

Synoptische Beobachtung der Wechselwirkungen von Hydro- und Morphodynamik

**Synoptically Observation of the Interactions of Hydro and Morpho
Dynamics**

Dissertation

Zur Erlangung des Doktorgrades der Naturwissenschaften im Fachbereich
Geowissenschaften der Universität Hamburg

vorgelegt von

Stephan Sedlacek

aus

Hamburg

Geesthacht

2013

Als Dissertation angenommen vom
Fachbereich Geowissenschaften der
Universität Hamburg

Auf Grund der Gutachten von:
Herrn Prof. Dr. Detlef Stammer
Herrn Dr. Friedwart Ziemer

Hamburg, den 28.06.2013
Prof. Dr. Christian Betzler
Leiter des Fachbereichs Geowissenschaften

Danksagung

Zu allererst möchte ich mich bei all jenen Menschen bedanken, die diese Arbeit erst möglich gemacht haben.

Herrn Prof. Dr. Detlef Stammer, der mich über den gesamten Zeitraum als Doktorvater begleitet hat, für die Begutachtung, die Ideen und die Hilfe, die er mir stets entgegengebracht hat.

Herrn Dr. Friedwart Ziemer, der als Zweitgutachter stets fertig brachte mich in Krisenzeiten wieder aufzubauen.

Herrn Marius Cysewski, der mich als Messgehilfen akzeptiert hat und die Feldeinsätze exzellent geplant hat.

Herrn Gottfried Schymura, ohne dessen Ideenreichtum und Aufopferungsbereitschaft so mancher Datensatz jetzt nicht da wäre.

Dr. Jörg Seemann, für den effektiven Crashkurs in statistischer Analyse und so manchen „Tritt“.

Der Universität Hamburg und dem Institut für Küstenforschung des HZG, die mich stets unterstützt haben und es im Grunde immer noch tun. Es wären zu viele, sie alle aufzuzählen, darum geht mein Dank stellvertretend für alle an Martina Heineke, Peter Perthun und Dr. Walter Puls für ihre stetige Hilfsbereitschaft.

Einen besonderen Dank an die Besatzung der „Ludwig Prandtl“ unter Kapitän Helmut Bornhöft für ihren unermüdlichen Einsatz und ihre Unterstützung.

Zum Schluss möchte ich noch meinen Eltern danken, die immer hinter mir standen und sich mit unendlichem Langmut in den letzten Jahren meine Sorgen angehört haben.

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wird ein Verfahren untersucht, mit dessen Hilfe die Wechselwirkungen von Hydro- und Morphodynamik in einem definierten Küstengebiet beobachtet werden können. Hierzu wird als Beobachtungsinstrument ein Dopplerradar genutzt, das zur flächendeckenden Erfassung von Bewegungen an der Wasseroberfläche in einem Polarkoordinatenraster mit hoher raum- zeitlicher Auflösung dient. Ein baugleiches Instrument wurde bereits für die Datennahme im Rahmen einer Diplomarbeit [SEDLACEK, 2007] genutzt, um erste vertikale Extrapolationen von Oberflächen - Strömungsmessungen zu diskutieren. Diese Arbeit stellt zwei Systemanordnungen vor, einerseits die Variante auf einer mobilen Plattform (Schiff) und andererseits stationär (an Land). Das Radar kann auf verschiedenen Skalen sowohl nicht-periodische Strömungen als auch periodische Wellenbewegungen an der Wasseroberfläche mit hohen zeitlicher und örtlicher Variabilität vermessen. Insbesondere ist bei der Erfassung von Seegang in jeder Zelle des Rasters die Separation zwischen den regelmäßigen raum - zeitlichen Orbitalbewegungen und den Ereignissen aus einzelnen brechenden Wellen möglich. Somit wird eine Methode vorgestellt, die - ausgehend von der Matrix der gemessenen Bewegung der Wasseroberfläche resultierend aus Strömung und Seegang - diese Matrix als Bodenschubspannungen zum Meeresboden hin extrapoliert, wobei die jeweiligen Schubspannungen aus Seegang und Strömung getrennt betrachtet werden. Die notwendigen Voraussetzungen, die eine Extrapolation zulassen, werden anhand von Parametrisierungen der Grenzflächendynamik (Wasseroberfläche und Boden) diskutiert.

Die Messung der Strömung erfolgte von einem fahrenden Schiff aus und erfasst mit zwei feststehenden, vertikal polarisierenden Antennen im Transectverfahren die räumliche Variabilität der Oberflächenbewegungen. Für die Abschätzung der Bodenschubspannung aus Strömungsdaten muss die Homogenität der Wassersäule gewährleistet sein. Es darf keinerlei Schichtung vorhanden sein. Dies

wurde während jeder Messkampagne durch Messung der vertikalen Dichteprofile sichergestellt.

Weiterhin muss die vertikale Strömung des Wasserkörpers ein logarithmisches Profil aufweisen, damit eine parametrisierte Extrapolation zum Boden hin zulässig ist. Dies wurde durch parallele ADCP-Messungen mit ADCP (ADCP= Acoustic Doppler Current Profiler) sichergestellt.

Nach Erfüllung aller Voraussetzungen kann die Methode eingesetzt werden, um die Bodenschubspannung flächenhaft abschätzen zu können. Nachfolgend wurde untersucht, in wie weit die Methode anfällig gegenüber Messungenauigkeiten der einzelnen Parameter ist und in wie weit eine Parametrisierung überhaupt möglich ist. Es wird angenommen, dass eine flächenhafte Abschätzung dann möglich ist, wenn die Strömung die maßgeblichen Bedingungen lokal erfüllt. Die Untersuchung zeigt, dass die Ausbildung eines logarithmischen Profils stark von der Tidephase und den morphologischen Gegebenheiten abhängt. So ist die Strömungssituation um den Kenterpunkt diffus und eine logarithmische Form nicht nachzuweisen.

Die Messung des Seegangs erfolgte - anders als die Strömungsmessungen - mittels einer stationären Radarantenne, die an Land aufgebaut war. Brechende Wellen wurden über einen deutlichen Geschwindigkeitssprung im Dopplersignal separiert und für die vorliegende Untersuchung ausgeblendet.

Somit konnten die Bewegungen des regelmäßigen Seegangs zu Zeitreihen zusammengefügt und die Bodenschubspannung unter Seegang abgeschätzt werden. Es konnte gezeigt werden, dass der alleinige Einfluss der nicht-brechenden Wellen auf die Bodenschubspannung selbst unter Sturmbedingungen nicht ausreicht, um die Erosionserscheinungen im Messgebiet zu erklären. Es wird bei nachfolgenden Untersuchungen also das Augenmerk zusätzlich auf die georteten Brecherbereiche gerichtet werden müssen und ebenso auf die zeitgleich angreifende Strömung. Modellbetrachtungen der kombinierten Wirkung von Seegang und Strömungen zeigen, dass bei ausreichend starker Strömung Suspension und somit Sedimentabtrag stattfindet.

Abstract

In this thesis a method is analyzed to observe the interaction between hydro- and morpho dynamics in a defined coastal area. The observation method is based on a Doppler radar system, which is able to measure the movement of the water surface in a polar grid with resolution in space and time. A similar system was used for data acquisition in a diploma thesis [SEDLACEK, 2007] for discussing the vertical extrapolation of surface current measurements. This thesis presents two system variations, on the one hand the variation on a moving platform (vessel) and on the other hand the stationary variation (on shore). The radar is able to measure wave movements at the water surface or non-periodic currents with high variability in space and time. Particularly when the sea state is acquired in every cell of the grid, the separation between the orbital movements of the regular sea state and single breaking waves is possible. So a method is presented which is able to extrapolate a matrix to the sea floor as bottom shear stress at which the shear stress induced by waves and currents are considered separately. The matrix of the shear stress is based on the matrix of the acquired movements of the water surface due to sea state and currents. The assessments which allow an extrapolation are discussed on the basis of parameterizations of the boundary layer dynamics (water surface and bottom).

