

**Untersuchung des Seegangs an der Südspitze
der Nordseeinsel Sylt mit Hilfe des radargestützten
Wellenbeobachtungssystems WaMoS II**

(Vom Fachbereich Umweltwissenschaften der Universität Lüneburg als
Diplomarbeit angenommen)

Autor:
B. Lund

**wissen
scharft
nutzen**

GKSS 2006/14

**Untersuchung des Seegangs an der Südspitze
der Nordseeinsel Sylt mit Hilfe des radargestützten
Wellenbeobachtungssystems WaMoS II**

(Vom Fachbereich Umweltwissenschaften der Universität Lüneburg als
Diplomarbeit angenommen)

Autor:

B. Lund

(Institut für Küstenforschung)

Die Berichte der GKSS werden kostenlos abgegeben.
The delivery of the GKSS reports is free of charge.

Anforderungen/Requests:

GKSS-Forschungszentrum Geesthacht GmbH
Bibliothek/Library
Postfach 11 60
D-21494 Geesthacht
Germany

Fax.: (49) 04152/871717

Als Manuskript vervielfältigt.
Für diesen Bericht behalten wir uns alle Rechte vor.

ISSN 0344-9629

GKSS-Forschungszentrum Geesthacht GmbH · Telefon (04152)87-0
Max-Planck-Straße 1 · D-21502 Geesthacht / Postfach 11 60 · D-21494 Geesthacht

GKSS 2006/14

Untersuchung des Seegangs an der Südspitze der Nordseeinsel Sylt mit Hilfe des radargestützten Wellenbeobachtungssystems WaMoS II

(Vom Fachbereich Umweltwissenschaften der Universität Lüneburg als Diplomarbeit angenommen)

Björn Lund

107 Seiten mit 41 Abbildungen und 6 Tabellen

Zusammenfassung

Die Insel Sylt ist durch Küstenerosion bedroht, deren treibende Kraft der Seegang ist. In der vorliegenden Arbeit wurde daher der Seegang an der Südspitze Sylts analysiert und eine Abschätzung des daraus resultierenden Sedimenttransports vorgenommen. Die Datengrundlage dieser Analyse lieferte die von der GKSS-Forschungszentrum Geesthacht betriebene WaMoS II-Station bei Hörnum, die den Seegang mithilfe eines nautischen Radars in Raum und Zeit misst. Die Daten wurden anhand von Bojenmessungen validiert, wobei gezeigt werden konnte, dass WaMoS II zur Seegangsmessung in Küstennähe gut geeignet ist. Die Analyse hat ergeben, dass der Seegang an der Westküste Sylts von Wellenrichtungen aus Westen, Wellenperioden zwischen 5 s und 7 s sowie Wellenhöhen von 0,7 m bis 1,0 m dominiert wird. Die räumliche Untersuchung hat Hinweise über die Umformung des Seegangs beim Einlaufen in Flachwasser geliefert: Die Wellenrichtung wird im Untersuchungsgebiet insbesondere bei Seegang aus Südwest in südliche Richtung abgelenkt. Die Wellenhöhe sowie in geringerem Maße die Wellenperiode nehmen ab. Es wurde gezeigt, dass die Energie des Seegangs in Wassertiefen zwischen 5 m und 1 m zu fast 80 % dissipiert. Die dabei freiwerdende Energie steht prinzipiell für Erosionsprozesse zur Verfügung. Die Analyse der Sturmhäufigkeit hat ergeben, dass von Oktober bis Februar am meisten Energie auf die Küste trifft. Somit sind Ort und Zeitraum der stärksten Erosion weitgehend identifiziert. Die Abschätzung des Sedimenttransports erfolgte mithilfe der CERC-Formel, die den Energiefluss des Seegangs in die Brandungszone mit dem Sedimenttransport in Beziehung setzt. Die ermittelten Transportvolumen stimmen von der Größenordnung her gut mit Referenzdaten aus Echolot-Vermessungen des ALR Husum überein. Im Ergebnis kann festgestellt werden, dass diese Arbeit neue Erkenntnisse über die Wechselwirkungen zwischen der Topographie des Meeresbodens und dem Seegang an der Südspitze Sylts liefern konnte.

Abstract

The island Sylt, located in the North Sea close to the Danish-German border, is threatened by coastal erosion, which is mainly caused by the prevailing sea state. This report analyses the sea state around the southern tip of Sylt and gives an estimate for the resulting sediment transport. The data for this analysis were sampled at the WaMoS II station near Hörnum operated by GKSS Forschungszentrum

Geesthacht. WaMoS II is a navigational radar based instrument, that measures the sea state in space and time. The data were validated against buoy measurements and it could be demonstrated that WaMoS II is well suited for near shore sea state monitoring. The analysis revealed that wave directions from west, wave periods between 5 s and 7 s and wave heights from 0,7 m to 1,0 m are dominant at the west coast of Sylt. The spatial data analysis within the investigation area provided information about the wave transformation as the water becomes shallower. The wave direction is refracted southward, in particular when the waves come from south west. The wave height as well as to a lower extent the wave periods are diminished. It could be shown that 80 % of the wave energy dissipates in water depths between 5 m and 1 m. This dissipated energy is available for erosion processes. The analysis of the storm frequency indicates, that the sea state energy reaches its maximum from October through February. Thus, the location and period when the most severe erosion is occurring could be identified. The estimation of sediment transport was carried out with the CERC equation, that relates the waves' energy flow in the surf zone with the coastal erosion. The estimated transport volumes correspond well with the echo sounder reference data provided by the ALR Husum. To summarise, this report provides new findings about the sea floor topography and sea state interaction around the southern tip of Sylt.

Danksagung

Ich möchte mich an dieser Stelle bei allen bedanken, die am Gelingen dieser Arbeit beteiligt waren. Prof. Dr. Wolfgang Ruck und Prof. Dr. Andreas Möller danke ich für die Begutachtung und ihre stets hilfreichen wissenschaftlichen Ratschläge. Für die Möglichkeit, bei der OceanWaveS GmbH meine Diplomarbeit durchzuführen, bedanke ich mich bei Konstanze Reichert und Jürgen Dittmer. Bei Konstanze Reichert möchte ich mich auch fürs Korrekturlesen bedanken. Mein besonderer Dank gilt meinen Betreuern Dr. Jens Dannenberg und Dr. Katrin Hessner. Durch ihre ständige Diskussionsbereitschaft, zahlreichen kritischen Anregungen und inhaltlichen Korrekturen haben sie wesentlich zur Verbesserung dieser Arbeit beigetragen. Allen weiteren Mitarbeitern von Ocean WaveS danke ich für ihre freundliche Unterstützung während der Entstehung dieser Arbeit.

Dem GKSS-Forschungsinstitut Geesthacht GmbH danke ich für die finanzielle Unterstützung und Bereitstellung von Seegangs-, Wind- und Gezeitendaten. Dr. Heinz Günther gebührt für fachlichen Rat und kritisches Lesen besonderer Dank. Meiner Mitbewohnerin Sabine Thuens möchte ich für das Korrekturlesen danken.

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis.....	VII
Tabellenverzeichnis.....	XI
Abkürzungen.....	XII
Zeichenindex.....	XIII
1. Einleitung.....	1
1.1 Ausgangssituation.....	1
1.2 Zielsetzung.....	2
1.3 Methodik.....	3
1.4 Aufbau.....	4
2. Charakterisierung des Untersuchungsgebiets.....	6
2.1 Definition Küste.....	7
2.2 Das Wattenmeer.....	7
2.2.1 Genese.....	8
2.2.2 Klassifizierung.....	9
2.2.3 Morphodynamische Subsysteme.....	9
2.3 Nordseeinsel Sylt.....	10
2.4 Hörnum Halbinsel.....	10
2.5 Zusammenfassung.....	12
3. Grundlagen zur Beschreibung von Seegang und seiner Effekte im Flachwasser.....	13
3.1 Definition und Entstehung des Seegangs.....	13
3.2 Klassifizierung des Seegangs.....	14
3.3 Harmonische Elementarwelle und Wellenfelder.....	14
3.4 Dispersionsrelation.....	16
3.5 Seegangsspektren und -parameter.....	17
3.6 Umformung des Seegangs im Flachwasser.....	18
3.7 Zusammenfassung.....	19
4. Verfahren zur Seegangsmessung.....	21
4.1 Seegangsradar WaMoS II.....	21
4.1.1 Gerätekomponenten.....	23
4.1.2 Software.....	24

4.1.3 Messgenauigkeit und -grenzen.....	25
4.2 Seegangsbojen.....	28
4.3 Vergleichbarkeit von WaMoS II- und Bojendaten.....	29
4.4 Zusammenfassung.....	30
5. Analyse des Seegangs an der Südspitze Sylts.....	31
5.1 Beschreibung der WaMoS II- und Referenzstationen.....	31
5.2 Datengrundlage der Analyse.....	36
5.3 Validierung der Daten.....	39
5.3.1 Vergleichbarkeit der WaMoS II- und Bojendaten.....	40
5.3.2 Signifikante Wellenhöhe.....	41
5.3.3 Hauptwellenperiode.....	44
5.3.4 Hauptwellenrichtung.....	47
5.3.5 Zwischenergebnis.....	50
5.4 Beschreibung des Seegangs westlich der Südspitze Sylts.....	51
5.4.1 Wind.....	52
5.4.2 Seegang.....	53
5.4.3 Zwischenergebnis.....	57
5.5 Räumliche Variabilität des Seegangs an der Südspitze Sylts.....	58
5.5.1 Signifikante Wellenhöhe.....	60
5.5.2 Hauptwellenperiode.....	62
5.5.3 Hauptwellenrichtung.....	64
5.5.4 Zwischenergebnis.....	66
5.6 Zusammenfassung.....	66
6. Sedimenttransportpotential an der Westküste der 'Hörnum Odde'.....	68
6.1 Schutzbedarf sandiger Küsten.....	68
6.2 Physikalische Grundlagen des Sedimenttransports an sandigen Küsten.....	70
6.3 Stand des Wissens über den Sedimenttransport an der Küste Sylts.....	71
6.4 Sturmaktivität.....	74
6.5 Umwandlung der Seegangsenergie.....	75
6.6 Methoden zur Abschätzung des Sedimenttransports.....	78
6.7 CERC-Formel.....	79
6.8 Abschätzung des Sedimenttransports.....	81
6.9 Zusammenfassung.....	84

7. Zusammenfassung und Ausblick.....	86
Literatur.....	90

Abbildungsverzeichnis

1	Karte der Deutschen Bucht (Maßstab 1:1250000) und der Insel Sylt (Maßstab 1:300000).....	6
2	Karte der südlichen Nordsee. Die Watten sind durch graue Flächen gekennzeichnet. Das eingebettete Photo zeigt ein Wattgebiet mit Prielwurmhaufen (Quelle der Karte: Klocke 2001, S. 33; Quelle des Photos: Nationalpark Schleswig-Holsteinisches Wattenmeer 2006).....	8
3	Seekarte mit der Südspitze Sylts und ihrer Umgebung; Maßstab 1:75000 (Quelle: BSH 2005)..	11
4	Profil einer harmonischen Elementarwelle (verändert nach: Dietrich et al. 1975, S. 333).....	15
5	Frequenz-Richtungsspektrum gemessen von WaMoS II an der Südspitze Sylts am 17. Mai 2005, 00:00 UTC. Die Wellenenergiedichte ist auf den Wert eins normiert und farbkodiert dargestellt.....	18
6	Radarbild aufgezeichnet von WaMoS II bei Hörnum am 15. Dezember 2005, 21:45 UTC....	22
7	Hardware Komponenten des WaMoS II (Quelle: OceanWaveS GmbH).....	23
8	Dispersionsschalen des Seegangs im Wellenzahl-Frequenzraum ohne Strömung (links) und mit Strömung (rechts) (Quelle: Seemann 1997, S. 30).....	25
9	'Directional Waverider'-Boje zur Seegangsmessung (Quelle: Datawell).....	29
10	Unterfeuer mit der WaMoS II-Station auf Sylt bei Hörnum.....	32
11	Karte der 'Hörnum Odde' mit den WaMoS II-Analysefenstern; Maßstab 1:25000 (Quelle: BSH 2005).....	34
12	Positionen der WaMoS II- und Referenzstationen (Maßstab 1:150000).....	36
13	Verfügbarkeit von WaMoS II- und Referenzdaten für die Jahre 2002 bis 2005.....	38
14	Zeitreihen der signifikanten Wellenhöhe gemessen von WaMoS II in Analysefenster 9 in rot und von der Boje 'Hörnum Loch' in blau vom 14. bis 25. März 2004.....	41
15	Streudiagramme der signifikanten Wellenhöhe gemessen von WaMoS II in Analysefenster 9 und der Boje 'Hörnum Loch' für die Jahre 2003 bis 2005. Dargestellt ist der prozentuale Anteil der Messungen.....	42
16	Zeitreihen der signifikanten Wellenhöhe von WaMoS II in Analysefenster 2 in rot und von der Boje 'Hörnum Tief' in blau sowie des Pegelstands vom Messpfahl 'Hörnum1' in grün für den Zeitraum vom 14. bis 25. März 2004.....	43
17	Streudiagramme der signifikanten Wellenhöhe gemessen von WaMoS II in Analysefenster 2 und der Boje 'Hörnum Tief' für die Jahre 2004 und 2005. Dargestellt ist der prozentuale Anteil der Messungen.....	44
18	Zeitreihen der Hauptwellenperiode gemessen von WaMoS II in Analysefenster 9 in rot sowie von der Boje 'Hörnum Loch' in blau für den 14. bis 25. März 2004.....	44

19	Streudiagramme der Hauptwellenperiode gemessen von WaMoS II in Analysefenster 9 und der Boje 'Hörnum Loch' für die Jahre 2003 bis 2005. Dargestellt ist der prozentuale Anteil der Messungen.....	45
20	Zeitreihen der Hauptwellenperiode gemessen von WaMoS II in Analysefenster 2 (rot) und von der Boje 'Hörnum Tief' (blau) sowie des Pegelstands vom Messpfahl 'Hörnum1' (grün) für den 14. bis 25. März 2004.....	46
21	Streudiagramme der Hauptwellenperiode gemessen von WaMoS II in Analysefenster 2 und der Boje 'Hörnum Tief' für die Jahre 2004 und 2005. Dargestellt ist der prozentuale Anteil der Messungen.....	47
22	Zeitreihen der Hauptwellenrichtung gemessen von WaMoS II in Analysefenster 9 (rot) und von der Boje 'Hörnum Loch' (blau) für den 14. bis 25. März 2004.....	47
23	Streudiagramme der Hauptwellenrichtung gemessen von WaMoS II in Analysefenster 9 und der Boje 'Hörnum Loch' für die Jahre 2003 bis 2005. Dargestellt ist der prozentuale Anteil der Messungen.....	48
24	Zeitreihen der Hauptwellenrichtung gemessen von WaMoS II in Analysefenster 2 (rot) und der Boje 'Hörnum Tief' (blau) für den 14. bis 25. März 2004.....	49
25	Streudiagramme der Hauptwellenrichtung gemessen von WaMoS II in Analysefenster 2 und der Boje 'Hörnum Tief' für die Jahre 2004 und 2005. Dargestellt ist der prozentuale Anteil der Messungen.....	50
26	Verteilung der Windrichtung gemessen vom Messpfahl 'Hörnum1' in den Jahren 2004 und 2005.....	52
27	Streudiagramm und Histogramme der für den Seegang relevanten Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen gemessen vom Messpfahl 'Hörnum1' für die Jahre 2004 und 2005. Dargestellt ist der prozentuale Anteil der Messungen.....	53
28	Streudiagramm und Histogramme der signifikanten Wellenhöhe und Hauptwellenrichtung gemessen von WaMoS II in Analysefenster 9 für den Zeitraum von 2003 bis 2005. Dargestellt ist der prozentuale Anteil der Messungen.....	54
29	Streudiagramm und Histogramme der Hauptwellenperiode und Hauptwellenrichtung gemessen von WaMoS II in Analysefenster 9 für den Zeitraum von 2003 bis 2005. Dargestellt ist der prozentuale Anteil der Messungen.....	55
30	Streudiagramm der signifikanten Wellenhöhe und der Hauptwellenperiode zum Quadrat gemessen von WaMoS II in Analysefenster 9 für den Zeitraum von 2003 bis 2005. Dargestellt ist der prozentuale Anteil der Messungen.....	56
31	Streudiagramm der signifikanten Wellenhöhe und der Hauptwellenperiode zum Quadrat	

	gemessen von WaMoS II in Analysefenster 9 für den Zeitraum von 2003 bis 2005. Dargestellt ist der logarithmierte prozentuale Anteil der Messungen.....	57
32	Streudiagramm und Histogramme der signifikanten Wellenhöhe gemessen von WaMoS II in den Analysefenstern 6 und 9 für den Zeitraum von 2003 bis 2005. Dargestellt ist der prozentuale Anteil der Messungen.....	60
33	Streudiagramm und Histogramme der signifikanten Wellenhöhe gemessen von WaMoS II in den Analysefenstern 2 und 9 für den Zeitraum von 2003 bis 2005. Dargestellt ist der prozentuale Anteil der Messungen.....	61
34	Streudiagramm und Histogramme der Hauptwellenperiode gemessen von WaMoS II in Analysefenster 6 und 9 für den Zeitraum von 2003 bis 2005. Dargestellt ist der prozentuale Anteil der Messungen.....	62
35	Streudiagramm und Histogramme der Hauptwellenperiode gemessen von WaMoS II in Analysefenster 2 und 9 für den Zeitraum von 2003 bis 2005. Dargestellt ist der prozentuale Anteil der Messungen.....	63
36	Streudiagramm und Histogramme der Hauptwellenrichtung gemessen von WaMoS II in den Analysefenstern 6 und 9 für den Zeitraum von 2003 bis 2005. Dargestellt ist der prozentuale Anteil der Messungen.....	64
37	Streudiagramm und Histogramme der Hauptwellenrichtung gemessen von WaMoS II in den Analysefenstern 2 und 9 für den Zeitraum von 2003 bis 2005. Dargestellt ist der prozentuale Anteil der Messungen.....	65
38	Histogramm der Sturmtage gemessen von WaMoS II in Analysefenster 9 (dunkelgrauer Balken) und Messtage (hellgrauer Balken) für die Jahre 2003 bis 2005 in monatlicher Auflösung. Die Prozentzahlen kennzeichnen den Anteil der Sturmtage an den Messtagen.....	75
39	Streudiagramm der Seegangsenergie mit Korrelationsgerade gemessen von WaMoS II in den Analysefenstern 8 und 9 für den Zeitraum von 2003 bis 2005.....	76
40	Energie relativ zu Analysefenster 9 und vorherrschende Wassertiefe als Funktion der Analysefenster 9 bis 2.....	77
41	Zeitreihen des transportierten Sedimentvolumens an der 'Hörnum Odde' in den Jahren 2003 bis 2005. Positive $Q_{ }$ -Werte beschreiben den Transport nach Norden, negative $Q_{ }$ -Werte nach Süden.....	82

Tabellenverzeichnis

1	Klassifizierung der Oberflächenwellen hinsichtlich ihrer erregenden Kräfte und Wellenlänge (Quelle: Pond/Pickard 1986, S. 210).....	14
2	Genauigkeit, Wertebereich und Auflösung für die WaMoS II-Messungen der wichtigsten Seegangs- und Strömungsparameter (Quelle: OceanWaveS GmbH).....	28
3	System-Parameter für die WaMoS II-Station bei Hörnum.....	32
4	Vorherrschende Wassertiefen in den WaMoS II-Analysefenstern.....	35
5	Anzahl der vorliegenden Messungen für die WaMoS II- und die Referenzstationen.....	39
6	Volumen transportierten Sediments an der 'Hörnum Odde' für die Jahre 2003 bis 2005.....	83

Abkürzungen

ALR	Amt für ländliche Räume (ehemals ALW)
ALW	Amt für Land- und Wasserwirtschaft (heute ALR)
BMBF	Bundesministerium für Bildung und Forschung
BSH	Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie
bzw.	beziehungsweise
CERC	Coastal Engineering Research Center
et al.	et alii (und andere)
FAK	Fachausschuss für Küstenschutzwerke
FFT	Fast Fourier Transformation
GKSS	Gesellschaft für Kernenergieverwertung in Schiffbau und Schifffahrt mbH
HRC	High Resolution Current Fit
IAHR	International Association for Hydraulic Research
IPCC	International Panel on Climate Change
MLRLLT-SH	Ministerium für ländliche Räume, Landesplanung, Landwirtschaft und Tourismus des Landes Schleswig-Holstein
NN	Normal-Null
u.	und
UTC	koordinierte Weltzeit
vgl.	vergleiche
WaMoS II	Wave Monitoring System II

Zeichenindex

A	Amplitude
a, b	Kalibrationskonstanten für die signifikante Wellenhöhe
c	Phasengeschwindigkeit der Welle
c_g	Wellengruppengeschwindigkeit
c_L	Lichtgeschwindigkeit
d	Wassertiefe
d_c	Grenztiefe der aktiven Zone
E	Seegangenergie
F	Energiefluss in die Brandungszone
f	Frequenz
F_{\parallel}	küstenparallele Komponente des Energieflusses in die Brandungszone
g	Erdbeschleunigung
H	Wellenhöhe
H_{min}	WaMoS II-Messgrenze für die Wellenhöhe
H_{rms}	'root mean square'-Wellenhöhe
H_s	signifikante Wellenhöhe
H_{se}	Extreme Wellenhöhe
I	Masse küstenparallel transportierten Sediments
k	Wellenzahl
\mathbf{k}	Wellenvektor
k_{max}, k_{min}	maximal bzw. minimal auflösbare Wellenzahl
L	Kantenlänge des WaMoS II-Analysefensters
m_0	Moment 0.ter Ordnung
n	Porosität des Sandbetts
N	Anzahl der Messungen
p	räumliche Auflösung in Radarblickrichtung
P_L	Pulslänge
Q_{\parallel}	Volumen küstenparallel transportierten Sediments
r	Korrelationskoeffizient
\mathbf{r}	Ortsvektor
SNR	Signal-zu-Rausch-Verhältnis
t	Zeit
T_A	Gesamtbeobachtungszeit während einer WaMoS II-Messung

T_p	Hauptwellenperiode
U	Strömungsgeschwindigkeit
U_e	Vektor der Begegnungsgeschwindigkeit
α	Winkel zwischen Wellenrichtung und Küstennormaler
Δr	räumliche Auflösung der Radarbilder
Δt	Antennenumlaufzeit
ζ	Oberflächenauslenkung
θ_p	Hauptwellenrichtung
θU	Strömungsrichtung
λ	Wellenlänge
ρ	Dichte des Wassers
ρ_s	Dichte des Sediments
τ	Wellenperiode
φ	Phasenwinkel
ω	Kreisfrequenz
$\omega_{\max}, \omega_{\min}$	maximal bzw. minimal auflösbare Kreisfrequenz

1. Einleitung

1.1 Ausgangssituation

Die Besiedlungsdichte in den Küstenregionen nimmt weltweit zu. Bereits heute lebt knapp die Hälfte der Population der Europäischen Union innerhalb von 50 km Entfernung zur Küste (Europäische Kommission 2000, S. 7). Diese zunehmende Urbanisierung der Küste steht im Konflikt mit dem natürlichen Phänomen der Küstenerosion. An einer Küste besteht ein Erosionszustand, wenn im Jahresmittel mehr Sediment aus dem gegebenen Küstenabschnitt hinausgeht als hereinkommt. Treibende Kraft der Küstenerosion ist der Seegang (CERC 1984, S. 4-29). Der natürliche Küstenverlauf unterliegt infolge der Erosion ständigen Veränderungen. Durch menschliches Eingreifen wurden große Teile der Küste aus vormaligen Naturlandschaften zu Kulturlandschaften mit künstlichen Küstenlinien umgeformt. Auch diese durch anthropogene Eingriffe geprägte Küste ist durch Erosion gefährdet, wobei ihr Schutzbedarf mit der Dichte der Besiedlung und dem Wert der Bebauung wächst (FAK 2002, S. 250).

Durch die Folgen des Klimawandels wird sich die Gefährdungslage der Küstenregionen in Zukunft weiter verschärfen. So wird für den Zeitraum von 1990 bis 2100 mit einem globalen Anstieg des Meeresspiegels um 0,11 m bis 0,77 m gerechnet. Die Hauptursache hierfür ist die thermische Ausdehnung des sich erwärmenden Meerwassers (IPCC 2001a, S. 642). Vermutlich kommt es auch zu einer Steigerung der Sturmintensität und -häufigkeit sowie damit verbunden zu einer verstärkten Küstenerosion (IPCC 2001b, S. 345).

Die Insel Sylt ist aufgrund ihrer exponierten Lage zur Nordsee besonders stark von der Küstenerosion betroffen. So verliert die Westküste der Insel durch Erosion von Strand und Dünen seit Jahren an Substanz. Zurzeit gehen der Westküste Sylts jährlich etwa 1 Millionen m³ Sediment verloren. Die Küstenlinie unterlag zwischen 1870 und 1997 einem durchschnittlichen Rückgang von circa 1,75 m/Jahr (Ahrendt/Thiede 2002, S. 70). Nachdem Versuche, die Westküste der Insel durch Bauwerke zu stabilisieren, fehlgeschlagen sind, werden seit 1972 Sandvorspülungen durchgeführt, um die Küstenerosion aufzuhalten (ALW Husum 1997, S. 85).

Aufgrund der besonderen Gefährdung Sylts vor Erosion ist eine ständige Überwachung des Seegangs erforderlich. Für die Messung des Seegangs kommen verschieden Geräte in Frage. Traditionell werden Seegangsbojen eingesetzt, die den Seegang zeitlich an einem Punkt messen. Für

räumliche Analysen können sie hingegen nur eingeschränkt herangezogen werden. Daher wurde in den 80er Jahren in der GKSS-Forschungszentrum Geesthacht GmbH ein Seegangsradar entwickelt, welches eine zeitliche und räumliche Messung des Seegangs ermöglicht. Die Weiterentwicklung, Produktion und Vermarktung des Systems wurden 1995 aus der GKSS in die OceanSensWare GmbH ausgegliedert, die sich seit 2000 OceanWaveS GmbH nennt. Das System wird seitdem kommerziell unter dem Namen 'Wave Monitoring System II' (WaMoS II) vertrieben.

Die Seegangsmessung mit WaMoS II erfolgt mithilfe eines nautischen X-Band Radars, welches Mikrowellen im Frequenzbereich von 8-12 GHz aussendet. Die Messung basiert auf der Auswertung der Radarrückstreuung von der Meeresoberfläche. Dieses Phänomen wird als 'Sea Clutter' bezeichnet. Das 'Sea Clutter' enthält Informationen über den Seegang und die Oberflächenströmung und ist im Radarbild als Streifenmuster zu erkennen. Das Radarsignal wird von WaMoS II in Form von Bildsequenzen digitalisiert. Aus diesen Radarbildserien werden mittels einer Software Seegangsspektren extrahiert, aus denen sich wiederum die wichtigsten Seegangparameter wie signifikante Wellenhöhe, Hauptwellenrichtung und Hauptwellenperiode ableiten lassen. Diese statistischen Indikatoren können zur Beschreibung des Seegangs herangezogen werden.

Die Erosion der Sylter Westküste war und ist Gegenstand vieler Forschungsvorhaben. Forschungsbedarf besteht insbesondere hinsichtlich der starken Erosion an der 'Hörnum Odde', also der Südspitze Sylts. So müssen die Ursachen der Küstenerosion identifiziert und quantifiziert werden (ALW 1997, S. 98). Da der Seegang einen erheblichen Einfluss auf den Sedimenttransport nimmt, besteht ein besonderes wissenschaftliches Interesse am Seegang an der Südspitze Sylts. Vertiefte Kenntnisse über den Seegang sind auch für die Planung von Küstenschutzmaßnahmen an den Inselenden erforderlich (ALW 1997, S. 32). Schließlich besteht hinsichtlich spezieller Seegangseffekte im Flachwasserbereich Forschungsbedarf. Aus diesen Gründen wurde im Auftrag der GKSS durch die OceanWaveS GmbH im März 2002 eine WaMoS II-Station zur Seegangsmessung auf Sylt bei Hörnum installiert. Seitdem werden von dieser Station Radarbilder, Seegangsspektren und Zeitreihen der wichtigsten Seegangparameter aufgezeichnet.

1.2 Zielsetzung

Ziel dieser Arbeit ist es zum einen, die Kenntnisse über den Seegang an der Südspitze Sylts zu

vertiefen und zum anderen, für ein besseres Verständnis der bereits erwähnten Erosionsproblematik zu sorgen. Dieser Arbeit liegen Seegangsdaten gemessen von der WaMoS II-Station auf Sylt bei Hörnum in dem Zeitraum von Mai 2002 bis Ende 2005 zugrunde. Diese Seegangsdaten ermöglichen sowohl die Untersuchung der zeitlichen und räumlichen Variabilität des Seegangs an der Südspitze Sylts als auch die Abschätzung des Sedimenttransports im Untersuchungsgebiet. Weiterhin werden die Möglichkeiten und Grenzen der küstennahen Seegangsüberwachung mit WaMoS II aufgezeigt.

Zielgruppe dieser Arbeit sind zum einen die Ämter des Küstenschutzes, insbesondere das Amt für Ländliche Räume Husum (ALR), welches für den Küstenschutz in Nordfriesland zuständig ist. Weiterhin richtet sich diese Arbeit an Einrichtungen, die Seegangsdaten erfassen und auswerten. Dazu zählt neben der GKSS insbesondere das Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH). Nicht zuletzt sollen der OceanWaveS GmbH durch diese Arbeit neue Anwendungsgebiete für WaMoS II aufgezeigt und das Interesse potentieller Kunden geweckt werden.

1.3 Methodik

Methodisch ist diese Arbeit als Zeitreihen- und Korrelationsanalyse aufzufassen. Während erstere der Beschreibung und statistischen Analyse von Zeitreihen dient, liefert letztere Informationen über das Maß des Zusammenhangs zwischen zwei Datensätzen (vgl. Natke 1988, S. 59). Zur Abschätzung des Sedimenttransports an der Südspitze Sylts wurde ein energetischer Ansatz gewählt. Die Ergebnisse werden im Wesentlichen in Form von Zeitreihen, Histogrammen und Streudiagrammen graphisch dargestellt.

Die in Kapitel 1.2 genannten Ziele dieser Arbeit werden im Einzelnen wie folgt bearbeitet:

- **Validierung der Seegangsmessungen von der WaMoS II-Station auf Sylt bei Hörnum:** Die Topographie des Meeresbodens an der Südspitze Sylts ist äußerst variabel. Sie kennzeichnet sich durch Wassertiefen zwischen 1 m und 30 m. Der Tidenhub beträgt im Mittel circa 2 m. Die Seegangsmessung mit WaMoS II unter derartig variablen Bedingungen wird hier erstmals erprobt und muss validiert werden. Die Validierung der WaMoS II-Messungen erfolgt über den Vergleich mit Messdaten zweier nahegelegener Seegangsbojen. Weiterhin werden die Seegangsdaten auf Abhängigkeiten vom Wind und von den Gezeiten untersucht.

- **Analyse des Seegangs an der Südspitze Sylts:** Nachdem gezeigt wurde, dass WaMoS II grundsätzlich zur Messung unter Flachwasserbedingungen geeignet ist, wird der Seegang an der Südspitze Sylts im Detail analysiert. Der Seegang wird beim Einlaufen in Flachwasser umgeformt. Daher spiegelt sich die hohe Variabilität der Wassertiefen im Untersuchungsgebiet im Seegang wider. Die WaMoS II-Station bei Hörnum misst den Seegang in neun Analysefenstern, die rund um die Südspitze Sylts angeordnet sind. Dieser Stationsaufbau erlaubt eine umfassende Untersuchung der Seegangseigenschaften in dem relativ homogenen Seegebiet westlich der Südspitze sowie der räumlichen Variabilität des Seegangs infolge von Flachwassereffekten.
- **Abschätzung des Sedimenttransports an der 'Hörnum Odde':** Die Seegangsenergie wird in der Brandungszone unter anderem in Turbulenzenergie und Strömung umgewandelt, wodurch Sediment aufgewirbelt und advektiert wird. Auf Grundlage der vorliegenden Seegangsdaten kann zum einen der Tiefenbereich lokalisiert werden, in dem am meisten Seegangsenergie umgewandelt und für Transportprozesse bereitgestellt wird. Zum anderen kann das Sedimenttransportpotential an der 'Hörnum Odde' abgeschätzt werden. Dies erfolgt unter Verwendung eines energetischen Ansatzes, welcher den Sedimenttransport an einer sandigen Küste mit dem Energiefluss in die Brandungszone in Zusammenhang bringt.

1.4 Aufbau

In Kapitel 2 wird das Untersuchungsgebiet beschrieben. Dabei werden das Wattenmeer, die Insel Sylt und die Hörnum Halbinsel hinsichtlich ihrer Entstehung und topographischen Merkmale charakterisiert. Für ein besseres Verständnis der nachfolgenden Seegangsanalyse werden in Kapitel 3 die ozeanographischen Grundlagen zur Beschreibung von Seegang und seiner Effekte im Flachwasser diskutiert. Kapitel 4 behandelt die verschiedenen Verfahren zur Seegangsmessung. Die Funktionsweise des Seegangsradars WaMoS II und der Seegangsbojen sowie die Unterschiede zwischen beiden Messverfahren werden vorgestellt. In Kapitel 5 werden die Seegangsmessungen von der WaMoS II-Station auf Sylt bei Hörnum analysiert. Die WaMoS II- und Referenzstationen werden beschrieben und es wird ein Überblick über das vorliegende Datenmaterial gegeben. Anschließend wird die Validierung der WaMoS II-Messungen mithilfe der Referenzdaten beschrieben und die Untersuchung der zeitlichen und räumlichen Variabilität des Seegangs an der

Südspitze Sylts im Detail dargestellt. In Kapitel 6 wird das Sedimenttransportpotential an der 'Hörnum Odde' auf Grundlage der WaMoS II-Seegangdaten abgeschätzt. Diese Abschätzung wird anhand von Referenzdaten überprüft. Die Arbeit wird in Kapitel 7 mit einer Zusammenfassung der Ergebnisse und einem Ausblick auf zukünftige Arbeiten abgeschlossen.

2. Charakterisierung des Untersuchungsgebiets

Die Nordseeinsel Sylt liegt in Nordfriesland im Nationalpark 'Schleswig-Holsteinisches Wattenmeer' an der Grenze zu Dänemark. Abbildung 1 zeigt eine Karte der Deutschen Bucht und der Insel Sylt.

