}$ 6. TPW' (w.o., im tieferen Wasser):  $H_{1/3 \text{ max}} = 2,0 \text{ m}$ (offensichtlich treten hier an der steilen Unterwasserkante im flachen Wasser Reflexionseffekte auf, die zur Vergrößerung der Wellenhöhe führen.) (Platenfrontlage):H<sub>1/3 max</sub> = 2,5 m 7. TPO

Abb. 4.11 faßt die o.a. Ergebnisse zusammen. Die Änderung des Verhältnisses H<sub>1/3</sub> / d mit zunehmender Wassertiefe charakterisiert die unterschiedliche Lage der Stationen. ST zeigt normales Tiefwasserverhalten; RSW dokumentiert mit gleichem Verlauf, aber geringeren Werten, die Schutzwirkung des Roten Sandes. In gleicher Wassertiefe, aber mit noch stärkerem Schutz durch Sände und Platen, zeigt sich TPW', während bei den



ÄNDERUNG DES VERHÄLTNISSES H<sub>1/3</sub>/d MIT DER WASSERTIEFE d

STATION	SKN	+1m	+2 m	+3m	+4 m	+5m
ST	0.06	0.19	Ó.26	0.29	0.3	0.3
RSW	0.06	0.18	0.23	0.25	0.25	
RSO	0.25	0.44	0.43	0.39	0.37	
RSO'	0.21	0.33	0.36	0.35	0.33	
TPW	0.19	0.27	0.29	0.28		
TPW'	0.06	0.09	0.11	0.12	0.12	
TPO	0.28	0.33	0.36	0.35	0.34	0.32

VERHÄLTNIS H<sub>1/3</sub>/d BEI ZUNEHMENDER WASSERTIEFE d

Flachwasserstationen RSO, TPO und TPW der Verhältniswert zunächst stark aufsteigt, dann wieder absinkt, um in einen konstanten Wert überzugehen. Mit zunehmender Wassertiefe nimmt die Wirkung des Shoaling-Effekts ab. Dabei ist wiederum die vom äußeren zum inneren Ästuar abnehmende Tendenz des Verhältniswertes zu erkennen. Mögliche Wellenhöhen in Abhängigkeit von Wassertiefe und Morphologie

$$H / d = f$$
 (Topografie)

lassen sich daher, wie folgt, beschreiben:

a) Auf dem Weg vom offenen Wasser (ST) in der tiefen Rinne am Riffbereich vorbei (RSW) bis ins innere Ästuar (Rinnenbereich, TPW') nimmt der Faktor H<sub>1/3</sub> / d zunächst um 17 % ab, beim weiteren Vordringen des Seegangs in das innere Ästuar um weitere 43 %.

$$t = \frac{H_{1/3}}{d}$$

to = Tiefenwasserbereich ti = inneres Ästuar ta = äußeres Ästuar

> $t_{i} = 0,4 t$  $t_{a} = 0,83 t_{o}$  $t_{i} = 0,48 t_{a}$

Wassertiefen ≥ 10 m

b) Für den Weg vom offenen Wasser über die Untiefen bzw. Riffe (RSO, dahinter (RSO') bis zum Platenrandbereich (TPO) ergibt sich folgende Änderung: Der Faktor t nimmt zunächst auf den Untiefen (RSO) um 23 % zu, hinter dem Roten Sand (RSO') erfolgte eine Abminderung (10 % Zunahme gegenüber ST) und schließlich nimmt das Verhältnis vor den Platen wieder um 13 % gegenüber ST zu.

$$t_a = 1,23 t_o$$
  
 $t'_a = 1,10 t_o$   
 $t_i = 1,13 t_o$ 

Flachwasserbereich Wassertiefe 4-7 m

Im gesamten Ästuarbereich wird die von SIBUL (1955) gefundene Beziehung

$$H_{1/3} \leq 0,59 \, d$$

erfüllt. Lediglich bei außergewöhnlichen Sturmwetterlagen kann dieses Verhältnis überschritten werden. Bei der Sturmflut 1976 wurde der Grenzwert zweimal überschritten. Der Maximalwert lag bei

$$\frac{H_{1/3}}{d} = 0,72$$

In einer dimensionslosen Darstellung gibt BRETSCHNEIDER (1954) einen analytischen Zusammenhang zwischen Wellenhöhe  $(H_{1/3})$ , Wassertiefe und Windgeschwindigkeit an. Dabei wird ein Reibungsfaktor f = 0,01 angesetzt, der aus Naturmessungen ermittelt wurde und für fein- bis mittelsandigen Untergrund geeignet scheint.

In Abb. 4.12 ist die theoretische Abhängigkeit nach BRETSCHNEIDER im Vergleich zu ausgewählten


Meßreihen (20'-Schriebe) aus der Außenweser dargestellt. Die dabei feststellbaren Abweichungen - der Übersicht halber sind nur die Ausgleichsgeraden und Grenzen der Streubereiche der Datenkollektiver dargestellt - zeigen, daß die in den Kurvenscharen von BRETSCHNEIDER dargestellten Verhältnisse nicht ohne weiteres auf Verhältnisse an der Nordseeküste, insbesondere in Ästuaren, übertragbar sind.

Die besonders aus dem Gesamtfeld herausfallende Station TPW zeigt den Einfluß der geschützten Lage im inneren Ästuar, die sich bereits in Abb. 4.11 bemerkbar machte. Die Ergebnisse der anderen Stationen liegen im allgemeinen höher, als nach dem theoretischen Verfahren zu erwarten ist, erreichen aber nicht die steile Grenze, die SIEFERT (1974) aus den Messungen im Watt vor der Elbmündung ermittelt hat (Abb. 4.12, unterer Teil). Auch bei Annahme größerer Fetchlängen wird zwar die Form der von BRETSCHNEIDER (1954) ermittelten Kurvenschar reproduziert, die Steigerungen sind jedoch allgemein größer, und die Ausgleichsgeraden der Einzelwerte deuten auf höhere Wellenwerte.

Abb. 4.13 zeigt die ebenfalls von BRETSCHNEIDER ermittelten theoretischen Zusammenhänge zwischen kennzeichnender Periode und Wassertiefe. Auch hier wurden die Ausgleichsgeraden der Datenkollektive errechnet. Ein anschaulicheres Bild ergeben jedoch wiederum die oberen Grenzen der Streubereiche. Die Unterschiede zwischen der theoretischen Linie und den gemessenen Werten sollen hier nicht im einzelnen diskutiert werden. Die Station TPO ergibt die beste Übereinstimmung bezüglich des Anstiegs der Geraden, die Werte



ABB. 4.13

liegen jedoch erheblich über den theoretischen.

## 4.3 Abhängigkeit von der Tideströmung

Der Seegang in einem Ästuar ist in besonderem Maße den Einflüssen der Tideströmung ausgesetzt. Durch den Wechsel von stark durchströmten Rinnen und weniger stark überströmten Platen und Untiefen und durch die alternierende Strömungsrichtung entsteht ein wenig überschaubares Bild unterschiedlicher Einflußzonen. Es ist besonders schwierig, außer im Modellversuch, den Einfluß der Tideströmung zu messen. Hierzu wechseln bei den Naturmessungen die äußeren Bedingungen wie Wind, Wassertiefe, Einfluß von Refraktion und Diffraktion etc. zu schnell, als daß man eine aussagekräftige Meßserie gewinnen könnte.

Die Geraden der Abb. 4.2 - 4.7 sind bereits nach Ebb- und Flutstrom getrennt aufgetragen. Abhängig von der Lage der jeweiligen Station ergeben sich mehr oder weniger starke Unterschiede zwischen den beiden Tideströmungsphasen. Erwartungsgemäß sind bei den Stationen im inneren Ästuar, wo stärkere Tideströmungen herrschen, auch die Wellenhöhen und -perioden stärker von der Strömungsrichtung abhängig. Abb. 4.14 zeigt eine Übersicht über die mittleren Strömungsverhältnisse im Ästuar.

Gleiche Verhältnisse, d. h. Schnitt der Geraden für E und F, treten für die Perioden im Bereich von Windstärken um 10 m/s auf. Danach wird der Unterschied zwischen den Perioden der gegen den Strom (Ebb) und mit dem Strom laufenden Wellen (Flut) sehr schnell größer. Bei auflandigem Wind



-112 -

mit Stärken um 20 m/s ergeben sich bei den einzelnen Stationen folgende Unterschiede in den kennzeichnenden Perioden  $T_{H1/3}$  zwischen Ebb- ( $T_F$ ) und Flutstrom ( $T_F$ ):

ST :  $T_E = 1,11 T_F$ RSW' :  $T_E = 1,20 T_F$ RSO :  $T_E = 1,18 T_F$ TPW :  $T_E = 1,33 T_F$  (Starke Strömung) TPO :  $T_E = 1,09 T_F$  (Geringe Strömung) RSW NNO:  $T_F = 1,26 T_E$  (Windrichtung NNO)

Damit ist generell nachgewiesen, daß sich die Perioden ändern, wenn ein Wellenfeld durch einen Bereich mit Tideströmung läuft, wie bereits BARBER UND URSELL (1948) feststellten. Auch die Annahme von WILSON (1961), daß bei Ebbstrom, d. h. dem Wellenfortschritt entgegengesetztem Strom, die Perioden größer werden, ist damit bestätigt. HALES UND HERBICH (1972), die das Modell eines sogenannten "tidal inlets" untersucht und dabei funktionelle Abhängigkeiten zwischen fünf dimensionslosen Größen festgestellt haben, fanden heraus, daß bei größeren Strömungsgeschwindigkeiten Energie- und damit Höhenverluste durch "crest-spilling" auftraten. In einer theoretischen Studie über die Wechselwirkung von Oberflächenwellen (Stokes-sche Theorie 2. Ordnung) und einer gleichmäßigen Strömung geben JONSSON, SKOUGARD UND WANG (1974) eine Reihe von Grafiken und Tabellen für die Ermittlung von Wellenhöhen und -längen über einem langsam ansteigenden Grund.

Für die Annahme einer sinusförmigen Wellenbe-

wegung, konstanter Wellenperiode und konstanten Energieflusses und Ausnutzung der Tatsache, daß im tiefen Wasser die Energiegeschwindigkeit halb so groß ist wie die Wellengeschwindigkeit, hat YI YUAN YU (1952) die Änderung der Wellenhöhe wie folgt abgeleitet:

$$\frac{H}{H_o} = \sqrt{\frac{2}{1 + \frac{4v}{c_o} + \sqrt{1 + \frac{4v}{c_o}}}}$$

$$co = 0.T$$
 (tiefes Wasser)

$$co = \sqrt{g \cdot d}$$
 (Flachwasser)

Bei Versuchen dazu wurden Vergrößerungen der Wellenhöhen bis zum 1,8fachen der Ausgangshöhe beobachtet. Für den Fall, daß die den Wellen entgegenlaufende Strömung einen Grenzwert

$$v \ge \frac{Co}{4}$$

erreicht, brechen die Wellen. Dieser Fall wird im Ästuar dann erreicht, wenn

> v ≥ 0,39 T (tiefes Wasser) v ≥ 0,78 √d (Flachwasser)

ist.

bzw.

Sieht man die Stationen ST, RSW als zum Tiefwasser gehörig an, so sind dort bei mittleren Perioden von 4 - 8 s maximale Geschwindigkeiten von rd.

v = 1,6 - 3,0 m/s

erforderlich, um ein Brechen der Wellen zu bewirken. Im Flachwasserbereich der anderen Positionen liegt die Grenzgeschwindigkeit ebenfalls bei

v = 1.6 - 2.4 m/s

legt man Wassertiefen von 4 - 9 m zugrunde. Diese Geschwindigkeiten werden im äußeren Ästuar nur bei außergewöhnlich erhöhten Tiden erreicht, die meistens mit erhöhten Wasserständen und Wellen höherer Perioden verbunden sind. Im inneren Ästuar sind Geschwindigkeiten > 1,5 m/s nur in den tieferen Rinnen zu finden (d > 10 m).

Aus den vorliegenden Meßserien wurden solche herausgesucht, bei denen sich die Windstärke über einen längeren Zeitraum nicht wesentlich änderte. Abb. 4.15 zeigt das Ergebnis einer Messung an der Station RSW vom 24./25. 10. 1978. Die Windstärken lagen zwischen 5,7 und 8,9 m/s, die Richtung war vorwiegend SO - SSW und somit zeitweise in Richtung der Ebbströmung. Die Wellenhöhen zeigen einen Verlauf, der sich vorwiegend am Wind orientiert. Selbst bei weitergehender Analyse der Höhen ist keine unmittelbare Beziehung zwischen ihnen und der alternierenden Tideströmung zu erkennen. Die über die jeweilige Strömungsphase gemittelten Höhen H<sub>1/3</sub> scheinen ebenfalls unmittelbar vom Wind abzuhängen. Unter den Ganglinien der Strömungsgeschwindigkeit sind die des Steilheitsfaktors

$$s = \frac{\overline{H}}{g\overline{T}^2}$$

und der Wassertiefe aufgetragen. Hierbei ist ein



unmittelbarer Zusammenhang zwischen den über die Strömungsphase gemittelten Steilheitsfaktoren s und der Strömungsrichtung zu erkennen. Abhängig von der mittleren Periode T liegt der Steilheitsfaktor bei mit der Wellenfortschrittsrichtung verlaufender Strömung niedriger als bei entgegengesetzt laufender Strömung.

Da eine wesentliche Beeinflussung von s durch H nicht gegeben zu sein scheint, steht diese Aussage im Gegensatz zu der weiter vorn gemachten, daß bei Seegang und Strömung gegeneinander die Perioden größer sind, als umgekehrt. Eine genaue Analyse der Messung ergab jedoch, daß bei RSW besondere Verhältnisse bei Windrichtungen herrschen, die nicht genau in der Hauptstromrichtung liegen. Schon bei Wind aus NNW (S. Abb. 4.4) liegen die Perioden bei Flutstrom höher als bei Ebbstrom. Diese Erscheinung ist offensichtlich auf die Lage der Station am Rand des Roten Sandes und Refraktionserscheinungen bzw. Überlagerung von Wellenfeldern bei diesen Windrichtungen zurückzuführen. Damit ist hier der überwiegende Einfluß der Topografie gegeben.

In gleicher Weise wurde eine Messung vom 27./30. 4. 1979 an der Station TPW analysiert. TPW liegt am Rand einer engeren Tiderinne und ist damit stärkeren Tideströmungen ausgesetzt. Die Ebbströmungen erreichen i. M. Werte bis 1.15 m/s (s. Abb. 4.16).

Nach den in Abschnitt 4.1 gefundenen Beziehungen (s. auch Abb. 4.6) wurden die kennzeichnenden Höhen H<sub>1/3</sub> über den gesamten Verlauf der Messung jeweils für Ebb- und Flutstrom berechnet und im Vergleich zu den tatsächlich gemessenen Höhen STATION TPW - 117 -MESSUNG VOM 27. + 30.4.1979 WIND WNW - NW



aufgetragen. Man erkennt, daß bei vergleichsweise geringen Wellenhöhen der Einfluß der Tideströmung sich stark bemerkbar macht (27.4. – 20<sup>00</sup> Uhr bis 28.4. – 1<sup>00</sup> Uhr; 30.4.21<sup>00</sup> – 23<sup>00</sup> Uhr), während bei größeren Wellenhöhen eine Beeinflussung kaum gegeben ist (wie auch bereits in der Messung RSW vom 24./25. 10. 78 festzustellen). Der Verlauf der Steilheitsfaktoren entspricht dem erwarteten Verhalten. Größere Perioden bei Ebbstrom senken den Faktor s, bei Flut steigt s mit sinkenden T wieder an.

Zusammenfassend kann hierzu gesagt werden, daß aus den vorliegenden Messungen zwar eine Beeinflussung der Wellenperioden T abzuleiten ist, eine Abhängigkeit der mittleren oder signifikanten Höhen scheint jedoch ab einer bestimmten Wellenhöhe nicht mehr gegeben zu sein. Der Gültigkeitsbereich für die o.a. Gleichung

$$\frac{H}{H_o} = \sqrt{\frac{2}{1 + \frac{4v}{c_o} + \sqrt{1 + \frac{4v}{c_o}}}}$$

muß im Ästuarbereich vorläufig auf den Bereich

$$H_{1/3} \leq 1,0 \text{ m}$$

beschränkt werden. Hierzu sind jedoch noch eingehendere Untersuchungen erforderlich.

4.4 Statistische Verhältnisse im Ästuarseegang

4.4.1 Veränderung der Seegangsparameter beim Einlaufen in das Ästuar

Winderzeugte Wellen, die im freien Seebereich

entstehen und in ein Gebiet stark wechselnder Tiefen einlaufen, sind den unterschiedlichsten Einflußfaktoren ausgesetzt. Da es aus wirtschaftlichen Erwägungen kaum machbar ist, alle möglichen interessanten Standorte eines Ästuars mit Geräten zu besetzen und dort noch möglichst synchron zu messen, können Änderungen der Seegangsparameter zunächst nur an den bereits o. a. Stationen erfaßt werden und stellvertretend für ein größeres Gebiet angesetzt werden. Je nach Erfordernis bzw. aufgrund der ersten Ergebnisse muß das Meßnetz in den kommenden Jahren verdichtet werden.

Die Beziehung zwischen mittleren Perioden T und den mittleren Höhen H wird bisher in der Literatur als wenig befriedigend dargestellt. Falls ein Zusammenhang zwischen beiden hergestellt werden kann, so könnte man leicht aus bereits vorhandenen Höhenverteilungen auch auf Periodenverteilungen schließen. Beziehungen zwischen H und T wurden für Messungen in der Deutschen Bucht bei TOMCZAK (1969) dargestellt. SIEFERT (1974) faßt diese Messungen zusammen und vergleicht sie mit eigenen Untersuchungen vor und in der Elbemündung. Die dabei gefundene mittlere lineare Beziehung

 $\overline{T} = 2\overline{H} + 2,3$ 

gilt gleichermaßen für Stationen vor dem Watt der südlichen Deutschen Bucht, während nach den Messungen von TOMCZAK (1969) für den Bereich Schleswig-Holsteins in ähnlicher Lage eine Beziehung

 $\overline{T} = 3,6 \overline{H} + 1,3$ 

anzusetzen ist.

Für Stationen in der Außenelbe wurde jedoch eine nichtlineare Abhängigkeit z. B. der Form

$$\bar{H} \sim \bar{T}^2$$

ermittelt (SCHRADER (1968)). Auswertungen aller 2'- bzw. 4'-Schriebe aus der Wesermündung ergaben, daß abhängig von der jeweiligen Windrichtung, die Zusammenhänge zwischen H und T starken Schwankungen unterworfen sind. Dabei ist besonders herauszustellen, daß im inneren Ästuar (TPO) in Wattrandlagen bei extremen Windlagen (Sturmflut) lange Wellen auftreten, während im äußeren Ästuar (ST) mit zunehmendem Wind die Wellen steiler und kürzer werden (Abb. 4.17 und 4.18).

	V	Vellenh	löhei	n		
			Ħ	H <sub>1/3</sub>	<sup>H</sup> 1/10	H <sub>max</sub>
Inneres	Ästuar	(TPO)				
		a)	1	1,47	1,75	1,98
		b)	1	1,55	1,85	1,89
Äußeres	Ästuar	(ST)				
		a)	1	1,50	1,86	2,14
		b)	1	1,55	1,95	2,30

	I	Vellenr	eri	oden		
			T	<sup>T</sup> H1/3	<sup>T</sup> H1/10	T <sub>max</sub>
Inneres	Ästuar	(TPO)				- 3.2
		a)	1	1,27	1,30	1,29
		b)	1	1,46	2,21	1,34
Äußeres	Ästuar	(ST)				
		a)	1	1,12	1,12	1,57
		b)	1	1,11	1,09	1,08

a) = Mittelwert aus 100 Registrierungen bei Normaltide (Wind: WNW-N)



b) = Sturmflutwerte (44 Registrierungen)

Inneres Ästuar (TPO): Das Verhältnis der mittleren Perioden zu den signifikanten Werten nimmt bei der Sturmflut stark zu - Umwandlung in Dünung. Die Höhenverhältnisse ändern sich weniger; maximale Höhen werden geringer.

Äußeres Ästuar (ST): Die Perioden werden kleiner, die Wellen demnach steiler. Das Verhältnis der mittleren zu den signifikanten und max. Wellenhöhen nimmt zu. Diese Ergebnisse passen in den Rahmen des vorher Gesagten.

Wellenhöhen und -perioden im inneren und äußeren Ästuar bei normalen und Sturmflutverhältnissen aus BARTHEL (1979).

Die Beziehung umfaßt demnach den Bereich von

T =	1,4 H + 3,2	(tiefes Wasser)
bis		
T =	3,5 H + 2,0	(Flachwasser)

WIEGEL (1964) fand für eine repräsentative Reihe von Untersuchungen die Beziehung

$$H_{1/3} = 0,137 \,\overline{T}^2$$
,

die nach den Angaben zu schließen, ebenfalls für Tiefwasserbedingungen gilt.

Im Anhang sind eine Reihe von Korrelationen beigefügt, bei denen das Verhältnis  $\overline{T}$  -  $\overline{H}$  für einzelne Stationen und Windrichtungen untersucht ist. GALVIN, TENNEY UND SEELIG (1970) haben bei vergleichenden Untersuchungen zwischen küstennahem und küstenfernem Seegang das Verhältnis

Strand

und

H	=	0,179	т	-	0,214	tiofer	Waggar
т	M	5,586	H	+	1,196	OTELED	MUDDET

ermittelt.

Die Ergebnisse stammen aus einem Vergleich von 218.000 Beobachtungen vor der amerikanischen Ostküste. Leider geht aus den Angaben nicht hervor, welche Registrierdauer verwendet wurde und ob es sich um Mittelwertbildungen einzelner Schriebe handelt. Offensichtlich sind jedoch die dort herrschenden Verhältnisse auch diesmal nicht ohne weiteres auf den hiesigen Bereich zu übertragen, wie auch bereits bei SIEFERT (1974) bei einer Interpretation von Messungen von BRET<sup>1</sup> SCHNEIDER (1954) im Golf von Mexiko festgestellt wurde.

Bei der Auswertung einer Reihe von 20'-Schrieben der Stationen ST, RSW, RSO und TPW stellte sich heraus, daß ein genereller Zusammenhang in diesem Gebiet komplexen Seegangsklimas sehr schwierig ist. Vielmehr muß auch hier wieder stark zwischen Windrichtungen und Ebb- und Flutströmungen unterschieden werden. Die Datenkollektive, die nach Aufteilung in die verschiedenen Zustände zur Verfügung stehen, sind jedoch noch zu gering, um bei der starken Streuung allgemeingültige Aussagen über Beziehungen an den einzelnen Stationen machen zu können. Deshalb ist eine Fortführung der Messungen zur Gewinnung größerer Datenkollektive unbedingt erforderlich. Die bisherigen Ergebnisse weisen jedoch darauf hin, daß alle mittleren Abhängigkeiten innerhalb der Grenzen

$$\overline{T} = 1,4 \overline{H} + 3,2$$
  
und 
$$\overline{T} = 3,5 \overline{H} + 2,0$$

liegen.

In gleicher Weise können auch Angaben über die Steilheitsfaktoren

$$s = \frac{\overline{H}}{g\overline{T}^2}$$

im untersuchten Gebiet gemacht werden. Bei allen bisherigen Untersuchungen über die Änderung des Steilheitsfaktors bei Einlaufen des Seegangs in ein Ästuar (BARTHEL (1979)) wurde festgestellt, daß sich die Wellensteilheit im äußeren Ästuar wesentlich anders verhält als im flacheren Wasser des inneren Ästuars. Da die Werte entsprechend der lockeren Beziehung

$$\overline{T} = f(\overline{H})$$

stark streuen, konnten nur die Begrenzungslinien der Streubereiche als Kriterien verglichen werden. Dabei ist an zwei Stationen stellvertretend für das äußere (ST) und das innere Ästuar (TPO) folgendes festzustellen:

Abhängig von der Windrichtung und der Wasser-

tiefe nimmt im äußeren Ästuar die Wellensteilheit bei anwachsender Wellenhöhe zunächst bis zu einem Wert

$$s = 0,57 - 0,66 [.40^{-2}]$$

0 -

zu und bleibt dann konstant. Dabei liegen die Steilheiten bei außergewöhnlichen Wetterlagen, wie bereits oben erwähnt, höher (Abb. 4.19).





Mit abnehmender Wassertiefe, d. h. bei Annäherung an das innere Ästuar, wächst der Steilheitsfaktor mit zunehmender Wellenhöhe schneller an, erreicht in Abhängigkeit von der Wassertiefe einen Maximalwert und fällt dann wieder ab. Die gleiche Erscheinung konnte nicht nur auf der dem Wattgebiet vorgelagerten Station TPO, sondern auch in der tiefen Rinne bei TPW beobachtet werden (Abb. 4.20).

Abb. 4.21 zeigt schematisiert die Veränderung der Wellensteilheit an den verschiedenen Bereichen des Ästuars. Bei höheren Wellen nehmen die Perioden kontinuierlich von draußen nach drinnen zu, die Steilheit nimmt mit zunehmendem Energieund damit Höhenverlust ab. Bei kleineren Wellen  $(H_{1/3} = 1,0 - 2,0 \text{ m})$  nimmt die Steilheit im Riffbereich zunächst zu, um dann nach drinnen ebenfalls abzunehmen.

