

Seegang in einem Ästuar am Beispiel der Außenweser

Von Volker Barthel

Zusammenfassung

Bisher wurden an der Deutschen Nordseeküste eine Reihe von Seegangmeßprogrammen 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 sie 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 Sturmweertlagen ist mit langperiodischem Seegang auch im Platenbereich zu rechnen, so daß eine Gefährdung von Tiefgangschiffen nicht auszuschließen ist.
- daß bei Sturmweertlagen im äußeren Ästuar maximale Wellenhöhen $H_{max} = 15,0$ m vorkommen können. Diese Werte reichen an die Ergebnisse von Modellrechnungen für die südliche Nordsee heran.

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 T_{nw} 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 Ästuarseeegang 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 Seegangsgößen für Bemessungszwecke mit Hilfe einer Windstatistik und die Bedeutung für die Handelsschifffahrt und den Einsatz von Fahrzeugen aller Art im Ästuar hingewiesen werden.

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

S u m m a r y

On the German North Sea Coast field investigation programs on waves have been carried out in deep water areas, over sloping sea bottoms and on beaches up to now. The results presented in this investigation derive from measurements in the Weser estuary, which is a region with a strongly changing topography and a very complex wave climate: deep channels with strong tidal currents follow after shallows, steep sloping banks and tidal flats and cause every type of influence factors. The description of the investigation program points out the difficulties of field investigations in this area and the criteria for the choice of the locations of measurement. The statistical evaluation of significant wave parameters shows:

- *the interdependence of wave height, period, wind and water depth. Prediction methods like those given in American publications can hardly be applied to the region in question.*
- *that fully arisen sea can already be found in an estuary after a short wind duration and decreases just as fast.*
- *reliable data of wave height and period dependent on wind velocity and direction for certain regions of the estuary.*
- *the influence of oscillating tidal currents upon wave heights and periods in correspondence with publications. The influence however is restricted to $H_s \leq 1.0$ m.*
- *that parameters of waves penetrating an estuary change a great deal. During storm surges one can find long - period waves in the interior estuary endangering deep-drawing ships in a narrow channel*
- *that waves with $H_{max} = 15$ m can occur in the exterior estuary during storm surges. This value corresponds with results of wave model computations for the southern North Sea.*

Spectral analysis opens up new methods of estimation of waves in an estuary. It is shown that apart from the form of an usual energy spectrum typical multi-peak-spectra occur in an estuary, which characterize the concerning site. The analysis of these spectra with a special regard to the spectral energy shows:

- *that the loss of height resp. energy in the reef region is smaller (15 to 20%) than could be expected. Single waves with a height larger than in the exterior estuary occur.*
- *the main transformation of energy could be detected in front of the wadden area. About 16 to 20 % of the incoming energy reach the interior estuary. This transformation of energy is explained by a numerical example.*

Finally a method is presented to describe waves especially in an estuary by spectral analysis resp. by parameters. A 10-resp. 8-parameter-spectrum (JONSWAP) can characterize the wave climate in the concerning area. This is a way to handle multi-peak-spectra in an estuary systematically.

The range of application of these results is manifold. It should be pointed to the possibilities of wave prediction with reference to a permanent measuring station in the exterior estuary, the evaluation of significant wave parameters by wind statistics for design purposes and the importance for merchant shipping and the assignment of any ships (dredgers, tugs, research vessels etc.) in the estuary.

In spite of a lot of data which could be gathered in this area in the meantime the investigation will continue in order to get information of different sites and to confirm the results given in this paper.

I n h a l t

1. Einführung und Problemstellung	59
2. Wellenverformung im Ästuarbereich	60
2.1 Shoaling-Effekt	60
2.2 Wellenbeugung (Refraktion)	61
2.3 Diffraktion	61

2.4 Bodenreibung und Perkolation	61
2.5 Brechende Wellen	63
2.6 Beeinflussung durch Strömungen	64
3. Seegangsmessungen im Weserästuar	65
3.1 Problematik von Seegangsmessungen in einem Ästuar	65
3.2 Erläuterung des Meßprogramms	65
3.3 Meß- und Auswerteverfahren, Rechenprogramm	68
4. Seegang in einem Ästuar nach kennzeichnenden Größen	72
4.1 Windeinfluß	72
4.2 Wassertiefeneinfluß	83
4.3 Abhängigkeit von der Tideströmung	91
4.4 Veränderung der Seegangparameter beim Einlaufen in das Ästuar	97
4.5 Maximale Meßwerte	102
5. Energiebetrachtungen beim Ästuarseegang	106
5.1 Berechnung der Spektren mit der FAST-FOURIER-Transformation	106
5.2 Spektren in einem Ästuar – Diskussion einiger Meßreihen	107
5.3 Gesamtenergie und kennzeichnende Werte im Spektrum	117
5.3.1 Signifikante Wellenhöhe H_s	118
5.3.2 Kennzeichnende Perioden und Peak-Periode	120
5.4 Energieverluste beim Einlaufen des Seegangs in das Ästuar	123
5.4.1 Abnahme der kennzeichnenden Höhe und Gesamtenergie	123
5.4.2 Energietransformation	130
5.4.3 „Greifbare“ Energie – ein Beispiel	132
5.5 Parametrisierung von Spektren des Ästuarseegangs	133
5.5.1 Versuche mit dem einfachen JONSWAP-Spektrum	133
5.5.2 Erhöhung der Anzahl der Parameter	134
6. Schriftenverzeichnis	142
7. Häufig verwendete Symbole	145

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 Schifffahrtsrinnen 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 Ästuarium mit einer stark wechselnden Morphologie, einer Folge von Rinnen, Riffen und Platen, die eine Vorhersage nach 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 Bestim-

mung der Wellen bei verschiedenen meteorologischen Gegebenheiten ohne Spezialmessungen am Ort größte Schwierigkeiten entgegen“ (WALDEN und SCHÄFER, 1969).

Außerdem hat 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 Maß 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 Schifffahrt geschlossen werden. Messungen bei Sturmwehlerlagen 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. Wellenverformung im Ästuarbereich

Laufen Wellen aus dem tiefen Wasser in ein Ästuar ein, so sind sie den unterschiedlichsten Form- und Laufrichtungsänderungen ausgesetzt. Insbesondere in Gebieten mit schnell wechselnder Wassertiefe und einem vielfältigen morphologischen Formeninventar, wie es in einem Ästuar mit Wechsel von tiefen Rinnen, Unterwassersänden und unregelmäßig geformten Platen vorkommt, überlagern sich verschiedene Faktoren und machen es schwierig, Einzeleinflüsse voneinander zu trennen.

2.1 Shoaling-Effekt

Bei der Annäherung von Wellen, die in tiefem Wasser entstanden sind, an Bereiche geringerer Wassertiefe wird die Wellenform der theoretischen Sinusschwingung immer unähnlicher. Abhängig von der Bodenneigung wird mit abnehmender Fortschrittsgeschwindigkeit die Wellenhöhe zunächst um einen geringen Betrag kleiner, um dann ständig zuzunehmen. Die Maximalhöhe wird durch die gültigen Brecherkriterien bestimmt, wenn der See-

grund ständig weiter ansteigt. Sonderfälle, in denen Wellen einen Unterwassersand überlaufen, dabei aber nicht brechen, kommen besonders im Außenbereich des Ästuars vor.

Der Flachwasser-(Shoaling-)Effekt wird gekennzeichnet durch einen Faktor K_s , der aus der Wellen- und Wellengruppengeschwindigkeit ermittelt wird. Tabellenwerte für die Ermittlung von K_s sind u. a. bei MAGENS (1958), CERC (1966) und WIEGEL (1964) zu finden.

2.2 Wellenbeugung (Refraktion)

Die Phänomene der Refraktion sind auf das SNELL'sche Brechungsgesetz 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. Durch die unterschiedliche Veränderung der Fortschrittsgeschwindigkeiten ergeben sich gekrümmte Bahnen der Wellenorthogonalen, die allmählich parallel zur Böschungslinie bzw. senkrecht zum Strand verlaufen. Das Maß der Refraktion wird durch den Faktor K_R bestimmt, der u. a. aus dem Abstand der Wellenorthogonalen ermittelt wird und Werte >1 und <1 annehmen kann. Darin zeigt sich, daß Energiezu- und -abnahme vorkommt. Gebräuchliche Verfahren sind wiederum bei WIEGEL (1964) und CERC (1966) angegeben.

MAGENS (1958) hat ein vereinfachtes grafisches Verfahren zur Ermittlung der Wellenbeugung entwickelt. Die Fehler bei der zeichnerischen Ermittlung der Refraktion werden jedoch um so größer, je unregelmäßiger die Bodengestalt des Strandes bzw. Unterwasserhindernisses ist. Während an Stränden mit parallelen Höhenlinien und gleichmäßigem Gefälle bei schräg anlaufenden Wellenfronten die Bestimmung der gestörten Laufrichtung und der Änderung von Wellenhöhen und -längen sowohl grafisch als auch analytisch kein Problem ist, ist z. B. die Wirkung eines unter Wasser liegenden großflächigen Sandriffs, auf das eine Wellenfront schräg auftrifft, kaum durch entsprechende Ansätze zu beschreiben. Refraktionserscheinungen durch die Einwirkung von Strömungen sind ebenfalls möglich.

2.3 Diffraktion

Treffen Wellen auf ein Hindernis, so breiten sie sich hinter diesem in Analogie zur Optik (HUYGENS'sches Prinzip) aus. Im Riffbereich der Außenweser können hohe und lange Wellen durch die tiefen Rinnen der Alten und Neuen Weser einlaufen. In der Vereinigungszone beider Rinnen hinter dem Roten Sand kommt es zu Ausbreitungserscheinungen und deren Überlagerung, so daß hier ggfs. größere als die Ausgangswellen entstehen können. Da gleichzeitig ein Wellensystem über das Flachwassergebiet des Roten Sandes in dieses Gebiet gelangt, kommt es zu kaum zu trennenden Erscheinungen. Das Verhältnis der beeinflussten zur ungestörten Eingangswellenhöhe wird meistens durch den Diffraktionsfaktor K' angegeben. Verfahren für bestimmte Fälle sind bei WIEGEL (1964), CERC (1966) und DAEMRICH (1977) zu finden.

Die Überlagerung von Diffraktion, Refraktion und anderen Einflüssen ist besonders gut auf dem Luftbild der Abb. 2.1 zu sehen, das einen Ästuarbereich mit Unterwasserplatten und Tiderinnen zeigt.

2.4 Bodenreibung und Perkolation

Energieverluste und damit Höhenabnahme von Wellen werden in flachem Wasser auch durch Bodenreibung und Sickerströmungen (Perkolation) hervorgerufen. Dabei ist im Bereich

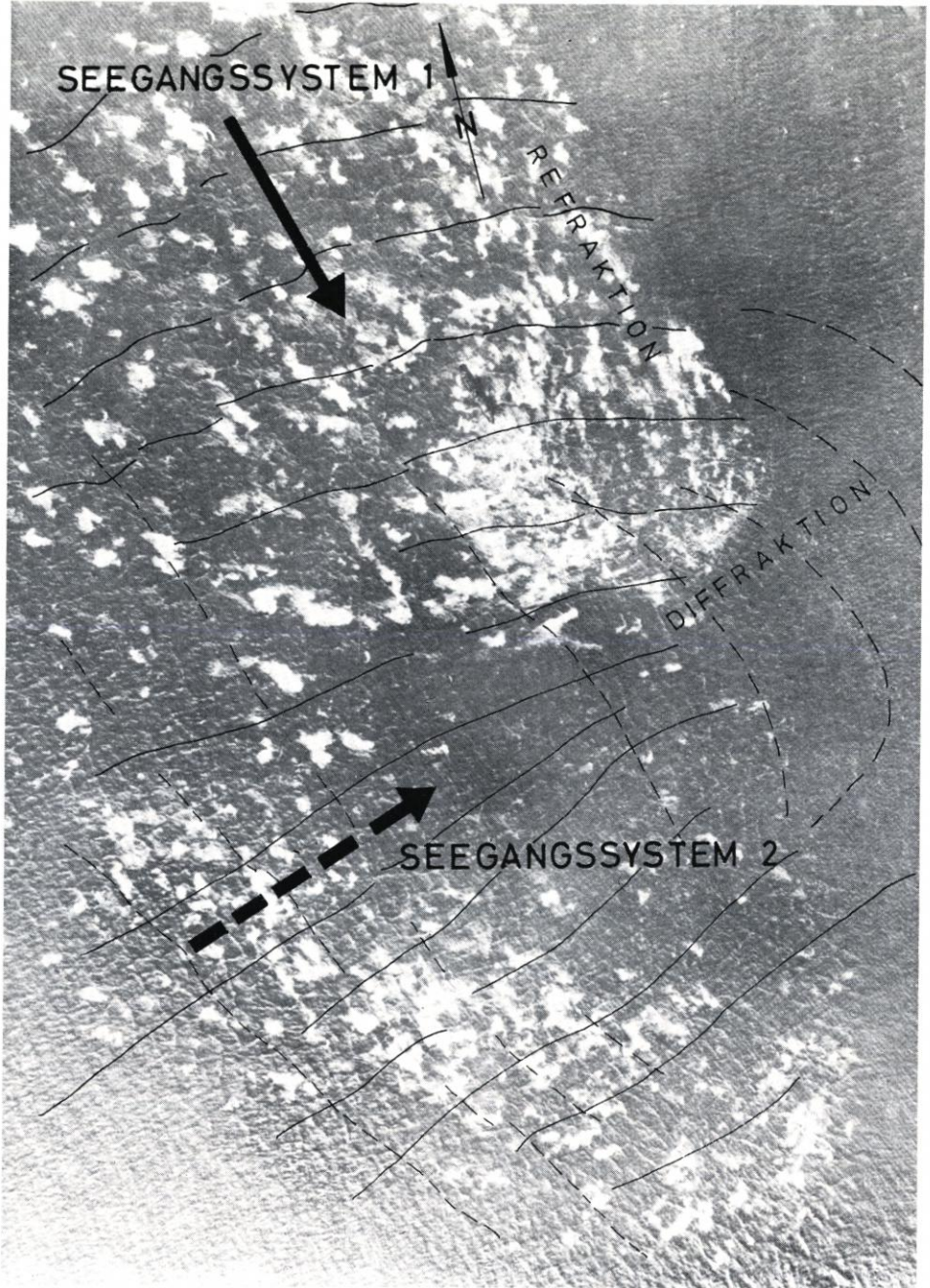


Abb. 2.1 Ästuarbereich mit Refraktions- und Diffraktionserscheinungen (Luftbild)

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 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

$$\alpha = 120^\circ$$

ermittelt, der schon früh durch verschiedene Untersuchungen im Tief- und Flachwasser bestätigt wurde, z. B. von MICHELL (1893) und WILTON (1913). In Küstennähe wird jedoch immer das Wassertiefenkriterium maßgebend sein.

IVERSEN (1952), FÜHRBÖTER (1966), IPPEN und KULIN (1954) und AYYAR (1969) haben den Einfluß von Böschung und Wellensteilheit auf das Verhältnis

$$\frac{H_{\max}}{d}$$

untersucht und 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) leitet die Laboruntersuchungen von IRIBARREN und NOGALES (s. WIEGEL, 1964), 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 ab.

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.

2.6 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.

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 fünf verschiedenen Parametern bestimmt: Ebbströmungen außerhalb der Mündung erhöhen die Steilheit der Wellen dort 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 -transmission z. B. an Bauwerken erwähnt. Der Reflexionskoeffizient α_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 Ursprungswelle verdoppeln (Clapotis). Mit Änderung der Bauwerksneigung (oder auch Strandneigung) ändert sich auch der Wert α_R . Der Transmissionskoeffizient α_T gibt in ähnlicher Weise wie α_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.

3. Seegangsmessungen im Weserästuar

3.1 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 $d = 0$.

In einem stark gegliederten Ästuar ergeben sich jedoch ähnliche, wenn auch anders gelagerte Schwierigkeiten, wie sie z. B. 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 drei 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 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 Schifffahrtsrinnen sucht man jedoch vergebens nach Ergebnissen in der Literatur. Hinzu kommt, daß für den Bereich der Außenweser die Angaben für die höchste Bemessungswelle sehr zweifelhaft waren. Drei Beispiele mögen dies bestätigen:

Der Leuchtturm „Alte Weser“, 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 bis 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 erwähnt, 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 T_{nw} freifallendem Watt liegt und gegenüber der Hauptwellenrichtung etwa 3 bis 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 Wellenaufteilung 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 vielfach nur aus Beobachtungen annähernd bekannt sind, häufig unterschätzt werden.

1974 wurde vom Kuratorium 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 war. Es ergaben sich dabei von Osten nach Westen gegliedert:

- a) Ästuarmessprogramm in der Außenweser (BARTHEL, 1979),
- b) Messprogramm in der Außenjade (YSKER, 1979),
- c) Seegangsmessprogramm „Ostfriesische Inseln“ (LUCK, NIEMEYER, 1974).

Das Ästuarmessprogramm in der Außenweser, das vom Wasser- und Schiffsamt 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 Seegangparameter beim Einlaufen des Seegangs in das Ästuar,
- b) Verteilung der Seegangenergie 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 Tiefgangsschiffe.

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 vorherrschenden Windrichtungen SW bis NW wird der Seegang auf der Untiefe stark deformiert und abgeschwächt. Man kann jedoch annehmen, daß langperiodische Seegangsan-teile durch die Alte Weser eindringen und nach Refraktion an den Böschungen des Roten Grundes das Seegangsklima bei RSO beeinflussen.



Abb. 3.1 Lageplan der Stationen in der Außenweser

Nach Verlust der Pfahlstation wurde eine wave-rider-Boje in Lee des Sandes bei etwa SKN - 7 m Wassertiefe ausgelegt (RSO').

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 Schifffahrtsrinne gelangen. Es sind jedoch starke Refraktions- bzw. ggfs. Reflexionserscheinungen durch die steile Unterwasserböschung der Tegeler Plate zu erwarten. Nach Verlust einer Pfahlstation wurde eine wave-rider-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.

Windstärke und -richtung wurden nach bekannten Verfahren auf der Station TPO und am LT „Alte Weser“ gemessen (s. BARTHEL, 1980).

Ursprünglich war geplant, auch Stationen im Inneren des Ästuars bis an die Deiche bzw. zum Hafbereich anzuordnen. Dies konnte aus verschiedenen Gründen nicht verwirklicht werden. Aus den hier vorliegenden Messungen und aus Beobachtungen läßt sich jedoch

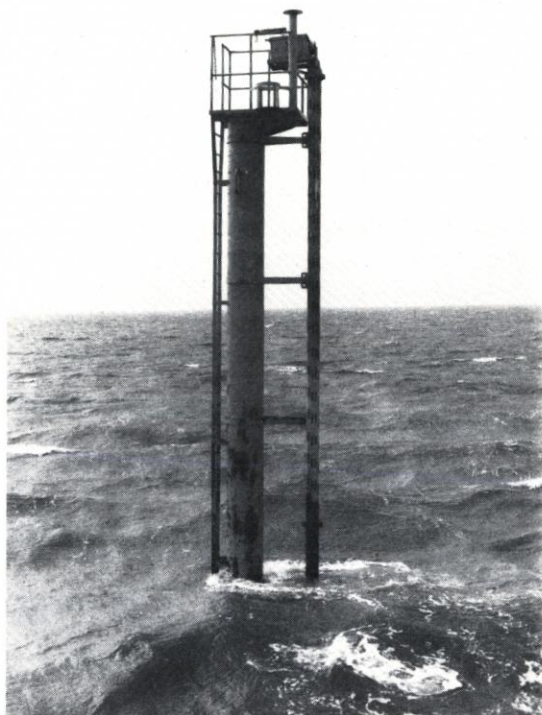


Abb. 3.2 Wellenmeßstation (Pfehlstation)

unschwer erkennen, daß selbst bei Sturmfluten und erhöhten Wasserständen von draußen einlaufender Seegang die Deiche oder den Hafbereich nicht erreicht. Dort tritt in jedem Fall örtlich entstandene Windsee mit relativ kurzen Perioden auf.

3.3 Meß- und Auswerteverfahren, Rechenprogramm

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.

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 nur eine mittlere Wellenhöhe liefern. Einzelheiten können bei SCHRADER (1960) nachgelesen werden.

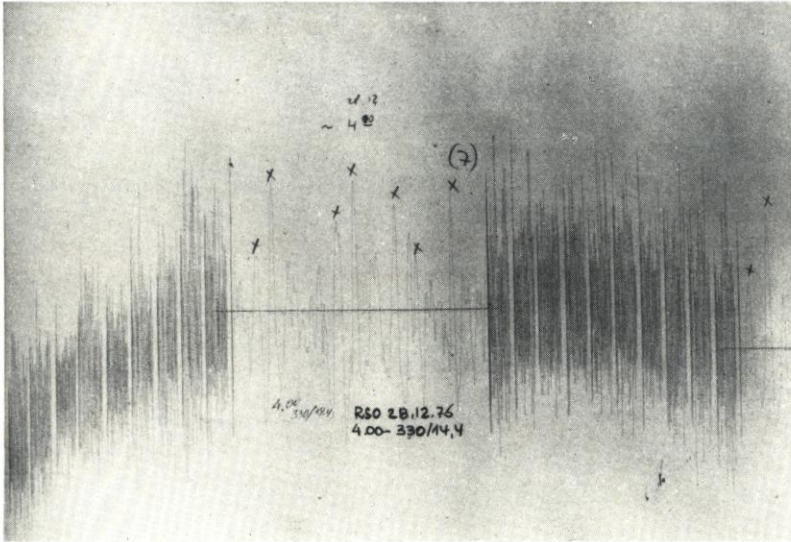


Abb. 3.3 Blockregistrierung mit Schnellschrieb

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 Tidenströmungen können die Beweglichkeit des Schwimmers beeinträchtigen; Seegang selbst, Kollision mit Schiffen und Eisgang gefährden den Bestand des Trägerbauwerkes.

Für die Lage der Station ist weiterhin entscheidend, ob dort starke Tidenströmungen 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 Lage des Schriebes (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 Einzelschriebes 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, das sich bereits bei verschiedenen Programmen im In- und Ausland bewährt hat. Die Wellenmeßboje der Firma DATAWELL Typ „wave-rider“ wird auf der Meßstation weich (mittels 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 Meßwerte durch horizontale Komponenten. Die Daten werden durch Funk an eine Landstation übertragen.

Das Empfangssystem wird dort mit einem Multiplexer gesteuert, so daß die dauernd gesendeten Meßdaten nur zu bestimmten Zeiten empfangen, über AD-Wandler in digitale Werte umgewandelt und auf Magnetband aufgezeichnet werden (Abb. 3.4).

Die Empfangsstation wurde auf den landfernen LT „Hoheweg“ verlegt und von Bremerhaven aus ferngeschaltet (Abb. 3.5).

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 von 2 sec versetzt. Die dabei registrierten Meßfehler haben die Größenordnung von 2 bis 3 % nicht überschritten. Dabei wurden Wellenhöhen bis zu 3 m simuliert.

Bei einer Länge des Einzelschriebes von 20' und einer Meßwert-Aufnahmefolge von 4 Hz 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.

Das in Fortran II geschriebene EDV-Programm sieht zunächst eine Plausibilitätskontrolle aller aufgezeichneten Daten vor, um Fehlmessungen, z. B. durch Funkstörungen, auszuschließen. Ein vorher durchgeführter ausgedehnter Vergleich der zur Verfügung stehenden Auswerteverfahren (BARTHEL, 1980) führte zur Wahl des zero-up-crossing-(Nulldurchgangs-)Verfahrens für die weitere Auswertung. Es wurden zunächst in einer statistischen Untersuchung

- die prozentualen Wahrscheinlichkeiten für das Vorliegen einer Normalverteilung, einer log-Normalverteilung und einer Rayleigh-Verteilung für Höhen und Perioden nach dem CHI-Quadrat-Test (DTV-ATLAS zur MATHEMATIK, 1977),
- die kennzeichnenden Wellenhöhen \bar{H} , $H_{1/3}$, $H_{1/10}$, $H_{1/100}$ und H_{\max} sowie die entsprechenden RMS-Werte,
- die kennzeichnenden Wellenperioden \bar{T} , $T_{1/3}$, $T_{1/10}$, $T_{1/100}$ und T_{\max} ,
- die den kennzeichnenden Werten zugeordneten Höhen bzw. Perioden H_T bzw. T_H und
- Korrelationen der verschiedenen Parameter untereinander berechnet.

Im zweiten Teil des Hauptprogramms wird das Energiespektrum nach der Methode der FAST-FOURIER-Transformation ermittelt und nach bestimmten Verfahren parametrisiert (s. hierzu Abschnitt 5.5). In einem angeschlossenen Plotterprogramm werden Höhen- und Periodenverteilungen, Korrelationsergebnisse und geglättete (Hamming-) Spektren sowie die

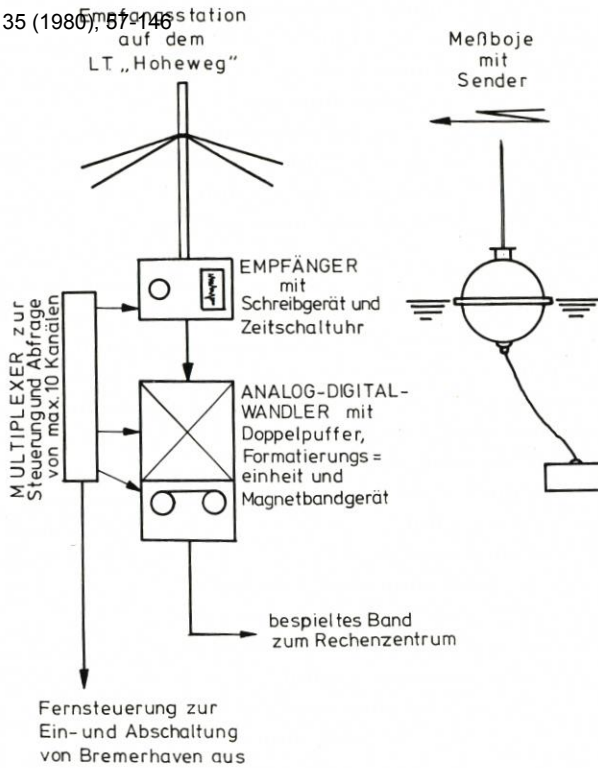


Abb. 3.4 Systemskizze der wave-rider-Messung



Abb. 3.5 Empfangsstation mit AD-Wandler und Magnetbandgerät

parametrisierten Spektren dargestellt. Auswertbeispiele sind in den Abb. 3.6 bis 3.10 zu finden.

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

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

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

gegeben. Die der Vollständigkeit halber mitaufgeführte Abhängigkeit von Wasser- und Lufttemperatur (T_a , T_s) wird im allgemeinen vernachlässigt. Die Winddauer wird durch die Auswahl der Schriebe eliminiert. Die im folgenden betrachteten Messungen sind durch die Beziehung

$$gT = f_1(U) [s]$$

$$H = f_2 \left(\frac{U^2}{g} \right) [m]$$

dimensionsecht dargestellt.

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 den 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 Ergebnisse der Korrelationsrechnungen, bei denen die Wellengrößen nach Windsektoren und unterschiedlichen Wasserständen geordnet wurden, sind bei BARTHEL (1980) zu finden.