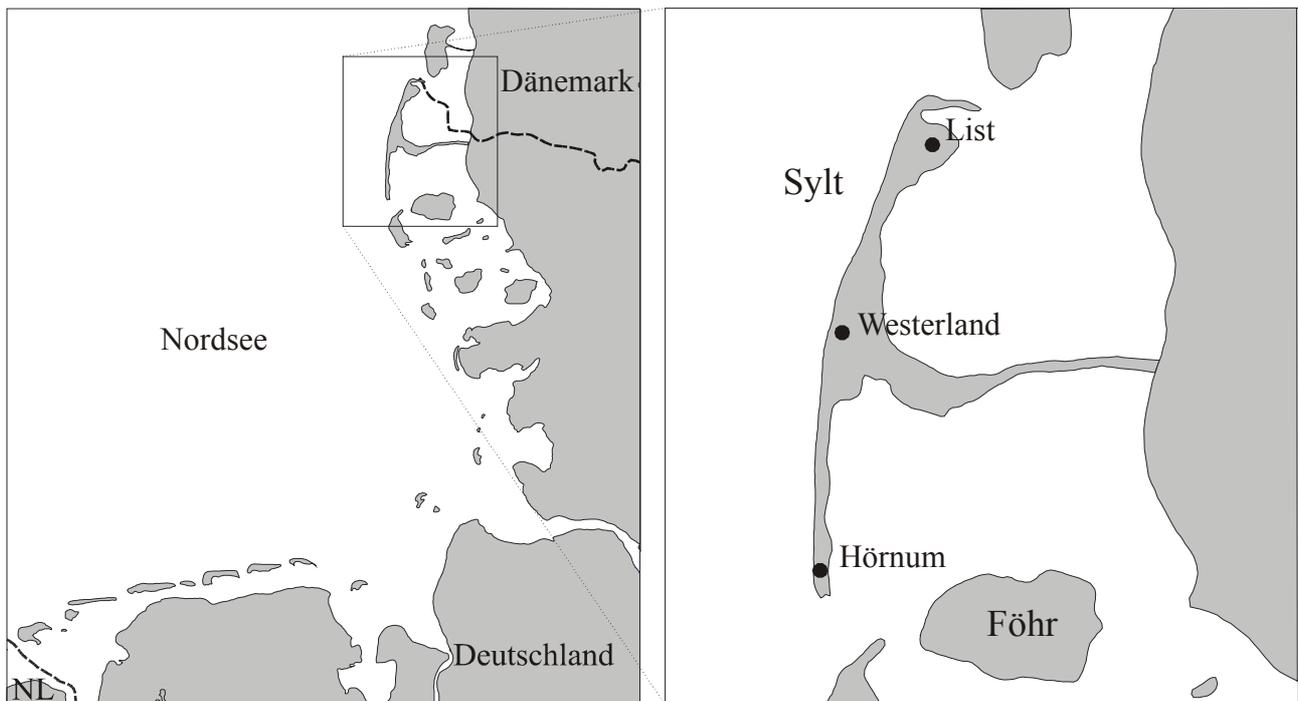


Abbildung 1: Karte der Deutschen Bucht (Maßstab 1:1250000) und der Insel Sylt (Maßstab 1:300000).

In dieser Arbeit wird der Seegang an der Südspitze Sylts beschrieben und der Sedimenttransport abgeschätzt. Da die Küstenmorphologie sowohl auf den Seegang als auch auf den Sedimenttransport großen Einfluss nimmt, wird im Folgenden die Morphologie des Untersuchungsgebiets beschrieben.

In Kapitel 2.1 wird der Begriff 'Küste' definiert. Die Entstehung und eine Möglichkeit zur Klassifizierung des Wattenmeers werden in Kapitel 2.2 vorgestellt. Außerdem wird das Wattenmeer anhand seiner morphodynamischen Subsysteme charakterisiert. Kapitel 2.3 beschreibt die Insel Sylt, wobei auf ihre Entstehung und Sedimentbilanz eingegangen wird. In Kapitel 2.4 werden schließlich die besonderen Gegebenheiten in dem Untersuchungsgebiet an der Südspitze Sylts diskutiert. Der Abschnitt wird in Kapitel 2.5 mit einer Zusammenfassung abgeschlossen.

2.1 Definition Küste

Die Küste bildet einen Streifen zwischen Land und Meer, dessen Breite von der Schwankung des Wasserspiegels, der Wellenhöhe und der Neigung des Küstenhangs abhängt. Die landwärtige Grenze reicht so weit, wie das Meer bei dem höchsten anzunehmenden Sturmflutwasserstand reichen kann. Seewärts umfasst die Küste das Gebiet, in dem der Seegang noch Sedimenttransporte bewirken kann. Das ist bis zu einer Wassertiefe der Fall, die der halben Wellenlänge an dem jeweiligen Küstenabschnitt entspricht (Kelletat 1999, S. 84).

2.2 Das Wattenmeer

Das Wattenmeer ist ein einzigartiger Naturraum, der aufgrund der Gezeiten täglich zweimal überflutet wird und anschließend wieder trockenfällt. Aufgrund der extrem geringen Steigung des Meeresbodens sind die Wattgebiete der Nordsee besonders ausgedehnt: Sie erstrecken sich von Dänemark über die Innere Deutsche Bucht bis in die Niederlanden und reichen bis zu 10 km weit in die See. In Abbildung 2 ist eine Karte der südlichen Nordsee dargestellt, wobei die Wattgebiete durch graue Flächen gekennzeichnet sind. Das Photo in der Abbildung zeigt eine trockengefallene Wattfläche mit den für das Wattenmeer typischen Prielwurmhaufen. Die ökologische Bedeutung des Wattenmeers reicht weit über seine Grenzen hinaus. So dient das Watt Millionen von Zugvögeln als Rastplatz mit reichem Nahrungsangebot und auch viele Fischarten nutzen das Watt als Laichplatz. In Deutschland wurden seit 1985 drei Nationalparks eingerichtet, die zusammen das gesamte deutsche Wattenmeer unter Schutz stellen (Dannenberg 2004, S. 1 f.).

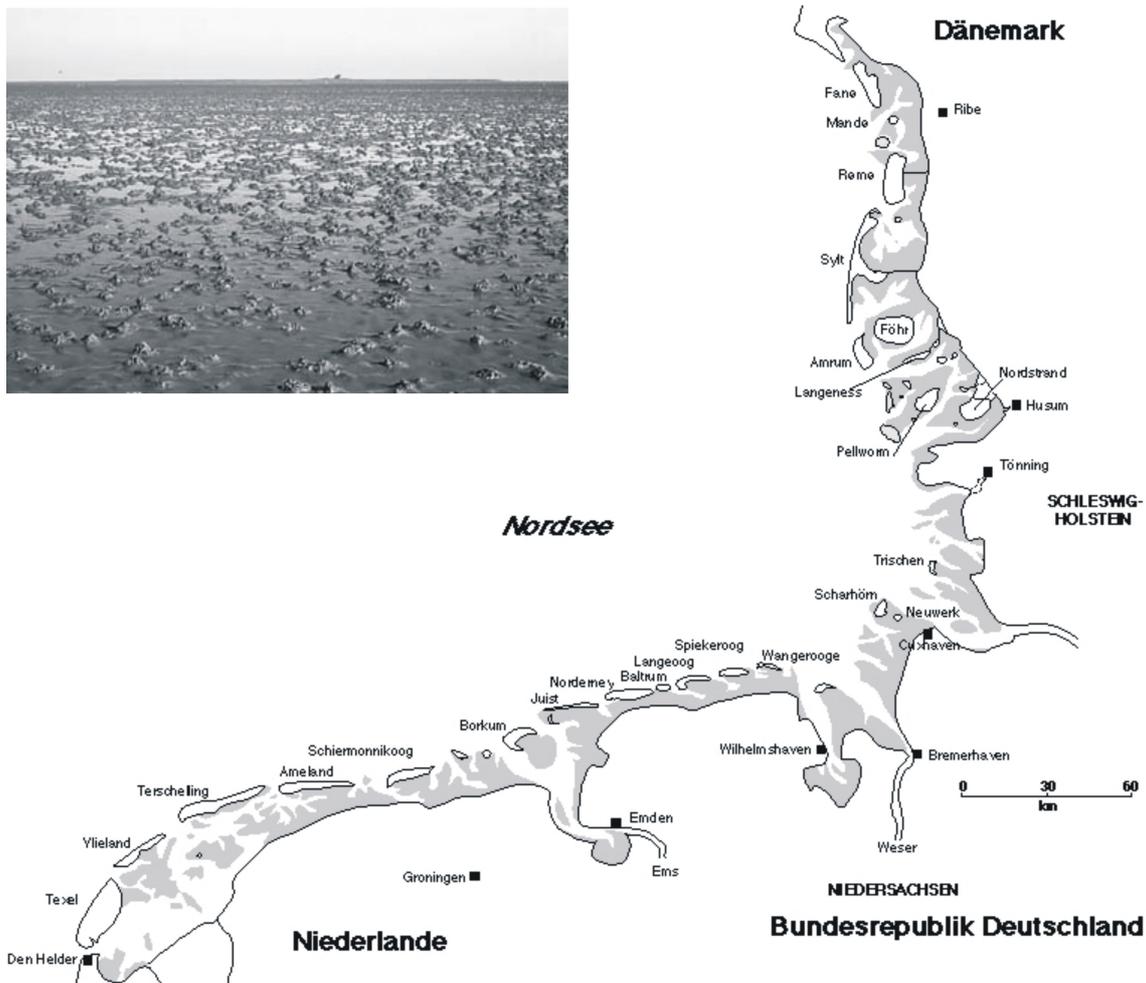


Abbildung 2: Karte der südlichen Nordsee. Die Watten sind durch graue Flächen gekennzeichnet. Das eingebettete Photo zeigt ein Wattgebiet mit Prielwurmhäufen (Quelle der Karte: Klocke 2001, S. 33; Quelle des Photos: Nationalpark Schleswig-Holsteinisches Wattenmeer 2006).

2.2.1 Genese

Die Entstehung des Wattenmeers setzte nach der Weichsel-Eiszeit, dem letzten Glazial, ein. Aufgrund der nacheiszeitlichen Erwärmung und der damit abschmelzenden Eismassen gab es zunächst einen steilen Anstieg des Meeresspiegels, der die Überflutung der flachen pleistozänen Landoberflächen zur Folge hatte. Der Anstieg des Meeresspiegels verlangsamte sich im Laufe der Zeit. Seit etwa 6000 Jahren überwiegt in einigen Gebieten die Sedimentation, wodurch sich das heutige Wattenmeer mit ausgedehnten Küstenmarschen entwickeln konnte (Witez 2002, S. 6).

Die Gestalt des Wattenmeers ist durch eine sehr intensive Morphodynamik geprägt. Aufgrund von Seegang und starken Strömungen infolge des ständigen Wechsels der Gezeiten wird die Landschaft

ständig umgestaltet. Daneben haben anthropogene Eingriffe einen erheblichen Einfluss auf das Erscheinungsbild des Wattenmeers. So begann etwa um das 11. Jahrhundert mit der Bedeichung die Abtrennung von Teilen der Küstenmarschen vom unmittelbaren Einfluss der Nordsee. Das Marschgebiet wird heute fast ununterbrochen durch eine lange Deichlinie gegen Überflutungen gesichert (MLRLLT-SH 2001, S. 10 f.).

2.2.2 Klassifizierung

Das Wattenmeer kann mithilfe des Tidenhubs klassifiziert werden. Der Tidenhub ist das arithmetische Mittel aus dem Betrag, um den das Wasser während der Flut steigt, plus den Betrag, um den das Wasser während der Ebbe fällt. Der Tidenhub wird in die drei Bereiche Mikrotidal, Mesotidal und Makrotidal eingeteilt, denen verschiedene morphodynamische Subsysteme zugeordnet werden (vgl. Kapitel 2.2.3). Nordfriesland hat mit einem Tidenhub von 2 m bis 4 m mesotidale Verhältnisse, für die Barriereinseln, Ebbdeltas, Seegatts, Watten und Salzwiesen charakteristisch sind (Witez 2001, S. 10).

2.2.3 Morphodynamische Subsysteme

Die seewärtige Grenze des Wattenmeers wird durch einen Vorstrand gebildet. In diesem Bereich wird die von der offenen Nordsee anbrandenden Seegangenergie umgewandelt. Landwärts schließt sich die Barriere an den Vorstrand an. Barrieren werden etwa durch die Nordfriesischen Inseln oder durch Außensände gebildet. Die zwischen den Barrieren gelegenen Seegatts sind meist tiefe Rinnen. Sie ermöglichen bei Ebbe und Flut den Wasseraustausch zwischen der offenen Nordsee und den im Schutz der Barriere liegenden Tidebecken. Die starken Tideströmungen halten das Seegatt an den Barriereenden offen. Seewärts des Seegatts liegen die Außensände, die zusammen ein Ebbdelta bilden können. Das Sediment für die Außensände wird mit der Ebbströmung aus dem Tidebecken zur offenen Nordsee transportiert. Nach dem Durchfluss durch das Seegatt verbreitert sich der Querschnitt für die austretenden Wassermassen, wodurch sich die Strömungsgeschwindigkeit verringert und das Sediment im Ebbdelta abgelagert wird. Das Ebbdelta wirkt ähnlich wie der Vorstrand als Energieumwandlungszone für die von der offenen Nordsee anbrandenden Wellen. Im Schutz der Barriere bilden sich die Wattflächen aus. Das Watt wird während der Flutphase überströmt und fällt während der Ebbphase trocken. Die Be- und Entwässerung der Watten erfolgt über die Wattpriele. Direkt vor dem Festland bzw. auf der Rückseite mancher Barrieren hat sich die Salzwiese angesiedelt (Witez 2001, S. 12 ff.).

2.3 Nordseeinsel Sylt

Die Nordseeinsel Sylt liegt im schleswig-holsteinischen Wattenmeer an der Grenze zu Dänemark (vgl. Abbildung 1). Sie hat eine Länge von 40 km und eine Breite von 600 m an ihrer engsten und von 12,5 km an ihrer breitesten Stelle. Ihre Fläche beträgt knapp 100 km² (ALW 1997, S. 3).

Die grundlegenden Bedingungen für die Genese der Insel wurden während der Saale-Eiszeit geschaffen. Nach Abschmelzen der Eismassen blieben großflächige Geestkerne übrig. Diese Geschiebeablagerungen stellen die natürliche Grundlage für die heutige Form der Insel dar. Wie durch Sedimentkartierung belegt werden konnte, reichte das größte Geeststück des Sylter Moränenkomplexes, der Westerländer Geestkern, ursprünglich etwa 10 km weiter nach Westen. Die Nehrungshaken im Norden und Süden des Inselkerns konnten sich durch die teilweise Abtragung des Westerländer Geestkerns bilden (Ahrendt/Thiede 2002, S. 73).

Sylt unterliegt einem permanenten Wandel und verliert durch Erosion von Strand und Dünen seit Jahrhunderten an Substanz. So unterlag die Küstenlinie zwischen 1870 und 1997 einem durchschnittlichen Rückgang von circa 1,75 m/Jahr (Ahrendt/Thiede 2002, S. 70). Daher kann sie als ein offenes System mit negativer Sedimentbilanz charakterisiert werden. Der Materialverlust wird seit 1983 regelmäßig durch Sandvorspülungen ersetzt, wodurch der Rückgang der Westküste weitgehend aufgehalten werden konnte (vgl. Kapitel 6).

2.4 Hörnum Halbinsel

Die Hörnum Halbinsel ist ein 19 km langer Nehrungshaken. Ihr Geestkern weist nur eine geringe Mächtigkeit von wenigen Dezimetern bis zu wenigen Metern auf. Er wird von nacheiszeitlichen marinen Sanden überlagert. Diese haben im Zusammenspiel mit Watt- und Kleiablagerungen des Holozäns einzelne bindige Schichten gebildet, die einen gewissen Widerstand gegen Erosion leisten. An der Südspitze der Insel südlich der Ortslage Hörnum befinden sich keine bindigen Sedimente (Ahrendt/Thiede 2002, S. 75).

Die Hörnum Halbinsel schließt in südlicher Richtung an den Westerländer Geestkern an. In östlicher Richtung wird die Hörnum Halbinsel durch das Hörnumbecken begrenzt. Die Seekarte in Abbildung 3 zeigt die Südspitze Sylts und ihre Umgebung. Die Seegatten 'Hörnumtief' und

'Vortrapptief' trennen die Hörnummer Halbinsel von der südlich gelegenen Insel Amrum und der südöstlich gelegenen Insel Föhr. Das 'Hörnumtief' erreicht an der Südspitze Sylts eine Tiefe von über 30 m. Eine Vertiefung der Seegatten kann seit circa 400 Jahren beobachtet werden (ALW 1997, S. 21). An die Südspitze der Hörnummer Halbinsel schließt sich in südwestlicher Richtung das Ebbdelta mit den Außensänden 'Theeknobssand', 'Hörnumknobssand', 'Holtknobssand' und 'Jungnamensand' an. Die Außensände sind an ihrer Westseite durch den Wellenangriff und an ihrer Ostseite durch die Ebbströmung geprägt.

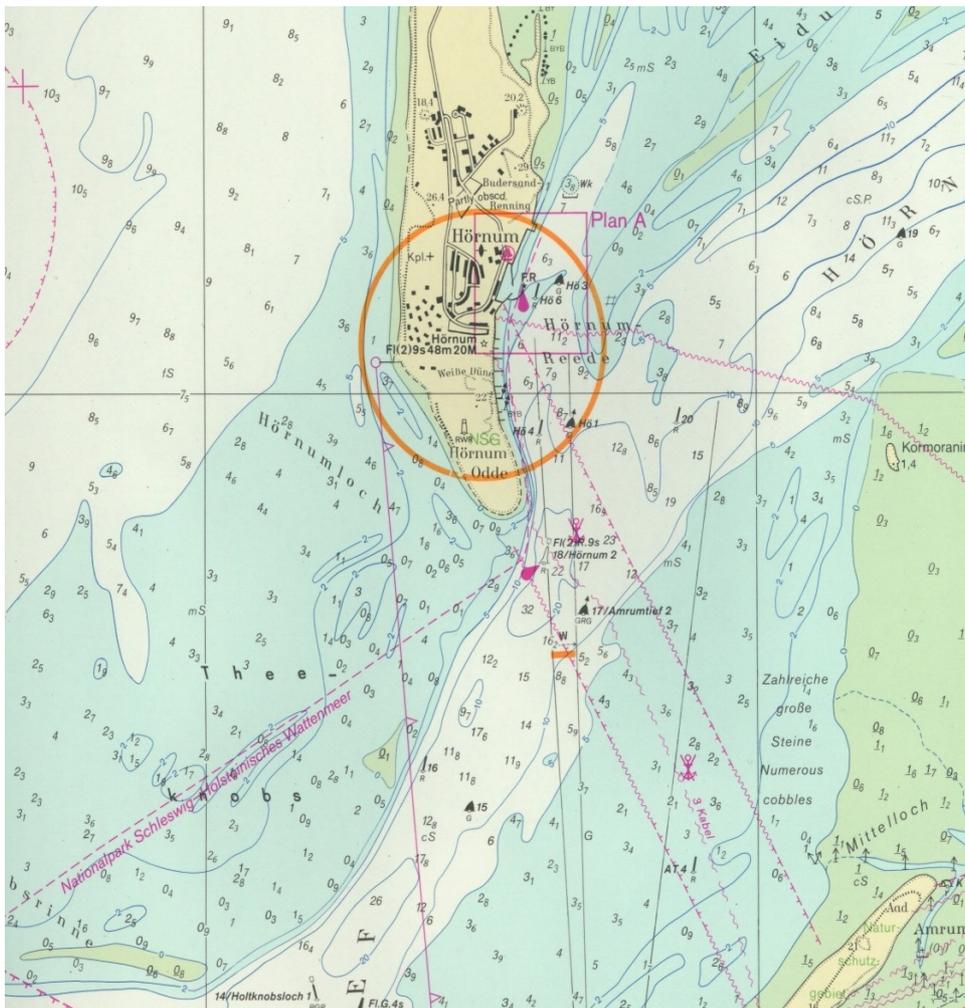


Abbildung 3: Seekarte mit der Südspitze Sylts und ihrer Umgebung; Maßstab 1:75000 (Quelle: BSH 2005).

Der mittlere Tidenhub bei Hörnum beträgt circa 2 m. Damit herrschen im Untersuchungsgebiet gerade noch mesotidale Verhältnisse (vgl. Kapitel 2.2.2). Durch den Bau des 'Hindenburgdamms', der im Jahr 1927 fertiggestellt wurde und die Insel mit dem Festland verbindet, hat sich die lokale Tidedynamik stark verändert. So wurde der Tidestrom aus dem Hörnumbecken in das nördlich

angrenzende Lister Tidebecken unterbunden (Hirschhäuser/Zanke 2001, S. 129).

2.5 Zusammenfassung

Aufgrund starker Wechselwirkungen zwischen der Topographie des Meeresbodens und dem Seegang sind Kenntnisse über die Morphologie des Untersuchungsgebiets für die Seegangsanalyse sowie für die Abschätzung des Sedimenttransports von zentraler Bedeutung. Die Nordseeinsel Sylt liegt in Nordfriesland im schleswig-holsteinischen Wattenmeer an der Grenze zu Dänemark. Die Gestalt des Wattenmeers, dessen Ursprünge in der Weichsel-Eiszeit liegen, unterliegt ständigen Veränderungen. Sie ist wesentlich durch die Gezeiten, aber auch durch anthropogene Eingriffe geprägt. In Nordfriesland herrschen mit einem Tidenhub von circa 2 m gerade noch mesotidale Verhältnisse. Typisch für mesotidale Verhältnisse sind Barriereinseln, Seegatts, Ebbdeltas und Watten. Der Geestkern Sylts wurde während der Saale-Eiszeit geschaffen. Durch Erosion von Strand und Dünen verliert die Insel seit Jahrhunderten an Substanz. Heute hat die Insel eine Länge von 40 km und eine Breite von 600 m bis 12,5 km. Die Hörnum Halbinsel ist ein Nehrungshaken im Süden der Insel. Sie ist durch Sedimentation infolge der Erosion des Sylter Geestkerns entstanden. Die Insel stellt eine Barriere dar, welche die offene See vom Tidebecken trennt. Charakteristisch für die Südspitze Sylts ist das ausgeprägte Ebbdelta, welches auf der einen Seite durch den Wellenangriff und auf der anderen Seite durch die Tideströmung geprägt ist. Das angrenzende Seegatt verbindet die offene See mit dem Tidebecken. Es weist hohe Gezeitenströmungen und Wassertiefen von bis zu 30 m auf.

3. Grundlagen zur Beschreibung von Seegang und seiner Effekte im Flachwasser

Dieser Abschnitt behandelt die ozeanographischen Grundlagen zur Beschreibung von Seegang und seiner Effekte im Flachwasser. Er dient einem besseren Verständnis der verschiedenen Verfahren zur Seegangsmessung, die in Kapitel 4 vorgestellt werden, sowie der darauffolgenden Untersuchung des Seegangs an der Südspitze Sylts.

Im Einzelnen wird die Entstehung (Kapitel 3.1), Klassifizierung (Kapitel 3.2) und mathematische Beschreibung (Kapitel 3.3) des Seegangs erklärt. In Kapitel 3.4 wird die Dispersionsrelation behandelt, die bei der radargestützten Seegangsmessung eine wichtige Rolle spielt. Kapitel 3.5 thematisiert die statistische Beschreibung des Seegangs. In Kapitel 3.6 werden die theoretischen Grundlagen der Umformung des Seegangs im Flachwasser beschrieben. Kapitel 3.7 fasst die Erkenntnisse dieses Abschnitts zusammen.

3.1 Definition und Entstehung des Seegangs

Der Begriff 'Seegang' bezeichnet das raum-zeitlich variable Feld der Oberflächenauslenkung an der Grenzfläche zwischen Wasser und Luft. Die Wellen des Seegangs haben Wellenhöhen bis circa 30 m und Wellenlängen im Bereich von Zentimetern bis zu 1000 m. Sie werden durch die räumlich und zeitlich veränderlichen Windfelder erzeugt: Der Wind verursacht eine Auslenkung der Wasserteilchen aus ihrer Ruhelage. Die Schwerkraft und Oberflächenspannung versuchen, die Wasserteilchen zur Ausgangslage zurückzutreiben, wobei die Teilchen über die Ausgangslage hinauschießen und um die Ruhelage oszillieren. Dabei durchlaufen die Wasserteilchen in Wellen Orbitalbahnen, die in Abhängigkeit von der Wassertiefe annähernd kreisförmig (Tiefwasser) bis elliptisch (Flachwasser) sein können (Pond/Pickard 1986, S. 217).

Neben der Windgeschwindigkeit hängt der Seegang auch von der Zeit, die der Wind auf die Meeresoberfläche wirkt (Wirkdauer), und der Strecke, auf die der Wind wirkt (Wirkstrecke), ab. Im Folgenden wird beschrieben, wie sich der Seegang bei zunehmender Wirkdauer und Wirkstrecke des Windes verändert, wobei von einer glatten Wasseroberfläche ausgegangen wird. Eine glatte Wasseroberfläche, die von einem Windstoß getroffen wird, zeigt eine leichte Kräuselung, die sich aus kleinen Rippelwellen zusammensetzt. Bei zunehmendem Wind wachsen Länge und Amplitude

der Wellen an, wobei sie gleichzeitig steiler werden (Windsee). Ein ausgereifter Seezustand wird erreicht, sobald der Wind über eine bestimmte Wirkdauer und Wirkstrecke auf die Wasseroberfläche wirken konnte. Bei einer Windgeschwindigkeit von 10 m/s bedarf es zum Beispiel einer Wirkstrecke von 130 km und einer Wirkdauer von circa 9,5 Stunden, um einen ausgereiften Seegang zu erzeugen (Pond/Pickard 1986, S. 234). In diesem Stadium entsteht die Dünung, deren Fortpflanzungsgeschwindigkeit größer ist als die Windgeschwindigkeit, so dass sie entgegen der Windsee nicht unter direktem Einfluss des lokalen Windfelds steht. Die Dünung kennzeichnet sich durch längere und flachere Wellen von konstanter Steilheit. Dünungswellen durchlaufen weite Seeräume und können Brandung an entfernten Küsten verursachen (Dietrich et al. 1975, S. 349 f.). Bei einer Kreuzsee überlagern sich zwei verschiedene Seegangssysteme, etwa Dünung und Windsee.

3.2 Klassifizierung des Seegangs

Oberflächenwellen können hinsichtlich ihrer erregenden Kräfte und ihrer Wellenlänge klassifiziert werden. Die Wellen des Seegangs werden nur durch Wind erzeugt und kennzeichnen sich durch Wellenlängen von wenigen Zentimetern bis zu mehreren hundert Metern. Im Gegensatz dazu werden Gezeitenwellen von Mond und Sonne und Tsunamis durch Erdbeben unter dem Meeresgrund hervorgerufen und haben Wellenlängen von mehreren tausend Kilometern (Dietrich et al. 1975, S. 330 ff.). Tabelle 1 vermittelt eine Übersicht über die verschiedenen Wellentypen mit ihren erregenden Kräften und charakteristischen Wellenlängen.

Tabelle 1: Klassifizierung der Oberflächenwellen hinsichtlich ihrer erregenden Kräfte und Wellenlänge (Quelle:

Pond/Pickard 1986, S. 210).

<i>Wellentyp</i>	<i>Erregende Kräfte</i>	<i>Wellenlänge</i>
Rippelwellen	Wind	Zentimeter
Windsee	Wind	bis zu 130 m
Dünung	Wind	hunderte Meter
Gezeitenwellen	Mond und Sonne	tausende Kilometer
Tsunamis	Erdbeben	tausende Kilometer

3.3 Harmonische Elementarwelle und Wellenfelder

Oberflächenwellen werden generell durch Schwingungsgleichungen beschrieben. Die harmonische Elementarwelle wird durch den Ansatz

$$\zeta(t) = A \cos(\omega t + \varphi) \quad (1)$$

beschrieben, worin A die Amplitude, ω die Kreisfrequenz und φ den Phasenwinkel bezeichnen. Der vertikale Abstand zwischen Wellenberg und Wellental, die Wellenhöhe H , ist bei einer harmonischen Welle gleich der doppelten Amplitude. Der Zeitraum, nach dem sich der Wellenvorgang wiederholt, wird als Periode τ bezeichnet. Sie hängt mit der Kreisfrequenz ω gemäß $\omega = 2\pi/\tau$ zusammen. Der Phasenwinkel gibt die Verschiebung der Welle bezüglich $t = 0$ an. Die Abbildung 4 zeigt das Profil einer harmonischen Elementarwelle (vgl. Dietrich et al. 1975, S. 333 f.).

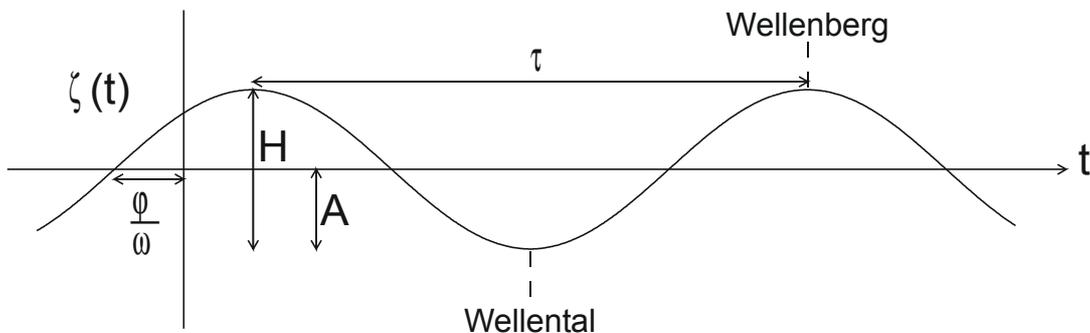


Abbildung 4: Profil einer harmonischen Elementarwelle (verändert nach: Dietrich et al. 1975, S. 333).

Eine Elementarwelle, die in Richtung der x -Achse fortschreitet, wird durch

$$\zeta(x, t) = A \cos(kx - \omega t + \varphi) \quad (2)$$

beschrieben, wobei $k = 2\pi/\lambda$ die Wellenzahl ist. Die Wellenlänge λ ergibt sich aus dem räumlichen Abstand zwischen zwei Wellenbergen. Das Verhältnis von Wellenhöhe zu Wellenlänge wird als Steilheit der Welle bezeichnet (Kokkinowrachos 1980, S. 21).

Bereits durch die Überlagerung von zwei harmonischen Wellen gleicher Amplitude mit ähnlicher Periode erhält man Wellenformen, die erheblich von der reinen Cosinuswelle abweichen. Die Gestalt der Meeresoberfläche ist jedoch wesentlich komplizierter. Dies ist darauf zurückzuführen, dass die für die Entstehung des Seegangs verantwortlichen Windfelder einen unperiodischen

Charakter haben. Deshalb ist auch der natürliche Seegang ein unregelmäßiger Vorgang.

Zur Vereinfachung kann für kleine Zeiträume angenommen werden, dass der Seegang stationär (die statistischen Mittelwerte der Seegangparameter sind zeitinvariant) und ergodisch (Mittelwertbildung aus Stichproben kann durch zeitliche Mittelung aus einer Zeitreihe ersetzt werden) ist. Im Gültigkeitsbereich dieser Annahme kann der Seegang als eine unendliche Summe von harmonischen Wellen verschiedener Wellenhöhe, Periode, Richtung und Phasenlage beschrieben werden (lineare Wellentheorie). Die entsprechende Gleichung lautet

$$\zeta(\mathbf{r}, t) = \sum_{n=-\infty}^{+\infty} A_n \cos(\mathbf{k}_n \mathbf{r}_n - \omega_n t + \varphi_n) \quad , \quad (3)$$

worin $\mathbf{k} = (k_x, k_y)$ den Wellenvektor und $\mathbf{r} = (x, y)$ den Ortsvektor bezeichnen (vgl. Dietrich et al. 1975, S. 337 und Kokkinowrachos 1980, S. 19 f.).

3.4 Dispersionsrelation

Bei Oberflächenwellen sind Kreisfrequenz und Wellenzahl (bzw. Periode und Wellenlänge) durch die Dispersionsrelation miteinander verknüpft. Die Dispersionsrelation wird allgemein in der Form

$$\omega = \sqrt{g k \tanh(k d)} \quad (4)$$

angegeben, worin d die Wassertiefe bezeichnet. Daraus lässt sich folgende Gleichung ableiten:

$$c = \frac{\lambda}{\tau} = \frac{\omega}{k} \quad . \quad (5)$$

Darin bezeichnet c die Phasengeschwindigkeit der Wellen (Kokkinowrachos 1980, S. 21 f.). Wird die Kreisfrequenz von einem bewegten Sensor gemessen, etwa von einem fahrenden Schiff aus, oder wird die Phasengeschwindigkeit der Wellen von einer oberflächennahen Strömung überlagert, so führt die zur Wellenlaufrichtung parallele Komponente der Begegnungsgeschwindigkeit zu einer Verschiebung der beobachteten Frequenz der Wellen (Dopplerverschiebung). Die Dispersionsrelation wird durch die Dopplerverschiebung um einen Term erweitert:

$$\omega = \sqrt{g k \tanh(k d)} + \mathbf{k} \mathbf{U}_e \quad , \quad (6)$$

worin \mathbf{U}_e den Vektor der Begegnungsgeschwindigkeit bezeichnet (Outzen 1998, S. 13). Die Dopplerverschiebung kann zur Bestimmung der Oberflächenströmung genutzt werden. Die Dispersionsrelation spielt bei der radargestützten Seegangsmessung eine zentrale Rolle, da sie die Trennung des im Radarbild enthaltenen Seegangssignals von anderen im Radarbild vorhandenen Signalen ermöglicht (vgl. Kapitel 4.1.2).

3.5 Seegangsspektren und -parameter

Das Energiespektrum gibt die Verteilung der Seegangenergie als Funktion der Frequenz an. Das Frequenz-Richtungsspektrum berücksichtigt zusätzlich die Laufrichtung der einzelnen Wellen. Es kann mithilfe der Fouriertransformation berechnet werden, welche das durch Gleichung (3) beschriebene Seegangssignal in seine Cosinusfunktionen zerlegt (vgl. Kapitel 4.1.2). Durch das Frequenz-Richtungsspektrum kann jeder Seezustand eindeutig beschrieben werden. Daher zählt es zu den wichtigsten Ergebnissen einer Seegangsmessung.

Aus dem Frequenz-Richtungsspektrum lassen sich alle wichtigen statistischen Kenngrößen des Seegangs ableiten. Hierzu zählen die Seegangparameter signifikante Wellenhöhe H_s , die Hauptwellenperiode T_p und die Hauptwellenrichtung θ_p . Mithilfe dieser Seegangparameter können die Seegangsverhältnisse bereits weitgehend beschrieben werden. Die signifikante Wellenhöhe ist definiert als

$$H_s = 4 \sqrt{m_0} \quad , \quad (7)$$

wobei m_0 das Moment nullter Ordnung, das heißt die Fläche unterhalb des Energiespektrums, bezeichnet. Die signifikante Wellenhöhe entspricht dem Mittelwert des höchsten Drittels der Wellen und in etwa dem Wert, den auch der menschliche Beobachter als Wellenhöhe angeben würde. Die Hauptwellenperiode und Hauptwellenrichtung ergeben sich aus dem Kehrwert der Frequenz bzw. der Richtung, in der das Frequenz-Richtungsspektrum sein Maximum aufweist. Bei Windsee entspricht die Hauptwellenrichtung der Windrichtung (IAHR 1986, S. 32 f.).

In Abbildung 5 ist beispielhaft ein Frequenz-Richtungsspektrum gemessen von WaMoS II westlich der Südspitze Sylts am 17. Mai 2005, 00:00 UTC dargestellt. Die Wellenenergiedichte ist in der Abbildung auf den Wert eins normiert und farbkodiert dargestellt, die Kreise markieren Perioden in Schritten von 5 s. Aus diesem Spektrum wurde eine signifikante Wellenhöhe von 1,3 m, eine Hauptwellenperiode von 6,7 s und eine Hauptwellenrichtung von 284° , das heißt aus West-Nordwest, abgeleitet.