## 4.4.2 Höhenverteilungen

Die Wahrscheinlichkeit des Auftretens einer Welle bestimmter Höhe wird nach LONGUET-HIGGINS (1952) durch die Funktion

$$P\left(\frac{H}{H}\right) = 1 - e^{-\frac{\pi}{4}\left(\frac{H}{H}\right)^2}$$

beschrieben. Diese RAYLEIGH"-Verteilung wird zwar sehr häufig benutzt, sie wurde jedoch für Tiefwasserbedingungen und ein enges Spektrum ermittelt. SCHÜTTRUMPF (1973) hat diese Verteilung mit denen von KRYLOW (1956) und BRETSCHNEIDER (1954;1956) verglichen und gezeigt, daß nach BRETSCHNEIDER für Flachwasser wesentlich geringere

 $s = \frac{\overline{H}}{g\overline{T}^2}$ OBERE GRENZEN DER STREUBEREICHE  $s = \frac{\overline{H}}{g \overline{T}^2}$ 0,0100 SW-WIND WNW -WIND NO-WIND 0,050-H[cm] 100 50  $s \frac{\overline{H}}{g \overline{T}^2}$ ÄNDERUNG DES STEILHEITSFAKTORS MIT DER WINDRICHTUNG (STATION TPW)

ABB.: 4.20



Wellenhöhen angegeben werden, als nach LONGUET-HIGGINS. KRYLOW, dessen Verteilungsfunktion

$$\phi = e^{-\frac{\pi}{4} \left(\frac{H}{H}\right)^{2n}}$$

von dem Verhältnis n =  $f(\frac{H}{d})$  abhängt, liegt mit seiner Berechnung ebenfalls unter den Werten von LONGUET-HIGGINS. SIEFERT (1971) zeigt, daß die quasistrationären Höhenverteilungen der Form

$$p(\eta) = 1 - e^{-\frac{\pi}{4} \cdot \eta^{\theta}}$$

durch den Verteilungskennwert  $C_{1/3} = \frac{H_{1/3}}{H}$ 

in Abhängigkeit von H repräsentiert werden, wobei der Exponent  $\mathscr{V}$  eine Funktion von C<sub>1/3</sub> ist.

Er weist durch Vergleiche mit anderen Messungen (WALDEN UND PIEST (1961); CZEPA, HARTKE UND HOEG (1969)) nach, daß diese Annahme verallgemeinert werden kann.

Die 20'-Schriebe der Messungen in der Außenweser wurden zunächst dem strengen statistischen CHI<sup>2</sup>-Test (DTV-ATLAS (1977)) unterworfen, um zu klären, ob eine Normalverteilung, eine normallogarithmische Verteilung oder eine Rayleigh-Verteilung vorliegen. Abb. 4.22 zeigt ein Auswertebeispiel einer Höhenverteilung einer 20'-Registrierung an der Station TPW. Dabei stellt der Treppenzug die tatsächliche Verteilung dar. Im Anhang sind eine Reihe weiterer typischer Höhenverteilungen beigefügt.

Die Tabelle der Abb. 4.23 zeigt für 4 Stationen in der Außenweser für 2 Windrichtungen und getrennt nach Ebb- und Flutstrom die Anzahl der Schriebe mit der jeweiligen Wahrscheinlichkeit

- 0 = keine Zuordnung
- N = Normalverteilung
- L = Normallogarithmische Verteilung
- R = Rayleigh-Verteilung

	2	
.34 Haeu+10++0		
	-	
1 2		
2		
		1
2		LOF MOREL

STATISTISCHE UNTERSUCHUNGEN AN SEEGANGSMESSUNGEN

TATSAECHLICHE VERTEILUNG (TREPPENZUG)

THEORETISCH	HE VERTEILUNG (KURVENZUG)	
DATUM	27. 4.79	1 TATSAECHLICHE VERTEILUNG
UHRZEIT	21.52.43	2 NORMALVERTEILUNG
POSITION	RSW	3 NORMALLOGARITHM. VERTEILUNG
WINDRICHT.		4 RAYLEIGH VERTLILUNG

----

:

Station (Wind- richtung)	Anz. d. ausgew. Schriebe	An z O	. d. %	Sch N	wieb	N N %	t de L	er Wa %	hrsch L %	R R	%	R %	davor Anz. E	bei E %	bb- u. F	Flutstrom %
TPW' (SW-NW)	62	33	53	2	3	5	0	0	0	29	47	21,5	7	24 (14)	22	76 (22)
TPW' (N-SO)	41	25	61	3	7	1,3	1	2	1	15	37	33	4	27 (19)	11	73 (36)
ST (SW-NW)	71	43	61	8	11	8	0	0	0	34	48	14	13	28 (18)	21	62 (12)
ST (N - SO)	33	31	94	0	0	0	0	0	0	2	6	20	1	50 (2)	1	50 (37)
RSO' (SW-NW)	81	30	37	18	22	10	1	1	14	52	64	23	26	50 (15)	26	50 (32)
RSO' (N-SO)	34	9	26	6	18	3	3	9	1	22	50	29	8	36 (12)	14	64 (39)
RSW (SW-NW)	71	17	24	17	24	6,4	1	1	1	57	80	22	21	39 (21)	36	52 (21)
RSW (N-SO)	78	12	15	33	42	9,2	1	1	9	64	82	29	27	42 (28)	37	58 (30)

0

- 131

Dabei zeigt sich, daß in der Mehrzahl der untersuchten Fälle eine Rayleigh-Verteilung gegeben ist. Abhängig von der Windrichtung entsprechen die Verteilungen bei RSW zu 80 (82) %, bei RSO' zu 64 (50) %, bei ST zu 48 (6) % und bei TPW' zu 47 (37) % einer Rayleigh-Verteilung. Die mittlere Wahrscheinlichkeit beträgt dabei

RSO'	0	23	(29)	%	
RSW	0	22	(29)	%	
TPW'	0	21,5	(33)	%	
ST	0	14	(20)	%	

(Die Zahlen in Klammer bedeuten jeweils die Windrichtung N - SO, die ohne Klammer die Windrichtung SW - NW). Es fällt auf, daß einmal die Windrichtung eine geringere Rolle spielt als zunächst erwartet, zum anderen, daß die bei quasi-Tiefwasserbedingungen erwartete stärkere Rayleigh-Verteilung bei der Station ST nicht eintritt. Vielmehr sind die größten Wahrscheinlichkeiten bei TPW' bei N - NO - Wind zu finden. Die geringen mittleren Eintrittswahrscheinlichkeiten anderer Verteilungen können bei der Betrachtung vernachlässigt werden.

Der rechte Teil der Tabelle zeigt den Einfluß der Tideströmung auf die Wahrscheinlichkeit einer Rayleigh-Verteilung. Es zeigt sich, daß ohne Zweifel bei Flutstrom die eingetretenen Verhältnisse mehr den theoretischen von LONGUET-HIGGINS entsprechen. Insbesondere an den Stationen, an denen ein Einfluß der Tideströmung erwartet werden kann (TPW', RSO') liegen die mittleren prozentualen Eintrittswahrscheinlichkeiten bei Flutstrom deutlich höher als bei Ebbstrom. Daraus kann zunächst folgendes abgeleitet werden: 1. Der Geltungsbereich der von LONGUET-HIGGINS theoretisch abgeleiteten RAYLEIGH-Verteilung erstreckt sich nicht nur auf Tiefwasserbedingungen, sondern mit bestimmten Einschränkungen auch auf flachere Bereiche mit stark wechselnder Topografie. Dabei stellen prozentuale Wahrscheinlichkeiten nach dem strengen CHI<sup>2</sup> - Test von 25 - 30 % schon eine optisch sehr gute Übereinstimmung dar.

2. Tideströmungen haben auf die Höhenverteilung einen merkbaren Einfluß in Bereichen, in denen mittlere Tideströmungen Werte bis zu v = 1,0 m/s erreichen.

3. Die mittlere prozentuale Wahrscheinlichkeit des Auftretens einer Rayleigh-Verteilung liegt bei diesen Stationen, ungeachtet der Windrichtung, bei Flutstrom (mit der Wellenfortschrittsrichtung) deutlich höher als bei Ebbstrom.

Aufgrund dieser Ergebnisse wurden jeweils 2 Meßserien der o. a. 4 Stationen genauer untersucht und die Ergebnisse in eine Form gebracht, die der theoretischen nach LONGUET-HIGGINS angepaßt ist.

$$P\left(\frac{H}{H}\right) = 1 - e^{-\frac{T}{4}\left(\frac{H}{H}\right)^{\alpha}}$$

Dabei schwankt ≪ je nach Lage, Windrichtung und Tidephase zwischen

Die Abb. 4.24 - 4.26 zeigen für drei Stationen die Höhenverteilungen für 20'-Schriebe getrennt nach Ebb- und Flutströmungen. Es zeigt sich, daß







der Exponent  $\ll$  nicht - wie bei SIEFERT (1974) angegeben - ohne weiteres einem

$$(C_{1/3} = \frac{H_{1/3}}{\overline{H}}) - Wert$$

zugeordnet werden kann, da die Verteilungskurven im Bereich≥90 % Summenhäufigkeit selten stetig verlaufen und sich häufig schneiden. Deswegen erscheint es sinnvoll, anhand der untersuchten Beispiele zunächst Grenzbereiche anzugeben. Die Tabelle der Abb. 4.27 gibt die Übereinstimmung der gemessenen Höhenverteilungen mit der modifizierten Rayleigh-Verteilung an.

Zusammenfassend konnte bei der Betrachtung aller Höhenverteilungen festgestellt werden, daß im Bereich  $\frac{H}{\overline{H}} > 1$  bei Ebbstrom eine größere Summenhäufigkeit auftrat als bei Flutstrom. Der Exponent  $\checkmark$  liegt bei Flut im allgemeinen höher als bei Ebbe, d. h. während der Flutstromphase treten häufiger niedrigere Wellen auf.

An den Station RSW treten bei Wind aus NNO - O Wellen auf, die in ihrer Höhenverteilung weitgehend einer Normalverteilung entsprechen, wie in Tabelle Abb. 4.23 bereits aus der Gesamtwertung ersichtlich. Dieser Sonderfall, der sich auch in Abb. 4.26 dokumentiert, wurde hier nicht weiter verfolgt.

Aus den Ergebnissen der Höhenverteilungsuntersuchung konnten durch Mitteilung und Ausscheiden von Extremfällen für die einzelnen Stationen bei vorherrschenden Windverhältnissen SW - WNW die folgenden Verteilungen Abb. 4.27

Übereinstimmung der tatsächlichen Höhenverteilung mit der theoretischen Verteilung

E = Messung bei Ebbstrom F = Messung bei Flutstrom Stationen d= .... Bemerkungen E: = 1,6 - 2,2RSO' (WNW) F: = 1.4 - 2.2Bereich  $\frac{H}{\overline{H}} < 1$ RSO' (NNO-0) E: = 1,8 - 2,2F: = 1.9 - 2.3schlechte Übereinstimmung E: = 1,6 - 2,2ST (WNW) -F: = 1,4 - 2,2E: = 1,6 - 2,0ST (NNO-0) geringe Unterschiede zwischen Ebbe- und F: = 1,7 - 2,1Flutstrom  $E:\frac{H}{\pi} < 1 \Rightarrow schlech-$ E: = 1,6 - 1,8TPW' (WNW) F: = 1,6 - 2,0te Übereinstimmung E: H/☐ <1 ⇒schlechte TPW' (NNO-0) E: = 1,8 - 2,2 F: = 2.0 - 2.2Übereinstimmung E: = 1,8 - 2,4gute Übereinstimmung RSW (WNW) F: = 1.8 - 2.4im Bereich  $\frac{H}{\overline{H}} > 1$ E: = 1,6 - 2,4schlechte Überein-RSW (NNO-0) F: = 2,0 - 2,8stimmung

$$P\left(\frac{H}{H}\right) = 1 - e^{-\frac{\pi}{4}\left(\frac{H}{H}\right)^{\alpha}}$$

mit den Werten für X ermittelt werden:

Freier Seebereich (ST):

d F		2,0	
κE	8	1,9	

Riffbereich Rinnenlage (RSW):

$lpha_{\mathrm{F}}$	B	2,2
$lpha_{ m E}$	-	1,95

Riffbereich Leelage (RSO):

$$\alpha_{\rm F} = 1,95$$
  
 $\alpha_{\rm E} = 1,85$ 

Platenbereich (Rinnenlage:

Diese Ergebnisse sind wegen der besonderen Verhältnisse in einem Ästuar nicht unmittelbar übertragbar auf andere Bereiche. Vielmehr hat KRYLOW, dessen Ergebnisse von SIEFERT in Grundzügen bestätigt werden, bei abnehmender Wassertiefe  $\frac{H}{d} > 0$  ein zunehmendes & festgestellt. Offensichtlich wirken sich im Ästuar die Dämpfungserscheinungen auf die Wellenhöhen mehr als die abnehmende Wassertiefe aus und zunehmende Refraktion und Diffraktion beeinflussen die Höhenverteilungen.

Die bei den Messungen statistisch ermittelte Zuverlässigkeit der Zusammenhänge einiger Werte im Höhenspektrum ergab sich nach der Auswertung von drei Vergleichsmeßreihen wie folgt (Die Zahlen in Klammern geben die Zuverlässigkeit des Zusammenhangs, den Korrelationskoeffizienten Rxy, an):

Meßreihe A vom 27. - 30. 4. 1979 (Wind W-NW)

ST	8	H max	81	3,92	Ĥ -	0,83	(0,85)
RSW	:	H max	=	2,58	H +	0,21	(0,96)
RSO	:	H max		2,17	H +	0,91	(0,82)
TPW	0	H max	N	2,86	Ħ +	0,17	(0,95)
ST	•	H <sub>1/10</sub>	H	2,32	Ħ -	0,17	(0,97)
RSW	:	H1/10		2,02	H +	0,01	(0,99)
RSO	:	H1/10		1,97	H +	0,19	(0,99)
TPW	00	<sup>H</sup> 1/10		2,04	H +	0,09	(0,99)
ST	•	H <sub>1/3</sub>	12	1,71	Ħ -	0,05	(0,99)
RSW	:	H <sub>1/3</sub>	=	1,64	H -	0,02	(1,00)
RSO	:	H <sub>1/3</sub>		1,62	H +	0,08	(1,00)
TPW	0	H <sub>1/3</sub>	8	1,60	H +	0,06	(1,00)
ST	0	H max	-	2,35	H <sub>1/3</sub>	- 0,87	(0,88)
RSW		H max	=	1,57	H1/3	+ 0,24	(0,96)
RSO		H max	=	1,36	H1/3	+ 0,74	(0,84)
TPW	0	H max	=	1,80	H <sub>1/3</sub>	+ 0,05	(0,97)

## - 141 -

Meßı	reih	e B vom	21	• =	23.	11.	• 1978	(Wind SW)
ST	0	H max	=	3,53	H	- (	0,47	(0,82)
RSW		H max	=	2,43	H	+ (	0,33	(0,90)
RSO	0	H max	=	2,14	H	+ (	0,70	(0,76)
TPW	:	H max	11	3,00	) H	+ (	0,06	(0,50)
ST	\$	H <sub>1/10</sub>	11	2,05	H	+ (	80,0	(0,96)
RSW	:	H <sub>1/10</sub>	8	2,05	H	+ (	0,01	(0,98)
RSO	:	H1/10		1,88	H	+ (	0,17	(0,97)
TPW	8	H1/10	=	1,93	H	+ (	0,08	(0,99)
					1			
ST		<sup>H</sup> 1/3		1,65	5 H	+ (	0,04	(0,99)
RSW	*	H <sub>1/3</sub>	=	1,65	H	- (	0,01	(1,00)
RSO	8	H <sub>1/3</sub>	=	1,57	H	+ (	0,07	(0,99)
TPW		H <sub>1/3</sub>		1,56	H	+ (	0,04	(1,00)
ST		H max		2,16	H1/	'3 "	- 0,62	(0,86)
RSW	0	H max		1,49	) H <sub>1</sub> /	'3	+ 0,32	(0,91)
RSO	0	H max		1,46	H1/	'3 .	+ 0,46	(0,82)
TPW	6 0	H max	=	1,96	H1/	'3 "	- 0,06	(0,51)
Meßı	reih	e C vom	24	• -	25.	11.	• 1978	(Wind W-NO)
Meßi ST	reiho	e C vom H max	24	- 2,30	25. H	11.	• 1978 0,60	(Wind W-NO) (0,92)
Meßi ST RSW	reiho :	e C vom H max H max	24 = =	2,30 2,82	25. H	11. + ( + (	• 1978 0,60 0,01	(Wind W-NO) (0,92) (0,97)
Meßi ST RSW RSO	reiho : :	e C vom H max H max H max	24 = =	2,30 2,82 3,80	25. H H	11. + ( + ( - (	. 1978 0,60 0,01 0,58	(Wind W-NO) (0,92) (0,97) (0,80)
Meßi ST RSW RSO TPW	reiho : : :	e C vom H max H max H max H max H max	24 = = =	2,30 2,82 3,80 2,54	25. H H H H H	11. + ( + ( - ( + (	. 1978 0,60 0,01 0,58 0,14	(Wind W-NO) (0,92) (0,97) (0,80) (0,98)
Meßi ST RSW RSO TPW	ceiho : : :	e C vom H max H max H max H max	24 = = =	2,30 2,82 3,80 2,54	25. H H H H H	11. + ( + ( - ( + (	1978 0,60 0,01 0,58 0,14	(Wind W-NO) (0,92) (0,97) (0,80) (0,98)
Meßi ST RSW RSO TPW ST	ceiho : : :	e C vom H max H max H max H max H max	24	2,30 2,82 3,80 2,54 2,03	25. <u><u><u></u><u></u><u><u></u><u></u><u></u><u><u></u><u></u><u></u><u><u></u><u></u><u></u><u><u></u><u></u><u></u><u></u><u></u></u></u></u></u></u></u>	11. + ( + ( + ( + (	1978 0,60 0,01 0,58 0,14	(Wind W-NO) (0,92) (0,97) (0,80) (0,98) (1,00)
Meßi ST RSW RSO TPW ST RSW	ceiho : : : :	e C vom H max H max H max H max <sup>H</sup> 1/10 <sup>H</sup> 1/10	24	2,30 2,82 3,80 2,54 2,03 2,02		11. + () + () + () + () + ()	1978 0,60 0,01 0,58 0,14 0,12 0,04	(Wind W-NO) (0,92) (0,97) (0,80) (0,98) (1,00) (0,99)
Meßi ST RSW RSO TPW ST RSW RSO	ceiho : : : :	e C vom H max H max H max H max H max <sup>H</sup> 1/10 <sup>H</sup> 1/10 H <sub>1</sub> /10	24	2,30 2,82 3,80 2,54 2,03 2,03 2,02		11. + ( + ( - ( + ( + ( - (	1978 0,60 0,01 0,58 0,14 0,12 0,04 0,05	(Wind W-NO) (0,92) (0,97) (0,80) (0,98) (1,00) (0,99) (0,99)
Meßr ST RSW RSO TPW ST RSW RSO TPW	ceih : : : :	e C vom H max H max H max H max H max H max H 1/10 H 1/10 H 1/10 H 1/10	24 = = = = = =	2,30 2,82 3,80 2,54 2,03 2,02 2,02 1,88		11. + () + () + () + () + () + () + ()	1978 0,60 0,01 0,58 0,14 0,12 0,04 0,05 0,08	(Wind W-NO) (0,92) (0,97) (0,80) (0,98) (1,00) (0,99) (0,99) (0,99)
Meßr ST RSW RSO TPW ST RSW RSO TPW	reih( : : : :	e C vom H max H max H max H max H max H 1/10 H 1/10 H 1/10 H 1/10	24	2,30 2,82 3,80 2,54 2,03 2,02 2,12 1,88		$ \begin{array}{c} 11. \\ + () \\ - () \\ + $	1978 0,60 0,01 0,58 0,14 0,12 0,04 0,05 0,08	(Wind W-NO) (0,92) (0,97) (0,80) (0,98) (1,00) (0,99) (0,99) (0,99)
Meßi ST RSW RSO TPW ST RSW RSO TPW	reih( : : : :	e C vom H max H max H max H max H max $H_{1/10}$ $H_{1/10}$ $H_{1/10}$ $H_{1/10}$ $H_{1/10}$ $H_{1/10}$	24 = = = = = =	2,30 2,82 3,80 2,54 2,03 2,02 2,02 1,88 1,63		$ \begin{array}{c} 11. \\ + () \\ - () \\ + $	1978 0,60 0,01 0,58 0,14 0,12 0,04 0,05 0,08	(Wind W-NO) (0,92) (0,97) (0,80) (0,98) (1,00) (0,99) (0,99) (0,99) (0,99) (0,99)
Meßi ST RSW RSO TPW ST RSW RSO TPW ST RSW	ceih : : : : :	e C vom H max H max H max H max H max H max H 1/10 H 1/10 H 1/10 H 1/10 H 1/3 H 1/3	24	2,30 2,82 3,80 2,54 2,03 2,02 2,12 1,88 1,63 1,62		$\begin{array}{c} 11. \\ + () \\ + () \\ - () \\ + () \\ + () \\ + () \\ + () \\ + () \\ + () \\ + () \end{array}$	1978 0,60 0,01 0,58 0,14 0,12 0,04 0,05 0,05 0,05 0,05 0,02	(Wind W-NO) (0,92) (0,97) (0,80) (0,98) (1,00) (0,99) (0,99) (0,99) (0,99) (0,99) (1,00) (1,00)
Meßi ST RSW RSO TPW ST RSW RSO ST RSW RSO	ceiho : : : : : :	e C vom H max H max H max H max H max H max H 1/10 H 1/10 H 1/10 H 1/10 H 1/10 H 1/3 H 1/3 H 1/3 H 1/3 H 1/3		2,30 2,82 3,80 2,54 2,03 2,02 2,02 1,88 1,63 1,63 1,65		$\begin{array}{c} 111 \\ + () \\ + () \\ - () \\ + () \\ + () \\ + () \\ + () \\ + () \\ + () \\ - () \end{array}$	1978 ,60 ,01 ,58 ,14 ,12 ,04 ,05 ,05 ,08 ,05 ,05 ,02 ,02	(Wind W-NO) (0,92) (0,97) (0,80) (0,98) (1,00) (0,99) (0,99) (0,99) (0,99) (1,00) (1,00) (1,00)
Meßr ST RSW RSO TPW ST RSW RSO TPW ST RSW RSO TPW	ceih( : : : : : : :	e C vom H max H max H max H max H max H max H 1/10 H 1/10 H 1/10 H 1/10 H 1/10 H 1/3 H 1/3 H 1/3 H 1/3 H 1/3		2,30 2,82 3,80 2,54 2,03 2,02 2,12 1,88 1,63 1,63 1,63 1,63 1,63		$\begin{array}{c} 111 \\ + () \\ + () \\ - () \\ + ($	1978 ,60 ,01 ,58 ,14 ,12 ,04 ,05 ,05 ,08 ,05 ,02 ,02 ,02 ,05	(Wind W-NO) (0,92) (0,97) (0,80) (0,98) (1,00) (0,99) (0,99) (0,99) (1,00) (1,00) (1,00) (1,00) (1,00)
Meßr ST RSW RSO TPW ST RSW RSO TPW ST RSW RSO TPW	ceih(	e C vom H max H max H max H max H max H max H 1/10 H 1/10 H 1/10 H 1/10 H 1/10 H 1/3 H 1/3 H 1/3 H 1/3 H 1/3 H 1/3		2,30 2,82 3,80 2,54 2,03 2,02 2,12 1,88 1,63 1,63 1,63 1,63		$\begin{array}{c} 111. \\ + () \\ - () \\ + $	<ul> <li>1978</li> <li>0,60</li> <li>0,01</li> <li>0,58</li> <li>0,12</li> <li>0,04</li> <li>0,05</li> <li>0,05<td>(Wind W-NO) (0,92) (0,97) (0,80) (0,98) (1,00) (0,99) (0,99) (0,99) (1,00) (1,00) (1,00) (1,00) (1,00)</td></li></ul>	(Wind W-NO) (0,92) (0,97) (0,80) (0,98) (1,00) (0,99) (0,99) (0,99) (1,00) (1,00) (1,00) (1,00) (1,00)
Meßi ST RSW RSO TPW ST RSW RSO TPW ST RSW RSO TPW	ceiho : : : : : : :	e C vom H max H max H max H max H max H $_{1/10}$ H $_{1/10}$		2,30 2,82 3,80 2,54 2,03 2,02 2,12 1,88 1,63 1,65 1,65 1,52 1,41		$\begin{array}{c} 11. \\ + () \\ - () \\ + () \\ + () \\ + () \\ + () \\ + () \\ + () \\ + () \\ - () \\ + () \\ - () \\ - () \\ + () \\ - ($	<ul> <li>1978</li> <li>0,60</li> <li>0,01</li> <li>0,58</li> <li>0,12</li> <li>0,04</li> <li>0,05</li> <li>0,05</li> <li>0,05</li> <li>0,05</li> <li>0,05</li> <li>0,05</li> <li>0,05</li> <li>0,05</li> <li>1,05</li> <li>1,05<td>(Wind W-NO) (0,92) (0,97) (0,80) (0,98) (1,00) (0,99) (0,99) (0,99) (1,00) (1,00) (1,00) (1,00) (1,00) (1,00)</td></li></ul>	(Wind W-NO) (0,92) (0,97) (0,80) (0,98) (1,00) (0,99) (0,99) (0,99) (1,00) (1,00) (1,00) (1,00) (1,00) (1,00)
Meßi ST RSW RSO TPW ST RSW RSO TPW ST RSW RSO	ceiho : : : : : : : : : : :	e C vom H max H max H max H max H max H $_{1/10}$ H $_{1/10}$		2,30 2,82 3,80 2,54 2,03 2,02 2,02 2,02 1,88 1,63 1,65 1,65 1,52 1,52		$\begin{array}{c} 11. \\ + () \\ + () \\ + () \\ + () \\ + () \\ + () \\ + () \\ + () \\ + () \\ + () \\ + () \\ - () \\ - () \\ + () \\ - () \\ - () \\ + () \\ - () \\ - () \\ + () \\ - ($	<ul> <li>1978</li> <li>0,60</li> <li>0,01</li> <li>0,58</li> <li>0,14</li> <li>0,12</li> <li>0,04</li> <li>0,05</li> <li>0,05</li> <li>0,05</li> <li>0,02</li> <li>0,05</li> <li>0,05</li> <li>+ 0,51</li> </ul>	(Wind W-NO) (0,92) (0,97) (0,80) (0,98) (1,00) (0,99) (0,99) (0,99) (1,00) (1,00) (1,00) (1,00) (1,00) (1,00) (1,00) (0,93) (0,97) (0,97)
Meßi ST RSW RSO TPW ST RSW RSO TPW ST RSW RSO ST RSW RSO	ceiho : : : : : : : : : : : : : : : : : : :	e C vom H max H max H max H max H max H $_{1/10}$ H $_{1/10}$		2,30 2,82 3,80 2,54 2,03 2,02 2,02 2,12 1,88 1,63 1,63 1,63 1,65 1,52 1,41 1,72 2,33		$\begin{array}{c} 11 \\ + \\ + \\ + \\ + \\ + \\ + \\ + \\ + \\ + $	<ul> <li>1978</li> <li>0,60</li> <li>0,01</li> <li>0,58</li> <li>0,12</li> <li>0,04</li> <li>0,05</li> <li>0,05</li> <li>0,05</li> <li>0,02</li> <li>0,05</li> <li>+ 0,51</li> <li>- 0,57</li> </ul>	(Wind W-NO) (0,92) (0,97) (0,80) (0,98) (1,00) (0,99) (0,99) (0,99) (1,00) (1,00) (1,00) (1,00) (1,00) (1,00) (1,00) (0,93) (0,97) (0,82)

2.1

Aus der von LONGUET-HIGGINS (1952) für Tiefwasserverhätlnisse und ein enges Spektrum präsentierten Rayleigh-Verteilung ergibt sich ein Verhältnis

$$\frac{H_{1/3}}{H} = 1,6$$

das von vielen Autoren für Tiefwasserverhältnisse bestätigt wird. Für vorherrschende Windverhältnisse wird dieses Ergebnis auch im Weserästuar, jedoch im inneren Ästuar bei TPW, erreicht (Rxy = 1,00). Die o. a. Gleichungen sind zur besseren Übersicht nochmals auf den Abb. 4.28, 4.29 und 4.30 dargestellt. Man erkennt auf allen drei Anlagen den engen Zusammenhang im unteren Bereich der Höhenverteilung zwischen H und H<sub>1/3</sub>, der für alle Windrichtungen, zwar mit geringen Differenzen, jedoch eindeutig vom inneren zum äußeren Ästuar ansteigt von

H<sub>1/3</sub> = 1,52 
$$\overline{H}$$
 + 0,05  
bis H<sub>1/3</sub> = 1,71  $\overline{H}$  - 0,05

Als Mittelwert für den Ästuarbereich kann bei den überwiegenden Windrichtungen ein Mittelwert von

angesetzt werden. Dieser Wert entspricht der Feststellung von KOELE UND DE BRUYN (1964), daß die Höhenverteilungen in Flachwassergebieten


Bestell-Nr 643 315 80/85 glqm





Bestell-Nr 643 315 80:85 gigm

sich nicht wesentlich von denen im Tiefwasserbereich unterscheiden (S. LONGUET-HIGGINS  $\frac{H_{1/3}}{\overline{H}} = 1,6$ ).