Die Ergebnisse zeigten sehr bald, daß eine Aufteilung in die vorgegebenen Windsektoren keine befriedigende Lösung lieferte. Vielmehr mußten einzelne Meßserien mit möglichst

SEEGANGSANALYSE
=====

DATUM : 23.11.78
UHRZEIT : 4.38.41
POSITION : RSW
WINDRICHTUNG :

ZERO UP-CROSSING-METHODE
MITTELWERT DER GEMESSENEN WERTE = 463,75 (CM)

(VON DEN FOLGENDEN WERTEN IST DAS
AM ALLER WERTE ABZUGEN)

1. WELLENHÖHEN H (CM) UND PERIODEN T (SEC)

1	91.000	4.041	2	130.000	6.328	3	105.000	4	71.000	4.620	5	83.000	3.889
6	151.000	4.157	7	24.000	1.796	8	44.000	9	66.000	2.966	10	115.000	3.829
11	180.000	8.167	12	149.000	4.550	13	112.000	14	147.000	5.198	15	16.000	1.404
16	111.000	3.878	17	136.000	5.189	18	164.000	19	161.000	6.945	20	141.000	4.266
21	99.000	3.012	22	74.000	5.545	23	65.000	24	68.000	3.263	25	175.000	7.793
26	32.000	1.156	27	174.000	7.851	28	183.000	29	179.000	7.450	30	117.000	3.278
31	81.000	4.180	32	25.000	1.259	33	168.000	34	27.000	1.959	35	99.000	7.011
36	107.000	3.109	37	58.000	2.782	38	20.000	39	154.000	4.273	40	46.000	1.922
41	26.000	2.124	42	38.000	1.912	43	27.000	44	134.000	4.762	45	154.000	6.983
46	116.000	7.578	47	7.000	0.694	48	194.000	49	76.000	4.125	50	156.000	4.091
51	24.000	2.633	52	141.000	4.978	53	109.000	54	40.000	3.069	55	28.000	1.423
56	70.000	5.117	57	76.000	3.348	58	174.000	59	86.000	3.360	60	81.000	7.985
61	130.000	6.268	62	57.000	4.277	63	18.000	64	41.000	1.485	65	86.000	3.118
66	75.000	3.237	67	209.000	5.035	68	285.000	69	220.000	7.595	70	127.000	7.996
71	73.000	3.348	72	113.000	5.836	73	239.000	74	285.000	8.321	75	142.000	3.459
76	139.000	4.332	77	128.000	6.414	78	131.000	79	130.000	8.416	80	211.000	7.205
81	81.000	2.563	82	147.000	5.398	83	91.000	84	242.000	6.759	85	291.000	8.510
86	247.000	5.295	87	68.000	2.630	88	39.000	89	261.000	6.652	90	179.000	8.299
91	156.000	6.868	92	126.000	7.404	93	92.000	94	84.000	5.266	95	9.000	1.186
96	116.000	4.732	97	31.000	1.689	98	242.000	99	76.000	2.515	100	163.000	6.934
101	74.000	4.335	102	119.000	4.178	103	198.000	104	233.000	7.692	105	22.000	0.822
106	68.000	3.667	107	73.000	5.165	108	295.000	109	132.000	9.273	110	14.000	1.459
111	89.000	9.267	112	152.000	7.903	113	75.000	114	200.000	3.797	115	51.000	2.304
116	240.000	5.258	117	117.000	5.692	118	37.000	119	195.000	6.452	120	185.000	5.501
121	85.000	2.931	122	76.000	2.982	123	70.000	124	111.000	4.519	125	110.000	4.365
126	29.000	2.670	127	108.000	4.391	128	70.000	129	43.000	2.403	130	67.000	3.277
131	102.000	7.706	132	153.000	6.330	133	39.000	134	160.000	6.919	135	173.000	7.789
136	86.000	4.398	137	166.000	4.076	138	198.000	139	134.000	9.316	140	125.000	5.713
141	146.000	3.764	142	146.000	4.006	143	202.000	144	152.000	6.929	145	55.000	3.412
146	78.000	2.564	147	59.000	1.808	148	129.000	149	83.000	2.531	150	97.000	3.202
151	84.000	2.912	152	105.000	6.900	153	58.000	154	42.000	1.333	155	110.000	4.580
156	160.000	4.094	157	124.000	6.921	158	151.000	159	126.000	7.118	160	71.000	1.620
161	204.000	5.730	162	119.000	5.020	163	154.000	164	130.000	3.960	165	100.000	3.868
166	68.000	3.093	167	91.000	5.696	168	34.000	169	106.000	3.999	170	170.000	4.709
171	117.000	4.603	172	23.000	1.843	173	64.000	174	47.000	1.898	175	116.000	4.681
176	29.000	1.237	177	108.000	5.364	178	29.000	179	146.000	7.026	180	129.000	6.623

181	68.000	1.914	182	10.000	0.805	183	172.000	6.770	184	64.000	6.898	185	69.000	2.595
186	140.000	5.790	187	30.000	1.050	188	11.000	1.404	189	75.000	5.459	190	68.000	4.079
191	71.000	3.393	192	25.000	1.291	193	62.000	2.558	194	43.000	2.452	195	87.000	1.899
196	59.000	2.126	197	61.000	3.048	198	70.000	5.352	199	30.000	1.564	200	157.000	8.007
201	221.000	6.405	202	173.000	7.894	203	151.000	9.640	204	125.000	9.459	205	111.000	3.374
206	34.000	1.180	207	68.000	2.983	208	60.000	2.657	209	92.000	3.233	210	60.000	4.890
211	35.000	4.463	212	45.000	2.552	213	231.000	5.247	214	100.000	7.561	215	155.000	7.763
216	41.000	4.545	217	20.000	1.183	218	14.000	1.138	219	104.000	4.956	220	42.000	2.247
221	149.000	6.998	222	61.000	3.662	223	31.000	1.508	224	53.000	4.902	225	68.000	2.375
226	60.000	3.900	227	89.000	5.462	228	142.000	4.626	229	252.000	8.237	230	195.000	8.366
231	141.000	6.206	232	131.000	3.675	233	100.000	3.719	234	29.000	1.790	235	61.000	3.194
236	170.000	6.470	237	188.000	6.618	238	156.000	8.266	239	63.000	3.905	240	72.000	3.601
241	51.000	1.804	242	99.000	3.139	243	136.000	3.117	244	99.000	2.592	245	101.000	4.229
246	69.000	3.774	247	57.000	1.498	248	102.000	3.432	249	102.000	2.178	250	83.000	2.842
251	120.000	3.044	252	129.000	2.929	253	63.000	3.187	254	12.000	1.062	255	136.000	3.993
256	72.000	4.033	257	48.000	2.109	258	132.000	7.000	259	224.000	7.118	260	138.000	4.432
261	64.000	2.922	262	7.000	0.757	263	66.000	3.557	264	115.000	2.833	265	140.000	6.369
266	52.000	3.061	267	28.000	1.877	268	56.000	3.213	269	189.000	5.649	270	113.000	6.832

0.0 HOEHNEN
 WAHRSCHEINLICHKEIT FUER DAS VORLIEGEN EINER PERIODEN
 NORMALVERTEILUNG = 0.0 %
 WAHRSCHEINLICHKEIT FUER DAS VORLIEGEN EINER
 LOG NORMALVERTEILUNG = 0.0 %
 WAHRSCHEINLICHKEIT FUER DAS VORLIEGEN EINER
 RAYLEIGH VERTEILUNG = 1.00 %

0.0 WAHRSCHEINLICHKEIT FUER DAS VORLIEGEN EINER
 NORMALVERTEILUNG = 0.0 %
 WAHRSCHEINLICHKEIT FUER DAS VORLIEGEN EINER
 LOG NORMALVERTEILUNG = 0.0 %
 WAHRSCHEINLICHKEIT FUER DAS VORLIEGEN EINER
 RAYLEIGH VERTEILUNG = 0.0 %

2.

WELLENHOEHNEN
 ARITHMETISCHES MITTEL (AM) ALLER WERTE = 105.69 (CM)
 MAXIMALER WERT = 291.00 (CM)
 AM DER 33 % HOECHSTEN WERTE = 175.64 (CM)
 AM DER 10 % HOECHSTEN WERTE = 228.63 (CM)
 AM DER 1 % HOECHSTEN WERTE = 288.00 (CM)
 ROOT MEAN SQUARE VALUE (RMS) = 47.54 (CM)
 AM AUS RMS = 116.97 (CM)
 H 1/3 AUS RMS = 190.14 (CM)
 H 1/10 AUS RMS = 241.71 (CM)
 H 1/100 AUS RMS = 317.58 (CM)
 HMAX AUS RMS = 355.85 (CM)
 VERHAELTNISZAHLEN AUS DER AUSZAHLUNG
 H QUER / H 1/3 / H 1/10 / H 1/100 = 1 / 1.667 2.167 2.72

• UEBERSCHREITUNG = 4.81 (%)

2.1 WELLENPERIODEN

TH % = WERTE
 AM ALLER PERIODEN = 4.39 (SEC)
 MAXIMALE PERIODE = 8.51 (SEC)
 T 1/3 = 7.32 (SEC)
 T 1/10 = 6.69 (SEC)
 T 1/100 = 7.96 (SEC)
 , UEBERSCHREITUNG = 21.85 (%)

TH = WERTE

AM ALLER PERIODEN = 4.42 (SEC)
 MAXIMALE PERIODE = 8.51 (SEC)
 T 1/3 = 6.40 (SEC)
 T 1/10 = 6.82 (SEC)
 T 1/100 = 7.96 (SEC)
 , UEBERSCHREITUNG = 20.37 (%)

3. WELLENPERIODEN

ARITHMETISCHES MITTEL (AM) ALLER WERTE = 4.42 (SEC)
 MAXIMALER WERT = 9.84 (SEC)
 AM DER 33 % HOECHSTEN WERTE = 7.08 (SEC)
 AM DER 10 % HOECHSTEN WERTE = 6.38 (SEC)
 AM DER 1 % HOECHSTEN WERTE = 9.65 (SEC)
 VERHAELTNISZAHLEN AUS DER AUSZAHLUNG
 T QUER / T 1/3 / T 1/10 / T 1/100 = 1 / 1.60 / 1.90 / 2.18
 , UEBERSCHREITUNG = 3.33 (%)

3.1 WELLENHOEHEN

HT % = WERTE
 AM ALLER HOEHEN = 107.20 (CM)
 MAXIMALE HOEHE = 151.00 (CM)
 H 1/3 = 161.87 (CM)
 H 1/10 = 183.50 (CM)
 H 1/100 = 138.00 (CM)
 , UEBERSCHREITUNG = 10.74 (%)

HT = WERTE

AM ALLER HOEHEN = 105.69 (CM)
 MAXIMALE HOEHE = 151.00 (CM)
 H 1/3 = 159.50 (CM)
 H 1/10 = 169.22 (CM)
 H 1/100 = 138.00 (CM)
 , UEBERSCHREITUNG = 14.81 (%)

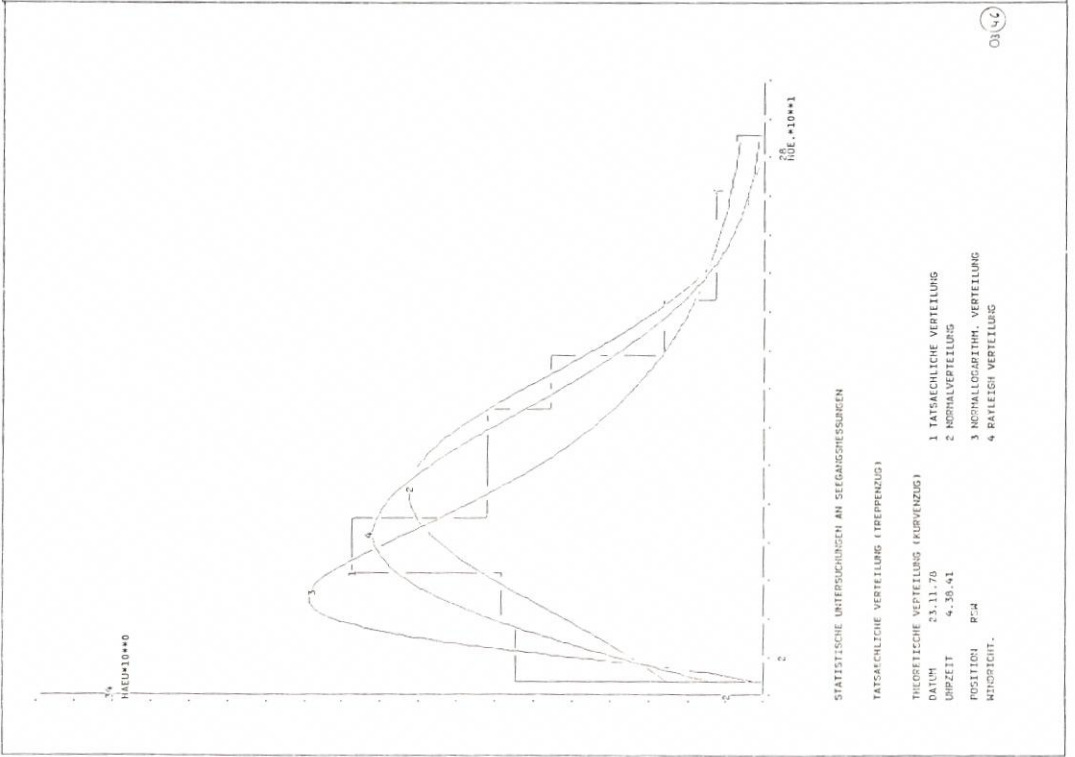
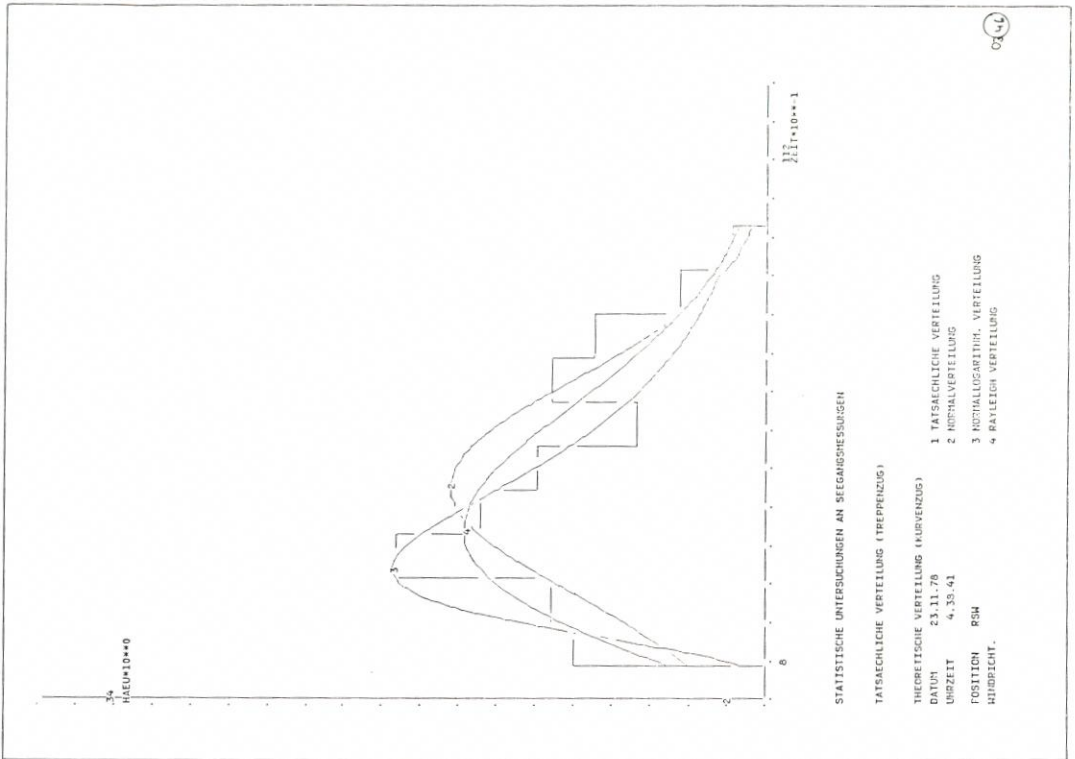
45. ZEICHNUNG (HISTOGRAMM)
 46. ZEICHNUNG (HISTOGRAMM)

FF = 0.39062500D+02
 GESAMTENERGIE = 0.10941842D+04

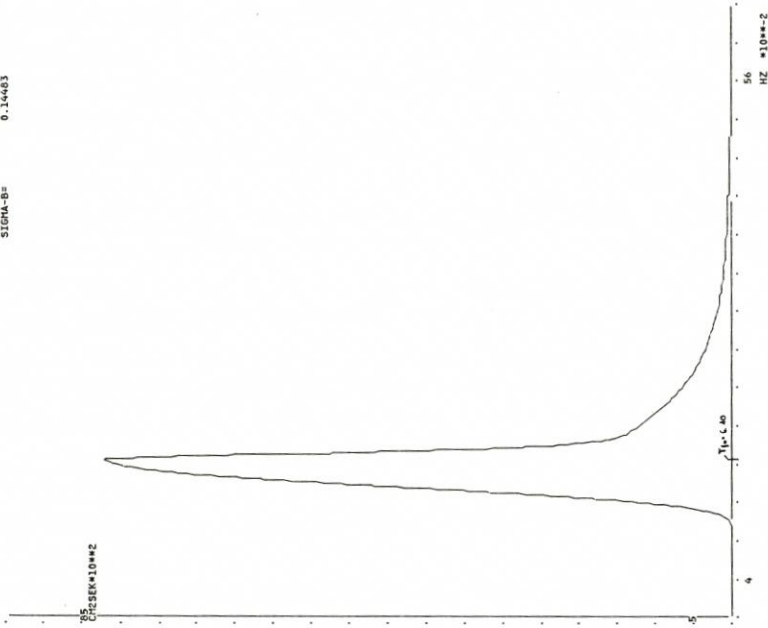
130

RSM = 11.70
 47. ZEICHNUNG (POWERSPEKTRUM)
 48. ZEICHNUNG (POWERSPEKTRUM)

Abb. 3.6-3.10 Auswertbeispiele VFW-Programm



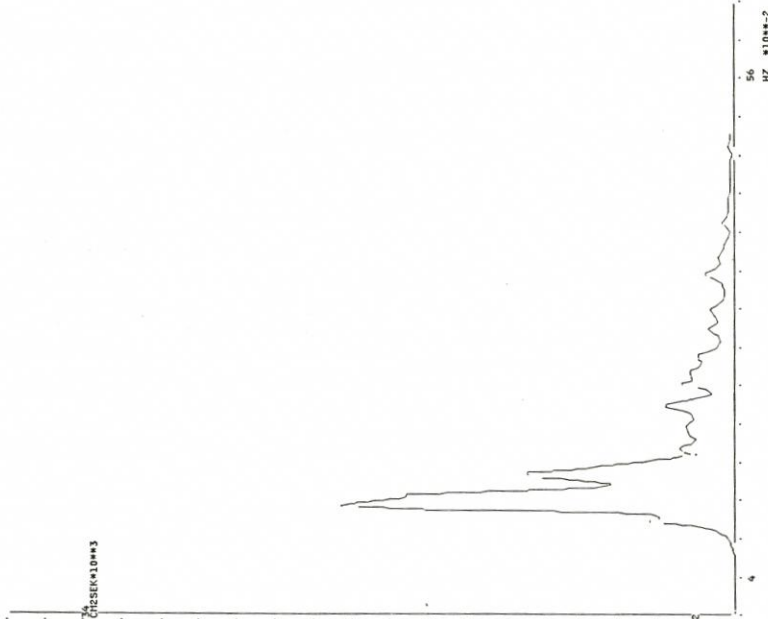
FN = 0.16596
ALPHA = 0.13797
GAMMA = 0.15372
SIGMA-A = 0.14286
SIGMA-B = 0.14663



DATUM 23.11.78
URZEIT 4.38.41
POSITION RSM
MINORLICHT.

GESAMTENERGIE : 870.40 CH*CH*SEK
= 0.00003127 KW/CH*CH
MAXIMUM : 0.16406 HZ
8509.89 CH*CH*SEK

74
CH*SEK*10**3



DATUM 23.11.78
URZEIT 4.33.41
POSITION RSM
MINORLICHT.

GESAMTENERGIE : 1094.18 CH*CH*SEK
= 0.00003931 KW/CH*CH
MAXIMUM : 0.11128 HZ
20649.78 CH*CH*SEK

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.

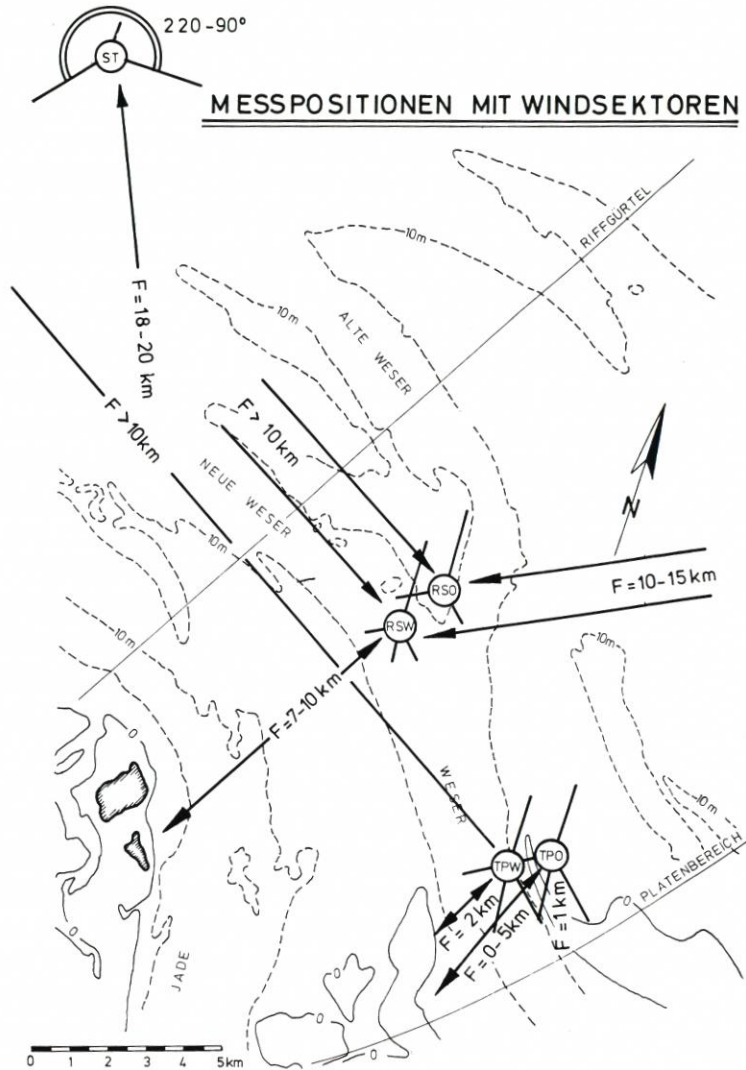
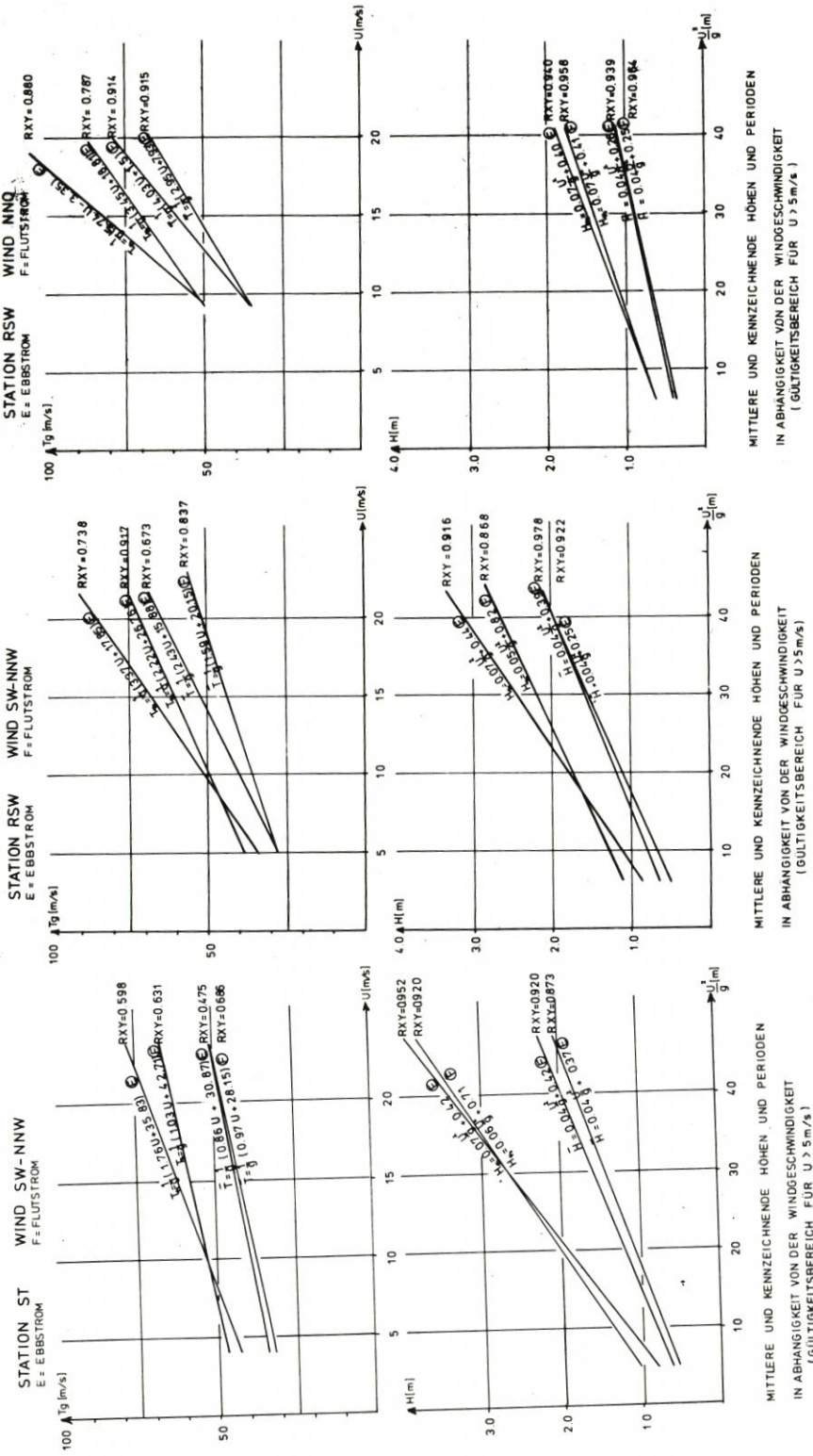


Abb. 4.1 Lageplan mit Windsektoren

Daher wurden aus den später mit wave-rider-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 und 4.3 zeigen für die vorherrschenden Windrichtungen SW bis N (für RSW auch WNO) die Funktionen

SEEGANGSVERHÄLTNISSE - AUSSENWESER -



MITTLERE UND KENNZEICHENDE HÖHEN UND PERIODEN
IN ABHÄNGIGKEIT VON DER WINDGESCHWINDIGKEIT
(GÜLTIGKEITSBEREICH FÜR $U > 5 \text{ m/s}$)

Abb. 4.2 Abhängigkeit der Höhen und Perioden von der Windgeschwindigkeit an den Stationen ST, RSW, RSO, TPW und TPO

SEEGANGSVERHÄLTNISSE - AUSSENWESER -

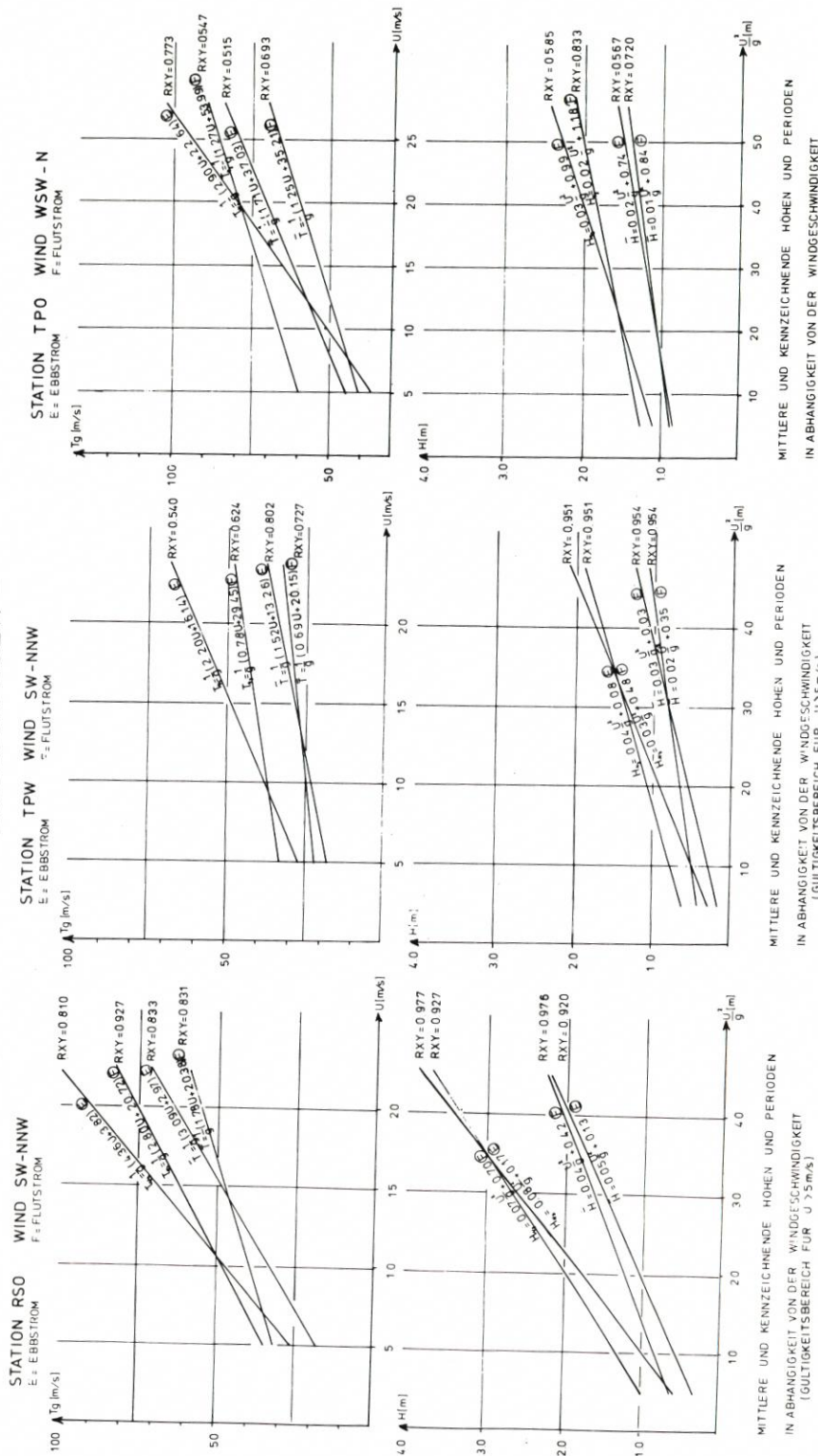


Abb.: 4.3

Abb. 4.3 Abhängigkeit der Höhen und Perioden von der Windgeschwindigkeit an den Stationen ST, RSW, RSO, TPW und TPO

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

$$\text{und } g \cdot T = f(U)$$

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)

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

und von WALDEN (1958)

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

wobei über die Dimensionen nichts ausgesagt wird.