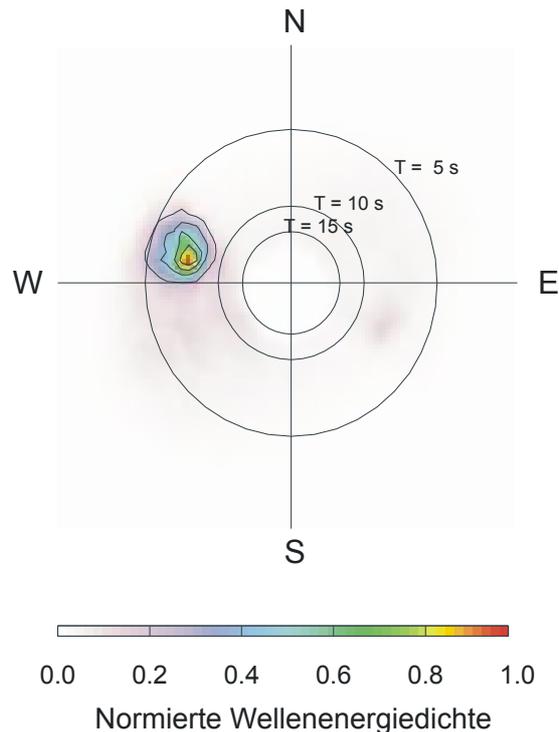


Abbildung 5: Frequenz-Richtungsspektrum gemessen von WaMoS II an der Südspitze Sylts am 17. Mai 2005, 00:00 UTC. Die Wellenenergiedichte ist auf den Wert eins normiert und farbkodiert dargestellt.

3.6 Umformung des Seegangs im Flachwasser

Erreichen die Wellen des Seegangs ein Flachwassergebiet, dann durchlaufen sie eine Umformung, die je nach Wellenperiode bei Wassertiefen zwischen 20 m und 300 m einsetzt. Grundsätzlich kann zwischen vier verschiedenen Effekten unterschieden werden: Refraktion, Shoaling, Dissipation und Brechen. Diese Flachwassereffekte werden im Folgenden vorgestellt.

Da die Orbitalbewegungen der Wasserteilchen durch den Grund gebremst werden, schreiten Wellen auf flacherem Wasser langsamer fort als auf tieferem. Aus diesem Grund bleiben strandnahe Teile eines langen Wellenbergs gegenüber seinen seewärtigen Teilen zurück, die Wellen schwenken auf

die Küste zu. Daher werden Wellen im Flachwasser stets hin zu einer küstenparallelen Orientierung umgelenkt, sie erfahren eine Refraktion (Kelletat 1999, S. 137).

Durch die abnehmende Wellenfortpflanzungsgeschwindigkeit werden die Wellenberge gestaucht, wodurch die Wellen steiler werden, die Wellenlänge abnimmt und, solange sich die Seegangsenergie nicht ändert, die Wellenhöhe ansteigt (Shoaling). Die Wellenperiode ändert sich nur marginal. Die Seegangsenergie bleibt jedoch im Flachwasser nicht konstant, sondern nimmt durch folgende zwei Prozesse ab: Zum einen erzeugen die Orbitalbewegungen der Wasserteilchen in den Wellen Reibung, sobald sie mit dem Meeresboden in Kontakt kommen, wodurch die Seegangsenergie sinkt (Dissipation). Zum anderen dehnen sich die Wellenberge durch die Refraktion aus, wodurch die Seegangsenergie pro Flächeneinheit ebenfalls abnimmt. Da sich die Abnahme der Seegangsenergie in einer niedrigeren Wellenhöhe äußert, können diese Prozesse dazu führen, dass die Wellenhöhe im Flachwasser nicht ansteigt, sondern absinkt (FAK 2002, S. 69).

Schließlich ist zu berücksichtigen, dass Wellen im Flachwasser oberhalb der empirisch gefundenen Grenze von

$$H \approx 1,3 * d \tag{8}$$

instabil werden und brechen (Adams et al. 2002, S. 895). Bei dem charakteristischen überschlagen der Brecher wird die Orbitalbewegung der Wasserteilchen direkt sichtbar.

Den Flachwassereffekten kommt eine große Bedeutung für die Küstenerosion zu. Durch das Brechen und die Dissipation der Wellen geht Sediment in Suspension. Die Brandungswellen bewirken gleichzeitig eine erhebliche Verfrachtung von Wassermassen. Laufen sie schräg auf den Strand auf, so entsteht eine Küstenlängsströmung, wodurch das zuvor erzeugte Sand-Wassergemisch wegtransportiert werden kann (Dietrich et al. 1985, S. 362 f.). Da die Sylter Westküste einer ständigen Erosionsgefahr ausgesetzt ist, sind diese Flachwassereffekte hier von besonderem Interesse (vgl. Kapitel 6).

3.7 Zusammenfassung

In diesem Abschnitt wurden die Grundlagen zur Beschreibung von Seegang und seiner Effekte im

Flachwasser vorgestellt. Oberflächenwellen können hinsichtlich ihrer erregenden Kräfte und ihrer Wellenlänge klassifiziert werden. Die Wellen des Seegangs werden vom Wind erzeugt. In Abhängigkeit von Wirkdauer und Wirkstrecke des Windes entstehen drei Wellentypen: Rippelwellen, Windsee und Dünung. Rippelwellen haben Wellenlängen im Bereich von Zentimetern, Windsee hat Wellenlängen bis zu 130 m und Dünung bis zu 1000 m. Mathematisch kann Seegang als eine unendliche Summe harmonischer Wellen verschiedener Wellenhöhe, Periode, Richtung und Phasenlage beschrieben werden. Bei Oberflächenwellen sind Periode und Wellenlänge durch die Dispersionsrelation miteinander verknüpft. Diese ist für die Seegangsmessung von großer Bedeutung: Sie ermöglicht die Trennung des Seegangssignals vom Rauschen. Anhand von Frequenz-Richtungsspektren kann jeder Seezustand eindeutig charakterisiert werden. Kenngrößen des Seegangs sind die signifikante Wellenhöhe, die Hauptwellenperiode und die Hauptwellenrichtung. Beim Einlaufen in Flachwasser ändern sich die Eigenschaften des Seegangs: Die Wellenhöhe nimmt infolge von Dissipation und Brechen ab und die Wellen erfahren eine Refraktion, das heißt sie werden hin zu einer küstenparallelen Orientierung umgelenkt. Außerdem werden die Wellen gestaucht, wodurch die Wellenlänge abnimmt.

4. Verfahren zur Seegangsmessung

In Kapitel 3 wurden die ozeanographischen Grundlagen zur Beschreibung von Seegang vorgestellt. Hierauf aufbauend werden im Folgenden verschiedene Verfahren zur Messung des Seegangs diskutiert, wobei zwischen berührenden und berührungslosen Verfahren unterschieden werden kann. Zu den berührenden Verfahren zählen Seegangsbojen, Druckmessdosen und Drahtwellenpegel. Das WaMoS II-Seegangsradar ist ein berührungsloses Verfahren. Weitere berührungslose Verfahren zur Messung des Seegangs beruhen ebenfalls auf Radar, Ultraschall oder Laserstrahlung.

Grundlage dieser Arbeit sind Messdaten des WaMoS II-Seegangsradars an der Südspitze Sylts. Daher wird in Kapitel 4.1 das Messprinzip von WaMoS II im Detail erklärt. Hierbei werden die Gerätekomponenten, die Software sowie die Messgrenzen und -genauigkeit von WaMoS II getrennt beschrieben. Zur Validierung der WaMoS II-Seegangsdaten werden Messungen von Seegangsbojen herangezogen. Aus diesem Grund wird in Kapitel 4.2 das Messverfahren von Seegangsbojen vorgestellt. In Kapitel 4.3 wird geklärt, inwiefern WaMoS II- und Bojendaten miteinander vergleichbar sind. Außerdem werden die Vor- und Nachteile beider Messverfahren diskutiert. In Kapitel 4.4 werden die Ergebnisse dieses Abschnitts zusammengefasst.

4.1 Seegangsradar WaMoS II

WaMoS II misst den Seegang mit Hilfe eines kommerziellen nautischen X-Band Radars, welches Mikrowellen im Frequenzbereich von 8-12 GHz aussendet. Die WaMoS II-Messung funktioniert nach folgendem Prinzip: Die von der Radarantenne ausgesendeten Mikrowellen werden an der Meeresoberfläche reflektiert. Ist die Meeresoberfläche glatt, dann wird kaum Strahlung in Richtung der Radarstation reflektiert. An einer vom Wind aufgerauhten Meeresoberfläche mit kleinen Rippelwellen wird hingegen ein geringer Anteil der ausgesendeten Leistung zur Radarstation zurückgestreut und vom Sensor empfangen. Die Radarrückstreuung der Meeresoberfläche wird als 'Sea Clutter' bezeichnet. Das 'Sea Clutter' wird von den längeren Wellen des Seegangs moduliert. Es ist vom Schattenwurf und von der Neigung der Wellen abhängig. Vereinfachend kann angenommen werden, dass vom Wellenberg ein relativ großer und vom Wellental ein relativ geringer Anteil der ausgesendeten Leistung zurückgestreut wird. Hierdurch entsteht im Radarbild ein Streifenmuster, welches alle Informationen über den aktuellen Seegang enthält. Daher lassen sich aus der Radarrückstreuung, unter Berücksichtigung des ausgesendeten Signals, Informationen über den

Seegang gewinnen.

Abbildung 7 zeigt beispielhaft ein Radarbild, welches von der WaMoS II-Station an der Südspitze Sylts während eines Sturms am 15. Dezember 2005, 21:45 UTC aufgezeichnet wurde. In dem nordorientierten Bild ist die Radarrückstreuung farbkodiert, wobei schwarze Flächen keine und weiße Flächen eine maximale Radarrückstreuung bedeuten. Der Seegang erzeugt im Radarbild ein Streifenmuster. Dieses ist in der Abbildung durch weiße Linien gekennzeichnet. Der rote Pfeil zeigt die Wellenrichtung. In dem dunklen Gebiet, das sich im Radarbild von Nordwesten über Norden bis Ost-Südost erstreckt, kann kein Seegang gemessen werden, denn dort befindet sich die Insel. Die durch weiße Pfeile markierten dunklen Flächen im Radarbild stellen den Schatten von Dünen dar.

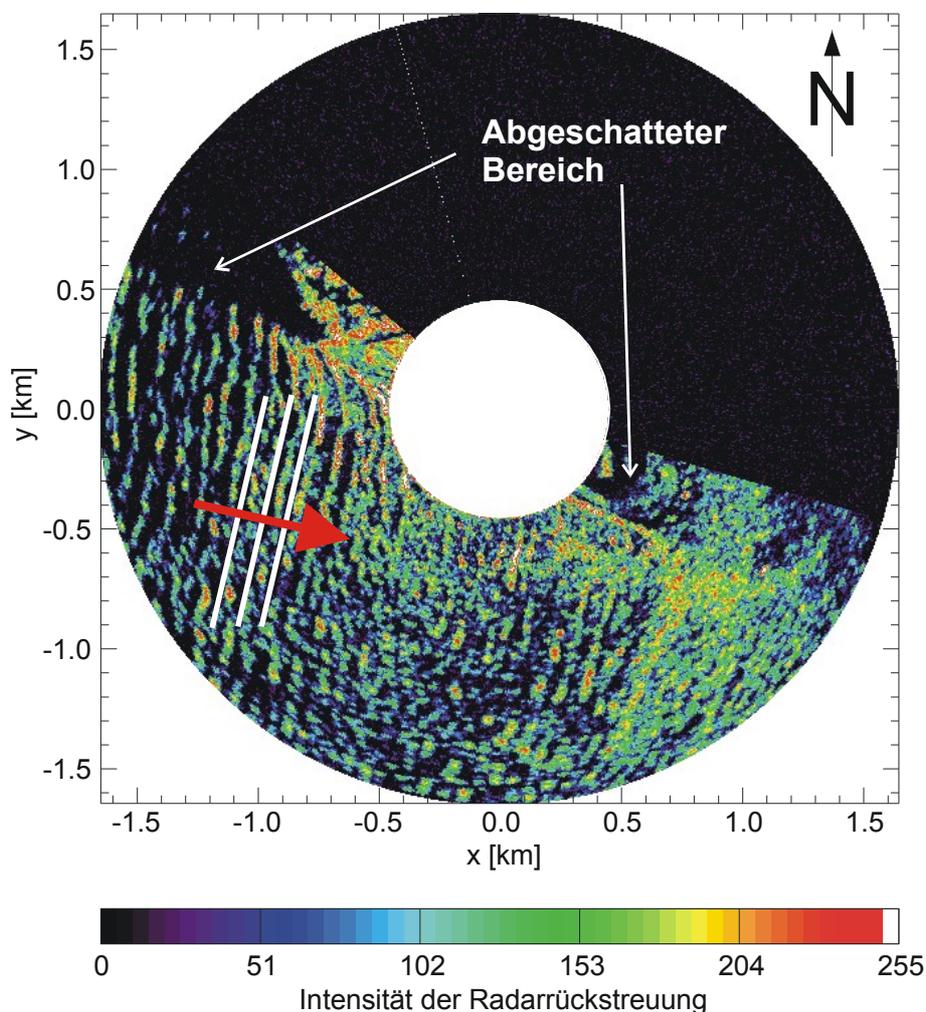


Abbildung 6: Radarbild aufgezeichnet von WaMoS II bei Hörnum am 15. Dezember 2005, 21:45 UTC.

WaMoS II umfasst Hardware-Komponenten zur Digitalisierung und Speicherung der Radarbilder

sowie ein Software-Paket zur Auswertung des Seegangssignals aus den aufgezeichneten Radarbildern. Die relevanten Seegangparameter können quasi in Echtzeit aus den Radarbildern extrahiert werden. Einsatzbereiche des Systems sind sowohl bewegliche als auch feste Stationen im Tief- und Flachwasser. So wird WaMoS II im Offshore-Bereich zur Warnung vor extremen Seezuständen, zur Seegangüberwachung oder als Validierungsgröße für Seegangsvorhersagemodelle eingesetzt.

4.1.1 Gerätekomponenten

Die Hardware des WaMoS II setzt sich aus einem X-Band Radar, dem Isolated Buffer und einem Computer zusammen. Das Radargerät erfasst die räumliche und zeitliche Entwicklung der Meeresoberfläche in der Umgebung des Radars. Die Aufgabe des Isolated Buffers besteht darin, das Radarsignal zu isolieren und zu verstärken. Der Computer digitalisiert und speichert die Radarbilder. Für eine Messung werden Radarbilder von in der Regel 32 aufeinander folgenden Antennenumdrehungen verwendet. Die Analyse dieser Radarbildsequenzen erfolgt mithilfe der WaMoS II-Software. Sie liefert Informationen über die Eigenschaften des Seegangs zum gegebenen Zeitpunkt (vgl. Kapitel 4.1.2). Die WaMoS II-Seegangsdaten sind direkt vor Ort verfügbar, sie können aber auch per Funk oder Satellit an Land übertragen werden. In Abbildung 7 sind die WaMoS II-Gerätekomponenten schematisch dargestellt.

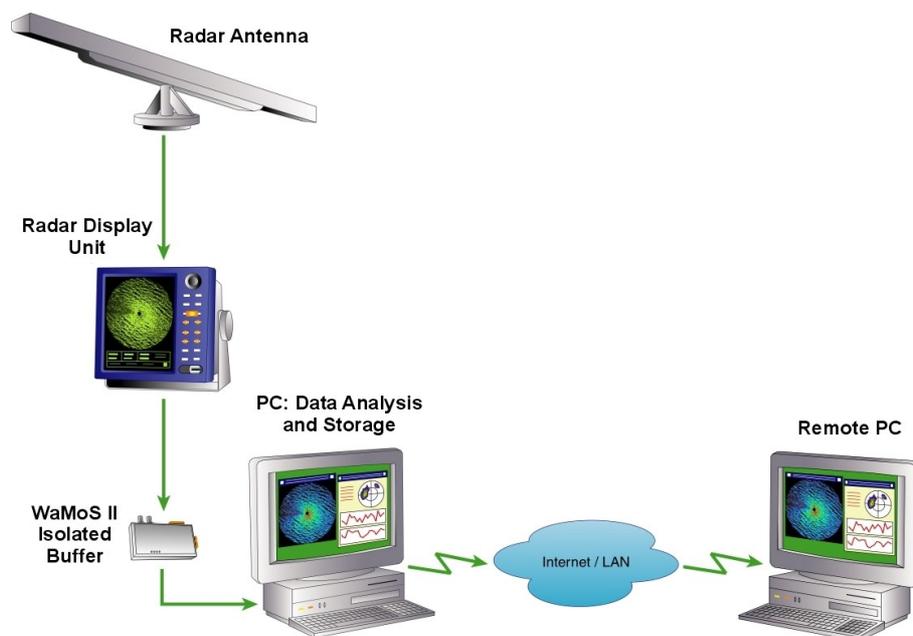


Abbildung 7: Hardware Komponenten des WaMoS II (Quelle: OceanWaveS GmbH).

4.1.2 Software

Die Analyse des Seegangssignals in den Radarbildsequenzen erfolgt in bis zu neun Analysefenstern. Dabei handelt es sich um rechteckige Ausschnitte, deren Lage im Radarbild je nach Anwendung frei einstellbar ist. Basis der WaMoS II-Software zur Seegangsanalyse ist die Fouriertransformation und Dispersionsrelation (vgl. Kapitel 3.4 und 3.5).

Die Fouriertransformation ermöglicht die Zerlegung von Raum-Zeit-Signalen in eine Summe harmonischer Einzelfunktionen mit fein gestaffelten Wellenzahlen und Frequenzen, das sogenannte Fourierspektrum (Castleman 2000, S. 171). So können die raum-zeitlichen Grauwert-Informationen der Radarbildsequenzen mithilfe der Fouriertransformation in das dreidimensionale Grauwert-Varianzspektrum überführt werden. WaMoS II setzt zur Berechnung des Grauwert-Varianzspektrums, welches auch als Energiespektrum bezeichnet wird, die in der Signalanalyse weit verbreitete Fast-Fourier-Transformation (FFT) ein.

Wie in Kapitel 3.4 erklärt, ist die Wellenzahl (bzw. Wellenlänge) von Oberflächenwellen über die Dispersionsrelation mit der Frequenz (bzw. Wellenperiode) verknüpft. Die Dispersionsrelation definiert die Fläche im Grauwert-Varianzspektrum, auf der die Energie des Seegangs lokalisiert ist, die sogenannte Dispersionsschale. Mithilfe der Dispersionsschale kann das Seegangssignal im Grauwert-Varianzspektrum von anderen vorhandenen Signalen getrennt werden. Hierbei muss die Dopplerverschiebung berücksichtigt werden: Wenn sich die Meeresoberfläche relativ zur Radarstation bewegt, kommt es zur Verschiebung der gemessenen Frequenzen, was zur Folge hat, dass sich die Dispersionsschale „verbiegt“. Daher muss die Dopplerverschiebung bekannt sein, bevor die Dispersionsschale als spektraler Signalfilter eingesetzt werden kann. Die Dopplerverschiebung wird zur Bestimmung der oberflächennahen Strömung eingesetzt. In Abbildung 8 ist links die Dispersionsschale ohne Strömung und rechts die durch eine konstante Strömung dopplerverschobene Dispersionsschale dargestellt.

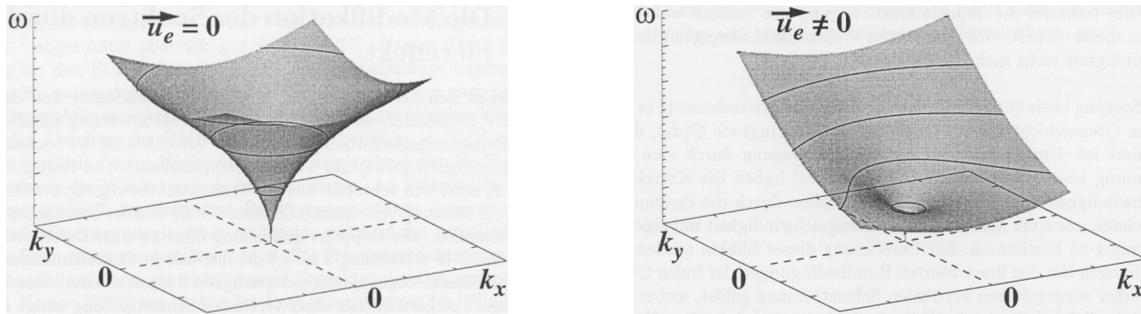


Abbildung 8: Dispersionsschalen des Seegangs im Wellenzahl-Frequenzraum ohne Strömung (links) und mit Strömung (rechts) (Quelle: Seemann 1997, S. 30).

Durch Integration über den Halbraum positiver Frequenzen erhält man mit der Dispersionsschale als spektralem Signalfilter das Frequenz-Richtungsspektrum (Seemann 1997, S. 56 ff.). Daraus lassen sich direkt die Hauptwellenperiode und Hauptwellenrichtung ableiten (vgl. Kapitel 3.4). Die WaMoS II-Software kann die Wellenperiode und -richtung von bis zu drei weiteren Seegangssystemen geringerer Energie im Frequenz-Richtungsspektrum erkennen (z.B. bei einer Kreuzsee). Die signifikante Wellenhöhe kann nur indirekt über die Gleichung

$$H_s \approx a + b \sqrt{SNR} \quad (9)$$

abgeschätzt werden (Alpers/Hasselmann 1982). Darin bezeichnen a und b Kalibrationskonstanten, die von den Installationsbedingungen abhängen, und SNR das Signal-zu-Rausch-Verhältnis, also das Verhältnis zwischen dem Anteil des Seegangs und dem Anteil des Rauschens im Energiespektrum. Das heißt, die WaMoS II-Messung der Wellenhöhe muss einmalig mithilfe von Referenzdaten kalibriert werden.

4.1.3 Messgenauigkeit und -grenzen

Die Messung des Seegangs mit WaMoS II unterliegt den physikalischen und technischen Grenzen der Radarabbildung, den theoretischen Grenzen, die aufgrund der FFT entstehen, sowie methodischen Grenzen. Im Folgenden werden diese Grenzen diskutiert und die Genauigkeit der WaMoS II-Messung des Seegangs vorgestellt.

Um die Signalarückstreuung von zwei benachbarten Objekten räumlich trennen zu können, muss die Differenz ihrer Signallaufzeiten größer als die zeitliche Länge der ausgesendeten Signalimpulse

sein. Die räumliche Auflösung in Radarblickrichtung ρ wird also physikalisch durch die Pulslänge P_L bestimmt. Sie ist durch die Gleichung

$$\rho = \frac{c_L P_L}{2} \quad (10)$$

vorgegeben, worin $c_L = 3 \cdot 10^8$ m/s die Lichtgeschwindigkeit ist. Je kürzer der Puls, desto höher ist die Auflösung (Dannenbergh 2004, S. 14).

Die räumliche Auflösung der Radarbilder wird bei der Signalverarbeitung durch die Antennenabstastfrequenz SFR begrenzt. Sie kann als

$$\Delta r = \frac{c_L}{2 SFR} \quad (11)$$

ausgedrückt werden. In Abhängigkeit des verwendeten Radars und der Installationsbedingungen beträgt die räumliche Auflösung der Radarbilder 4 m bis 10 m. Die zeitliche Auflösung entspricht der Antennenumlaufrzeit Δt , die in Abhängigkeit der eingesetzten Radarantenne von 1 s bis 3 s reicht (Hessner 2005, S. 7).

Wegen der in Raum und Zeit endlichen Eigenschaften der Radarbildsequenzen können die Wellenzahl und Frequenz (bzw. die Wellenlänge und Wellenperiode) mittels FFT nur innerhalb gewisser Grenzen bestimmt werden (zur FFT vgl. Kapitel 4.1.2). Die Grenzen des Wellenzahl-Frequenzraums der FFT sind durch die räumliche Auflösung und die Kantenlänge L des Analysefensters bzw. die zeitliche Auflösung und die Gesamtbeobachtungszeit T festgelegt.

Die maximal auflösbare Wellenzahl (Nyquist-Wellenzahl) ist als

$$k_{max} = \frac{2\pi}{2\Delta r} \quad (12)$$

und die minimal auflösbare Wellenzahl als

$$k_{min} = \frac{2\pi}{L} \quad (13)$$

definiert. Bei einer räumlichen Auflösung von $\Delta r = 4,7$ m und einer Kantlänge von $L = 600$ m ergibt sich eine theoretisch maximal auflösbare Wellenzahl von $k_{max} = 0,67$ rad/m und eine minimal auflösbare Wellenzahl von $k_{min} = 0,01$ rad/m. Das entspricht einer auflösbaren Wellenlänge von 9 m bis 600 m.

Die maximal auflösbare Kreisfrequenz (Nyquist-Frequenz) ergibt sich äquivalent aus

$$\omega_{max} = \frac{2\pi}{2\Delta t} \quad (14)$$

und die minimal auflösbare Kreisfrequenz aus

$$\omega_{min} = \frac{2\pi}{T} \quad (15)$$

Bei einer zeitlichen Auflösung von $\Delta t = 1,35$ s und einer Gesamtbeobachtungszeit von $T = 43,2$ s ergibt sich eine theoretisch maximal auflösbare Kreisfrequenz von $\omega_{max} = 2,33$ rad/s und eine minimal auflösbare Kreisfrequenz von $\omega_{min} = 0,15$ rad/s. Das entspricht einer auflösbaren Wellenperiode von 3 s bis 43 s (Reichert 1994, S. 9 f.).

Auch der WaMoS II-Abbildungsmechanismus unterliegt Grenzen: Für die Seegangsmessung wird eine minimale signifikante Wellenhöhe von 0,5 m benötigt, da bei Wellenhöhen unterhalb dieser Grenze in den Radarbildern kein Seegangssignal zu erkennen ist. Außerdem ist zu berücksichtigen, dass die kurzen Rippelwellen, die das 'Sea Clutter' in den Radarbildern erzeugen, direkt vom Wind abhängig sind. Daher ist für die WaMoS II-Messung eine minimale Windgeschwindigkeit von 3 m/s erforderlich. Das 'Sea Clutter' ist bis zu einer Entfernung von circa 5 km zur Radarantenne in den Radarbildern zu erkennen. Oberhalb dieser Grenze kann kein Seegang gemessen werden.

Die Messgenauigkeit der signifikanten Wellenhöhe beträgt +/- 0,5 m, der Wertebereich reicht von 0,5 m bis 20 m und die Auflösung beträgt 0,1 m. Die Hauptwellenrichtung reicht von 0° bis 360°

und wird in 1°-Schritten gemessen, wobei die Genauigkeit +/- 5° beträgt. Die Messgenauigkeit der Hauptwellenperiode beträgt +/- 0,5 s, die Messungen werden in 0,1 s-Schritten aufgelöst und der typische Wertebereich reicht von 3 s bis 40 s. In Tabelle 2 sind die Genauigkeit, die Auflösung und der Wertebereich für die WaMoS II-Messungen der wichtigsten Seegangs- und Strömungsparameter zusammengefasst.

Tabelle 2: Genauigkeit, Wertebereich und Auflösung für die WaMoS II-Messungen der wichtigsten Seegangs- und Strömungsparameter (Quelle: OceanWaveS GmbH).

<i>Parameter</i>	<i>Messgenauigkeit</i>	<i>Auflösung / Wertebereich</i>
Signifikante Wellenhöhe	+/- 10 % oder +/- 0,5 m	0,05 m / 0,5 m - 20 m *)
Hauptwellenrichtung	+/- 5°	1° / 0° - 360°
Hauptwellenperiode	+/- 0,5 s	0,1 s / 3 s - 40 s **)
Hauptwellenlänge	+/- 10 %	1 m / 15 m - 600 m **)
Strömungsgeschwindigkeit	+/- 0,2 m/s	0,001 m/s / 0 m/s - 40 m/s
Strömungsrichtung	+/- 2°	1° / 0° - 360°

*) Für die signifikante Wellenhöhe gibt es keine obere Grenze. Die bisher höchste gemessene Wellenhöhe liegt bei 20 m.

***) Diese Werte bezeichnen den typischen Wertebereich. Sie hängen vom verwendeten Radargerät sowie der Gesamtbeobachtungszeit ab.

4.2 Seegangsbojen

Seegangsbojen kommt die bei weitem größte Bedeutung für die Seegangsmessung in der offenen See zu. Dabei handelt es sich um oberflächenfolgende Bojen von scheiben- oder kugelhähnlicher Form mit eingebauten Beschleunigungsmessern. Die verankert eingesetzten 'Waverider'-Bojen erfassen nur Vertikalbeschleunigungen. Der zweifach integrierte Messwert ist ein Maß für den Wasserstand. Um neben Wellenhöhe und Periode auch die Richtungsabhängigkeit der Wellen zu messen, müssen zusätzlich Daten über die Neigung der Meeresoberfläche gewonnen werden. Das gelingt mit einer Kombination von Beschleunigungs- und Neigungsmessern in einer Boje ('Directional Waverider'-Boje). Die Messwerte werden über eine Funkstrecke oder mit Kabelverbindung zu einer Empfangsstation an Land oder an Bord eines Schiffes übertragen und dort aufgezeichnet (Dietrich et al. 1975, S. 128). Abbildung 9 zeigt eine 'Directional Waverider'-Boje zur richtungsabhängigen Messung des Seegangs von der Firma Datawell.



Abbildung 9: 'Directional Waverider'-Boje zur Seegangsmessung (Quelle: Datawell).

4.3 Vergleichbarkeit von WaMoS II- und Bojendaten

In Kapitel 5.3 werden die WaMoS II-Messungen des Seegangs mithilfe von Bojendaten validiert. Daher werden im Folgenden die Unterschiede beider Messverfahren zusammengefasst und die Vergleichbarkeit von WaMoS II- und Bojendaten diskutiert.

Ein grundsätzlicher Unterschied zwischen WaMoS II und Seegangsbojen besteht darin, dass WaMoS II den Seegang berührungslos auf Grundlage des 'Sea Clutters' im Radarbild misst, wohingegen Bojen mit der Meeresoberfläche direkt in Kontakt stehen und den Seegang anhand der Beschleunigung messen. Durch den direkten Kontakt mit Wasser sind Bojen erheblicher chemischer, biologischer sowie mechanischer Beanspruchung ausgesetzt, was mit einem hohen Wartungsaufwand verbunden ist, und beeinflussen, wenn auch in geringem Maße, die Messgrößen. Berührungslose Messverfahren wie WaMoS II haben den Vorteil, den Wartungsaufwand zu reduzieren und die Messgrößen nicht zu verändern (BMBF 2004, S. 6). Über die Auswahl verschiedener Analysefenster ermöglicht WaMoS II außerdem eine Untersuchung des Seegangs in verschiedenen Ausschnitten des Radarbilds. Daher kann mit WaMoS II im Gegensatz zu Bojen die räumliche Variabilität des Seegangs im Untersuchungsgebiet analysiert werden.

Für den Vergleich von WaMoS II- und Bojendaten ist wichtig, dass WaMoS II den Seegang in Raum und Zeit misst, während Bojen lediglich eine punktuelle Messung in der Zeit erlauben. Aufgrund des räumlichen Messverfahrens haben WaMoS II-Daten eine höhere zeitliche Auflösung als Bojendaten. So erzeugen Bojen in der Regel über 20 min gemittelte Messwerte, wohingegen WaMoS II bei einer Messdauer von circa 1 min nahezu eine Momentaufnahme des Seegangs erstellt.

4.4 Zusammenfassung

In diesem Kapitel wurde das Messverfahren von WaMoS II und Seegangsbojen beschrieben. Die Seegangsmessung mit WaMoS II erfolgt radargestützt. Die Radarrückstreuung von der Meeresoberfläche enthält Informationen über den Seegang. Mithilfe eines WaMoS II Isolated Buffers und eines Computers werden Radarbildsequenzen digitalisiert und gespeichert. Die WaMoS II-Software wertet das Seegangssignal in den Radarbildern aus. Basis der Auswertung sind die Fouriertransformation und die Dispersionsrelation. Ergebnis der Fouriertransformation ist das dreidimensionale Grauwert-Varianzspektrum. Mithilfe der Dispersionsrelation kann die Fläche im Grauwert-Varianzspektrum, auf der die Energie des Seegangs lokalisiert ist, vom Rauschen getrennt werden. Aus dem rauscharmen Frequenz-Richtungsspektrum, lassen sich die Hauptwellenperiode und Hauptwellenrichtung direkt und die signifikante Wellenhöhe indirekt bestimmen. Mit diesen Seegangparametern können die Seegangsverhältnisse zu einem gegebenen Zeitpunkt weitgehend beschrieben werden. Die WaMoS II-Messung unterliegt physikalischen, technischen, theoretischen und methodischen Grenzen. Sie sind vom verwendeten Radargerät, von der FFT, den Stationseinstellungen und vom Abbildungsmechanismus abhängig. Beschrieben wurden auch Genauigkeit, Wertebereich und Auflösung der WaMoS II-Messungen. Seegangsbojen stehen im Gegensatz zu WaMoS II in direktem Kontakt mit der Meeresoberfläche. Sie messen die Wellenhöhe über die Beschleunigung und die Wellenrichtung über die Neigung der Meeresoberfläche. Ein Vorteil des WaMoS II-Verfahrens zur Seegangsmessung besteht darin, dass es über die Auswahl von mehreren Analysefenstern eine Untersuchung der räumlichen Variabilität des Seegangs ermöglicht. Der für den nachfolgenden Vergleich von WaMoS II- und Bojendaten wichtigste Unterschied besteht darin, dass WaMoS II den Seegang in Raum und Zeit misst, wohingegen Bojen lediglich eine punktuelle Messung in der Zeit erlauben. Hieraus resultieren unterschiedliche zeitliche Auflösungen der WaMoS II- und Bojendaten.

5. Analyse des Seegangs an der Südspitze Sylts

In den vorangegangenen Kapiteln wurde das Untersuchungsgebiet charakterisiert und die Grundlagen der Seegangsmessung behandelt. Die im Folgenden dargestellte Seegangsanalyse baut auf diesen Inhalten auf. Es werden im Wesentlichen Seegangsdaten von der WaMoS II-Station an der Südspitze Sylts ausgewertet. Die Ziele dieser Analyse lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- Validierung der WaMoS II-Seegangsdaten mithilfe der Messdaten von zwei nahegelegenen Seegangsbojen sowie eines Messpfahls,
- Analyse der zeitlichen und räumlichen Variabilität des Seegangs im Untersuchungsgebiet auf Grundlage der validierten WaMoS II-Messdaten.

In Kapitel 5.1 werden die WaMoS II-Station sowie die Seegangsbojen und der Messpfahl, deren Messdaten als Referenz herangezogen werden, vorgestellt. Im Flachwasser gibt es starke Wechselwirkungen zwischen der Küstenmorphologie und dem Seegang. Daher wird hier ein besonderes Augenmerk auf die Topographie des Meeresbodens an den einzelnen Messpositionen gelegt. Kapitel 5.2 gibt einen Überblick über die WaMoS II- und Referenzdaten, die für diese Analyse herangezogen werden. In Kapitel 5.3 wird die Validierung der WaMoS II-Seegangsdaten mithilfe der Referenzdaten geschildert. Die Ergebnisse der Seegangsanalyse werden in den darauffolgenden Kapiteln präsentiert: Kapitel 5.4 beschreibt den Seegang in Analysefenster 9 in seiner zeitlichen Variabilität und Kapitel 5.5 analysiert die räumliche Variabilität des Seegangs im Untersuchungsgebiet. Die wichtigsten Ergebnisse dieses Abschnitts werden in Kapitel 5.6 zusammengefasst.

5.1 Beschreibung der WaMoS II- und Referenzstationen

Die von der GKSS betriebene WaMoS II-Station auf Sylt bei Hörnum wurde im März 2002 in der Turmspitze des ehemaligen Unterfeuers ($54^{\circ} 44,49' N$, $8^{\circ} 17,22' O$) in dem Naturschutzgebiet 'Hörnum Odde' installiert. Das Foto in Abbildung 10 zeigt das Unterfeuer bei Hörnum.