Entsprechend den schon o. a. Höhenverteilungen ergeben sich bei den Beziehungen H max - H und H max - H<sub>1/3</sub> stärkere Unterschiede.

SIBUL (1955) hat bei Versuchen im Windkanal herausgefunden, daß das Verhältnis H max /  $\overline{H}$  nicht von der Wassertiefe beeinflußt wird, während BRETSCHNEIDER (1954) feststellte, daß im Flachwasser das Verhältnis H max /  $\overline{H}$  kleiner gegenüber tiefem Wasser wurde. Im Ästuar liegen jedoch besondere Verhältnisse vor, die beide Aussagen als nur bedingt richtig zulassen. Die statistischen Verhältnisse im Seegang sind hier in großem Maße von der Wind- und damit Wellenlaufrichtung abhängig. Während bei SW - NW - Wind ein größeres H max in tiefem Wasser ermittelt  $\overline{H}$ 

wurde, zeigt die Richtung W - NO, daß flachere Regionen im Vergleich von höheren Maximalen Wellen beaufschlagt werden.

Zu erwähnen ist die Tatsache, daß sich bei der Station TPW im inneren Ästuar meistens ähnliche oder gleiche Verhältnisse einstellen wie bei ST am Ästuareingang. Offensichtlich gelangt durch die tiefen Rinnen Seegang aus dem äußeren ins innere Ästuar, ohne daß die Höhenverhältnisse wesentlich verändert werden.

Die von SAVILLE (1962) und SIBUL (1955) ermittelten Verhältniswerte

$$\frac{H \max}{H} = 1,37 \text{ bzw. } 1,34$$

scheinen in jedem Fall zu niedrig angesetzt und auf die hiesigen Verhältnisse nicht übertragbar. Für den äußeren Ästuarbereich läßt sich für vorherrschende Windrichtungen eine mittlere Beziehung von

$$\frac{H \max}{H} = 1,88$$

$$\frac{H \max}{H} = 1,6 \text{ für NO} - 0 - \text{Wind})$$

aufstellen, die auch für tiefe Rinnen im inneren Ästuar gilt. Für den Riffbereich gilt bei SW - NW - Wind

H max = 1,46 
$$H_{1/3}$$
 + 0,5

Bei östlichen Winden muß auch hier noch entsprechend der o. a. Aufstellung unterschieden werden.

#### 4.4.3 Periodenverteilungen

Die Verteilung der Perioden wurde in gleicher Form untersucht und dargestellt wie die der Höhen. Die Verteilungen sind im Anhang vollständig wiedergegeben. Die Frage nach der Häufigkeit besonders langer oder der längsten Wellen gewinnt Bedeutung, wenn z. B. die Bewegung von Schiffen in einer Schiffahrtsrinne beschränkter Tiefe einen Einfluß auf die Manövrierfähigkeit, den Tiefgang und damit die Sicherheit des Schiffes hat. Die Zuordnung der Periodenverteilungen zu theoretischen Verteilungen zeigt wiederum die Tabelle der Abb. 4.31.

# Abb. 4.31

Ergebnisse der Untersuchungen zur Wahrscheinlichkeit des Eintretens einer Normal- (N), Log.-Normal (L) oder Rayleigh-Verteilung (R) der Perioden

Station Anz Windrichtung gew		der aus- Schriebe	Anzahl der Schriebe Wahrscheinlichkeit			mit	der					von der größten						
	-0 00.00		0	%	N	%	N	L	%	% I	R	%	R	War % Ebb	E E	einlic % Flut	hkeit F	
ST (SW WINDY)				5.														. J.
(SM-MIM)		63	34	54	13	21	8	0	0	0	27	43	20	52	13	48	29	14
ST (N-NNO)		40	28	70	3	8	8	0	0	0	11	28	13	73	8	27	26	1
RSW (SW-WNW)		71	14	20	32	45	10	6	9	2	47	66	26	45	38	55	22	
RSW (N-NNO)		33	9	27	2	6	3	5	15	8	22	67	21	50	21	50	21	
RSO' (SW-WNW)		65	22	34	19	30	6	3	5	1	37	57	21	48	23	52	22	
RSO' (N-NNO)		39	13	33	7	18	23	5	13	10	20	51	22	45	14	55	30	
TPW' (SW-WNW) TPW'	1	61	22	36	6	10	7	14	23	8	28	46	21	39	23	61	20	
(N-NNO)		43	18	42	0	0	0	16	37	9	13	30	18	46	24	54	13	

Lissions proventuale wantscheinlichkeit aller eintretenden Fälle von L, N oder R

Es ist klar ersichtlich, daß in den meisten Fällen wiederum die Wahrscheinlichkeit des Vorliegens einer Rayleigh-Verteilung am größten ist. Dabei überwiegen die Windrichtungen SW - WNW. Die Anteile der Schriebe mit einer Verteilungswahrscheinlichkeit schwanken von 11 % bis 22 % bei N - NNO-Windrichtung und von 27 bis 47 % bei SW - WNW -Richtung. Dabei ist zunächst eine ansteigende Tendenz vom tiefen Wasser bis zum Riffbereich (RSW) festzustellen, dann fällt der prozentuale Anteil bis ins innere Ästuar wieder ab. Ebenso verhält sich die mittlere Wahrscheinlichkeit R.

Die Wahrscheinlichkeit einer Log.-Normal-Verteilung ist, wie bei den Höhen, gering, bei ST im äußeren Ästuar überhaupt nicht vorhanden. Bei RSW im Riffbereich liegt ein hoher Anteil von Schrieben mit einer möglichen Normalverteilung vor. Die mittlere Wahrscheinlichkeit N liegt jedoch nur bei 10 %. Besondere Beachtung muß den Periodenverteilungen in Hinsicht auf den Einfluß von Ebb- und Flutströmung geschenkt werden. Die Häufigkeit des Auftretens von Rayleigh-Verteilungen (nur diese wurden darauf untersucht) ist im äußeren Ästuar (ST) fast ausgeglichen (E = 52 %, F = 48 %). Zum inneren Ästuar hin wächst die Überlegenheit des Flutstroms bis auf E = 39 %, F = 61 %. Betrachtet man jedoch die mittlere Wahrscheinlichkeit R, so ist eine derartige Tendenz nicht mehr festzustellen. R nimmt bei Flutstrom zum inneren Ästuar hin ab, bei Ebbstrom ist entsprechend der allgemeinen R-Wahrscheinlichkeit ein Anstieg bis RSW und dann ein Abfall ins innere Ästuar zu verzeichnen.

Im Anhang ist für eine Reihe von Schrieben die Periodenverteilung auf Geuß-Papier aufgetragen. Das oben Gesagte wird damit bestätigt. Da eine feste Beziehung zwischen den Höhen- und Periodenverteilungen bisher nicht gefunden werden konnte und nach dem vorliegenden, stark streuenden Ergebnis im Ästuar auch nicht hergeleitet werden kann, wurden aus den bereits o. a. Meßreihen, in denen sich die Windrichtung innerhalb des Sektors W - NO bewegte, die statistischen Verhältnisse und ihre Zuverlässigkeit ermittelt (Die Werte in Klammern geben den Korrelationskoeffizienten Rxy an).

Meßreihe	A vom 27	• /	/ 30.	4.	1979 (	Wind W - NW)
ST:	T <sub>H max</sub>	11	1,33	$\overline{\mathrm{T}}$	+ 0,2	(0,42)
	<sup>Т</sup> н 1/10	=	1,22	T	+ 0,97	(0,85)
	<sup>T</sup> H1/3		1,32	Ŧ	+ 0,36	(0,94)
RSW:	T <sub>H max</sub>	11	1,25	T	+ 1,12	(0,86)
	T <sub>H1/10</sub>		1,17	$\overline{\mathrm{T}}$	+ 1,09	(0,94)
	<sup>Т</sup> Н1/3	8	1,19	T	+ 0,77	(0,97)
RSO:	T <sub>H max</sub>	п	1,58	T	- 0,17	(0,75)
	<sup>Т</sup> н1/10		1,16	$\overline{\mathbf{T}}$	+ 1,52	(0,97)
	<sup>T</sup> H1/3	11	1,21	T	+ 1,05	(0,99)
TPW:	T <sub>H max</sub>	=	1,31	Ŧ	+ 1,7	(0,63)
	T <sub>H1/10</sub>	=	1,25	T	+ 1,28	(0,94)
	<sup>T</sup> H1/3	Ħ	1,31	T	+ 0,59	(0,95)
Meßreihe	B vom 21	0 *	- 23.	11	. 1978	(SW):
ST:	T <sub>H max</sub>	11	1,82	$\overline{\mathbf{T}}$	- 1,12	(0,64)
	<sup>T</sup> H1/10	11	1,33	$\overline{\mathrm{T}}$	+ 0,76	(0,90)
	<sup>T</sup> H1/3	11	1,22	T	+ 0,84	(0,95)

<sup>Т</sup> н1/10	= 1,09 ]	+ 1,52	(0,80)
<sup>Т</sup> н1/3	= 1,30 ]	+ 0,39	(0,96)
<sup>T</sup> H max	= 1,66 ]	- 0,92	(0,64)
<sup>T</sup> H1/10	= 1,36 ]	+ 0,51	(0,88)
<sup>T</sup> H1/3	= 1,19 ]	+ 0,82	(0,90)
<sup>T</sup> H max	= 1,02 [	+ 1,81	(0,27)
<sup>T</sup> H1/10	= 1,08 [	+ 1,30	(0,69)
<sup>T</sup> H1/3	= 1,20 [	+ 0,62	(0,88)
	<sup>T</sup> H1/10 <sup>T</sup> H1/3 <sup>T</sup> H max <sup>T</sup> H1/10 <sup>T</sup> H1/3 <sup>T</sup> H max <sup>T</sup> H1/10 <sup>T</sup> H1/10 <sup>T</sup> H1/3	$T_{H1/10} = 1,09 T$ $T_{H1/3} = 1,30 T$ $T_{H1/3} = 1,30 T$ $T_{H1/3} = 1,36 T$ $T_{H1/10} = 1,36 T$ $T_{H1/3} = 1,19 T$ $T_{H1/10} = 1,02 T$ $T_{H1/10} = 1,08 T$ $T_{H1/3} = 1,20 T$	$T_{H1/10} = 1,09 \overline{T} + 1,52$ $T_{H1/3} = 1,30 \overline{T} + 0,39$ $T_{H1/3} = 1,66 \overline{T} - 0,92$ $T_{H1/10} = 1,36 \overline{T} + 0,51$ $T_{H1/3} = 1,19 \overline{T} + 0,82$ $T_{H1/3} = 1,02 \overline{T} + 1,81$ $T_{H1/10} = 1,08 \overline{T} + 1,30$ $T_{H1/3} = 1,20 \overline{T} + 0,62$

Für eine Meßreihe, bei der der Wind von W nach NO dreht, gelten schließlich die folgenden Werte an den einzelnen Stationen:

Meßrei	ihe C vom	24.	- 25. 11. 1978 (W - NO):
ST	<sup>T</sup> H max <sup>T</sup> H1/10 <sup>T</sup> H1/3	N N N	$0,25 \overline{T} + 6,92  (-0,10)$ $0,31 \overline{T} + 4,76  (0,40)$ $0,85 \overline{T} + 2,32  (0,88)$
RSW:	<sup>T</sup> H max <sup>T</sup> H1/10 <sup>T</sup> H1/3	89 89	1,87 $\overline{T}$ - 1,15 (0,62) 1,07 $\overline{T}$ + 1,91 (0,87) 1,21 $\overline{T}$ + 0,87 (0,92)
RSO:	<sup>T</sup> H max <sup>T</sup> H1/10 <sup>T</sup> H1/3	00 EE	$0,54 \overline{T} + 3,47$ (0,14) 0,38 $\overline{T} + 4,48$ (0,25) 1,02 $\overline{T} + 1,53$ (0,92)
TPW:	<sup>T</sup> H max <sup>T</sup> H1/10 <sup>T</sup> H1/3	8	0,08 $\overline{T}$ + 4,02 (0,03) 0,42 $\overline{T}$ + 3,05 (0,28) 0,87 $\overline{T}$ + 1,46 (0,72)

Die letzte Übersicht bei wechselnder Windrichtung zeigt insgesamt schlechte Zusammenhänge zwischen den den signifikanten Höhen zugeordneten Perioden. Betrachtet man jedoch die beiden Meßserien davor, so erkennt man zumindestens für T<sub>H1/10</sub> und T<sub>H1/3</sub> befriedigende Zusammenhänge. Daraus kann wiederum geschlossen werden, daß es insbesondere in einem stark gegliederten Ästuar auf möglichst scharfe Zuordnung der Messungen zu den einzelnen Windrichtungen ankommt. Dieser Erfordernis steht entgegen, daß für die Ermittlung statistisch gesicherter Mittelwerte selten lange Meßserien bei gleichbleibender Windrichtung gewonnen werden konnten, noch dazu bei dem hier verwendeten Meßkonzept der nacheinander abgefragten Stationen.

Die in der Literatur angegebenen Beziehungen liegen meistens innerhalb des durch die o. a. Ergebnisse gegebenen Rahmens. PUTZ (1952) fand bei starker Streuung die Beziehung

$$T_{\rm H1/3} = 1,25 \, \overline{T} = 2,29,$$

die jedoch nur für hohe mittlere Perioden gültig sein kann. Das gleiche gilt für die von DARLINGTON (1954) gefundene Beziehung

$$T_{\rm H1/3} = 1,67 \, \overline{T} = 4,1$$

Besser passen die bei

SIBUL (1955)  $T_{H1/3} = 1,25 T$  (Windkanalmessungen)

PIEST (1963)  $T_{H1/3} = 1,05$  bis 1,4 T (Messungen bei Mellum-Plate)

und

SVASEK (1969) (Nordsee-Messungen)

$$T_{H1/3} = (1,3 \pm 0,2) \overline{T}$$

ermittelten Abhängigkeiten.

SIEFERT (1974) hat aus langjährigen Messungen für das Wattgebiet der Elbemündung und das davor liegende tiefere Wasser auf der Basis einer großen Reihe von 2'-Messungen die folgenden Beziehungen ermittelt

Watt:	$T_{\rm H1/3} =$	1,15 т
	<sup>T</sup> H1/10 <sup>=</sup>	1,22 T
	T <sub>Hmax</sub> =	1,28 T
Vor dem Watt:	<sup>T</sup> H1/3 <sup>=</sup>	1,25 T
	$T_{\rm H1/10} =$	1,33 1
	T <sub>Hmax</sub> =	1,46 Т

Abb. 4.32 zeigt die Ästuar-Meßergebnisse im Vergleich zu anderen Messungen vor der Nordseeküste. Zur Vereinfachung ist nur der Bereich bis T = 4 sec. aufgetragen. Bei den Messungen sind jedoch auch mittlere Perioden bis zu T = 6 sec. ermittelt worden. Nach der Darstellung scheint am ehesten die Beziehung von SVASEK (1969) die für das Ästuar geltenden Werte zu erfassen. Für die vorwiegenden Windrichtungen SW und NW lassen sich die Ergebnisse der Meßreihen A und B zuverlässig zusammenfassen zu einer mittleren Beziehung für das Weser-Ästuar:

SW - NW:  $T_{H1/3} = 1,25 \overline{T} + (0,4 \text{ bis } 1,0)$ 

Die anderen Verhältniswerte lassen sich den o. a. Tabellen entnehmen.



Rectall Nr 61.3 215 ROIRS alar

In Abb. 4.33 sind zusammenfassend Verhältniswerte von Höhen und Perioden aufgetragen, die im Weser-Elbe-Raum bei langjährigen Messungen ermittelt wurden.

Auf statistische Kennwerte im Zusammenhang mit Frequenz- bzw. Periodenspektren wird in einem späteren Kapitel einzugehen sein.

#### 4.5 Maximale Meßwerte

Wie bereits anfangs erwähnt, lagen bis zu Beginn des Meßprogramms nur wenige Einzelmeßwerte und Schätzungen über Wellenhöhen und -perioden im Weserästuar vor. Deswegen waren die ersten Ergebnisse erstaunlich und - nachdem es gelungen war, auch bei einer Sturmflut zu messen - erschreckend zugleich.

Am 3. Januar 1976 wuchs der Wind in der Deutschen Bucht von 16 m/s bis auf fast 30 m/s (Beaufort 11) an. Die Richtung änderte sich von 175° (S) auf 295° (WNW), ein Bereich, der oft sehr sturmflutwirksam ist. Der Wasserstand am Pegel "Alte Weser" lag um 4.59 Uhr auf NPH + 539 cm (MTnw = NPH + 351 cm) und um 13.39 Uhr auf NPH + 910 cm (MThw = NPH + 632 cm). Leider waren zu diesem Zeitpunkt noch nicht alle Meßpositionen besetzt, so daß nur an den Stationen "Schlüsseltonne" (ST) und "Tegeler Plate - Ost" (TPO) Meßdaten aufgenommen werden konnten. Eine dritte Station - ein Wellenpegel vom Typ "Wemelsfelder" fiel durch Kollision mit einem treibenden Schiff aus.

Abb. 4.34 zeigt die Ganglinien von Wind, Wasserstand und den gemessenen Seegangsgrößen.









Ergebnisse der Sturmflutmessungen vom 2-4. 1. 76

ABB.:4.34

Wie man sieht, wachsen die Wellenhöhen H und H1/3 im äußeren Ästuar mit zunehmender Windgeschwindigkeit sehr schnell an, nehmen mit nachlassendem Wind wieder ab, um dann wiederum noch höhere Werte zu erreichen. Leider fiel die Station ST gegen 14.00 Uhr aus, da der Rekorder auf eine derartige Wellenhöhe nicht eingestellt war. Die Wellenperioden  $\overline{T}$  und  $T_{H1/3}$  zeigen etwa das gleiche Verhalten in Abhängigkeit vom Windgeschehen. Erst mit etwa 2 Stunden Verzögerung erreichen im "inneren Ästuar" die Wellenhöhen H, H<sub>1/3</sub> und H<sub>max</sub> ihre Maximalwerte. Ein zweiter PEAK wird am 4. 1. gegen 3.00 Uhr erreicht. Es ist offensichtlich, daß hier die Wellenhöhen in unmittelbarem Zusammenhang mit der Wassertiefe bei abnehmender Windgeschwindigkeit stehen. Erstaunlich ist dabei die starke Zunahme der Perioden  $T_{\rm H1/3}$  bis auf Werte von 16 sec.

Nach der klassischen Formel von Mc COWAN ist für Tiefwasser an der Station ST zwar ein theoretisches

$$H_{max} = 0,78 \text{ d} = (für d = 24.5) = rd. 19 \text{ m}$$

möglich. Da der Seegang in der Deutschen Bucht wegen der dort herrschenden Wassertiefen bei größeren Windstärken allgemein als Flachwasserseegang anzusehen ist, wird zusätzlich zur turbulenten Reibung (free turbulence friction) eine Sohlreibung (wall turbulence friction) wirksam. Wellenenergie und -höhe werden dadurch vermindert.

Die maximale Wellenhöhe bei ST, die bei der letzten Registrierung zu erkennen war, betrug 10,0 m. Dieses war jedoch gleichzeitig die Begrenzung der Registrierbreite des Papierschriebs. Vorsichtige Abschätzung dieser abgebrochenen Registrierung nach Anstieg und Periode dieser Welle lassen auf eine Höhe von 12,0 - 13,0 m schließen.

Damit sind maximale Wellenhöhen, die z. B. nach Vorhersageverfahren von BRETSCHNEIDER (1956) unter Ansatz eines Bemessungssturmes für diesen Bereich zu

$$H_{max} = 10,0 m$$

(BARTHEL (1979)) ermittelt wurden, zu niedrig angesetzt. Ebenso ist die Annahme von ROLL (1956), der aus Beobachtungen an Bord deutscher Feuerschiffe auf ein

$$H_{max} = 8,0 m$$

schließt, sicherlich nach den heutigen Erkenntnissen überholt. Wahrscheinliche sind die Berechnungen von DRAPER (1973), der für einen 50-Jahre-Bemessungssturm von 12 Stunden Dauer für den Bereich der Deutschen Bucht ein

$$H_{max} = 17,0 m$$

errechnet.

Für den inneren Teil des Ästuars kann man die theoretischen Ansätze von KISHI (1959) verwenden und erhält eine maximale Höhe von

$$H_{max} \approx 8,4 \text{ m}$$

(BARTHEL (1979)). Wegen der teilweise starken Energieverluste beim Einlaufen des Seegangs in das Ästuar scheint jedoch dieser Wert zu hoch angesetzt zu sein. Die weiter oben angegebenen Grenzen für die signifikante Wellenhöhe wurden auch bei späteren Sturmwetterlagen nicht überschritten.

Erstaunlich war auch der Anstieg der Wellenperioden im inneren Ästuar während der Sturmflut 1976. Die signifikante Wellenperiode  $T_{\rm H1/3}$  erreichte Werte von mehr als 15 s. Maximalwerte lagen bei

$$T_{Hmax} = 18,2 s$$
.

Die daraus resultierenden Wellenlängen, die ohne weiteres auch Beträge > 100 m erreichen, können für Schiffe mit geringer underceel clearance bereits ein Gefahrenmoment bilden. Systematische Untersuchungen des Anteils langperiodischen Seegangs im Spektrum wurden in der Jade durchgeführt YSKER (1979)). Die im Bereich der Weser-Elbe-Mündung bisher höchsten registrierten Werte sind in Abb. 4.33 b zusammengefaßt.

- 5. Energiebetrachtungen beim Ästuarseegang
  - 5.1 Berechnung der Spektren mit der

Fast-Fourier-Transformation

Die Möglichkeit, neben kennzeichnenden Werten und Häufigkeitsverteilungen, den Seegang auch durch eine Spektralanalyse darzustellen, wurde bereits weiter oben erwähnt. Das Energiespektrum gibt Aufschluß über die potentielle Energie innerhalb eines engen Frequenzbandes of als Funktion der zugehörigen Frequenz bzw. auch Periode jeweils für eine begrenzte Zeitserie.