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

$$H_{1/3} = 0,05 \frac{U^2}{g} + 0,82 \text{ [m]}$$

$$\text{bis } H_{1/3} = 0,08 \frac{U^2}{g} + 0,17 \text{ [m]}$$

$$\text{bzw. } \bar{H} = 0,01 \frac{U^2}{g} + 0,84 \text{ [m]}$$

$$\text{bis } \bar{H} = 0,05 \frac{U^2}{g} + 0,13 \text{ [m]}$$

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 $> 5 \text{ m/s}$ beschränkt. Die dabei resultierenden Wellenhöhen $H_{1/3}$ liegen im Bereich von 50 bis 60 cm, bei dem fast schon der untere Meßbereich der wave-rider-Boje erreicht ist. Eine Übersicht über die gesamten Ergebnisse und die Zuverlässigkeit der Zusammenhänge zeigt BARTHEL (1980).

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

$$\text{a) } d = 12 \text{ m (= 40 ft) bei}$$

$$H = 1,95 \text{ m (= 6,4 ft)}$$

$$U = 19,8 \text{ m/s (= 44,3 mph)}$$

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

$$\text{b) } d = 12 \text{ m (= 40 ft)}$$

$$H = 1,10 \text{ m (= 3,6 ft)}$$

$$U = 14 \text{ m/s (= 31 mph)}$$

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 \bar{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 Diagrammen 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 bis 19 m/s nach ca. 8 Stunden Einwirkdauer registriert. 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:

$$T_{H_{1/3}} = \frac{1}{g} (1,03 U + 42,71) \text{ [s]}$$

$$\text{bis } T_{H_{1/3}} = \frac{1}{g} (5,74 U - 3,35) \text{ [s]}$$

$$\text{bzw. } \bar{T} = \frac{1}{g} (0,69 U + 19,13) \text{ [s]}$$

$$\text{bis } \bar{T} = \frac{1}{g} (4,03 U - 1,5) \text{ [s]}$$

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 BARTHEL (1980).

Für einen konstruierten Fall

$$U = 10 \text{ m/s}$$

$$\text{Dauer} = 2 \text{ Stunden}$$

ergeben sich nach verschiedenen Autoren folgende kennzeichnenden Perioden $T_{H_{1/3}}$:

NAVAL WEATHER SERVICE (Tiefwasser) (1954):	$T_{H_{1/3}} = 3,8 \text{ s}$
ARTHUR (Tiefwasser) (1951):	$T_{H_{1/3}} = 2,4 \text{ s}$
BRETSCHNEIDER (1958):	$T_{H_{1/3}} = 4,2 \text{ s}$
CERC (1966):	$T_{H_{1/3}} = 7,2 \text{ s}$
Weser-Ästuar (ST):	$T_{H_{1/3}} = 5,4 \text{ s}$
(RSW):	$T_{H_{1/3}} = 5,0 \text{ bis } 5,2 \text{ s}$
(RSO):	$T_{H_{1/3}} = 5,0 \text{ bis } 8,3 \text{ s}$
(TPW):	$T_{H_{1/3}} = 3,8 \text{ bis } 3,9 \text{ s}$
(TPO):	$T_{H_{1/3}} = 5,3 \text{ bis } 6,8 \text{ s}$

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 bis 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 werden 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 Wassertiefe beeinflusst, wenn

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

wird.

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

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

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

$$T = f(d) \text{ oder } H = f(d)$$

aufzustellen. Vielmehr ist es für den planenden Ingenieur wichtig, zu wissen, welche oberen Grenzen der Wellenhöhen bei bestimmter Wassertiefe möglich sind.

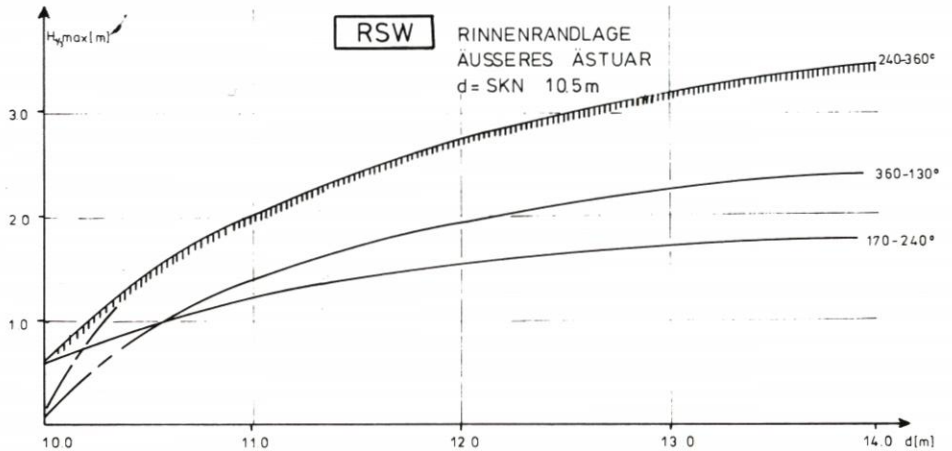
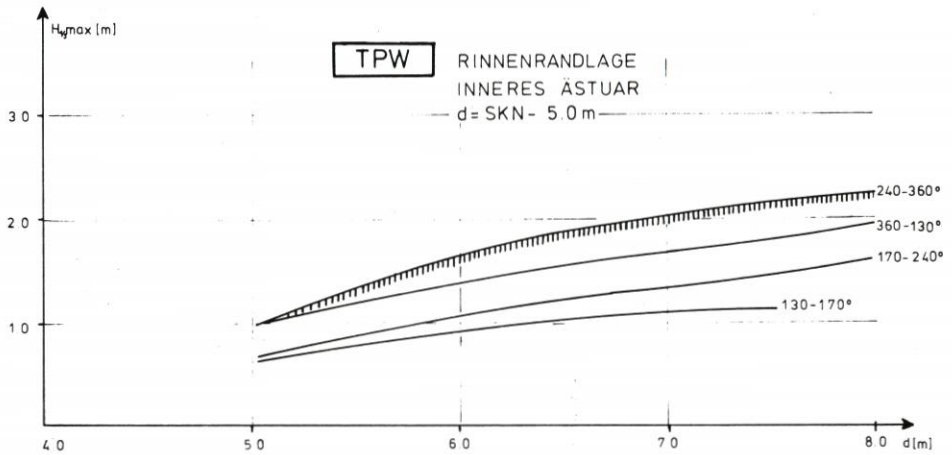
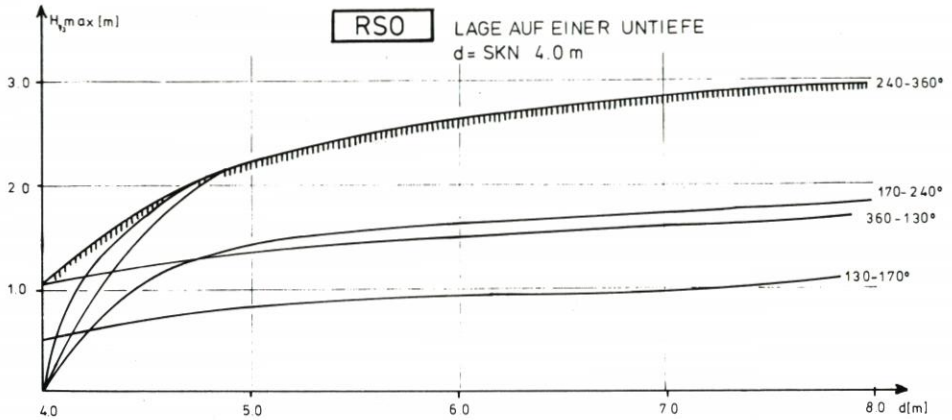
Die o. a. Bedingung trifft bei den vorliegenden Meßergebnissen bei normalen Tideverhältnissen an den Stationen RSW, RSO, TPW und TPO zu. Bei ST werden erst bei außergewöhnlichen Wetterlagen die Wellenlängen, -höhen und -perioden so groß, daß eine wesentliche Beeinflussung durch die Wassertiefe eintritt.

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

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

darzustellen (Abb. 4.4 und 4.5).

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

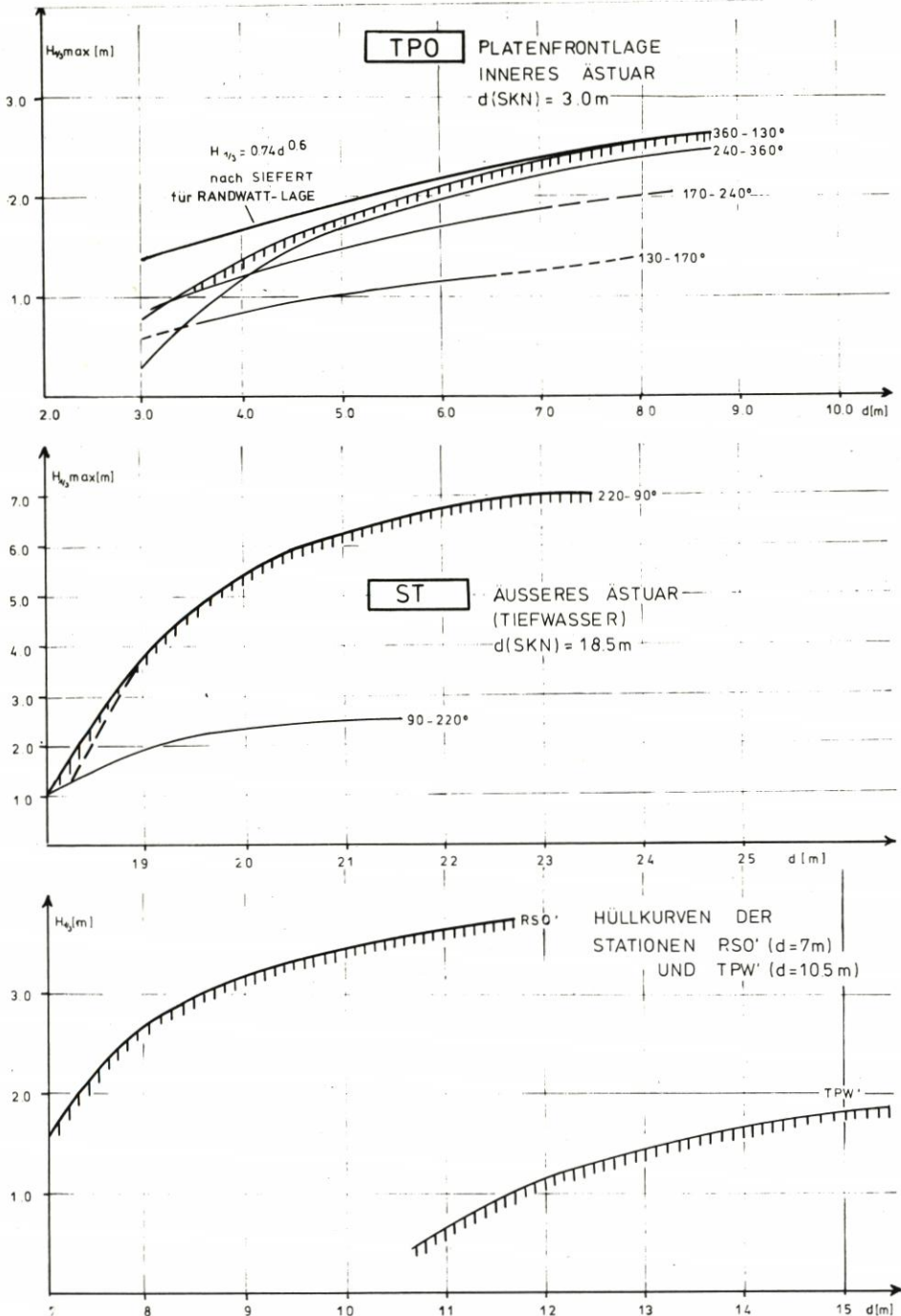


MAXIMA DER SIGNIFIKANTEN WELLENHÖHEN $H_{1/3}$
IN ABHÄNGIGKEIT VON DER WASSERTIEFE

(FÜR VERSCHIEDENE WINDRICHTUNGEN)

ABB. 4.4

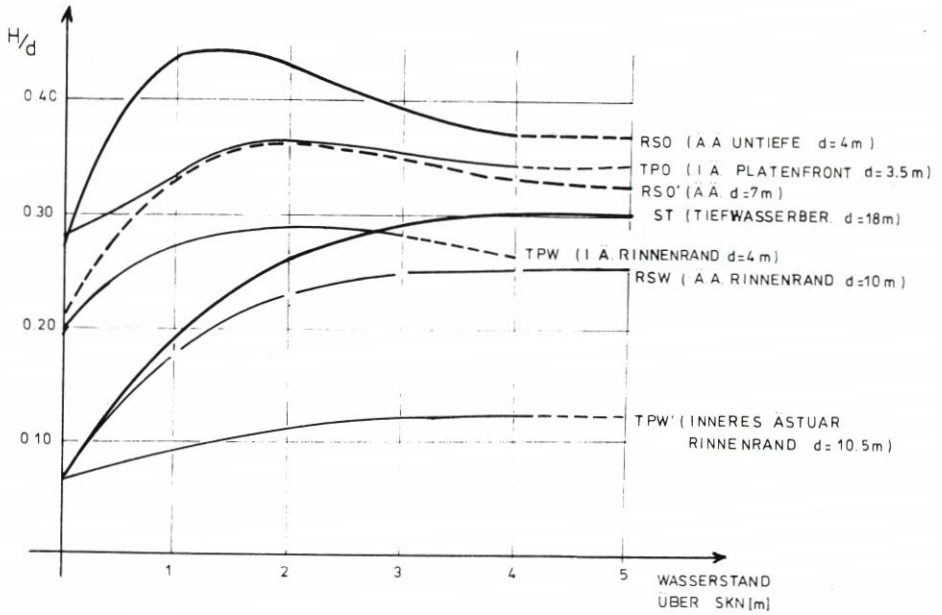
Abb. 4.4 Obere Grenze der maximalen kennzeichnenden Wellenhöhen $H_{1/3}$ für 5 Stationen



MAXIMA DER SIGNIFIKANTEN WELLENHÖHEN $H_{1/3}$
 IN ABHÄNGIGKEIT VON DER WASSERTIEFE
 (FÜR VERSCHIEDENE WINDRICHTUNGEN)

ABB. 4.5

Abb. 4.5 Obere Grenze der maximalen kennzeichnenden Wellenhöhen $H_{1/3}$ für 5 Stationen



ÄNDERUNG DES VERHÄLTNISSSES $H_{1/3}/d$
MIT DER WASSERTIEFE d

STATION	SKN	+1m	+2m	+3m	+4m	+5m
ST	0.06	0.19	0.26	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

Abb. 4.6 Änderung des Verhältnisses $H_{1/3}/d$

Seegang 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 bis 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 bis NO einen größeren Einfluß. In Abb. 4.5 ist die von SIEFERT (1974) ermittelte Abhängigkeit für Randwattlagen (Brandungszone)

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

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

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

Die Stationen RSO und TPW mußten nach Verlust der Meßpfahlstationen mit wave-riider-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. 4.5 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:

1. ST (offenes Wasser): $H_{1/3 \max} = 7,0 \text{ m}$
2. RSW (Rinnenrandlage im Riffgebiet): $H_{1/3 \max} = 3,5 \text{ bis } 4,0 \text{ m}$
3. RSO (Lage auf einer Untiefe im Riffgebiet): $H_{1/3 \max} = 3,0 \text{ m}$
4. RSO' (Leelage hinter einer Untiefe im Riffgebiet): $H_{1/3 \max} = 3,5 \text{ bis } 4,0 \text{ m}$
5. TPW (Rinnenrandlage im Platenbereich): $H_{1/3 \max} = 2,5 \text{ bis } 3,0 \text{ m}$
6. TPW' (w. o., im tieferen Wasser): $H_{1/3 \max} = 2,0 \text{ m}$
(Offensichtlich treten hier an der steilen Unterwasserkante im flachen Wasser Reflexionseffekte auf, die zur Vergrößerung der Wellenhöhe führen.)
7. TPO (Platenfrontlage): $H_{1/3 \max} = 2,5 \text{ m}$

Abb. 4.6 faßt die o. a. Ergebnisse zusammen. Die Änderung des Verhältnisses $H_{1/3}/d$ 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 Flachwasserstationen RSO, TPO und TPW der Verhältniswert zunächst stark ansteigt, 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

$$H/d = f(\text{Topografie})$$

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 $H_{1/3}/d$ zunächst um 17 % ab, beim weiteren Vordringen des Seegangs in das innere Ästuar um weitere 43 %.

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

t_o = Tiefwasserbereich

t_i = inneres Ästuar

t_a = äußeres Ästuar

$t_i = 0,4 t_o$ $t_a = 0,83 t_o$ $t_i = 0,48 t_a$

für Wassertiefen $d \geq 10$ 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') erfolgt 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 $d = 4-7$ m

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

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

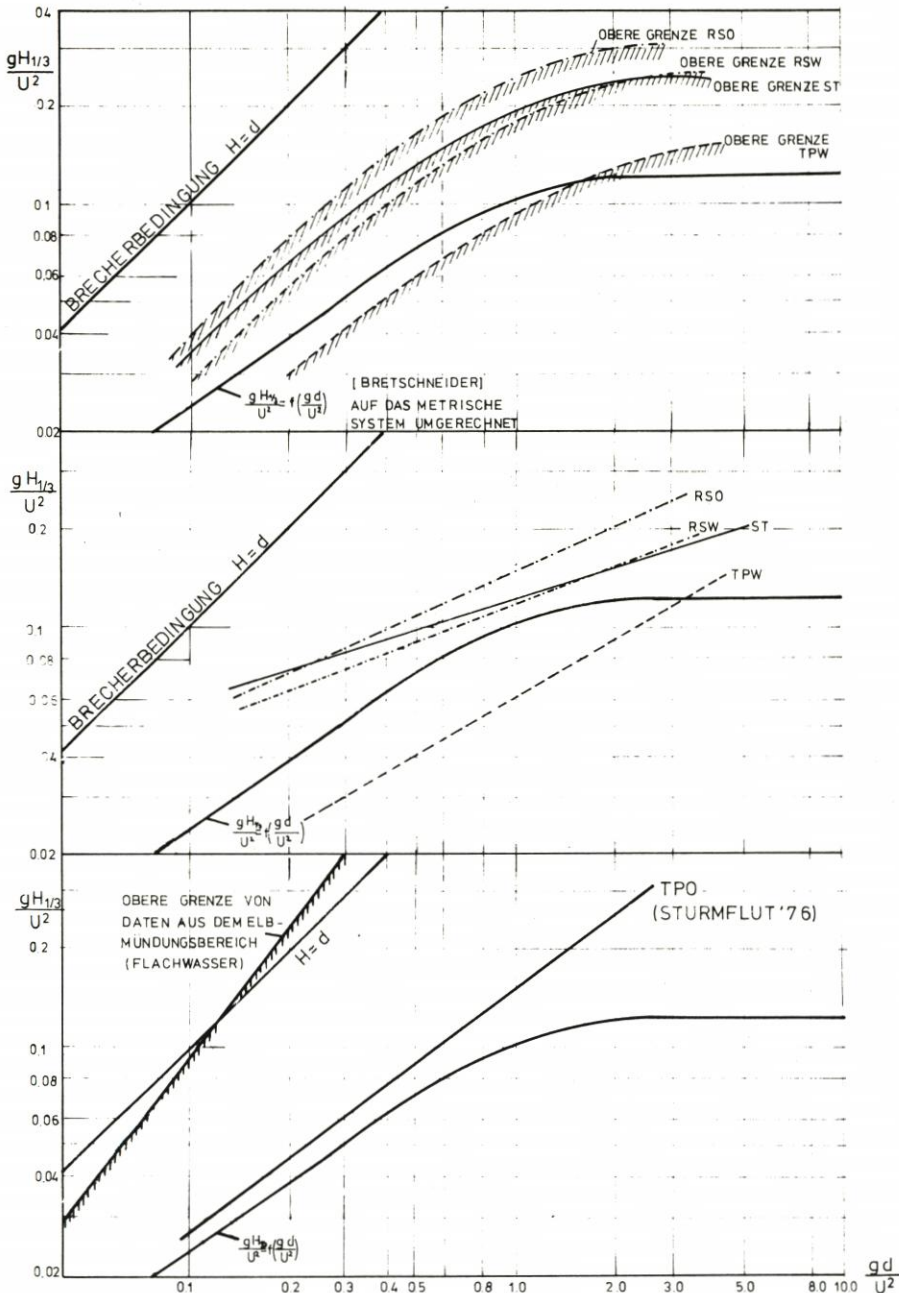
erfüllt. Lediglich bei außergewöhnlichen Sturmweatherlagen kann dieses Verhältnis überschritten werden. Bei der Sturmflut 1976 wurde der Grenzwert zweimal überschritten. Der Maximalwert lag bei

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

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. 4.7 ist die theoretische Abhängigkeit nach BRETSCHNEIDER im Vergleich zu ausgewählten Meßreihen (20'-Scribe) aus der Außenweser dargestellt. Die dabei feststellbaren Abweichungen – der Übersicht halber sind nur die Ausgleichsgeraden und Grenzen der Streubereiche der Datenkollektive dargestellt – zeigen, daß die in den Kurvenscharen von BRETSCHNEIDER dargestellten Verhältnisse nicht ohne weiteres auf Verhältnisse an der Nordseeküste, insbesondere in Ästuaren, übertragbar sind.

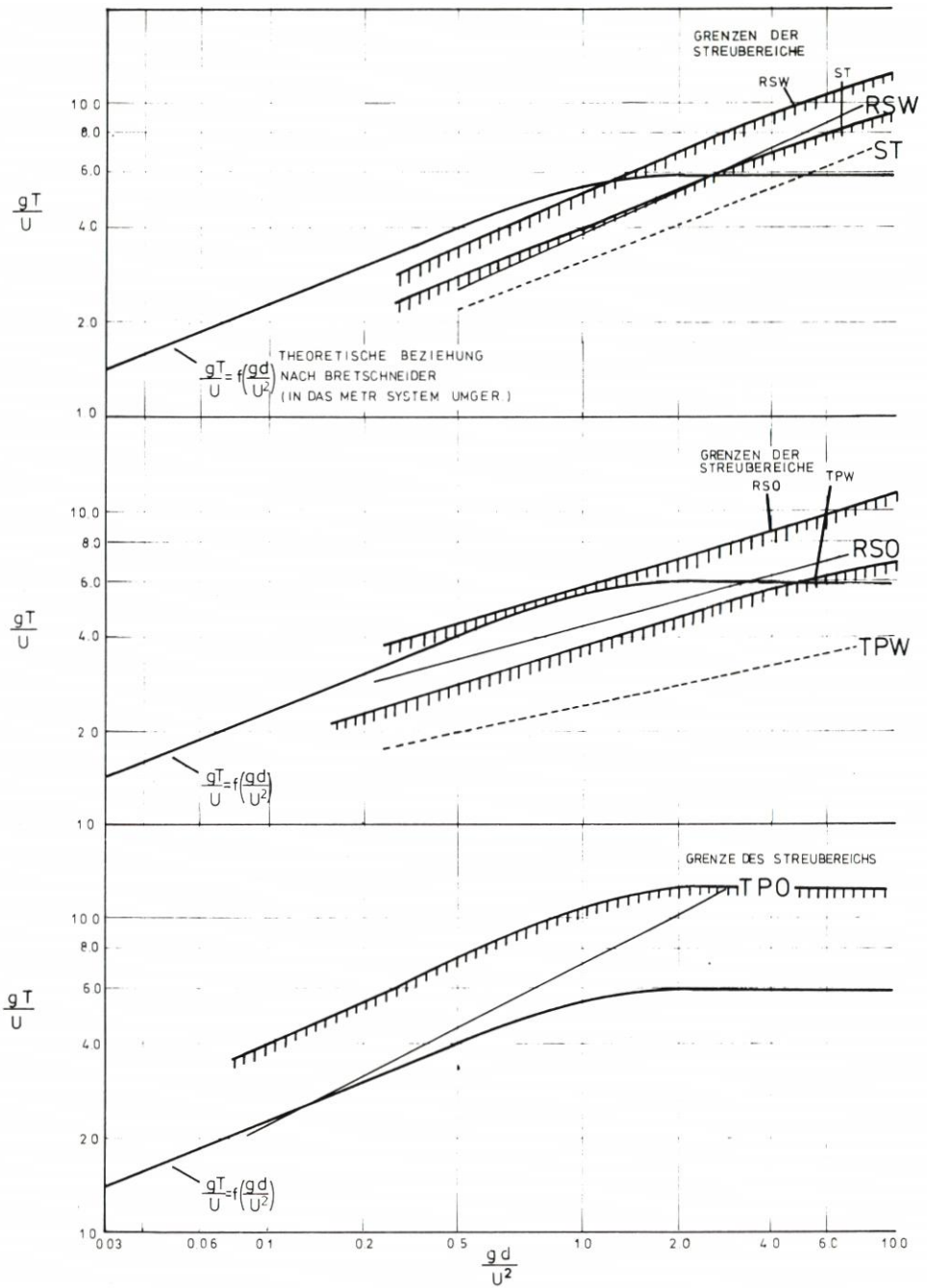
Die besonders aus dem Gesamtfeld herausfallende Station TPW zeigt den Einfluß der geschützten Lage im inneren Ästuar, der sich bereits in Abb. 4.6 bemerkbar machte. Die Ergebnisse der anderen Stationen liegen im allgemeinen höher, als nach dem theoretischen



SIGNIFIKANTE WELLENHÖHE $H_{1/3}$ IN ABHÄNGIGKEIT VON DER Wassertiefe (nach BRETSCHNEIDER)

OBERE GRENZEN UND AUSGLEICHGERADEN DER DATEN
 IM WESERÄSTUAR - WINDRICHTUNG SW-WNW
 FETCHLÄNGE $F_M = 6000m$

Abb. 4.7 Vergleich mit den Beziehungen nach BRETSCHNEIDER (Höhen)



SIGNIFIKANTE WELLENPERIODE $T_{H1/3}$ IN ABHÄNGIGKEIT VON DER WASSERTIEFE

Abb. 4.8 Vergleich mit den Beziehungen nach BRETSCHNEIDER (Perioden)

Verfahren zu erwarten ist, erreichen aber nicht die steile Grenze, die SIEFERT (1974) aus den Messungen im Watt vor der Elbmündung ermittelt hat (Abb. 4.7, unterer Teil). Auch bei Annahme größerer Fetchlängen wird zwar die Form der von BRETSCHNEIDER (1954) ermittelten Kurvenschar reproduziert, die Steigungen sind jedoch allgemein größer, und die Ausgleichsgeraden der Einzelwerte deuten auf höhere Wellenwerte.

Abb. 4.8 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 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 und 4.3 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. 4.9 zeigt eine Übersicht über die mittleren Strömungsverhältnisse im Ästuar.