The data of the tidal current velocity were acquired from a moving vessel by two vertical polarized antennas with fixed angles. The system used the transect method to acquire the spatial variability of the surface Current. To estimate the bottom shear stress from the surface current velocity the water column has to be free of temperature or density layers. This was ensured by multiple measurements of the density profile during every measuring campaign.

The vertical current profiles have to show a logarithmic profile to make the extrapolation to the bottom possible. This was ensured by parallel ADCP-measurements (ADCP= Acoustic Doppler Current Profiler).

After all these conditions were compiled the method was used to estimate the bottom shear stress area-widely. Consecutively it was analyzed to what extend the method is prone to measuring inaccuracy of the separate parameters and to what extend parameterizations are possible. It was assumed that the area-wide estimation of the bottom shear stress is possible, when the current fulfills the significant conditions locally. Analysis has shown that the development of a logarithmic profile depends strongly on the tidal phase and the morphological situation. So the current situation around high or low tide is diffuse and the logarithmic shape is not detectable.

The measuring of the sea state is different from the current. The radar antenna was shore based and stationary. Breaking waves were separated by the clearly visible velocity difference and blanked out for this analysis.

So the movements of the regular sea state could be assembled to time series and the bottom shear stress due to sea state was assessed. With this method it was shown that the impact of the non-breaking waves, even under storm conditions, is not sufficient enough to explain the erosion phenomena in the defined area. Further observations have to focus on the detected breaker zones and the existing currents in the area additionally. Consideration of models like the DATA2 for the combined effect of waves and currents shows that a strong current is able to effect the situation to start suspension sediment dissipation.

Abbildungsverzeichnis	xi
Tabellenverzeichnis	xx
Symbolverzeichnis	xx
Abkürzungsverzeichnis	xxii
Kapitel 1	
1. Einleitung	1
1.1 Motivation	1
1.2 Ziele/Fragestellungen	3
1.3 Überblick	4
Kapitel 2	
2. Theoretischer Hintergrund	5
2.1 Ansatz im morphologischen Kreislauf	6
2.1.1 Geologie der Insel Sylt	7
2.2 Datenerhebungsgebiete	10
2.2.1 Das Lister Tief	10
2.2.2 Weststrand	10
2.3 Die kritische Bodenschubspannung	11
2.3.1 Die Rauigkeitslänge des Sediments	14
2.4 Antriebe der Bodenschubspannung	14
2.4.1 Bodenschubspannung durch Strömung	14
2.4.2 Parametrisierung des vertikalen Strömungsprofils	16
2.4.3 Wechselwirkung von Seegang und Küste	20
2.4.4 Monochromatische Wellen	24
2.4.5 Bestimmung der Peakfrequenz	28
2.4.6 Die Brecherbedingung	28
2.4.7 Bodenschubspannung aus Seegang	29
2.4.8 Kombinierte Bodenschubspannung	35
2.4.9 Suspensionsgrenze	38

Kapitel 3	
3. Sensoren	40
3.1 Das Radar	40
3.1.1 Prinzipien der Radartechnologie	40
3.1.2 Dopplerradar	43
3.1.3 Das RDCP	43
3.1.4 Landgestütztes Radar	44
3.2 Das ADCP	45
3.2.1 Eingesetzte Sensoren	45
Kapitel 4	
4. Das Experiment	47
4.1 Teil 1: Lister Tief	47
4.1.1 Messaufbau	48
4.1.2 Strömungsmessung mit RDCP	48
4.1.3 Strömungsmessung mit ADCP	51
4.1.3.1 Prantl-ADCP	52
4.1.3.2 Schlauchboot-ADCP	52
4.2 Teil 2 : Westküste (Strandhalle), 2008	53
4.2.1 Messaufbau	53
4.2.2 Wellenmessung mit HH-Radar 2008	55
Kapitel 5	
5. Datenanalyse	57
5.1 Bodenschubspannung aus Strömungen im Lister Tief	58
5.1.1 Synoptische Darstellung	58
5.1.2 ADCP-Daten	60
5.1.3 Verifikation der Tiefenmessungen	62
5.1.4 Verifikation des logarithmischen Profils	65
5.1.5 Parametrisierung der Bodenschubspannung	78

5.1.6	Flächenhafte Daten aus RDCP	79
5.1.7	Verifikation des RDCP	84
5.1.8	Daten des Fächerecholots	87
5.1.9	Konsistenzprüfung der Reibungsgeschwindigkeit	92
5.1.10	Der Tidezyklus	97
5.2	Bodenschubspannung aus Seegang	98
5.2.1	Der Übergangsbereich	99
5.2.2	Radardatenanalyse	101
5.2.3	Bojendaten	101
Kapitel 6		
6.	Ergebnisse der Methodik	104
6.1	Sedimentbewegungen aus Gezeitenströmungen	104
6.2	Sedimentbewegungen aus Seegang	116
Kapitel 7		
7.	Zusammenfassung und Diskussion	130
7.1	Transferfunktion für gezeiteninduzierte Bodenschubspannung	131
7.2	Transferfunktion für seegangsinduzierte Bodenschubspannung	137
7.3	Ausblick	139
Literaturverzeichnis		141

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 2.1: Übersicht über die Datenerhebungsgebiete vor Sylt. Der schwarze Kasten zeigt das Messgebiet für die Strömungsmessung an, der schwarze Pfeil gibt die Richtung der Wellenmessung wieder.	9
Abbildung 2.2a: Schwellenwert für hydrodynamisch raue Strömung. Die kritische Rauigkeitslänge bezieht sich auf die reine Sedimentrauigkeit. Bodenformen wie Sandrippen sind unberücksichtigt.	18
Abbildung 2.2b: Skizze eines idealen, logarithmischen Profils (Van Rjin, 1993), mit z als Abstand vom Meeresboden	19
Abbildung 2.3: Querschnitt einer typischen Sandküste mit Unterteilung der einzelnen Zonen	20
Abbildung 2.4: Orbitalbahnen einer Welle im Tiefwasser und im Übergangsbereich	26
Abbildung 2.5: Maske des Brecherkriteriums nach Gleichung (2.24)	29
Abbildung 2.6: Amplituden als Funktion von Frequenz und Orbitalgeschwindigkeit bei 5 Metern Wassertiefe	30
Abbildung 2.7: Bodennahe Orbitalgeschwindigkeit als Funktion der Orbitalgeschwindigkeit der Wasseroberfläche und der Frequenz bei einer Wassertiefe von 5 Meter nach Gleichung (2.28)	31
Abbildung 2.8: Reibungsgeschwindigkeit als Funktion der bodennahen Orbitalgeschwindigkeit und der Frequenz bei einer Wassertiefe von 5 Metern nach Gleichung (2.29)	32
Abbildung 2.9: Reibungsgeschwindigkeit als Funktion der Orbitalgeschwindigkeit der Wasseroberfläche und der Frequenz bei einer Wassertiefe von 5 Metern nach Gleichung (2.31)	33
Abbildung 2.10: Maximale Reibungsgeschwindigkeit für GM79 bei paralleler Strömungs- und Wellenlaufrihtung für 5 Metern Wassertiefe	35