Für die Berechnung von Spektren müssen in erster Linie ausreichend lange Meßschriebe zur Verfügung stehen. Dazu reichen mit Sicherheit keine 2-Minuten-Schriebe der o. a. Wemelsfelder-Schwimmermeßgeräte aus. Ebenso sind zu lange Meßschriebe nicht zu empfehlen, da sich äußere Einflußfaktoren wie z. B. Wind- und Wasserstand besonders im Flachwassergebiet laufend ändern. FÜHRBÖTER (1974) und DETTE (1974) geben für Messungen in der Brandungszone eine erforderliche Meßdauer von ca. 13 - 15 Minuten ( ≅ 100 Wellen) an. SILVESTER (1974) schlägt vor, eine Serie von 150 Wellen zu untersuchen.

Um die Bedingung der Ergodizität zu erfüllen, muß nach REHLING (1975) eine Meßserie mindestens 600 Wellen enthalten. Diese Forderung erscheint jedoch bei der Abschätzung der Genauigkeit der Messung und den möglichen Einflußvariablen als nicht gerechtfertigt. Außerdem weist HARRIS (1970) nach, daß beim Vergleich von 2 x 17 und 1 x 34 Minuten die Ergebnisse streuen. Es muß vielmehr Wert gelegt werden auf eine ausreichend hohe Abtastrate, um zu verhindern, daß eine Verfälschung einer Zeitserie eintritt (KAMPHUIS (1969)). Unter den o. a. Aspekten und nach den in der Literatur angegebenen Methoden wurde eine Meßdauer von jeweils 20 Minuten gewählt. Die Abtastrate wurde mit 4 Hz festgelegt.

FOURIER zeigte, daß periodische Zeitreihen durch eine unendliche Reihe von sin- und cos.-Funktionen dargestellt werden können. Der mathematische Ausdruck der modifizierten (mit einer unendlich langen Grundschwingung versehenen) Fourierreihe wird als Fouriertransformation bzw. Spektrum bezeichnet.

$$y(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{\omega=-\infty}^{\infty} c(\omega) e^{i\omega t} d\omega$$
$$c(\omega) = \int_{t=-\infty}^{\infty} y(t) e^{-i\omega t} dt$$

Da dieser Ausdruck für unendliche Zeitreihen gilt, stellt das errechnete Frequenzspektrum nur eine Abschätzung des tatsächlichen dar.

Für die Berechnung des Spektrums wurde die Fast-Fourier-Transformation nach COOLEY UND TUKEY (1965) verwendet. Sie bringt eine wesentliche Rechenzeitersparnis gegenüber den herkömmlichen Fouriertransformationen (Abb. 5.1).

Abb. 5.1: Anzahl der Rechenoperationen der normalen FT mit der FFT (nach KAMPHUIS (1969)).

Anzahl der Meßwerte	64	128	256	512	1.024
Normale Berechnung	4.000	16.000	64.000	256.000	1.024.000
FFT	750	1.800	4.100	9.200	20.400

Auf eine eingehende Erläuterung der Methode (FFT) wird hier verzichtet und auf KAMPHUIS (1969) bzw. auf COOLEY UND TUKEY. (1965) verwiesen.

Das Ergebnis der Fouriertransformation ist zunächst eine wenig überschaubare Darstellung mit einem kaum erkennbaren Kurvenverlauf. Daher stand zur Glättung des Spektrums ein sogenanntes "Hamming-Fenster" im Rechenprogramm zur Verfügung, dessen Wirkungsweise bei REHLING (1975) geschildert wird. Abb. 5.2 zeigt die Darstellung eines Energiespektrums ohne und mit Glättung. Für die Beurteilung und weitere Bearbeitung der Energiespektren wurden alle Spektralfunktionen grundsätzlich dieser Glättung unterzogen. Damit werden auch weitgehend Störimpulse, die z. B. aus der Funkfernübertragung zu erwarten waren und auch festgestellt wurden, herausgefiltert.

Ein gewisses Problem stellte bei der Berechnung der Spektren die Tatsache dar, daß die verwendeten Meßgeräte (waverider-Bojen) nur bis zu einer Minimalperiode von 1,9 s verläßlich arbeiten. Gemessene mittlere Perioden < 1,9 s konnten demnach nicht mehr in die Auswertung einbezogen werden. Da jedoch für die Betrachtung ohnehin nur Meßreihen untersucht wurden, die bei höheren Windstärken gewonnen wurden, ist der entstehende Fehler im Frequenzbereich von > 0,5 Hz vernachlässigbar klein. Bei der Ermittlung der Gesamtenergie des Spektrums wurde dieser Teil nicht berücksichtigt.

5.2 Spektren in einem Ästuar

In der Literatur findet man eine Vielzahl von Hinweisen auf gemessene bzw. errechnete Seegangsspektren, die entweder in tiefem Wasser oder aber



ABB.: 5.2

an flach ansteigenden Küsten bzw. Stränden gewonnen wurden (z. B. HASSELMANN ET AL. (1973), BÜSCHING (1978)). Es gibt außerdem inzwischen eine Reihe von Verfahren, Spektren in verschiedenster Hinsicht zu behandeln (z. B. RAMAN (1975)) oder ein Energiespektrum in mathematischer Form angenähert darzustellen (z. B. BRETSCHNEIDER (1959), PIERSON-MOSKOWITZ (1964), HASSELMANN ET AL. (1973)).

Die äußerst komplizierten und verwickelten Vorgänge beim Einlaufen des Seegangs in ein Astuar ließen jedoch erwarten, daß sich Formen von Spektren entwickeln, die nicht nach den bisher gültigen Methoden erfaßt bzw. beschrieben werden konnten. Änderungen der Windstärke und -richtung, der Wassertiefe und die damit verbundenen Effekte wie Überlagerung von Seegangsfeldern, Diffraktion, Refraktion und Reflexion lassen die Form des Spektrums sich so schnell und häufig ändern, daß kaum die Möglichkeit der Zuordnung von in einer Meßserie an verschiedenen Stationen gewonnenen Energiespektren gegeben schien. Die Auswertung beschränkte sich daher zunächst auf die Diskussion der Spektren an verschiedenen Stationen, die bei Voraussetzung gleichbleibender Einflußfaktoren einander zeitlich ungefähr zugeordnet werden konnten.

Bei der Untersuchung der Spektren wurde insbesonders auf die folgenden Fragen eingegangen:

- 1. Wie ändern die Frequenzen bzw. Perioden hoher Energieanteile?
- 2. Bleiben beim Einlaufen in das Ästuar hohe Perioden erhalten oder zerfallen sie?
- 3. Baut sich nach Passieren von Untiefen ein neues Wellenfeld auf oder wird das alte modifiziert?

- 4. Wie wirken sich unterschiedliche Windverhältnisse aus?
- 5. Wie ändert sich die Gesamtenergie bzw. der Energieinhalt?

Die folgende Untersuchung schließt die Stationen ST, RSW, RSO und TPW ein. Versuche, die bei TPO zu anderer Zeit gewonnenen 2-Minuten-Schriebe auch spektral auszuwerten, scheiterten. Alternative Meßgeräte für diesen Flachwasserbereich standen nicht zur Verfügung.

5.2.1 Meßreihe 27. 4. 79 - 19<sup>00</sup>

	<sup>H</sup> 1/3 [m]	H <sub>max</sub>	T [s]	T <sub>fo</sub> [s]	<sup>m</sup> o [cm <sup>2</sup> ]	Ef max [cm <sup>2</sup> s]
ST	1,64	2,46	3,9	7,3	696	7.943
RSW	1,56	2,42	4,1	4,6	559	4.194
RSO	1,65	2,66	3,5	4,5	541	3.982
TPW	0,52	0,93	2,1	5,1	85	714

Wind: 11 m/s - WNW (gleichbleibend)

Abb. 5.3 zeigt die Ganglinien der gemessenen Seegangsparameter mit Wind und Tide vom 27. / 30. 4. 79.

Das Spektrum bei ST (Abb. 5.4) zeigt einen normalen Verlauf mit einem Hauptpeak bei  $T_{fo} = 7,3$  s. Bei verhältnismäßig geringen Windstärken kommen Maximalhöhen von etwa 2,50 m vor. Die Wellen längerer Perioden laufen weiter nach RSW mit geringer Zunahme von  $T_{fo}$ , aber starker Abnahme der Energiedichte. Es bildet sich ein zweites Maximum



\_ 168 \_

GANGLINIEN VON WIND, WASSERTIEFE UND H1/3



25

- 169 -

ABB.: 5.3b



ABB.: 5.4

im Bereich von 4.6 s, in dem der Hauptteil der Gesamtenergie enthalten ist. In der Leelage bei RSO ist bei noch geringem Wasserstand über dem Riff eine weitere Änderung eingetreten. Der durch die Alte Weser einlaufende Seegang ist bereits verändert worden (kleinere Perioden) und wird stärker von der örtlichen Windsee mit kleineren Perioden überlagert. Zwischen RSW und TPW treten bei zunehmender Wassertiefenverringerung und enger werdenden Rinnen die größten Energieverluste auf. Eindringender langperiodischer Seegang mit leicht zunehmender Tendenz bei T<sub>fo</sub> ist nach wie vor zu erkennen, Hauptenergieanteile liegen jedoch bei rd. 5 s und im kurzwelligen Bereich. Die max Energiedichte ist bis auf  $E_{fmax} = 714$  $cm^2$  s gefallen.

	<sup>H</sup> 1/3 [m]	<sup>H</sup> max [m]	T [s]	T <sub>fo</sub> [s]	<sup>m</sup> o [cm²]	<sup>E</sup> f max [cm²s]
ST	2,40	4,28	4,7	8,3	2.009	42.434
RSW	2,23	3,67	5,5	8,0	1.690	30.380
RSO	2,02	3,13	4,9	8,5	1.439	31.125
TPW	0,94	1,65	3,3	8,3	333	3.765

5.2.2 Meßreihe vom 30. 4. 79 - 700 Uhr

Wind: 17,5 m/s WNW (etwas zunehmend)

Bei relativ jungem Seegang bei Windstärken um 18 m/s ist zwar bei ST schon ein klar ausgebildetes Spektrum zu erkennen (Abb. 5.4). Bei RSO und RSW sind Anteile der örtlichen Windsee noch im Ansatz zu sehen. Langperiodische See läuft auch bis TPW, wird aber dort wegen der geringen Höhe und des relativ starken Windes von der örtlichen Windsee überlagert, in der auch der größere Energieanteil steckt. BÜSCHING (1978) stellte bei der Diskussion von Spektren bei Sylt fest, daß die Wellenkomponenten im max. Energiebereich sehr stabil sind. Hier nimmt zwar die Energiedichte von ST nach TPO erheblich ab, und das Dichtemaximum verschiebt sich auf einen anderen Frequenzbereich. Die Frequenz des langwelligen Teils bleibt jedoch ohne große Änderung erhalten.

5.2.3 MeBreihe vom 30. 4. 79 - 10<sup>00</sup> Uhr

	<sup>H</sup> 1/3 [m]	<sup>H</sup> max [m]	T [s]	Tfo [s]	<sup>m</sup> o [cm <sup>2</sup> ]	$\begin{bmatrix} E_f \\ cm^2 \cdot s \end{bmatrix}$
ST	2,89	4,64	5,2	8,0	2.747	58.993
RSW	2,74	4,76	5,1	8,0	2.425	56.761
RSO	2,64	4,30	4,8	7,5	2.405	46.936
TPW	1,35	2,61	3,1	3,7	623	4.273

Wind: 16 m/s W (zunehmend)

Die Spektren bei ST, RSW und RSO zeigen fast gleiche Form (Abb. 5.5). Bei höheren Windgeschwindigkeiten und entsprechend höher überstautem Riff ergeben sich bei Wellenhöhen von  $H_{1/3} = 2,64 -$ 2,89 m im Bereich des Riffes (Roter Grund) kaum Energie- bzw. Höhenverluste.

Bei RSO ist wiederum eine geringe Abminderung der Peak-Periode festzustellen.

Abweichende Form zeigt jedoch TPW. Fast gleichgroße Energieanteile ergeben sich bei den Peak-Perioden 7,7, 4,3 und 3,7 s. Der von draußen einlaufende Anteil ist klar zu erkennen. Schwieriger ist die Definition der beiden Wellenfelder mit geringeren Perioden. Hierkönnte es sich um ört-



ABB.: 5.5

liche Windsee und ihre Reflexion an der steilen Unterwasserböschung der Tegeler Plate handeln. Möglich sind aber auch zusätzliche Refraktion und Diffraktion, die zu sich kreuzenden Systemen führen. Die dreiteilige Form dieses Spektrums tritt während der untersuchten Meßreihe wiederholt auf.

Die Meßreihe vom 30. 4. 79 - 11<sup>00</sup> Uhr

	<sup>H</sup> 1/3 [m]	H <sub>max</sub> [m]	T [a]	T <sub>fo</sub> [s]	<sup>m</sup> o [cm <sup>2</sup> ]	Ef max [cm <sup>2</sup> .s]
ST	2,65	4,05	5,0	8,3	2.358	32.907
RSW	2,62	4,59	5,0	7,1	2.282	35.625
RSO	3,12	5,48	5,3	8,8	3.259	63.044
TPW	1,46	2,52	3,4	7,8	755	6.074

Wind: 18,5 m/s - W (zunehmend)

ist unmittelbar damit vergleichbar (Abb. 5.5). Die größeren Wellenhöhen bei RSW und RSO sind auf den zeitlichen Versatz gegenüber ST um 20 bzw 40' bei zunehmendem Wind zurückzuführen. Der Einfluß der örtlichen Windsee ist auch nach kurzer Einwirkdauer (Böen) schon größer als die Energieverluste, die auf dem Riff auftreten. Die spektrale Form wird jedoch kaum beeinflußt.

Auffällig ist wiederum die dreiteilige Form des Spektrums. Es ist nicht auszuschließen, daß es sich hier auch um zwei von draußen einlaufende Seegangssysteme handelt, die jeweils aus der Neuen Weser (RSW) und der Alten Weser stammen, wobei das aus der Alten Weser sicher stärker am Vorhang der Tegeler Plate verändert wird, als das in der tiefen Rinne. Der dritte Anteil ist örtlich entstandene Windsee, die mit geringeren Wellenhöhen und -perioden auftritt.

5.2.4 Meßreihe vom 30. 4. 79 - 19<sup>00</sup> Uhr

	<sup>H</sup> 1/3 [m]	H <sub>max</sub>	Τ [s]	$\begin{bmatrix} \mathbf{T} \\ \mathbf{c} \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} m_o \\ cm^2 \end{bmatrix}$	<sup>E</sup> f max [cm <sup>2</sup> . s]
ST	3,64	8,42	3,2	11,1	3.940	75.371
RSW	2,58	3,98	5,4	11,6	2.244	51.304
RSO	2,39	3,57	5,9	8,8	1.966	30.213
TPW	0,82	1,62	3,4	4,8	267	2.229

Wind: 15,5 m/s - WNW (abnehmend)

Bei abnehmendem Wind wird die klare Form des Spektrums selbst bei ST sofort gestört (Abb. 5.6). Offensichtlich ergeben sich bei großen Wellenhöhen im Bereich ST Beugungserscheinungen, die sich bei RSW noch nicht bemerkbar machen.

Die Dreiteilung des Spektrums bei TPW besteht weiterhin. Wellenkomponenten hoher Frequenz setzen sich, jedoch unter Abschwächung, bis ins Innere des Ästuars fort.

Ähnlich sieht es bei der <u>Meßreihe vom 30. 4. 79</u> <u> $-20^{20}$  Uhr</u> aus, die sich bei weiter nachlassendem Wind unmittelbar anschließt (Abb. 5.6).



	<sup>H</sup> 1/3 [m]	<sup>H</sup> max [m]	T [s]	ot <sup>T</sup> [a]	<sup>m</sup> o [cm <sup>2</sup> ]	E <sub>f max</sub> [cm <sup>2</sup> .s]
ST	2,56	4,40	5,2	11,6	2.412	30.979
RSW	2,43	3,57	5,4	8,0	2.060	27.643
RSO	2,37	3,75	5,4	10,2	1.949	24.443
TPW	0,91	1,43	2,8	4,5	322	2.226

Die nachlassende Energiezufuhr des schwächer werdenden Windes führt offensichtlich zum Zerfall des Spektrums im tiefen Wasser, wobei jedoch keine eindeutig voneinander trennbaren Systeme gesehen werden können. Die dreigeteilte Form bei TPW bleibt nach ihrer Entstehung mit geringen Variationen während der gesamten Meßserie bestehen.

Mit Nachlassen des Windes erreichen auch die niederfrequenten Anteile nicht mehr das Innere des Ästuars. Schließlich macht sich schon bei RSW eine Abnahme der Peak-Periode bemerkbar. Ein unmittelbarer Zusammenhang zwischen der Größe der Energieabnahme von ST über RSW / RSO nach TPW und der Wassertiefe über dem "Roten Grund" konnte nicht erkannt werden.

Entsprechend den Zusammenhängen zwischen der Gesamtenergie im Spektrum und der signifikanten Wellenhöhe H<sub>1/3</sub> zeigen die Abb. 5.7 bis 5.9 eine enge Abhängigkeit der Gesamtenergie von der Windgeschwindigkeit mit Korrelationskoeffizienten von Rxy = 0,92 ./. 0,98. Dabei zeigt sich unter anderem, daß zwischen RSW und RSO kaum Unterschiede im Anstieg der Gesamtenergie bestehen. Bei beiden Windrichtungen liegt die Energieaufnahme bei RSO etwas höher. Für Planungen von Seebauwerken und für die Schiffahrt bedeutet das,

.

## WASSER- U. SCHIFFAHRTSAMT BREMERHAVEN -HYDROLOGIE-

### KORRELATION

MESSUNG VOM 28.-29.11.1978 POSITION : ST(N-NO) POLYNOMIAL REGRESSION



DEGREE REGRESSION = 2 RXY = 0.975802815
### KORRELATION

MESSUNG VOM 27.-30.04.1979 POSITION : ST-TPW-RSO-RSW WIND:WNW-NW POLYNOMIAL REGRESSION



MESSUNG VOM 28.-29.11.1978 POSITION : ST-TPW-RSD-RSW WIND:N-NO POLYNOMIAL REGRESSION



daß die Wirkung eines großflächigen Sandriffs bei Sturmwetterlagen kaum Schutz für Bauwerke oder Anlagen irgendwelcher Art bedeutet. Vielmehr können sich durch kreuzende und gegenseitig aufsteilende Wellensysteme zeitweise höhere Maximalwellen ausbilden,als im Außengebiet.

# 5.3 Gesamtenergie und kennzeichnende Werte

im Spektrum

In der Literatur findet man vielfach Angaben über die Energie, die im Seegang enthalten ist. Dabei wird häufig die Wellenenergie pro Wellenlänge und Einheitsbreite des Wellenkammes mit

$$\mathbf{E} = \frac{1}{8} \mathbf{\mathcal{Y}} \cdot \mathbf{H}^2 \cdot \mathbf{L} \tag{49}$$

L = 1,56 
$$T^2$$
  
**x** = 1,025 Mp/m<sup>3</sup> (NEU (1970))

oder die "gesamte Energie" aus dem Energiespektrum mit

$$E = \frac{\mathbf{S} \cdot \mathbf{9}}{\mathbf{2}} \mathbf{E}^* \tag{50}$$

 $E^* = \int_{0}^{\infty} E(f) df = Gesamtintensität$  (51)

angegeben. SVASEK (1965) gibt für die Wellenenergie pro Oberflächeneinheit

$$E = \frac{1}{8} g \cdot g \cdot H^2$$

an,

Hier scheint jedoch bezüglich der Definition der Gesamtenergie bzw. der Gesamtintensität im Zusammenhang mit dem Energiespektrum und der Anwendbarkeit auf praktische Verhältnisse noch gewisse Unklarheit zu herrschen. Das Energieoder Powerspektrum als beschreibendes Element für die tatsächliche Wellenbewegung aus der Autokorrelation der Wasserspiegelauslenkungen wird, um in physikalischen Termen zu sprechen, als die Verteilung der Energiedichte über verschiedenen Frequenzen definiert, d. h. es gibt Auskunft über die potentielle Energie innerhalb eines engen Wellenfrequenzbereiches als Funktion der zugehörigen Frequenz f. Dabei ist die spektrale Energiedichte

$$S(\omega) = \frac{1}{2} \sum_{\alpha i}^{\Delta \omega} \frac{2}{\Delta \omega}$$

 $\omega = 2\pi f$  (Phasenwinkel)

wenn man eine Zeitserie

$$y(t) = \sum_{i=1}^{n} y_i = \sum_{i=1}^{n} a_i \cos(\omega_i t + \rho_i)$$

betrachtet.

Entsprechend ist die Energie für den gesamten Frequenzbereich proportional zu  $\overline{y}^2$  und wird auch als O-tes Moment  $\underline{m}_0$  der Energiedichtefunktion bezeichnet. SVASEK (1965) hat dazu einige für die Praxis anwendbare, übersichtliche Formeln zusammengestellt, die sich unmittelbar auf das Frequenzspektrum beziehen.

$$S(f) = 2 \int_{0}^{0} R(\tau) \cos 2\pi f \tau d\tau$$

(Fouriertransformation)

Daraus kann die potentielle Energie einer Zeitserie abgeleitet werden mit

$$E_{p} = g.g.m_{o} = g.g \int S(f) df$$

wobei

$$m_0 = \int_0^0 S(t) dt$$

ist.

Die Gesamtenergie eines Wellenzuges ist dann

$$E_{T} = 2 E_{p} = 2 \mathbf{S} \cdot \mathbf{g} \cdot \mathbf{m}_{o}$$

oder

$$E_{\mathbf{T}} = 2 E_{\mathbf{p}} = \frac{1}{8} \mathbf{S} \cdot \mathbf{q} \cdot \mathbf{H}_{\mathbf{s}}^{\mathbf{z}}$$

was wiederum das H der Gleichung (49) erläutert. Bei den hier vorliegenden Rechnungen wurde bei der Integration der Funktion S (f) jeweils der Teil des Spektrums abgeschnitten, der aus gerätetechnischen Gründen nicht eindeutig war. Wesentliche Verfälschungen der Gesamtenergie sind dabei nicht zu erwarten.

# 5.3.1 Signifikante Wellenhöhe Hs

Die signifikante Wellenhöhe Hs ergibt sich aus dem Spektrum zu

$$Hs = 4 \sqrt{m_o}$$

Diese Beziehung ist allgemein anerkannt, Dabei muß jedoch darauf geachtet werden, daß das mo, das als O-tes Moment des Energiespektrums oder Fläche unter der Energiedichtefunktion definiert ist, für eine irreguläre Wellenfolge gilt. Für den Ansatz

Hs = 
$$4 \sqrt{\frac{m_o}{m_o}}$$

muß das aus dem Energiespektrum gewonnene m<sub>o</sub> mit dem Faktor 2 versehen werden. Damit ist auch der z. B. bei SIEFERT (1974) erwähnte Begriff der "Gesamtintensität"

$$E^* = \int_{0}^{\infty} E_f df$$

zu erklären, aus dem sich für ein enges Tiefwasserspektrum

$$H_{1/3} = 2,832 \cdot \sqrt{E^*}$$
 (52)

ergibt.

$$E^{*} = 2m_0 = 2\int_0^{\infty} E_{(f)} df$$
 (53)

oder

$$H_{\rm RMS} = \frac{H_1/3}{4} = \sqrt{m_o}$$
 (54)

Die Gleichung (52) gilt nach LONGUET-HIGGINS (1952) für ein schmales Tiefwasserspektrum. Bei den im Weserästuar ermittelten Spektren konnte jedoch nicht vorausgesetzt werden, daß diese Beziehungen so eng sind, daß sie für jeden untersuchten Bereich gelten. Abhängig von der Breite des Spektrums, von der Anzahl der gleichwertigen "Peaks" und der Lage der Hauptenergieanteile war eine Veränderung des Verhältnisses

H1/3/Hs

zu erwarten.

Außerdem weichen alle geglätteten oder "parametrisierten" Spektren mehr oder weniger stark von den tatsächlichen ab. Zur Erläuterung muß hier hinzugefügt werden, daß die Integration der Funktion

an dem mit dem "Hamming-Fenster" geglätteten Spektrum durchgeführt wurde.

Abhängig von der Form der Spektren ergibt sich aus einer Serie von 150 20'-Messungen dann auch das Verhältnis der aus den Spektren berechneten

$$H_s = 4 \sqrt{m_o}$$

und statistisch gewonnenen  $H_{1/3}$  zu

$$\frac{H_{1/3}}{M_{o}} = b \quad (Beurteilungsfaktor für die Spektralform)$$

zu

Für die Hauptwindrichtung W - NW wurden für eine Meßreihe die statistisch ermittelten signifikanten Wellenhöhen H<sub>1/3</sub> mit den aus den Spektren errechneten verglichen. Es ergaben sich für diese Windrichtung zunächst geringe Abweichungen beider Werte voneinander, die mit zunehmender Wellenhöhe größer werden, wie Abb. 5.10 und 5.11 zeigen. Dabei scheint bei dieser Meßreihe rein optisch eine quadratische Abhängigkeit beider Werte gegeben, obwohl der Korrelationskoeffizient sich kaum unterscheidet.