Gleiche Verhältnisse, d. h. Schnitt der Geraden für E und F (Abb. 4.2 und 4.3), 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 mit Stärken um 20 m/s ergeben sich bei den einzelnen Stationen folgende Unterschiede in den kennzeichnenden Perioden $T_{H1/3}$ zwischen Ebb- (T_E) 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:	$T_F = 1,26 T_E$ (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, fan-

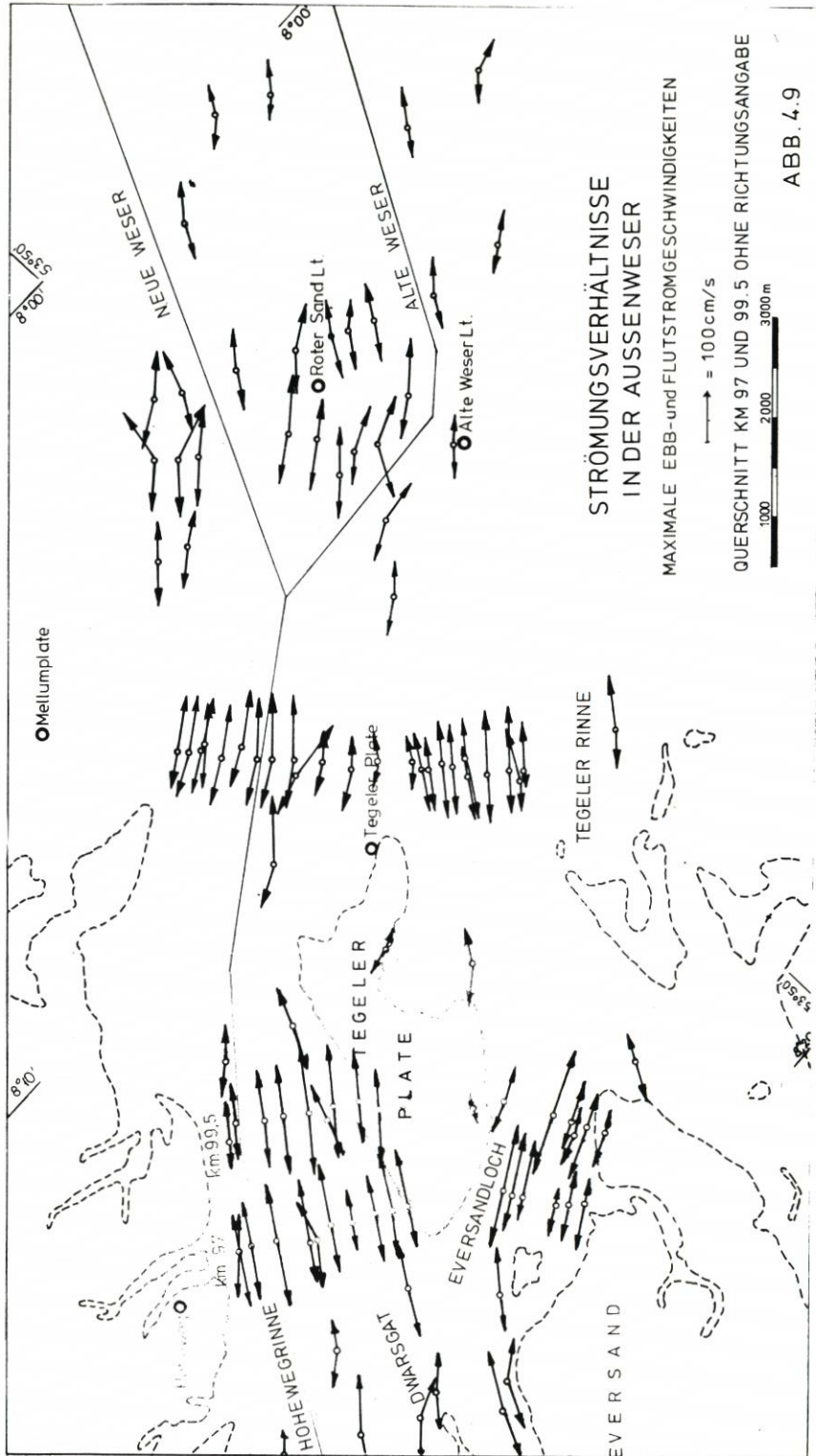


Abb. 4.9 Strömungsgeschwindigkeiten in der Aussenweser

den heraus, daß bei größeren Strömungsgeschwindigkeiten Energie- und damit Höhenverluste durch „crest-spilling“ auftraten. In einer theoretischen Studie über die Wechselwirkung von Oberflächenwellen (STOKE'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 Wellenbewegung, 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:

$$\frac{H}{H_0} = \sqrt{\frac{2}{1 + \frac{4v}{c_0} + \sqrt{1 + \frac{4v}{c_0}}}}$$

$$c_0 = \frac{gT}{2\pi} \quad (\text{tiefes Wasser})$$

$$c_0 = \sqrt{g \cdot d} \quad (\text{Flachwasser})$$

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

$$v \geq \frac{c_0}{4}$$

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

$$v \geq 0,39 \frac{T}{2\pi} \quad (\text{tiefes Wasser}) \text{ bzw.}$$

$$v \geq 0,78 \sqrt{d} \quad (\text{Flachwasser}) \text{ ist.}$$

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

$$v = 1,6 \text{ bis } 3,0 \text{ m/s}$$

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

$$v = 1,6 \text{ bis } 2,4 \text{ m/s}$$

legt man Wassertiefen von 4 bis 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 $> 1,5 \text{ m/s}$ nur in den tieferen Rinnen zu finden ($d > 10 \text{ m}$).

Aus den vorliegenden Meßserien wurden solche herausgesucht, bei denen sich die Windstärke über einen längeren Zeitraum nicht wesentlich änderte. Abb. 4.10 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 Richtungen lagen zwischen SO bis 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

STATION RSW

MESSUNG VOM 24.+25.10.1978

WIND SO-S IN RINNENLÄNGSRICHTUNG MIT DEM EBBSTROM

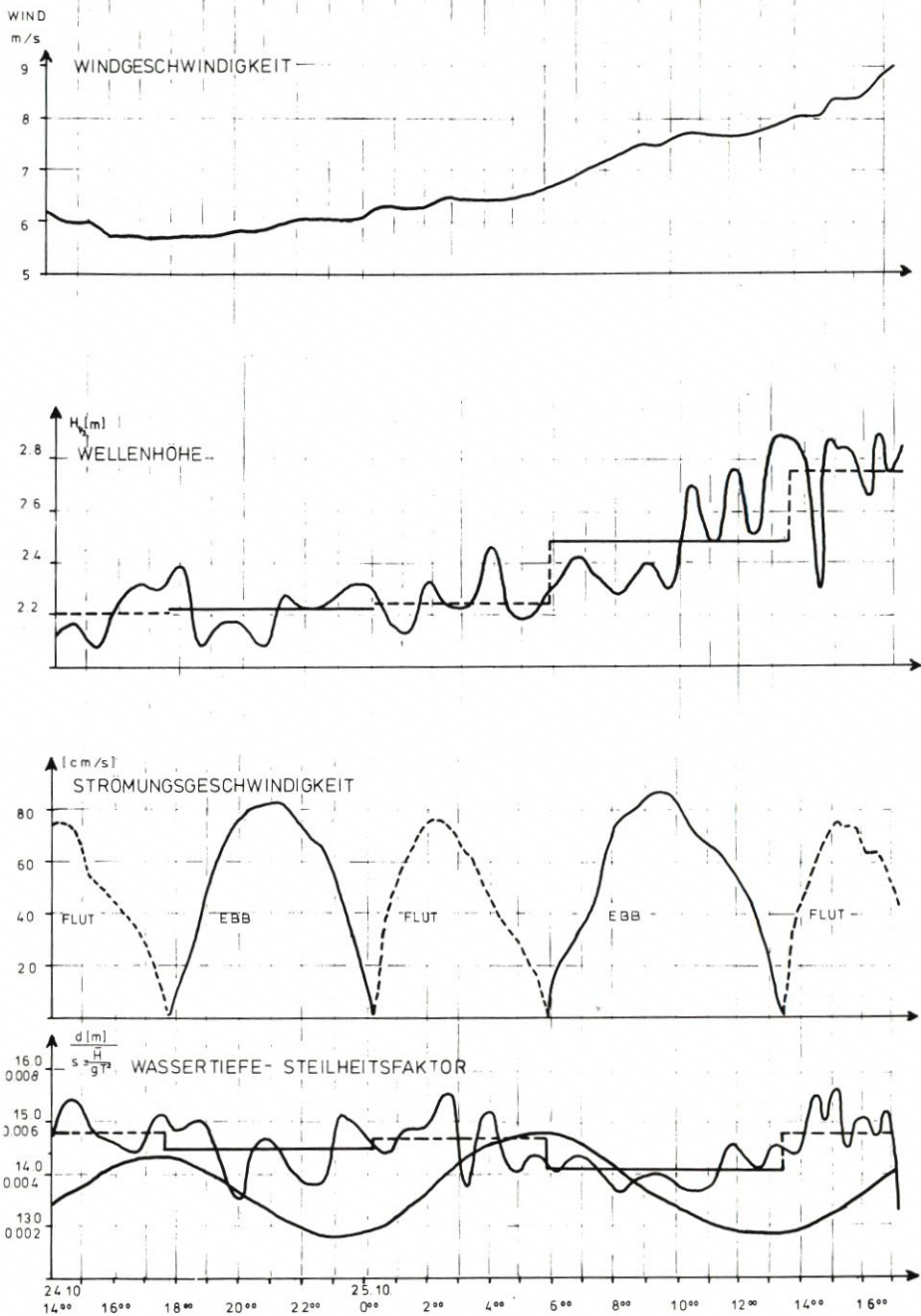


Abb. 4.10 Station RSW – Messung vom 24./25. 10. 78

STATION TPW
 MESSUNG VOM 27. + 30.4.1979
 WIND WNW - NW

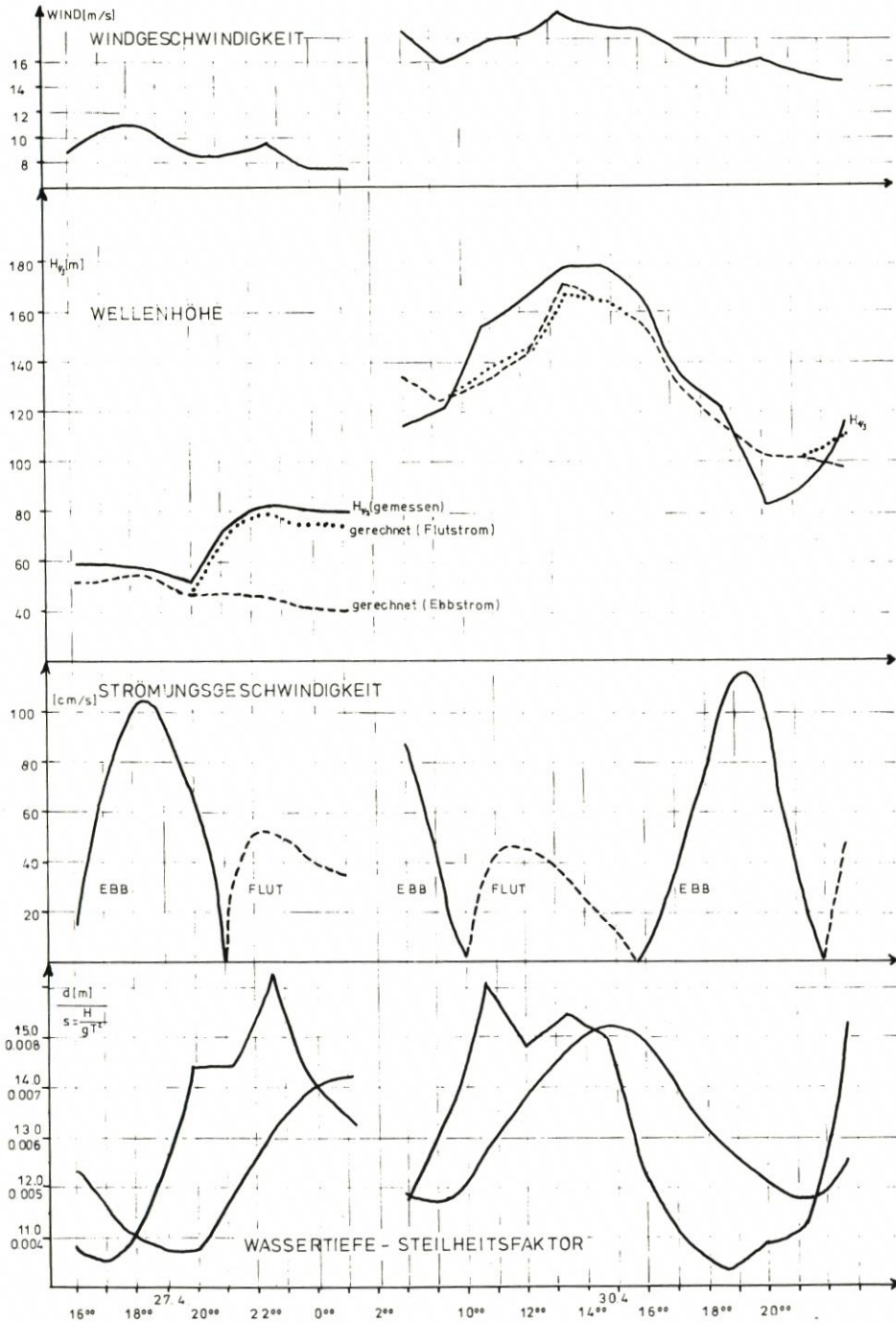


Abb. 4.11 Station TPW - Messung vom 27./30. 4. 79

jeweilige Strömungsphase gemittelten Höhen $H_{1/3}$ scheinen ebenfalls unmittelbar vom Wind abzuhängen. Unter den Ganglinien der Strömungsgeschwindigkeit sind die des Steilheitsfaktors

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

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 \bar{T} liegt der Steilheitsfaktor bei mit der Wellenfortschrittsrichtung verlaufender Strömung niedriger als bei entgegengesetzt laufender Strömung.

Da eine wesentliche Beeinflussung von s durch \bar{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. 4.2) 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. 4.11).

Nach den in Abschnitt 4.1 gefundenen Beziehungen (s. auch Abb. 4.6) wurden die kennzeichnenden Höhen $H_{1/3}$ über den gesamten Verlauf der Messung jeweils für Ebb- und Flutstrom berechnet und im Vergleich zu den tatsächlich gemessenen Höhen aufgetragen. Man erkennt, daß bei vergleichsweise geringen Wellenhöhen der Einfluß der Tideströmung sich stark bemerkbar macht (27. 4. 20.00 Uhr bis 28. 4. 1.00 Uhr; 30. 4. 21.00 bis 23.00 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 \bar{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

$$\frac{H}{H_0} = \sqrt{\frac{2}{1 + \frac{4v}{c_0} + \sqrt{1 + \frac{4v}{c_0}}}}$$

muß im Ästuarbereich vorläufig auf den Bereich

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

beschränkt werden. Hierzu sind jedoch noch eingehende Untersuchungen erforderlich.

4.4 Veränderung der Seegangparameter 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 Seegangparameter zunächst nur an den bereits o. a. Stationen erfaßt 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 \bar{T} und den mittleren Höhen \bar{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 \bar{H} und \bar{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

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

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

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

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 \bar{H} und \bar{T} starken Schwankungen unterworfen sind. Dabei ist besonders herauszustellen, daß im inneren Ästuar (TPO) in Watrandlagen bei extremen Windlagen (Sturmflut) lange Wellen auftreten, während im äußeren Ästuar (ST) mit zunehmendem Wind die Wellen steiler und kürzer werden (Abb. 4.12 und folgende Tabelle).

Wellenhöhen

	\bar{H}	$H_{1/3}$	$H_{1/10}$	H_{\max}
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

Wellenperioden

	\bar{T}	$T_{H1/3}$	$T_{H1/10}$	T_{max}
Inneres Ästuar (TPO)				
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 bis 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.

Die Beziehung umfaßt demnach den Bereich von

$$\bar{T} = 1,4 \bar{H} + 3,2$$

bis

$$\bar{T} = 3,5 \bar{H} + 2,0$$

(tiefes Wasser)
(Flachwasser)

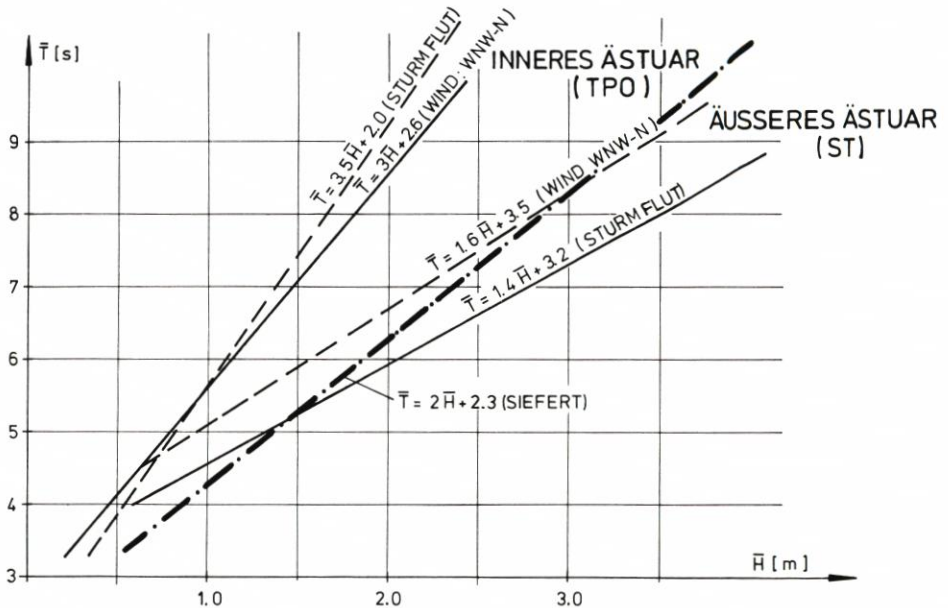


Abb. 4.12 Zusammenhang zwischen mittlerer Wellenperiode und -höhe

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

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

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

Eingehende Untersuchungen über das Verhältnis \bar{H} zu \bar{T} bei verschiedenen Windrichtungen sind bei BARTHEL (1980) zu finden.

GALVIN, TENNEY und SEELIG (1970) haben bei vergleichenden Untersuchungen zwischen küstennahem und küstenfernem Seegang das Verhältnis

$$\begin{aligned} H &= 0,086 T \\ T &= 11,628 H \end{aligned}$$

(Strand)

$$\begin{aligned} H &= 0,179 T - 0,214 \\ T &= 5,586 H + 1,196 \end{aligned}$$

und
(tiefes Wasser)

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 von SIEFERT (1974) bei einer Interpretation der Messungen von BRETSCHNEIDER (1954) im Golf von Mexico 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

$$\begin{aligned} \bar{T} &= 1,4 \bar{H} + 3,2 \\ \text{und } \bar{T} &= 3,5 \bar{H} + 2,0 \end{aligned}$$

liegen.

In gleicher Weise können auch Angaben über die Steilheitsfaktoren

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

im untersuchten Gebiet gemacht werden. Bei allen bisherigen Untersuchungen über die Änderung des Steilheitsfaktors bei Einlaufen des Seegangs in Flachwassergebiet 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

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

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

$$s = 0,57 \text{ bis } 0,66$$

zu und bleibt dann konstant. Dabei liegen die Steilheiten bei außergewöhnlichen Wetterlagen, wie bereits oben erwähnt, höher (Abb. 4.13).

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

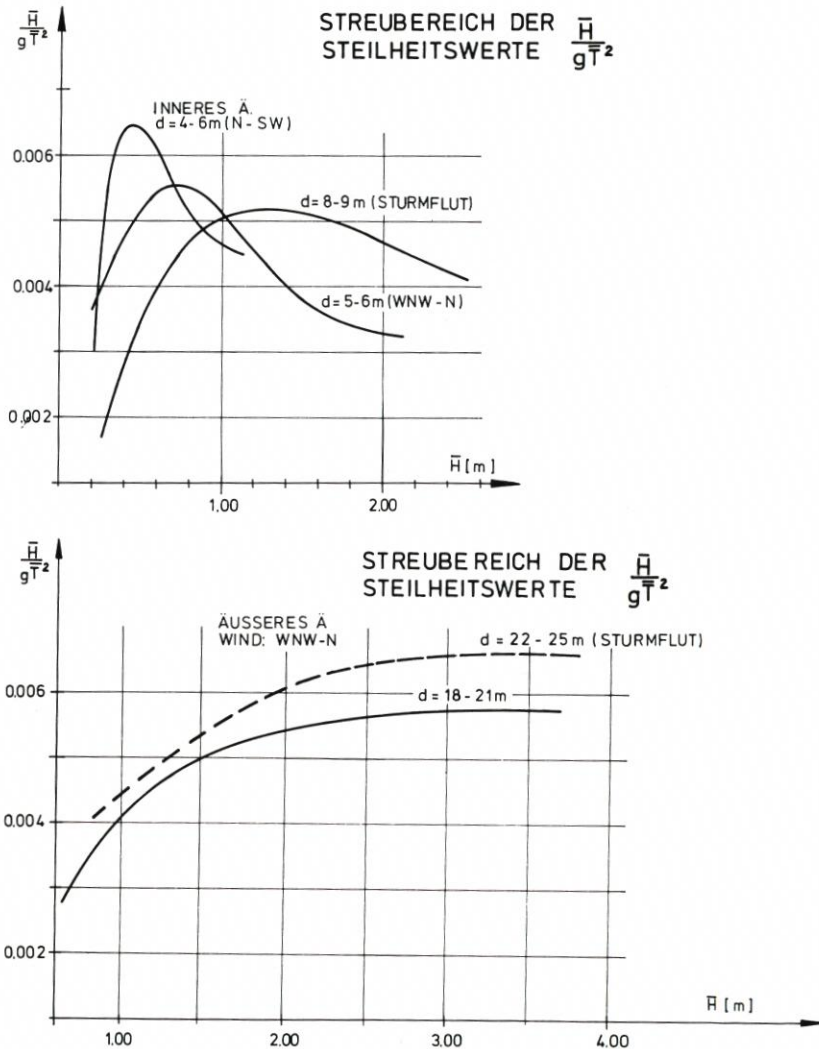


Abb. 4.13 Abhängigkeit des Steilheitsmaßes s von der mittleren Wellenhöhe \bar{H}

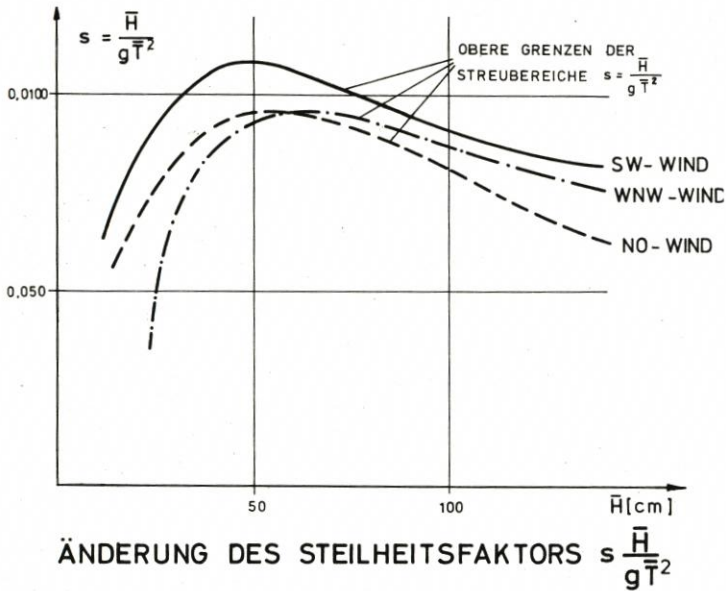


Abb. 4.14 Steilheitsfaktoren bei TPW bei verschiedenen Windrichtungen

nicht nur auf der dem Wattgebiet vorgelagerten Station TPO, sondern auch in der tiefen Rinne bei TPW beobachtet werden (Abb. 4.14).

Abb. 4.15 zeigt schematisiert die Veränderung der Wellensteilheit in den verschiedenen Bereichen des Ästuars. Bei höheren Wellen nehmen die Perioden kontinuierlich von draußen nach drinnen zu, die Steilheit nimmt mit zunehmendem Energie- und damit Höhenverlust ab. Bei kleineren Wellen ($H_{1/3} = 1,0$ bis $2,0$ m) nimmt die Steilheit im Riffbereich zunächst zu, um dann nach drinnen ebenfalls abzunehmen.

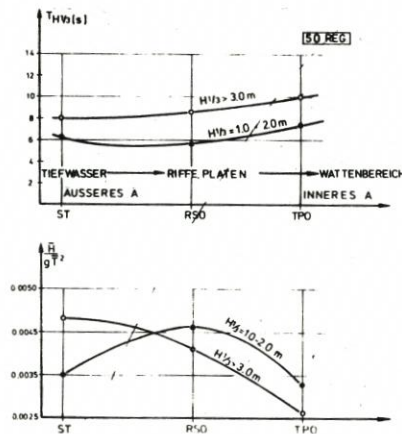


Abb. 4.15 Veränderung der Wellenperioden $T_{H_{1/3}}$ und des Steilheitsmaßes $S = \frac{\bar{H}}{g\bar{T}^2}$

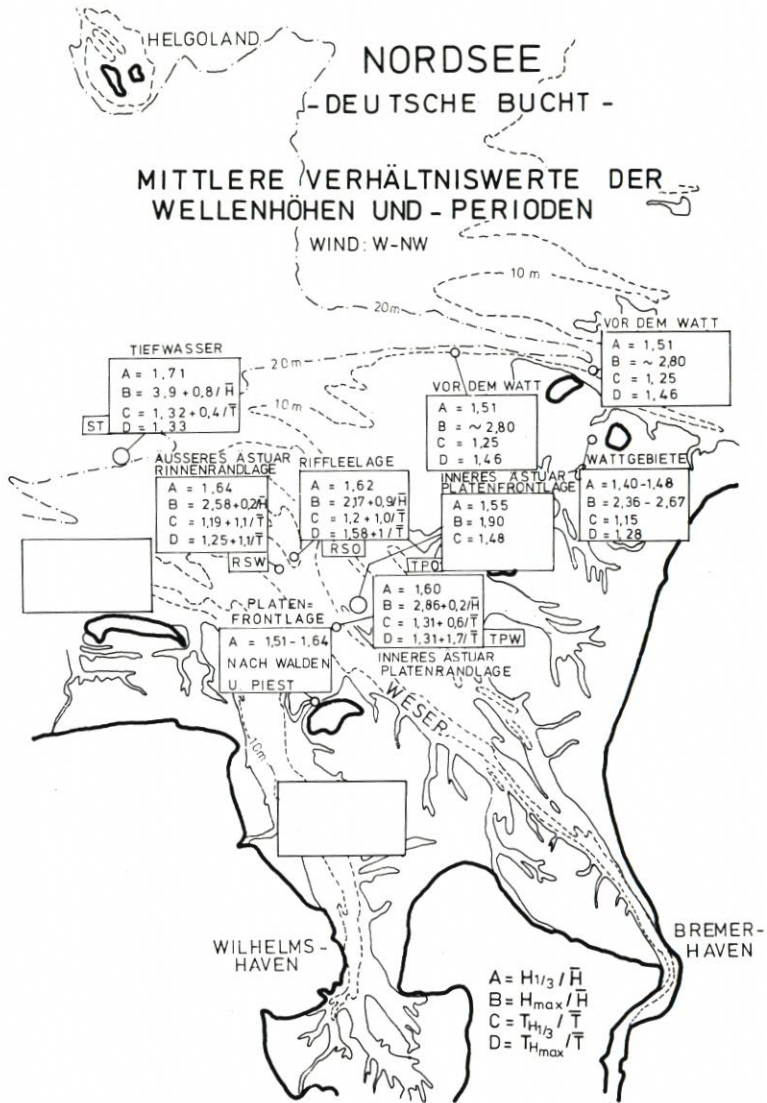


Abb. 4.16 Verhältnis kennzeichnender Höhen und Perioden im Küstenbereich der Jade-Weser-Elbe-Mündung

Im Rahmen dieses Meßprogramms wurden umfangreiche Untersuchungen über Höhen- und Periodenverteilungen durchgeführt, die bei BARTHEL (1980) eingehend beschrieben werden. Abb. 4.16 zeigt eine Übersicht über Verhältniswerte, die im Weser-Elbe-Raum bei langjährigen Messungen ermittelt wurden.