Abbildung 2.11: Maximale Reibungsgeschwindigkeit des DATA2 Modells bei paralleler Strömungs- und Wellenlaufrichtung für 5 Metern Wassertiefe	36
Abbildung 2.12: Maximaler Reibungswert für einen eingeschlossenen Winkel von 90°	36
Abbildung 2.13: Maximaler Reibungswert bei 90° für das DATA2 Modell	37
Abbildung 3.1: Prinzipielle Darstellung der Radarmessung der Wasseroberfläche	41
Abbildung 4.1: Sensorenanordnung für die Strömungsmessungen 2007. Zu sehen ist der Messaufbau an Bord der Ludwig Prandtl und dem Schlauchboot Onkel Herbert, das parallel zum Schiff gefahren ist	47
Abbildung 4.2: Bildschirmgraphik des Navigationsrechners mit Profil- und Gebietsübersicht	49
Abbildung 4.3: X-Band-Radarstation (VV) mit Dom auf dem Ellenbogenberg	54
Abbildung 5.1: Schema der Datenanalyse für die strömungsinduzierte Bodenschubspannung	58
Abbildung 5.2: Schematische Darstellung der ADCP Auswertung	59
Abbildung 5.3: Übersicht über die Lage der gewählten Beispielprofile. Zu sehen ist das Lister Tief zwischen Sylt und Dänemark. Datenquelle: BSH	60
Abbildung 5.4: Streudiagramm der Wassertiefen aus ADCP und MBES während einer Ebbphase. Es ist deutlich, dass beide Messverfahren zu den gleichen Ergebnissen führen. Der Korrelationskoeffizient beträgt 0,95. Zu sehen sind außerdem einige Ausreißer, die einem anderen Trend folgen und auf einen systematischen Fehler des Fächerecholots zurückzuführen sind	62
Abbildung 5.5: Histogramm über die Differenzen der Tiefenmessungen von ADCP und MBES während Ebbphase. Es ist ein Bias zu sehen, der einen Betrag von 0,3 Meter besitzt und eine Standardabweichung von 0,51 Metern	62
Abbildung 5.6: Streudiagramm der Wassertiefen aus ADCP und MBES während einer Flutphase für Profil 183. Es ist ersichtlich, dass beide Messverfahren auch	

bei Flut zu guten Ergebnissen führen und der in Abbildung 5.4 aufgetretene systematische Fehler hier nicht sichtbar ist. Der Korrelationskoeffizient beträgt 0,98	63
Abbildung 5.7: Histogramm über die Differenzen der Tiefenmessungen von ADCP und MBES während Flutphase. Auch hier ist ein Bias zusehen, der einen Betrag von $-0,015$ Meter besitzt und eine Standardabweichung von $0,627$ Metern	64
Abbildung 5.8: Betrag der Strömungsgeschwindigkeit aus dem ADCP des Schiffes a) und des Schlauchbootes b). Beide Datensätze zeigen einen Ausschnitt aus dem Lister Tief während der Ebbphase am 22.05.2007 zwischen 09:46 und 10:22 und sind nicht gemittelt	67
Abbildung 5.9: Betrag der Strömungsgeschwindigkeit aus dem ADCP des Schiffes a) und des Schlauchbootes b). Beide Datensätze zeigen einen Ausschnitt aus dem Lister Tief während der Ebbphase am 22.05.2007 zwischen 09:46 und 10:22. Die Strömungswerte sind über 4 Ensembles gemittelt.	68
Abbildung 5.10: F-Test der Qualität des Fits für ein zufälliges Ensemble des Profils 164. Die rote Linie gibt die 5% Schwelle der maximalen Häufigkeit an, die blaue Linie den Korrelationskoeffizienten des Fits. Es ist zu sehen, dass der Korrelationskoeffizient abseits einer wahrscheinlichen Zufallsverteilung liegt	69
Abbildung 5.11a: Darstellung der Tiefenlage des Strömungsmaximums unter dem ADCP-Sensor (blau). Die roten Punkte geben die zugehörige lokale Wassertiefe an. Tendenziell folgen die Maxima der Wassertiefe.	70
Abbildung 5.11b: Histogramm der Tiefenverteilung der Strömungsmaxima. Es ist deutlich zu sehen, dass der überragende Teil auf Höhe des Sensors liegt	71
Abbildung 5.12a: Darstellung der Differenzen von Oberflächenströmung und maximaler Strömung (blau). In rot ist die lokale Wassertiefe dargestellt. Es ist zu sehen, dass die Differenz der Strömungsbeträge unabhängig von der Wassertiefe ist	71

Abbildung 5.12b: Histogramm der Differenz von Strömungsmaxima zu der entsprechenden Oberflächengeschwindigkeit. Es ist deutlich zu sehen, dass der überragende Teil innerhalb der vom Hersteller des ADCP angegebenen Standardabweichung liegt. Nur ca. 20% zeigen Abweichungen von mehr als 13 cm/s.	72
Abbildung 5.13a: Darstellung der Tiefenlage des Strömungsmaximums unter dem ADCP-Sensor (blau). Die roten Punkte geben die zugehörige lokale Wassertiefe an. Tendenziell folgen die Maxima der Wassertiefe	73
Abbildung 5.13b: Histogramm der Tiefenverteilung der Strömungsmaxima. Es ist deutlich zu sehen, dass der überragende Teil auf Höhe des Sensors liegt	73
Abbildung 5.14a: Darstellung der Differenzen von Oberflächenströmung und maximaler Strömung (blau). In rot ist die lokale Wassertiefe dargestellt. Es ist zu sehen, dass die Differenz der Strömungsbeträge unabhängig von der Wassertiefe ist.	74
Abbildung 5.14b: Histogramm der Differenz von Strömungsmaxima zu der entsprechenden Oberflächengeschwindigkeit. Es ist deutlich zu sehen, dass der überragende Teil innerhalb der vom Hersteller des ADCP angegebenen Standardabweichung (13 cm/s) liegt. Nur ca. 20% zeigen Abweichungen von mehr als 13 cm/s	74
Abbildung 5.15: Histogramm über die Differenz der Korrelationskoeffizienten von linearem und logarithmischen Fit	75
Abbildung 5.16: Schematische Darstellung der Interaktion von Dünen und Tideströmung Quelle: J.R.L. Allen	76
Abbildung 5.17: Vergleich des RMS Fehlers aus dem vertikalen, logarithmischen Fit des ADCP mit der Bathymetrie für Profil 183. Zu erkennen ist die Abhängigkeit des Fehlers von der lokalen Wassertiefe.	77
Abbildung 5.18: Schema der Datenbearbeitung des RDCP, nach Cysewski (2010)	78

Abbildung 5.19: Graphische Darstellung der Windkorrektur für 8 [m/s], nach Cysewski (2010). Abgebildet sind die Korrekturkurven für bestimmte Winkel zwischen Windrichtung und Antennenblickrichtung	80
Abbildung 5.20: Beispiel einer Darstellung des Strömungsbetrages, nach Cysewski (2010). Abgebildet ist der Betrag der Oberflächenströmung während einer Ebbphase im Lister Tief	82
Abbildung 5.21: Darstellung der Vertikalbewegung des Schiffes über ein Profil. Daten wurden mittels GPS während einer Ebbphase im Lister Tief erhoben .Zum Ende des Profils nimmt die Streuung zu, da sich dort der Tidekanal zur Nordsee hin öffnet	83
Abbildung 5.22: Streudiagramm der Beträge für ein Ebbprofil. Der Korrelationskoeffizient beträgt 0,75, windkorrigiert nach Cysewski (2010)	84
Abbildung 5.23: Histogramm der Betragsdifferenzen für das Ebbprofil aus 5.21. Mittelwert 0,12 [m/s], Standardabweichung 0,14 [m/s]	85
Abbildung 5.24: Streudiagramm der Richtungen für das Ebbprofil aus 5.21 Korrelationskoeffizient 0,72, windkorrigiert nach Cysewski (2010)	85
Abbildung 5.25: Histogramm der Richtungsabweichungen für das Ebbprofil aus 5.21. Mittelwert 11,1 [°], Standardabweichung 7,5 [°]	86
Abbildung 5.26: Bathymetriedaten des Fächerecholots aus Mai 2007 [KOK]. Die Skala zeigt die lokale Wassertiefe an	87
Abbildung 5.27: Rückstreuintensität des Fächerecholots aus Mai 2007 [KOK]. Die Skala zeigt die Intensität unterteilt in farbliche Klassen	87
Abbildung 5.28: Beziehung zwischen Korngröße und Rückstreuung. Die rote Linie stellt die lineare Regressionsgerade dar	88
Abbildung 5.29: Verteilung der Rauigkeitslänge für Profil 164 aus MBES	90
Abbildung 5.30: Verteilung der Rauigkeitslänge für Profil 164 aus ADCP-Fit	90