	(	Glei	chung $H_{1/3} = x [cm]$	Rxy
ст.	(1)	H <sub>s</sub>	= 0,942 X + 14	0,994
ЪТ	(2)	H <sub>s</sub>	$= -0,0014 x^{2} + 1,55 x - 44$	0,997
DOU	(1)	Hs	= 1,047 X - 2	0,999
ROW	(2)	$^{\rm H}{}_{ m s}$	$= -0,00004 x^{2} + 1,07 x - 4$	0,999
700	(1)	H <sub>s</sub>	$= 1,015 \times + 7$	0,99899
ROU	(2)	$^{\rm H}{_{ m S}}$	$= -0,00029 x^{2} + 1,15 x - 5$	0,992
עכדות	(1)	Hs	= 1,088 X - 1	0,998
TPV	(2)	H <sub>s</sub>	$= -0,000089 X^{2} + 1,11 X - 2$	0,998

(Angaben in cm)

Die Zusammenhänge sind selbst bei TPW sehr eng, abhängig jedoch auch von den verhältnismäßig geringen Wellenhöhen  $H_{1/3}$ , die dort gemessen werden konnten. WILSON UND BAIRD (1972) haben bei Messungen mit einer waverider-Boje vor Nova Scotia im Atlantik bei ca. 37 m Wassertiefe Zusammenhänge zwischen  $H_s$  und  $H_{1/3}$  mit Rxy = 1,00 bei Anwendung der z-u-c-Auswertemethode erzielt (s. auch Abb. 3.13). Wenn auch der hier ermittelte Zusammenhang Rxy = 0,994 ./. 0,999 relativ gut ist, muß man mit Abweichungen von einzelnen Werten bis zu  $\frac{1}{2}$  0,15 m rechnen, die sich jedoch in der Korrelation relativ gut verteilen. Entsprechend der



DEGREE REGRESSION = | RXY = 0.994273511 Y= 0.942003050 X + 14.6475038

### KORRELATION

MESSUNG VOM 27.-30.04.1979 POSITION : ST/NW-WIND POLYNOMIAL REGRESSION



Lage der Station kann der o. a. Beurteilungsfaktor

$$b \equiv \frac{H_{1/3}}{H_s}$$

bei Ermittlung von signifikanten Höhen aus dem Spektrum angesetzt werden.

Die aus dem Spektrum ermittelten Höhen bei ST werden mit zunehmendem Betrag kleiner als die statistischen  $H_{1/3}$  - Werte. Leider liegen keine spektral auswertbaren Messungen mit höheren Wellen vor, um diesen Trend weiter zu verfolgen. In den anderen Fällen kann eine lineare Abhängigkeit gewählt werden. Für kleinere Wellenhöhen bis  $H_{1/3} \leq 2 m \text{ kann } H_8 = H_{1/3}$ 

gesetzt werden.

Die Ergebnisse für die anderen Bereiche, auch für andere Windrichtungen, sind im Anhang beigefügt. Zusammenfassend kann dazu gesagt werden, daß bei Windrichtungen, die Seegang quer zur Hauptrinnenrichtung erzeugen, ein kaum überschaubares Wellendurcheinander entsteht. Dementsprechend sind die statistischen Verhältnisse im Seegang im Vergleich zu den spektral ermittelten Werte starken Schwankungen unterworfen.

5.3.2 Kennzeichnende Perioden und Peak-Periode

Bei idealen Spektrenformen, die z. B. nach der PIERSON-MOSKOWITZ- oder der JONSWAP-Form parametrisiert werden können, gibt es im allgemeinen auch eine gute Zuordnung der statistisch ermittelten Perioden zu der des Spektrums, um die der Hauptteil der Energie konzentriert ist. Eine Zuordnung ist jedoch dann schwierig, wenn, wie es weiter oben gezeigt wurde, mehrere einander überlagerte Wellensysteme auftreten. Nach KAMPHUIS (1969) beträgt das Verhältnis

$$\frac{\mathrm{T}_{\mathrm{fo}}}{\mathrm{T}} \cong 1,4$$

NEUMANN (1953) gibt eine Beziehung

$$\frac{\underline{T}_{fo}}{\overline{T}} = 1,15$$

an.

Mehr als bei den Wellenhöhen war bei den hier berechneten Spektren fraglich, ob zwischen Peak-Periode und den kennzeichnenden Perioden ein allgemein gültiges Verhältnis zu erkennen war und ob bereichsspezifische Eigenheiten in dieser Beziehung zum Ausdruck kommen.

Die Ergebnisse sind in der folgenden Tabelle aufgeführt. Dabei sind nur Messungen aus einer Meßreihe mit Wind aus W - NW verglichen:

Station		Gleichung	Rxy
	Ĩ	$(2) = -0,057 T_{fo}^2 + 1,38 T_{fo} - 2,9$	0,85
ST		$(1) = 0,33 T_{fo} + 1,8$	0,81
	T <sub>H</sub>	$(2) = -0,05 T_{fo}^2 + 1,3 T_{fo} - 1,2$	0,82
	17.5	$(1) = 0,45 T_{fo} + 2,6$	0,80

Station	(	Gle	eichun	2	Rxy
$\overline{\mathrm{T}}$	(2)	11	0,04	$T_{fo}^2 - 0,26 T_{fo} + 4,1$	0,87
	(1)		0,45	T <sub>fo</sub> + 1,45	0,85
RSW T <sub>H</sub>	(2)	П	0,01	T <sub>fo</sub> <sup>2</sup> + 0,35 T <sub>fo</sub> + 2,9	0,91
17.	(1)	=	0,59	$T_{fo} + 2,1$	0,91
Ī	(2)		-0,02	$T_{fo}^{2} + 0,83 T_{fo} - 0,6$	0,92
	(1)	Ħ	0,52	T <sub>fo</sub> + 0,6	0,92
RSO T <sub>H</sub>	(2)	u	0,01	T <sub>fo</sub> <sup>2</sup> + 0,88 T <sub>fo</sub> + 0,6	0,96
1/ -	(1)	П	0,67	$T_{fo} + 1,5$	0,95
Ŧ	(2)	п	0,08	$T_{fo}^2 - 1,03 T_{fo} + 5,9$	0,75
	(1)	=	0,14	T <sub>fo</sub> + 2,0	0,51
TPW T <sub>H</sub>	(2)	=	0,08	$T_{fo}^2 - 1,02 T_{fo} + 7,4$	0,61
17 :	(1)	=	0,16	$T_{fo} + 3,5$	0,45

Erwartungsgemäß sind die Zusammenhänge bei der Station TPW im inneren Ästuar am schlechtesten. Auch ein Versuch, die Peak-Periode des Spektrumsanteils mit dem höchsten Energieinhalt zu korrelieren, ergab eher schlechtere Ergebnisse. Jedoch sind die Zusammenhänge zwischen

besser als die zwischen

Für die Bestimmung einer mittleren und kennzeichnenden Periode aus einem Spektrum mit einem häufig auftretenden  $T_{fo} = 8 s$ ergeben sich für die einzelnen Bereiche die folgenden Werte:

$$\frac{T_{fo}}{\overline{T}} \cong 1,8$$
  
TIEFWASSER  
$$\frac{T_{fo}}{T_{H1/3}} \cong 1,31$$

$\frac{\underline{T}_{fo}}{\overline{T}} \cong$	1,67
RIFFBEI	REICH
$\frac{T_{fo}}{T_{H1}/3} \cong$	1,18

-		and the second sec	and the second se	
	$\frac{T_{fo}}{\overline{T}}$	<b>%</b> 2	,71	
	PLAT	ENBER	EICH	
	RINNI	ENRAND	LAGE	
	$\frac{\text{T}_{fo}}{\text{T}_{H1}/3}$	°≧ 1 3	,75	

Das hohe Verhältnis  $\frac{T_{fo}}{T} = 2,71$  bei TPW

charakterisiert den weiten Frequenzbereich von häufig mehreren Seegangssystemen. Die o. a. Werte aus der Literatur scheinen in jedem Fall für einen Ästuarbereich zu niedrig angesetzt. Auch die von RYE (1977) angegebene Beziehung

$$\overline{T} = \frac{m_o}{m_1}$$

m<sub>o</sub> = Momente des Spektrums

wurde für 12 Meßreihen überprüft. Die Abweichungen des aus dem Spektrum errechneten

$$\overline{T} = \frac{m_o}{m_1}$$

gegenüber dem aus der Messung ermittelten Periodenmittelwert betrugen bis zu 100 %.

Die o. a. Werte wurden nachträglich für weitere Meßreihen bei Wind aus verschiedenen Richtungen untersucht. Eine Verbesserung der angegebenen Mittelwerte scheint danach nicht notwendig zu sein, wenngleich auch hier das bei den Höhen Gesagte zutrifft.

Im Anhang sind die Ergebnisse der Korrelationsrechnungen beigefügt.

5.4 Energieverluste beim Einlaufen des Seegangs in das Ästuar

5.4.1 Abnahme der kennzeichnenden Höhe und

der Gesamtenergie

Beim Einlaufen eines oder mehrerer Seegangssysteme in ein Ästuar entsteht ein je nach Windstärke und -richtung mehr oder weniger komplexes Bild von Wellen verschiedener Richtung und Größe, die sich nur schwer nach Herkunft und weiterem Verhalten ordnen lassen. Durch häufige Refraktion an den oft sehr steilen Unterwasserböschungen der großen Barren im Riffgebiet, z. T. durch Diffraktionserscheinungen nach Passieren von Rinnen und vor allen Dingen durch Energieverluste beim Überlaufen von Flachwassergebieten (Brandung) nehmen die Höhen mehr oder weniger stark ab. Einflüsse wie kurzfristiger Starkwind und alternierende Tideströmungen komplizieren das Geschehen. So kann man zunächst nur versuchen, an Hand der auf den einzelnen Stationen gewonnenen Meßwerte Bezüge zwischen untersuchten Bereichen des Ästuars herzustellen. Dabei wurden hauptsächlich die Meßreihen vom 27./30. 4. 79 (Abb. 5.3 a u.b.) und vom 10./11. 12. und 14., 17. und 18. 12. 79 (Abb. 5.12 und 5.13) auf einen Bezug der kennzeichnenden Wellenhöhen untereinander untersucht. Es ergibt sich folgendes Bild:

Der aus der Nordsee frei einlaufende Seegang erreicht die Station ST, sofern nicht ungewöhnliche Höhen 15 m bei Sturm vorkommen, ohne Grundberührung und andere Einflüsse. Erste Veränderungen sind auf dem ausgedehnten Riff des Roten Sandes / Roten Grundes zu erwarten, hinter dem, praktisch in Leelage, die Station RSO und an dessen westlicher Flanke, aber in tiefem Wasser, RSW liegt. Bei beiden Stationen ist veränderter Seegang zu erwarten. Abb. 5.14 zeigt die Abhängig keiten

 $\Delta$  H<sub>1/3 ST-RSW</sub> = f (H<sub>1/3 ST</sub>)

und

 $\Delta$  H<sub>1/3 ST-RSO</sub> = f (H<sub>1/3 ST</sub>)

Unabhängig von der Wassertiefe über dem Riff entsteht hier ein Punkthaufen, der jedoch durch eine eindeutige Linie nach oben begrenzt werden kann. Offensichtlich lassen sich überschneidende Einflüsse hier keine klare Abhängigkeit zu. Dabei wurden alle Werte beider Meßreihen berücksichtigt. Der Übersichtlichkeit halber sind nur die Werte vom 27./30. 4. 79 aufgetragen.







Beim weiteren Verlauf in das enger werdende Ästuar konnten gute Abhängigkeiten zwischen RSO bzw. RSW und TPW festgestellt werden (Abb. 5.15 und 5.16). Dabei nimmt die Wellendämpfung zwischen RSW und TPW mit zunehmender Höhe ab, ein Zeichen für die direkte Laufverbindung in der Tiefen Rinne. Eine Abhängigkeit der Form

$$\frac{H_{1/3 ST}}{H_{1/3 RSW}} = f \left(\frac{H_{1/3 ST}}{d}\right) ,$$

wobei d die Wassertiefe über dem Flachwasserbereich ist, besteht nur zwischen ST und TPW, jedoch in linearer Form (Abb. 5.17 und 5.18). Eine exponentielle Funktion, wie sie z. B. NIEMEYER (1979) bei Messungen vor und hinter dem Norderneyer Riff gefunden hat, konnte hier nicht bestätigt werden. Die gemittelten Ergebnisse der o. a. Meßreihe zeigt die Abb. 5.19. Die Darstellung zeigt die prozentuale Höhenabnahme im Untersuchungsgebiet.

Während der Meßreihe vom 10. - 18. 12. 79 fiel die Station ST aus. Dafür war zufällig an der seewärtigen UW-Böschung der Tegeler Plate die Station TPN zu Versuchszwecken in Betrieb und konnte während der gesamten Meßreihe zur Verdichtung des Netzes mit abgefragt werden. Die Ergebnisse der Höhenvergleiche sind im Anhang beigefügt.

Für insgesamt 3 verschiedene Windrichtungen wurden die unmittelbar mit den signifikanten Höhen zusammenhängenden spektralen Energieinhalte nach verschiedenen Kriterien untersucht und über der Längsachse des Untersuchungsgebietes aufgetragen (Abb. 5.20 und 5.21). Die Aufteilung in verschiedene Wasserstände wirkt sich besonders für die



199 -

Y = -0.059579935 X↑2 + 0.841661744 X -0.423387249



# $\begin{bmatrix} - & \mathbf{N} & \mathbf{M} \\ - & \mathbf{H}_{1/3(2-4)} = 0.29 \ \mathbf{H}_{1/32}^2 + 1.76 \ \mathbf{H}_{1/32} & 1.15 \ (2) = RSW \\ - & \mathbf{R} \times \mathbf{y} = 0.95 \end{bmatrix}$

DEGREE REGRESSION = 2 RXY = 0.945513170Y = -0.292364193 XA2 + 1.75870859 X -1.147174489

KORRELATION



RXY = 0.920282970 GERRDENGLEICHUNG Y = 0.640030876 X -0.235001083



DEGREE REGRESSION = 1 RXY = 0.879072467 GERRDENGLEICHUNG Y = 5.457328502 X -0.152185430





100



# PROZENTUALE VERTEILUNG DER SPEKTRALEN ENERGIE

BEI VERSCHIEDENEN WINDRICHTUNGEN UND WASSERSTÄNDEN IM WESERÄSTUAR



Station RSO' aus, was bei der Mittelung der prozentualen Höhenabnahme nicht zum Ausdruck kam. Offensichtlich bietet bei größeren Wellenhöhen (und damit größerem Energieaufkommen) das Riff keinen Schutz mehr. Bei bestimmten Wasserständen kommen in der "Leelage" bei RSO höhere Energiebeträge vor, als in der "Ausgangsposition" bei ST. Hier spielen wahrscheinlich starke Refraktionserscheinungen eine Rolle. Für niedrige Wasserstände bis SKN + 1 m nimmt die im Meßbereich durchlaufende Wellenenergie (hier als spektrale Energie  $m_o = \int S(f) df$  aufgefaßt) von ST bis RSW/RSO nur um rd. 23 % ab.

$$E_{RSW/RSO} = 0,77 E_{ST}$$

Im Bereich der Platen erst erfolgt die hauptsächliche Energieumwandlung um weitere 21 % bis zum seewärtigen Hang der Platen. Durch Beugung, Reibung und Reflexion schließlich ist

$$E_{TPW} = 0,17 E_{ST}$$

$$E_{TPW} = 0,22 E_{RSW/RSO}$$

Bei größerer Überstauung des Ästuars ( SKN + 3 m) ist

$$E_{RSW} = 0,91 E_{ST}$$
$$E_{RSO} = 1,06 E_{ST}$$
$$E_{TPW} = 0,24 E_{ST}$$
$$E_{TPW} = 0,26 E_{RSW}$$

Entsprechend verhalten sich die kennzeichnenden

bz

#### Wellenhöhen.

Bei Änderung der Windrichtung ergeben sich bei RSW - RSO etwa gleiche prozentuale Energieverluste. Bei SW-Wind laufen längere Wellen küstenparallel in das Ästuar ein und werden dort von örtlich entstandenem Seegang überlagert. Geringere Windstärken lassen nur örtlichen Seegang entstehen, so daß von einer Energieumwandlung bzw. Energieverlusten kaum gesprochen werden kann. Bei nordöstlichen Winden liegt RSW im Schatten der Riffe und erhält dementsprechend geringere Energieanteile. In beiden Fällen liegt der Anteil bei TPW zwischen 17 bis maximal 28 %.

NO-Wind:

E <sub>RSW</sub>	-	0,61	./.	0,66	E <sub>ST</sub>
E <sub>RSO</sub>		0,66	./.	0,73	E <sub>ST</sub>
$\mathbf{E}_{\mathrm{TPW}}$	=	0,17	./.	0,28	E <sub>ST</sub>

Bei den bei Starkwindlagen im Weserästuar vorkommenden Wellenhöhen (es wurden bei diesen Meßreihen bis zu 10,20 m Maximalhöhe bei ST gemessen) wirkt sich der Riffgürtel vor der Wesermündung als schützende Barriere kaum noch aus. Erst in den sich verengenden Rinnen und am seewärtigen Hang der Platen findet eine starke Energieumwandlung und damit Höhenreduzierung bis zu 84 % statt.

### 5.4.2 Energietransformation

Bei der Diskussion der Anlagen 5.4 bis 5.6 wurde bereits festgestellt, daß sich zwar die Peak-Frequenzen bei der Annäherung an Flachwassergebiete nur wenig ändern (s. auch BÜSCHING (1978)), daß aber die zu gewissen Frequenzbereichen gehörenden Energieanteile sich verschieben können. Daher wurden Energiespektren der Meßreihe vom 27./30. 4. 79 bei W - NW - Wind in dieser Hinsicht noch einmal systematisch untersucht. Es erfolgte eine generelle Einteilung in Frequenzbereiche < 0,1 Hz  $\triangleq > 10$  s, von 0,1 bis 0,25 Hz  $\triangleq$  10 bis 4 s und > 0,25 Hz  $\triangleq < 4$  s. Da eine der ursprünglichen Fragen auf das Eindringen von langperiodischen Wellen in das Innere des Ästuars zielte, wurde die Grenze bei 10 s festgelegt (s. auch Kap. 4.5).

Für jeweils typische Phasen der Meßreihe sind in Abb. 5.22 bis 5.24 die einzelnen Energieanteile für die o. a. Frequenzbereiche für 4 Stationen der Meßkette aufgetragen:

Bei verhältnismäßig geringen Windstärken kommen bei ST nur geringe langwellige Anteile vor, die bis ins innere Ästuar eindringen (Abb. 5.22). Mit etwas zunehmendem Wind vergrößert sich von ST nach TPW der kurzperiodische Anteil bis auf 44 %; die Verteilung charakterisiert die jeweilige Lage der Station.

Bei größeren Windstärken zunehmender Tendenz entstehen beim Einlaufen ins Ästuar erste langwellige Anteile (Abb. 5.23), bei denen der Energieanteil bei RSO bereits 18 % beträgt. Bei relativ großen Wellenhöhen verlagert sich der Anteil des Bereichs 4 - 10 s auf lang- und kurzwellige Bereiche. Durch Überlagerung mehrerer Seegangssysteme (s. auch Abb. 5.4)bis 5.6) entsteht bei TPW kurze kabbelige See mit Höhen  $H_{1/3} = \sim 1.8$  m. Bei anhaltender hoher Windstärke verschiebt sich diese Gesamtverteilung zum langwelligen Teil. - 209 -

ENERGIEANTEILE DER FREQUENZBEREICHE <0.1 Hz(≙10s); 0.1-0.25 Hz(≙10-4s); UND>0.25 Hz



ABB.5.22

ENERGIEANTEILE DER FREQUENZBEREICHE <0.1Hz(≙10s); 0.1-0.25 Hz(≙10-4s); UND>0.25Hz



- 211 -

ENERGIEANTEILE DER FREQUENZBEREICHE <<0.1 Hz(≙10s); 0.1-0.25 Hz(≙10-4s); UND>0.25 Hz



ABB.5.24

Hohe Dünungsanteile dringen bis ins innere Ästuar vor. Offensichtlich erhält TPW hier Seegangsanteile aus der Neuen (RSW) und Alten Weser (RSO).

Auf Abb. 5.24 schließlich sind bei abnehmendem Wind die niederfrequenten Energieanteile von außen nach innen rückläufig. Es erreichen jedoch immer noch 13 bzw. 11 % langwellige Anteile das innere Ästuar. Entsprechend nimmt der vom örtlichen Wind aufgefachte kurzwellige Teil wieder zu. Eine Analyse der vorstehenden Art kann – in programmierter Form – von jeder Messung angefertigt werden, da sie Aufschluß über die Energieverteilung und daraus folgend über die Beanspruchung von Bauwerken und Fahrzeugen gibt.

Eine tabellarische Übersicht der Energieverteilung der gesamten Meßreihe ist im Anhang beigefügt.

### 5.4.3 "Greifbare" Energie - ein Beispiel

Über die im Seegang enthaltenen gewaltigen Energiemengen ist bereits von FÜHRBÖTER (1974) und DETTE (1977) berichtet worden. Setzt man die in vorstehenden Messungen gewonnenen Erkenntnisse in eine entsprechende überschlägliche Berechnung für die Wesermündung um, so ergibt sich folgendes:

Nach der Windstatistik des DEUTSCHEN WETTER-DIENSTES, SEEWETTERAMT (1977) ist für die Wesermündung nach dem Mittelwert von 1949 - 1972 mit 138 Tagen Wind einer mittleren Stärke von 7,6 m/s aus W - NW - N zu rechnen. Nach Kap. 4.1 entstehen dabei bei Station ST Wellenhöhen von

$$H_{1/3} = 0,94 \text{ m}$$
 (Mittel aus E- und F-Wert)

Nach dem Ansatz von FÜHRBÖTER (1974) für den mittleren Leistungsdurchgang N pro lfdm. Wellenfront je Wellenperiode

$$N = \frac{1}{8} \cdot g \cdot H^2 \cdot \frac{L}{T} \left[ Mp \frac{m}{s} / m \right]$$

und bezogen auf die elektrische Leistungseinheit KW (DETTE (1977))

$$\mathbb{N} = \frac{1}{0,102} \cdot \frac{1}{8} \cdot 9 \cdot 9 \cdot H^2 \cdot \frac{1}{T} [KW/m]$$

wird bei

 $\frac{L}{T} = c = \sqrt{g \cdot h}$  (tiefes Wasser)

für eine Wassertiefe von i. M.: 22 m bei ST die Wellenenergieabgabe nur für den betrachteten Zeitraum wellenwirksamer Windrichtungen pro lfdm. Wellenfront

$$\overline{W} = 554,4 \cdot 138 \cdot 0,94^2 [KWh/m]$$
  
 $\overline{W}_{138} = 67,6 \cdot 10^3 KWh/m$ 

Rechnet man für die Wesermündung eine Einlaufbreite von 10 km, die sich bis in die Platenregion (TPW) fortsetzen kann, so ergeben sich

 $W = 67, 6 \cdot 10^7 \text{ KWH}/138 \text{ Tage}$ ,

die auf das Jahr zu verteilen sind.

(Die anderen Windrichtungen haben entsprechend geringere Energieanteile). Davon bleiben bei RSW - RSO noch

78 bis 87 % = 52,7 bis 58,8 . 10<sup>7</sup> KWh

und bei TPW immerhin noch rd.

13 . 10<sup>7</sup> KWh

übrig.

Zusammen mit der Tideströmung erzeugen diese gewaltigen Energien Umlagerungen, die bei entsprechender detaillierter statistischer Betrachtung von Einzelbereichen anteilig zugeordnet werden können. Hierzu kann über die Windstatistik eine den jeweiligen Windrichtungen entsprechende mittlere oder signifikante Wellenhöhe aus den im Rahmen dieser Arbeit entwickelten Beziehungen ermittelt werden. Die daraus errechnete Energie wird ins Verhältnis zu den durch Tiefenvergleiche errechneten Umlagerungen gesetzt. Zusammen und mit der Kenntnis der Strömungsverhältnisse kann hieraus auf Verlagerungstendenzen bestimmter Problembereiche des Ästuars besonders am Rand der Schiffahrtsrinnen geschlossen werden.

Als Beispiel für die Größenordnung der anfallenden Umlagerungen sei folgendes Beispiel genannt: Im Flachwassergebiet vor der Tegeler Plate (TPO), einem Bereich, wo Tideströmungen keine hohen Werte erreichen und somit an der morphologischen Gestaltung geringeren Anteil haben, wurde im Vergleichszeitraum 1977/78 (1 Jahr) pro Quadratkilometer eine Bodenmenge von rd. 260.000 m<sup>3</sup> umgelagert (Vertiefung). In der Tiderinne bei
TPW mit verhältnismäßig starker Tideströmung betrug die umgelagerte Menge nur 130.000 m<sup>3</sup> (Vertiefung). Obwohl diese Zahlen nicht unbedingt vergleichbar sind, geben sie doch einen Anhalt für die am Umlagerungsprozeß beteiligte Seegangsenergie.

5.5 Parametrisierung von Spektren

des Ästuarseegangs

5.5.1 Versuche mit dem einfachen JONSWAP-Spektrum

Die Diskussion der verschiedenen Spektren, ihrer Formen, des Energieinhalts und der Energieverteilung läßt den Bearbeiter sehr schnell an die Grenzen des ohne EDV-Hilfe Machbaren kommen. Bei der Vielzahl von Registrierungen und daraus errechneten Spektren, die für die Bearbeitung eines Problems bzw. die Beurteilung von Seegang insbesondere in einem Ästuar notwendig sind, bietet nur die Datenverarbeitung eine wirtschaftliche Lösung.