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

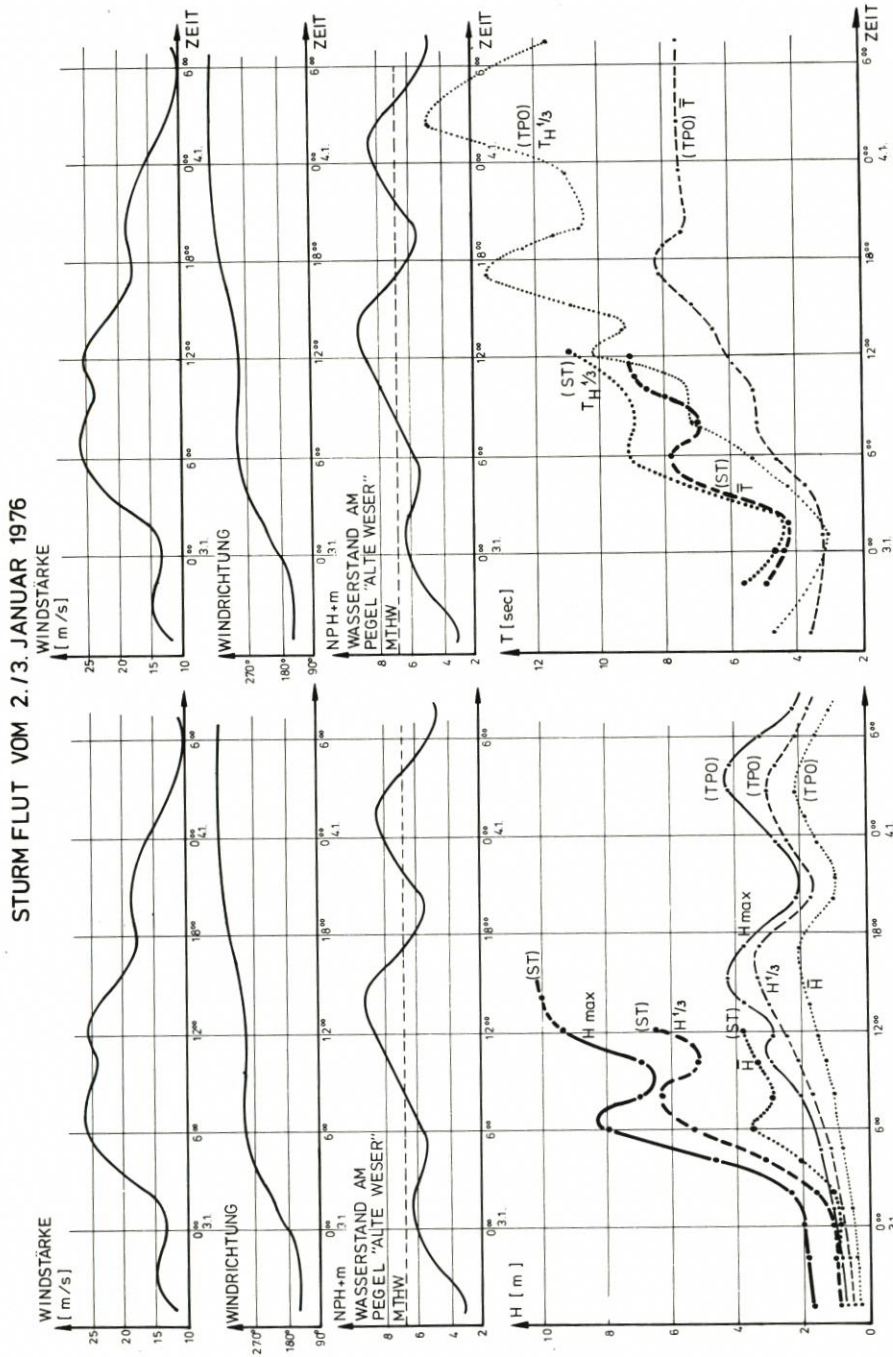


Abb. 4.18 Ganglinien der Messreihe vom 2./3. Januar 1976

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. 4.18 zeigt die Ganglinien von Wind, Wasserstand und den gemessenen Seegangsgößen.

Wie man sieht, wachsen die Wellenhöhen \bar{H} und $H_{1/3}$ 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 \bar{T} und $T_{H1/3}$ zeigen etwa das gleiche Verhalten in Abhängigkeit vom Windgeschehen. Erst mit etwa zwei Stunden Verzögerung erreichen im „inneren Ästuar“ die Wellenhöhen \bar{H} , $H_{1/3}$ und H_{max} 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 $T_{H1/3}$ bis auf Werte von 16 sec.

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

$$H_{max} = 0,78 d = (\text{für } d = 24,5) = \text{rd. } 19 \text{ m}$$

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 läßt auf eine Höhe von 12,0 bis 13,0 m schließen.

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

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

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

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

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

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

errechnet.

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

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

(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 Sturmweatherlagen nicht überschritten.

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

$$T_{Hmax} = 18,2 \text{ s}$$

Die daraus resultierenden Wellenlängen, die ohne weiteres auch Beträge $> 100 \text{ m}$ erreichen, können für Schiffe mit geringer underceel-clearance bereits ein Gefahrenmoment bilden.

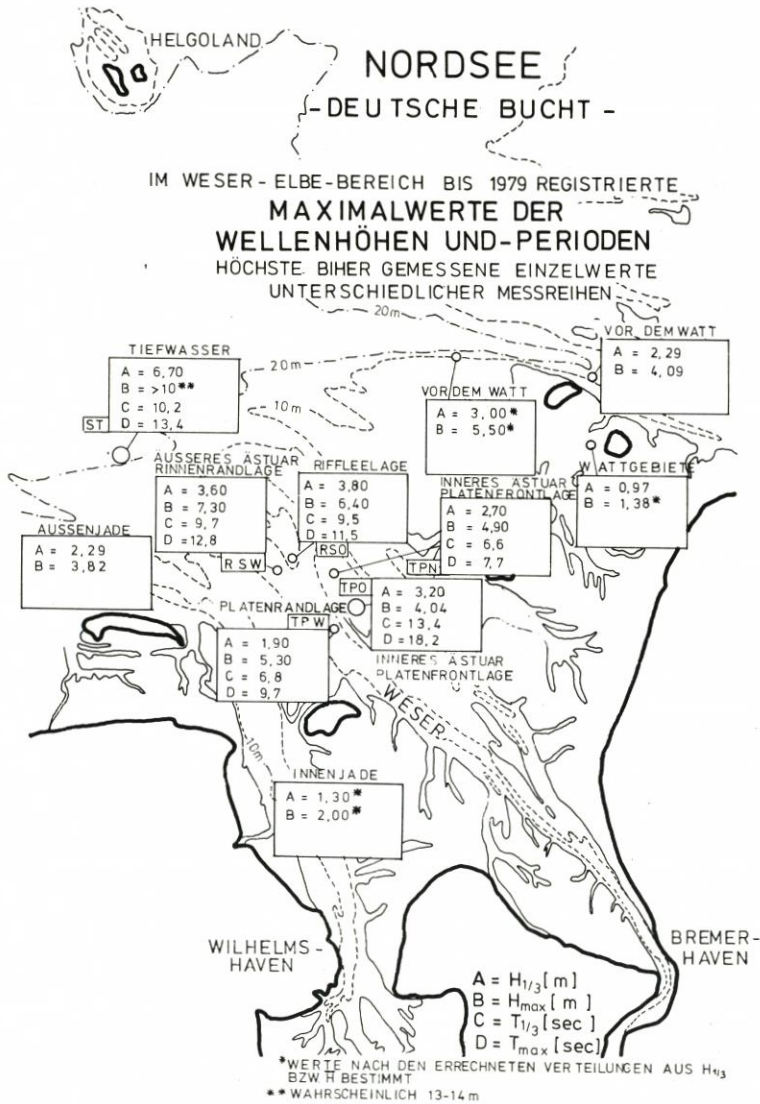


Abb. 4.17 Maximale Meßwerte im Bereich der Jade-Weser-Elbe-Mündung

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. 4.17 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 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 bis 15 Minuten (~ 100 Wellen) an. SILVESTER (1974) schlägt vor, eine Serie von 150 Wellen zu untersuchen.

Um die Bedingungen 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 2×17 und 1×34 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) FOURIER-Reihe wird als FOURIER-Transformation 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, stellte 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 Rechenzeiterparnis gegenüber den herkömmlichen FOURIER-Transformationen (Abb. 5.1).

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

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

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

Das Ergebnis der FOURIER-Transformation 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 (wave-rider-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 – Diskussion einiger Meßreihen

In der Literatur findet man eine Vielzahl von Hinweisen auf gemessene bzw. errechnete Seegangsspektren, die entweder in tiefem Wasser oder aber 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 Ästuar 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 insbesondere auf die folgenden Fragen eingegangen:

1. Wie ändern sich die Frequenzen bzw. Perioden hoher Energieanteile?

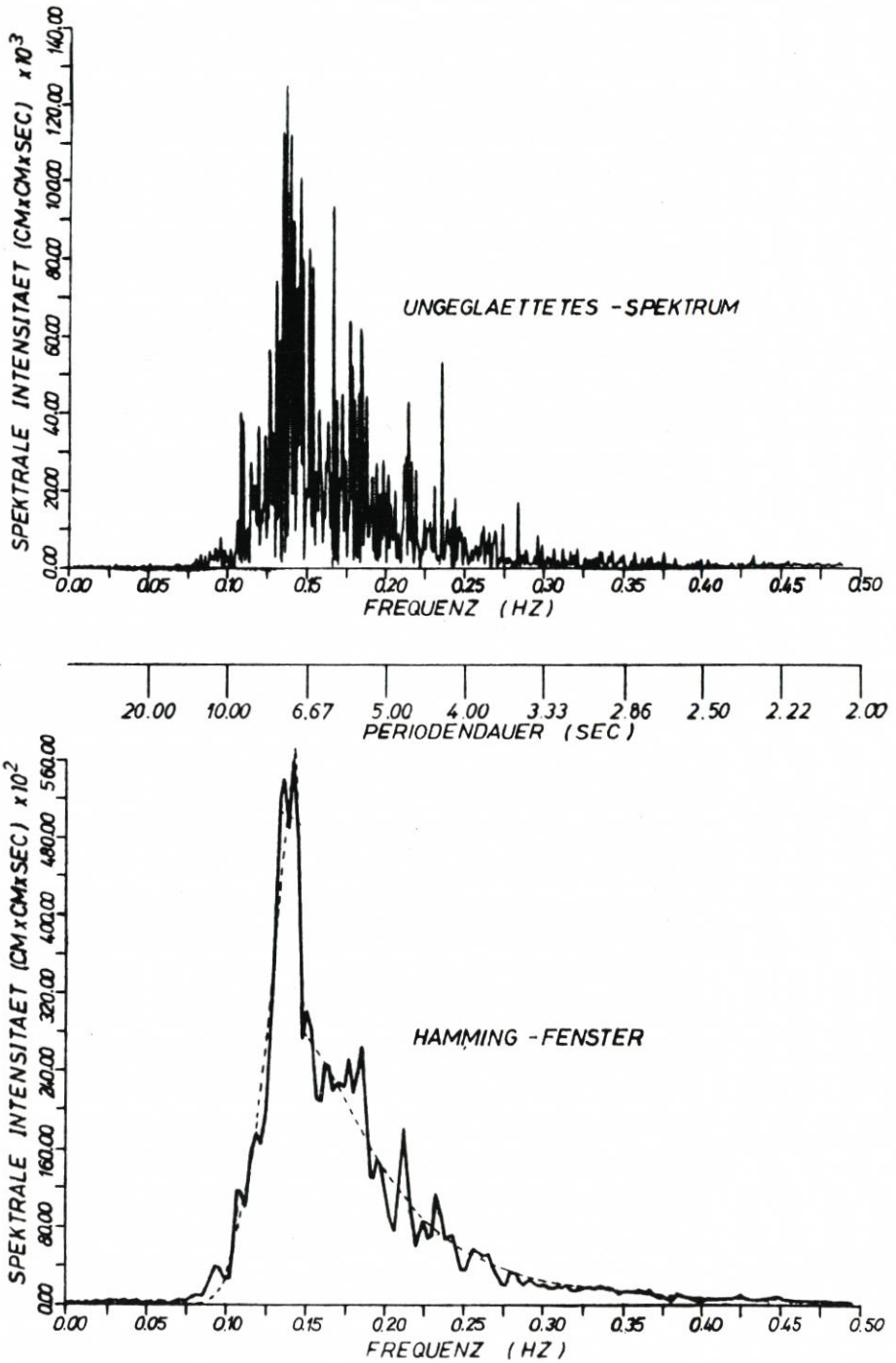


Abb. 5.2 Ungeglättetes und Hamming-geglättetes Energiespektrum

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.

Meßreihe 27. 4. 79 - 19.00 Uhr

Wind: 11 m/s - WNW (gleichbleibend)

	$H_{1/3}$ [m]	H_{max} [m]	\bar{T} [s]	T_{fo} [s]	m_o [cm ²]	$E_{f\ max}$ [cm ² · s]
ST	1,64	2,46	3,9	7,3	696	7943
RSW	1,56	2,42	4,1	4,6	559	4194
RSO'	1,65	2,66	3,5	4,5	541	3982
TPW'	0,52	0,93	2,1	5,1	85	714

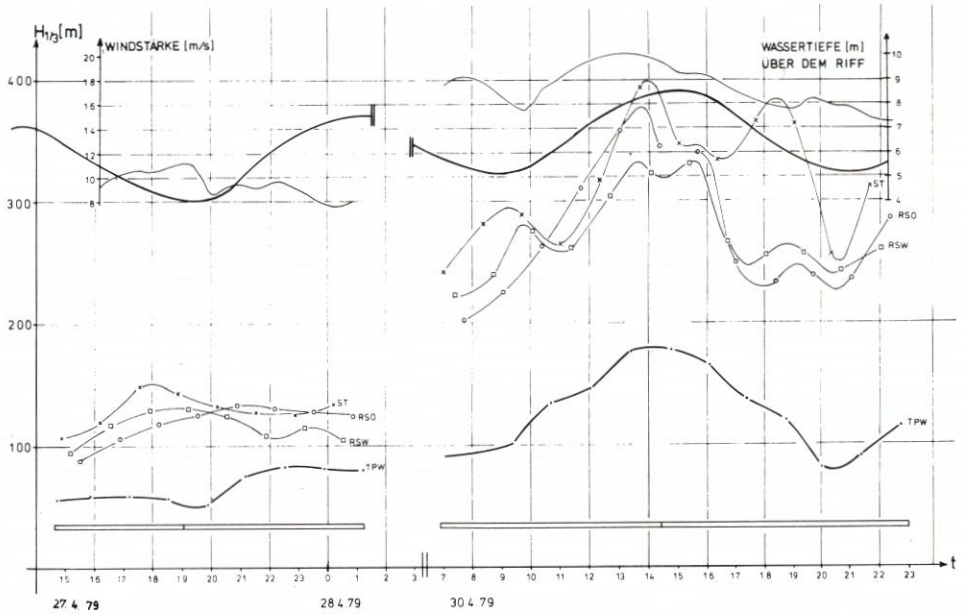
Abb. 5.3 zeigt die Ganglinien der gemessenen Seegangparameter mit Wind und Tide vom 27./30. 4. 79.

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 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 Wassertiefenverringernng und enger werdenden Rinnen die größten Energieverluste auf. Eindringender, langperiodischer Seegang mit leicht zunehmender Tendenz bei T_{fo} ist nach wie vor zu erkennen; Hauptenergieanteile liegen jedoch bei rd. 5 s und im kurzwelligen Bereich. Die max. Energiedichte ist bis auf $E_{f\ max} = 714$ cm² s gefallen.

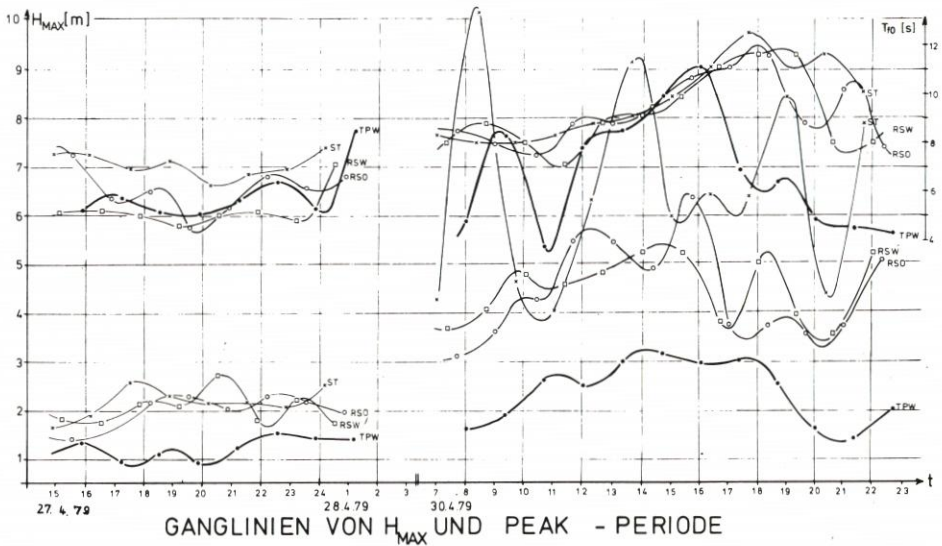
Meßreihe von 30. 4. 79 - 7.00 Uhr

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

	$H_{1/3}$ [m]	H_{max} [m]	\bar{T} [s]	T_{fo} [s]	m_o [cm ²]	$E_{f\ max}$ [cm ² · s]
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

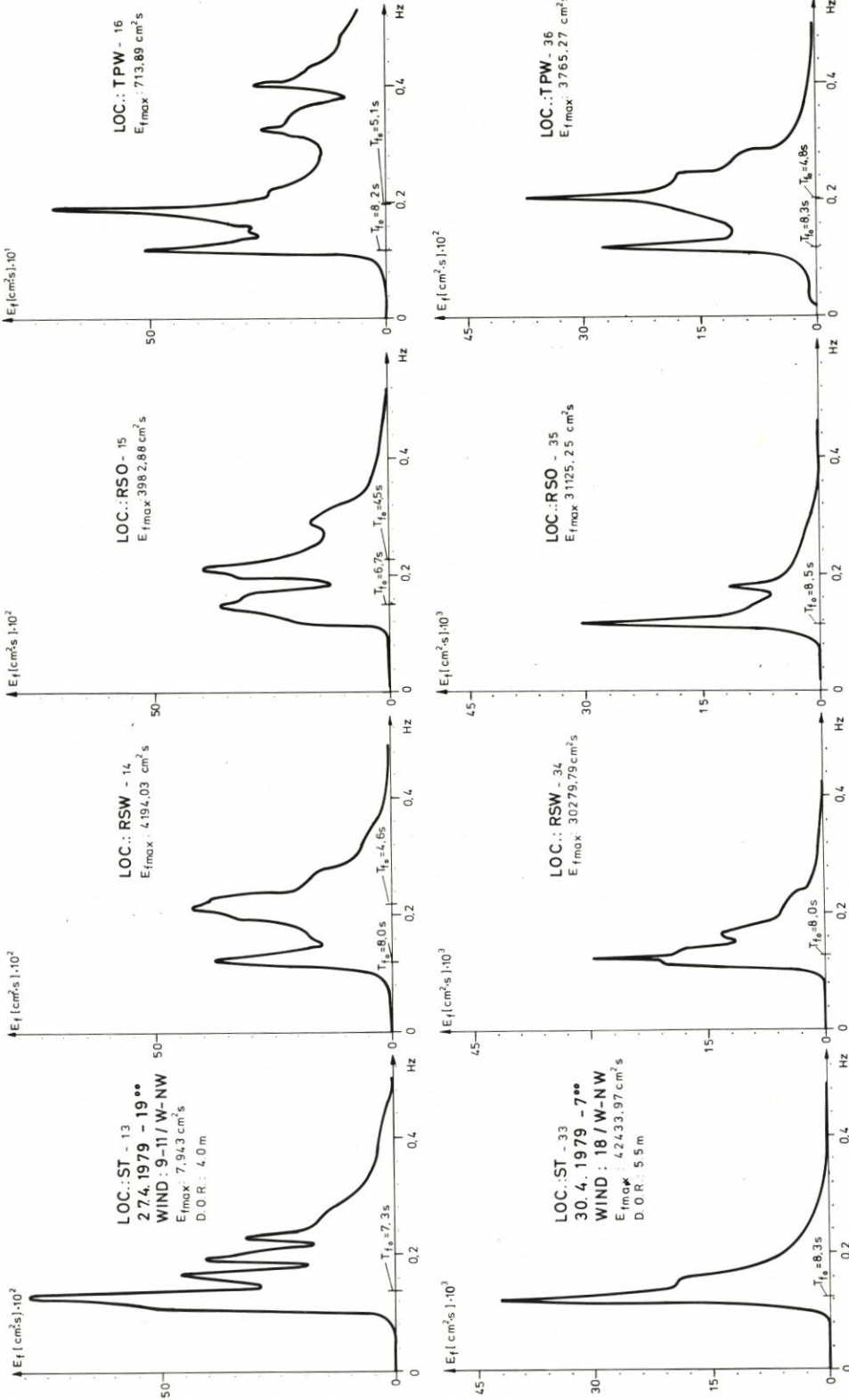


GANGLINIEN VON WIND, WASSERTIEFE UND $H_{1/3}$



GANGLINIEN VON H_{MAX} UND PEAK - PERIODE

Abb. 5.3 Ganglinien der Messung vom 27./30. 4. 79



ENERGIESPEKTREN IM WESERÄSTUAR

Abb. 5.4 Spektren Nr. 13-16 und 33-36

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 TPW' erheblich ab, und das Dichtemaximum verschiebt sich auf einen anderen Frequenzbereich. Die Frequenz des langwelligen Teils bleibt jedoch ohne große Änderung erhalten.

Meßreihe vom 30. 4. 79 - 10.00 Uhr

Wind: 16 m/s W (zunehmend)

	$H_{1/3}$ [m]	H_{\max} [m]	\bar{T} [s]	T_{fo} [s]	m_o [cm ²]	$E_{f \max}$ [cm ² · s]
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

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 $H_{1/3} = 2,64$ bis 2,89 m im Bereich des Riffes (Roter Grund) kaum Energie- bzw. Höhenverluste.

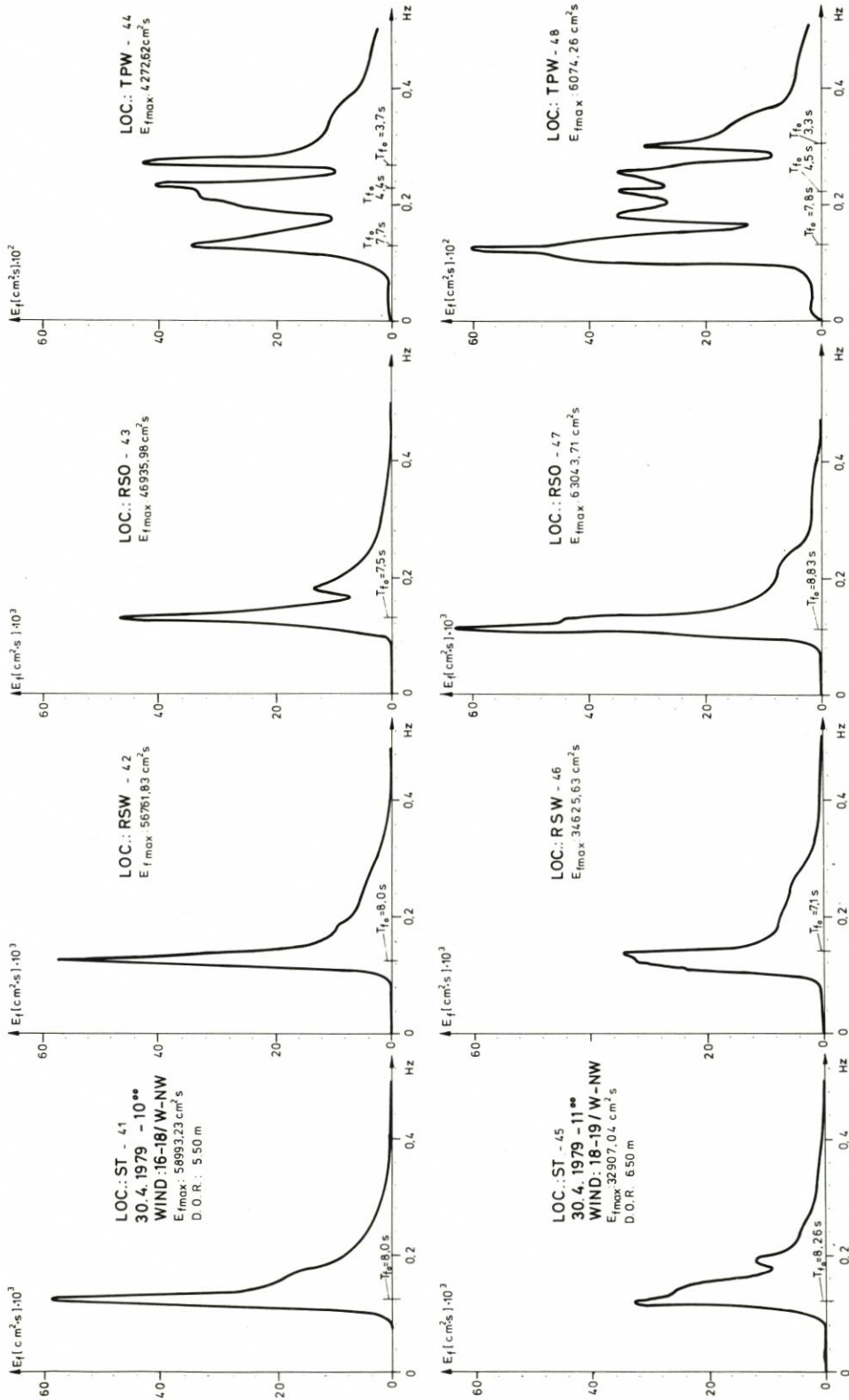
Bei RSO' ist wiederum eine geringe Abminderung der Peak-Periode festzustellen.

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 hier klar zu erkennen. Schwieriger ist die Definition der beiden Wellenfelder mit geringeren Perioden. Hier könnte es sich um örtliche Windsee und ihre Reflexion an der steilen Unterwasserböschung der Tegeler Plate handeln. Möglich sind aber auch zusätzliche Refraktion und Diffraction, die zu sich kreuzenden Systemen führen. Die dreiteilige Form dieses Spektrums tritt während der untersuchten Meßreihe wiederholt auf.

Die Meßreihe vom 30. 4. 79 - 11.00 Uhr

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

	$H_{1/3}$ [m]	H_{\max} [m]	\bar{T} [s]	T_{fo} [s]	m_o [cm ²]	$E_{f \max}$ [cm ² · 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



ENERGIESPEKTREN IM WESERÄSTUAR

Abb. 5.5 Spektren Nr. 41-48

ist unmittelbar damit vergleichbar (Abb. 5.5). Die größeren Wellenhöhen bei RSW und RSO' sind auf den zeitlichen Vorsatz 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.

Meßreihe vom 30.4.79 - 19.00 Uhr

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

	$H_{1/3}$ [m]	H_{max} [m]	\bar{T} [s]	T_{fo} [s]	m_o [cm ²]	$E_{f\ max}$ [cm ² · 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

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 Beugungerscheinungen, die sich bei RSW noch nicht bemerkbar machen.

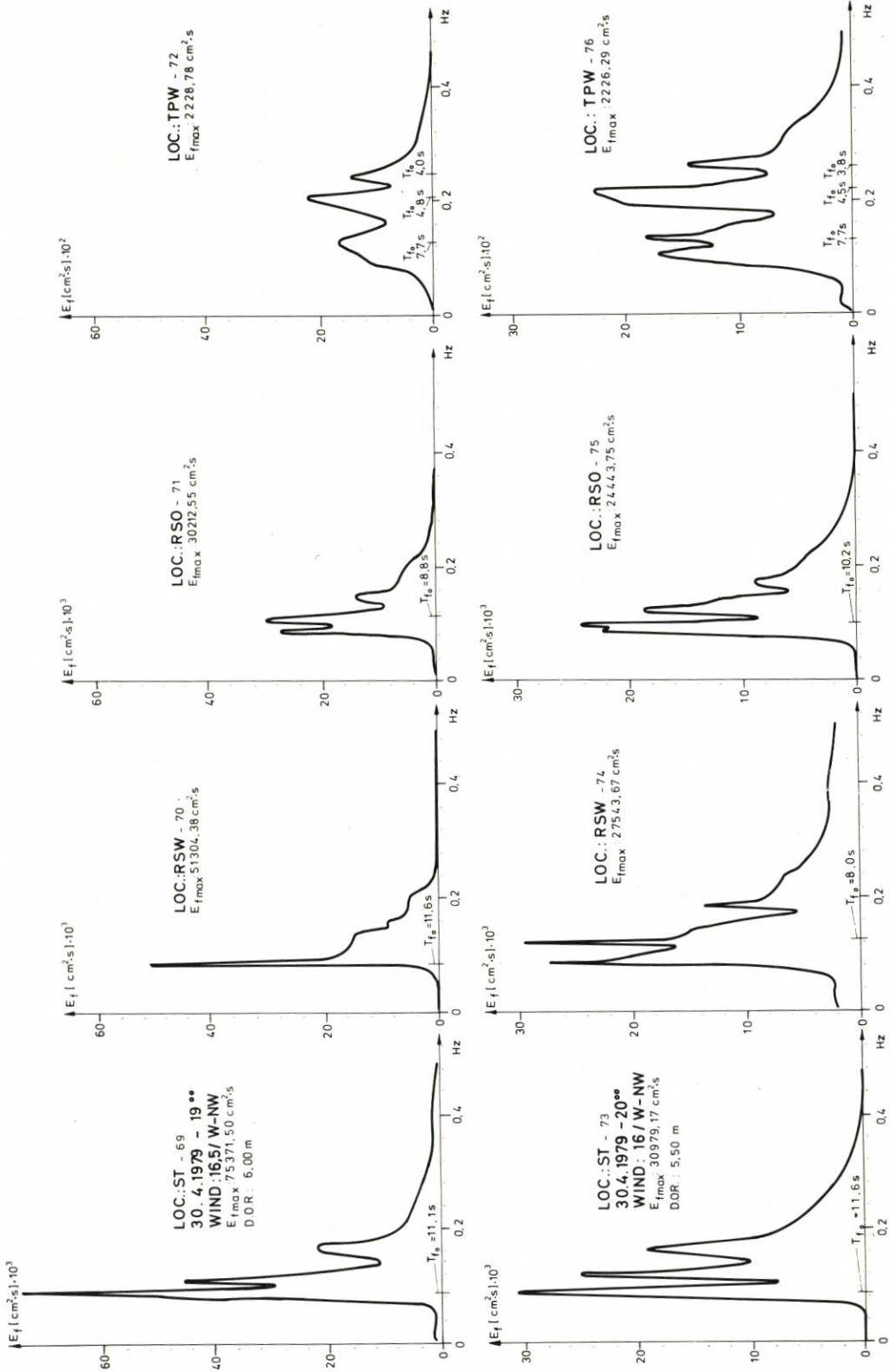
Die Dreiteilung des Spektrums bei TPW' besteht weiterhin. Wellenkomponenten hoher Periode setzen sich, jedoch unter Abschwächung, bis ins Innere des Ästuars fort.