Abbildung 5.31: Logarithmus des Fehlerquadrats als Funktion von u_* und $\log_{10}(z_0)$. Die Graphik zeigt, dass der Logarithmus des Fehlerquadrates kein eindeutiges Minimum besitzt	92
Abbildung 5.32: Streudiagramm der Bodenreibung nach Zerlegung in Tiefenschichten für Profil 183. Der Korrelationskoeffizient beträgt hier 0,63	93
Abbildung 5.33: Streudiagramm der Reibungsgeschwindigkeiten nach dem mittleren Strömungswert für Profil 183. Der Korrelationskoeffizient beträgt hier 0,63	94
Abbildung 5.34: Schnitt durch die Bathymetrie des Wellenmessgebietes bzgl. NN, Quelle: BSH, Mai 2008. Die senkrechten Linien zeigen den Übergangsbereich an, der bei der Analyse betrachtet wurde	99
Abbildung 5.35: Peakfrequenzen während des Messzeitraums. Die Graphik zeigt die entsprechende Zeitreihe der Boje List West	101
Abbildung 5.36: Signifikante Wellenhöhen während des Messzeitraums. Die Graphik zeigt die entsprechende Zeitreihe der Boje List West	101
Abbildung 5.37: Wertebereich der möglichen Wellenhöhen nach Gleichung (2.25)	102
Abbildung 6.1: Übersichtsgraphik aus einem Ebbprofil (164). Es ist zu sehen, dass die Struktur der Bodenreibung von der Struktur der Oberflächengeschwindigkeit bestimmt wird, die wiederum von der Struktur der Bathymetrie bestimmt wird	103
Abbildung 6.2a: Bodenreibungsgeschwindigkeit für Profil 164 mit eingetragener ADCP-Spur. Für eine bessere Sichtbarkeit ist die Y-Achse gestreckt dargestellt. Es wird deutlich die Struktur der Oberflächengeschwindigkeit wiedergegeben	104
Abbildung 6.2b: Oberflächenströmung aus RDCP für Ebb-Profil 164 mit eingetragener ADCP-Spur. Für eine bessere Sichtbarkeit ist die Y-Achse gestreckt dargestellt. Der Pfeil stellt die Hauptströmungsrichtung dar	104

Abbildung 6.2c: Bathymetrie aus dem MBES für Profil 164 mit eingetragener ADCP-Spur. Für eine bessere Sichtbarkeit ist die Y-Achse gestreckt dargestellt	105
Abbildung 6.3: Streudiagramm von ADCP und RDCP für Profil 164. Der Korrelationskoeffizient beträgt 0,68	106
Abbildung 6.4: Zusammenhang von Bathymetrie und Oberflächenströmung des RDCP's für Profil 164	107
Abbildung 6.5: Zusammenhang von Bathymetrie und Oberflächenströmung des ADCP's für Profil 164	107
Abbildung 6.6: Potentielle Erosions- und Depositionsgebiete für Profil 164 mit eingetragener ADCP-Spur aus dem Verhältnis von Reibung zu kritischer Reibung während der Ebbphase	108
Abbildung 6.7: Verhältnis der kritischen Bodenreibungsgeschwindigkeit zum Grenzwert für volle Suspension für Profil 164. Blau bedeutet, dass die kritische Bodenreibungsgeschwindigkeit größer ist als der Grenzwert für volle Suspension. Rot bedeutet, dass die Suspensionsschwelle den größeren Betrag hat	109
Abbildung 6.8: Unterteilung in verschiedene Suspensionswahrscheinlichkeiten für Profil 164. Rot bedeutet, dass hier volle Suspension vorherrscht. Grün bedeutet, dass es zu marginaler Suspension kommt und Blau bedeutet, dass es zu keiner Suspension kommt	109
Abbildung 6.9: Bodenreibungsgeschwindigkeit für Profil 183 mit eingetragener ADCP-Spur als schwarze Linie. Für eine bessere Sichtbarkeit ist die Y-Achse gestreckt dargestellt	110
Abbildung 6.10: Oberflächenströmung aus RDCP für Profil 183 mit eingetragener ADCP-Spur als schwarze Linie. Für eine bessere Sichtbarkeit ist die Y-Achse gestreckt dargestellt. Der Pfeil stellt die Hauptströmungsrichtung dar	110
Abbildung 6.11: Bathymetrie aus dem MBES für Profil 183 mit eingetragener ADCP-Spur als schwarze Linie. Für eine bessere Sichtbarkeit ist die Y-Achse gestreckt dargestellt	110

Abbildung 6.12: Zusammenhang von Bathymetrie und Oberflächenströmung des ADCP's für Profil 183	112
Abbildung 6.13: Zusammenhang von Bathymetrie und Oberflächenströmung des RDCP's für Profil 183	112
Abbildung 6.14: Zusammenhang von Bodenreibungsgeschwindigkeit aus dem ADCP und Wassertiefe für Profil 183. Zu sehen ist die Beschleunigung über den Dünen	113
Abbildung 6.15: Potentielle Erosions- und Depositionsgebiete für Profil 183 aus dem Verhältnis von Reibung zu kritischer Reibung. Die ADCP-Spur ist als schwarze Linie dargestellt	114
Abbildung 6.16: Unterteilung in verschiedene Suspensionswahrscheinlichkeiten für Profil 183. Rot bedeutet, dass hier volle Suspension vorherrscht. Grün bedeutet, dass es zu marginaler Suspension kommt und Blau bedeutet, dass es zu keiner Suspension kommt	114
Abbildung 6.17: Verhältnis der kritischen Bodenreibungsgeschwindigkeit zum Grenzwert für volle Suspension für Profil 183. Blau bedeutet, dass die kritische Bodenreibungsgeschwindigkeit größer ist als der Grenzwert für volle Suspension. Rot bedeutet, dass die Suspensionsschwelle den größeren Betrag hat	115
Abbildung 6.18: Dopplergeschwindigkeit aus Radar ohne Windkorrektur für eine 8 Minuten Mittelung	116
Abbildung 6.19: Orbitalgeschwindigkeit der Oberfläche nach Windkorrektur für eine 8 Minuten Mittelung	117
Abbildung 6.20: Frequenzen der Wellen über dem Messbereich für eine 8 Minuten Mittelung	118
Abbildung 6.21: Berechnete Amplitude aus Frequenz und Orbitalgeschwindigkeit nach Dolphin (2004)	119
Abbildung 6.22: Bodennahe Orbitalgeschwindigkeit aus Oberflächendaten, nach Dolphin (2004)	120
Abbildung 6.23: Bodennahe, horizontale Amplitude der Wellen nach Soulsby (1997)	121