Um die Änderung der Spektren in Form und Größe zu erfassen, bietet sich die Möglichkeit einer Parametrisierung. Eine überschaubare Anzahl von Parametern gestattet die Beschreibung des Spektrums. Diese Parameter können in ihrer Abhängigkeit von verschiedenen Faktoren wie Wind, Streichlänge und z. B. Wassertiefe systematisch untersucht werden. Nachdem eine Reihe von Autoren Spektralfunktionen entwickelt haben (z. B. BRETSCHNEIDER (1959), PIERSON UND MOSKOWITZ (1964)), ist wohl das bekannteste das sogenannte JONSWAP-Spektrum (HASSELMANN ET. AL. (1973)) mit der Form  $5(f)^{-4} = \frac{(f-f_0)^2}{26^2 f_0^2}$ 

$$E(f) = \langle q^2(2\pi) \rangle^4 f^{-5} e^{-\frac{5}{4}(\frac{f}{f_0})} f^{-26^2 f_0}$$

In dieser erweiterten Form des PM-Spektrums (s. auch Kap. 2.2.2) beschreiben insgesamt 5 Parameter das Spektrum, und zwar:

fo	E	Frequenz des Peaks
ol	=	Phillips-Konstante (entsprechend
		PM-Spektrum)
8	-	Verhältnis $rac{\mathrm{E}_{\mathrm{f}} \max \mathrm{JONSWAP}}{\mathrm{E}_{\mathrm{f}} \max \mathrm{P-M}}$
Ga	2	linke und rechte Breite des "Peaks",
6.	ſ	(gemessen von fo) an den Kurvenwende-
-0	J	punkten.

Beim Einsetzen von  $\chi = 1$  erhält man wieder die ursprüngliche Form des PM-Spektrums.

Zunächst war bei den Messungen im Weser-Ästuar daran gedacht worden, die errechneten Spektren nach der JONSWAP-Formel zu parametrisieren. Es zeigte sich jedoch sehr schnell, daß insbesondere für Energiebetrachtungen dieses Verfahren, wie es z. B. auch YSKER (1979) für Messungen in der Jade angewendet hat, im Weser-Ästuar nur in wenigen Fällen eine hinreichende Übereinstimmung des parametrisierten mit dem "Hamming"-geglätteten Spektrum ergab. In Abb. 5.25 bis 5.27 sind jeweils solche Beispiele eingetragen, bei denen beide Formen voneinander abweichen. In kaum einem Fall wurde im inneren Ästuar eine Übereinstimmung erzielt, wie auch bereits die Spektren der Abb. 5.4 bis 5.6 erwarten lassen. MÜLLER (1976) und auch HASSELMANN ET AL. (1973) weisen ebenfalls darauf hin, daß das Verfahren nicht für stark







schwankende Windfelder und für Spektren mit mehr als einem PEAK gilt, da diese Spektren im allgemeinen durch Windrichtungsänderung und Kreuzseen bzw. durch Windauffrischung über einer Dünung gebildet werden.

#### 5.5.2 Erhöhung der Anzahl der Parameter

Zur Beschreibung des Spektrums, das von der üblichen Form abweicht, haben OCHI UND HUBBLE (1976) einen Vorschlag gemacht. Sie benutzen die <u>zwei</u>parametrige Darstellung des BRETSCHNEIDER (1959)-Spektrums

$$S_2 g(\omega) = S_2 g(\omega) g W_{43} ; \omega_M$$

und fügen einen Formparameter hinzu:

$$S_3 \mathcal{G}(\omega) = S_3 \mathcal{G}(\omega) \mathcal{G}_{M_{13}} \mathcal{G}(\omega)$$

 $\omega_{M} = 0,772 \frac{2\pi}{T_{1}} = Modalfrequenz \stackrel{4}{=} Peakfrequenz$ 

 $\mathbf{S}_{W1/3}$  = kennzeichnende Wellenhöhe

Für die Konstante  $\mathcal{G}W_{\eta_3}$  und die Modalfrequenz  $\omega_{\mathrm{M}}$  erhöht sich damit das Energiedichtemaximum des zweiparametrigen Spektrums um den Betrag

$$\frac{S_{3}\mathscr{G}(\omega_{M})}{S_{2}\mathscr{G}(\omega_{M})} \cong \lambda^{0.6}$$
 für  $|\lambda-1| \ll 1$ 

Die Überlagerung zweier solcher dreiparametrigen Spektren führt schließlich zu einem sechsparametrigen Spektrum, von dem je ein Anteil für den Bereich niedriger Frequenzen (Dünung) und für höherfrequente Wellen gilt (Abb. 5.28).



"Abb. 5.28 Überlagerte BRETSCHNEIDER-Spektren nach OCHI UND HUBBLE (1976)"

 $S_6 g(\omega) = S_3 g(\omega_j g_{W_{3j}} \omega_{M_j} \lambda_1) +$  $S_3 \mathcal{G}(\omega; \mathcal{G}_2 W_{3}; \omega_{2M}; \lambda_2)$ 

Aus einer Sammlung von 800 im Nordatlantik gewonnenen Spektren werden zu kennzeichnenden Wellenhöhen  $\mathcal{G}_{W_{4/3}}$ die typischen Spektren ausgewählt und die zugehörigen Parameter ermittelt. Da bei den Ästuarmessungen noch kein ausreichendes Datenmaterial für die nachherige Bestimmung von Parametern zur Verfügung stand, wurde das folgende Verfahren angewendet:

Da die JONSWAP-Form für ein <u>eindeutiges</u> Spektrum eine gute Annäherung gab, wurden Spektren, deren Form auf zwei Seegangssysteme schließen ließ, in zwei Anteile aufgeteilt und nach Berechnung der Einzelspektren wieder kombiniert bzw. überlagert. Mit der ersten Peak-Frequenz fo<sub>1</sub> wird ein 5-para-

metriges Spektrum berechnet, das von dem Gesamtspektrum abgezogen wird. Mit fo2 wird das Restspektrum errechnet. Die Addition beider Teilspektren als 10-parametriges Spektrum wird an das Hamming-geglättete Spektrum approximiert. Es entsteht ein zehn-parametriges Spektrum der Form

S(f) = S1(fo1 ; d1 ; g1 ; 51) + S2(fo2 ; d2 ; g2 ; 52)

Der Rechenaufwand, auch auf einem Großrechner. ist verhältnismäßig hoch. Die Annäherung der JONSWAP-Form an das berechnete HAMMING-Spektrum ist jedoch abhängig von der Anzahl der Iterationen bei der Näherungs- bzw. Minimierungsrechnung (constraint minimum search). Es gilt, bei näherungsweiser Vorgabe der Parameter eine enge Annäherung zu erzielen.

 $f \kappa (p) = S(f_0)P - S(f)H$   $Min \sum (f \kappa(p))^2$   $Min \sum f \kappa (p+\Delta p)^2$   $S(f_0)P = parametr.$  Spektrum erster Annäh.  $S(f_0)H = Hamming-ge-gläketes Spektrüm$   $f \kappa(p) = Differenz-fünktion$ 

Die Auswertung einer Reihe von Spektren nach dieser Methode ergab jedoch noch gewisse Schwierigkeiten, da teilweise durch ungenügende Annäherung nicht der zweitgrößte Peak, sondern weitere Extremwerte der Energiedichte im kurzwelligen Teil berücksichtigt wurden. In Abb. 5.29 sind Rechenläufe mit diesen 10-parametrigen Spektren dargestellt. Es zeigt sich jedoch z. T. schon eine gute Annäherung an das tatsächliche Spektrum.

Wegen dieser Abweichungen und damit mangelnder

# 1. APPROXIMATION - 10 PARAMETER-SPEKTRA



ABB:: 5.29

Übereinstimmung des parametrisierten mit dem gerechneten, "Hamming"-geglätteten Spektrum wurden die beiden Peak-Frequenzen fo<sub>1</sub> und fo<sub>2</sub> festgelegt und damit der o.a. Rechengang durchgeführt. Dazu ist allerdings z. Z. noch eine "Handauswertung" und Beurteilung der geplotteten "Hamming-Spektren erforderlich. Mit der Festlegung beider (oder mehrerer) Peak-Frequenzen fo; ergibt sich ein achtparametriges Spektrum, das in den meisten Fällen eine befriedigende Übereinstimmung mit dem tatsächlichen aufweist. Der Rechenaufwand für das Annäherungs- bzw. Minimierungsprogramm beträgt nach Festlegung der Peak-Frequenzen auf einer Großrechenanlage für einen 20-Minuten-Schrieb zusammen mit der statistischen Auswertung bei einer mittleren Anzahl von100 Iterationen 25 Sekunden.

Hier lassen sich jedoch durch Straffung des Programms und geeignete Vorgabe der Parameter bei entsprechender Erfahrung auch für Spektren mit mehreren "Peaks" noch kürzere Rechenzeiten erzielen.

In Abb. 5.30 bis 5.32 sind für Meßreihen bei NW-Windlagen die gemessenen und gerechneten Spektren aufgetragen. Die Tabelle der Abb. 5.33 zeigt eine Übersicht über die bisher gerechneten Fälle und Vergleich mit den statistisch ermittelten Werten.

Nach den bisherigen Erfahrungen scheint das Verfahren gut geeignet, Spektren in einem Ästuar, die von der Normalform abweichen, durch Parameter zu beschreiben. Bei entsprechender Ausweitung des Programms ist eine Anwendung sogar auf das bei TPW häufig gemessene 3-Peak-Spektrum möglich.







VFW-FOKKER, BREMEN, VV43-B TECH. -WISS. DATENVERARBEITUNG

### WSA-BREMERHAVEN



TECH. -WISS.DATENVERARBEITUNG

ERGEBNISSE EINIGER MESSREIHEN MIT  $E_{(f)} = E_{1(f)} + E_{2(f)}$  (JONSWAP-DOPPELSPEKTRUM)

DAT.	Pos.	H 1/3	T <sub>fol</sub>	T <sub>fo2</sub>	E (Hamming)	E (JONSWAP)(ges)	Hs (Hamming)	Hs (JONSWAP)	ml	T	<sup>H 1</sup> /3
		[m]	[s]	[s]	[cm <sup>2</sup> ]	[ cm <sup>2</sup> ]	[=]	[m]		[s]	[s]
27. 4.79 - 18,12	RSO	1,17	8,0	5,8	1034	1092	1,29	1.32	4,7	3,7	5,3
27. 4.79 - 19,32	RSO	1,25	6,7	4,4	1144	1133	1,35	1,34	4,2	3,5	4,9
27. 4.79 - 19,12	RSW	1,30	8,0	4,6	1063	1093	1,30	1,32	4,8	4,1	5,1
30.4. 79 - 8,02	TPW	0,94	8,0	4,7	690	659	1,05	1,02	4,9	3,3	5,0
30.4. 79 - 22,42	TPW	1,15	6,7	4,3	1037	881	1,29	1,18	4,5	2,8	4,3
30. 4.79 - 21,42	ST	3,12	8,5	6,1	6084	5682	3,12	3,02	6,2	4,7	6,3
11.12.79 - 7,22	RSW	0,81	8,0	5,6	554	400	0,94	0,80	6,3	3,2	5,5
14.12.79 - 12,31	TPW	0,63	3,1	1,5	312	373	0,70	c,77	1,6	1,6	1,9
17.12.79 - 14,40	TPN	2,09	9,1	4,9	3397	3547	2,33	2,38	5,7	2,7	4,1
17.12.79 - 20,00	TPW	1,42	10,7	5,6	1522	1405	1,56	1,50	4,4	3,7	5,2
18.12.79 - 13,42	TPW	1,01	32,0	6,7	843	769	1,16	1,11	4,3	3,7	5,7
18.12.79 - o,4o	TPN	2,33	10,7	4,3	4080	3896	2,55	2,50	5,5	4,7	6,6
		_		-					-		

- 228 -

ABB. 5.33

Bei Vorliegen ausreichender Datenkollektive kann somit auch Ästuarseegang in spektraler Form durch Parameter in Abhängigkeit von Windgeschwindigkeit und -richtung, Wassertiefe und anderen Einflußfaktoren beschrieben werden. Eine Kombination des PM- und JONSWAP-Spektrums ist denkbar für solche Fälle, wo der Parameter X Werte < 1 annimmt.

#### - 230 -

## 6. Zusammenfassung

Bisher wurden an der Deutschen Nordseeküste eine Reihe von Seegangsmeßprogrammen durchgeführt, die entweder den Bereich des tiefen Wassers, ansteigende Unterwasserböschungen an sandigen Stränden oder Wattengebiete abdeckten. Die hier beschriebenen Ergebnisse stammen von Messungen im Weser-Ästuar, einem Bereich stark wechselnder Topografie, in dem ein komplexes Seegangsklima herrscht: Tiefe Rinnen mit starker Tideströmung wechseln mit Flachwassergebieten, steile Unterwasserböschungen mit flach ansteigenden Platen ab und lassen alle Erscheinungsformen der Beeinflussung von Wellen vorkommen.

Die Beschreibung des Meßprogramms in der Außenweser zeigt die Schwierigkeiten der Naturmessungen in diesem Bereich und die Auswahl der insgesamt fünf Stationen nach bestimmten Kriterien. Die Auswertung nach kennzeichnenden Werten ergibt:

- die Abhängigkeit der Wellenhöhen und -perioden von Wind und Wassertiefe. Dabei stellt sich heraus, daß die Vorhersageverfahren, wie z.B. in der amerikanischen Literatur angegeben werden, für den hiesigen Bereich kaum anwendbar sind.
- daß ausgereifter Seegang im Ästuar schon nach kurzer Einwirkdauer des Windes entsteht und ebenso schnell wieder abgebaut werden kann.
- für bestimmte Gebiete des Ästuars zuverlässige Angaben über Wellenhöhen und -perioden aufgrund der herrschenden Windverhältnisse.
- den Einfluß alternierender Tideströmungen auf Höhen und Perioden in Übereinstimmung mit Literaturangaben. Eine Beeinträchtigung der Höhen ist jedoch begrenzt auf den Bereich  $H_{1/3} < 1,0$  m.

- daß die Wellenparameter sich beim Einlaufen in das Ästuar erheblich ändern. Bei Sturmwetterlagen ist mit langperiodischem Seegang auch im Platenbereich zu rechnen, so daß eine Gefährdung von Tiefgangschiffen nicht auszuschließen ist.
- daß bei Sturmwetterlagen im äußeren Ästuar maximale
   Wellenhöhen H = 15,0 m vorkommen können. Diese
   Werte reichen an die Ergebnisse von Modellrechnungen
   für die südliche Nordsee heran.

Auf der Grundlage einer Rayleigh-Verteilung wurden für eine Reihe von Messungen Höhen- und Periodenverteilungen für die einzelnen Ästuarbereiche ermittelt. Dabei zeigte sich, daß die Rayleigh - Verteilung unter bestimmten Voraussetzungen auch für Flachwasserbereiche gilt und nach strengen statistischen Zuverlässigkeitstests für die Mehrzahl der Messungen in Frage kommt. Die daraus entwickelten Verhältnisse mittlerer, kennzeichnender und maximaler Höhen und Perioden sind für praktische Fragestellungen anwendbar.

Die Spektralanalyse eröffnet neue Möglichkeiten der Beurteilung des Ästuarseegangs. Es zeigt sich, daß abweichend von den üblichen Energiespektren-Formen im Ästuar typische Mehrfach-Peak-Spektren auftreten, die den Bereich charakterisieren. Die Untersuchung der Spektren mit besonderer Berücksichtigung der Gesamtenergie zeigt,

- daß Energie- und damit Höhenverluste im Riffbereich mit rd. 15 bis 20% kleiner sind als erwartet; z.T. ergeben sich durch Beugung und Überlagerung größere Wellenhöhen als draußen.
- daß die hauptsächliche Energieumwandlung vor dem bei Tnw freifallenden Platenbereich erfolgt. Nur noch 16 bis 20% der ursprünglichen Wellenenergie erreichen das Innere des Ästuars. An einem Zahlenbeispiel wird dieser Energieumsatz deutlich gemacht.

Schließlich wird ein Weg aufgezeigt, auch den Ästuarseegang in spektraler Form mit Hilfe von Parametern zu beschreiben. Ein 10- bzw. 8-parametriges JONSWAP -Spektrum kann in angenäherter Form die Vorgänge während einer Registrierung und charakteristisch für die Meßregion wiedergeben. Damit ist ein Weg für die systematische Behandlung von Ästuar-Energiespektren mit mehreren "Peaks" aufgezeigt.

Die Anwendungsmöglichkeiten für die hier präsentierten Ergebnisse sind vielfältig. Es soll abschließend an dieser Stelle nur noch einmal auf die Möglichkeiten für eine Vorhersage bei Übertragung von Meßwerten einer Referenzstation, z.B. im Außenbereich auf andere Gebiete des Ästuars, die Bestimmung kennzeichnender Seegangsgrößen für Bemessungszwecke mit Hilfe einer Windstatistik und die Bedeutung für die Handelsschiffahrt und den Einsatz von Fahrzeugen aller Art im Ästuar hingewiesen werden.

Trotz der inzwischen vorliegenden zahlreichen Informationen aus dem hier behandelten Untersuchungsgebiet sollten die Messungen fortgesetzt werden unter dem Aspekt der Sicherung der bisher gemachten Aussagen und der Verdichtung des Meßnetzes.

N. B. Alul

- 7. Schrifttum
  - 1. AIREY, J.R.: Toroidal Functions and the complete elliptic integrals, bei WIEGEL s. Nr.
  - 2. AYYAR, H.R.: On the Hydromechanics of Breakers on Steep Slopes, Mitt. Franzius Institut, H. 33, Hannover 1969
  - 3. BADE, P. KALDENHOFF,H.: Seegangstransmission über und durch ein Steinschüttdamm-Wellenbrecher mit Formsteindeckwerk und schmaler Krone, Hamburger Küstenforschung, H. 40, 1979
  - 4. BARBER, N.F. URSELL, F. : Philosophical Transactions, Royal Society of London, Bd. 240, 1948
  - 5. BARTHEL, V.: Analysis of Waves During a Storm Tide, Proc. 15 th Conf. on Coast. Eng., Honolulu 1976, ASCE New York, 1977
  - 6. BARTHEL, V.: Sturmflutseegang in einem Ästuar, Die Küste, H. 34, 1979
  - 7. BATTJES, J.A.: Computation of Set-up, Longshore-Currents, Run-up and Overtopping Due to Wind-Generated Waves, Communications of Hydr. Deptm. of Civ. Eng., Delft Univers. of Techn., Rep. No. 74-2, 1974
  - 8. BENJAMIN, T.B. LIGHTHILL, M.J.: On Cnoidal Waves and Bores, Proc. of Royal Soc., London 1954
  - 9. BLACKMAN, R.B. TUKEY, J.W.: The Measurement of Power Spectra, Dover, New York, 1958
  - 10. BOUWS, E.: Wind and Wave Climate in the Netherlands Sector of the North Sea Between 53° and 54° North Latitude, Scient. Rep., De Bilt, 1978
  - 11. BUSCHING, F.:Wave Deformation Due to Decreasing Water Depth, Mittl. Leichtweiß Inst., H. 63, 1978

. 1

- 12. BRETSCHNEIDER, C.L.: Field Investigation of Wave Energy Loss in Shallow Water Ocean Waves, Beach Er. Board, Techn. Mem. 46, 1954
- 13. BRETSCHNEIDER, C.L.: Revisions in Wave Forecasting: Deep and Shallow Water, Proc. 6 th Conf. on Coast Eng., Berkeley, 1958-2
- 14. BRETSCHNEIDER, C.L.: Wave Variability and Wave Spectra for Wind-generated Gravity Waves, Beach Er. Board, Techn. Mem. 118, 1959
- 15. CARTWRIGHT, D.E. LONGUET-HIGGINS, MS.: The Statistical Distribution of the Maxima of a Random Function, Proc. of Royal Soc. London, 1956
- 16. COOLEY, J.W. TUKEY, J.W.: An Algorithm for the Machine Calculation of Complex Fourier Series, Mathematics of Computation, Vol. 19, 1965
- 17. CZEPA, O., HARTKE, H., HOEG, S.: Bericht über Messungen von Seegang und Seegangswirkungen an der Ostseeküste, Acta Hydrophysica, Bd. 14, Berlin, 1969
- 18. DAEMRICH, K.-F.: Diffraktion gebeugter Wellen ein Beitrag zur Berechnung der Wellenunruhe in Häfen., Mitt. Franzius Inst. H. 47, 1978
- 19. DARBYSHIRE, J.: The Generation of Waves by Wind. Proc. Royal Soc., Vol. 215, London 1952
- 20. DARBYSHIRE, J.:A Further Investigation of Wind Generated Waves, DHZ Jg. 12, H. 1 Hamburg 1959
- 21. DARBYSHIRE, J.: The One-Dimensional Wave Spectrum in the Atlantic Ocean and in Coastal Waters, Proceedings Conf.on Ocean Wave Spectra, Easton, Maryland Englewood Cliffs, N.J., 1963
- 22. DARLINGTON, C.R.: The Distribution of Wave Heights an Periods in Ocean Waves. Royal Met. Society, Vol. 80, London 1954

Wellenmessungen und Brandungs-23. DETTE, H.H.: untersuchungen vor Westerland/Sylt. Mitt. Leichtweiß Inst. H. 40, 1974 Ein Vorschlag zur Analyse eines 24. DETTE, H.H.: Wellenklimas, Die Küste, H. 31, 1977 Extreme Wave Conditions in 25. DRAPER, L.: British and Adjacent Waters. Proc. Int. Conf. on Coast. Eng. 1972, Vancouver, ASCE New York, 1973 DTV - Atlas zur Mathematik, 26. -Bd. 2, 1977 Deutscher Wetterdienst, See-27. wetteramt, Windstatistik 1949 -73, Hamburg 1977 A Note on Wavelength and Period 28. EWING, J.A.: in Confused Seas. Journ. of Geoph. Research, Vol. 74, Nr. 6, 1969 29. FÜHRBÖTER, A .: Einige Ergebnisse aus Naturuntersuchungen in Brandungszonen. Mitt. Leichtweiß Inst. H. 40, 1974 30. FÜHRBÖTER, A.: Sandbewegung im Küstenraum -Rückschau, Ergebnisse, Ausblick. Deutsche Forschungsgemeinschaft, Boppard, 1979 31. FÜHRBÖTER, A.: Zufallsprozesse bei der Belastung durch brechende Wellen. Jahresbericht 1970, Sonderforschungsber. 79 der DFG, H. 1, Hannover 1971 Correlation Funktion and Power 32. FUNKE, E.R.: Spectral Density Analysis. Boston Meeting of ASCE, 1960 33. GALVIN, C.J. jr.: Braker Travel and Choice of Design Wave Height. Journal of the Waterw. and Harb. Div., ASCE, Vol. 95, 1969 34. GALVIN, C.J. jr., TENNEY, L.W., Differences between Littoral SEELIG, W.N.: and offshore Wave Climates. US Army Coast. Eng. Pls. Center,

1970

- 35. HALES, L.Z., HERBICH, J.B.: Tidal Inlet Current-Ocean Wave Interaction 13 th Int. Conf. on Coast Eng. Vancouver 1972, ASCE New York, 1973
- 36. HARRIS, D.L.: The Analysis of Wave Records. Proc. of the 12 th Int. Conf. on Coast. Eng. Wash. 1970, ASCE New York 1971
- 37. HASSELMANN, K., ET AL.: Measurements of Wind-Wave Growth and Swell Decay during the Joint North Sea Wave Project DHZ Reihe A Nr. 12, Hamburg 1973
- 38. IBM Scientific Library, SL Math., 1979
- 39. IPPEN, A.T., KULIN, G.: The Shoaling and Breaking of the Solitary Wave. Proc. of the 5 th Int. Conf. on Coast. Eng., Grenoble 1954

40. IRRIBARREN, R.C., NOGALES, C.y.O.: Talud limite entre la roturo y la reflexion de las olas bei WIEGEL, 1964

- 41. IVERSEN, H.W.: Laboratory Study of Breakers. Gravity Waves, Nat. Bureau of Standards, Circ. 521, Washington D. C. 1952
- 42. IWASA, Y.: Analytical Consideration on Cnoidal and Solitary Waves. Mem. of Faculty of Eng., Kyoto, 1955
- 43. JOHNSON, I.G., SKOUGAARD, C., WANG, J.D.: Interactions Between Waves and Currents. Proc. of the 12 th Int. Conf. on Coast Eng. 1970 Washington, ASCE New York, 1971
- 44. KAMPHUIS, J.W.:Wave Spectrum Analysis Revisited. Civ. Eng. Report No. 64a, Queens University at Kingston, Ontario, 1969
- 45. KINSMAN, B.: Wind Waves. Prentice Hall, Englewood Cliffs, 1965