Abbildung 10: Unterfeuer mit der WaMoS II-Station auf Sylt bei Hörnum.

Die WaMoS II-Station nutzt für die Messung ein 'Nucleus 3' X-Band Radar der Firma Kelvin Hughes. Die Radarantenne der Station steht 40 m über NN oberhalb der Leuchtturm-Plattform. Sie ist auf dem Foto in Abbildung 10 deutlich zu erkennen. In Tabelle 3 sind die wichtigsten Einstellungen der WaMoS II-Station bei Hörnum aufgeführt.

Tabelle 3: System-Parameter für die WaMoS II-Station bei Hörnum.

WaMoS II-System Parameter		Station Hörnum
Antennenumlaufzeit	Δt	1,35 s
Antennenabtastfrequenz	SFR	32 MHz
Räumliche Auflösung	Δr	4,7 m
Innere Aufzeichnungsgrenze	R_{min}	450 m
Äußere Aufzeichnungsgrenze	R_{max}	1650 m
Anzahl der Radarbilder pro Messung	N	32
Kantenlänge der Analysefenster	L	600 m
Größe der Analysefenster	A	0,36 km ²
Anzahl der Analysefenster	N_{Box}	9

Messgrenzen der Wellenperiode	$T_{min} - T_{max}$	3 s - 43 s
Messgrenzen der Wellenlänge	$L_{min} - L_{max}$	9 m - 600 m
Messgrenze der Wellenhöhe	H_{min}	0,5 m

Die WaMoS II-Station untersucht den Seegang in neun quadratischen Analysefenstern. Im Rahmen einer Messung wird für jedes einzelne der neun Fenster ein Frequenz-Richtungsspektrum berechnet und die Seegangparameter abgeleitet. Wellenperioden können im Bereich von 3 s bis 43 s und Wellenlängen von 9 m bis 600 m gemessen werden. Seegangsmessungen sind nur oberhalb einer signifikanten Wellenhöhe von 0,5 m möglich (vgl. Kapitel 4.1.3). Abbildung 11 zeigt die Positionen der neun WaMoS II-Analysefenster. Sie sind rund um die Südspitze Sylts angeordnet, um eine möglichst umfassende Analyse des lokalen Seegangs zu ermöglichen. Die Fenster sind quadratisch mit einer Kantenlänge von 600 m. Daraus ergibt sich eine Fläche von 0,36 km² pro Fenster. Die durchgezogenen Kreise liegen in einer Entfernung von 450 m bzw. 1650 m zur WaMoS II-Station, die sich im Zentrum der Karte befindet. Sie kennzeichnen die Grenzen, innerhalb derer Radarbilder aufgezeichnet werden. Die gestrichelten Kreise markieren die Entfernung zur Station in Schritten von 500 m.



Abbildung 11: Karte der 'Hörnum Odde' mit den WaMoS II-Analysefenstern; Maßstab 1:25000 (Quelle: BSH 2005).

Wie Abbildung 11 zeigt, variiert die Wassertiefe im Untersuchungsgebiet stark. Sie reicht von 30 m über dem Seegatt 'Hörnum Tief' bis zu 0,5 m über den Außensänden.¹ Das am östlichsten gelegene Fenster 1 liegt über dem Seegatt. Die vorherrschenden Wassertiefen sind hier mit 10 m bis 20 m relativ groß. Die Fenster 2 und 3 liegen in einem Gebiet mit starken Tiefengradienten und Wassertiefen zwischen 1 m und 30 m am Rand des Seegatts. Die Fenster 4 bis 6 befinden sich auf dem Außensand 'Theeknobs' mit nur etwa 1 m Tiefe. Während Fenster 7 noch am Rand des 'Theeknobs' in Wassertiefen zwischen 1 m und 3 m liegt, herrschen in den der offenen See

¹ Die Tiefenangaben in Seekarten geben die Wassertiefen an, die bei einem besonders niedrigen Niedrigwasser noch verbleiben. Dieses besondere Niedrigwasser wird als Seekartennull bezeichnet (BSH 2006).

zugewandten Fenstern 8 und 9 bereits Wassertiefen von 3 m bis 4 m bzw. von 4 m bis 5 m vor. In Tabelle 4 sind die in den einzelnen Analysefenstern vorherrschenden Wassertiefen zusammengefasst.

Tabelle 4: Vorherrschende Wassertiefen in den WaMoS II-Analysefenstern.

Analysefenster der WaMoS II-Station	Wassertiefe
Fenster 1	ca. 15 m
Fenster 2 - 3	1 m - 30 m
Fenster 4 - 6	ca. 1 m
Fenster 7	1 m - 3 m
Fenster 8	3 m - 4 m
Fenster 9	4 m - 5 m

Die Seegangsdaten der GKSS-Bojen 'Hörnium Loch' und 'Hörnium Tief' werden zur Validierung der WaMoS II-Messungen herangezogen. Die Boje 'Hörnium Loch' liegt in relativ exponierter Lage westlich der Insel in der Nähe des WaMoS II-Analysefensters 9. Die Wassertiefe beträgt hier circa 6 m. Die Boje 'Hörnium Tief' wurde südöstlich der Insel im gleichnamigen Seegatt in einer Wassertiefe von etwa 12 m verankert. Sie liegt dem Analysefenster 2 am nächsten. Der GKSS-Messpfahl 'Hörnium1' misst unter anderem die Windgeschwindigkeit, die Windrichtung, die Pegelstände und die Strömung. Seine Messdaten werden in dieser Arbeit genutzt, um zu untersuchen, inwiefern die WaMoS II-Messungen vom Wind und den Gezeiten abhängen. Er liegt nordöstlich des WaMoS II-Untersuchungsgebiets im Tidebecken in einem Wattpriel und wird durch die Inseln Sylt und Amrum vor der offenen See geschützt (GKSS 2005). Abbildung 12 zeigt die Positionen der WaMoS II-Station, der Seegangsbojen sowie des Messpfahls. Die WaMoS II-Station ist durch einen roten Punkt, die Positionen der GKSS-Seegangsbojen sind durch blaue Punkte und der Messpfahl ist durch einen grünen Punkt gekennzeichnet. Der Bereich, in dem von WaMoS II Seegang gemessen werden kann, ist durch das Radarbild markiert.

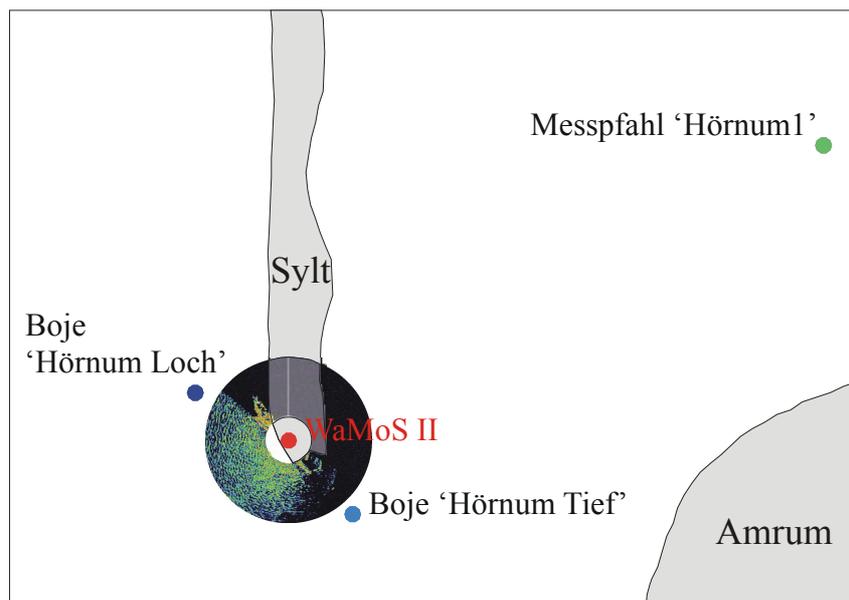


Abbildung 12: Positionen der WaMoS II- und Referenzstationen (Maßstab 1:150000).

5.2 Datengrundlage der Analyse

Im Folgenden wird ein Überblick über die für diese Analyse herangezogenen WaMoS II- und Referenzdaten gegeben.

Die WaMoS II-Station wird seit März 2002 betrieben. Dieser Arbeit liegen Seegangsdaten seit Ende Mai 2002 zugrunde. Hier ist zwischen Radarbildern und Zeitreihen der Seegangparameter zu unterscheiden. Da die Radarbilder sehr viel Speicherplatz beanspruchen, wurden sie zunächst nur sporadisch aufgezeichnet. Erst ab 2005 werden Radarbilder über längere Zeiträume gesichert. Im Gegensatz zu den Zeitreihen enthalten die Radarbilder alle Informationen des vorhandenen Seegangs, daher sind sie wichtig für spätere weiterführende Untersuchungen. Die Zeitreihen der Seegangparameter wurden komplett gesichert. Die Datenlücken erklären sich durch Wartungsarbeiten und Ausfälle des X-Band Radars.

Von den Seegangsbojen 'Hörnum Loch' und 'Hörnum Tief' liegen Messdaten aus dem Zeitraum von Sommer 2003 bis Ende 2005 vor. Auch die Bojendaten weisen diverse Datenlücken auf. Diese erklären sich zum einen dadurch, dass die Bojen im Winter geborgen wurden, um Schäden durch Eisgang zu vermeiden. Zum anderen sind durch Reparatur- und Wartungsarbeiten Lücken in den Daten entstanden.

Die in dieser Arbeit verwendeten Daten des GKSS-Messpfahls 'Hörnum1' stammen aus den Jahren 2004 und 2005. Wie die Seegangsbojen musste auch der Messpfahl zum Schutz vor Treibeis in den Wintermonaten abgebaut werden.

In Abbildung 13 sind für die WaMoS II- und Referenzstationen die Zeiträume, innerhalb derer Messdaten vorliegen, graphisch dargestellt. Die Zeiträume, in denen WaMoS II-Zeitreihen vorliegen, sind in rot und die Zeiträume, in denen Radarbilder vorliegen, in orange dargestellt. Der hellblaue Balken kennzeichnet die Zeiträume, in denen es Messdaten der Boje 'Hörnum Tief' gibt, der dunkelblaue Balken jene der Boje 'Hörnum Loch'. In grün sind die Zeiträume dargestellt, für die Daten des Messpfahls vorliegen. Die Abbildung zeigt, dass für die stürmischen Wintermonate kaum Referenzdaten vorliegen.

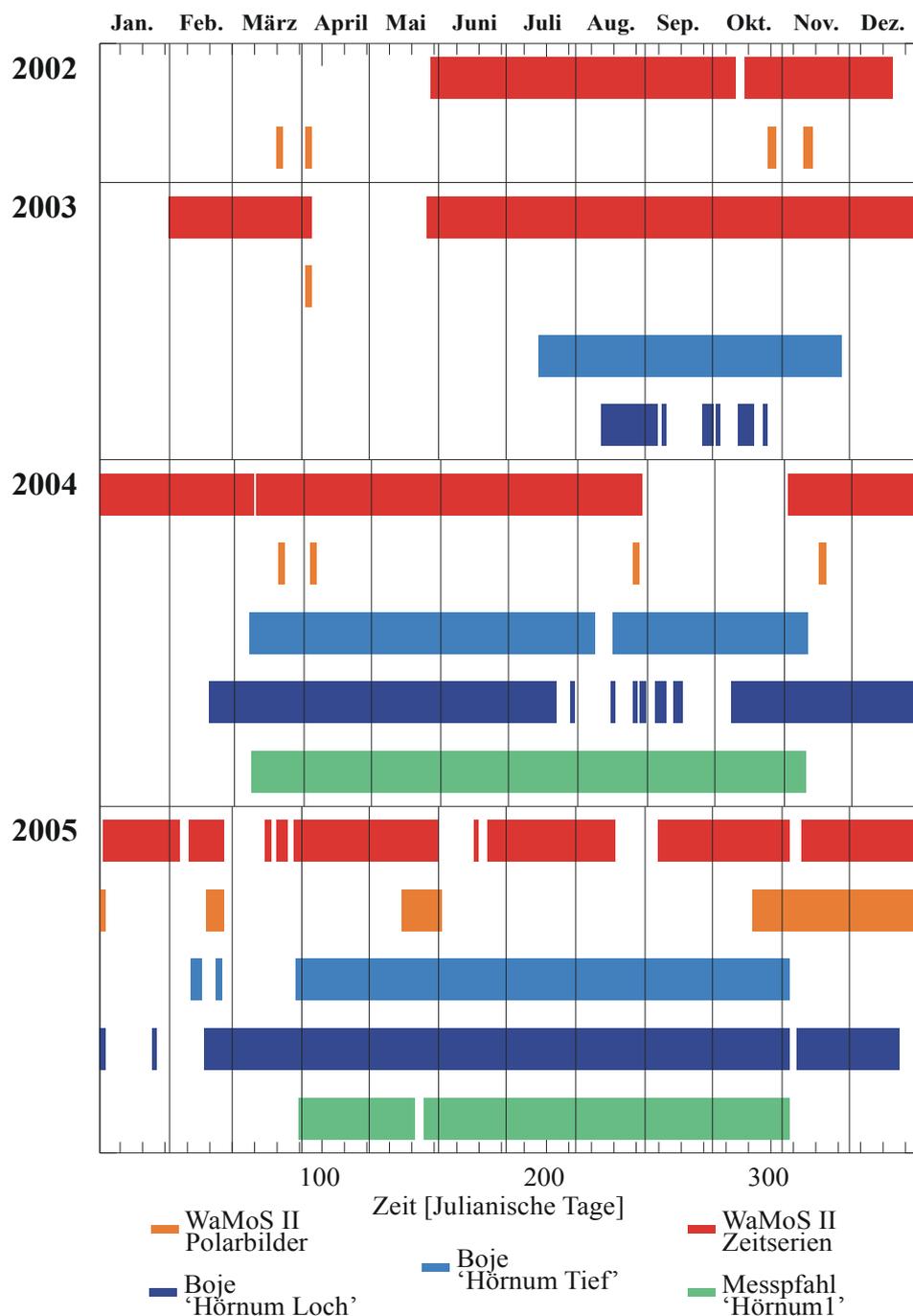


Abbildung 13: Verfügbarkeit von WaMoS II- und Referenzdaten für die Jahre 2002 bis 2005.

Die zeitliche Auflösung der WaMoS II-Messungen wurde im Laufe der Jahre mehrfach geändert. Zu Beginn hat die WaMoS II-Station den Seegang alle circa 10 min gemessen. Von Mai 2003 bis Februar 2004 wurde in Intervallen von 5 min gemessen. Seit Februar 2004 beträgt der WaMoS II-Messintervall 2 min. Die Seegangsbojen messen in Intervallen von etwa 30 min, der Messpfahl alle 10 min. Tabelle 5 gibt die Anzahl der vorliegenden Messungen für die WaMoS II- sowie die Referenzstationen an. Von der WaMoS II-Station wurden in dem Zeitraum von Ende Mai 2002 bis

Ende 2005 in jedem der neun Analysefenster knapp 470 000 Seegangsmessungen durchgeführt. Die den Messungen zugrunde liegenden Radarbildsequenzen wurden im Mittel in einem von zehn Fällen gespeichert. Für die Bojen liegt mit jeweils knapp 30 000 Messungen deutlich weniger Datenmaterial vor. Gleiches gilt für den Messpfahl mit knapp 50 000 Messungen. Dies ist auf die im Vergleich zu den Referenzstationen höhere zeitliche Auflösung der WaMoS II-Zeitreihen seit Februar 2004 zurückzuführen.

Tabelle 5: Anzahl der vorliegenden Messungen für die WaMoS II- und die Referenzstationen.

Station	Anzahl der Messungen
WaMoS II	467 639 (pro Fenster)
Boje 'Hörnum Tief'	27 266
Boje 'Hörnum Loch'	27 309
Messpfahl	48 471

5.3 Validierung der Daten

Die Validierung der WaMoS II-Messungen des Seegangs erfolgt mithilfe von Bojen- und Messpfahl-Daten. Validiert werden die Messungen der Seegangparameter signifikante Wellenhöhe, Wellenperiode und Wellenrichtung. Für die Validierung wurden die WaMoS II-Analysefenster ausgewählt, die den Bojen am nächsten liegen: Die von WaMoS II in Analysefenster 9 gemessenen Zeitreihen werden mit den Messdaten der Boje 'Hörnum Loch' verglichen, die WaMoS II-Messungen in Analysefenster 2 mit Daten der Boje 'Hörnum Tief'. Auswirkungen der Gezeiten auf den Seegang und damit auch auf die WaMoS II-Messung werden mithilfe von Daten des Messpfahls 'Hörnum1' untersucht (vgl. Kapitel 5.1).

Im Rahmen der Validierung wird von folgenden Methoden Gebrauch gemacht: Zum einen werden WaMoS II-, Bojen- und Messpfahl-Zeitreihen vom März 2004 miteinander verglichen und auf Abhängigkeiten untersucht. Der März 2004 wurde ausgewählt, da in diesem Monat der Seegang hoch war und da für ihn sowohl von den Bojen als auch vom Messpfahl Referenzdaten vorliegen. Zum anderen werden die WaMoS II- und Bojendaten der Seegangparameter miteinander korreliert. Die WaMoS II- und Bojen-Daten wurden aufgrund ihrer unterschiedlichen zeitlichen Auflösung vor ihrer Korrelation kolloziert. Sowohl in den Bojen- als auch in den WaMoS II-Zeitreihen können Ausreißer auftreten. Da Ausreißer das Ergebnis der Korrelation erheblich modifizieren, wurden sie bei der Validierung nicht berücksichtigt (vgl. Kapitel 5.3.2). Die korrespondierenden Messpaare

werden in Streudiagrammen aufgetragen und die Korrelationsgeraden eingezeichnet. Der berechnete Korrelationskoeffizient gibt einen Hinweis über das Maß des Zusammenhangs zwischen den WaMoS II- und Bojen-Daten.

In Kapitel 5.3.1 wird die Vergleichbarkeit der WaMoS II- und Bojendaten diskutiert. In den Kapiteln 5.3.2 bis 5.3.4 wird die Validierung der WaMoS II-Messungen für die Seegangparameter sowie für die Analysefenster 9 und 2 getrennt dargestellt. Kapitel 5.3.5 fasst die Ergebnisse der Validierung zusammen.

5.3.1 Vergleichbarkeit der WaMoS II- und Bojendaten

Bei der Validierung ist zu berücksichtigen, dass WaMoS II ein anderes Messverfahren nutzt als Seegangsbojen (vgl. Kapitel 4.3). So haben die WaMoS II-Daten aufgrund der räumlichen Messung eine deutlich höhere zeitliche Auflösung als die Bojendaten.

Weiterhin ist zu überprüfen, ob der Seegang in den WaMoS II-Analysefenstern mit jenem an den Bojenstandorten vergleichbar ist. Da der Seegang stark von der Topographie des Meeresbodens beeinflusst wird und die Küstenmorphologie im Untersuchungsgebiet äußerst variabel ist, können selbst in benachbarten Gebieten unterschiedliche Seegangsbedingungen herrschen. Insbesondere bei der Validierung der WaMoS II-Messungen in Analysefenster 2 mit den Messungen der Boje 'Hörnum Tief' ist fraglich, ob diese Bedingung erfüllt wird. Das Analysefenster 2 liegt in Inselnähe am Rand des Seegatts. Die Boje 'Hörnum Tief' liegt dagegen in größerer Entfernung zur Insel mitten im Seegatt (vgl. Kapitel 5.1). Diese Unterschiede haben Auswirkungen auf den Seegang und müssen im Folgenden berücksichtigt werden.

Für die Validierung der WaMoS II-Messungen ergibt sich schließlich dadurch eine Einschränkung, dass nur für die ruhigen Sommermonate Referenzdaten vorliegen (vgl. Kapitel 5.2). Insbesondere in Analysefenster 2 liegen die Wellenhöhen und -perioden in diesen Monaten nur selten oberhalb der WaMoS II-Messgrenzen von 0,5 m bzw. 3 s. Dies hat zur Folge, dass in Analysefenster 2 deutlich weniger Messungen validiert werden können als in Analysefenster 9. Hierdurch erklären sich auch die zahlreichen Lücken in den Zeitreihen der von WaMoS II in Analysefenster 2 gemessenen Seegangparameter, die im Folgenden dargestellt werden.

5.3.2 Signifikante Wellenhöhe

Analysefenster 9

Abbildung 14 zeigt Zeitreihen der signifikanten Wellenhöhe gemessen von WaMoS II in Analysefenster 9 in rot und von der Boje 'Hörnum Loch' in blau für den Zeitraum vom 14. bis 25. März 2004. Die WaMoS II-Messungen zeigen eine gute Übereinstimmung mit den Bojendaten, wobei WaMoS II insbesondere während der Sturmspitzen am 20. und 21. März etwas höhere Wellen misst. Die Boje misst am 18. März sowie in der Nacht vom 23. zum 24. März signifikante Wellenhöhen im Bereich der WaMoS II-Messgrenze von 0,5 m, die in der Abbildung durch eine gestrichelte Linie gekennzeichnet ist. Die in diesen Zeiträumen erfolgten WaMoS II-Messungen wurden aufgrund zu schwachen Seegangs aussortiert, so dass die WaMoS II-Zeitreihe hier Lücken aufweist.

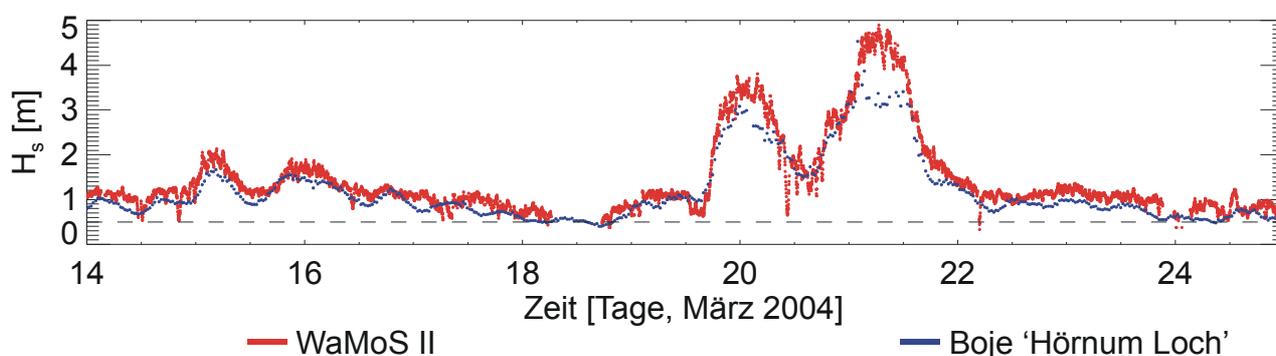


Abbildung 14: Zeitreihen der signifikanten Wellenhöhe gemessen von WaMoS II in Analysefenster 9 in rot und von der Boje 'Hörnum Loch' in blau vom 14. bis 25. März 2004.

Abbildung 15 zeigt Streudiagramme der WaMoS II- und Bojen-Messungen für die Jahre 2003 bis 2005. Für das Jahr 2003 ergibt sich für die Messungen ein Korrelationskoeffizient von $r = 0,89$, wobei 750 Wertepaare in die Korrelation eingeflossen sind. In den Jahren 2004 und 2005 ist die Korrelation etwas schwächer: Für das Jahr 2004 wurde für 4496 Wertepaare ein Korrelationskoeffizient von $r = 0,88$ bestimmt. Im Jahr 2005 beträgt der Korrelationskoeffizient $r = 0,84$, wobei 5005 Wertepaare korreliert wurden. Ausreißer blieben unberücksichtigt, da sie das Ergebnis der Korrelation verfälschen. Als Ausreißer gelten WaMoS II- und Bojen-Messungen der Wellenhöhe, die um mindestens 2 m voneinander abweichen. Für 2005 wurden 17 der insgesamt 5022 Wertepaare als Ausreißer identifiziert. Die Korrelation sämtlicher Wertepaare einschließlich der Ausreißer ergibt einen Korrelationskoeffizienten von lediglich $r = 0,65$. Dieser unterscheidet sich somit stark von dem Korrelationskoeffizienten, der unter Ausschluss der Ausreißer ermittelt wurde. Auch in den übrigen Jahren liegt der Anteil der Ausreißer deutlich unter 1 % der

Messungen.

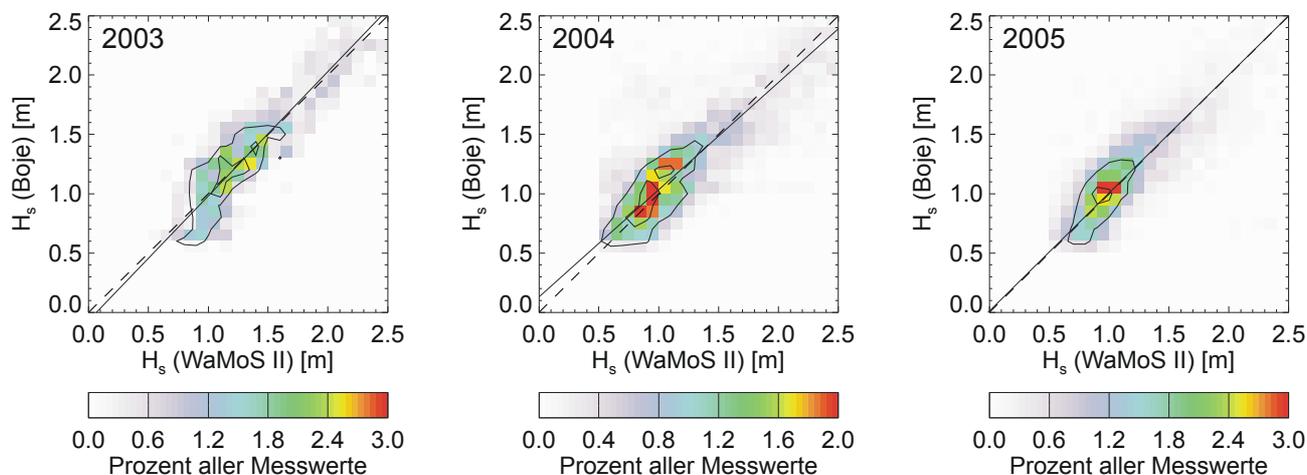


Abbildung 15: Streudiagramme der signifikanten Wellenhöhe gemessen von WaMoS II in Analysefenster 9 und der Boje 'Hörnum Loch' für die Jahre 2003 bis 2005. Dargestellt ist der prozentuale Anteil der Messungen.

Analysefenster 2

Das Seegebiet in Analysefenster 2 und die Boje 'Hörnum Tief' sind durch die Außensände vor der offenen See geschützt. Daher herrscht hier generell ein sehr geringer Seegang. Abbildung 16 zeigt Zeitreihen der signifikanten Wellenhöhe gemessen von WaMoS II in Analysefenster 2 in rot und von der Boje 'Hörnum Tief' in blau für den Zeitraum vom 14. bis 25. März 2004. Wie die Bojen-Zeitreihe zeigt, liegt die Wellenhöhe meistens unterhalb der WaMoS II-Messgrenze von 0,5 m. Aus diesem Grund wird ein Großteil der WaMoS II-Messdaten aussortiert, so dass die WaMoS II-Zeitreihe über lange Zeiträume Lücken aufweist. Bei Seegang oberhalb der 0,5 m-Grenze, zeigt die WaMoS II-Zeitreihe eine gute Übereinstimmung mit den Bojendaten, wobei die von WaMoS II gemessenen Wellen wie in Analysefenster 9 etwas höher sind.

Um den Einfluss der Gezeiten auf die Wellenhöhe zu untersuchen, ist den Zeitreihen der signifikanten Wellenhöhe in Abbildung 16 der Verlauf des Pegels am Messpfahl 'Hörnum1' in grün gegenübergestellt. Der periodische Verlauf der Bojen-Zeitreihe und die regelmäßige Wiederkehr von WaMoS II-Messungen deuten auf eine Abhängigkeit des Seegangs von den Gezeiten hin. Die Gezeiten beeinflussen den Seegang einerseits durch den Tidenhub und andererseits durch die Gezeitenströmung. Der mittlere Tidenhub beträgt bei Hörnum circa 2 m (vgl. Kapitel 2.4). Während der Sturmflut in der Zeit vom 19. bis 22. März wurden Pegelstände registriert, die etwa 2 m oberhalb des Pegelstands einer normalen Flut liegen. Wie die Abbildung zeigt, ist die Tide

halbtägig, das heißt, dass sich der Wechsel von Hoch- zu Niedrigwasser in 6 Stunden vollzieht. Es fällt auf, dass Wellenhöhen oberhalb von 0,5 m in Fenster 2 fast nur bei steigendem Pegelstand, also während der Flut, auftreten. Offensichtlich können die dem Analysefenster und der Boje vorgelagerten Außensände nur bei zunehmender Wassertiefe und unter dem Einfluss der Flutströmung von höheren Wellen überwunden werden. Daher können die WaMoS II-Daten in Analysefenster 2 generell nur für Flut ausgewertet werden.

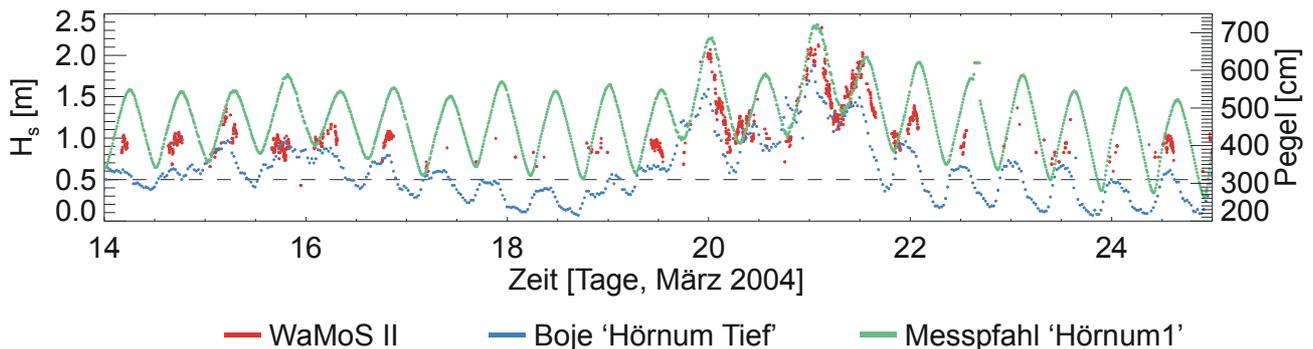


Abbildung 16: Zeitreihen der signifikanten Wellenhöhe von WaMoS II in Analysefenster 2 in rot und von der Boje 'Hörnum Tief' in blau sowie des Pegelstands vom Messpfahl 'Hörnum1' in grün für den Zeitraum vom 14. bis 25. März 2004.

Abbildung 17 zeigt Streudiagramme der WaMoS II- und Bojenwellenhöhe für die Jahre 2004 und 2005. Die signifikante Wellenhöhe liegt in Analysefenster 2 bzw. an der Position der Boje 'Hörnum Tief' nur selten oberhalb der WaMoS II-Messgrenze von 0,5 m. Aus diesem Grund liegen für das Jahr 2003 nicht ausreichend Daten für eine Korrelation vor. Für 2004 ergab sich bei 125 Messpaaren ein Korrelationskoeffizient von $r = 0,63$. Für das Jahr 2005 wurde ein Korrelationskoeffizient von $r = 0,62$ ermittelt, wobei 69 Messpaare korreliert wurden. Die Messpaare wurden analog dem oben beschriebenen Verfahren nach Ausreißern durchsucht. Es konnten jedoch keine Ausreißer identifiziert werden.

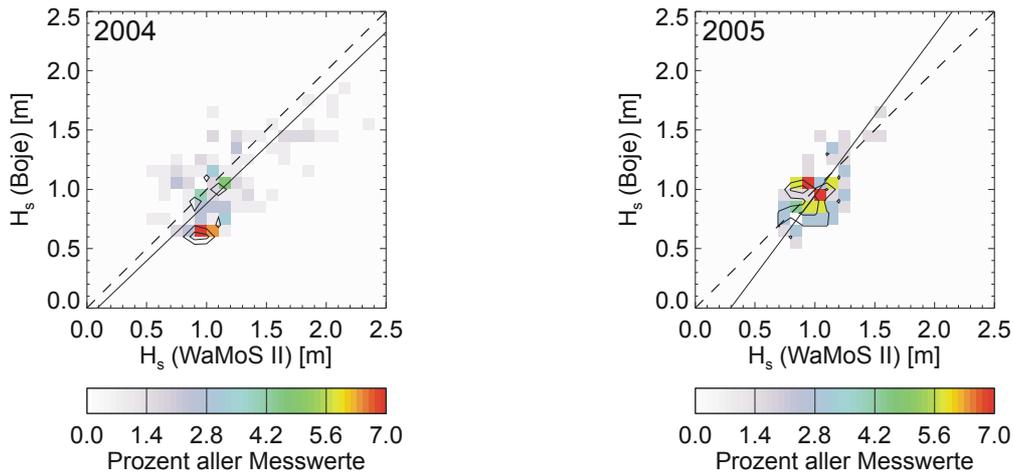


Abbildung 17: Streudiagramme der signifikanten Wellenhöhe gemessen von WaMoS II in Analysefenster 2 und der Boje 'Hörnum Tief' für die Jahre 2004 und 2005. Dargestellt ist der prozentuale Anteil der Messungen.

5.3.3 Hauptwellenperiode

Analysefenster 9

Abbildung 18 zeigt Zeitreihen der Hauptwellenperiode gemessen von WaMoS II in Analysefenster 9 in rot sowie von der Boje 'Hörnum Loch' in blau für den 14. bis 25. März 2004. Die Zeitreihen zeigen hinsichtlich des generellen Verlaufs eine gute Übereinstimmung, wobei von der Boje im Vergleich zu WaMoS II etwas längere Wellen gemessen werden. Die Sprünge in der Zeitreihe stellen einen Wechsel des dominanten Seegangssystems dar. So wird die langwellige Dünung in den Zeiträumen vom 18. bis 19. und ab dem 24. März von WaMoS II sowie der Boje als dominantes System erkannt. In den übrigen Zeiträumen dominieren die kurzen Wellen der Windsee (vgl. Kapitel 3.1).

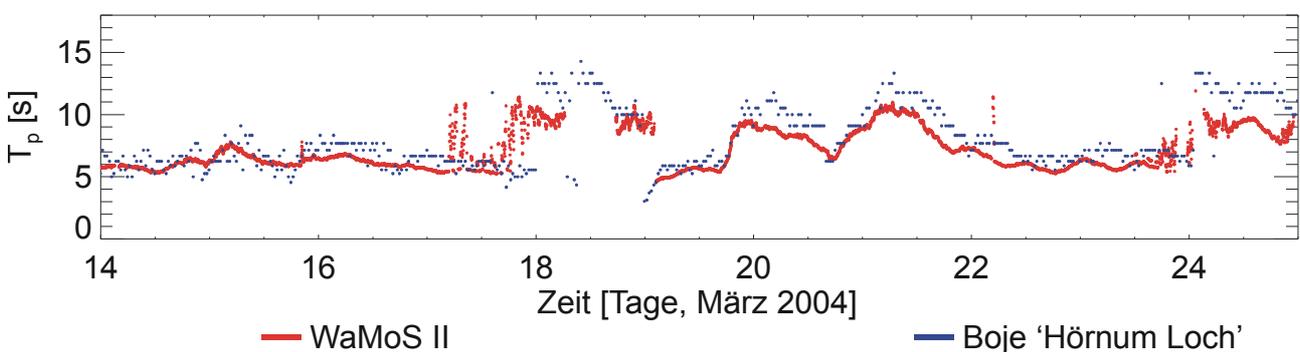


Abbildung 18: Zeitreihen der Hauptwellenperiode gemessen von WaMoS II in Analysefenster 9 in rot sowie von der Boje 'Hörnum Loch' in blau für den 14. bis 25. März 2004.