Abbildung 6.24: Aus 6.27 ermittelter Wellenreibungsfaktor nach Soulsby (1997)	121
Abbildung 6.25: Bodenreibungsgeschwindigkeit über den Messbereich für eine 8 Minuten Mittelung	122
Abbildung 6.26: Unterteilung der Daten in Ablösung und keine Ablösung für eine 8 Minuten Mittelung. Die rote Linie gibt den Grenzwert des Ablösebeginns an. In diesem Fall wird der Grenzwert überall überschritten.	123
Abbildung 6.27: R-T-Diagramm der bereinigten Orbitalgeschwindigkeiten der Wasseroberfläche im Übergangsbereich	124
Abbildung 6.28: Tideverlauf innerhalb des Messzeitraums	125
Abbildung 6.29: R-T-Diagramm der Bodenreibungsgeschwindigkeiten im Übergangsbereich	125
Abbildung 6.30: R-T-Diagramm der Ablösewahrscheinlichkeiten; $>1 \Rightarrow$ kritische Reibung überschritten, $<1 \Rightarrow$ kritische Reibung unterschritten. Weiße Felder repräsentieren fehlende Daten	126
Abbildung 6.31: R-T-Diagramm der Suspensionsschwellen für die Messung an der Westküste. Weiße Zellen bedeuten, dass keine auswertbaren Daten vorlagen. Blau bedeutet keinerlei Suspension, grün bedeutet teilweise oder marginale Suspension und rot bedeutet volle Suspension	127
Abbildung 6.32: R-T-Diagramm der Suspensionsschwellen für die Messung an der Westküste. Die Schwelle für volle Suspension liegt bei einem Wert von 1. Die Schwelle für marginale Suspension liegt bei einem Wert von 2,5. Der kontinuierliche Farbverlauf verdeutlicht, wie dicht die einzelnen Werte an den Schwellengrenzen liegen	128
Abbildung 6.33: Signifikante Wellenhöhen der ersten Jahreshälfte 2008 aus der Boje „List West“. Quelle: Coastlab-Datenbank, Helmholtz-Zentrum Geesthacht. Eingezeichnet als schwarze Linie ist die Wellenhöhe, ab der Sediment in Bewegung versetzt wird	129
Abbildung 7.1: Bodenreibungsgeschwindigkeit für Profil 164 mit eingetragener ADCP-Spur als schwarze Linie.	132

Abbildung 7.2: Bodenreibung mit festen Parametern für Wassertiefe (10 [m]) und Kornrauigkeit ($3 \cdot 10^{-5}$ [m]) für Profil 164. Die schwarze Linie ist die eingetragene ADCP-Spur.	132
Abbildung 7.3: Bodenreibungsgeschwindigkeit für Profil 183 mit eingetragener ADCP-Spur	133
Abbildung 7.4: Bodenreibung mit festen Parametern für Wassertiefe (10 [m]) und Kornrauigkeit ($3 \cdot 10^{-5}$ [m]) für Profil 183 mit eingetragener ADCP-Spur.	133

Tabellenverzeichnis

Tabelle 5.1 : Einteilung der Schlauchbootprofile in Profillinien und Tidephasen. Die Profilline gibt den Abstand in Metern zur deutsch-dänischen Grenze an. Negative Werte liegen südlich der Grenze	97
---	----

Tabelle der Symbole

τ_{0s}	Bodenschubspannung aus Reibung
ρ, ρ_w	Dichte des Wassers
u_*	Reibungsgeschwindigkeit
τ_{0f}	Formreibungsterm
κ	von Karman Konstante 0,4
C_D	Spannungskoeffizient (Abhängig von den Bodenstrukturen)
η	Höhe der Bodenformen
λ	Länge der Bodenformen
z_0	Bodenrauigkeitslänge
U_z	Strömungsgeschwindigkeit in der Tiefe z

z	Referenztiefe
U_B	Orbitalgeschwindigkeit am Boden
f_w	Wellenreibungsfaktor
h	absolute Wassertiefe
F_S	Kraft auf das Korn
τ_{kr}	kritische Bodenschubspannung
ρ_s	Dichte des Sediments
g	Gravitationsbeschleunigung
d	Korndurchmesser des Sediments
θ_{kr}	kritischer Shields-Parameter
D^*	dimensionslosen Korngröße
d_{50}	mittlerer Korndurchmesser
k_b	Slope Enhancement Factor
τ_{kr}	kritische Bodenschubspannung
L	Wellenlänge
T	Wellenperiode
x	Auslenkung (m)
t	Zeit [s]
H	Wellenhöhe
k	Wellenzahl
σ	Kreisfrequenz
H_B	Wellenhöhe am Brechpunkt
h_B	Wassertiefe am Brechpunkt
L_B	Länge der Welle im Tiefwasser
U_S	Orbitalgeschwindigkeit an der Oberfläche
c	Phasengeschwindigkeit der Kapillarwellen
k_{em}	elektromagnetische Wellenzahl

k_B	Wellenzahl der streuenden Welle (Bragg-Welle)
Ψ	Depressionswinkel
C_A	Schallgeschwindigkeit
f_A	Frequenz der emittierten Schallwelle
λ_A	Wellenlänge der emittierten Schallwelle
f_D	Dopplerfrequenz
f_S	Frequenz des Senders
V	Geschwindigkeitsdifferenz von Sender und Rückstreuer

Abkürzungsverzeichnis

ADCP	Acoustic Doppler Current Profiler. Etablierter Ultraschallsensor zur Strömungsmessung
RDCP	Radar Doppler Current Profiler. Radarsystem zur Erfassung der Oberflächenströmung
GPS	Geo Positioning System. Satellitengestütztes System zur Positionsbestimmung
MBES	Multibeam Echo Sounder. Fächerecholot zur flächenhaften Kartierung der Bathymetrie
CTD	Conductivity Temperature Depth. Ozeanographische Sonde zur Bestimmung der Parameter Leitfähigkeit, Temperatur, Salzgehalt, Dichte und Tiefe des Wasserkörpers

HH	Horizontale Sende- und Empfangspolarisation (für Radarantennen)
VV	Vertikale Sende- und Empfangspolarisation (für Radarantennen)
PDGPS	Precise Differential Geo Positioning System. Sehr genaues, satellitengestütztes System zur Positionsbestimmung
BSH	Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie
NN	Normal Null. Referenzhöhe für Wasserstände
RT-Plot	Range-Time Diagramm. Darstellung von Zeitreihen über Distanzen in einer Graphik
KOR	Abteilung Radarhydrographie des Instituts für Küstenforschung am Helmholtzzentrum Geesthacht
KOK	Abteilung Küstenozeanographische Messsysteme des Instituts für Küstenforschung am Helmholtzzentrum Geesthacht

1. Einleitung

1.1 Motivation

Die Motivation zu dieser Arbeit liegt in der Notwendigkeit den Erosionsprozess in den Küstenregionen synoptisch zu überwachen. Küstengebiete auf allen Kontinenten sind die am dichtesten besiedelten Regionen und daher von erhöhter ökonomischer und ökologischer Bedeutung. Das Wort Erosion kommt aus dem Lateinischen und bedeutet so viel wie Abnagung (lat.: erodere = abnagen). Nahezu jede Küste ist davon betroffen. Das regionale System der angreifenden Kräfte der Ozeane bestimmt, ob eine Küstenregion im Anspülungs- oder Abtragsbereich liegt. In Gebieten mit dichtem Schiffsverkehr (z.B. Fahrrinnen in Häfen) oder intensiver Fischereinutzung kann eine Verlandung (Deposition/Sedimentation) genauso unerwünscht sein wie an anderen Orten die Erosion. Um diesen, aus Sicht des Menschen, negativen Auswirkungen entgegenzuwirken oder ihnen vorzubeugen, ist es nötig, Strömung und Seegang, als verursachende Kräfte von Erosion und Deposition, zu beobachten. Feldmessungen, Messdatenanalyse und numerische Modellierungen sind Methoden, um die Mechanismen der Erosion und Deposition zu verstehen. Van Rijn (2004) zeigte auf, welche Probleme auftreten können - auch durch anthropogene Einflüsse - und welche methodischen Schritte unternommen werden müssen, um diesen Problemen vorzubeugen oder sie zu beheben. Van Rijn stellte dafür folgende, aufeinander aufbauende Maßnahmen vor:

- 1) Verständnis des physikalischen Systems, das in der Region vorherrscht. Hierzu sind flächendeckende Feldmessungen notwendig.
- 2) Abschätzung von morphologischen Effekten über einfache Modellannahmen
- 3) Detaillierte Analysen, um die Unsicherheiten und Fehler abzuschätzen und die maßgeblichen Einflussgrößen zu finden.