Ähnlich sieht es bei der Meßreihe aus, die sich bei weiter nachlassendem Wind unmittelbar anschließt (Abb. 5.6).

Meßreihe vom 30.4.79 - 20.20 Uhr

	$H_{1/3}$ [m]	H_{max} [m]	\bar{T} [s]	T_{fo} [s]	m_o [cm ²]	$E_{f\ max}$ [cm ² · 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.



ENERGIESPEKTREN IM WESERÄSTUAR

Abb. 5.6 Spektren Nr. 69-76

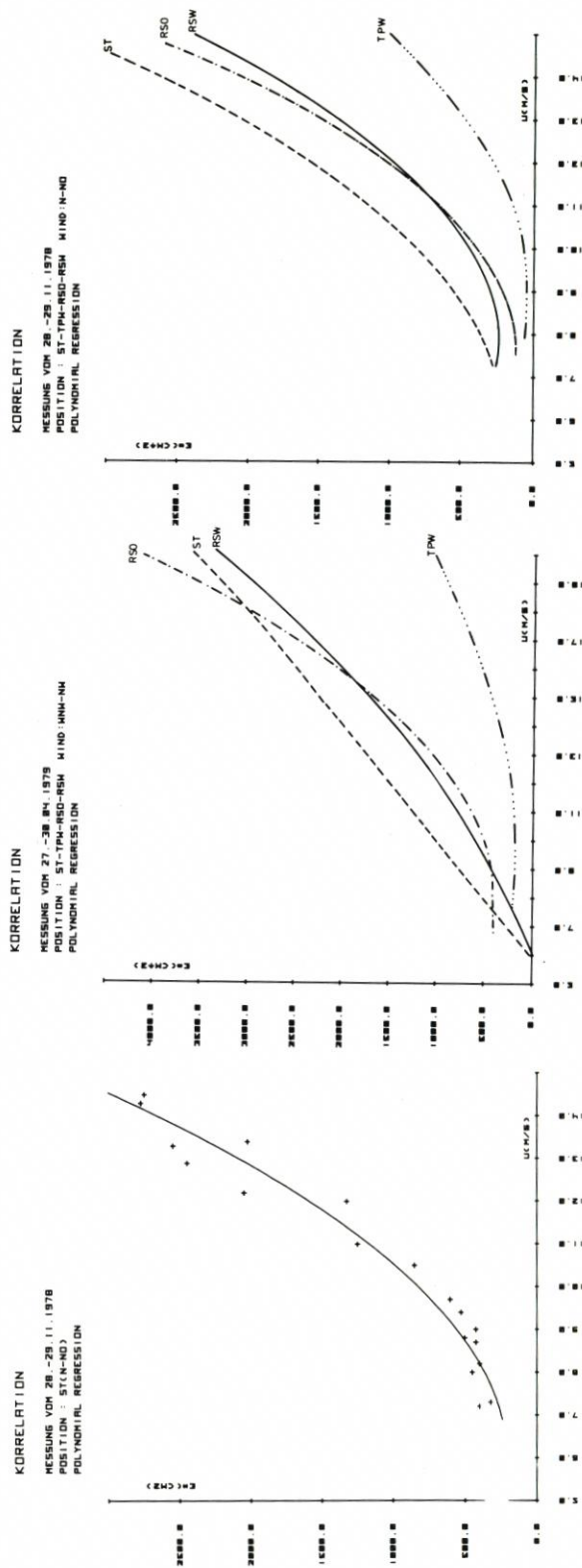


Abb. 5.7 Abhängigkeit der Gesamtenergie von der Windstärke

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 $H_{1/3}$ zeigt die Abb. 5.7 eine enge Abhängigkeit der Gesamtenergie von der Windgeschwindigkeit mit Korrelationskoeffizienten von $R_{xy} = 0,92$./ 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 Schifffahrt bedeutet das, daß großflächige Sandriffe bei Sturmweverlagen kaum Schutz für Bauwerke oder Anlagen irgendwelcher Art geben. 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

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

$$L = 1,56 T^2$$

$$\gamma = 1,025 \text{ Mp/m}^3 \text{ (NEU, 1970)}$$

oder die „gesamte Energie“ aus dem Energiespektrum mit

$$E = \frac{\rho \cdot g}{2} E^*$$

$$E = \int_0^{\infty} E(f) df = \text{Gesamtintensität}$$

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

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

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 Energie- oder 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

$$S(\omega) = \frac{1}{2} \sum \frac{\Delta \omega}{a_i^2 / \Delta \omega}$$

$$\omega = 2\pi f \text{ (Phasenwinkel)}$$

wenn man eine Zeitserie

$$\eta(t) = \sum_{i=1}^n \eta_i = \sum_{i=1}^n a_i \cos(\omega_i t + \varphi_i)$$

betrachtet.

Entsprechend ist die Energie für den gesamten Frequenzbereich proportional zu $\bar{\eta}^2$ und wird auch als 0-tes Moment m_0 der Energiedichtefunktion bezeichnet. SVASEK (1965) hat dazu einige für die Praxis anwendbare, übersichtliche Formeln zusammengestellt, die sich unmittelbar auf das Frequenzspektrum beziehen.

$$S(f) = 2 \int_0^{\infty} R(\tau) \cdot \cos 2\pi f \tau d\tau \quad (\text{FOURIER-Transformation})$$

Daraus kann die potentielle Energie einer Zeitserie abgeleitet werden mit

$$E_p = \rho \cdot g \cdot m_0 = \rho \cdot g \int_0^{\infty} S(f) df$$

wobei

$$m_0 = \int_0^{\infty} S(f) df$$

ist.

Die Gesamtenergie eines Wellenzuges ist dann

$$E_T = 2 E_p = 2 \rho \cdot g \cdot m_0$$

oder

$$E_T = 2 E_p = \frac{1}{8} \rho \cdot g \cdot H_s^2$$

was wiederum das H der Gleichung (S. 117) 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 H_s

Die signifikante Wellenhöhe H_s ergibt sich aus dem Spektrum zu

$$H_s = 4 \sqrt{m_0}$$

Diese Beziehung ist allgemein anerkannt. Dabei muß jedoch darauf geachtet werden, daß das m_0 , das als 0-tes Moment des Energiespektrums oder Fläche unter der Energiedichtefunktion definiert ist, für eine irreguläre Wellenfolge gilt. Für den Ansatz

$$H_s = 4 \sqrt{m_0}$$

muß das aus dem Energiespektrum gewonnene m_0 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

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

ergibt.

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

oder

$$H_{RMS} = \frac{H_{1/3}}{4} = \sqrt{m_0}$$

Die Gleichung $H_{1/3} = 2,832 \cdot \sqrt{E^*}$ 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 $H_{1/3}/H_s$ 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

$$S(f) df$$

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

$$H_s = 4 \sqrt{m_0}$$

und der statistisch gewonnenen $H_{1/3}$ zu $\frac{H_{1/3}}{\sqrt{m_0}} = b$ (Beurteilungsfaktor für die Spektralform)

zu

$$b = 3,95$$

Außenästuar (ST)

$$b = 3,76$$

Riffbereich (RSW/RSO')

$$b = 3,56$$

Inneres Ästuar (TPW'/TPO/TPN)

Für die Hauptwindrichtung W bis NW wurden für eine Meßreihe die statistisch ermittelten signifikanten Wellenhöhen $H_{1/3}$ 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. 5.8 zeigt. Dabei scheint bei dieser Meßreihe rein optisch eine quadratische Abhängigkeit beider Werte gegeben, obwohl die Korrelationskoeffizienten sich kaum unterscheiden.

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 wave-rider-Boje vor Nova Scotia im Atlantik bei ca. 37 m Wassertiefe Zusammenhänge zwischen H_s und $H_{1/3}$ mit $R_{xy} = 1,00$ bei Anwendung der z-u-c-Auswertemethode erzielt. Wenn auch der hier ermittelte Zusammenhang $R_{xy} =$

	Gleichung ($H_{1/3} = X$ [cm])	R_{xy}
ST	(1) $H_s = 0,942 X + 14$	0,994
	(2) $H_s = -0,0014 X^2 + 1,55 X - 44$	0,997
RSW	(1) $H_s = 1,047 X - 2$	0,999
	(2) $H_s = -0,00004 X^2 + 1,07 X - 4$	0,999
RSO'	(1) $H_s = 1,015 X + 7$	0,999
	(2) $H_s = -0,00029 X^2 + 1,15 X - 5$	0,992
TPW'	(1) $H_s = 1,088 X - 1$	0,998
	(2) $H_s = -0,000089 X^2 + 1,11 X - 2$	0,998

(Angaben in cm)

0,992 ./ 0,999 relativ gut ist, muß man mit Abweichungen von einzelnen Werten bis zu $\pm 0,15$ m rechnen, die sich jedoch in der Korrelation relativ gut verteilen.

Entsprechend der Lage der Station kann der o. a. Beurteilungsfaktor

$$b = \frac{H_{1/3}}{\sqrt{m_0}}$$

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 kann $H_s = H_{1/3}$ gesetzt werden.

Die Ergebnisse für die anderen Bereiche, auch für andere Windrichtungen, sind bei BARTHEL (1980) zu finden. 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 Werten starken Schwankungen unterworfen.

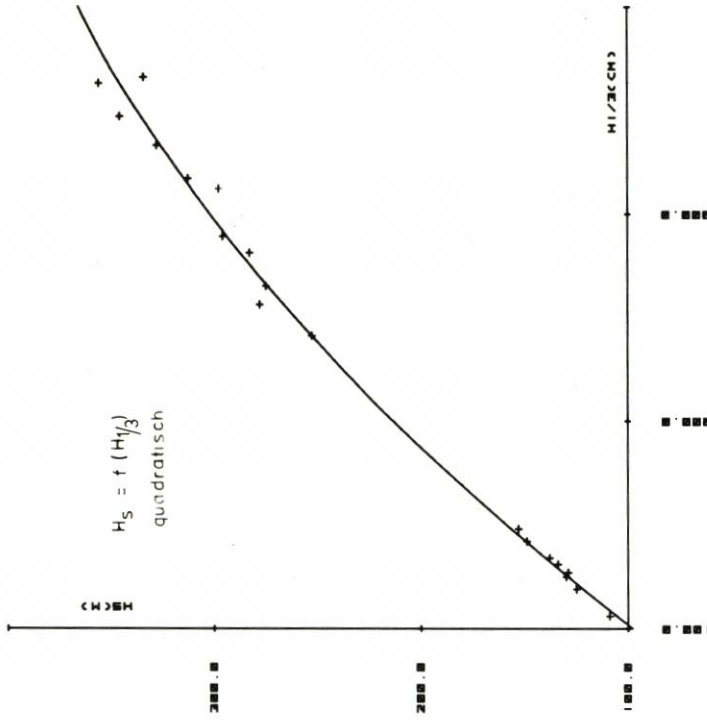
5.3.2 Kennzeichnende Perioden und Peak-Periode

Bei idealen Spektrformen, 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

$$\frac{T_{fo}}{T} = 1,4$$

KORRELATION

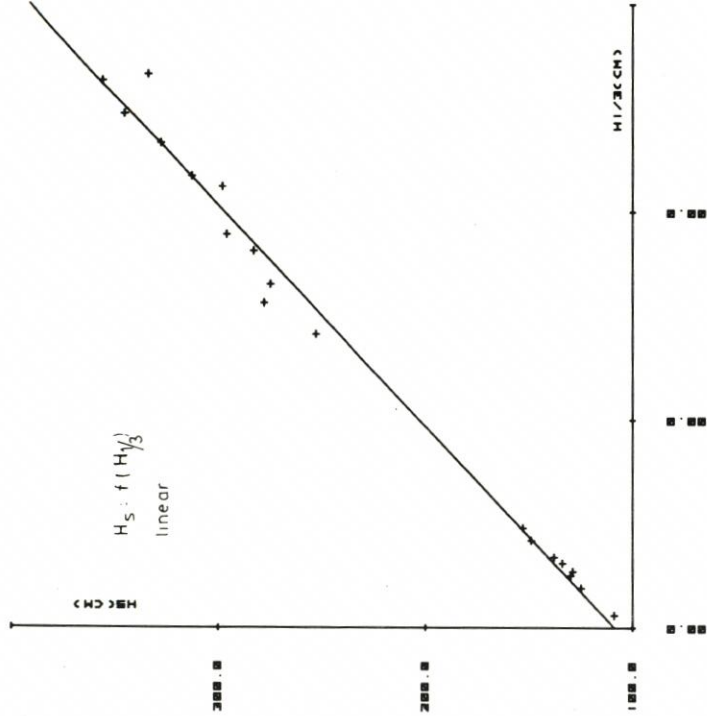
MESSUNG VOM 27.-30.04.1979
 POSITION : ST/NM-WIND
 POLYNOMIAL REGRESSION



DEGREE REGRESSION = 2
 RXY = 0.997452697
 Y = -1.31879E-03 X^2 + 1.550882365 X -44.13326625

KORRELATION

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



DEGREE REGRESSION = 1
 RXY = 0.994273511
 Y = 0.942883858 X + 14.6475838

Abb. 5.8 $H_s = f(H_{1/3})$ (lineare und quadratische Korrelation)

NEUMANN (1953) gibt eine Beziehung

$$\frac{T_{fo}}{\bar{T}} = 1,15$$

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 beispielhaft für die Station ST in der folgenden Tabelle aufgeführt. Dabei sind nur Messungen aus einer Meßreihe mit Wind aus W bis NW verglichen:

Station		Gleichung	R_{xy}
ST	\bar{T}	(2) = $-0,057 T_{fo}^2 + 1,38 T_{fo} - 2,9$	0,85
		(1) = $0,33 T_{fo} + 1,8$	0,81
	$T_{H_{1/3}}$	(2) = $-0,05 T_{fo}^2 + 1,3 T_{fo} - 1,2$	0,82
		(1) = $0,45 T_{fo} + 2,6$	0,80

Die Einzelergebnisse für alle anderen Stationen sind bei BARTHEL (1980) aufgeführt.

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

$$T_{H_{1/3}} \text{ und } T_{fo}$$

besser als die zwischen

$$\bar{T} \text{ und } T_{fo}$$

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:

Bereich	$\frac{T_{fo}}{\bar{T}}$	$\frac{T_{fo}}{T_{H_{1/3}}}$
Tiefwasser	1,8	1,31
Riffbereich	1,67	1,18
Platenbereich/Rinnenrandlage	2,71	1,75

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

$$\bar{T} = \frac{m_0}{m_1} \quad (m_0, m_1 = \text{Momente des Spektrums})$$

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

$$\bar{T} = \frac{m_0}{m_1}$$

gegenüber dem aus der Messung ermittelten Periodenmittelwert betragen 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.

Die Ergebnisse der Korrelationsrechnungen sind bei BARTHEL (1980) aufgeführt.

5.4 Energieverluste beim Einlaufen des Seegangs in das Ästuar

5.4.1 Abnahme der kennzeichnenden Höhe und 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 Tidedrömungen, 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) und vom 10./11. 12. und 14., 17. und 18. 12. 79 (Abb. 5.9 und 5.10) auf einen Bezug der kennzeichnenden Wellenhöhen untereinander untersucht. Es ergibt sich folgendes Bild:

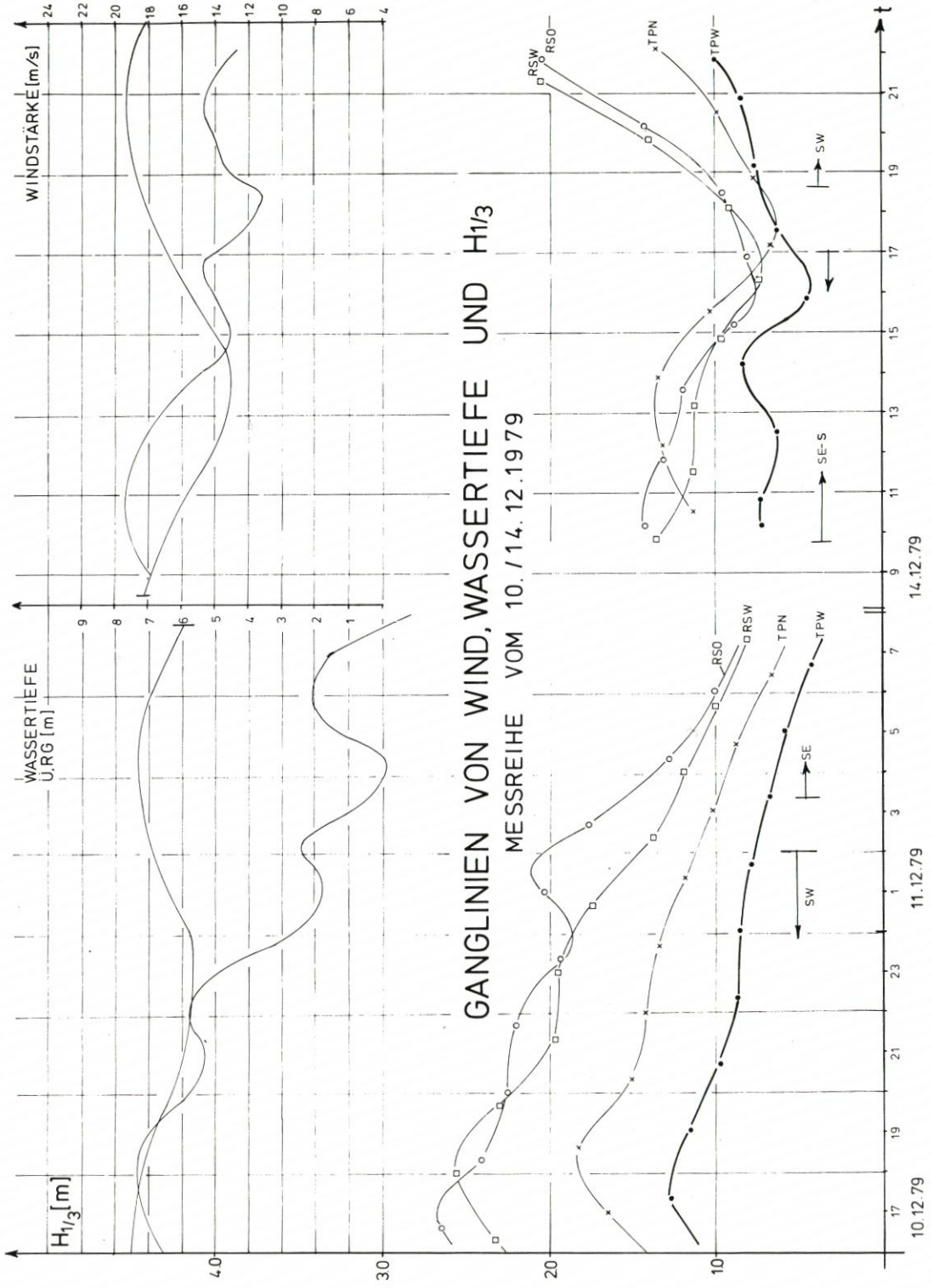
Der aus der Nordsee frei einlaufende Seegang erreicht die Station ST, sofern nicht ungewöhnliche Höhen > 15 m bei Sturm vorkommen, ohne Grundberührung und andere Einflüsse. Erste Veränderungen sind auf dem ausgedehnten Riff des Roten Sandes/Roten Grundes zu erwarten, hinter dem, praktisch in Leelage, die Station RSO und an dessen westlicher Flanke, aber in tiefem Wasser, RSW liegt. Bei beiden Stationen ist veränderter Seegang zu erwarten. Abb. 5.11 zeigt die Abhängigkeiten

$$\Delta H_{1/3 \text{ ST-RSW}} = f(H_{1/3 \text{ ST}})$$

und $\Delta H_{1/3 \text{ ST-RSO}} = f(H_{1/3 \text{ ST}})$

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. 5.12). Dabei nimmt die



GANGLINIEN VON WIND, WASSERTIEFE UND $H_{1/3}$
 MESSREIHE VOM 10./14.12.1979

Abb. 5.9 Ganglinien der Messung 10./11.12.79

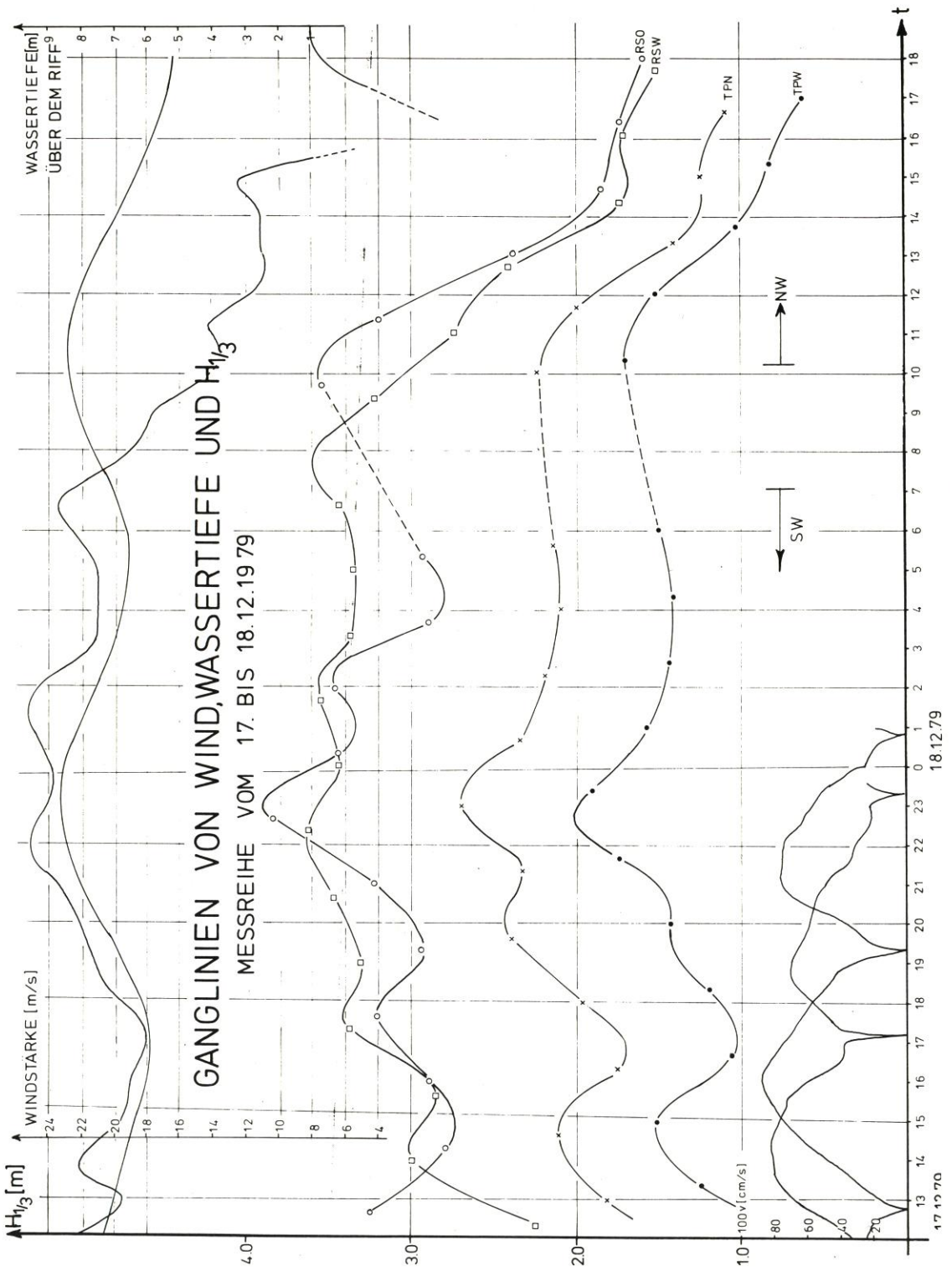


Abb. 5.10 Ganglinien der Messung 14./18. 12. 79

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 (BARTHEL, 1980). Eine exponentielle Funktion, wie sie z. B. NIE-MEYER (1979) bei Messungen vor und hinter dem Norderneyer Riff gefunden hat, konnte hier nicht bestätigt werden. Die gemittelten Ergebnisse der o. a. Meßreihe enthält Abb. 5.13; sie zeigt die prozentuale Höhenabnahme im Untersuchungsgebiet.

Während der Meßreihe vom 10. bis 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 bei BARTHEL (1980) dargestellt.