Abbildung 19 zeigt Streudiagramme der WaMoS II- und Bojenmessungen der Hauptwellenperiode

für die Jahre 2003 bis 2005. Für das Jahr 2003 wurde ein Korrelationskoeffizient von $r = 0,50$ ermittelt, wobei 741 Wertepaare korreliert wurden. Die schwache Korrelation der Messdaten in diesem Jahr ist auf die geringe Schwankungsbreite der Hauptwellenperiode zurückzuführen. Für die Jahre 2004 und 2005 konnte mit 4332 bzw. 4911 Wertepaaren eine deutlich größere Anzahl an Messungen korreliert werden. Die Korrelation ergab Koeffizienten von $r = 0,68$ für das Jahr 2004 und $r = 0,75$ für das Jahr 2005. Wenn es verschiedene Seegangssysteme (zum Beispiel Windsee und Dünung) ähnlicher Energie gibt, dann kann es vorkommen, dass von WaMoS II und der Boje unterschiedliche Systeme als dominant erkannt werden. Um zu verhindern, dass Messungen unterschiedlicher Seegangssysteme miteinander verglichen werden, und um einzelne Ausreißer auszuschließen, wurden Messungen der Wellenperiode, die um mindestens 5 s voneinander abweichen, bei der Korrelation nicht berücksichtigt. Hiervon waren in den Jahren 2003 bis 2005 maximal 2 % der Messungen betroffen. Der steile Verlauf der Korrelationsgeraden zeigt, dass lange Wellen von WaMoS II im Vergleich zur Boje unterschätzt werden.

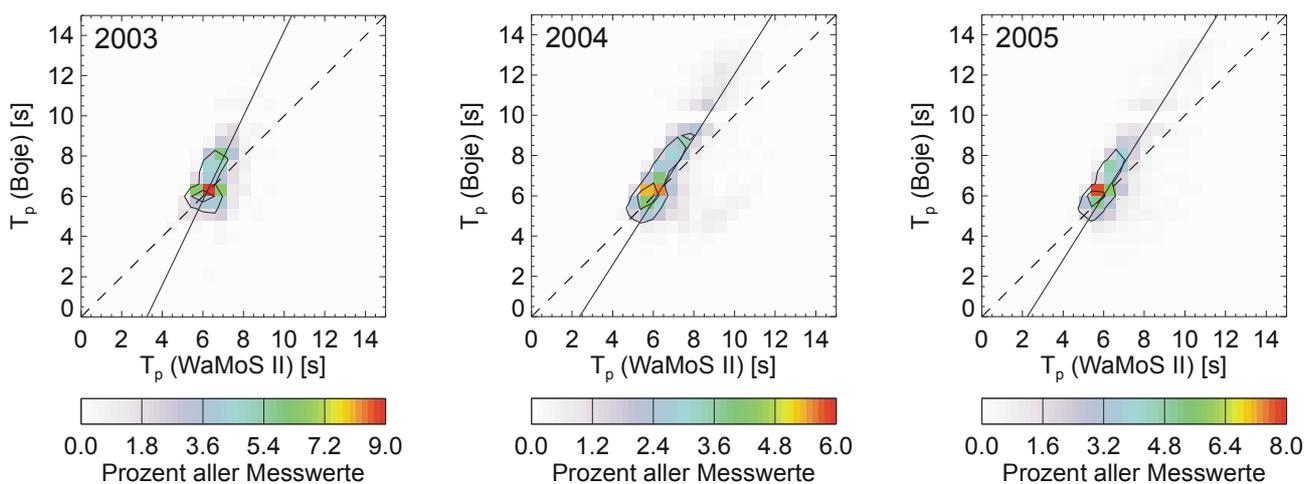


Abbildung 19: Streudiagramme der Hauptwellenperiode gemessen von WaMoS II in Analysefenster 9 und der Boje 'Hörnum Loch' für die Jahre 2003 bis 2005. Dargestellt ist der prozentuale Anteil der Messungen.

Analysefenster 2

In Abbildung 20 sind Zeitreihen der Hauptwellenperiode gemessen von WaMoS II in Analysefenster 2 in rot und von der Boje 'Hörnum Tief' in blau für den Zeitraum vom 14. bis zum 25. März 2004 dargestellt. Diesen Zeitreihen ist der Verlauf des Pegels gemessen von dem Messpfahl 'Hörnum1' in grün gegenübergestellt. In der Bojen-Zeitreihe dominieren kurze Wellen mit Perioden zwischen 2 s und 5 s, wobei regelmäßig Sprünge zwischen diesen kürzeren und längeren Wellenperioden oberhalb von 5 s auftreten. Die Sprünge zeigen einen Wechsel des

dominanten Seegangssystems an. Soweit der Seegang für eine Messung mit WaMoS II ausreicht, zeigt sich eine gute Übereinstimmung der WaMoS II- und Bojendaten. Der Vergleich der Zeitreihen der Hauptwellenperiode mit der Pegel-Zeitreihe des Messpfahls 'Hörnum1' veranschaulicht die Auswirkungen des Pegelstands auf die Wellenperiode. Längere Wellen oberhalb von 5 s werden von beiden Stationen lediglich bei steigendem Pegel gemessen. Bei den kurzen Wellen zwischen 2 s und 5 s in der Bojen-Zeitreihe ist ein periodischer Verlauf zu erkennen, der ebenfalls auf eine Abhängigkeit von den Gezeiten hindeutet. So steigt die Periode bei sinkendem Pegel leicht an. Die Ursache hierfür liegt in den Wechselwirkungen zwischen den Wellen und der Gezeitenströmung. Während des Sturms vom 19. bis zum 22. März treten erhöhte Pegelstände auf. In diesem Zeitraum werden von WaMoS II und von der Boje auch bei Ebbe längere Wellen gemessen.

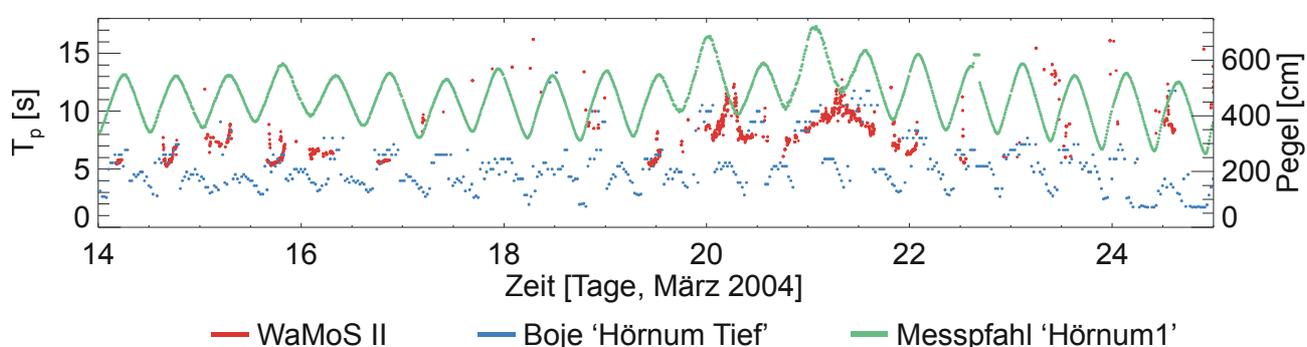


Abbildung 20: Zeitreihen der Hauptwellenperiode gemessen von WaMoS II in Analysefenster 2 (rot) und von der Boje 'Hörnum Tief' (blau) sowie des Pegelstands vom Messpfahl 'Hörnum1' (grün) für den 14. bis 25. März 2004.

In Abbildung 21 sind Streudiagramme der WaMoS II- und Bojenmessungen der Hauptwellenperiode für die Jahre 2004 und 2005 dargestellt. Für das Jahr 2004 ergab sich ein Korrelationskoeffizient von $r = 0,55$, wobei 123 Wertepaare korreliert wurden. Für 2005 wurde bei 67 Wertepaaren ein Korrelationskoeffizient von $r = 0,52$ ermittelt. Die geringe Übereinstimmung erklärt sich dadurch, dass der WaMoS II-Messwert in einigen Fällen stark von jenem der Boje abweicht. In diesen Fällen werden von WaMoS II und der Boje verschiedene Seegangssysteme als dominant erkannt. Nach der obigen Definition wurden nur zwei Messungen als Ausreißer identifiziert und ausgeschlossen. Wie bereits für Analysefenster 9 beobachtet, werden lange Wellen von WaMoS II gegenüber der Boje leicht unterschätzt.

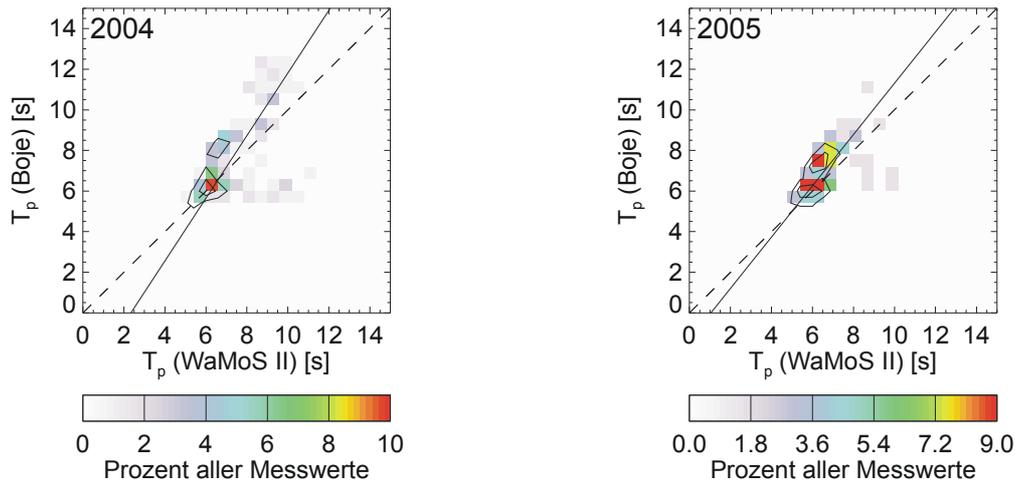


Abbildung 21: Streudiagramme der Hauptwellenperiode gemessen von WaMoS II in Analysefenster 2 und der Boje 'Hörnum Tief' für die Jahre 2004 und 2005. Dargestellt ist der prozentuale Anteil der Messungen.

5.3.4 Hauptwellenrichtung

Analysefenster 9

Die Wirkstrecke des Windes reicht im Untersuchungsgebiet nicht aus, um Seegang aus östlicher Richtung zu erzeugen. Daher wird im Folgenden nur der Datenbereich von 180° bis 360° bzw. von Süden über Westen bis Norden dargestellt. Abbildung 22 zeigt Zeitreihen der Hauptwellenrichtung gemessen von WaMoS II in Analysefenster 9 in rot und von der Boje 'Hörnum Loch' in blau für den Zeitraum vom 14. bis zum 25. März 2004. Beide Zeitreihen zeigen einen ähnlichen Verlauf, wobei die Bojenmessungen regelmäßig um knapp 20° von den WaMoS II-Messungen abweichen. Die Ursache hierfür liegt in dem Einfluss der Topographie des Meeresbodens auf den Seegang. Wie in Kapitel 3.6 dargelegt, werden Wellen im Flachwasser zu einer küstenparallelen Orientierung umgelenkt. Daher führen die verschiedenen Küstenverläufe in dem Analysefenster 9 einerseits und an dem Bojenstandort andererseits zu unterschiedlichen Wellenrichtungen an beiden Standorten.

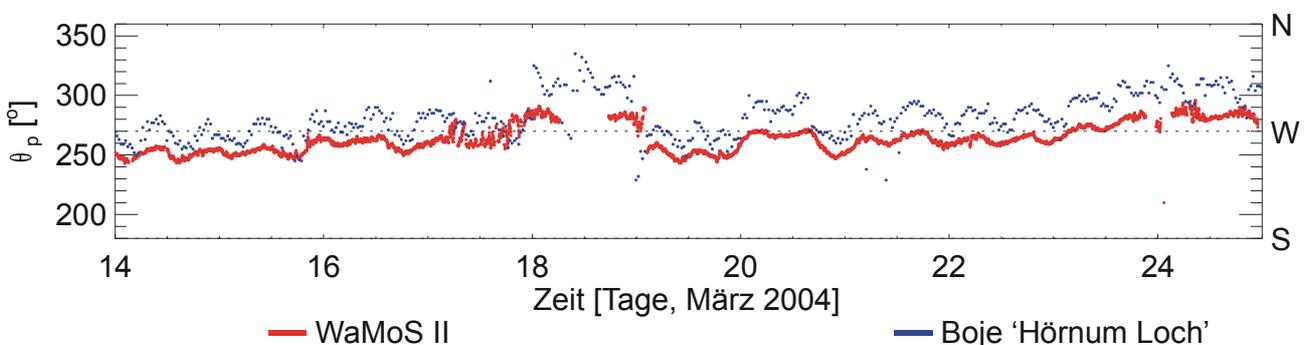


Abbildung 22: Zeitreihen der Hauptwellenrichtung gemessen von WaMoS II in Analysefenster 9 (rot) und von der Boje 'Hörnum Loch' (blau) für den 14. bis 25. März 2004.

Abbildung 23 zeigt Streudiagramme der Wellenrichtung gemessen von WaMoS II und der Boje für die Jahre 2003 bis 2005. Für 2003 wurde ein Korrelationskoeffizient von $r = 0,84$, für 2004 von $r = 0,82$ und für 2005 von $r = 0,87$ bestimmt. Ausgewertet wurden 741, 4448 bzw. 4959 Wertepaare für die Jahre 2003 bis 2005. Die bereits diskutierte systematische Abweichung zwischen den WaMoS II- und Bojenmessungen wird über den gesamten Zeitraum angetroffen. Die Abweichung beträgt 2003 knapp 22° . In den Jahren 2004 und 2005, für die deutlich mehr Messpaare vorliegen als für 2003, beträgt sie 18° . Unter Berücksichtigung dieser systematischen Abweichung wurden Messungen der Wellenrichtung, die um über 50° voneinander abweichen, als Ausreißer definiert. Ihr Anteil an sämtlichen Messungen liegt unterhalb von 1 %. Sie sind in den Streudiagrammen nicht dargestellt und blieben auch bei der Korrelation unberücksichtigt.

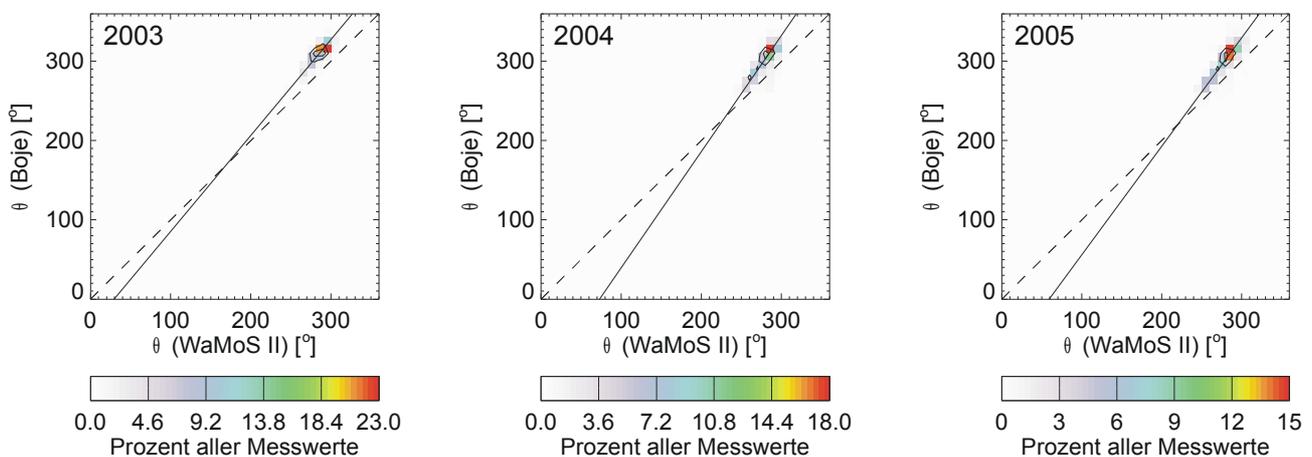


Abbildung 23: Streudiagramme der Hauptwellenrichtung gemessen von WaMoS II in Analysefenster 9 und der Boje 'Hörnium Loch' für die Jahre 2003 bis 2005. Dargestellt ist der prozentuale Anteil der Messungen.

Analysefenster 2

In Kapitel 5.3.2 wurde gezeigt, dass WaMoS II in Analysefenster 2 praktisch nur bei steigendem Pegel und bei Sturmflut messen kann. Abbildung 24 zeigt Zeitreihen der Hauptwellenrichtung gemessen von WaMoS II in Analysefenster 2 in rot und von der Boje 'Hörnium Tief' in blau für den 14. bis 25. März 2004. WaMoS II misst in dem ausgewählten Zeitraum hauptsächlich Wellen aus südlicher und westlicher Richtung. Während des Sturms vom 19. bis zum 22. März werden verstärkt Wellen aus westlicher Richtung gemessen. Dies erklärt sich dadurch, dass die Außensände, durch die das Analysefenster 2 von der offenen See abgeschattet wird, bei Sturmflut leichter überwunden werden können. In den Zeiträumen, an denen WaMoS II Wellen aus Süden misst, werden von der Boje Wellen aus westlicher Richtung detektiert. Der Grund für die

unterschiedlichen Wellenrichtungen liegt wie bereits bei Analysefenster 9 in den unterschiedlichen topographischen Bedingungen in Analysefenster 2 einerseits und an der Boje andererseits. So können in Höhe der Boje Wellen aus westlicher Richtung über die Untiefe treten. Die Wellen werden dann durch die Topographie des Meeresbodens hin zu einer südlichen Orientierung umgelenkt (vgl. Kapitel 3.6).

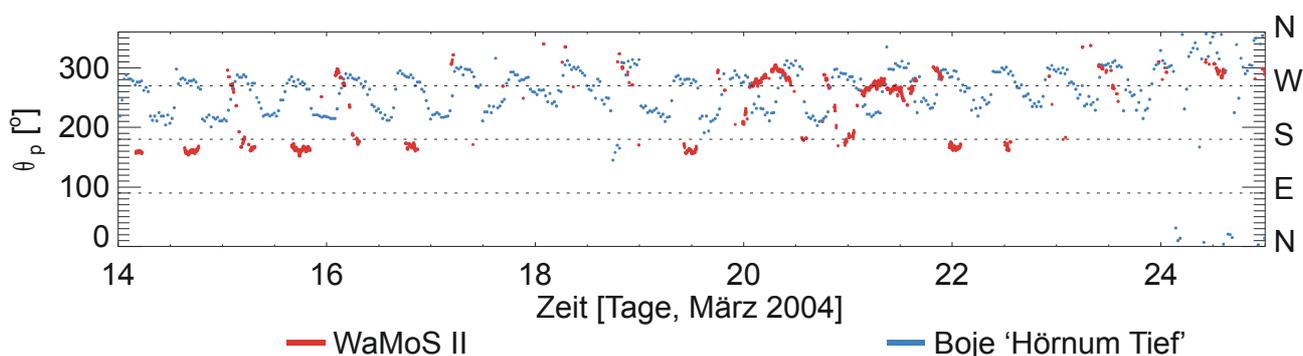


Abbildung 24: Zeitreihen der Hauptwellenrichtung gemessen von WaMoS II in Analysefenster 2 (rot) und der Boje 'Hörnum Tief' (blau) für den 14. bis 25. März 2004.

Abbildung 26 zeigt Streudiagramme der Hauptwellenrichtung gemessen von WaMoS II in Analysefenster 2 in rot und von der Boje 'Hörnum Tief' in blau für die Jahre 2004 und 2005. Aufgrund der geringen Übereinstimmung der Zeitreihen ist die lineare Korrelation keine geeignete Methode zur Validierung der WaMoS II-Messungen der Wellenrichtung. Daher sind in den Streudiagrammen keine Korrelationsgeraden aufgetragen. Dem Streudiagrammen liegen 125 Wertepaare für 2004 und 67 Wertepaare für 2005 zugrunde. Wie die Abbildung verdeutlicht, misst die Boje in diesem begrenzten Datensatz ausschließlich Seegang aus Westen, während der von WaMoS II in Analysefenster 2 gemessene Seegang nur vereinzelt aus westlicher und größtenteils aus südlicher Richtung kommt. Offensichtlich unterliegen die Wellen auf ihrem Weg von dem Bojenstandort zum Analysefenster 2 einer Refraktion.

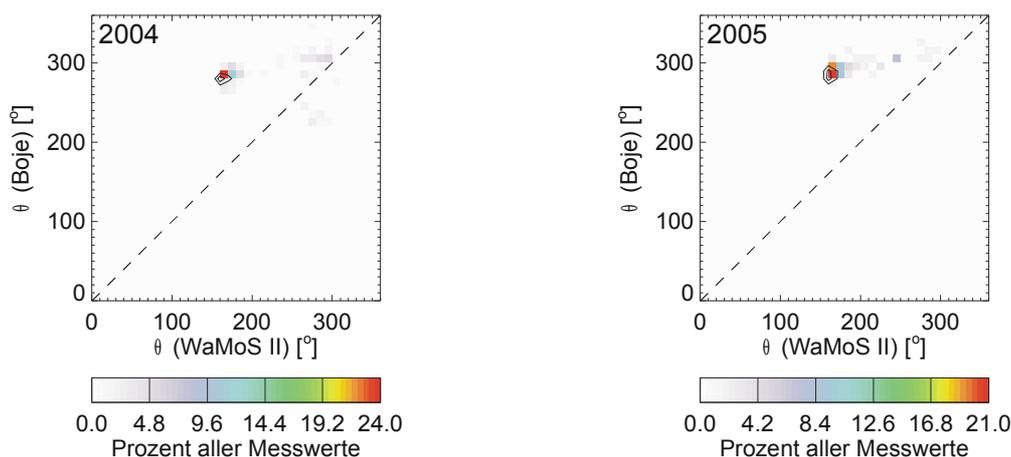


Abbildung 25: Streudiagramme der Hauptwellenrichtung gemessen von WaMoS II in Analysefenster 2 und der Boje 'Hörnum Tief' für die Jahre 2004 und 2005. Dargestellt ist der prozentuale Anteil der Messungen.

5.3.5 Zwischenergebnis

Es wurde gezeigt, dass die Messungen der Seegangparameter signifikante Wellenhöhe, Hauptwellenperiode und Hauptwellenrichtung von WaMoS II in Analysefenster 9 gut mit den Messungen der Boje 'Hörnum Loch' übereinstimmen. Die für den Zeitraum von 2003 bis 2005 ermittelten Korrelationskoeffizienten reichen von $r = 0,50$ für die Messungen der Wellenperiode im Jahr 2003 bis $r = 0,89$ für die Messungen der Wellenhöhe ebenfalls im Jahr 2003. Bei der Wellenrichtung wurde eine systematische Abweichung der WaMoS II-Messungen von den Bojenwerten um knapp 20° festgestellt. Diese Abweichung erklärt sich durch die unterschiedlichen topographischen Gegebenheiten in Analysefenster 9 und an dem Bojenstandort. Ausreißer konnten identifiziert und beseitigt werden.

Bei dem Vergleich der Seegangsmessungen von WaMoS II in Analysefenster 2 mit den Messungen der Boje 'Hörnum Tief' kommen die in Kapitel 5.3.1 diskutierten Restriktionen deutlich stärker zum Tragen als in Analysefenster 9. Schwierigkeiten ergeben sich insbesondere dadurch, dass der Seegang in Analysefenster 2 häufig außerhalb der WaMoS II-Messgrenzen liegt. Dies hat zur Folge, dass ein großer Teil des von der Boje gemessenen Seegangs von WaMoS II nicht gemessen werden kann und dass die Anzahl der zu korrelierenden Messpaare relativ gering ist. Der Vergleich der Zeitreihen der Wellenhöhe und Wellenperiode gemessen von WaMoS II in Analysefenster 2 mit Pegeldata des Messpfahls 'Hörnum1' hat gezeigt, dass WaMoS II in Fenster 2 generell nur bei Flut messen kann. Die Korrelation der WaMoS II-Messungen in Analysefenster 2 mit den Bojenwerten brachte folgende Ergebnisse: Für die Messungen der Wellenhöhe und Wellenperiode in dem

Zeitraum von 2004 bis 2005 wurden relativ niedrige Korrelationskoeffizienten von $r = 0,52$ bis $r = 0,63$ ermittelt. Die WaMoS II-Messungen der Wellenrichtung weichen stark von den Bojendaten ab. Wie bei der Richtungsmessung in Analysefenster 9 erklären sich die Unterschiede zwischen den Messungen durch küstenmorphologische Unterschiede in Analysefenster 2 und an dem Bojenstandort.

Da die WaMoS II-Messungen des Seegangs in Analysefenster 9 gut mit den Messungen der Referenzstation übereinstimmen und die Abweichungen bei den Richtungsmessungen auf Flachwassereffekte zurückzuführen sind, können zumindest die WaMoS II-Messungen in diesem Fenster als validiert angesehen werden. Die hohe Korrelation der Messungen in Fenster 9 mit den Bojenwerten bestätigt, dass WaMoS II den Seegang auch in Küstennähe und bei geringer Wassertiefe zuverlässig messen kann. Daher wird im Folgenden davon ausgegangen, dass die Messungen in den übrigen Fenstern ebenfalls valide sind und dass die geringe Korrelation zwischen den Messungen in Fenster 2 und den Bojendaten auf die küstenmorphologischen Unterschiede an beiden Standorten zurückzuführen ist.

5.4 Beschreibung des Seegangs westlich der Südspitze Sylts

Der folgende Abschnitt beschreibt den Seegang westlich der Südspitze Sylts in seiner zeitlichen Variabilität. Ausgewertet werden Messungen des den Seegang erzeugenden Windes vom Messpfahl 'Hörnnum1' aus den Jahren 2004 und 2005 sowie der Seegangparameter signifikante Wellenhöhe, Hauptwellenperiode und Hauptwellenrichtung von WaMoS II in Analysefenster 9 in dem Zeitraum von 2003 bis 2005. Das westlich der Südspitze Sylts gelegene Analysefenster 9 wurde ausgewählt, weil die topographischen Verhältnisse in diesem Fenster relativ homogen sind. Außerdem wird der Seegang in Analysefenster 9 verglichen mit den übrigen Analysefenstern am wenigsten von der Topographie des Meeresbodens beeinflusst (vgl. Kapitel 5.1). Daher dienen die Seegangsmessungen in Analysefenster 9 auch als Referenz für die Analyse der räumlichen Variabilität des Seegangs an der Südspitze Sylts in Kapitel 5.5. Es gehen insgesamt 252196 Seegangs- und 84206 Windmessungen in die Auswertung ein.

Zur Beschreibung des Seegangs westlich von Sylt werden Histogramme und Streudiagramme verwendet. Mit Histogrammen werden Häufigkeitsverteilungen der Messwerte dargestellt. Abhängigkeiten zwischen den Seegangparametern werden mit Streudiagrammen untersucht.

In Kapitel 5.4.1 werden zunächst die Wind-Messungen ausgewertet. Kapitel 5.4.2 beschreibt die Eigenschaften des Seegangs an der Westküste der Südspitze Sylts. In Kapitel 5.4.3 werden die wichtigsten Ergebnisse dieser Analyse zusammengefasst.

5.4.1 Wind

Wie in Kapitel 3.2 beschrieben, wird Seegang vom Wind erzeugt. Der Wind ist auch für die Rauigkeit der Meeresoberfläche verantwortlich, die eine radargestützte Messung des Seegangs überhaupt erst ermöglicht (vgl. Kapitel 4.1). Daher werden im Folgenden die Windeigenschaften im Untersuchungsgebiet beschrieben.

Abbildung 26 gibt einen Überblick über die Verteilung der Windrichtung gemessen vom Messpfahl 'Hörnum1' in den Jahren 2004 und 2005. Hiernach kommt der Wind mit Anteilen von jeweils 14 % an sämtlichen Messungen hauptsächlich aus West-Nordwest und Westen. Wind aus West-Südwest, Ost-Südost und Osten hat Anteile von jeweils 10 %. Die Anteile der übrigen Richtungen liegen unterhalb der 10 %-Grenze.

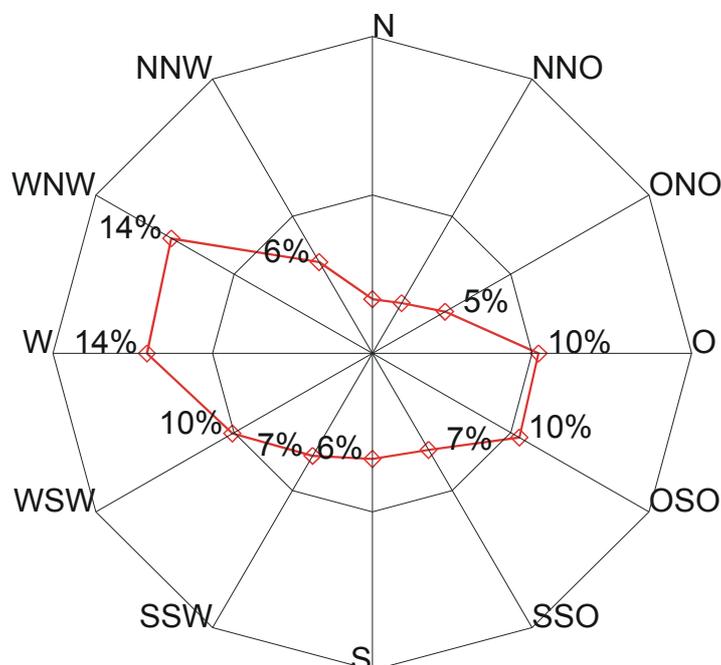


Abbildung 26: Verteilung der Windrichtung gemessen vom Messpfahl 'Hörnum1' in den Jahren 2004 und 2005.

Abbildung 27 zeigt Histogramme der Windgeschwindigkeit und -richtung sowie ein Streudiagramm

beider Parameter. Dargestellt ist der prozentuale Anteil der Messungen, wobei dieser in dem Streudiagramm farbkodiert ist. WaMoS II kann den Seegang nur ab einer Windgeschwindigkeiten von 3 m/s messen (vgl. Kapitel 4.1.3). Da die Wirkstrecke des Windes im Untersuchungsgebiet bei Ostwind zu gering ist, um Seegang zu erzeugen, wird in der Abbildung nur Wind berücksichtigt, der aus 180° bis 360°, also aus Süden, Westen oder Norden kommt. Wie das Histogramm der Windgeschwindigkeit zeigt, liegt die Windgeschwindigkeit am häufigsten zwischen 5 m/s und 10 m/s. Das Streudiagramm verdeutlicht, dass ein Großteil der Windgeschwindigkeiten oberhalb von 10 m/s aus nordwestlicher Richtung kommt.

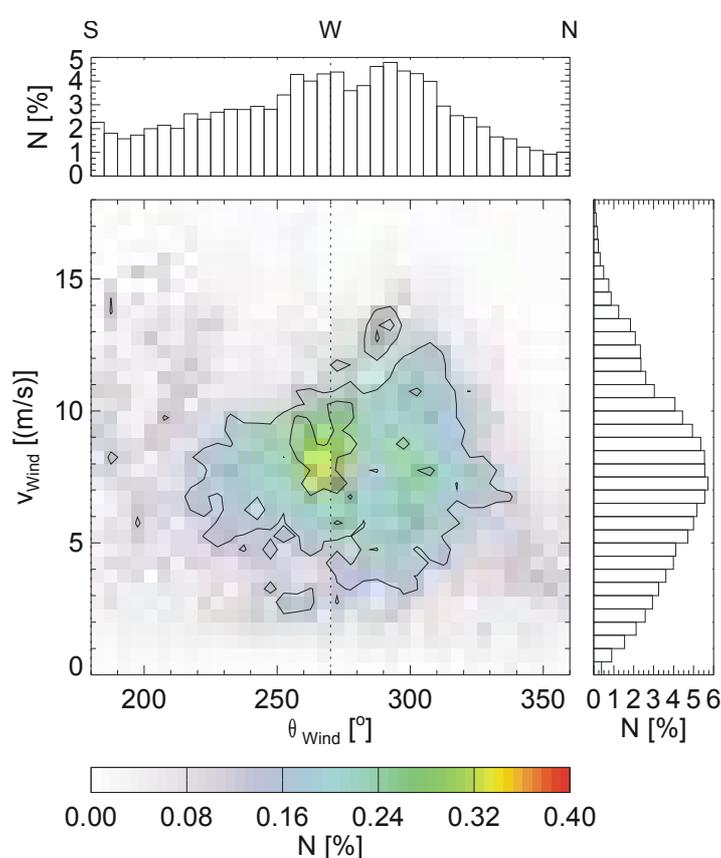


Abbildung 27: Streudiagramm und Histogramme der für den Seegang relevanten Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen gemessen vom Messpfahl 'Hörnum1' für die Jahre 2004 und 2005. Dargestellt ist der prozentuale Anteil der Messungen.

5.4.2 Seegang

Abbildung 28 zeigt ein Streudiagramm der signifikanten Wellenhöhe als Funktion der Hauptwellenrichtung und Histogramme beider Parameter. Im vorangegangenen Kapitel wurde gezeigt, dass der Wind hauptsächlich aus West-Nordwest und Westen kommt. Wie zu erwarten,

kommt daher auch ein Großteil der Wellen aus diesen Richtungen. So kommen mit einem Anteil von über 30 % die meisten Wellen aus 280° bis 290°, also aus west-nordwestlicher Richtung. Darauf folgen mit einem Anteil von etwa 25 % Wellen aus 270° bis 280°. Außerhalb des Bereichs von 240° bis 310° wurden praktisch keine Wellen gemessen. Hinsichtlich der Wellenhöhe dominieren Werte zwischen 0,7 m und 1,0 m, die gemeinsam über 30 % der Messungen ausmachen. Das Streudiagramm veranschaulicht, dass Wellenhöhen oberhalb einer Grenze von circa 1,5 m überwiegend aus West-Nordwest kommen. Da hohe Windgeschwindigkeiten, die entsprechend starken Seegang verursachen können, ebenfalls größtenteils aus west-nordwestlicher Richtung gemessen wurden, war dies auch zu erwarten (vgl. Abbildung 27). Niedrigere Wellen kommen hingegen auch aus West-Südwest.