Anhand dieser Punkte werden hier Fragen zur Erosionsproblematik untersucht und beantwortet. Die Arbeit nutzt ein radarbasiertes Fernerkundungsverfahren zur lokalen Abschätzung der Impulsflüsse aus dem Wasserkörper in den Meeresboden.

Die wichtigsten hydrodynamischen Prozesse im Küstenbereich sind Seegang, Strömung und Brecherereignisse. Um das herrschende physikalische System zu verstehen, wie es van Rijn fordert, müssen die Seegangs- und Strömungsbedingungen flächendeckend gemessen werden. Diese Messungen wurden bisher mit *in-situ* (lat.: an Ort und Stelle) Sensoren durchgeführt, die man in entsprechend großer Stückzahl am Meeresboden befestigen muss und die das Risiko des Sensorverlustes beinhalten. Der Verlust eines Sensors ist gerade in morphologisch sehr dynamischen Gebieten wahrscheinlich. Um den technischen Aufwand und das Risiko eines Sensorverlustes möglichst gering zu halten, bedient man sich seit den 80er Jahren der Radarfernerkundung mittels Satellit, Flugzeug, Schiff oder Landstationen, die es ermöglichen, einen Bereich der Meeresoberfläche synoptisch zu erfassen. Der Vorteil der Radarfernerkundung im Gegensatz zu am Meeresboden verankerten Sonden ist, dass das Radar nicht nur von den morphologischen Veränderungen unbeeinflusst ist, ferner ist die Wartung eines Radars einfacher, als bei Verankerungen. Landstationen haben gegenüber Satelliten den Vorteil, dass sie auch in der Zeit hochauflösend messen können, während der Satellit in einem Messgebiet nur während der Sekunden seines Überfluges Daten sammeln kann. Die Radarmessungen werden in dieser Arbeit verwendet um mit Hilfe der Strömungs- und Seegangsinformationen die Mechanismen der Bodenschubspannung zu verstehen und die resultierenden Impulsflüsse abzuschätzen. In Küstennähe sind Brecherereignisse überwiegend auf quasi stationäre Brecherzonen beschränkt und werden in dieser Arbeit nicht weiter untersucht.

Morphologische Effekte werden durch Seegang und Strömungen verursacht. Meeresströmungen und Wellen transportieren Masse und Energie durch den Ozean, die ursprünglich durch Sonneneinstrahlung und Windschub in das Meer

eingetragen wurden. An den Küsten treten ein Teil dieser Energien in Wechselwirkung mit der Lithosphäre. Hier gibt der Ozean wegen der kinematischen Randbedingung einen großen Teil seiner Bewegungsenergie an die Lithosphäre ab. Dieser Impuls- und Energieübertrag erfolgt über die reibungsbedingte Bodenschubspannung, die Strömungen und Seegangswellen am Meeresboden erzeugen. Meereswellen übertragen ihre Energie in den Boden, unter der Bedingung, dass die Wellenlänge des Seegangs mindestens den Wert der doppelten Wassertiefe beträgt. Die Mechanismen der Übertragung sind zum einen durch die in die Tiefe reichenden Orbitalbewegungen, die am Meeresboden nur noch als eine eindimensionale, horizontal oszillierende Bewegung zu beobachten sind und zum anderen durch Brecherereignisse, die bis zum Meeresboden reichende turbulente Wirbel erzeugen. In Erosionsgebieten werden die Sedimente vom Boden gelöst und dann durch küstenparallele oder küstennormale Strömungen von den betroffenen Küstenabschnitten wegverfrachtet. In Depositionsgebieten ist per Definition der Netto-Sedimenteintrag durch diese Strömungen größer als die Erosion im gleichen Zeitraum.

1.2 Ziele/Fragestellung

Ein Ziel dieser Arbeit ist die Entwicklung einer Methodik zur synoptischen (altgr.: Synopsis = Überblick/Betrachtung) Abschätzung der Bodenschubspannung unter der Wirkung der erzeugenden Kräfte von Strömung und Seegang. Die Fragen, die im Zuge dieser Untersuchung beantwortet werden, sind:

- a) Unter welchen Bedingungen ist das Prandtl-Profil für Tideströmungen im Testgebiet „Lister Tief“ gültig und welche Fehler werden bei der Annahme eines vollständigen, logarithmischen Strömungsprofils gemacht?
- b) Wann können Radardaten zur Extrapolation in die Fläche genutzt werden und wie genau ist ein solches Vorgehen?

- c) Welche Auswirkungen haben episodische Ereignisse, wie Stürme, auf die Bodenschubspannung?

1.3 Überblick

Die Arbeit ist in drei Teile gegliedert. Der Teil I (Kapitel 1 bis 3) dient der Einführung in die Analyse. Der Teil II (Kapitel 4 und 5) beschreibt die Feldmessungen und die Datenanalyse. Der Teil III (Kapitel 6 und 7) stellt die Ergebnisse und Schlussfolgerungen der Arbeit vor.

Teil I befasst sich mit der Vorbereitung der Datenanalyse, der Erläuterung der Technik und der Theorie. Die Motivation für die gesetzten Ziele wird in Kapitel 1 beschrieben. Kapitel 2 beschreibt die analytischen Grundlagen bezüglich Seegang und Strömung und den aktuellen Stand der Forschung in Bezug auf die Messtechnik und Modellierung der Bodenschubspannung. Außerdem wird das untersuchte Gebiet in Bezug auf die besondere hydrodynamische und geologische Situation der Nordseeinsel Sylt beschrieben. Insbesondere wird erläutert, welche Kräfte wirken, welche Parametrisierungen gemacht werden und welche Methoden genutzt wurden, um das logarithmische Profil zu verifizieren und festzustellen wann es anwendbar ist und wann nicht, ferner die Radardaten zu validieren und die Bodenschubspannung in die Fläche zu extrapolieren. In Kapitel 3 werden die verwendeten Messinstrumente erläutert. Es wird auf die Physik eingegangen, auf der die Arbeitsweisen der Sensoren beruhen.

Teil II befasst sich mit der Datenerfassung und erläutert die Methodik von der Datennahme bis zur Analyse der Datensätze mit den in Kapitel 2 eingeführten Methoden. Die Arbeit verzweigt sich auf die Untersuchung der Wirkungen von Strömung und Seegang. Alle folgenden Erläuterungen dieses Abschnitts beziehen sich auf Strömungs- wie auf Seegangsmessungen und deren Extrapolation zum

Boden durch eine Transferfunktion. Kapitel 4 erläutert den Messaufbau und den Ablauf der Datennahme. Dabei werden die Datenaufzeichnungen der verschiedenen Sensoren getrennt betrachtet. Kapitel 5 beschreibt die Anwendung der Transferfunktionen aus Kapitel 2 bei der Datenanalyse und präsentiert Karten der Zwischenergebnisse. Ferner werden Schritte zur Datenbereinigung und Qualitätskontrolle beschrieben und erläutert, wie die notwendigen Bedingungen der Arbeitsziele erfüllt werden.

In **Teil III** werden in Kapitel 6 die Graphiken der Bodenschubspannung und der Sedimentablösung, welche die potentiellen Erosions- und Depositionsgebiete sichtbar machen, als flächenhafte Karten vorgestellt. In Kapitel 7 werden diese Ergebnisse geophysikalisch interpretiert und zusammengefasst. Die Methodik wird kritisch diskutiert und es werden auf die Ergebnisse aufbauende, mögliche Folgeschritte empfohlen.

2. Theoretischer Hintergrund

In diesem Kapitel wird der gewählte Analyseansatz begründet und der Stand der Forschung und die gültigen Standards in Bezug auf die Parameter, welche in die Bodenschubspannung einfließen, erläutert. Eine gute Zusammenfassung der Theorie findet sich in dem Buch von Soulsby [SOULSBY, 1997]. Die Bodenschubspannung bestimmt, abhängig von dem vorhandenen Sediment, ob das Sediment abgelöst wird oder nicht. In küstennahen Gewässern wird die Bodenschubspannung von Seegang sowie von den herrschenden Strömungen gesteuert.