Für insgesamt drei verschiedene Windrichtungen wurden die unmittelbar mit den signifi-

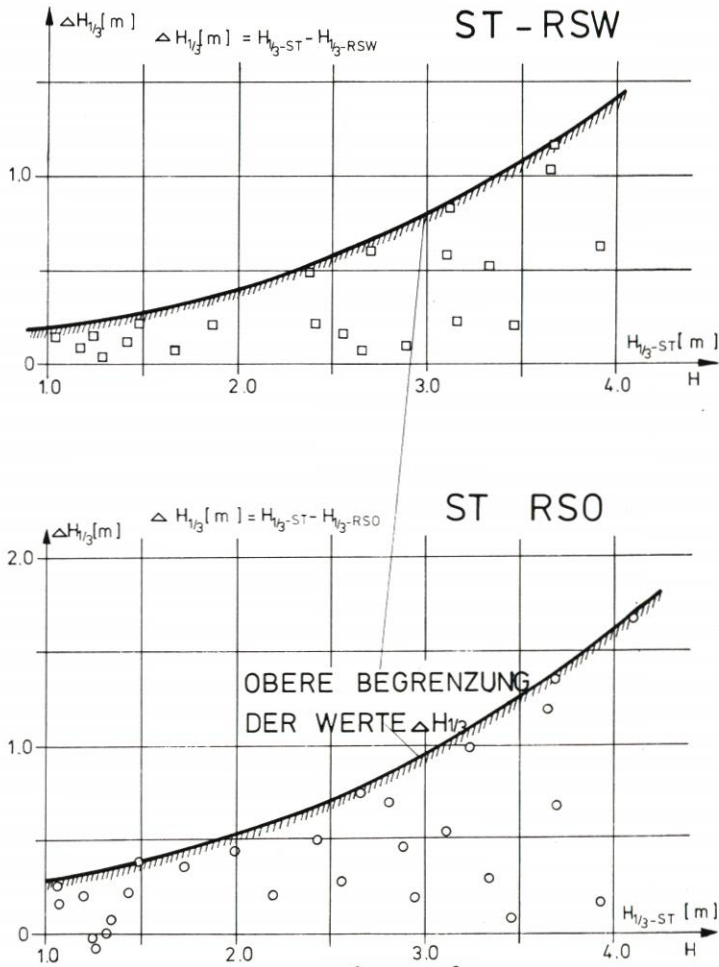
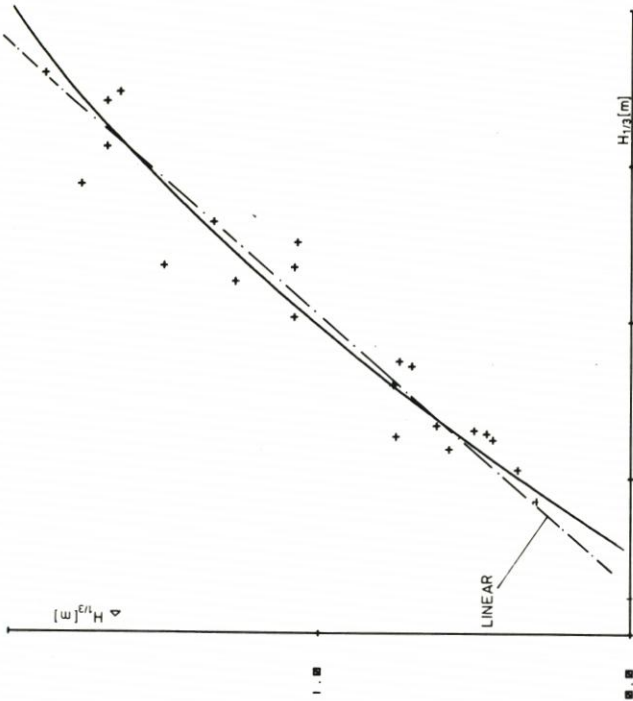


Abb. 5.11 Obere Grenzen der Abhängigkeit $\Delta H_{1/3} = f(H_{1/3})$ (ST-RSW und ST-RSO)

KORRELATION RSO → TPW

POLYNOMIAL REGRESSION



$$\Delta H_{1/3}(3-4) = -0.06 H_{1/3}^2 + 0.84 H_{1/3} - 0.42$$

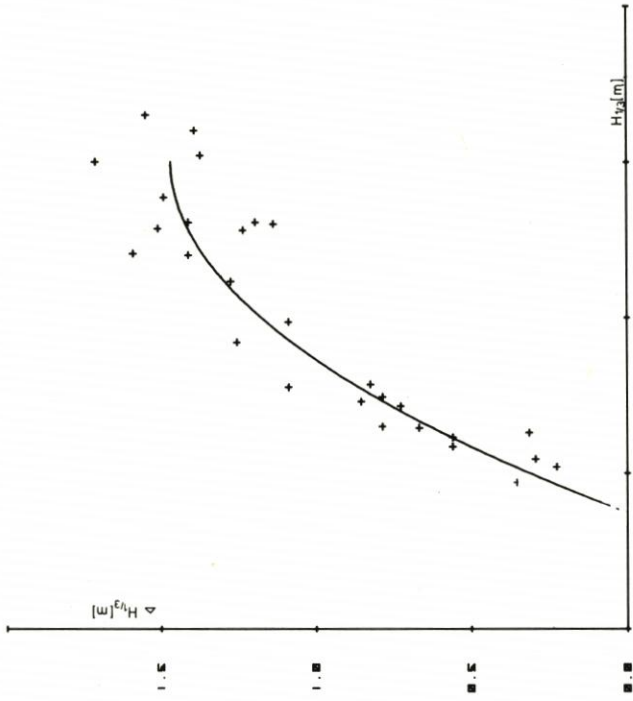
Rxy = 0.965
Rxy' = 0.963

DEGREE REGRESSION = 2
 RXY = 0.96522219
 Y = -0.0659579935 X + 0.841661744 X - 0.423387249

LINEARE ABHÄNGIGKEIT

KORRELATION RSW → TPW

POLYNOMIAL REGRESSION



$$\Delta H_{1/3}(2-4) = 0.29 H_{1/3}^2 + 1.76 H_{1/3} - 1.15$$

Rxy = 0.95

DEGREE REGRESSION = 2
 RXY = 0.945513178
 Y = -0.292364193 X + 1.75878859 X - 1.147174489

Abb. 5.12 $\Delta H_{1/3}$ (RSO-TPW; ST-TPW)

kanten Höhen zusammenhängenden spektralen Energieinhalte nach verschiedenen Kriterien untersucht und über der Längsachse des Untersuchungsgebietes aufgetragen (Abb. 5.14). Die Aufteilung in verschiedene Wasserstände wirkt sich besonders für die Station RSO' aus, was

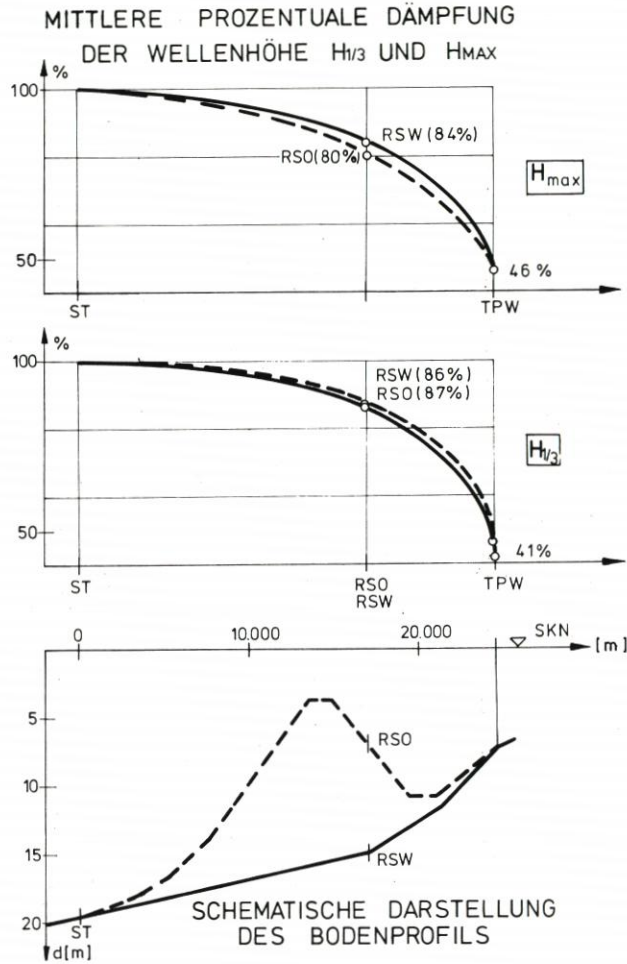


Abb. 5.13 Mittlere prozentuale Dämpfung der Wellenhöhen $H_{1/3}$ und H_{max}

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 um rd. 23 % ab.

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

PROZENTUALE ABNAHME DER SPEKTRALEN ENERGIE

Bei verschiedenen Windrichtungen und Wasserständen im Weserästuar

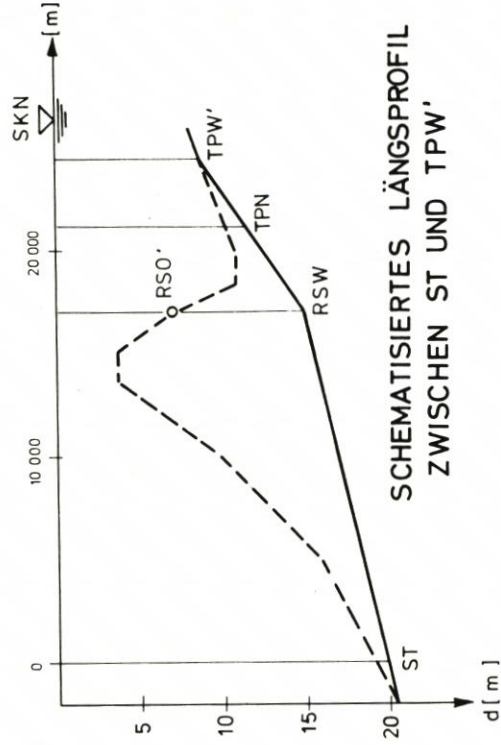
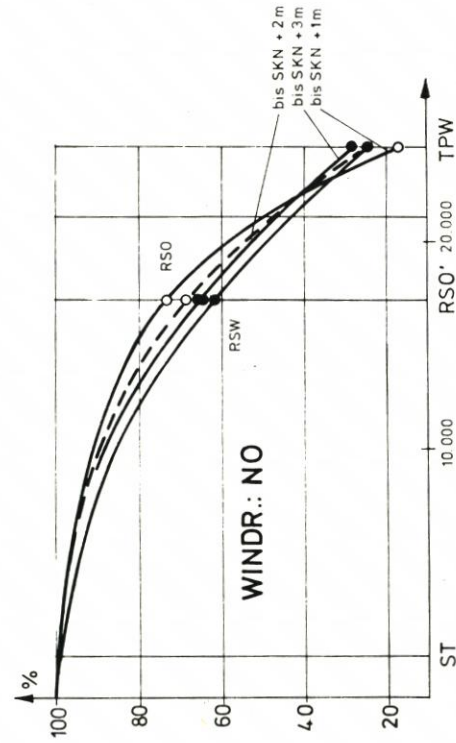
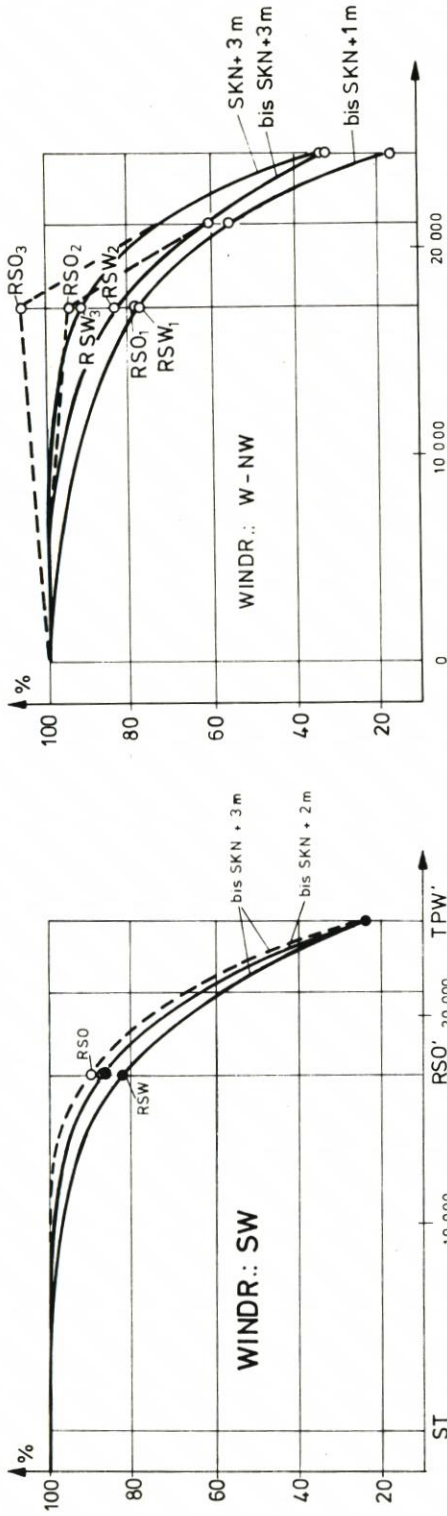


Abb. 5.14 Prozentuale Abnahme der Wellenenergie

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

bzw.

$$\begin{aligned} E_{TPW} &= 0,17 E_{ST} \\ E_{TPW} &= 0,22 E_{RSW/RSO} \end{aligned}$$

Bei größerer Überstauung des Ästuars ($> SKN + 3 \text{ m}$) ist

$$\begin{aligned} E_{RSW} &= 0,91 E_{ST} \\ E_{RSO} &= 1,06 E_{ST} \\ E_{TPW} &= 0,24 E_{ST} \\ E_{TPW} &= 0,26 E_{RSW} \end{aligned}$$

Entsprechend verhalten sich die kennzeichnenden Wellenhöhen.

Bei Änderung der Windrichtung ergeben sich bei RSW bis 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:

$$\begin{aligned} E_{RSW} &= 0,61 \cdot 0,66 E_{ST} \\ E_{RSO} &= 0,66 \cdot 0,73 E_{ST} \\ E_{TPW} &= 0,17 \cdot 0,28 E_{ST} \end{aligned}$$

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 bis NW-Wind in dieser Hinsicht noch einmal systematisch untersucht. Es erfolgte eine generelle Einteilung in Frequenzbereiche $< 0,1 \text{ Hz} \hat{=} > 10 \text{ s}$, von $0,1 \text{ bis } 0,25 \text{ Hz} \hat{=} 10 \text{ bis } 4 \text{ s}$ und $> 0,25 \text{ Hz} \hat{=} < 4 \text{ s}$. Da eine der ursprünglichen Fragen auf das Eindringen von

ENERGIEANTEILE DER FREQUENZBEREICHE < 0,1 Hz ($\approx 10s$); 0,1-0,25 Hz ($\approx 10 - 4s$), UND > 0,25 Hz

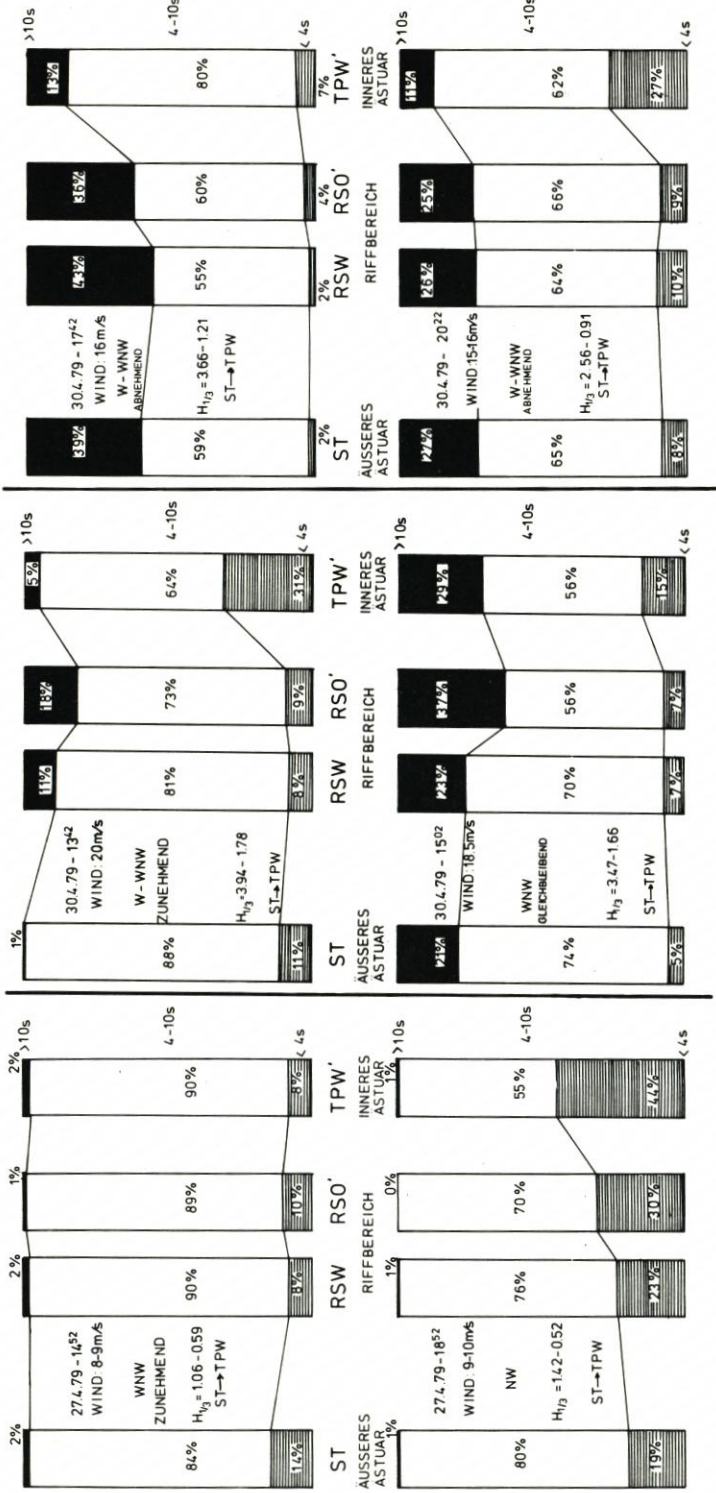


Abb. 5.15 Energieanteile der einzelnen Frequenzbereiche

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. 5.15 die einzelnen Energieanteile für die o. a. Frequenzbereiche für vier Stationen der Meßkette aufgetragen.

Bei verhältnismäßig geringen Windstärken kommen bei ST nur geringe langwellige Anteile vor, die bis ins innere Ästuar eindringen (Abb. 5.15). 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. 5.15), bei denen der Energieanteil bei RSO bereits 18 % beträgt. Bei relativ großen Wellenhöhen verlagert sich der Anteil des Bereichs 4 bis 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. Hohe Dünungsanteile dringen bis ins innere Ästuar vor. Offensichtlich erhält TPW hier Seegangsanteile aus der Neuen (RSW) und Alten Weser (RSO).

Auf dem rechten Teil der Abb. 5.15 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.

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 Wetterdienstes, Seewetteramt (1977), ist für die Wesermündung nach dem Mittelwert von 1949 bis 1972 mit 138 Tagen Wind einer mittleren Stärke von 7,6 m/s aus W über NW bis 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 lfd. m Wellenfront je Wellenperiode

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

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

$$\bar{N} = \frac{1}{0,102} \cdot \frac{1}{8} \cdot \rho \cdot g \cdot H^2 \cdot \frac{L}{T} \text{ [KW/m]}$$

wird bei

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

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

$$\bar{W} = 554,4 \cdot 138 \cdot 0,94^2 \text{ KWh/m}$$

$$\bar{W}_{138} = 67,6 \cdot 10^3 \text{ KWh/m}$$

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

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

die auf das Jahr zu verteilen sind. (Die anderen Windrichtungen haben entsprechend geringere Energieanteile.) Davon bleiben bei RSW bis RSO noch

$$78 \text{ bis } 87 \% = 52,7 \text{ bis } 58,8 \cdot 10^7 \text{ KWh}$$

und bei TPW immerhin noch rd.

$$13 \cdot 10^7 \text{ KWh}$$

übrig.

Zusammen mit der Tidedrömung erzeugen diese gewaltigen Energien Umlagerungen, die bei entsprechend 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 mit der Kenntnis der Strömungsverhältnisse kann hieraus auf Verlagerungstendenzen bestimmter Problembereiche des Ästuars, besonders am Rand der Schifffahrtsrinnen, geschlossen werden.

Als Beispiel für die Größenordnung der anfallenden Umlagerungen sei folgendes Beispiel genannt: Im Flachwassergebiet vor der Tegeler Plate (TPO), einem Bereich, wo Tidedrömungen 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 m³ umgelagert (Vertiefung). In der Tiderinne bei TPW mit verhältnismäßig starker Tidedrömung betrug die umgelagerte Menge nur 130 000 m³ (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

$$E(f) = \alpha \cdot g^2 (2\pi)^{-4} f^{-5} \exp\left(-\frac{5}{4} \left(\frac{f}{f_0}\right)^{-4}\right) \gamma^{\exp\left(-\frac{(f-f_0)^2}{2\sigma^2 f_0^2}\right)}$$

In dieser erweiterten Form des PM-Spektrums nach HASSELMANN et al. (1973) beschreiben insgesamt fünf Parameter das Spektrum, und zwar:

f_0 = Frequenz des Peaks

α = Phillips-Konstante (entsprechend PM-Spektrum)

γ = Verhältnis $\frac{E_{f \max \text{ JONSWAP}}}{E_{f \max \text{ P-M}}}$

σ_a = linke und rechte Breite des „Peaks“ (gemessen von f_0 an den Kurvenwendepunkten)

Beim Einsetzen von $\gamma = 1$ 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. 5.16 sind 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 zweiparametrische Darstellung des BRETSCHNEIDER (1959)-Spektrums

$$S_2 \xi(\omega) = S_2 \xi(\omega; \xi_{W1/3}; \omega_M)$$

und fügen einen Formparameter hinzu:

$$S_3 \xi(\omega) = S_3 \xi(\omega; \xi_{W1/3}; \omega_M; \lambda)$$

$$\omega_M = 0,772 \frac{2\pi}{T_1} = \text{Modalfrequenz} \hat{=} \text{Peakfrequenz}$$

$$\xi_{W1/3} = \text{kennzeichnende Wellenhöhe}$$

Vergleich des geglätteten Spektrums mit dem JONSWAP - Spektrum

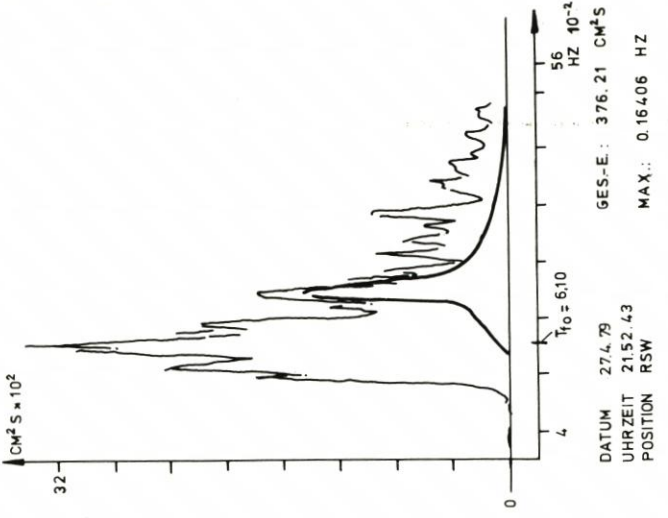
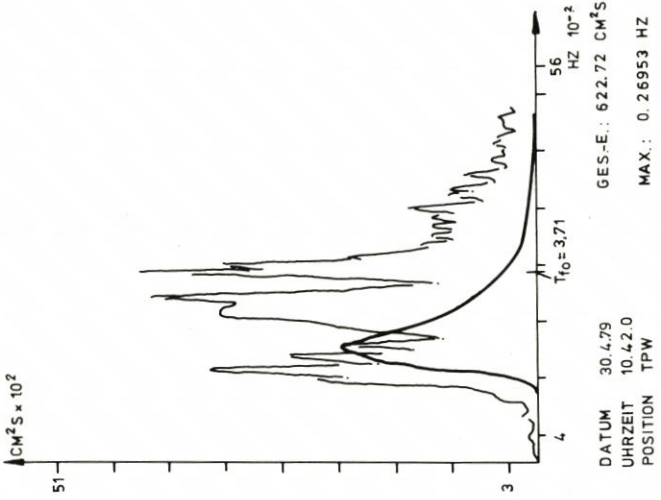
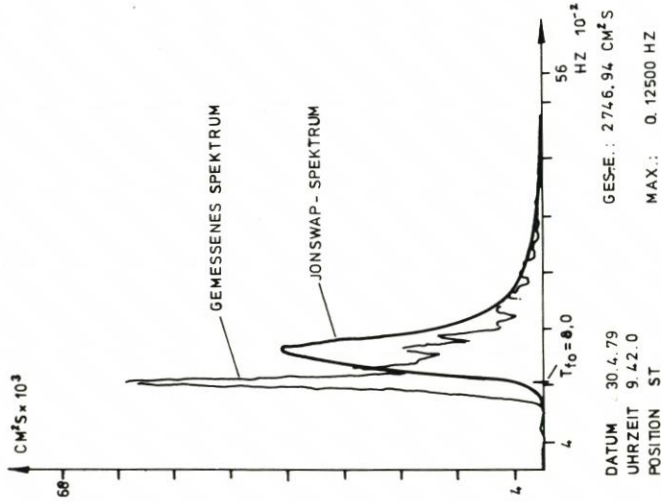


Abb. 5.16 Vergleich Hamming-geglättetes-Spektrum - JONSWAP-Spektrum

Für die Konstante $\xi_{W1/3}$ und die Modalfrequenz ω_M erhöht sich damit das Energiedichtemaximum des zweiparametrischen Spektrums um den Betrag

$$\frac{S_3 \xi(\omega_M)}{S_2 \xi(\omega_M)} \cong \lambda^{0.6} \quad \text{für } |\lambda - 1| \ll 1$$

Die Überlagerung zweier solcher dreiparametrischen Spektren führt schließlich zu einem sechsparametrischen Spektrum, von dem je ein Anteil für den Bereich niedriger Frequenzen (Dünung) und für höherfrequente Wellen gilt (Abb. 5.17).

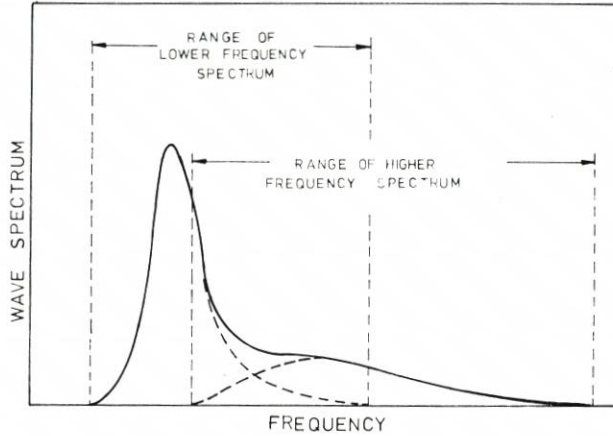


Abb. 5.17: Sechsparametrisches Spektrum (n. OCHI und HUBBLE, 1976)

Aus einer Sammlung von 800 im Nordatlantik gewonnenen Spektren werden zu kennzeichnenden Wellenhöhen $\xi_{W1/3}$ 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 eindeutiges 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 f_{o1} wird ein 5parametrisches Spektrum berechnet, das von dem Gesamtspektrum abgezogen wird. Mit f_{o2} wird das Restspektrum errechnet. Die Addition beider Teilspektren als 10parametrisches Spektrum wird an das „Hamming“-geglättete Spektrum approximiert. Es entsteht ein 10parametrisches Spektrum der Form

$$S(f) = S_1(f_{o1}; \alpha_1; \gamma_1; \sigma_1) + S_2(f_{o2}; \alpha_2; \gamma_2; \sigma_2)$$

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 näherungsweise Vorgabe der Parameter eine enge Annäherung zu erzielen.

Die Auswertung einer Reihe von Spektren nach dieser Methode ergab jedoch noch gewisse Schwierigkeiten, da teilweise durch ungenügende Annäherung nicht der zweitgrößte

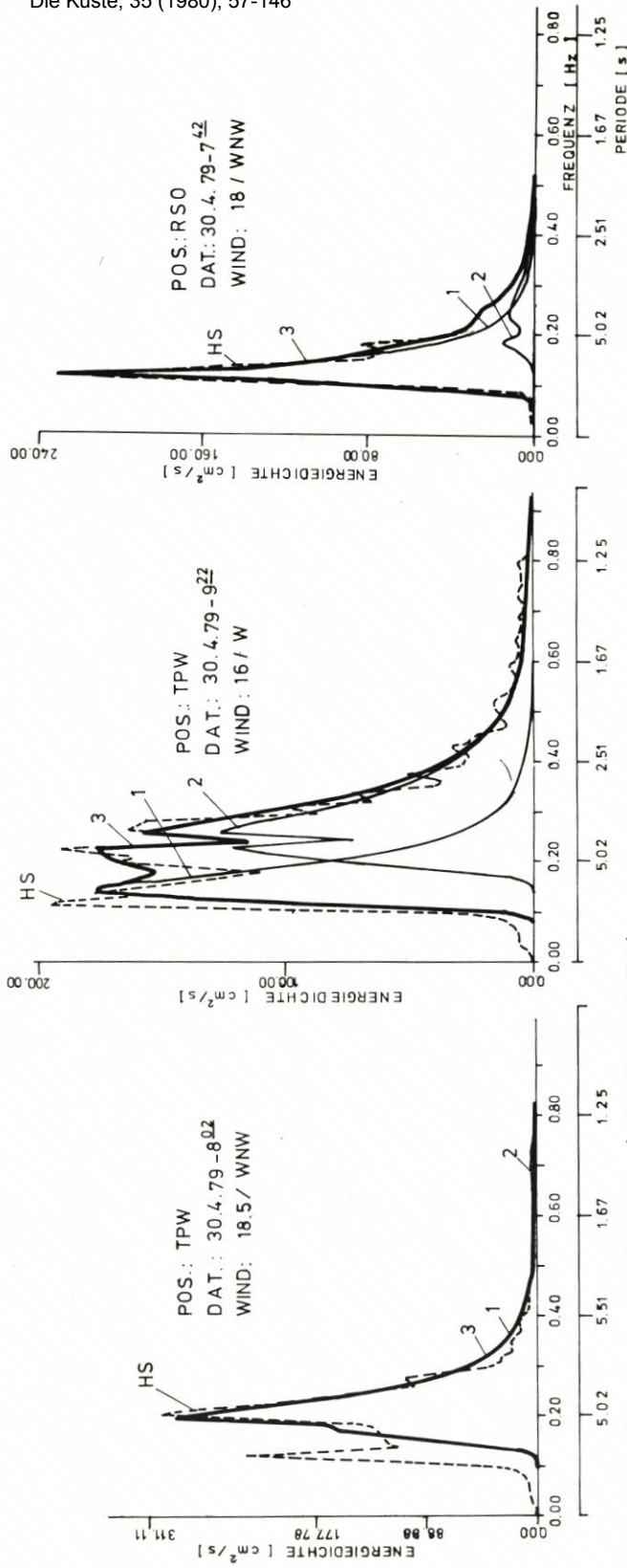
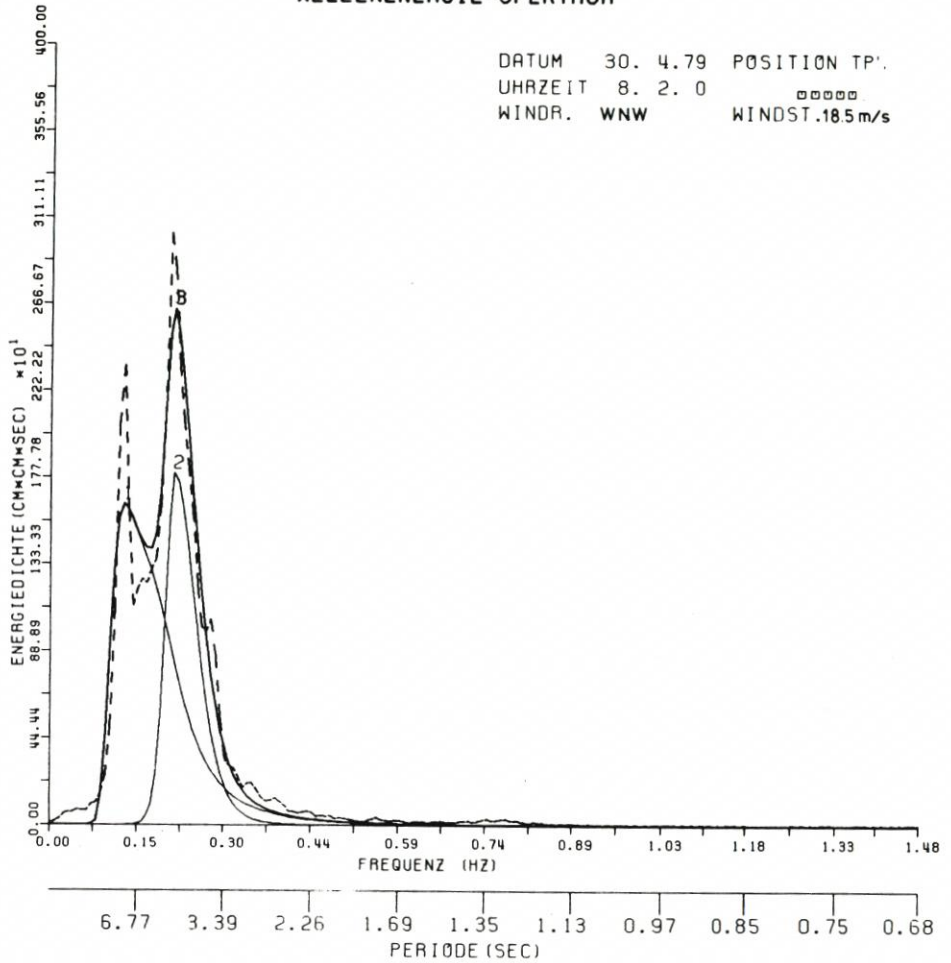