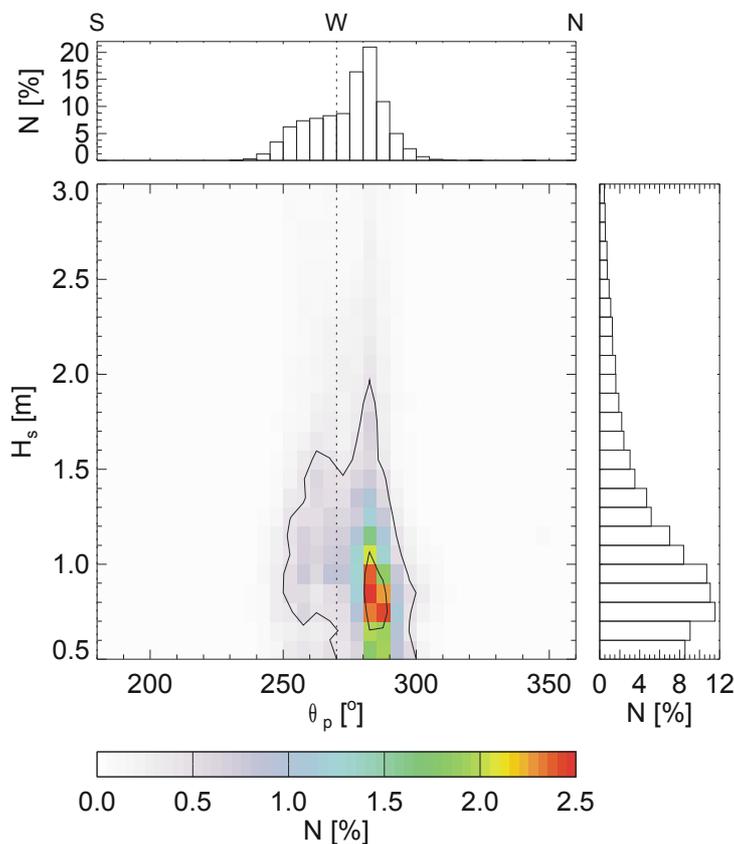


Abbildung 28: Streudiagramm und Histogramme der signifikanten Wellenhöhe und Hauptwellenrichtung gemessen von WaMoS II in Analysefenster 9 für den Zeitraum von 2003 bis 2005. Dargestellt ist der prozentuale Anteil der Messungen.

Abbildung 29 zeigt ein Streudiagramm der Hauptwellenperiode als Funktion der Hauptwellenrichtung sowie Histogramme beider Parameter. Kurze Wellen haben eine größere Schwankungsbreite. Die am häufigsten gemessenen Wellenperioden liegen zwischen 5 s und 7 s,

dies entspricht Wellenlängen von 40 m bis 55 m. Ähnlich den hohen Wellen werden lange Wellen oberhalb einer Periode von circa 8 s fast ausschließlich aus West-Nordwest gemessen.

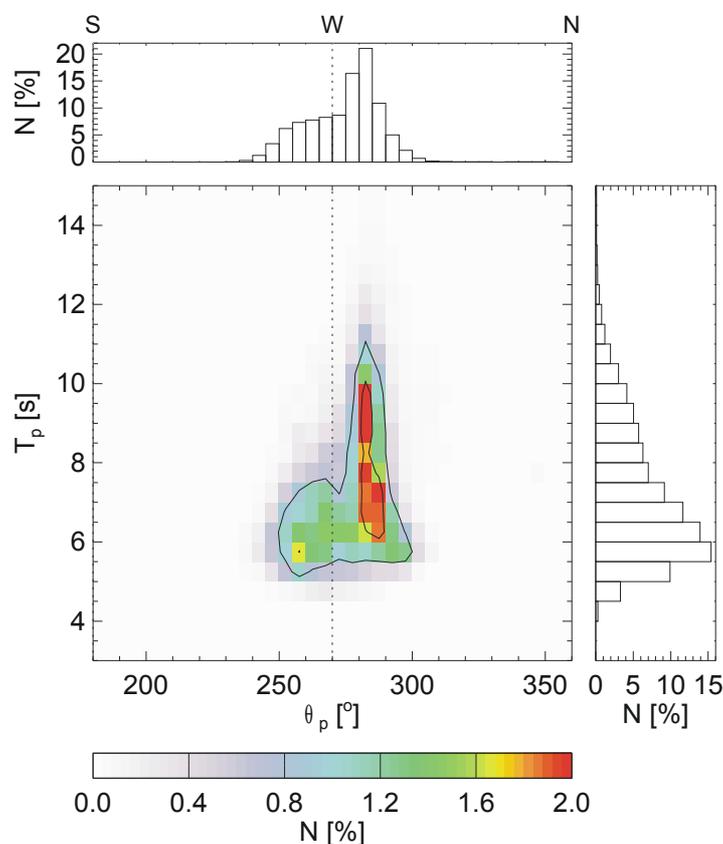


Abbildung 29: Streudiagramm und Histogramme der Hauptwellenperiode und Hauptwellenrichtung gemessen von WaMoS II in Analysefenster 9 für den Zeitraum von 2003 bis 2005. Dargestellt ist der prozentuale Anteil der Messungen.

In Abbildung 30 ist ein Streudiagramm der signifikanten Wellenhöhe und des Quadrats der Hauptwellenperiode dargestellt. Das Streudiagramm zeigt, dass die Wellenperiode häufig quadratisch mit der Wellenhöhe zunimmt. Durch den Einfluss der Topographie des Meeresbodens wird dieser Zusammenhang im untersuchten Datensatz von zwei verschiedenen Seegangssystemen erfüllt, die im Streudiagramm durch Geraden gekennzeichnet sind. Beim dominanten System, welches etwas steiler verläuft, handelt es sich um Seegang aus West-Nordwest und beim schwächeren um Seegang aus west-südwestlicher Richtung.

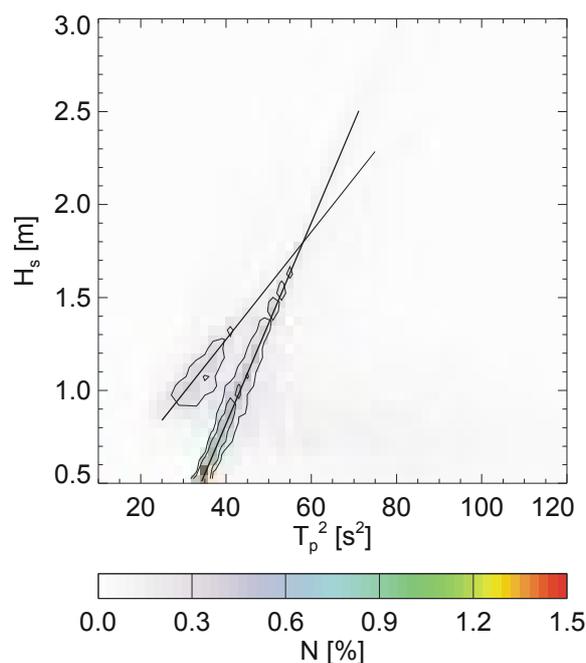


Abbildung 30: Streudiagramm der signifikanten Wellenhöhe und der Hauptwellenperiode zum Quadrat gemessen von WaMoS II in Analysefenster 9 für den Zeitraum von 2003 bis 2005. Dargestellt ist der prozentuale Anteil der Messungen.

Für ausgereiften Seegang frei von topographischen Einflüssen gilt folgendes Verhältnis zwischen der Wellenhöhe und Wellenperiode (Pierson/Moskowitz 1964):

$$H_s \approx T_p^2 / 20 \quad . \quad (16)$$

Diese Gleichung stellt für natürlichen Seegang zugleich eine Obergrenze dar. Um zu prüfen, ob sich diese Grenze in den WaMoS II-Messungen des Seegangs wiederfindet, zeigt Abbildung 31 erneut ein Streudiagramm der Wellenhöhe und Wellenperiode zum Quadrat, wobei der prozentuale Anteil der Messungen logarithmiert wurde, um auch sehr geringe Werte abzubilden. Die aus Gleichung (16) resultierende Grenze ist im Streudiagramm durch eine grüne Gerade gekennzeichnet. Wie sich zeigt, wurde oberhalb dieser Grenze kein Seegang gemessen. Die beiden dominanten Seegangssysteme der vorangegangenen Abbildung sind durch schwarze Geraden gekennzeichnet. Sie sind der Windsee zuzuordnen, deren Wellen bei Sturm Höhen von 3 m und mehr aufweisen können. Durch die logarithmische Darstellung der Messwerte sind im Streudiagramm außerdem die deutlich selteneren Dünungswellen mit Perioden oberhalb von 10 s und Höhen bis zu 1 m zu erkennen.

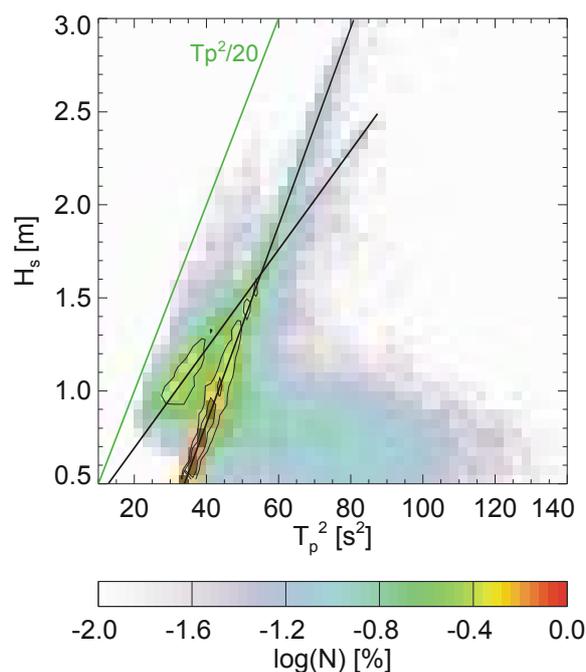


Abbildung 31: Streudiagramm der signifikanten Wellenhöhe und der Hauptwellenperiode zum Quadrat gemessen von WaMoS II in Analysefenster 9 für den Zeitraum von 2003 bis 2005. Dargestellt ist der logarithmierte prozentuale Anteil der Messungen.

5.4.3 Zwischenergebnis

In diesem Abschnitt wurde die zeitliche Variabilität des Seegangs gemessen von WaMoS II in dem westlich der Südspitze Sylts gelegenen Analysefenster 9 beschrieben. Aufgrund der exponierten Lage dieses Fensters wird der Seegang in Fenster 9 nur geringfügig von der Topographie des Meeresbodens beeinflusst. Es konnte gezeigt werden, dass Wind am häufigsten aus Westen und seltener aus Osten gemessen wurde. Die Wellen kommen ausschließlich aus westlicher Richtung. Da die Wirkstrecke des Windes bei Ostwind nicht ausreicht, um Seegang zu erzeugen, war dies auch zu erwarten. Weiterhin wurde gezeigt, dass in Analysefenster 9 am häufigsten Wellenperioden zwischen 5 s und 7 s und Wellenhöhen unterhalb von 1 m gemessen wurden. Hinsichtlich besonders langer und hoher Wellen fällt auf, dass diese wie die hohen Windgeschwindigkeiten zum Großteil aus West-Nordwesten kommen. Es konnte weiterhin gezeigt werden, dass die Wellenperiode häufig quadratisch mit der Wellenhöhe zunimmt. Gleichung (16) definiert für den Zusammenhang zwischen der Wellenhöhe und dem Quadrat der Wellenperiode bei ausgereiftem Seegang frei von topographischen Einflüssen eine Obergrenze. Diese Grenze wird von den WaMoS II-Messungen nicht überschritten.

5.5 Räumliche Variabilität des Seegangs an der Südspitze Sylts

Wie bereits in Kapitel 3.6 erklärt, wird der Seegang im Flachwasser umgeformt. Folgende Flachwassereffekte wurden beschrieben: Die Wellenhöhe und in geringerem Maße auch die Wellenperiode nehmen infolge von Dissipation und Brechen ab, die Wellen werden gestaucht, wodurch die Wellenlänge abnimmt (Shoaling) und die Wellen erfahren im Flachwasser eine Refraktion, das heißt sie werden hin zu einer küstenparallelen Orientierung umgelenkt. Im Folgenden wird die räumliche Variabilität der Seegangsparameter signifikante Wellenhöhe, Hauptwellenperiode und Hauptwellenrichtung im Untersuchungsgebiet analysiert. Die Messungen des Seegangs in dem westlich der Südspitze Sylts gelegenen Analysefenster 9 werden als Referenz herangezogen, da der Seegang dort am wenigsten von der Topographie des Meeresbodens beeinflusst ist. Zum Vergleich wurden das südwestlich der Insel gelegene Analysefenster 6 und das südöstlich Sylts gelegene Analysefenster 2 gewählt. Analysefenster 6 liegt im Bereich der Außensände, wo die Wassertiefe besonders gering ist. Analysefenster 2 liegt am Rand des Seegatts und ist durch die Außensände von der offenen See abgeschattet (vgl. Kapitel 5.1). In beiden Fenstern sind starke Wechselwirkungen zwischen der Topographie des Meeresbodens und dem Seegang zu erwarten. Analysiert werden Seegangsdaten aus den Jahren 2003 bis 2005, für die ganzjährig Daten vorliegen.

Durch die Wahl der Analysefenster 2 und 6 für den Vergleich mit Analysefenster 9 wird sichergestellt, dass der Seegang an der Südspitze Sylts in seiner ganzen Variabilität erfasst wird. In den übrigen Fenstern wird der Seegang in seinen Übergängen hin zu dem in den ausgewählten Fenstern vorherrschenden Seegang gemessen. Um den Rahmen dieser Arbeit nicht zu sprengen und die Übersichtlichkeit zu wahren, können die Ergebnisse der Auswertung dieser Messungen hier nicht dargestellt werden. Stattdessen wird der Schwerpunkt auf die extremen Seegangssituationen in den Fenstern 2 und 6 gelegt, an deren Beispiel der Einfluss der Topographie des Meeresbodens auf den Seegang besonders gut gezeigt werden kann.

Die Untersuchung der räumlichen Variabilität des Seegangs an der Südspitze Sylts erfolgt wie im vorangegangenen Kapitel mithilfe von Histogrammen und Streudiagrammen. Die Streudiagramme setzen die Messungen der untersuchten Seegangsparameter in den Analysefenstern 2 und 6 mit den Messungen in Analysefenster 9 in Beziehung. In den Streudiagrammen werden außerdem die Korrelationsgeraden dargestellt, um die Tendenz der Messwerte zu illustrieren. Bei der

Untersuchung der Wellenrichtung wird aufgrund der großen Unterschiede zwischen den Messwerten auf eine Korrelation verzichtet.

Die Wellenhöhe liegt in den Analysefenstern 6 und 2 nur selten oberhalb der WaMoS II-Messgrenze von 0,5 m. So werden bei der folgenden Analyse 67726 Messungen aus Analysefenster 6 und 33395 Messungen aus Analysefenster 2 ausgewertet. Dies sind relativ wenig Daten verglichen mit den 252196 WaMoS II-Messungen in Analysefenster 9, die in dem vorangegangenen Abschnitt ausgewertet wurden. Da in Analysefenster 2 praktisch nur bei Flut und während Sturmfluten gemessen werden kann, ist fraglich, inwiefern die in diesem Abschnitt dargestellten Ergebnisse repräsentativ für den Seegang im Untersuchungsgebiet sind.

5.5.1 Signifikante Wellenhöhe

Abbildung 32 zeigt ein Streudiagramm und Histogramme der signifikanten Wellenhöhe gemessen von WaMoS II in den Analysefenstern 6 und 9. Während in Fenster 6 praktisch keine Wellenhöhen oberhalb von 2 m gemessen wurden, wird die 2-Meter-Grenze in Fenster 9 häufig überschritten. In Fenster 6 liegen mit einem Anteil von circa 14 % die meisten Messungen zwischen 0,9 m und 1,0 m. Das Maximum des Histogramms für Fenster 9 liegt mit einem Anteil von etwa 8 % zwischen 1,3 m und 1,4 m. Das Streudiagramm bestätigt, dass die in Fenster 6 gemessenen Wellenhöhen im allgemeinen deutlich niedriger sind als in Fenster 9.

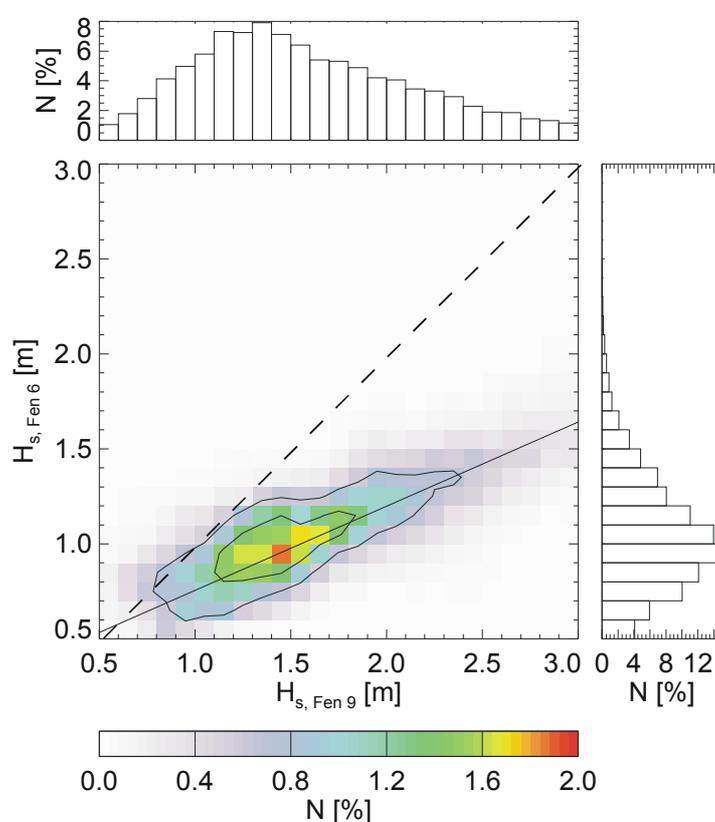


Abbildung 32: Streudiagramm und Histogramme der signifikanten Wellenhöhe gemessen von WaMoS II in den Analysefenstern 6 und 9 für den Zeitraum von 2003 bis 2005. Dargestellt ist der prozentuale Anteil der Messungen.

In Abbildung 33 sind ein Streudiagramm und Histogramme der signifikanten Wellenhöhe gemessen von WaMoS II in den Analysefenstern 2 und 9 dargestellt. Wie in Fenster 6 liegt die signifikante Wellenhöhe in Fenster 2 in den meisten Fällen zwischen 0,9 m und 1,0 m. Wellenhöhen oberhalb von 1,0 m sind in Fenster 2 noch seltener als in Fenster 6. Wie das Streudiagramm zeigt, ist die Wellenhöhe in Fenster 2 deutlich niedriger als in Fenster 9, wobei die Abnahme der Wellenhöhe im

Vergleich zur vorangegangenen Abbildung noch übertroffen wird.

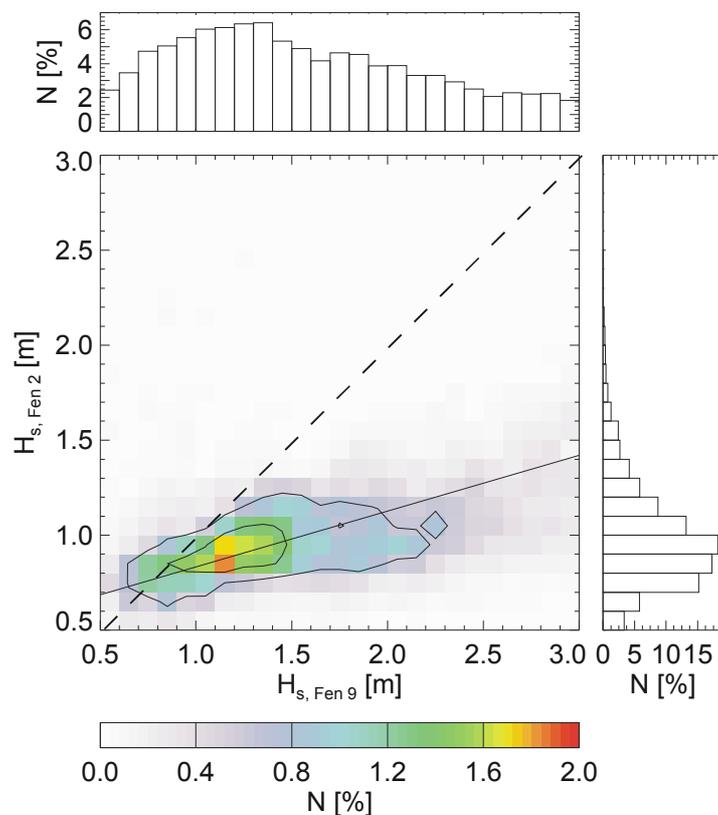


Abbildung 33: Streudiagramm und Histogramme der signifikanten Wellenhöhe gemessen von WaMoS II in den Analysefenstern 2 und 9 für den Zeitraum von 2003 bis 2005. Dargestellt ist der prozentuale Anteil der Messungen.

Die Erkenntnis, dass die Wellenhöhe von Fenster 9 über Fenster 6 bis zu Fenster 2 abnimmt, zeigt deutlich den Effekt der Dissipation und des Brechens der Wellen (vgl. Kapitel 3.6). Sie ist für die Abschätzung der Küstenerosion in Kapitel 6 von Bedeutung und wird dort wieder aufgegriffen.

5.5.2 Hauptwellenperiode

Wie in Kapitel 3.6 erläutert wurde, werden die Wellen beim Einlaufen in Flachwasser gestaucht, wodurch die Wellenlänge abnimmt. Treffen die im Flachwasser gestauchten Wellen erneut auf tieferes Wasser, so nehmen sie ihre ursprüngliche Wellenlänge an. Die Wellenperiode nimmt durch die Dissipation und das Brechen leicht ab, da diese Prozesse lange Perioden stärker dämpfen als kurze.

Abbildung 34 zeigt ein Streudiagramm und Histogramme der Hauptwellenperiode gemessen von WaMoS II in den Analysefenstern 6 und 9. Während in Analysefenster 9 am häufigsten Wellenperioden um die 7 s registriert wurden, hat das Histogramm der in Analysefenster 6 gemessenen Wellenperioden bei 6 s sein Maximum. Wie der flache Verlauf der Korrelationsgeraden zeigt, sind die Wellenperioden in Fenster 6 generell kürzer als in Fenster 9.

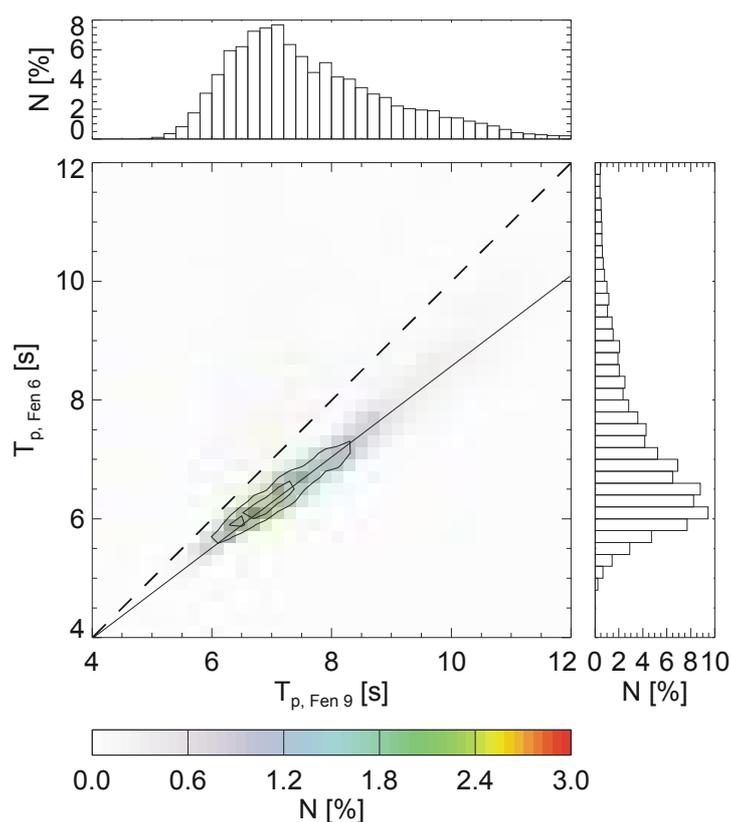


Abbildung 34: Streudiagramm und Histogramme der Hauptwellenperiode gemessen von WaMoS II in Analysefenster 6 und 9 für den Zeitraum von 2003 bis 2005. Dargestellt ist der prozentuale Anteil der Messungen.

Abbildung 35 zeigt ein Streudiagramm und Histogramme der Hauptwellenperiode gemessen von

WaMoS II in den Analysefenstern 2 und 9. Beide Histogramme zeigen eine ähnliche Verteilung der Messungen der Wellenperiode in den Fenstern 2 und 9. So liegen die Maxima in beiden Histogrammen bei einer Wellenperiode von 7 s. In dem Streudiagramm befinden sich die Wertepaare beinahe auf der Diagonalen. Somit kann festgestellt werden, dass die Wellenperioden, nachdem sie über den Außensänden verkürzt wurden, in tieferem Wasser wieder ihren Ausgangszustand annehmen.

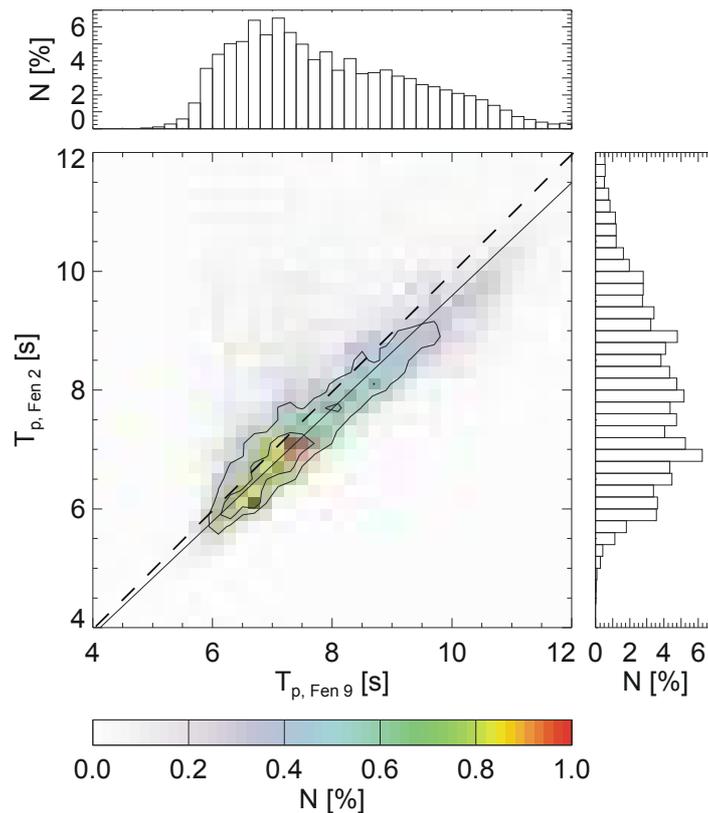


Abbildung 35: Streudiagramm und Histogramme der Hauptwellenperiode gemessen von WaMoS II in Analysefenster 2 und 9 für den Zeitraum von 2003 bis 2005. Dargestellt ist der prozentuale Anteil der Messungen.

5.5.3 Hauptwellenrichtung

Wie in Kapitel 3.6 dargelegt, streben sich dem Festland nähernde Wellen eine küstenparallele Orientierung an. Abbildung 36 zeigt ein Streudiagramm und Histogramme der Hauptwellenrichtung gemessen von WaMoS II in den Analysefenstern 6 und 9. Die Histogramme zeigen, dass die Wellenrichtung in Fenster 6 eine deutlich größere Schwankungsbreite aufweist als in Fenster 9. Während die Wellen in Fenster 9 zwischen 230° und 310° schwanken und größtenteils aus Nordwesten kommen, werden in Fenster 6 Wellen zwischen 180° und 360° gemessen. In dem Histogramm für Fenster 6 sind zwei Maxima zu erkennen. So werden neben Wellen aus Nord-West vor allem Wellen aus Süd-West registriert. Das Streudiagramm zeigt, dass Wellen, die in Fenster 9 aus west-südwestlicher Richtung kommen, in Fenster 6 aus Süd-West kommen und somit abgelenkt wurden. Hierfür ist die oben beschriebene Beugung der Wellen verantwortlich.

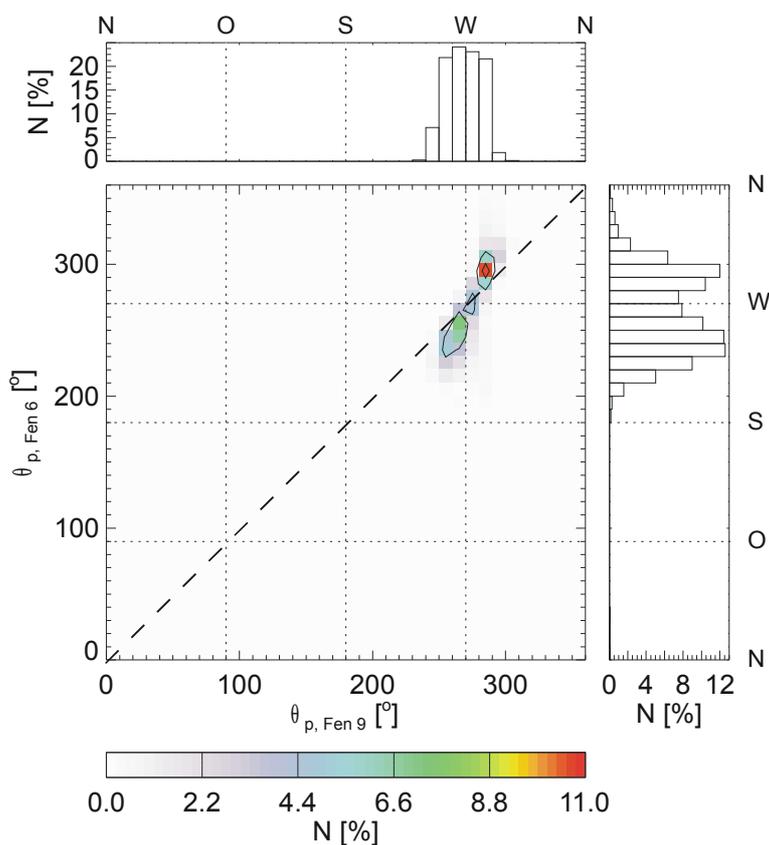


Abbildung 36: Streudiagramm und Histogramme der Hauptwellenrichtung gemessen von WaMoS II in den Analysefenstern 6 und 9 für den Zeitraum von 2003 bis 2005. Dargestellt ist der prozentuale Anteil der Messungen.

Abbildung 37 zeigt ein Streudiagramm und Histogramme der Hauptwellenrichtung gemessen von

WaMoS II in den Analysefenstern 2 und 9. Der bereits für Analysefenster 6 beobachtete Effekt der Ablenkung ist in Fenster 2 noch verstärkt. Hier schwankt die Wellenrichtung zwischen 150° und 320° , wobei sich zwei voneinander getrennte Systeme ausgebildet haben. Das Streudiagramm zeigt, dass Wellen, die in Fenster 9 aus West-Südwest kommen, in Fenster 2 aus südöstlicher Richtung kommen. Dies deutet darauf hin, dass das Seegatt, welches in südwestlicher Richtung mit der offenen See verbunden ist, als Wellenkanal dient. Die sich aus südwestlicher Richtung der Südspitze Sylts nähernden Wellen werden anschließend vom Festland bzw. den Außensänden gebeugt, wodurch sich in Fenster 2 eine südöstliche Herkunftsrichtung ausbildet. Kommen die Wellen hingegen aus Nord-Westen, so bleibt der Eintritt in das Seegatt verschlossen. Die Wellen müssen die Außensände überqueren, um Analysefenster 2 zu erreichen. In diesen Fällen ändert sich die Richtung gegenüber Fenster 9 kaum.

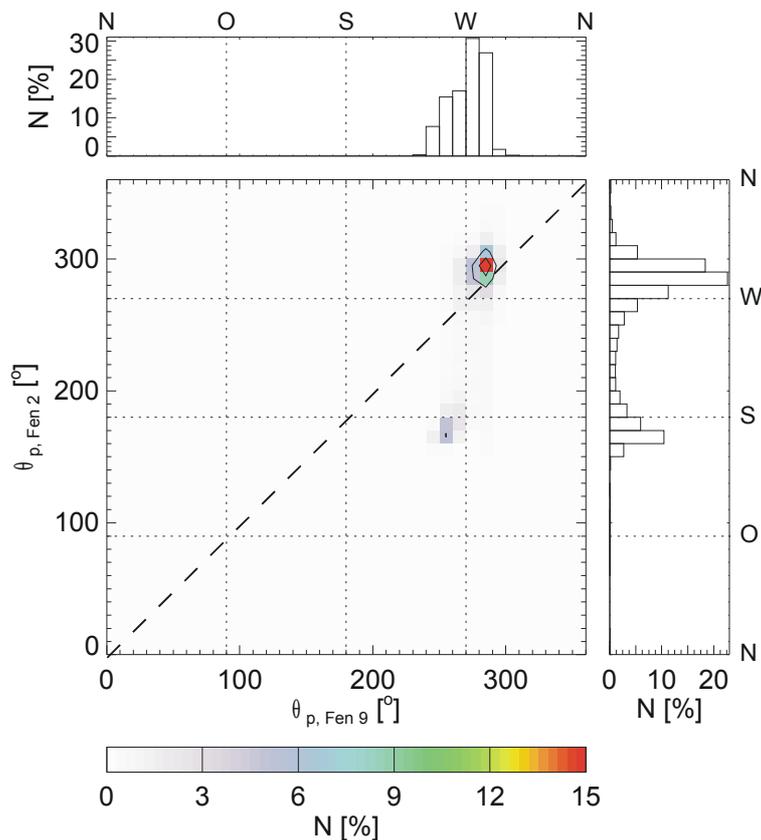


Abbildung 37: Streudiagramm und Histogramme der Hauptwellenrichtung gemessen von WaMoS II in den Analysefenstern 2 und 9 für den Zeitraum von 2003 bis 2005. Dargestellt ist der prozentuale Anteil der Messungen.

5.5.4 Zwischenergebnis

Da im Untersuchungsgebiet über weite Bereiche Flachwasserbedingungen vorherrschen, sind starke Wechselwirkungen zwischen dem Seegang und der Topographie des Meeresbodens zu erwarten. Zur Untersuchung dieser Flachwassereffekte wurden Messungen der signifikanten Wellenhöhe, Hauptwellenperiode und Hauptwellenrichtung von WaMoS II in den Analysefenstern 9, 6 und 2 miteinander verglichen. Die Messungen in dem westlich der Südspitze Sylts gelegenen Analysefenster 9 dienen als Referenz, da der Seegang dort am wenigsten von der Topographie beeinflusst wird. Das Analysefenster 6 liegt im Bereich der Außensände, die sich durch sehr niedrige Wassertiefen kennzeichnen. Das Analysefenster 2 liegt am Rand des Seegatts in abgeschatteter Lage. Daher ist in beiden Fenstern mit stark umgewandeltem Seegang zu rechnen. Der Vergleich der Seegangsdaten hat diese Erwartung bestätigt. So nimmt die Wellenhöhe von Fenster 9 über Fenster 6 bis zu Fenster 2 kontinuierlich ab. Hierfür ist die Dissipation sowie das Brechen der Wellen verantwortlich. Die Untersuchung der Wellenperioden hat gezeigt, dass sie über den Außensänden in Fenster 6 abnehmen. Dies war zu erwarten, da lange Perioden im Flachwasser gedämpft werden. In Fenster 2 erreichen die Wellen das relativ tiefe Seegatt. Hier wird die Wellenperiode wieder länger und entspricht in etwa dem Referenzzustand in Fenster 9. Bei der Wellenrichtung wurde festgestellt, dass Seegang aus Nordwesten kaum umgelenkt wird. Nur Wellen, die in Analysefenster 9 aus west-südwestlicher Richtung kommen, erfahren eine Refraktion: In Analysefenster 6 kommen sie aus südwestlicher und in Analysefenster 2 aus südlicher Richtung. Dies liegt darin begründet, dass das Seegatt bei Seegang aus südwestlicher Richtung als Wellenkanal dient und einen großen Einfluss auf die Wellenrichtungen in den Analysefenstern 2 und 6 nimmt.