Eine wirkliche Verfrachtung (Transposition) von Sediment kann nur erfolgen, wenn ein Nettoexport aus einem Küstenabschnitt erfolgt. Das Gleiche gilt analog für Verlandung, es kann nur dazu kommen wenn ein Nettoimport stattfindet. Eine reine Wellenbewegung erzeugt noch keinen Sedimenttransport, erst bei

gleichzeitiger Strömung wird Sediment verfrachtet. Ein Experiment aus dem Jahr 2006 lieferte eine erste Abschätzung der tidebedingten Bodenschubspannung im Lister Tief. Eine Grundvoraussetzung war die Parametrisierbarkeit der Wassersäule. Die folgende Betrachtung knüpft an die Ergebnisse aus 2006 an [SEDLACEK, 2007].

Der Begriff Bodenschubspannung bezeichnet die Scherkraft, die der Wasserkörper auf den darunter befindlichen Meeresgrund ausübt. Diese Scherkraft setzt tangential am Boden an und wird durch Strömungen und Wellen im Wasserkörper verursacht. Voraussetzung ist hierbei, dass der Impuls aus Wellen und/oder Strömungen bis zum Meeresboden durchgreift. Ein Ziel der Untersuchung ist die Entwicklung einer synoptischen Methodik zur Bestimmung der lokalen Bodenschubspannung in einem küstennahen Gebiet aus Beobachtungen der Wasseroberfläche. Ein Weg die Synopse herzustellen, liegt in der Nutzung des Radars. Die Methodik bezieht sich auf litorale Gewässer und erfüllt die Bedingung, dass die Bewegungsenergie, die an der Meeresoberfläche zu beobachten ist, den Meeresboden erreicht. Ein Teil der Energie des Wassers wird dann über Bodenschubspannung in das Sediment übertragen. Üblicherweise wird diese übertragene Energie als Kraft pro Flächeneinheit oder Bodenschubspannung beschrieben.

2.1 Ansatz im morphologischen Kreislauf

Für eine effiziente Anwendung der hier durchgeführten Analyse ist es wichtig festzustellen, an welcher Stelle synoptische Beobachtungen mit Radar den größten Nutzen entfalten können, um den Erosionsprozess zu überwachen. Es werden zwei Gebiete vorgestellt, die für die Anpassung der verschiedenen Parameter genutzt wurden.

Die Morphologie beeinflusst das Seegangs- und Strömungsfeld, was wiederum Einfluss auf das Erosionsverhalten hat. Erosion und Sedimentation beeinflussen

ihrerseits wieder die Morphologie. Angetrieben wird dieser Kreislauf durch den Eintrag von Energie über Wind und Gezeiten in das System. Die bisherigen Küstenschutzmaßnahmen erfolgen nach Beobachtung der Veränderungen in der Morphologie, die dann, zum Beispiel über Aufspülungen, kompensiert werden. Hydrographische Messungen setzten direkt an der Stelle an, an der die Energie in das System eingetragen wird. Eine Analyse der Seegangs- und Strömungsdaten lässt Schlüsse auf das Sedimenttransportverhalten zu und somit eine gezielte Vorhersage der morphologischen Veränderungen. Mit solchem Wissen wäre der Küstenschutz in der Lage, auf drohende, ungünstige Veränderungen im Antrieb des morphodynamischen Kreislaufs frühzeitig zu reagieren. Als ersten Schritt in diese Richtung werden in den folgenden Kapiteln flächenhafte Daten analysiert und mit hochaufgelösten in situ Daten verifiziert, um eine Grundlage zur synoptischen Interpretation bereitzustellen.

2.1.1 Geologie der Insel Sylt

Das hier betrachtete Messgebiet liegt in dem Bereich der vorgelagerten Sandhaken der Insel Sylt, deren geomorphologisches Verhalten weltweit das Gleiche ist. Die Nordseeinsel Sylt gibt somit Gelegenheit zur exemplarischen Diskussion der Interaktion zwischen Morphologie, Strömung und Seegang und den resultierenden Erosions- und Depositionszonen. Sylt gehört zu den Friesischen Inseln, die sich entlang der Nordseeküste von Dänemark bis nach Holland erstrecken. Die Insel besteht aus einem eiszeitlichen Gneiskern, der sich aus verschiedenen Sedimenten zusammensetzt. Diese differenzierte geologische Zusammensetzung bedingt auch ein differenziertes Erosionsverhalten. Für die Arbeit von Interesse ist die Nordspitze von Sylt. Diese nördliche Nehrung ist noch einmal unterteilt. Sie besteht einerseits aus der Hauptformation „Listland“ und andererseits aus der hakenförmigen Nehrung „Ellenbogen“ [LINDHORST, 2007]. Beide Formationen schließen ein Gezeitenbecken ein, den „Königshafen“. Dieses

ca. 5,5 km² große Gebiet [BACKHAUS, 1998] ist im Durchschnitt und bei mittlerem Hochwasser nur 1,5 m tief [AUSTEN, 1990]. Der Ellenbogen ist deutlich jünger als Listland. Neuere Untersuchungen ergaben, dass der Ellenbogen im 7. bis 8. Jahrhundert nach Christus entstanden sein muss. Im Vergleich zu Listland, das über 5000 Jahre alt ist und seine Ursprünge in der letzten Eiszeit hat. Morphologisch interessant ist, was sich nördlich und östlich des Ellenbogens befindet. Östlich befindet sich das Sylt-Rømø-Becken, welches über den Tidekanal „Lister Tief“ mit der Nordsee verbunden ist. Im Sylt-Rømø-Becken findet man hauptsächlich Sedimente mit einer mittleren Korngröße von 2 bis 3 Phi [BAYERL, 1998]. Die Hauptformation Listland und der Ellenbogen bestehen in den oberen 25 Metern aus Sedimenten, die im späten Holozän abgelagert wurden [BAYER & HIGELKE, 1994; AHRENDT & PESCH, 2001]. Der untere Teil, ca. 30 bis 50 Meter Tiefe, stammt ursprünglich aus der Saale-Eiszeit. Die Saale- oder Weichseleiszeit erreichte die Insel Sylt nicht, aber ihre Schmelzwassersande sind nachweisbar [AHRENDT, 1994]. Die holozäne Schicht unterteilt sich in den „Grauen Meeressand“, 10-25 Meter Tiefe, und den darüber liegenden gelben „Strandsand“. Die oberste und somit jüngste Sedimentschicht bildet sich aus verwehtem Dünensand und erreicht Höhen von bis zu 34 Metern über dem mittleren Meeresspiegel. [AHRENDT, 1994]

Zusammenfassend kann man sagen, dass die Erosionsproblematik von Sylt in der Tatsache begründet liegt, dass die Insel ein geologischer Fremdkörper ist, der von der letzten Eiszeit übrig geblieben ist. Sylt erfüllt nicht die geophysikalischen Voraussetzungen, um im Seegangs- und Tideklima der Nordsee zu bestehen. [KÖSTER, 1979] schloss von historischen Daten der Ausdehnung des Geestkerns auf einen jährlichen Rückgang der Küstenlinie von ca. 1,25 Metern. [AHRENDT, 1994]. Der Grund, warum Sylt in seiner jetzigen Form noch existiert, ist der Mensch. Die Insel ist für das Bundesland Schleswig-Holstein von großer wirtschaftlicher Bedeutung. Die Küstenschutzmaßnahmen für Sylt betragen jährlich zweistellige Millionenbeträge. Die Steuereinnahmen durch den

Tourismus gleichen diese Investitionen jedoch wieder aus und es bleibt ein signifikanter Nettogewinn für das Bundesland. Diese wirtschaftlichen Vorteile begünstigen wissenschaftliche Forschungsarbeiten auf Sylt und sind ein Grund für die Wahl der Insel als Untersuchungsgebiet.