Abb. 5.18 3 Beispiele 10-parametrischer Spektren

AUSWERTUNG VON SEEGANGSMESSUNGEN WELLENENERGIE-SPEKTRUM



DATUM 30. 4.79 POSITION TP.
 UHRZEIT 8. 2. 0
 WINDR. WNW WINDST.18.5 m/s

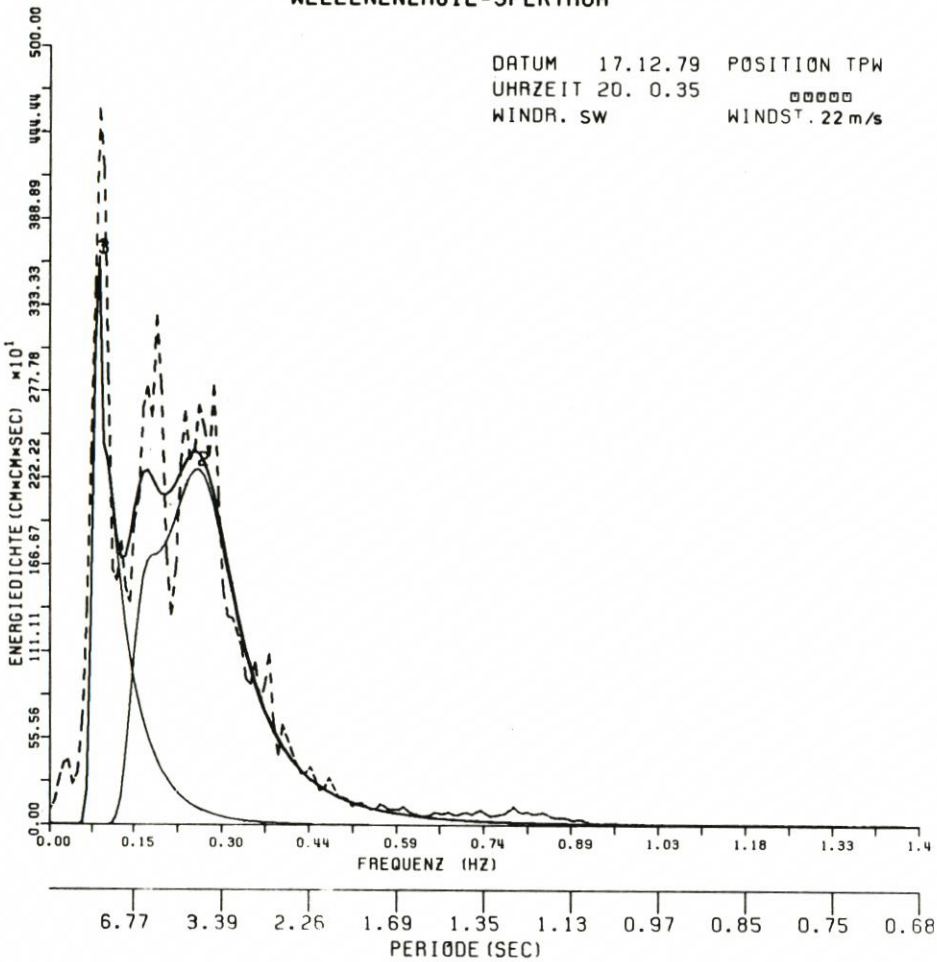
				DURCHGEZOGENE LINIEN - PARAMETERISIERTE SPEKTREN MIT	
				1.	2.
E*	= 690.341	(CM*CM)	ALPHA	= 0.00073 /	0.00005
H QUER	= 52.0	(CM)	FM	= 0.12500 /	0.21094
H 1/3	= 94.0	(CM)	GAMMA	= 0.38518 /	82.06431
H 1/10	= 122.0	(CM)	SIGMA-A	= 1.00000 /	0.15432
QP	= 0.000018	(CM)	SIGMA-B	= 0.32506 /	0.46113

UNTERBROCHENE LINIE DURCH DAS HAMMING FENSTER
 GEGLAETTETES SPEKTRUM

Abb. 5.19 8-parametriges Spektrum

AUSWERTUNG VON SEEGANGSMESSUNGEN WELLENENERGIE-SPEKTRUM

DATUM 17.12.79 POSITION TPW
 UHRZEIT 20. 0.35
 WINDR. SW WINDST. 22 m/s



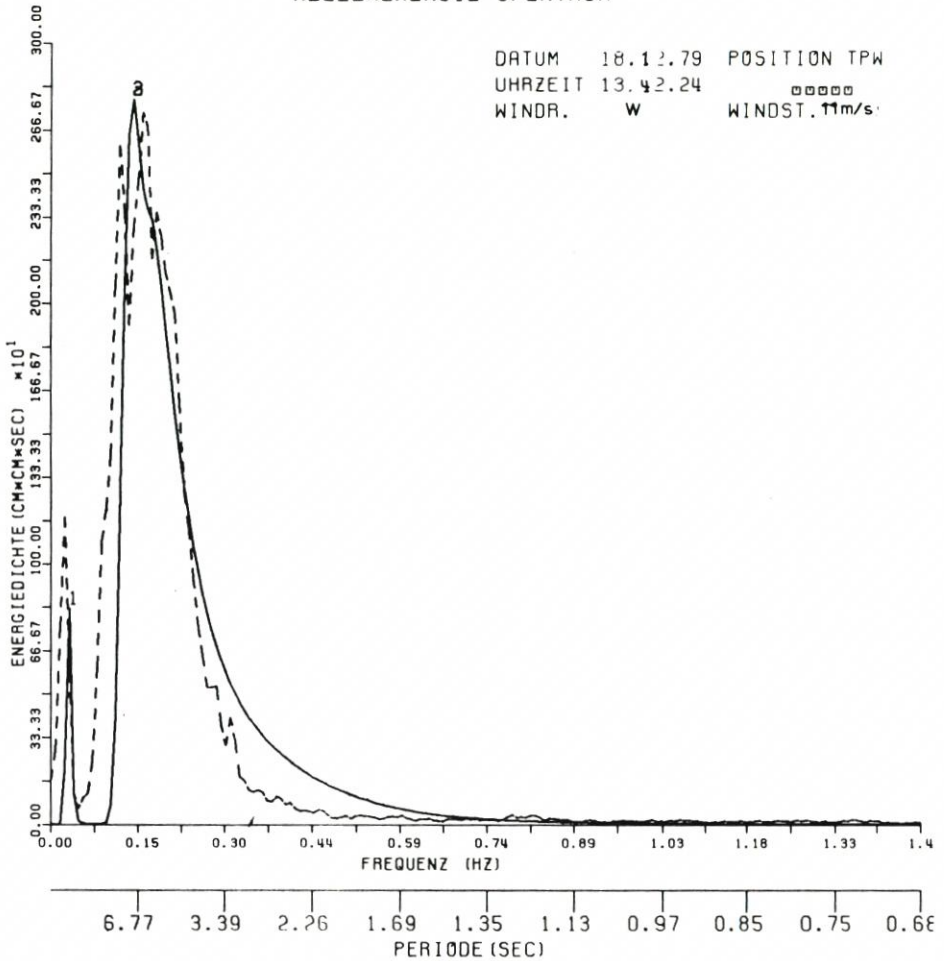
DURCHGEZOGENE LINIEN -
 PARAMETERISIERTE SPEKTREN MIT

			1.	2.
E _M	= 1522.278	(CM*CM)	ALPHA = 0.00019 /	0.00846
H QUER	= 88.0	(CM)	FM = 0.09375 /	0.18000
H 1/3	= 142.0	(CM)	GAMMA = 0.51293 /	0.21838
H 1/10	= 179.0	(CM)	SIGMA-A = 0.05187 /	0.99996
QP	= 0.000042	(CM)	SIGMA-B = 0.55601 /	0.26541

UNTERBROCHENE LINIE - DURCH DAS HANNING FENSTER
 GEGLÄTTETES SPEKTRUM

Abb. 5.20 8-parametriges Spektrum

AUSWERTUNG VON SEEGANGSMESSUNGEN
WELLENENERGIE-SPEKTRUM



DATUM 18.12.79 POSITION TPW
UHRZEIT 13.42.24
WINDR. W WINDST. 11m/s

DURCHGEZOGENE LINIEN -
PARAMETERISIERTE SPEKTREN MIT

			1.	2.
EX	= 842 849	(CM*CM)	ALPHA	= 0.00000 / 0.00750
H QU	59 0		FM	= 0.03125 / 0.16406
H 1/3	101 0		GAMMA	= 33.81508 / 0.21206
H 1/10	133 0		SIGMA-A	= 0.99999 / 0.17098
QP	= 0.000101	(M)	SIGMA-B	= 0.23281 / 1.00000

UNTERBROCHENE LINIEN - DURCH DAS HAMMING FENSTER
GEGLETTETES SPEKTRUM

Abb. 5.21 8-parametrisches Spektrum

ERGEBNISSE EINIGER MESSREIHEN
(JONSWAP-DOPPELSPEKTRUM)
MIT $E(f) = E_1(f) + E_2(f)$

DAT.	Pos.	H 1/3 [m]	T _{fo1} [s]	T _{fo2} [s]	E (Hamming)		E (JONSWAP)(ges) [cm ²]	Hs (Hamming)		Hs (JONSWAP) [m]	mo [m]	T	T H 1/3 [s]
					E [cm ²]	Hs [m]		Hs [m]	T [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	0,77	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 - 0,40	TPN	2,33	10,7	4,3	4080	3896	2,55	2,50	5,5	4,7	6,6		

Abb. 5.22 Tabelle der Energieanteile (Meßreihe vom 27./30. 4. 79)

$$\begin{aligned}
 f_{K(p)} &= S_{(f) \text{ param.}} - S_{(f) \text{ Hamming}} \\
 \min \sum (f_{K(p)})^2 \\
 \downarrow \\
 \min \sum (f_{K(p+\Delta p)})^2 \\
 f_{K(p)} &= \text{Spektralfunktion} \\
 S_{(f) \text{ param.}} &= \text{nach JONSWAP param. Spektrum} \\
 S_{(f) \text{ Hamming}} &= \text{gemessenes Spektrum (geglättet)}
 \end{aligned}$$

Peak, sondern weitere Extremwerte der Energiedichte im kurzwelligen Teil berücksichtigt wurden. In Abb. 5.18 sind Rechenläufe mit diesen 10parametrischen Spektren dargestellt. Es zeigt sich jedoch z. T. schon eine gute Annäherung an das tatsächliche Spektrum.

Wegen dieser Abweichungen und damit mangelnder Übereinstimmung des parametrisierten mit dem gerechneten „Hamming“-geglätteten Spektrum wurden die beiden Peak-Frequenzen f_{o1} und f_{o2} 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 f_{oi} ergibt sich ein *a c h t p a r a m e t r i g e s S p e k t r u m*, 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 von 100 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. 5.19 bis 5.21 sind für Meßreihen bei NW-Windlagen die gemessenen und gerechneten Spektren aufgetragen. Die Tabelle der Abb. 5.22 zeigt eine Übersicht über die bisher gerechneten Fälle und einen 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.

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

6. S c h r i f t e n v e r z e i c h n i s

- AYYAR, H. R.: On the Hydromechanics of Breakers on Steep Slopes. Mitt. Franzius-Inst., H. 33, 1969.
- BADE, P. u. KALDENHOFF, H.: Seegangstransmission über und durch einen Steinschüttdamm-Wellenbrecher mit Formsteindeckwerk und schmaler Krone. Hamburger Küstenforschung, H. 40, 1979.
- BARBER, N. F. u. URSELL, F.: Philosophical Transactions. Royal Society of London, Bd. 240, 1948.
- BARTHEL, V.: Analysis of Waves During a Storm Tide. Proc. 16th Conf. on Coast. Eng., Hamburg, 1978.
- BARTHEL, V.: Sturmflutseeegang in einem Ästuar. Die Küste, H. 34, 1979.

- BARTHEL, V.: Seegangsmessungen in der Außenweser. Unveröff. Unters.-Bericht, WSA Bremerhaven, 1980.
- 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., Techn. Rep. No. 74-2, 1974.
- BLACKMAN, R. B. u. TUKEY, J. W.: The Measurement of Power Spectra. Dover, New York, 1958.
- 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.
- BÜSCHING, F.: Wave Deformation Due to Decreasing Water Depth. Mitt. Leichtweiß Inst., H. 63, 1978.
- BRETSCHNEIDER, C. L.: Field Investigation of Wave Energy Loss in Shallow Water Ocean Waves. Beach Er. Board, Techn. Mem. 46, 1954.
- BRETSCHNEIDER, C. L.: Revisions in Wave Forecasting: Deep and Shallow Water. Proc. 6th Conf. on Coast. Eng., Berkeley, 1958.
- BRETSCHNEIDER, C. L.: Wave Variability and Wave Spectra for Wind-generated Gravity Waves. Beach Er. Board, Techn. Mem. 118, 1959.
- COOLEY, J. W. u. TUKEY, J. W.: An Algorithm for the Machine Calculation of Complex Fourier Series. Mathematics of Computation, Vol. 19, 1965.
- CZEPA, O., HARTKE, H. u. HOEG, S.: Bericht über Messungen von Seegang und Seegangswirkungen an der Ostseeküste. Acta Hydrophysica, Bd. 14, Berlin, 1969.
- DAEMRICH, K.-F.: Diffraktion gebeugter Wellen – ein Beitrag zur Berechnung der Wellenruhe in Häfen. Mitt. Franzius-Inst., H. 47, 1978.
- DARBYSHIRE, J.: The Generation of Waves by Wind. Proc. Royal Soc., Vol. 215, London, 1952.
- DARBYSHIRE, J.: A Further Investigation of Wind Generated Waves. DHZ, Jg. 12, H. 1, 1959.
- 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.
- DARLINGTON, C. R.: The Distribution of Wave Heights and Periods in Ocean Waves. Royal Met. Society, Vol. 80, London, 1954.
- DETTE, H. H.: Wellenmessungen und Brandungsuntersuchungen vor Westerland/Sylt. Mitt. Leichtweiß-Inst., H. 40, 1974.
- DETTE, H. H.: Ein Vorschlag zur Analyse eines Wellenklimas. Die Küste, H. 31, 1977.
- DRAPER, L.: Extreme Wave Conditions in British and Adjacent Waters. Proc. 13th Int. Conf. on Coast. Eng., Vancouver, 1972.
- o. V.: DTV – Atlas zur Mathematik. Bd. 2, 1977.
- o. V.: Deutscher Wetterdienst, Seewetteramt, Windstatistik 1949 – 73. Hamburg, 1977.
- EWING, J. A.: A Note on Wavelength and Period in Confused Seas. Journ. of Geoph. Research, Vol. 74, Nr. 6, 1969.
- FÜHRBÖTER, A.: Einige Ergebnisse aus Naturuntersuchungen in Brandungszonen. Mitt. Leichtweiß-Inst., H. 40, 1974.
- FÜHRBÖTER, A.: Sandbewegung im Küstenraum – Rückschau, Ergebnisse, Ausblick. Deutsche Forschungsgemeinschaft, Boppard, 1979.
- FÜHRBÖTER, A.: Zufallsprozesse bei der Belastung durch brechende Wellen. Jahresbericht 1970, Sonderforschungsber. 79 der DFG, H. 1, Hannover, 1971.
- FUNKE, E. R.: Correlation Funktion and Power Spectral Density Analysis. Boston Meeting of ASCE, 1960.
- GALVIN, C. J. jr.: Braker Travel and Choice of Design Wave Height. Journal of the Waterw. and Harb. Div., ASCE, Vol. 95, 1969.
- GALVIN, C. J. jr., TENNEY, L. W. u. SEELIG, W. N.: Differences Between Littoral and Offshore Wave Climates. US Army Coast. Eng. Center, 1970.
- HALES, L. Z. u. HERBICH, J. B.: Tidal Inlet Current-Ocean Wave Interaction. 13th Int. Conf. on Coast. Eng., Vancouver, 1972.
- HARRIS, D. L.: The Analysis of Wave Records. Proc. 12th Int. Conf. on Coast. Eng., Washington D. C., 1970.
- 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.
- o. V.: IBM – Scientific Library, SL Math., 1979.

- IPPEN, A. T. u. KULIN, G.: The Shoaling and Breaking of the Solitary Wave. Proc. of the 5th Int. Conf. on Coast. Eng., Grenoble, 1954.
- IRRIBARREN, R. C. u. NOGALES, C. y. O.: Talud limite entre la roturo y la reflexion de las holas. Revista de obras Publicas, 1950.
- IVERSEN, H. W.: Laboratory Study of Breakers. Gravity Waves, Nat. Bureau of Standards, Circ. 521, Washington D. C., 1952.
- JOHNSON, I. G., SKOUGAARD, C. u. WANG, J. D.: Interactions Between Waves and Currents. Proc. 12th Int. Conf. on Coast. Eng., Washington D. C., 1970.
- KAMPHUIS, W.: Wave Spectrum Analysis Revisited. Civ. Eng. Report No. 64a, Queens University at Kingston, Ontario, 1969.
- KINSMAN, B.: Wind Waves. Prentice Hall, Englewood Cliffs, 1965.
- KISHI, T.: The Possible Highest Gravity Waves in Shallow Water. Coast. Eng. in Japan, Jap. Soc. of Civ. Eng., Tokio, 1959.
- KOELE, L. A. u. DE BRUYN, P. A.: Statistical Distribution of Wave Heights in Correlation with Energy Spectrum and Water Depth. Proc. 9th Int. Conf. on Coast. Eng., 1965.
- LONGUET-HIGGINS, M. S.: On the Statistical Distribution of the Heights of Sea Waves., Journ. of Marine Research. Vol. XI, Nr. 3, 1952.
- LUCK, G. u. NIEMEYER, H. D.: Seegangsmessungen im Bereich der Ostfriesischen Inseln und Watten. Meerestechnik, Nr. 4, Bd. 7, 1976.
- MAGENS, C.: Seegang und Brandung als Grundlage für Planung und Entwurf im Seebau und Küstenschutz. Mitt. Franzius-Inst., H. 14, Hannover, 1958.
- MICHELL, J. H.: The Highest Waves in Water. (s. Lit. SCHÜTTRUMPF, 1973.)
- MOSKOWITZ, L.: Estimates of the Power Spectrum for Fully Developed Seas for Wind Speeds of 20 to 40 Knots. Journal of Geoph. Res., Vol. 59, No. 24, 1964.
- MÜLLER, P.: Parametrization of One-Dimensional Wind Wave Spectra and their Dependence on the State of Development. Hamburger Geoph. Einzelschriften d. Univ. Hamburg, 1976.
- NEU, H. J. A.: Wave Climate of the North Atlantic - 1970. Bedford Inst. of Oceanogr., Report Ser./B1-R-76-10/1976.
- NEUMANN, G.: On Ocean Wave-Spectrum and a New Method of Forecasting Wind-Generated Sea. Beach Er. Board, Techn. Mem. No. 43, 1953.
- NIEMEYER, H. D.: Untersuchungen zum Seegangsklima im Bereich der Ostfriesischen Inseln und Küste. Die Küste, H. 34, 1979.
- o. V.: Bulletin of the Permanent International Association of Navigation Congresses. Bull. No. 15, 1973.
- 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.
- PIERSON, W. J. jr. u. MOSKOWITZ, L. A.: A Proposed Spectral Form for Fully Developed Wind Seas Based on the Similarity Theory of S. A. KITAGORODSKII. Journ. of Geoph. Res. V. 69, 1964.
- PIEST, J.: Vergleich der BRETSCHNEIDER'schen Beziehungen über die Verteilung der sichtbaren Wellen und des Seegangsspektrums mit den Ergebnissen der Auswertung von Seegangsmessungen in der Deutschen Bucht. DHZ, H. 1, 1963.
- PUTZ, R. R.: Statistical Distribution for Ocean Waves. Transact. Am. Geoph. Union, Vol. 33, No. 5, 1952.
- REHLING, U.: Datenerfassung und -auswertung mit Digitalrechnern bei Wasserstands- und Wellenmessungen. Mitt. Franzius-Inst., Heft 42, Hannover, 1975.
- RICHTER, K., ROSENTHAL, W. u. GÜNTHER, H.: Physik und Vorhersage des Seegangs. Meerestechnik 8, H. 4, 1977.
- ROLL, H.-U.: Die Meereswellen in der südlichen Nordsee (aufgrund von Wellenbeobachtungen deutscher Feuerschiffe). Deutscher Wetterdienst, Seewetteramt, Einzelveröff. Nr. 8, 1956.
- ROLL, H.-U.: Zufälliges und Gesetzmäßiges im Seegang. Der Seewart, Bd. 17, H. 5, 1956.
- ROLL, H.-U. u. FISCHER, G.: Eine kritische Bemerkung zum NEUMANN-Spektrum des Seegangs. DHZ, Bd. 9, H. 1, 1956.
- RYE, H.: The Stability of Some Currently Used Wave Parameters. Coast. Eng., Amsterdam, 1977.
- SAVILLE, T. jr.: Experimental Determination of Wave Setup. Proc. 2nd Techn. Conf. on Hurricanes, Nat. Hurricane Research Rep. No. 50, 1962.
- SCHRADER, J. P.: Kennzeichnende Seegangsrößen für drei Meßpunkte in der Elbemündung. Hamb. Küstenforschg. H. 4, 1968.

- SCHÜTTRUMPF, R.: Über die Bestimmung von Bemessungswellen für den Seebau am Beispiel der südlichen Nordsee. Mitt. Franzius-Inst., H. 39, 1973.
- SIEFERT, W.: Die Seegangsverhältnisse im Elbemündungsgebiet. Hamb. Küstenforschg. H. 18, 1971.
- SIEFERT, W.: Über Formen, Längen und Fortschrittsrichtungen von Wellen in küstennahen Flachwassergebieten. Hamb. Küstenforschg., H. 24, 1972.
- SIEFERT, W.: Über den Seegang in Flachwassergebieten. Mitt. Leichtweiß-Inst., H. 40, 1974.
- SIEFERT, W.: Über das Sturmflutgeschehen in Tideflüssen. Mitt. Leichtweiß-Inst., H. 63, 1978.
- SIBUL, O.: Laboratory Study of Generation of Wind Waves in Shallow Water. Beach Er. Board, Tech. Mem. No. 72, 1955.
- SILVESTER, R.: Coastal Engineering. Bd. 1, Amsterdam, London, New York, 1974.
- STEVENSON, Th.: The Design and Construction of Harbours. (s. Lit. SCHÜTTRUMPF, 1973.)
- SVASEK, J. N.: Statistical Evaluation of Wave Conditions in a Deltaic Area. Proc. of Symp. Res. on Wave Action, Vol. 1, 1969.
- SVERDRUP, H. U. u. MUNK, W. H.: Wind, Sea and Swell: Theory of Relations for Forecasting. Unit. St. Navy Dep., Hydr. Off. Publ. No. 601, 1947.
- TOMCZAK, G.: Die Verschiedenheit des Seegangs in der Deutschen Bucht. Dtsch. Ber. z. 22. Int. Schifffahrtskongr., Paris, 1969.
- UNNA, P. J. H.: Waves and Tidal Streams. Nature, Vol. 98, No. 3, London, 1942.
- US. ARMY COASTAL ENGINEERING RESEARCH CENTER: Shore Protection, Planning and Design. Techn. Rep. No. 4, 1966.
- WALDEN, H.: Die Wellenhöhe neu angefachter Windsee nach Beobachtungen atlantischer Weterschiffe und des Fischereischutzbootes „Meerkatze“. Ann. der Meteorologie, Jg. 16, H. 9/10, 1953/54.
- 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.
- WALDEN, H. u. PIEST, J.: Vergleichsmessungen des Seegangs. Deutscher Wetterdienst, Seewetteramt, Einzelveröff. Nr. 30, Hamburg, 1961.
- WALDEN, H. u. SCHÄFER, P. J.: Die winderzeugten Meereswellen, Teil II: Flachwasserwellen. Deutscher Wetterdienst, Seewetteramt, Einzelveröff. Nr. 67, Hamburg, 1969.
- WIEGEL, R. L.: OCEANOGRAPHICAL ENGINEERING. Prentice Hall, Inc., Englewood Cliffs, N. J., 1964.
- WILTON, J. R.: On the Highest Wave in Deep Water. (s. Lit. SCHÜTTRUMPF, 1973.)
- WILSON, J. R. u. BAIRD, W. F.: A Discussion of Some Measured Wave Data. Proc. of the 13th Int. Conf. on Coast. Eng., Vancouver, 1972.
- WILSON, B. W.: Deficiencies in Research on Gravity Surface Waves. Council on Wave Research, Berkeley Cal., 1961.
- YI-YUAN-YU: Breaking of Waves by an Opposing Current. Transact. Am. Geoph. Union, Vol. 33, No. 1, 1952.
- YSKER, J. S.: Seegangsmessungen in der Jade. Die Küste, H. 34, 1979.

7. Häufig verwendete Symbole

- b = $\frac{H_{1/3}}{H_s}$ Beurteilungsfaktor für die Spektrumsform
- c = Wellenfortschrittsgeschwindigkeit
- c_g = Wellengruppengeschwindigkeit
- d = Wassertiefe
- E = Gesamtenergie einer Spektralfunktion
- E(f) = Spektralfunktion
- E_f = Energiedichte des Spektrums
- F = Streichlänge (Fetch)
- f = Frequenz = $\frac{1}{T}$
- f_0 = Frequenz der max. Energiedichte

H	= Wellenhöhe (allgemein)
\bar{H}	= mittlere Wellenhöhe
$H_{1/3}$	= mittlere Höhe der 33 % höchsten Wellen
$H_{1/10}$	= mittlere Höhe der 10 % höchsten Wellen
H_{\max}	= höchste gemessene Einzelwelle
H_s	= signifikante Wellenhöhe (aus dem Spektrum ermittelt)
Index σ	= Tiefwasserbedingungen (z. B. H_o , L_o , c_o)
L	= Wellenlänge
m_o	= Energieinhalt des Spektrums = $\int_0^{\infty} E(f) df$
MThw	= mittleres Tidehochwasser
MTnw	= mittleres Tideniedrigwasser
MTmw	= Tidemittelwasser
n	= Anzahl der Einzelwellen einer Registrierung
p	= Eintrittswahrscheinlichkeit
s	= Wellensteilheit = $\frac{\bar{H}}{g\bar{T}^2}$
T	= Wellenperiode (allgemein)
\bar{T}	= mittlere Wellenperiode
$T_{1/3}$	= Mittel der 33 % längsten Perioden
$T_{1/10}$	= Mittel der 10 % längsten Perioden
$T_{H1/3}$	= Mittel der zu den 33 % höchsten Wellen gehörigen Perioden
$T_{H1/10}$	= Mittel der zu den 10 % höchsten Wellen gehörigen Perioden
T_{fo}	= Peak-Periode im Spektrum = $\frac{1}{f_o}$
t	= Zeit
U	= Windgeschwindigkeit
v	= Strömungsgeschwindigkeit
x	= Wellenbewegung in x-Richtung
y	= Wellenbewegung in y-Richtung
κ_R	= Reflexionskoeffizient
κ_T	= Transmissionskoeffizient
ρ	= Dichte
η	= normierte Wellenhöhe $\frac{H}{\bar{H}}$
τ	= normierte Wellenperiode $\frac{T}{\bar{T}}$
ω	= Phasenwinkel