- 46. KISHI, T.: The Possible Highest Gravity Waves in Shallow Water. Coast. Eng. in Japan, Jap. Soc. of Civ. Eng., Tokio 1959
- 47. KOELE, L.A., DE BRUYN, P.A.:Statistical Distribution of Wave Heights in Correlation with Energy Spectrum and Water Depth. Proc. 9 th Int. Conf. on Coast. Eng., ASCE New York 1965
- 48. KORTEWEG, D.J., DE VRIES, G.: On the Change of Form of Long Waves Advancing in a Rectangular Canal, and on a New Type of Long Stationary Waves. bei WIEGEL (1964)
- 49. KUSNETZOW: nach BRUNS, Handbuch der Wellen der Meere und Ozeane, Berlin 1955
- 50. KRYLOW, J.M.: Über die Berechnung der Maximalhöhen der Meereswellen. Dt. Übers. Hamburg 1963. Orig. in Russisch in Trudy, Gos. Okeanograph. Inst. Nr. 61, Moskau 1961
- 51. LONGUET-HIGGINS, M.S.: On the Statistical Distribution of the Heights of Sea Waves. Journ. of Marine Research. Vol. XI, Nr. 3, 1952
- 52. LUCK, G., NIEMEYER, H.D.:Seegangsmessungen im Bereich der Ostfriesischen Inseln und Watten. Meerestechnik Nr. 4, Bd. 7, 1976
- 53. MICHELL, J.H.: The Highest Waves in Water. bei SCHÜTTRUMPF, 1973
- 54. MILNE-THOMSON L.M.: Jacobian Elliptic Function Tables, Dover Publ., New York, 1950
- 55. MOSKOWITZ, L.: Estimates of the Power Spectrums for Fully Developed Seas for Wind Speeds of 20 to 40 Knots. Journal of Geoph. Res. Vol. 69 No. 24, 1964
- 56. MULLER, P.: Parametrization of One-Dimensional Wind Wave Spectra and Their Dependence on the State of Development. Hamburger Geoph. Einzelschriften d. Univ. Hamburg, 1976

57.	-	NAVAL WEATHER SERVICE, The Forecasting of Sea and Swell Waves, Mem. No. 135/45, 1954
58.	NEU, H.J.A.:	Wave Climate of the North Atlantic - 1970 Bedford Inst. of Oceanogr., Report Ser./Bl-R-76-10/1976
59.	NEUMANN, G.:	On Ocean Wave-Spectra and a New Method of Forecasting Wind-Generated Sea. Beach Er. Board, Techn. Mem. No. 43, 1953
60.	NIEMEYER, H.D.	: Untersuchungen zum Seegangs- klima im Bereich der ostfriesischen Inseln und Küste. Die Küste, H. 34, 1979
61.	PIANC:	Bulletin of the Permanent Inter- national Association of Navigation Congresses. Bull. No. 15, 1973
62.	PIERSON, W.J.	jr.: An Interpretation of the Observation Properties of Sea Waves in Terms of the Energy Spectrum of the Gaussian Record. Trans. Am. Geoph. Union No. 35, 1954
63.	PIERSON, W.J. MOSKOWITZ, L.	jr., A Proposed Spectral Form for Fully Developed Wind Seas Based on the Similarity Theory of S.A. KITAIGORODSKII. Journ. of Geoph. Res. V. 69, 1964
64.	PIEST, J.:	Vergleich der Bretschneiderschen Beziehungen über die Verteilung der sichtbaren Wellen und das Seegangsspektrum mit den Ergeb- nissen der Auswertung von Seegangs- messungen in der Deutschen Bucht., DHZ H. 1, 1963
65.	PUTZ, R.R.:	Statistical Distribution for Ocean Waves, Transact. Am. Geoph. Union, Vol. 33 No. 5, 1952
66.	REHLING, U.:	Datenerfassung und -auswertung mit Digitalrechnern bei Wasser- stands- und Wellenmessungen. Mitt. Franzius Inst., Heft 42, Hannover, 1975

67.	RICHTER, K., ROSENTHAL, W., GÜNTHER, H.:	Physik und Vorhersage des Seegangs. Meerestechnik 8, H. 4, 1977
68.	ROLL, HU.:	Die Meereswellen in der südlichen Nordsee (aufgrund von Wellenbeob- achtungen Deutscher Feuerschiffe). Deutscher Wetterdienst, Seewetter- amt, Einzelveröff. Nr. 8, 1956
69.	ROLL, HU.:	Zufälliges und Gesetzmäßiges im Seegang. Der Seewart Bd. 17, H. 5, 1956
70.	ROLL, HU., FISCHER, G.:	Eine Kritische Bemerkung zum NEUMANN-Spektrum des Seegangs. DHZ, Bd. 9, H.1, 1956
71.	RYE, H.:	The Stability of Some Currently Used Wave Parameters. Coastal Engineering, Amsterdam, 1977
72.	SAVILLE, T. j	r.: Experimental Determination of Wave Setup. Proc. 2 nd Techn. Conf. on Hurricanes, Nat. Hurricane Research Rp. No. 50, 1962
73.	SCHULEJKIN, W	.W.: Theorie der Meereswellen. Deutsche Übers. Akademie Verl. Berlin, 1960 (Orig. in Russisch)
74.	SCHRADER, J.P.	: Kennzeichnende Seegangsgrößen für drei Meßpunkte in der Elbe- mündung. Hamb. Küstenforschg. H. 4, 1968
75.	SCHÜTTRUMPF, 1	R.: Über die Bestimmung von Be- messungswellen für den Seebau am Beispiel der südlichen Nordsee. Mitteilg. Franzius-Institut, H. 39, 1973
76.	SIEFERT, W.:	Die Seegangsverhältnisse im Elbmündungsgebiet. Hamb. Küsten- forschg. H. 18, 1971
77.	SIEFERT, W.:	Über Formen, Längen und Fort- schrittsrichtungen von Wellen in küstennahmen Flachwassergebieten. Hamb. Küstenforschg., H. 24, 1972
78.	SIEFERT, W.:	Über den Seegang in Flachwasser- gebieten. Mitt. Leichtweiß Inst., H. 40, 1974

.

79. SIEFERT, W .: Über das Sturmflutgeschehen in Tideflüssen. Mitt. Leichweiß Inst., H. 63, 1978 Laboratory Study of Generation 80. SIBUL, 0.: of Wind Waves in Shallow Water. Beach Er. Board, Tech. Mem. No. 72, 1955 81. SILVESTER, R.: Coastal Engineering, Bd. 1, Amsterdam, London, New York, 1974 82. STEVENSON, Th.: The Design and Construction of Harbours, bei SCHUTTRUMPF, 1973 83. SVASEK, J.N.: Statistical Evaluation of Wave Conditions in a Deltaic Area. Proc. of Symp. Res. on Wave Action, Vol. 1, 1969 84. SVERDRUP, H.U. Wind, Sea and Swell: Theory of MUNK, W.H.: Relations for Forecasting. Unit St. Navy Dep., Hydr. Off. Publ. No. 601, 1947 85. TOMCZAK, G.: Die Verschiedenheit des Seegangs in der Deutschen Bucht. Dtsch. Ber. z. 22. Int. Schiffahrtskongr. Paris 1969 86. UNNA, P.J.H.: Waves and Tidal Streams. Nature Vol. 98 No. 3, London, 1942 87. -US. ARMY COASTAL ENGINEERING RESEARCH CENTER. Shore Protection, Planning and Design. Techn. Rep. No. 4, 1966 88. WALDEN, H.: Die Wellenhöhe neu angefachter Windsee nach Beobachtungen atlantischer Wetterschiffe und des Fischereischutzbootes "Meerkatze" Ann. der Meteorologie, Jg. 16 H. 9/10, 1953/54 89. WALDEN, H.: Die winderzeugten Meereswellen Teil I: Beobachtungen des Seegangs und Ermittlung der Windsee aus den Windverhältnissen. Deutscher Wetterdienst, Seewetteramt. Einzelveröff. Nr. 18. Hamburg 1958

- 241 -

90. WALDEN, H.,

	PIEST, J.:	Vergleichsmessungen des Seegangs. Deutscher Wetterdienst, See- wetteramt. Einzelveröff. Nr. 30, Hamburg 1961
91.	WALDEN, H., SCHÄFER, P.J.:	Die winderzeugten Meereswellen. Teil II: Flachwasserwellen. DeutscherWetterdienst, Seewetter- amt. Einzelveröff. Nr. 67, Hamburg 1969
92.	WIEGEL, R.L.:	Oceanographical Engineering. Prentice Hall Inc., Englewood Cliffs, N.J. 1964
93.	WILSON, J.R., BAIRD, W.F.:	A. Discussion of Some Measured Wave Data. Proc of the 13 th Int. Conf. on Coast. Eng. Vanvouver 1972, ASCE New York, 1973
94.	WILTON, J.R.:	On the Highest Wave in Deep Water. bei SCHÜTTRUMPF, 1973
95.	WILSON, B.W.	Deficiencies in Research on Gravity Surface Waves. Council on Wave Research, Berkeley Cal., 1961

96. YI-YUAN-YU: Breaking of Waves by on Opposing Current. Transact. Am. Geoph. Union Vol. 33, No. 1, 1952

97. YSKER, J.S.: Seegangsmessungen in der Jade. Die Küste, H. 34, 1979 A N H A N G

MINIT	14	1	Miniten Schrieben	(Bibbe_/
mental and		nte		

Station	Abhängigkeit	Windrichtung	Wasserstand	Anzahl d. Werte	1 = lin. Korr. 2 = guadr.	KorrKoeff. R z y	Bemerkungen
TPO	H1/3 - U	170 - 240	Tuw	42	2	o.3715	+
TPO	H1/3 - U	170 - 240	Thw	22	2	o.5314	+
TPO	<b>H</b> - U	170 - 240	Thw	19	2	o.3744	+ fast linear
TPO	H1/3 - II	170 - 240	Tnw	28	2	0.2027	+ fast linear
TDO	H1/3 - II	360 - 130	Tuw	48	2	o.3685	<pre>     kann.auch linear sein </pre>
TPO	<del>-</del>	170 - 240	Tmw	44	2	o.3662	
TRO	<u>-</u>	170 - 240	Tnw	29	2	o.2156	fast linear -
TTDO	H - 0	130 - 170	Tmw	16	2	o.1975	
TDO		130 - 170	Tuny	15	2	0.3637	
TPO	H - U	360 - 130	Tow	18	2	0.6520	+ könnte auch linear sein
TPO	H1/5 - 0	360 - 130	Tow	18	2	0.3271	
TPO	H - 0	360 - 130	Tranz	45	2	0.4478	. 24
TPO	H - U	300 - 130	Tnw	47	2	o.3857	. 3.
TPO	H1/3 - 0	240 - 300	The	65	2	0.7331	+ 0
TPO	H - U	240 - 300	Thw	76	2	0.6079	+ könnte auch linear sein
TPO	.H - U	240 - 300	Timw	45	2	o.3288	+ könnte auch linear sein
TPO	H - U	240 - 360	Inw	45	2	0.5392	4.
TPO	H1/3 - U	240 - 360	Tmw	10	2	0.6485	+
TPO	H1/3 - U	240 - 360	Thw	62	2	1	
TPO	H - d	170 - 240	-	93	2	0.3490	+ (könnte auch linear sein)
TDO	u1/3 - d	170 - 240	-	93	2	o.3689	· +
TRO	u1/3 = d	240 - 360		193	2	6632	+
TPO		240 - 360	-	194	2	: 5872	+
TPO	- n - u	130 - 170	1	23	1		- könnte auch linear
TPO	н – а	1 130 - 170		27. 			sein, kaum Abh.
TPO	H1/3 - d	130 - 170	- 51	23	1	0.22/0	
TPO	H - d	360 - 130	2.	76	10		

bar, fast bar, fast
bar, fast bar, fast
bar, fast bar, fast
bar, fast bar, fast
bar, fast
bar, fast
1.

Auswertung von 2/4 - Minuten Schrieben (Höhen)

-

Station	Abhängigkeit	Windrichtung	Wasserstand	Anzahl d. Werte	1 = 1in. Korr. 2 = quadr.	KorrKoeff. R x y	Bemerkungen
TPW	H1/3 - U	130 - 170	Tmw	13	2	0.02	kaum verwertbar, fast linear
TPW	H1/3 - U	130 - 170	Thw	11	2	o.5278	fast linear
TPW	H1/3 - U	240 - 360	Tmw	34	2	0.6943	+
TPW	H1/3 - U	240 - 360	Thw	46	2	o.7732	
TPW	H1/3 - U	170 - 240	Tmw	19	2	0.4752	+
TPW	H1/3 - U	170 - 240	Thw	33	2	o.5121	fast linear
ידר	H - 11	170 - 240	Thw	33	2	0.5482	1 " I
TPU	- II	240 - 360	Thw	46	2	o.7724	+ (fast linear)
TDU		240 - 360	Tmw	34	2	0.6999	+ 1
TTDU		360 - 130	Tnw	25	2	o.1456	- horizontal
TPW	$\overline{H} - U$	360 - 130	Tmw	55	2	o.2748	fast linear (wenig Werte)
TPW	. <del>u</del> - u -	170 - 240	Tmw	19	2	o.4864	fast linear (wenig Werte)
	<b>T T</b>	130 - 170	Tmw	13	2	0.0872	ž v
TPW		130 - 170	Thw	11	2	o.5148	· •
TPW	<del>-</del> - 0	360 - 130	Thw	58	2	o.7141	· •
TPW	H - U	360 = 130	Tow	25	2	0.0748	wenig brauchbar
TPW	H1/3 - U	360 - 130	Thw	58	2	0.6815	+
TPW	H1/3 - U	360 - 130	Tmu	55	2	0.4757	fast linear
TPW	H1/3 - U	300 - 130	I IIIW				

Auswertung von 2/4 - Minuten Schrieben (Höhen)

Station	Abhängigkeit	Windrichtung	Wasserstand	Anzahl d. Werte	1 = lin. Korr. 2 = quadr.	KorrKoeff. R x y	Bemerkungen
RSW	H1/3 - d	240 - 360	-	69	2	0.3890	abnehm.Tendwahr- schl. Linear
	H – d	240 - 360	÷	69	2	0.3596	
	H1/3 - d	240 - 360	-	11	2	0.5261	п
	H – d	240 - 360	-	11	2	o.5779	n i
	H - a	360 - 130	-	20	2	0.4077	0
	H1/3 - d	360 - 130	- <del>-</del> -	20	2	o.4138	<u>n</u>
				1			
							1
	1						
	1						
					6		N
				1 d			T T
	i	1					1
		i e e e e e e e e e e e e e e e e e e e					1

Auswertung von 2/4 - Minuten Schrieben (Höhen)

Station	Abhängigkeit	Windrichtung	Wasserstand	Anzahl d. Werte	1 = lin. Korr. 2 = quadr.	KorrKoeff. R x y	Bemerkungen
RSO	H - U	170 - 240	Tmw	19	2	0.1597	- fast linear
RSO	<u>H</u> - U	360 - 130	Tnw	12	2	0.7452	- zu wenig Werte
RSO	H1/3 -U	360 - 130	Tnw	12	2	0.7033	- zu wenig Werte
RSO	<u>H</u> - U	360 - 130	Tmw	17	2	0.5969	- zu wenig Werte
RSO	H - U	360 - 130	Thw	27	2	0.6454	abnehmende Tendenz
RSO	H - U	240 - 360	Thw	31	2	0.5043	+ fast linear
RSO	<del>H</del> - U	240 - 360	Tmw	29	2	0.8480	+ fast linear
RSO	H1/3- U	240 - 360	Tmw	29	2	o.8352	+ fast linear
RSO	H1/3- U	170 - 240	Tmw	19	2	o.2492	- fast linear, abnehmen- de Tendenz
RSO	H1/3- U	170 - 240	Thw	20	2	0.4035	fast linear, abnehmen- de Tendenz
RSO	H - U	170 - 240	Thw	20	2	o.4518	
RSO	H1/3- U	240 - 360	Thw	31	2	o.5745	auch linear möglich
RSO	H1/3- U	360 - 130	Tmw	17	2	0.6401	auch linear möglich
RSO	H1/3- U	360 - 130	Thw	27	2	0.6840	abnehmende Tendenz, auch linear mögl.
RSO	H - d	130 - 170	-	19	2	o.3285	nahezu linear) kaum Ab-
RSO	H1/3 - d	170 - 240	11.21	44	2	0.2223	" hängig-
RSO	H - d	170 - 240	÷ .	44	2	0.2173	") heit, fast lin
RSO	H1/3 - d	130 - 170	-	19	2	:.3658	l ")ar
RSO	H1/3 - d	360 - 130	-	56	2		" )
RSO	H - d	360 - 130	-	56		152	")abnehmen de Ien- den:

Auswertung von 2/4 - Minuten Schrieben (Höhen)

47

Station	Abhängigkeit	Windrichtung	Wasserstand	Anzahl d. Werte	1 = lin. Korr. 2 = quadr.	KorrKoeff. R x y	Bemerkungen
ST	H1/3 - d	220 - 90		312	2	o.1738	fast gleich m. lin. Korr.)
ST	H - d	220 - 90		314	2	0.1912	")
ST	H - d	90 - 220		57	2	o.1014	")
ST	H1/3 - d	90 - 220		56	2	0.0548	")
ST	H - U	90 - 220	Tmw	21	2	0.7561	
ST	H1/3 - U	220 - 90	Tnw	70	2	0.7031	1
ST	H - U	220 - 90	Tmw	133	2	0.7201	
ST	H1/3 - U	90 - 220	Tmw	25	2.	0.7067	1
ST	H1/3 - U	90 - 220	Tnw	14	2	0.9462	
ST	H1/3 - U	90 - 220	Thw	17	2	0.8014	0
ST	H1/3 - U	220 - 90	Tmw	130	2	0.7181	1
ST	H - U -	90 - 220	Thw	15	2	0.6495	
ST	H - U	220 - 90	Tnw	70	2	0.6927	1
ST	H1/3 - U	220 - 90	Thw	112	2	0.7101	İ.
ST	H - U	90 - 220	Tnw	14	2	0.9693	1
ST	H – U	220 - 90	Thw	112	2	0.7295	-
							1 1

Auswertung von 2/4 - Minuten Schrieben (Höhen)

Auswertung von 2/4-Minuten Schrieben (Perioden)

Station	Abhängigkeit	Windrichtung	Wasserstand	Anzahl d. Werte	1 = 1in. Korr. 2 = quadr.	KorrKoeff. R x y	Bemerkungen
DSW	T1/3 - d	360 - 130	-	21	2	0.4155	abnehmende Tendenz
Kow	T1/3 - d	170 - 240		47	2	0.1931	
DCU		240 - 360		43	2	0.0985	and the second sec
DCU		360 - 130		21	2	o.4757	abnehmende Tendenz
RSW	T d	170 - 240		47	2	0.3090	
DOU	T - U	360 - 130	Tmw	10	2	0.5931	abnehmende Tendenz
RSW		240 - 360	Tmw	13	2	o.6595	steigende Tendenz
DCU	T - 11	240 - 360	Tmw	21	2	o.7758	fast linear
DCLI	<b>T</b> - II	360 - 130	Tmw	9	2	0.6957	
DCU	T - U	170 - 240	Tow	18	2	o.1761	
ROW	T - U	170 - 240	Time	20	2	0.4303	
RSW	1 - 0 m1/2 - 11	240 - 360	Tmw	13	2	0.5681	steigend
RSW	11/3 - U	360 - 130	Thw	10	2	0.5825	fast linear
RSW	11/3 - U	2/10 = 360	Time	21	2	0.7657	fast linear
RSW	T1/3 - 0	170 - 240	Tmu	20	2	o.2667	1
RSW	11/3 - 0	170 - 240	Tnu	18	2	o.1140	5
RSW	T1/3 - 0	170 - 240	IIIW			2 - 27	chrehmende Tendenz
RSO	<u>T</u> – U	360 - 130	Thw	27	2	0.3027	
RSO	<u>T</u> - U	360 - 130	Tmw	17	2	0.2227	2
RSO	T - U	360 - 130	Tnw	12	2	0.2360	the second s
RSO	<u>T</u> – U	240 - 360	Tmw	29	2	o.3747	steigende Tendenz
RSO	<u>T</u> – U	240 - 360	Thw	31	2	0.2557	
RSO	T1/3 - U	360 - 130	Tnw	12	2	2 2922	
RSO	T1/3 - U	360 - 130	Tmw	17	2	2.49:2	fast linear
RSO	T1/3 - U	360 - 130	Tmw	27	2	⇒.3169	abnehmende Tendenz
350	T1/3 - U	240 - 360	Tmw	21	2	5.3167	fast linear
850	T1/3 - U	. 240 - 360	Tmw	31	(† 1	: 3722	staigende Tendenz

-249 -

•

Abhängigkeit Station Windrichtung Wasserstand Anzahl d. Werte 1 = lin. Korr. Korr.-Koeff. Bewerkungen 2 = quadr. Rzy Ŧ RSO đ 360 - 13056 2 0.4014 abnehmende Tendenz Ŧ h 240 - 360 2 RSO -69 0.1916 fast linear 360 - 130RSO T1/3 -55 2 abnehmende Tendenz đ 0.4747 0.2272 T1/3 - d 240 - 36069 2 RSO fast linear THHHHH 46 240 - 360 2 TPW 1 17 Tmw 0.4648 -360 - 130TPW U Tnw 22 2 0.1439 56 steigende Tendenz TPW -TT 360 - 130Tmw 2 0.1844 TPW -11 360 - 130Tmw 56 2 0.1249 steigende Tendenz TPW -TI 240 - 360 TITU 34 2 0.4846 steigende Tendenz T1/3 - U TPW 240 - 36034 2 0.3517 Tmw steigende Tendenz 46 TPW T1/3 - U 240 - 360 Tmw 2 0.4082 11 T1/3 - U 360 - 13023 2 TPW Tnw 0.1572 55 2 TPW T1/3 - U 360 - 130Tmw 0.1667 360 - 130 2 TPW T1/3 - U TITW 56 0.1619 240 - 360 2 T1/3 86 0.4218 steigende Tendenz TPW d 360 - 1302 TPW T1/3 d 137 0.3480 TPW d 240 - 36087 2 0.3658 T -360 - 130 2 TPW T d 137 0.2456 -T 2 240 - 360192 0.3953 TPO d T 170 - 24092 2 d 0.2005 TPO 240 - 3602 T1/3 d 189 fast linear TPO 0.1783 T1/3 -2 TPO d 170 - 24090 0.1806 TTTTTTTTTT 2 IJ 47 TPO -240 - 360Tnw 0.1720 2 TPO -II 240 - 360Thw 63 0.3873 TPO -IJ 240 - 360Tmw 76 2 0.3090 fast linear 28 2 TPO - U 170 - 240Tnw 0.4624 43 2 steigende Tendenz TPO - U 170 - 240Tmw 0.3686 2 TPO -U 170 - 240Tmw 22 0.5387 T1/3 - U TPO 240 - 360Tnw 47 2 0.0648 74 2 0.3559 steigende Tendenz TPO T1/3 - U240 - 360Tmw T1/3 - U 63 2 - 597 steigende Tendenz TPO 240 - 360Tmw 170 - 240S. 1:0085 T1/3 - UTnw 28 TPO ż - 1"PI 43 TPO T1/3 - U 170 - 240Tmw 22 - - 57 170 - 240steigende Tendenz TPO T1/3 - U Thu:

Auswertung von 2/4 - Minuten Schrieben (Perioden)

250-
Station	Abhängigkeit	Windrichtung	Wasserstand	Anzahl d. Werte	1 = 1in. Korr. 2 = quadr.	KorrKoeff. R x y	Bemerkungen
ST ST ST ST ST ST ST	$ \frac{\overline{T}}{T} - d \\ \frac{\overline{T}}{T} - U \\ \overline{T} - U \\ \overline{T} - U \\ T1/3 - U \\ T1/3 - U \\ T1/3 - U \\ T1/3 - d $	220 - 90  200 - 90  200 - 90	Thw Tmw Tnw Tnw Tmw Thw	274 97 112 64 63 114 97 275	2 2 2 2 2 2 2 2 2 2	0.2369 0.4462 0.4397 0.5495 0.6420 0.5725 0.4512 0.1063	fast linear fast linear

Auswertung von 2/4 - Minuten Schrieben (Perioden)

Abb. 4.8 Zusammenstellung der Beziehungen

T. g = f (U) und H = f 
$$(\frac{U^2}{g})$$

(Geltungsbereich für U 5 m/s)

Die (E) und (F) geben jeweils den Geltungsbereich bei Ebb- und Flutstrom an. Rxy = Korrelationskoeffizient

Äußeres Ästuar - Riffbereich - Rinnenrandlage

		Rxy	
<sup>т</sup> н 1/3	$=\frac{1}{g}(3,37 \text{ U} + 17,85)$	(E) 0,74 SW -	NNW
<sup>т</sup> н 1/3	$=\frac{1}{g}(2,22 \text{ U} + 26,76)$	(F) 0,92 <sup>(RS</sup>	SW)
т	$=\frac{1}{g}$ (2,43 U + 15,88)	(E) 0,67	
т	$=\frac{1}{g}(1,59 \text{ U} + 20,15)$	(F) 0,84	
<sup>H</sup> 1/3	$= 0,07 \frac{\mathrm{U}^2}{\mathrm{g}} + 0,44$	(E) 0,98	
<sup>H</sup> 1/3	= 0,05 $\frac{U^2}{g}$ + 0,82	(F) 0,92	
Н	$= 0,04 \frac{\mathrm{U}^2}{\mathrm{g}} + 0,39$	(F) 0,92	
Η	$= 0,04 \frac{\mathrm{U}^2}{\mathrm{g}} + 0,25$	(E) 0,87	
		NNO	
<sup>T</sup> H <sub>1/3</sub>	$=\frac{1}{g}(5,74 \text{ U} - 3,35)$	(F) 0,88	
<sup>т</sup> н 1/3	$=\frac{1}{g}(3,45 \text{ U} + 18,81)$	(E) 0,79	
Т	$=\frac{1}{g}(4,03 \text{ U} - 1,5)$	(F) 0,91	
т	$=\frac{1}{g}(2,95 \text{ U} + 7,93)$	(E) 0,92	

<sup>H</sup> 1/3	= 0,	$07 \frac{U^2}{g}$	+ (	,41		(F)	0,96	
Н	= 0,	$04 \frac{\text{U}^2}{\text{g}}$	+ (	,26	÷	(E)	0,94	
Н	= 0,	04 $\frac{v^2}{g}$	+ C	,25		(F)	0,96	