5.6 Zusammenfassung

In diesem Abschnitt wurden Seegangsdaten von der WaMoS II-Station auf Sylt bei Hörnum aus dem Zeitraum von 2003 bis 2005 hinsichtlich ihrer zeitlichen und räumlichen Variabilität ausgewertet. Die WaMoS II-Seegangsdaten wurden mithilfe von Bojendaten validiert. Für Analysefenster 9 wurde gezeigt, dass die Messungen der Seegangsparameter signifikante Wellenhöhe, Hauptwellenperiode und Hauptwellenrichtung gut mit den Referenzdaten korrelieren. Die Messungen in Analysefenster 2 stimmen hingegen seltener mit den Referenzdaten überein. Dies erklärt sich durch die küstenmorphologischen Unterschiede in Fenster 2 und an dem Bojenstandort. Die Untersuchung der zeitlichen Variabilität des nur geringfügig von der Topographie beeinflussten

Seegang in Analysefenster 9 hat generell plausible Ergebnisse geliefert. Der Seegang in Fenster 9 wird von Wellenrichtungen aus Westen, Wellenperioden zwischen 5 s und 7 s und Wellenhöhen unterhalb von 1 m dominiert. Besonders lange und hohe Wellen kommen zum Großteil aus west-nordwestlicher Richtung. Auch die Analyse der räumlichen Variabilität des Seegangs an der Südspitze Sylts hat plausible Ergebnisse geliefert. Der Seegang ist in den Analysefenstern 2 und 6 im Vergleich zu Fenster 9 stark umgewandelt. So nimmt die Wellenhöhe aufgrund von Dissipation am Boden und Brechen der Wellen von Fenster 9 über Fenster 6 bis zu Fenster 2 kontinuierlich ab. Da lange Wellen im Flachwasser stärker gedämpft werden, nimmt auch die Wellenperiode mit der Wassertiefe ab. Bezüglich der Wellenrichtungen ist bei Seegang, der in Fenster 9 aus Südwest gemessen wird, eine deutliche Refraktion in südliche Richtung zu erkennen. Hierfür ist das Seegatt verantwortlich, dem bei entsprechenden Bedingungen eine Rolle als Wellenkanal zukommt.

6. Sedimenttransportpotential an der Westküste der 'Hörnum Odde'

In dem vorangegangenen Abschnitt wurden Seegangsdaten der WaMoS II-Station auf Sylt bei Hörnum validiert und ausgewertet. Auf Grundlage dieser Seegangsdaten wird im Folgenden das Erosionspotential an der Südspitze Sylts abgeschätzt.

In Kapitel 6.1 wird einleitend ein kurzer Überblick über den Schutzbedarf sandiger Küsten, über Maßnahmen zur Verhinderung und Reduzierung von Erosion sowie über den Küstenschutz auf Sylt gegeben. Kapitel 6.2 stellt die physikalischen Grundlagen und Merkmale der Erosion an sandigen Küsten vor. Der aktuelle Stand des Wissens aus Forschungsprojekten zur Erosion an der Westküste Sylts wird in Kapitel 6.3 dargestellt. Kapitel 6.4 untersucht auf Grundlage der WaMoS II-Seegangsdaten die jahreszeitliche Entwicklung der Sturmaktivität westlich Sylts. In Kapitel 6.5 wird die Umwandlung der Seegangsenergie an der Südspitze Sylts untersucht. Außerdem wird die Grenztiefe der morphologisch aktiven Zone im Untersuchungsgebiet bestimmt. Kapitel 6.6 stellt verschiedene Methoden zur Berechnung des Sedimenttransports vor, wobei zwischen der lokalen und integralen Methode unterschieden wird. Unter Berücksichtigung der gegebenen Ressourcen sowie mit Blick auf die Zielsetzung dieser Arbeit wird die am besten geeignete Methode ausgewählt. In Kapitel 6.7 werden die grundlegenden Gleichungen der ausgewählten Methode zur Berechnung des Sedimenttransports erklärt. In Kapitel 6.8 werden diese Formeln schließlich angewandt, um das Erosionspotential an der Südspitze Sylts abzuschätzen. Die Abschätzung erfolgt auf Grundlage der WaMoS II-Messungen in Analysefenster 9. Kapitel 6.9 fasst die Ergebnisse dieses Abschnitts zusammen.

6.1 Schutzbedarf sandiger Küsten

Der Schutzbedarf von Küsten ist auf die weltweit zunehmende Besiedlungsdichte in den Küstenregionen zurückzuführen. Die Bedeutung des Küstenschutzes wächst mit der Dichte der Besiedlung und mit dem Wert der Bebauung. Der Küstenschutz hat vor allem den Schutz von Menschen, Bebauung und Grundstücken, die Beibehaltung des Landschaftsbilds sowie die Unterhaltung des Strands für eine touristische Nutzung zum Ziel. Der Schutz sandiger Küsten vor Erosion spielt hierbei eine zentrale Rolle (MLRLLT-SH 2001, S. 6 f.).

Maßnahmen zum Schutz vor Erosion können nach ihren Zielsetzungen unterteilt werden. So dienen Wellenbrecher und sonstige feste Bauwerke, die zur Verfelsung der Küste führen, der Reduzierung

des wellenerzeugten Energieflusses in die Brandungszone. Sandvorspülungen haben als "weiche" Maßnahme den Ersatz der Sandverluste aus der Brandungszone zum Ziel. Hierbei ist generell zu beachten, dass der betreffende Küstenabschnitt immer als eine Einheit betrachtet und nicht in Einzelabschnitte aufgeteilt werden sollte, denn ein lokaler Schutz bedeutet immer, dass das Problem in die angrenzenden Bereiche übertragen wird (FAK 2002, S. 250).

Wie bereits in Kapitel 2.3 dargelegt, stellt die Insel Sylt ein offenes Sandsystem mit negativer Sedimentbilanz dar. Die Sylter Westküste verlagert sich seit Jahrhunderten ostwärts. Sand, der durch den Küstenlängstransport an den Inselenden vorbei in die Seegatten 'Vortrapptief' und 'Hörnumtief' im Süden bzw. 'Lister Tief' im Norden gelangt, wird das System aufgrund der dort vorherrschenden starken Gezeitenströmung nahezu vollständig verlassen.

In dem aktuellen Fachplan 'Küstenschutz Sylt' (ALW 1997) wurden die verschiedenen Küstenschutzmaßnahmen bezüglich ihrer Effektivität und Effizienz bewertet. Die Bewertung erfolgte auf Grundlage des Ziels, die Westküste Sylts in der Lage von 1992 zu erhalten. Danach sind Sandvorspülungen, die erstmals 1972 vor Westerland und regelmäßig seit 1983 entlang der gesamten Westküste durchgeführt werden, die am besten geeignete Methode des Küstenschutzes. Baumaßnahmen können lediglich eine ergänzende Rolle spielen. Größere Materialverluste an den Dünen können durch den Einbau einer Geotextil-Membran verhindert werden. Der Schutz des trockenen Strands, der insbesondere durch äolischen Transport Veränderungen erfährt, wird durch biotechnische Maßnahmen gefördert (ALW 1997, S. 38).

Im Bereich der 'Hörnum Odde' ist in den vergangenen Jahrzehnten ein zunehmender Rückgang der Oddespitze von Südwesten her erfolgt. Dieser erklärt sich durch die fortschreitende Ausräumung des 'Theeknobssandes' für Sandvorspülungen. Der 'Theeknobssand' ist der 'Hörnum Odde' vorgelagert und beschränkt als Wellenfilter den Energieeintrag in die Odde. Durch die Ausräumung kann er diese Funktion nur noch begrenzt erfüllen. Dies hat einen verstärkten Wellen- und Strömungsangriff und damit auch ein erhöhtes Erosionspotential an der 'Hörnum Odde' zur Folge. Mithilfe von Sandvorspülungen konnte der Küstenrückgang an der Südspitze Sylts weitgehend aufgehalten werden (ALW 1997, S. 87 f.).

6.2 Physikalische Grundlagen des Sedimenttransports an sandigen Küsten

Dieses Kapitel gibt einen Überblick über die physikalischen Grundlagen des Sedimenttransports an sandigen Küsten, wie der Westküste Sylts. Im Folgenden werden die Parameter dargestellt, die den größten Einfluss auf den Sedimenttransport nehmen. Außerdem werden die Küstenzonen definiert, in denen sich Erosion überwiegend abspielt und der Sedimenttransport wird in einzelne Komponenten untergliedert.

Die Küstenerosion wird durch die Gezeitenströmung und den Seegang als einwirkende Kräfte bestimmt, wobei die vorherrschende Rolle dem Seegang zuzuordnen ist. Die Tideströmung ist für den Sedimenttransport lediglich im Bereich der Seegatten von Bedeutung (vgl. etwa CERC 1984, S. 4-29 oder FAK 2002, S. 226). Außerdem wird das Erosionspotential an einer Küste von den Eigenschaften des Bodenmaterials sowie der Strandneigung beeinflusst.

Nennenswerte Sedimenttransporte finden nur innerhalb der sogenannten morphologisch aktiven Zone statt. Ihre seewärtige Begrenzung wird hauptsächlich durch die Wellenhöhe bestimmt. So kann die Grenztiefe d_c der morphologisch aktiven Zone mithilfe der empirischen Gleichung

$$d_c = 1,57 H_{se} \quad (17)$$

abgeschätzt werden. Hierin bezeichnet H_{se} die extreme Wellenhöhe, die kumulativ 12 Stunden im Jahr überschritten wird. Der größte Teil des Sedimenttransports in der morphologisch aktiven Zone erfolgt innerhalb der Brandungszone. Diese erstreckt sich vom Ort, an dem das Brechen der Wellen einsetzt, bis zum höchsten Wellenauflauf am Strand (Dette et al. 2001, S. 219).

Das Sediment wird zum einen durch die Orbitalbewegung der Wasserteilchen in den Wellen und zum anderen durch die Turbulenzenergie aus der Umwandlung der Wellenenergie mobilisiert (vgl. Kapitel 3.6). An der seewärtigen Grenze der morphologisch aktiven Zone dominiert erstgenannter Prozess den Sedimenttransport: Der Transport erfolgt hier unmittelbar auf der Sohle und dicht darüber in der Grenzschicht in rollenden oder springenden Bewegungsformen. Innerhalb der Brandungszone beruht die Mobilisierung des Sediments auf letztgenanntem Prozess: Aufgrund der größeren hydraulischen Kräfte in der Brandungszone kann das Sediment hier in Suspension gehen. Das erzeugte Sediment-Wassergemisch kann anschließend von den lokal vorhandenen Strömungen

advektiert werden. Somit kann der Sedimenttransport an sandigen Küsten in Bodenfracht und suspendierte Fracht aufgeteilt werden. Bei Schönwetterlagen mit schwachem Seegang sind nur geringe Sedimentmengen suspendiert. Dann dominiert der Transport in einer bodennahen Schicht. Bei höherem Seegang beherrscht hingegen der Transport in Suspension die Transportmenge. Der Anteil der suspendierten Fracht am Gesamttransport beträgt gewöhnlich mehr als 90 % (FAK 2002, S. 215).

Die Strömungsstruktur in der Brandungszone wird maßgeblich durch den Seegang beeinflusst. So wird ein Teil der Energie, die dem Seegang beim Einlaufen in Flachwasser entzogen wird, an die Strömung übergeben, wodurch zusätzliche Strömung entsteht. Dieser Effekt wird als 'Radiation Stress' bezeichnet (GKSS 2004, S. 28). Er wird durch die Richtung des Energieflusses in die Brandungszone bestimmt: Senkrecht zur Küstenlinie über den Vorstrand anlaufende Wellen führen zu einer küstennormalen Strömung, den sogenannten Rippströmen, die den Küstenquertransport von Sediment verursachen. Mit zunehmendem Winkel zwischen Wellenrichtung und Küstennormaler werden die Rippströme schwächer und es entsteht eine küstenparallele Strömung. Diese ist für den Küstenlängstransport verantwortlich. Die wellenerzeugten Strömungen in der Brandungszone werden mit der Tideströmung superponiert (CERC 1984, S. 4-49 ff.). Die langfristigen morphologischen Veränderungen an einer Küste werden generell durch den Küstenlängstransport verursacht (FAK 2002, S. 220).

Somit bleibt im Ergebnis festzustellen, dass die Küstenerosion größtenteils in der morphologisch aktiven Zone durch küstenparallelen Transport von Sedimenten in Suspension erfolgt, wobei dem Seegang sowohl bei der Mobilisierung als auch beim Transport des Materials eine entscheidende Rolle zukommt.

6.3 Stand des Wissens über den Sedimenttransport an der Küste Sylts

In den letzten Jahren wurden mehrere Studien zur Erosion an der Küste Sylts durchgeführt. Außerdem wird die Topographie des Meeresbodens vom ALR Husum regelmäßig vermessen. Im Folgenden werden die wichtigsten Ergebnisse dieser Arbeiten vorgestellt.

Die Modellierung der hydrodynamischen Belastung von Wattgebieten am Beispiel des Hörnum Tidebeckens war Gegenstand des vom BMBF geförderten Forschungsvorhabens 'Morphologische

Langfristprognose für das System Tidebecken-Außensände am Beispiel Sylts und der Dithmarscher Bucht' (Hirschhäuser/Zanke 2001) sowie des laufenden GKSS-Forschungsvorhabens 'BELAWATT' (GKSS 2004). In beiden Projekten erfolgte die Modellierung auf Grundlage der Bodenschubspannung durch Strömung und Seegang.¹ Dem erstgenannten Vorhaben liegen Daten aus Strömungs- und Seegangsmodellen zugrunde. Bei 'BELAWATT' wurden Strömungsdaten eines ADCP-Geräts im 'Hörnum Tief' und Seegangsdaten der Bojen 'Hörnum Tief' und 'Hörnum Loch' verwendet.² Die Bodenschubspannung durch Seegang wird durch folgende zwei Effekte bestimmt: Abnehmende Wassertiefe bedeutet steigende Bodenschubspannung, abnehmende Wellenhöhe bedeutet sinkende Bodenschubspannung. Gelangt hoher Seegang aus tiefem Wasser in eine Flachwasserzone, dann ist die Bodenschubspannung zunächst hoch, da der Seegang noch nicht gedämpft wurde und gut zum Boden durchgreifen kann. Je weiter der Seegang auf die Untiefe aufläuft, desto stärker wird er gedämpft, wodurch die Bodenschubspannung sinkt. Um den Einfluss des Seegangs auf die Morphologie des Hörnumbeckens zu verdeutlichen, wurde in beiden Projekten die Bodenschubspannung der maximalen Tidestromgeschwindigkeit mit jener der mittleren Seegangswirkung verglichen. Es wurde gezeigt, dass die Morphologie der Außensände und Wattflächen durch die Seegangsbelastung dominiert werden. Auch die Ränder der Seegatten, an denen während ruhiger Wetterlagen Material abgelagert wird, werden durch die Wellenwirkung bestimmt. Lediglich im Zentrum der Seegatten, die durch besonders hohe Strömungsgeschwindigkeiten gekennzeichnet sind, überwiegt die Schubspannung durch Strömung (vgl. Hirschhäuser/Zanke 2001, S. 143 u. GKSS 2004, S. 53). Außerdem wurden von Hirschhäuser und Zanke (2001) die Windrichtungen identifiziert, die den größten Anteil an den langfristig stattfindenden Morphologieänderungen haben. Danach wird die Gestalt des Hörnum Tidebeckens fast ausschließlich von den Windrichtungen Südwest, West und Nordwest bestimmt. Im Bereich des 'Vortrapptiefs' bis zu den Außensänden sind Nordwestwindlagen dominant. So wurde gezeigt, dass die Morphologieänderungen bei einem Nordweststurm der Windstärke 8 (17,5 m/s) von ihrer

1 Die Bodenschubspannung ist die durch den Wasserkörper auf die Bodenfläche wirkende Kraft, die für den Sedimenttransport verantwortlich ist. Sie steht als Synonym für den Impulsverlust der Strömung am Meeresboden und ist von der lokalen Bodenstruktur als morphologische Größe und dem Geschwindigkeitsprofil an der Sohle als hydrodynamische Größe abhängig. Sie kann lediglich mit einer numerischen Simulation bestimmt werden. Da die Bodenstruktur aufgrund ihrer Heterogenität nicht simuliert werden kann, muss ihr Einfluss auf die Bodenschubspannung mit empirischen Mitteln erfasst werden (Malcherek 2003, S. 222).

2 Der 'Acoustic Doppler Current Profiler' (ADCP) ist ein akustischer Dopplerstrommesser, der die Frequenzverschiebung eines Schallsignals misst, das nach Reflektion an einem bewegten Teilchen im Wasser zur Schallquelle zurückgelangt. Er dient der Messung von Strömungen (Dietrich et al. 1984, S. 138).

Quantität ungefähr 20 % der langjährigen Veränderungen erreichen, obwohl insgesamt nur über 2 Tiden gerechnet wurde. Dies legt die Vermutung nahe, dass die während einzelner Starkwindereignisse erzeugten Umlagerungen in ruhigeren Perioden teilweise wieder ausgeglichen werden (Hirschhäuser/Zanke 2001, S. 145). Schließlich wurden von Hirschhäuser und Zanke (2001) insgesamt sieben Echolotvermessungen des ALR Husum aus den Jahren 1955 bis 1997 ausgewertet. Im Rahmen dieser Auswertung wurden die Außensände sowie das 'Hörnumtief' als morphologisch aktive Bereiche in dem Tidebecken identifiziert. Für die Außensände wurde eine Südwärtsbewegung festgestellt. Hierdurch kommt es auch zu einer Südwärtsverlagerung des 'Hörnumtiefs' (Hirschhäuser/Zanke 2001, S. 130).

Im Rahmen des BMBF-Forschungsprogramms 'Klimaänderung und Küste' wurden die Folgen des Klimawandels für Mensch und Küste am Beispiel Sylts untersucht (Daschkeit/Schottes 2002). Dieses Forschungsvorhaben setzt sich aus sieben Teilprojekten zusammen. Mithilfe von topographischen Daten des ALR Husum sowie einer digitalen Fassung der Deutschen Grundkarte wurde ein digitales Geländemodell von Sylt erstellt (Schottes et al. 2002). Auf Grundlage dieses digitalen Geländemodells sowie der Rückgangsraten des ALR Husum wurde für die Westküste Sylts ein jährlicher Sedimentverlust von 1,14 Mio. m³/Jahr berechnet (Ahrendt/Thiede 2002, S. 90). Außerdem konnte über Parameterstudien gezeigt werden, dass der Seegang sowie die Geländeform ausschlaggebend für den Sedimenttransport sind (Ahrendt/Thiede 2002, S. 94). Das Teilvorhaben zu Strategien und Optionen der Küstenschutzplanung hatte unter anderem die Untersuchung der großräumigen Seegangsbedingungen als wichtigste Einflussgröße auf die küstenmorphologischen Prozesse sowie die Einflüsse des Seegangs auf den Sedimenttransport zum Ziel. Im Mittelpunkt stand die Berechnung des seegangsbedingten Energieflusses in die Brandungszone, da dieser ursächlich für die Küstenerosion ist. Aus der küstenparallelen Komponente des Energieflusses wurde das Sedimenttransportpotential abgeschätzt, wobei für die gesamte Westküste ein Sedimentverlust von rund 1,0 Mio. m³/Jahr bestimmt wurde (Witte et al. 2002, S. 128).

Die von Ahrendt und Thiede (2002) sowie Witte et al. (2002) ermittelten Werte für den Sedimenttransport an der Westküste Sylts stehen in guter Übereinstimmung mit den Transportmengen, die vom Amt für Land- und Wasserwirtschaft (ALW) Husum (heute Amt für Ländliche Räume, ALR), zuständig für den Küstenschutz, aus Vermessungen der Topographie des Meeresbodens ermittelt wurden. So haben Auswertungen von Vermessungen aus den Jahren 1950 bis 1984 ergeben, dass Kliff, Strand und Düne der Westküste jährlich um 1,5 m zurückgegangen

sind. Wenn das gesamte Profil einschließlich des Vorstrands bis NN-10 m ostwärts wandert, entspricht dies einem Substanzverlust von 1,415 Mio. m³/Jahr. Für die Inselenden ergab sich der größte Rückgang. So wird der Substanzverlust allein im Planungsabschnitt 'Hörnum Odde' an der Südspitze Sylts, der sich über eine Küstenlänge von nur 2 km erstreckt, mit 330000 m³/Jahr angegeben (ALW 1997, S. 5). Die Auswertung von Vermessungsdaten aus den Jahren 1982 bis 1995 ergab für Strand und Vorstrand der Westküste Sylts eine Gesamtverlustmenge von 0,894 Mio. m³/Jahr, wobei die aufgespülten Sandmengen von den Vermessungsdaten abgezogen wurden. Für die 'Hörnum Odde' wurde in diesem Zeitraum ein Volumenverlust von 262000 m³/Jahr festgestellt (ALW 1997, S. 19).

Schließlich liefern Studien zu morphologischen Änderungen der Küste in anderen Regionen Ansätze für die Berechnung des Sedimenttransports im Küstenbereich (vgl. etwa Dette et al. 2001 oder Kos'yan et al. 2001). Diese Arbeiten werden für die nachfolgende Quantifizierung des Erosionspotentials an der Südspitze von Sylt genutzt.

6.4 Sturmaktivität

Nach der linearen Wellentheorie wächst die Energie des Seegangs E quadratisch mit der Wellenhöhe H . Sie kann über die Gleichung

$$E = \frac{\rho g}{8} H^2 \quad [\text{Jm}^{-2}] \quad (18)$$

ermittelt werden, worin g die Erdbeschleunigung und ρ die Dichte des Wassers sind (CERC 1984, S. 3-5). Da die Seegangsenergie quadratisch mit der Wellenhöhe zunimmt, erfolgt ein großer Anteil der Küstenerosion während einzelner Sturmereignisse. Daher wird im Folgenden die jahreszeitliche Entwicklung der Sturmaktivität in Analysefenster 9 untersucht.

Für die Untersuchung der jahreszeitlichen Entwicklung der Sturmaktivität wurden Sturmtage als Tage definiert, an denen signifikante Wellenhöhen über 2 m gemessen wurden. Abbildung 38 zeigt ein Histogramm der Sturmtage gemessen von WaMoS II in Analysefenster 9 in dunkelgrau und der Messtage in hellgrau für den Zeitraum von 2003 bis 2005, wobei eine monatliche Auflösung gewählt wurde. Die Prozentzahlen kennzeichnen den Anteil der Sturmtage an den vorliegenden

Messtagen. Wie die Abbildung zeigt, wurden in den Monaten von Oktober bis Februar mit Anteilen von 12 bis 38 % deutlich mehr Stürme registriert als von März bis September, wo nur bei 1 bis 8 % der Messtage Stürme gemessen wurden. Der höchste Sturmanteil wurde für Januar bestimmt, in dem von 2003 bis 2005 an 23 von 60 Messtagen Wellenhöhen oberhalb der 2-Meter-Grenze gemessen wurden. Im Juli wurde hingegen nur an einem von 91 Messtagen ein Sturm gemessen. Somit ist auch der Sedimenttransport in dem Zeitraum von Oktober bis Februar deutlich höher als in den übrigen Monaten.

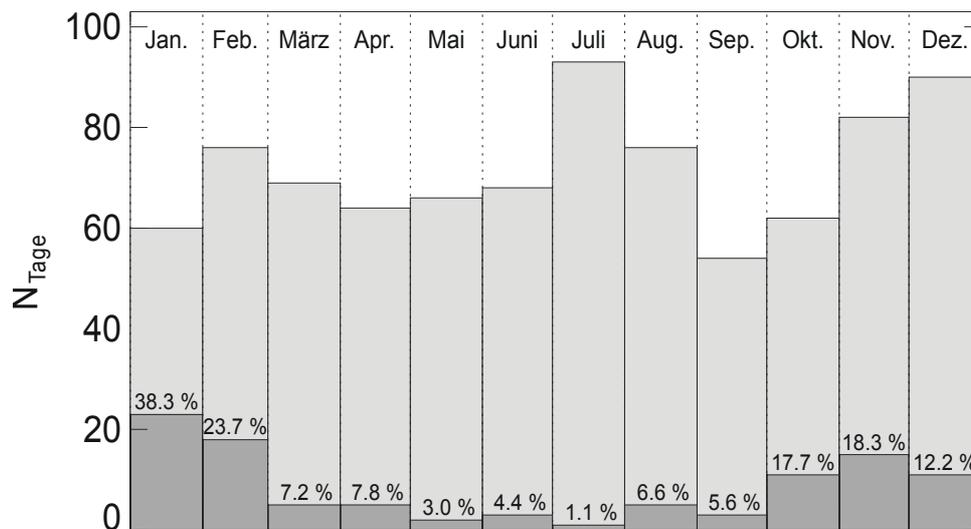


Abbildung 38: Histogramm der Sturmtage gemessen von WaMoS II in Analysefenster 9 (dunkelgrauer Balken) und Messtage (hellgrauer Balken) für die Jahre 2003 bis 2005 in monatlicher Auflösung. Die Prozentzahlen kennzeichnen den Anteil der Sturmtage an den Messtagen.

6.5 Umwandlung der Seegangsenergie

Wie in Kapitel 6.2 dargelegt, treten messbare Profiländerungen nur innerhalb der morphologisch aktiven Zone auf, wobei die Umwandlung der Seegangsenergie eine entscheidende Rolle spielt. Es wurde bereits gezeigt, dass die Wellenhöhe in Analysefenster 9 der WaMoS II-Station bei Hörnum generell deutlich höher ist als in den Analysefenstern 6 und 2 (vgl. Kapitel 5.5.1). Da die Seegangsenergie eine Funktion der Wellenhöhe ist, dokumentiert diese Abweichung in der Wellenhöhe die Energiedissipation im Untersuchungsgebiet. Im Folgenden wird die Seegangsenergie in sämtlichen Analysefenstern relativ zur Seegangsenergie in Analysefenster 9 untersucht. Anhand dieser Untersuchung kann der Tiefenbereich identifiziert werden, in dem am meisten Seegangsenergie umgewandelt wurde. Es ist davon auszugehen, dass in diesem Bereich auch am meisten Sediment transportiert wird. Außerdem wird die Grenze der morphologisch

aktiven Zone an der Westküste der 'Hörnum Odde' abgeschätzt.

Die neun WaMoS II-Analysefenster sind rund um die Südspitze Sylts angeordnet und liegen in unterschiedlichen Wassertiefen, die von über 10 m bis 1 m reichen. Der Seegang in Analysefenster 9 ist am wenigsten von der Topographie des Meeresbodens beeinflusst (vgl. Kapitel 5.3). Abbildung 39 zeigt ein Streudiagramm der über Gleichung (18) berechneten Seegangsenergie, gemessen von WaMoS II in den Analysefenstern 8 und 9 für den Zeitraum von 2003 bis 2005. In diese Abbildung sind 158841 Wertepaare eingeflossen. Die Seegangsenergie ist in Analysefenster 8 deutlich niedriger als in Analysefenster 9. Die korrespondierenden Wertepaare wurden linear miteinander korreliert, wobei ein Korrelationskoeffizient von $r = 0,94$ ermittelt wurde. In der Abbildung ist die Korrelationsgerade dargestellt. Die Steigung der Korrelationsgeraden beträgt $b = 0,71$ und der Schnittpunkt mit der y-Achse liegt bei $a = 0,07$. Da der Schnittpunkt mit der y-Achse praktisch gegen Null geht, kann näherungsweise davon ausgegangen werden, dass die Steigung der Korrelationsgeraden der Seegangsenergie in Analysefenster 8 relativ zur Energie in Analysefenster 9 entspricht.

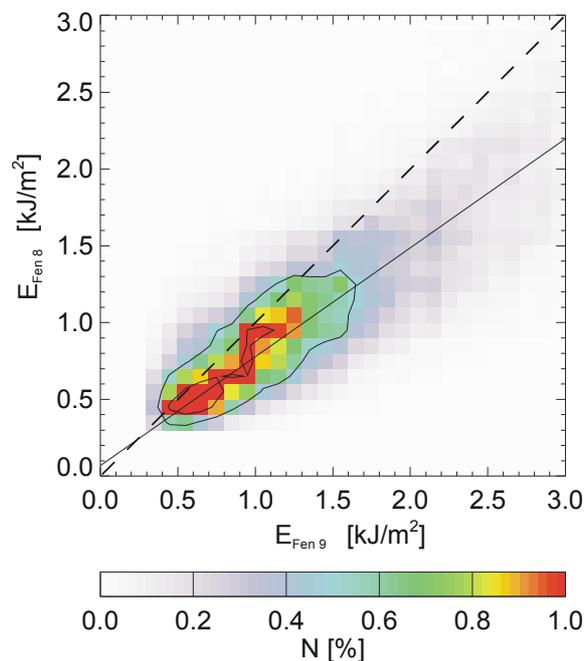


Abbildung 39: Streudiagramm der Seegangsenergie mit Korrelationsgerade gemessen von WaMoS II in den Analysefenstern 8 und 9 für den Zeitraum von 2003 bis 2005.

In Abbildung 40 sind die Seegangsenergie relativ zu Analysefenster 9 und die vorherrschenden Wassertiefen für die Analysefenster 9 bis 2 dargestellt. Die Seegangsenergie relativ zu

Analysefenster 9 wurde per linearer Korrelation analog zum oben beschriebenen Verfahren ermittelt. Somit entspricht sie der Steigung der Korrelationsgeraden, die durch lineare Korrelation der Messungen der Seegangenergie in den einzelnen Analysefenstern mit den korrespondierenden Messungen in Analysefenster 9 berechnet wurden. Hierbei wurde angenommen, dass ein linearer Zusammenhang zwischen den korrelierten Messungen besteht und dass der Schnittpunkt der Korrelationsgeraden mit der y-Achse gegen null geht. Die vorherrschenden Wassertiefen in den Analysefenstern wurden Tabelle 4 in Kapitel 5.1 entnommen und beziehen sich auf das Seekartennull. Aus der Abbildung wird ersichtlich, dass die Seegangenergie westlich der Außensände in den Analysefenstern 9 bis 6, das heißt in Wassertiefen von 5 m bis 1 m, zu fast 80 % umgewandelt wurde. Da der Seegang die treibende Kraft der Küstenerosion ist, kann angenommen werden, dass das Sedimenttransportpotential in diesem Bereich am höchsten ist. Jenseits dieses Tiefenbereichs erfolgt praktisch keine Energieumwandlung mehr. Der Energiegehalt des Seegangs in den Analysefenstern 3 und 2, die abgeschattet durch die Außensände zum Teil über dem Seegatt liegen, entspricht in etwa jenem der Analysefenster 6 bis 4, die sich auf den Außensänden befinden.

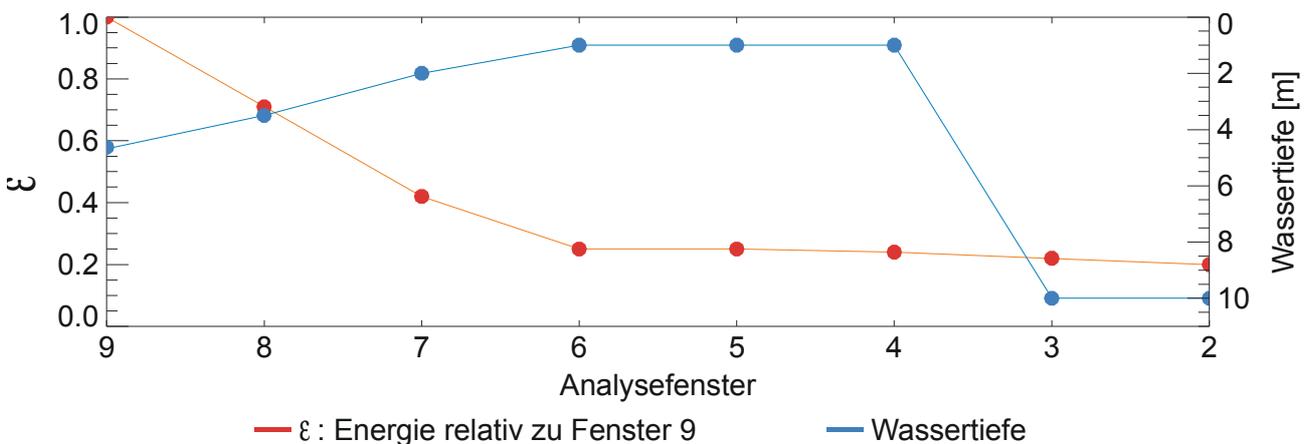


Abbildung 40: Energie relativ zu Analysefenster 9 und vorherrschende Wassertiefe als Funktion der Analysefenster 9 bis 2.

Die Grenze der aktiven Zone an der Westküste der 'Hörnum Odde' wurde mithilfe der Zeitreihe der signifikanten Wellenhöhe gemessen von WaMoS II in Analysefenster 9 vom Jahr 2005 ermittelt. Zur Bestimmung der extremen Wellenhöhe wurden sämtliche Messungen der signifikanten Wellenhöhe nach ihrer Höhe geordnet. Hiernach beträgt die extreme Wellenhöhe westlich der 'Hörnum Odde', die im Jahr 2005 nur während 12 Stunden überschritten wurde, $H_{se} = 3,75$ m. Damit liefert Gleichung (17) eine Grenztiefe für die morphologisch aktive Zone von $d_l = 5,1$ m.

Somit kann im Ergebnis festgehalten werden, dass der größte Teil des Sedimenttransports in Wassertiefen zwischen 5 m und 1 m zu erwarten ist. Die seewärtige Grenze nennenswerter Sedimenttransporte liegt im Bereich der 5 m-Tiefenlinie.

6.6 Methoden zur Abschätzung des Sedimenttransports

Grundsätzlich kann zwischen zwei Methoden zur Abschätzung des Sedimenttransports unterschieden werden:

- die lokale Methode und
- die integrale Methode.

Im Folgenden werden beide Methoden vorgestellt und auf Grundlage der gegebenen Ressourcen sowie der Zielsetzung dieser Arbeit die am besten geeignete ausgewählt.

Die **lokale Methode** nutzt sogenannte Transportformeln zur Berechnung des Sedimenttransports an einer Erosionsküste. Die Mobilisierung des Sediments kann noch nicht analytisch beschrieben werden, da die ihr zugrundeliegenden physikalischen Prozesse noch nicht vollständig verstanden sind. Dies gilt insbesondere für die Brandungszone, in der durch brechende Wellen Turbulenzen erzeugt werden, die ganz wesentlich zur Mobilisierung des Sediments beitragen. Daher verknüpfen Transportformeln die bewegte Sedimentmenge über empirische Näherungen mit der Bodenschubspannung. Zur Bestimmung der Bodenschubspannung fehlen noch standardisierte Verfahren, wodurch ein Vergleich unterschiedlicher Studien erschwert wird. Sie erfordert Informationen über die lokale Bodenstruktur sowie über die durch Seegang und Gezeiten erzeugte lokale Strömung (vgl. Kapitel 6.2). Die seegangsbedingte Strömung in der Brandungszone kann auf Grundlage des 'Radiation Stress'-Konzepts abgeschätzt werden. Probleme entstehen insbesondere bei der Erfassung von Strömungen in land- und seewärtiger Richtung, da sich hier die Strömungsrichtungen infolge der Orbitalbewegungen der Wasserteilchen in den Wellen laufend ändern (GKSS 2004, S. 28).