 $H_{1/3} = 0,07 \frac{U^2}{g} + 0,40$  (E) 0,94

- 252 -

Äußeres	AS	uua.			_			Deer	
<sup>T</sup> H1/3	=	<u>1</u> g	(1,76	ប	+	35,83)	(E)	0,60	SW – NNI
<sup>T</sup> H1/3	8	1 g	(1,03	U	+	42,71)	(F)	0,63	
т	8	1 g	(0,86	U	+	30,87)	(E)	0,48	
卫	=	1 g	(0,97	U	+	28,15)	(F)	0,69	
<sup>H</sup> 1/3	-	0,0	$\sqrt{\frac{v^2}{g}}$	+	0,	,42	(E)	0,95	
<sup>H</sup> 1/3	R	0,0	$16 \frac{\mathrm{U}^2}{\mathrm{g}}$	+	0	,71	(F)	0,92	
H	E	0,0	)4 $\frac{v^2}{g}$	+	0	,42	(F)	0,92	
			0						
H 	8	0,0	$\frac{U^2}{g}$	+	0	,37	(E)	0,87	SO)
H Äußeres <sup>T</sup> H1/3	= 3 Å:	0,0	$\frac{U^2}{g}$ $ar - R$ $(4,36)$	+ if: U	0 £bo	,37 ereich - 3,82)	(E) Leel (E)	0,87 .age (R 0,81	SO) SW - NN
H Äußeres <sup>T</sup> H1/3 <sup>T</sup> H1/3	= 3 Å: =	0,0	$\frac{U^2}{g}$ ar - R: (4,36) (2,80)	+ if: U	0 fb: + +	,37 ereich - 3,82) 20,72)	(E) Leel (E) (F)	0,87 .age (Ri 0,81 0,93	<u>50)</u> SW – NN
H Äußeres <sup>T</sup> H1/3 <sup>T</sup> H1/3 T	= 3 Ã 2 = =	0,0 stua 1g 1g 1g	$\frac{U^2}{g}$ ar - R: (4,36) (2,80) (3,09)	+ if: U U	0 tb: + +	,37 ereich - 3,82) 20,72) 2,97)	(E) Leel (E) (F) (E)	0,87 .age (R 0,81 0,93 0,83	SO) SW - NN
H Äußeres <sup>T</sup> H1/3 <sup>T</sup> H1/3 T T	= = = =	0,0 stua 1g 1g 1g	$\frac{U^2}{g}$ $\frac{U^2}{g}$ $(4,36)$ $(2,80)$ $(3,09)$ $(1,78)$	+ if: U U U	0 + + + +	,37 ereich - 3,82) 20,72) 2,97) 20,38)	<ul> <li>(E)</li> <li>Leel</li> <li>(E)</li> <li>(F)</li> <li>(E)</li> <li>(F)</li> </ul>	0,87 .age (Ri 0,81 0,93 0,83 0,83	<u>so)</u> sw – nn
H Äußeres <sup>T</sup> H1/3 <sup>T</sup> H1/3 T T H1/3		0,0 stua 18 18 18 18 18 18	$\frac{v^2}{g}$ $\frac{v^2}{g}$ $(4,36)$ $(2,80)$ $(3,09)$ $(1,78)$ $(1,78)$ $v^2$ $v^2$ $v^2$	+ if: U U U +	0 + + + +	,37 ereich - 3,82) 20,72) 2,97) 20,38) ,7	<ul> <li>(E)</li> <li>Leel</li> <li>(E)</li> <li>(F)</li> <li>(E)</li> <li>(F)</li> <li>(F)</li> <li>(F)</li> </ul>	0,87 .age (Ri 0,81 0,93 0,83 0,83 0,83	SO) SW - NN
H Äußeres <sup>T</sup> H1/3 <sup>T</sup> H1/3 T T H1/3 <sup>H</sup> 1/3		0,0 stue 1g 1g 1g 1g 1g 0,0	$\frac{U^{2}}{g}$ $\frac{U^{2}}{g}$ $(4,36)$ $(2,80)$ $(3,09)$ $(1,78)$ $(1,78)$ $07 \frac{U^{2}}{g}$ $08 \frac{U^{2}}{g}$	+ if: U U U + +	0 tbo + + + 0 0	,37 ereich - 3,82) 20,72) 2,97) 20,38) ,7 ,17	<ul> <li>(E)</li> <li>Leel</li> <li>(E)</li> <li>(F)</li> <li>(E)</li> <li>(F)</li> <li>(F)</li> <li>(E)</li> </ul>	0,87 .age (R 0,81 0,93 0,83 0,83 0,98 0,98	<u>so)</u> sw – nn
H Äußeres <sup>T</sup> H <sub>1</sub> /3 <sup>T</sup> H <sub>1</sub> /3 T H <sub>1</sub> /3 H		0,0 stue 1g 1g 1g 1g 0,0 0,0	$\frac{v^{2}}{g}$ $\frac{v^{2}}{g}$ $(4, 36)$ $(2, 80)$ $(3, 09)$ $(1, 78)$ $(1, 78)$ $07 \frac{v^{2}}{g}$ $08 \frac{v^{2}}{g}$ $04 \frac{v^{2}}{g}$	+ if: U U U + +	0 + + + + 0 0	,37 ereich - 3,82) 20,72) 2,97) 20,38) ,7 ,17 ,17 ,42	<ul> <li>(E)</li> <li>Leel</li> <li>(E)</li> <li>(F)</li> <li>(F)</li> <li>(F)</li> <li>(E)</li> <li>(F)</li> <li>(E)</li> <li>(F)</li> <li>(E)</li> <li>(F)</li> </ul>	0,87 .age (R 0,81 0,93 0,83 0,83 0,98 0,98 0,98	<u>so)</u> sw – nn

\*

		Rxy
<sup>т</sup> н 1/3	$=\frac{1}{g}(2,20 \text{ U} + 16,14)$	(E) 0,54 SW - NN
<sup>т</sup> н 1/3	$=\frac{1}{g}(0,78 \text{ U} + 29,45)$	(F) 0,63
Т	$=\frac{1}{g}(1,52 \text{ U} + 13,26)$	(E) 0,80
Т	$=\frac{1}{g}(0,69 \text{ U} + 19,13)$	(F) 0,73
<sup>H</sup> 1/3	$= 0,04 \frac{\text{U}^2}{\text{g}} + 0,08$	(E) 0,95
<sup>H</sup> 1/3	$= 0,03 \frac{\mathrm{U}^2}{\mathrm{g}} + 0,48$	(F) 0,95
H	= 0,03 $\frac{U^2}{g}$ + 0,03	(E) 0,95
н	= 0,02 $\frac{\text{U}^2}{\text{g}}$ + 0,35	(F) 0,95
Innere <sup>T</sup> H1/3	s Ästuar – Platenberei = <u>1</u> (2,9 U + 22,64)	Ch - Frontlage (TPO) (E) 0,77 WSW - N
Innere <sup>T</sup> H1/3 <sup>T</sup> H1/3	es Ästuar - Platenberei = $\frac{1}{g}$ (2,9 U + 22,64) = $\frac{1}{g}$ (1,27 U + 53,99)	Ch - Frontlage (TPO) (E) 0,77 WSW - N (F) 0,55
Innere <sup>T</sup> H <sub>1</sub> /3 <sup>T</sup> H <sub>1</sub> /3 T	es Ästuar - Platenberei = $\frac{1}{g}$ (2,9 U + 22,64) = $\frac{1}{g}$ (1,27 U + 53,99) = $\frac{1}{g}$ (1,71 U + 37,03)	Ch - Frontlage (TPO) (E) 0,77 WSW - N (F) 0,55 (E) 0,52
Innere <sup>T</sup> H <sub>1/3</sub> <sup>T</sup> H <sub>1/3</sub> T	es Ästuar - Platenberei = $\frac{1}{g}$ (2,9 U + 22,64) = $\frac{1}{g}$ (1,27 U + 53,99) = $\frac{1}{g}$ (1,71 U + 37,03) = $\frac{1}{g}$ (1,25 U + 35,21)	.ch - Frontlage (TPO)         (E) 0,77       WSW - N         (F) 0,55         (E) 0,52         (F) 0,69
Innere <sup>T</sup> H <sub>1/3</sub> TH <sub>1/3</sub> T T	es Ästuar - Platenberei = $\frac{1}{g}$ (2,9 U + 22,64) = $\frac{1}{g}$ (1,27 U + 53,99) = $\frac{1}{g}$ (1,71 U + 37,03) = $\frac{1}{g}$ (1,25 U + 35,21) = 0,03 $\frac{U^2}{g}$ + 0,99	.ch - Frontlage (TPO)         (E) 0,77       WSW - N         (F) 0,55         (E) 0,52         (F) 0,69         (E) 0,59
Innere <sup>T</sup> H <sub>1/3</sub> <sup>T</sup> H <sub>1/3</sub> T H <sub>1/3</sub>	es Ästuar - Platenberei = $\frac{1}{g}$ (2,9 U + 22,64) = $\frac{1}{g}$ (1,27 U + 53,99) = $\frac{1}{g}$ (1,71 U + 37,03) = $\frac{1}{g}$ (1,25 U + 35,21) = 0,03 $\frac{U^2}{g}$ + 0,99 = 0,02 $\frac{U^2}{g}$ + 1,18	$\begin{array}{c} ch - Frontlage (TPO) \\ \hline (E) & 0,77 & WSW = N \\ \hline (F) & 0,55 \\ \hline (E) & 0,52 \\ \hline (F) & 0,69 \\ \hline (E) & 0,59 \\ \hline (F) & 0,83 \end{array}$
Innere <sup>TH</sup> 1/3 <sup>TH</sup> 1/3 T T H1/3 H	es Ästuar – Platenberei = $\frac{1}{g}$ (2,9 U + 22,64) = $\frac{1}{g}$ (1,27 U + 53,99) = $\frac{1}{g}$ (1,71 U + 37,03) = $\frac{1}{g}$ (1,25 U + 35,21) = 0,03 $\frac{U^2}{g}$ + 0,99 = 0,02 $\frac{U^2}{g}$ + 1,18 = 0,02 $\frac{U^2}{g}$ + 0,74	$\begin{array}{c cccc} ccccccccccccccccccccccccccccccc$
Innere $T_{H} 1/3$ $T_{H} 1/3$ T T H $1/3$ H $1/3$ H	es Ästuar – Platenberei = $\frac{1}{g}$ (2,9 U + 22,64) = $\frac{1}{g}$ (1,27 U + 53,99) = $\frac{1}{g}$ (1,71 U + 37,03) = $\frac{1}{g}$ (1,25 U + 35,21) = 0,03 $\frac{U^2}{g}$ + 0,99 = 0,02 $\frac{U^2}{g}$ + 1,18 = 0,02 $\frac{U^2}{g}$ + 0,74 = 0,01 $\frac{U^2}{g}$ + 0,84	ch - Frontlage (TPO)         (E) $0,77$ $WSW - N$ (F) $0,55$ (E) $0,52$ (F) $0,69$ (E) $0,59$ (F) $0,83$ (E) $0,57$ (F) $0,72$



























MESSUNG VOM 27.-30.04.1979 POSITION : RSW/NW-WIND POLYNOMIAL REGRESSION



DEGREE REGRESSION = 1 RXY = 0.999235652 Y= 1.047093863 X -2.343168878 MESSUNG VOM 27.-30.04.1979 POSITION : RSW/NW-WIND POLYNOMIAL REGRESSION



DEGREE REGRESSION = 2 RXY = 0.999238732 Y = -4.88092E-05 X↑2 + 1.066868297 X -4.0

X -4.032041584

- 269 -

MESSUNG VOM 27.-30.04.1979 POSITION : RS@/NW-WIND POLYNOMIAL REGRESSION



DEGREE REGRESSION = 1 RXY = 0.998991176 Y= 1.014848279 X + 6.786574146



MESSUNG VOM 27.-30.04.1980 POSITION : RSO/NW-WIND POLYNOMIAL REGRESSION



DEGREE REGRESSION = 2 RXY = 0.999215707 Y = -2.92441E-04 X↑2 + 1.144692509 X -5.37319968







DEGREE REGRESSION = 1 RXY = 0.998108836 Y= 1.087981979 X -1.089717721



DEGREE REGRESSION = 2 RXY = 0.998112948Y = -8.891352-05 X+2 + 1.108377338 X -2.111932963

MESSUNG VOM 28.11.1978 POSITION : RSW WIND:NO POLYNOMIAL REGRESSION



DEGREE REGRESSION = 1 RXY = 0.648982337 Y= 0.317337873 X + 2.77135181

MESSUNG VOM 28.11.1978 POSITION : RSO WIND:NO POLYNOMIAL REGRESSION



DEGREE REGRESSION = 1 RXY = 0.640782176 Y= 0.312936662 X + 2.80203853

·把下端把马上都住一些一一。

- 275 -

MESSUNG VOM 20.11.1970 POSITION : RSO WIND:NO POLYNOMIAL REGRESSION



DEGREE REGRESSION = 1 RXY = 0.530464331 Y= 0.136343786 X + 2.402928679



1 DEGREE REGRESSION = RXY = 0.622115689 X + 2.146985716 Y= 0.187251356



DEGREE REGRESSION = 1 RXY = 0.995719413 Y= 1.027666262 X -0.712476272 .\*



MESSUNG VOM 28.11.1978 POSITION : RSW WIND:NO POLYNOMIAL REGRESSION



DEGREE REGRESSION = 1 RXY = 0.997684780 Y= 1.070273713 X -3.147084817



-280-



DEGREE REGRESSION = | RXY = 0.013209144 Y= 0.320410607 X + 1.016105510 .

MESSUNG VOM 27.-30.04.1979 POSITION : RSW/NW-WIND POLYNOMIAL REGRESSION



DEGREE REGRESSION = 1 RXY = 0.848364679 Y= 0.445866978 X + 1.447470383

MESSUNG VOM 27.-30.04.1979 POSITION : RSO/NW-WIND POLYNOMIAL REGRESSION



DEGREE REGRESSION = | RXY = 0.918194263 Y= 0.520748662 X + 0.560665300



### WASSER- U. SCHIFFAHRTSAMT BREMERHAVEN -HYDROLOGIE-



- 285 -



DEGREE REGRESSION = | RXY = 0.792444702 GERADENGLEICHUNG Y = 0.274532295 X + 0.141562906

÷

#### WRSSER- U. SCHIFFAHRTSAMT BREMERHAVEN -HYDROLOGIE-

HRSW-HTPN=HSI



DEGREE REGRESSION = | RXY = 0.940724646GERADENGLEICHUNG Y = 0.943694295 X -9.8035|
.

## WASSER- U. SCHIFFAHRTSAMT BREMERHAVEN -HYDROLOGIE-

## KORRELATION

MESSUNG VOM -POSITION : (HRSW-HTPW)=HS3/SW-WIND POLYNOMIAL REGRESSION



DEGREE REGRESSION = | RXY = 0.956193107 GERADENGLEICHUNG Y = 0.592545792 X -11.80337095 HR50-HTPW=H54/5W-WIND



DEGREE REGRESSION = 1 RXY = 0.954613525 GERRDENGLEICHUNG Y = 0.562496244 X -4.98125671

20.02.1980

.

4

## WR55ER- U. SCHIFFAHRTSAMT BREMERHAVEN -HYDROLOGIE-

(HTPN-HTPW)=H55/5W-WIND



POLYNOMIAL REGRESSION

DEGREE REGRESSION = 1 RXY = 0.873282256 GERADENGLEICHUNG Y = 0.414606560 X -13.8391941



## - 290 -



ECH. -WISS. DATENVERARBEITUNG



VFW-FOKKER, BREMEN, VV43-B



TECH.-WISS.DATENVERARBEITUNG

- 293 -

WELLS FIRS EVEPTEILUNG IN EINEM ÄSTUAR Messrei. vom 27./30.4.79

	14 %								
		51.57	84 %	309.44	2 %	7.37	368.38	14.52	27.04.79
	16 %	78	83 %	404.64	1 %	4.88	487.52	16.12	27.04.79
	19 %	139.96	80 %	589.30	1 %	7.37	736.63	17.32	27.04.79
	19 %	132.3	80 %	557.05	1 %	6.96	696.31	18.52	27.04.79
	21 %	117.20	79 %	440.92	0 %	0	558.13	20.12	27-04-79
	17 %	88.87	83 %	433.91	0 %	0	522.78	21.32	27.04.79
	23 %	120.92	77 %	404.84	0 %	0	525.76	22.52	27.04.79
	10 %	59.96	89 %	533.60	1 %	5.99	599.55	0.12	28.04.79
	9 %	180.80	90 %	1808.05	1 %	20.09	2008.94	7.02	30.04.79
	13 %	326.48	71 %	1783.07	16 %	401.82	2511.37	8.22	30.04.79
ST	11 %	302.16	88 %	2417.31	1 %	27.47	2746.94	9.42	30.04.79
	13 %	306.57	86 %	2028.05	1 %	23.58	2358.20	11.02	30.04.79
	8 %	245.72	90 %	2764.35	2 %	61.43	3071.50	12.22	30.04.79
	11 %	401.33	88 %	3210.63	1 %	36.48	3648.44	13.42	30.04.79
	5 %	186.21	74 %	2755.84	21 %	782.06	3724.11	15.02	30.04.79
	6 %	201.49	61 %	2048.52	33 %	1108.22	3358.23	16.22	30.04.79
	2 %	69.66	59 %	2054.99	39 %	1358.39	3483.05	17.42	30.04.79
	11 %	433.49	59 %	2561.56	30 %	1182.26	3940.86	19.02	30.04.79
	8 %	193.01	65 %	1568.20	27 %	651.40	2412.61	20.22	30.04.79
	11 %	305.79	72 %	2001.56	17 %	472.59	2779.94	21,42	30.04.79
	8 %	22.95	90 %	258.2	2 %	5.74	286.89	15.12	27.04.79
N	8 %	36.58	90 %	411.55	2 %	9.15	457.28	16.32	27.04.79
40	15 %	80.91	84 %	453.08	1 %	5.39	539.38	17.52	27.04.79
- F	23 %	128.72	76 %	425.35	1 %	5.60	559.67	19.12	27.04.79
	36 %	173.50	63 %	303.63	1 %	4.82	481.94	20.32	27.04.79
	30 %	112.86	70 %	263.35	0 %	0	376.21	21.52	27.04.79
10 A	24 %	103.03	76 %	326.25	0 %	0	429.28	23.12	27.04.79
	21 %	78.79	78 %	292.63	1 %	3.75	375.17	0.32	28.04.79
	4 %	67.61	95 %	1605.82	1 %	16.90	1690.34	7.22	30.04.79
	9 %	177.95	88 %	1739.95	3 %	59.32	1977.22	8.42	30.04.79
RSW	13 %	315.26	86 %	2085.55	1 %	24.25	2425.05	10.02	30.04.79
ICOIN .	15 %	342.24	83 %	1893.72	2 %	45.63	2281.59	11.22	30.04.79
	13 %	389.05	82 %	2454.01	5 %	149.64	2992.70	12.42	30.04.79
	8 %	291.14	81 %	2947.74	11 %	400.31	3639.19	14.02	30.04.79
	7 %	259.13	70 %	2591.30	23 %	851.43	3701.85	15.22	30.04.79
	3 %	71.13	53 %	1256.66	44 %	1043.26	2371.05	16.42	30.04.79
	2 %	44.02	55 %	1210.41	43 %	946.32	2200.75	18.02	30.04.79
	5 %	112.24	54 %	1212.15	41 %	920.34	2244.72	19.22	30.04.79
	10 %	206.0	64 %	1318.37	26 %	535-58	2059.96	20.42	30.04.79
	11 %	253.86	78 %	1800.12	11 %	253.86	2307.85	22.02	30.04.79

Fiston -		100 BC	Sec. A.	-	ain ei1	10 - 4 S	Anteir K	+ 5		
Terum	Zeit	( cm= )	Freigze' r-	÷σ	Energie(cm <sup>2</sup> )	%	$Energie(cm^2)$	%		
	-				252 80	80 %	28 52	10 %		
Ut . 19	12.3-	103 4-	1.0	2 32	2/2 15	87 %	48 02	10 %		
2,.04.79	16.52		4.0	0.9'	140.19	88 %	40.02	10 04		
27.04.79	18.12	500.5±	0	0 %	280.17	70 %	162.02	20 04		
27.04.79	19.32	543.10	0	0 %	300.17	70 70 E0 %	20/ 76	1.9 %		
27.04.79	20.52	615.00	0	0 %	100	52 70 90 M	100 / 2	20 %		
27.04.79	22.12	612.43	0	0 %	492	81. 02	01.81	16 04		
27.04.79	23.32	5/3.01	0	0 %	404	82 %	91.01	17 04		
28.04.79	0.52	219.11	00 79	0 %	1222 05		187 0/	12 04		
30.04.79	7.42	1430.11	20.70	2 70	1420 71	86 %	188 11	11 0		
30.04.79	9.02	1/10.13	51.5	3 %	14/0./1		100.11	11 /0	Den	
30.04.79	10.22	2404.87	24.04	1 %	2092.24	07 %	200.00	12 %	KOU	
30.04.79	11.42	3259.73	162.98	5%	2/10.11	05 %	325.97	10 %		
30.04.79	13.02	4276.50	171.06	4 %	3848.85	90 %	256.59	6 %		
30.04.79	14.22	4213.90	758.5	18 %	3076.15	73 %	379.25	9 %		
30.04.79	15.42	3787.03	1401.20	37 %	2120.74	56 %	265.09	7%		
30.04.79	17.02	2178.27	718.83	33 %	1394.09	64 %	65.35	3 %		
30.04.79	18.22	1891.52	680.95	36 %	1134.91	60 %	75.66	4 %		
30.04.79	19.42	1965.95	530.81	27 %	1356.51	69 %	78.64	4 %		
30.04.79	21.02	1949.28	487.32	25 %	1286.52	66 %	175.44	9%		
30.04.79	22.22	2867.59	286.76	10 %	2322.75	81 %	258.09	9%		_
27.04.79	15.52	134,90	2.7	2 %	121.41	90 %	10.79	8 %		t
27-04-79	17-12	125.59	0	0 %	109.26	87 %	16.33	13 %		30
27 04 70	18.22	119.43	1,19	1 96	70.46	59 %	47.77	40 %		5
27.04.79	19.52	85.81	0.86	1 %	47.20	55 %	37.76	44 %		÷.,
27 04 70	21.12	192.27	1.92	1 %	99.99	52 %	90.37	47 %		
27 04 70	22 32	219,19	2.19	1 %	124.94	57 %	92.06	42 %		
27 04 70	23 52	236.21	2.36	1 %	148.81	63 %	85.04	36 %		
28 04 70	1.12	224.56	2.0	1 %	114.0	51 %	108.56	48 %		
20.02.79	8 02	232 41	10.0	3 %	256.73	77 %	66.68	20 %		
10 04 70	0 22	376.15	12.48	3 %	228-27	61 %	135.40	36 %	TPhI	
20 0/ 70	10 42	622 72	13.56	2 %	498-0	80 %	117.16	18 %	11.10	
30.04.79	10.12	755 58	32 53	4 %	478.4	63 %	244.65	33 %		
30.04.79	12.02	1120 17	42.67	4 %	703 33	70 %	296.17	26 %		
30.04.79	11. 10	1152 01	57 60	5 %	741 33	64 %	354.28	31 %		
30.04.79	14.42	10/5 10	202 08	20 %	585 26	56 %	156.77	15 %		
30.04.79	10.02	1042.10	120 0	10 04	556 02	76 %	26.58	5 %		
30.04.79	17.22	731.00	139.0	12 0/	1.25 60	80 %	27 24	78		
30.04.79	18.42	552.0	09.10	12 0	184 04	68 %	50 66	10 %		
30.04.79	20.02	200.03	34.00	13 70	101.31	60 0	00.00	07 0		
30.04.79 30.04.79	21.22 22.42	322.24 466.78	18,67	4%	238.06	51 %	210.05	45 %		

1.0

Ŀ



KFKI: Projektbeschreibung: Seegangsmessungen im Jade-Weser-Ästuar

Akronym	(kein Akronym)
Titel	Seegangsmessungen im Jade- Weser-Ästuar
Fördernummer(n)	KFKI Fördernummer: KFKI 8
Laufzeit	Anfang 01.01.1975
	Ende 31.12.1980
Unterprojekte	(keine Unterprojekte)
Koordinator	DrIng. Volker Barthel ( <u>vbarthel@cux.wsd-nord.de</u> )
Institution	<u>WSA Bremerhaven (Wasser - und</u> <u>Schifffahrtsamt Bremerhaven)</u> (WSV)
Identifikator	(kein Identifikator)
Beschreibung	Aussagen über signifikante und maximale Wellenhöhen und daraus Einfluß des Seegangs auf Riff- und Platenwanderung. Erkenntnisse über Bewegungen von Großschiffen im Hinblick auf die Bemessung von Schiffahrtsrinnen. Im Außenwasserbereich treten weitaus höhere Wellen auf als bisher angenommen. Ziele: Erfassung der Veränderungen des Seegangs beim Einlaufen in ein Ästuar, Einwirkungen auf die Morphologie, Gewinnung von Bemessungsdaten für Seebauten, Auswirkungen langperiodischen Seegangs auf die Großschifffahrt
Stichwörter	(keine Stichwörter)
Keywords	(keine Stichwörter)
Veröffentlichungen	(keine Veröffentlichungen) Abschlussbaridet E 26 A45
	Weitere Vooppenticuper E 27163
	E 22 581

Seite 1 von 1