Wie in Kapitel 6.2 bereits ausgeführt, lässt sich der Sedimenttransport in eine küstenparallele und küstennormale Komponente zerlegen. Die folgenden Ausführungen beschränken sich auf die küstenparallele Komponente des Sedimenttransports, da die Morphologie einer sandigen Küste generell von dieser bestimmt wird. Die **integrale Methode** geht von der Annahme aus, dass die Menge des entlang einer Küste transportierten Sediments mit der eingebrachten Seegangenergie in

einem funktionalen Zusammenhang steht. Sie berechnet den küstenparallelen Transport mithilfe von empirischen Formeln, die an Naturdaten angepasst wurden. Diese Formeln beschreiben den Sedimenttransport als eine Funktion der Wellenhöhe, der Gruppengeschwindigkeit der Wellen und der Wellenlaufrichtung an der Brecherlinie. Tideströmungen werden bei dieser Art der Berechnung nicht berücksichtigt (FAK 2002, S. 240 f.).

Die lokale Methode ermöglicht eine detaillierte Beschreibung des Sedimenttransports, erfordert allerdings aufgrund ihrer großen Komplexität eine numerische Modellierung. Der hiermit verknüpfte Aufwand ist immens und kann im Rahmen dieser Arbeit nicht geleistet werden. Daher wird im Folgenden die integrale Methode zur Abschätzung des Sedimenttransports im Untersuchungsgebiet eingesetzt. Es wird nur der küstenparallele Sedimenttransport abgeschätzt, da dieser generell den größten Einfluss auf die Küstenmorphologie nimmt. Da hier lediglich eine grobe Abschätzung des Sedimenttransports bezweckt wird, ist dies auch ausreichend.

6.7 CERC-Formel

Für die Abschätzung des Sedimenttransports an der Südspitze Sylts wird die weit verbreitete empirische CERC-Formel verwendet, die am Coastal Engineering Research Center (CERC) der US Army entwickelt wurde. Sie wurde bereits in einer Fallstudie auf die Westküste Sylts angewandt, wobei die Ergebnisse aus Vermessung und Berechnung nahezu identisch waren. Somit kann die CERC-Formel für die nachfolgenden Betrachtungen als vertrauenswürdig angesehen werden (vgl. Dette et al. 2001, S. 213 f.).

Die CERC-Formel geht von einem energetischen Ansatz aus: Ihre wichtigsten Parameter sind der Energiefluss F in die Brandungszone und die Wellenrichtung. Der Energiefluss in die Brandungszone kann als Funktion der Seegangsenergie E und der Wellengruppengeschwindigkeit c_g ausgedrückt werden:

$$F = E c_g \quad (19)$$

Die Seegangsenergie E ist quadratisch mit der Wellenhöhe verknüpft und wird über Gleichung (18) aus Kapitel 6.4 berechnet. Die Wellengruppengeschwindigkeit im Flachwasser kann als

$$c_g = \sqrt{gd} \quad (20)$$

angegeben werden, wobei d die Wassertiefe bezeichnet (Dette et al. 2002, S. 206). Der Brecherindex entspricht dem Verhältnis zwischen Wellenhöhe und Wassertiefe, ab dem die Wellen brechen. Wird ein konstanter Brecherindex von $H/d = 0,78$ sowie eine für die Nordsee typische Wasserdichte von $\rho = 1026 \text{ kg/m}^3$ angenommen (FAK 2002, S. 223), dann ergibt sich der senkrecht zur Wellenrichtung auf die Brandungszone treffende Energiefluss F pro Längeneinheit Strand mit den Gleichungen (18) und (20) zu

$$F = 4458,27 H^{5/2} \text{ [Jm}^{-1}\text{s}^{-1}\text{]}. \quad (21)$$

Wellenfelder sind in der Regel durch eine Vielzahl unterschiedlicher Wellenhöhen mit einer Rayleigh-Verteilung gekennzeichnet. Die 'root mean square'-Wellenhöhe H_{rms} kennzeichnet die durchschnittliche Höhe von Rayleigh-verteilten Wellen und ist durch

$$H_{rms} = \frac{H_s}{\sqrt{2}} \quad (22)$$

mit der signifikanten Wellenhöhe verknüpft (CERC 1984, S. 3-6). Sie wird zur Berechnung des Energieflusses verwendet.

Die CERC-Formel verknüpft die Masse des küstenparallel transportierten Sediments I empirisch mit der küstenparallelen Komponente des Energieflusses $F_{||}$ in die Brandungszone zu

$$I = 0,77 F_{||} \quad (23)$$

Die küstenparallele Komponente des Energieflusses kann über die Gleichung

$$F_{||} = F \sin \alpha \quad (24)$$

ermittelt werden, wobei α den Winkel zwischen der Wellenrichtung und der Küstennormalen bezeichnet. Die Masse des küstenparallel transportierten Sediments ist somit dem Sinus des

Winkels zwischen der Küstennormalen und der Wellenrichtung proportional, so dass sie sich zum Beispiel bei einer Richtungsänderung von 10° auf 20° fast verdoppeln wird. Daher kann der küstenparallele Transport in Abhängigkeit von der Wellenrichtung stark variieren (CERC 1984, S. 4-92 f.).

Das Volumen $Q_{||}$ küstenparallel transportierten Sediments kann als

$$Q_{||} = \frac{0,77 F_{||}}{(\rho_s - \rho)g(1-n)} \quad [\text{m}^3/\text{s}] \quad (25)$$

ausgedrückt werden, worin ρ_s die Dichte des Sediments und n die Porosität des Sandbetts bezeichnen (CERC 1984, S. 4-96).

6.8 Abschätzung des Sedimenttransports

Im Folgenden wird auf Grundlage der oben dargestellten CERC-Formel der küstenparallele Sedimenttransport an der Westküste der 'Hörnum Odde' abgeschätzt. Hierfür werden Daten zum küstenparallelen Energiefluss sowie zu den Sedimenteigenschaften des Untersuchungsgebiets benötigt. Zur Berechnung des küstenparallelen Energieflusses werden die Zeitreihen der signifikanten Wellenhöhe und Hauptwellenrichtung von WaMoS II für Analysefenster 9 verwendet sowie eine Wasserdichte von $\rho = 1026 \text{ kg/m}^3$ angenommen. Die Küstennormale zur Bestimmung des Winkels mit der Hauptwellenrichtung wurde auf 270° festgelegt, es wurde also vereinfachend von einer Nord-Süd-Orientierung der Küstenlinie ausgegangen. Die vorherrschende Wassertiefe in Fenster 9 liegt zwischen 4 m und 5 m. Damit ist auch die der Gleichung (20) zugrunde gelegte Flachwasserbedingung erfüllt. Hinsichtlich der Sedimenteigenschaften wird für die Westküste Sylts in der Literatur angenommen, dass die Sedimentdichte $\rho_s = 2650 \text{ kg/m}^3$ und die Porosität des Sediments $n = 0,4$ beträgt (FAK 2002, S. 242). Mit diesen Informationen kann das an der Westküste der 'Hörnum Odde' pro Zeiteinheit küstenparallel transportierte Volumen Sediment über Gleichung (25) berechnet werden.

Abbildung 41 zeigt die zeitliche Entwicklung des küstenparallelen Sedimenttransports an der Westküste der 'Hörnum Odde' für die Jahre 2003 bis 2005 in tausend Kubikmetern pro Tag. Dabei kennzeichnet der grün hinterlegte positive Wertebereich einen Transport nach Norden und der rot

hinterlegte negative Wertebereich einen Transport nach Süden. Die grau hinterlegten Flächen kennzeichnen Zeiträume, in denen keine WaMoS II-Seegangsmessungen vorliegen. Hieraus wird deutlich, dass der Sedimenttransport in den stürmischen Wintermonaten seine Spitzenwerte erreicht. So werden etwa im Dezember 2003 in Richtung Süden Transportraten von $90000 \text{ m}^3/\text{Tag}$ erreicht, die nur zum Teil durch nordwärts gerichteten Transport kompensiert werden können.

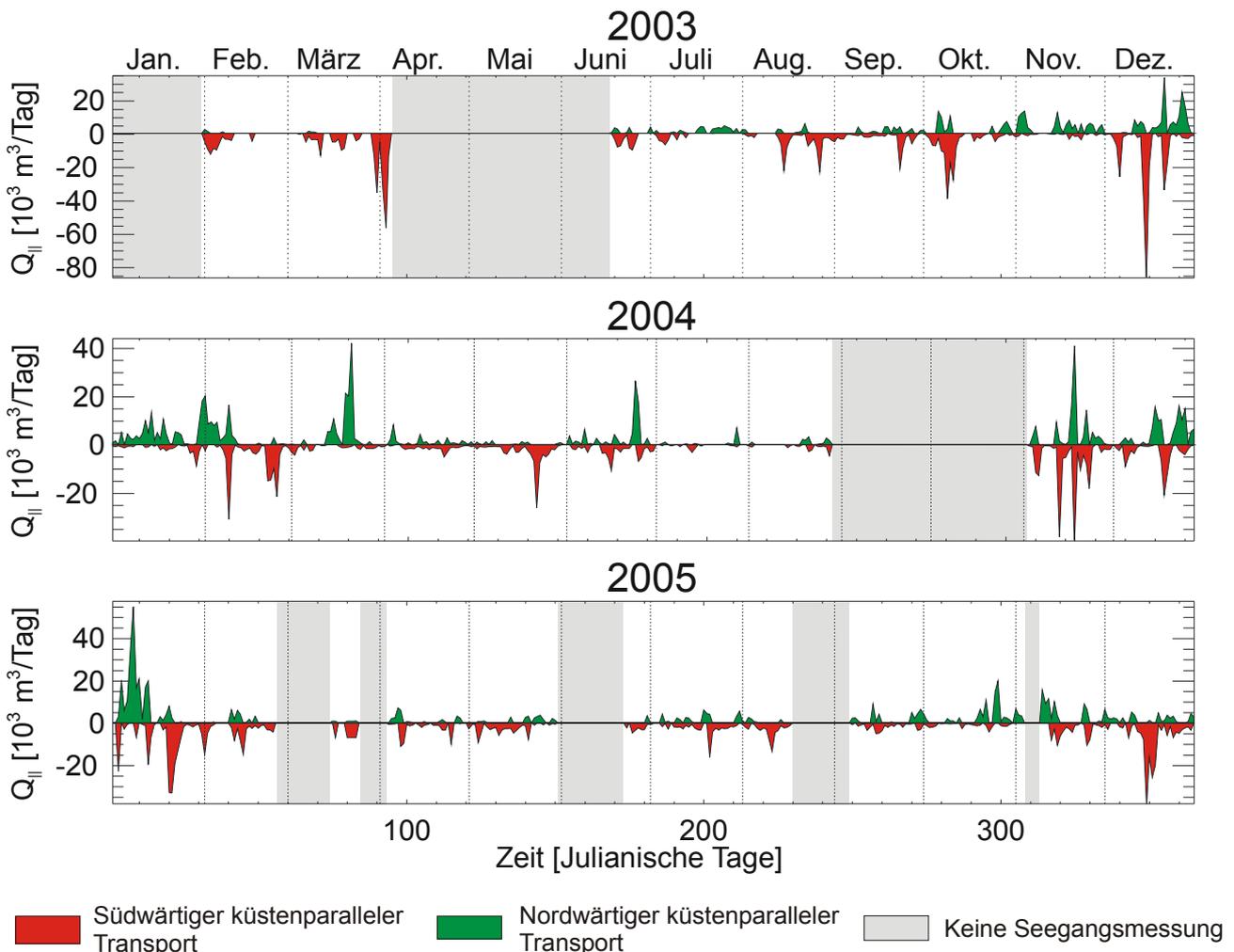


Abbildung 41: Zeitreihen des transportierten Sedimentvolumens an der 'Hörnum Odde' in den Jahren 2003 bis 2005. Positive $Q_{||}$ -Werte beschreiben den Transport nach Norden, negative $Q_{||}$ -Werte nach Süden.

In Tabelle 6 ist das Volumen transportierten Sediments für die Jahre 2003 bis 2005 zusammengefasst. In der ersten Spalte ist für die einzelnen Jahre die Anzahl der Tage, an denen Messungen mit Wellenhöhen oberhalb der WaMoS II-Messgrenze von $0,5 \text{ m}$ vorliegen und für die der Sedimenttransport abgeschätzt wurde, dargestellt. Das Brutto-Transportvolumen stellt die Summe aus küstenparallelem Transport in Richtung Norden und Süden dar. Das Netto-

Transportvolumen ergibt sich aus der Differenz des küstenparallelen Transports nach Norden und Süden, wobei das negative Vorzeichen einen Netto-Transport in Richtung Süden kennzeichnet. Es kann festgestellt werden, dass der Brutto-Transport an der 'Hörnum Odde' in den Jahren 2003 bis 2005 relativ konstant ist. So schwankt das Jahresvolumen transportierten Sediments um einen Wert von etwa 900000 m³. Der Netto-Sedimenttransport ist zwar in allen drei Jahren südgerichtet, unterliegt aber stärkeren Schwankungen. So werden in 2004 nur 46599 m³ Sand in südliche Richtung transportiert. Der Transport in 2003 übersteigt mit 441272 m³ Sand jenen in 2004 um etwa den Faktor 10. Ausschlaggebend hierfür sind einzelne Extremereignisse mit besonders hohen Transportraten in südliche Richtung.

Tabelle 6: Volumen transportierten Sediments an der 'Hörnum Odde' für die Jahre 2003 bis 2005.

Jahr / Messtage	Transport Richtung N	Transport Richtung S	Brutto- Transport	Netto- Transport
2003 / 134,8	240282 m ³	681554 m ³	921836 m ³	- 441272 m ³
2004 / 171,6	410370 m ³	456970 m ³	867340 m ³	- 46599 m ³
2005 / 164,3	362791 m ³	549975 m ³	912766 m ³	- 187184 m ³

Wie in Kapitel 6.3 dargelegt, wurde aus Vermessungsdaten vom ALR Husum aus den Jahren 1950-1984 für die 'Hörnum Odde' ein jährlicher Substanzverlust von 330000 m³ ermittelt. Für den Zeitraum von 1982 bis 1995 wurde ein Volumenverlust von 262000 m³/Jahr festgestellt. Somit konnten mit der CERC-Formel für die Jahre 2003 bis 2005 Substanzverluste in ähnlicher Größenordnung ermittelt werden.

Trotz der überzeugenden Ergebnisse unterliegt die Abschätzung des Sedimenttransports mit der CERC-Formel Beschränkungen. So liegt der Formel ein gerader Verlauf der Küstenlinie zugrunde, was an der 'Hörnum Odde' nur näherungsweise der Realität entspricht. Daher ist es schwierig, für die 'Hörnum Odde' eine Küstennormale zu definieren. Außerdem wird die Brandungszone in der CERC-Formel nicht eindeutig definiert. Daher kann nicht geklärt werden, ob das Analysefenster 9 westlich der 'Hörnum Odde' in der Brandungszone liegt und der Brecherindex in der CERC-Formel auf die Messungen in Analysefenster 9 anwendbar ist (vgl. Kapitel 6.7). Die Strandneigung und der Brechertyp werden nicht berücksichtigt, nehmen jedoch Einfluss auf den Sedimenttransport. Auch aus der Vernachlässigung des küstennormalen Transports ergibt sich eine Unsicherheit. So wurde vom Fachausschuss für Küstenschutz gezeigt, dass der seewärtige Transport an der Sylter

Westküste durchaus zur Umformung der Küstengestalt beitragen kann (FAK 2002, S. 246). Der küstennormale Transport ist jedoch deutlich schwieriger zu quantifizieren als der küstenparallele, da land- und seewärtiger Transport aufgrund der Orbitalbewegung der Wellen gleichzeitig auftritt. Das Sediment wird unter dem Wellenberg in land- und unter dem Wellental in seewärtige Richtung transportiert. Der Netto-Transport entsteht aus den geringen Unterschieden in den viel größeren Transportmengen unter Wellenberg und Wellental. Des Weiteren ist die windinduzierte Strömung in der Brandungszone bei auflandigen Winden an der Oberfläche und an der Sohle jeweils landwärts und dazwischen seewärts gerichtet, so dass der Nettotransport landwärts oder seewärts sein kann. Das Bild wird weiter durch die Rippströme erschwert, die sich in unregelmäßigen Abständen ausbilden und beachtliche Mengen Sand aus der Brandungszone abführen können (FAK 2002, S. 246 f.). Schließlich bleibt der Einfluss der Gezeitenströmung bei der Abschätzung des Sedimenttransports unberücksichtigt.

Aufgrund dieser Unsicherheiten wird im 'Coast Protection Manual' eine Fehlermarge von +/- 50 % angenommen (CERC 1984, S. 4-96). Also liefert die CERC-Formel lediglich grobe Hinweise über Richtung und Betrag des Netto-Sedimenttransports.

6.9 Zusammenfassung

Dieser Abschnitt hatte die Abschätzung des Sedimenttransports an der Südspitze Sylts zum Gegenstand. Die Insel Sylt ist ein offenes Sandsystem mit negativer Sedimentbilanz. Die Sylter Westküste verlagert sich seit jeher ostwärts, wobei die Südspitze Sylts in den vergangenen Jahrzehnten zunehmend von Südwesten her an Substanz verliert. Der Küstenrückgang konnte durch Sandvorspülungen aufgehalten werden. Messbare Änderungen der Wassertiefe treten nur in der morphologisch aktiven Zone oberhalb einer bestimmten Wassertiefe auf. Der Sedimenttransport kann in Bodenfracht und suspendierte Fracht sowie in Küstenquer- und Küstenlängstransport aufgeteilt werden. Die langfristigen morphologischen Veränderungen an einer Küste werden generell durch den küstenparallelen Transport in Suspension verursacht. Die Suspension und das Strömungsfeld in der Brandungszone werden maßgeblich von der Umwandlung der Seegangsenergie bestimmt. So haben Studien zur Erosion an der Südspitze Sylts ergeben, dass die Gestalt der Außensände eindeutig durch den Seegang bestimmt wird. Lediglich im Zentrum der Seegatten überwiegt die Wirkung der Tideströmung.

Da die Energie des Seegangs quadratisch mit der Wellenhöhe wächst, erfolgt ein großer Anteil der Küstenerosion während einzelner Sturmereignisse. Die Untersuchung der Sturmaktivität hat ergeben, dass in den Monaten Oktober bis Februar deutlich mehr Stürme mit Wellenhöhen oberhalb von 2 m registriert wurden als von März bis September. Somit ist in diesen Monaten auch mit einem deutlich höheren Sedimenttransport zu rechnen. Wie auf Grundlage einer Zeitreihe der signifikanten Wellenhöhe gemessen von WaMoS II in Analysefenster 9 bestimmt wurde, liegt die Grenze der morphologisch aktiven Zone an der Südspitze Sylts bei der 5 m-Tiefenlinie. Um die Umwandlung der Seegangsenergie im Untersuchungsgebiet zu untersuchen, wurde die Seegangsenergie in den einzelnen Analysefenstern relativ zur Seegangsenergie in Fenster 9 untersucht. Diese Analyse hat ergeben, dass von Analysefenster 9 bis 6, das heißt in Wassertiefen zwischen 5 m und 1 m bereits fast 80 % der Seegangsenergie umgewandelt werden. Da die umgewandelte Seegangsenergie für den Sedimenttransport zur Verfügung steht, ist das Sedimenttransportpotential in diesem Bereich am höchsten.

Zur Abschätzung des Sedimenttransports wurden die lokale und integrale Methode vorgestellt. Während die lokale Methode den Sedimenttransport detailliert auf Grundlage der physikalischen Prozesse untersucht, schätzt die integrale Methode den Sedimenttransport mithilfe von empirischen Formeln grob ab. Für die Abschätzung des Sedimenttransports an der Westküste der 'Hörnum Odde' wurde mit der CERC-Formel eine integrale Methode gewählt, die sich auf die küstenparallele Komponente des Transports beschränkt. Die CERC-Formel geht von der Annahme aus, dass der küstenparallele Sedimenttransport mit der eingebrachten Seegangsenergie in einem funktionalen Zusammenhang steht. Sie beschreibt die Küstenerosion als eine Funktion der Wellenhöhe, Gruppengeschwindigkeit der Wellen und Wellenrichtung an der Brecherlinie. Die auf Grundlage der CERC-Formel abgeschätzten Sedimentverluste an der 'Hörnum Odde' stimmen gut mit den Referenzdaten des ALR Husum überein, wobei auffällt, dass der Sedimenttransport seine Spitzenwerte in den stürmischen Wintermonaten erreicht.

7. Zusammenfassung und Ausblick

Infolge der zunehmenden Urbanisierung der Küstenregionen ist das natürliche Phänomen der Erosion in vielen Küstenabschnitten zum Problem geworden. Die dicht besiedelte Insel Sylt ist durch die Erosion besonders gefährdet: Ihre westliche Küstenlinie geht seit Jahrhunderten zurück, wobei Rückgangsraten oberhalb von 1 m/Jahr erreicht werden. Seit den 70er Jahren werden an Sylts Westküste kostenintensive Sandvorspülungen durchgeführt, um die Küstenlinie in ihrer aktuellen Lage zu sichern (MLRLLT-SH 2001, S. 68). Die treibende Kraft der Küstenerosion ist der Seegang (FAK 2002, S. 226). Um die Küstenerosion besser zu verstehen sind daher Messungen des Seegangs erforderlich.

Traditionell wird Seegang mit Bojen gemessen. Im Gegensatz zu Bojen, die nur punktuelle Seegangsmessungen ermöglichen, kann mit dem radargestützten 'Wave Monitoring System' (WaMoS II) in Raum und Zeit gemessen werden. Die von einer Radarantenne ausgesendeten Mikrowellen werden von der Meeresoberfläche reflektiert und von einem Sensor empfangen. Die Radarrückstreuung wird durch den Seegang modelliert, wodurch im Radarbild ein Streifenmuster entsteht. Die WaMoS II-Messung beruht auf der Auswertung dieses Seegangssignals in den Radarbildern.

Ziel dieser Arbeit ist es, die Kenntnisse über den Seegang an der Südspitze Sylts zu vertiefen und so ein besseres Verständnis der Erosionsprozesse zu erreichen. Weiterhin sollen die Möglichkeiten und Grenzen der küstennahen Seegangsüberwachung mit WaMoS II aufgezeigt werden.

Dieser Arbeit liegen Messdaten des Seegangs der WaMoS II-Station auf Sylt bei Hörnum aus dem Zeitraum von 2002 bis 2005 zugrunde. Die Station misst den Seegang in neun quadratischen Analysefenstern mit einer Kantenlänge von jeweils 600 m, die in einer Entfernung von knapp 1 km zur Station rund um die Südspitze Sylts angeordnet sind. Für jedes einzelne dieser Analysefenster wurden Seegangsspektren sowie Zeitreihen der relevanten Seegangsparameter signifikante Wellenhöhe, Hauptwellenrichtung und Hauptwellenperiode aufgezeichnet. Auf Grundlage dieser Seegangsdaten wurde die zeitliche und räumliche Variabilität des Seegangs an der Südspitze Sylts untersucht. Außerdem wurde der Sedimenttransport im Untersuchungsgebiet abgeschätzt.

Das Untersuchungsgebiet ist durch besonders niedrige Wassertiefen gekennzeichnet. Da WaMoS II

erstmalig unter derartigen Bedingungen eingesetzt wird, mussten die Messergebnisse mithilfe von Messdaten zweier nahegelegener Seegangsbojen validiert werden. Die Validierung hat eine gute Übereinstimmung zwischen den Messungen der Bojen und WaMoS II gezeigt, insbesondere für die WaMoS II-Messungen im Analysefenster 9, welches westlich der Südspitze liegt.

Die Auswertung der WaMoS II-Messungen in Analysefenster 9 hat ergeben, dass der Seegang an der Westküste Sylts von Wellenrichtungen aus Westen, Wellenperioden zwischen 5 s und 7 s sowie Wellenhöhen von 0,7 m bis 1,0 m dominiert wird. Wind jenseits von 10 m/s und Wellen oberhalb von circa 1,5 m werden überwiegend aus Nordwesten gemessen.

Die Untersuchung der räumlichen Variabilität des Seegangs hat gezeigt, dass der Seegang von der Topographie des Meeresbodens stark beeinflusst wird. So fällt auf, dass die Wellenhöhe durch die Dissipation am Boden und das Brechen der Wellen beim Einlaufen in Flachwasser kontinuierlich abnimmt. Da lange Wellen im Flachwasser stärker gedämpft werden, nimmt auch die Wellenperiode mit der Wassertiefe ab. Beim Vergleich der Wellenrichtungen war die Refraktion gut zu erkennen: Seegang, der im relativ exponierten Analysefenster 9 aus südwestlicher Richtung kommt, wird in den Analysefenstern 6 und 2, welche auf einer Untiefe im Süden bzw. im Bereich des Seegatts südöstlich der Insel liegen, erheblich umgelenkt. Seegang aus Nordwesten wird hingegen kaum umgelenkt.

Die Umwandlung der Seegangsenergie, die quadratisch mit der Wellenhöhe zunimmt, gilt als hauptverantwortlich für die Küstenerosion. Daher wurde im Abschnitt zum Sedimenttransport an der Westküste der 'Hörnum Odde' die Sturmhäufigkeit und die Abnahme der Seegangsenergie in den einzelnen Analysefenstern relativ zu Analysefenster 9 auf Grundlage von WaMoS II-Messungen der signifikanten Wellenhöhe untersucht. Diese Analysen haben Hinweise darüber geliefert, in welchem Zeitraum und Tiefenbereich, die stärkste Erosion zu erwarten ist. Demnach steht in den stürmischen Wintermonaten von Oktober bis Februar am meisten Energie für Erosion zur Verfügung. Diese wird durch den Einfluss der Topographie des Meeresbodens auf den Seegang von Analysefenster 9 bis 6, das heißt in Wassertiefen von 5 m bis 1 m, zu fast 80 % umgewandelt. Die hierdurch freigewordene Energie steht prinzipiell für Erosionsprozesse zur Verfügung. Mithilfe einer empirischen Formel auf Grundlage der extremen Seegangsbedingungen wurde abgeschätzt, dass die seewärtige Grenze nennenswerter Sedimenttransporte im Bereich der 5 m-Tiefenlinie liegt. Somit sind Ort und Zeitraum der stärksten Erosion weitgehend identifiziert. Die Abschätzung der

Küstenerosion erfolgt mithilfe der sogenannten CERC-Formel. Diese setzt den Energiefluss des Seegangs in die Brandungszone empirisch mit dem Sedimenttransport in Beziehung, wobei vereinfachend angenommen wird, dass die küstennormale Komponente des Energieflusses unbedeutend ist. Vernachlässigt wird außerdem der Einfluss der Gezeitenströmung auf den Sedimenttransport (CERC 1984, S. 4-96). Es wurde ein durchschnittlicher Netto-Sedimenttransport in südlicher Richtung von 225000 m³/Jahr für die Jahre 2003 bis 2005 ermittelt. Das transportierte Material geht der Südspitze Sylts zum Großteil verloren, da es über das angrenzende Seegatt von der Insel wegtransportiert wird. Diese Abschätzung des Sedimenttransports stimmt von der Größenordnung her gut mit Auswertungen von Vermessungsdaten überein, wonach der Sedimentverlust in der Zeit von 1982 bis 1995 an der Sylter Südspitze 262000 m³/Jahr beträgt (ALW 1997, S. 19).

Weiterer Forschungsbedarf besteht in mehrfacher Hinsicht: Zum einen eröffnen sich durch den vorgesehenen Rückbau des Tetrapodenfelds im Untersuchungsgebiet neue Fragestellungen. Mithilfe der WaMoS II-Seegangdaten lassen sich die Auswirkungen dieses Rückbaus auf den Seegang in Raum und Zeit untersuchen. Weiterhin ermöglicht der neue 'High Resolution Current Fit' (HRC), der sich zur Zeit bei OceanWaveS in Entwicklung befindet, die Erstellung von Tiefenkarten aus Radarbildern. Seit Oktober 2005 werden an der Südspitze Sylts kontinuierlich Radarbilder aufgezeichnet. Mithilfe dieser Radarbilder und unter Verwendung des HRC können die im Rahmen dieser Arbeit gewonnenen Erkenntnisse über den Sedimenttransport an der Westküste der 'Hörnum Odde' validiert werden. Außerdem können die Auswirkungen einzelner Extremereignisse auf die Küstenmorphologie untersucht werden. Schließlich können Wechselwirkungen zwischen der von WaMoS II in den einzelnen Analysefenstern gemessenen Oberflächenströmung und dem Seegang analysiert werden. Aufgrund dieser Vielzahl möglicher Anwendungen empfiehlt es sich, die WaMoS II-Station bei Hörnum weiterzubetreiben und ihre Messdaten zum Gegenstand weiterer Forschungsvorhaben zu machen.

Im Ergebnis kann festgestellt werden, dass WaMoS II zur Seegangsmessung in Küstennähe gut geeignet ist. Die mehrjährigen Seegangdaten der WaMoS II-Station auf Sylt bei Hörnum konnten validiert werden und sind, wie diese Arbeit zeigen konnte, von großem wissenschaftlichen Wert. Besonders interessant sind die Möglichkeiten zur Untersuchung der räumlichen Variabilität des Seegangs im Untersuchungsgebiet. So konnte diese Arbeit insbesondere zum Einfluss der Topographie des Meeresbodens auf den lokalen Seegang neue Erkenntnisse liefern. Die

Seegangdaten können auch zur Abschätzung des Sedimenttransports an der Südspitze Sylts herangezogen werden und somit die Planung von Küstenschutzmaßnahmen unterstützen.

Literatur

- Adams, P. N., Anderson, R. S. u. Revenaugh, J. (2002): Microseismic measurement of wave-energy delivery to a rocky coast. In: *Geology*, 10/2002, S. 895-898.
- Ahrendt, K. u. Thiede, J. (2002): Naturräumliche Entwicklung Sylts - Vergangenheit und Zukunft. In: Daschkeit, A. u. Schottes, P.: *Klimafolgen für Mensch und Küste am Beispiel der Nordseeinsel Sylt*, Berlin, S. 69-112.
- Alpers, W. u. Hasselmann, K. (1982): Spectral Signal to Clutter and Thermal Noise Properties of Ocean Wave Imaging Synthetic Aperture Radars. In: *Int. J. Rem. Sens.*, 3, S. 423-446.
- ALW Husum (1997): *Fachplan Küstenschutz Sylt - Fortschreibung*, Husum.
- BMBF (2004): *Grundlagenuntersuchung zur Signalbildung von kommerziellen Radar-Füllstandssensoren im Bereich der schnellen Wasserstandsmessung im Küstenpegelwesen unter Einbeziehung der Eisbildung auf der Wasseroberfläche*, Berlin.
- BSH (2005): *Seekarte D 107, Vortrapptief, Norder- und Süderaue, Maßstab 1: 50.000*.
- BSH (2006): *Das Seekartennull in Gezeitengebieten*, <http://www.bsh.de/de/Meeresdaten/Vorhersagen/Gezeiten/811.jsp> vom 20.02.2006.
- Castleman, K. R. (2000): *Digital Image Processing*, Singapore.
- CERC (1984): *Shore Protection Manual - Volume I*, Palm City.
- Dannenberg, J. (2004): *Ableitung der Topographie des Wattenmeeres aus ERS-SAR Daten*, Bremen.
- Daschkeit, A. u. Schottes, P. (2002): *Klimafolgen für Mensch und Küste am Beispiel der Nordseeinsel Sylt*, Berlin.
- Dette, H.-H., Raudkivi, A. u. Oumeraci, H. (2001): *Morphologische Änderungen des Unterwasserstrandes an der Westküste des Fischlandes*. In: *Die Küste*, Heft 64, S. 202-234.
- Dietrich, G. et al. (1975): *Allgemeine Meereskunde*, Berlin.
- Europäische Kommission (2000): *Mitteilung über eine europäische Strategie für das integrierte Küstenzonenmanagement*, Brüssel.
- FAK (2002): *Empfehlungen für die Ausführung von Küstenschutzwerken*. In: *Die Küste*, Heft 65, Jahr 2002.
- GKSS (2004): *Forschungsprojekt BELAWATT, Wathydrodynamik: Die hydrodynamische Belastung von Wattgebieten, 2. Zwischenbericht 2003-2004*, Geesthacht.
- GKSS (2005): *Messdaten und Beschreibung der Messstationen*, <http://meteo.gkss.de/> vom 26.10.2005.

-
- Hessner, K. (2005): WaMoS II Wave Analysis - Methods, Limitations, and Definitions, Lüneburg.
 - Hirschhäuser, T. u. Zanke, U. (2001): Morphologische Langfristprognose für das System Tidebecken-Außensände am Beispiel Sylts und der Dithmarscher Bucht. In: Die Küste, Heft 64, S. 127-159.
 - IAHR (1986): List of Sea State Parameters, Brüssel.
 - IPCC (2001a): Climate Change 2001: The Scientific Basis, Cambridge.
 - IPCC (2001b): Climate Change 2001: Impacts, Adaptation, and Vulnerability, Cambridge.
 - Kelletat, D. (1999): Physische Geographie der Meere und Küsten, Stuttgart.
 - Klocke, B. (2001): Topographische Karte des Wattgebietes aus ERS-1 SAR- und Modelldaten, Bremen.
 - Kokkinowrachos, K. (1980): Hydromechanik der Seebauwerke. In: Handbuch der Werften, Bd. XV, Hamburg.
 - Kos'yan, R. et al. (2001): Physical regularities for the suspension and transport of sand under irregular waves. In: Die Küste, Heft 64, S. 161-198.
 - Malcherek, A. (2003): Hydromechanik der Oberflächengewässer. Im Internet unter <http://www.hydromech.uni-hannover.de/Mitarbeiter/HABBAR/Malcherek/nummeth.pdf> vom 23.04.2005.
 - MLRLLT-SH (2001): Generalplan Küstenschutz - Integriertes Küstenschutzmanagement in Schleswig-Holstein. Im Internet unter: http://landesregierung.schleswig-holstein.de/coremedia/generator/Aktueller_20Bestand/MLUR/Information/K_C3_BCstenschutz/PDF/K_C3_BCstenschutz_20Generalplan.property=pdf.pdf vom 24.04.2006.
 - Nationalpark Schleswig-Holsteinisches Wattenmeer (2006): Bildergalerie. Im Internet unter: <http://www.wattenmeer-nationalpark.de/galerie/priel.htm> vom 06.07.2006.
 - Natke, H. G. (1988): Einführung in Theorie und Praxis der Zeitreihen- und Modalanalyse, Braunschweig.
 - Outzen, O. (1998): Bestimmung der Wassertiefe und der oberflächennahen Strömung mit einem nautischen Radar, Hamburg.
 - Pierson, W. J. u. Moskowitz L. (1964): A Proposed Spectral Form for Fully Developed Wind Seas Based on the Similarity Theory of S. A. Kitaigorodskii. In: Journal of Geophysical Research, Nr. 69, S. 5181-5190.
 - Pond, S. u. Pickard, G. (1983): Introductory Dynamical Oceanography, Oxford.
 - Reichert, K. (1994): Untersuchung zur azimuthalen Abhängigkeit der Abbildung von Seegang

mit dem Schiffsradar, Hamburg.

- Schottes, P. et al. (2002): Aufbau und Führung eines Geographischen Informationssystems (Sylt-GIS). In: Daschkeit, A. u. Schottes, P.: Klimafolgen für Mensch und Küste am Beispiel der Nordseeinsel Sylt, Berlin, S. 41-68.
- Seemann, J. (1997): Interpretation der Struktur des Wellenzahl-Frequenzspektrums von Radar-Bildsequenzen des Seegangs, Geesthacht.
- Witez, P. (2002): GIS-gestützte Analysen und dynamische 3D-Visualisierungen der morphologischen Entwicklung schleswig-holsteinischer Tidebecken, Kiel.
- Witte, J.-O. et al. (2002): Strategien und Optionen der Küstenschutzplanung Sylt. In: Daschkeit, A. u. Schottes, P.: Klimafolgen für Mensch und Küste am Beispiel der Nordseeinsel Sylt, Berlin, S. 113-150.