Übersichtskarte des Datenerhebungsgebietes

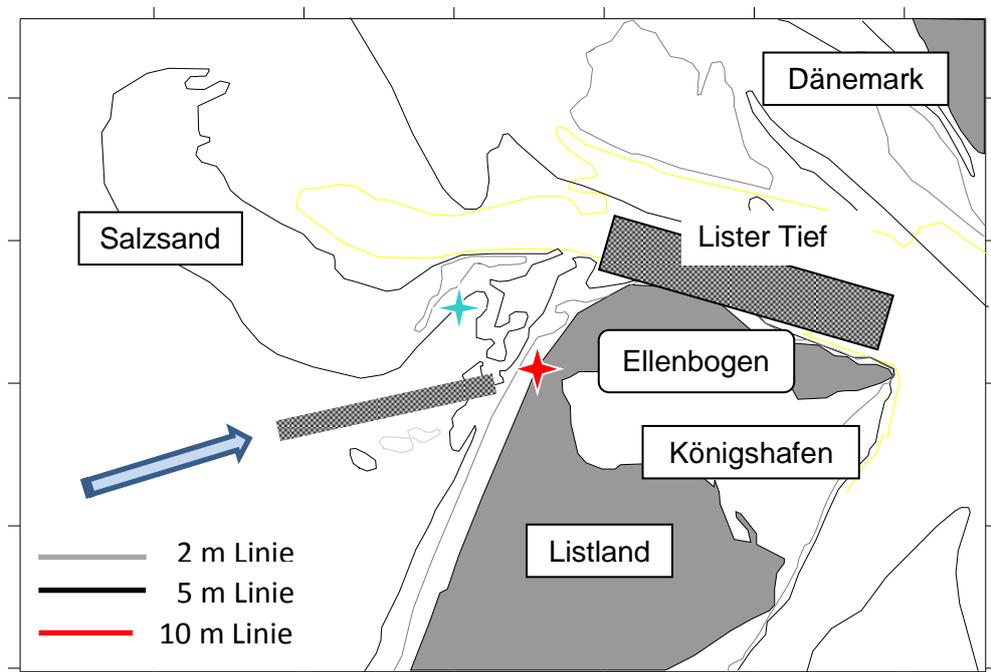


Abbildung 2.1: Übersicht über die Datenerhebungsgebiete vor Sylt. Das graue Rechteck zeigt das Messgebiet für die Strömungsmessung an, der schwarze Pfeil gibt die Richtung der Wellenmessung wieder. Datenquelle: BSH

2.2 Datenerhebungsgebiete

2.2.1 Das Lister Tief

Ein besonders gut geeignetes Gebiet für die Untersuchung der Wirkungen von Tideströmungen liegt nördlich von Sylt im Lister Tief. Dieser Gezeitenkanal bietet nahezu ideale Bedingungen für den ersten Teil der Datennahme. Im Westen ist der Kanal durch das Salzsandriff gegen langwelligen, energiereichen Seegang geschützt, im Osten liegt das Festland. Bei geringen Windstärken wird das Wasser im Lister Tief nur von den Gezeitenkräften bewegt. Die Strömungsverhältnisse können sich ohne Seegangseinfluss ausbilden und gemessen werden. Der Tidekanal erzeugt flussähnliche Bedingungen, welche beste Voraussetzungen bieten, um ein Modell der Bodenreibung aus Strömungen zu erstellen. Zusammen mit der relativ geringen Wassertiefe ist die Ausbildung eines logarithmischen Strömungsprofils zu erwarten. Das logarithmische Strömungsprofil ist für die Entwicklung einer Transfermethode von zentraler Bedeutung und daher ist die Wahl des Messgebietes auf den Gezeitenkanal Lister Tief gefallen.

2.2.2 Weststrand

Die Messdaten des Seegangsexperiments, sind in den nordwestlichen Küstengewässern vor der Insel Sylt erhoben worden. Die Erosionsproblematik an den westlichen Stränden ist akut und Messungen zur Bodenreibung können hier ihren größten Nutzen entfalten. Die für Sandküsten typisch mäßig abfallende Westküste der Insel ist ständig von Erosion bedroht und die Tatsache, dass hier starke Brandungskräfte wirken, ist bekannt. Ebenso ist die Hauptwellenrichtung bekannt. Das BSH und das LKN nehmen hier jährliche Lotungen der Bathymetrie vor, die für die Auswertung der Messdaten von Bedeutung sind, außerdem befindet sich eine Wellenmessboje vom Typ „Waverider“ in Küstennähe zum

Ellenbogen. Aus vorherigen Beobachtungen der Strände ist ersichtlich, dass Sand von der Westseite von Sylt um den Ellenbogen herum erst nach Norden und dann nach Osten transportiert wird. Diese Tatsache hat den Vorteil, dass die Sedimentbeschaffenheit vergleichbar mit denen aus dem Strömungsmessgebiet Lister Tief ist, und der gleiche Parametrisierungsansatz genutzt werden kann.

2.3 Die kritische Bodenschubspannung

Sedimentablösung beginnt, wenn ein kritischer Bodenschubspannungswert überschritten wird. Die kritische Bodenschubspannung ist von verschiedenen Parametern abhängig. Zum einen sind die sedimentologischen Parameter wichtig: Dichte des Korns, Korndurchmesser, Form des Korns und Lagepunkt. In der Natur besteht der Meeresboden nicht nur aus einer Korngröße, sondern erstreckt sich über ein ganzes Spektrum an unterschiedlichen Korndurchmessern. Für die Parametrisierung der Korngröße ist es wissenschaftlicher Standard in der Geologie, einen Mittelwert der Korngrößenverteilung für das betrachtete Gebiet anzugeben. Üblicherweise wird der Median der beobachteten Korngrößen verwendet. Dieser Parameter ist standardmäßig mit d_{50} bezeichnet. In Deutschland regelt die Norm EN ISO 14688 (bis 2007 DIN 4022) die Einteilung von Bodenmaterial. Für sandige Sedimente erhält man d_{50} Werte zwischen 0,06 und 2,0 mm. Wird der Schwellwert überschritten und das Sediment abgelöst, kann es über verschiedene Mechanismen bewegt werden. Die Meeresbodensedimente um die Nordspitze von Sylt bestehen hauptsächlich aus Sand von gemischten Korngrößen. Dieser Umstand ist von Vorteil, da Schlick oder Ton andere Effekte wie Kohäsion aufweisen. Gemischte Sedimente würden, je nach Mischungsverhältnis, eine wesentlich höhere kritische Reibungsgeschwindigkeit aufweisen als reine Sandböden. Der Unterschied kann bis zu einem Faktor 2 anwachsen [MITCHENER, 1995].

Für den vereinfachten Ansatz wird außerdem davon ausgegangen, dass der Meeresboden frei von Bewuchs ist. Pflanzen würden ebenfalls die kritische Reibungsgeschwindigkeit erhöhen, wie Sepaskhah anhand von Versuchen in Bewässerungsgräben mit und ohne Bewuchs nachgewiesen hat [SEPASKHAH, 2002].

Dazu kommen noch die hydrodynamischen Werte für die Dichte des Wassers und seine kinematische Viskosität, die im Zuge der Messungen ebenfalls erhoben wurden und bereits während der Messungen im Jahr 2006 zeigten, dass die Wassersäule homogen zu jeder Zeit ausreichend gut durchmischt ist [SEDLACEK, 2007].

Shields (1936) fand für die kritische Bodenschubspannung folgende Herleitung. Begonnen wird mit der Betrachtung eines einzelnen Kornes und dem zugehörigen Impulsgleichgewicht [MAREK, 2001].

$$F_s = \beta \tau \pi \frac{d^2}{4} \quad (2.1)$$

Mit F_s = Kraft auf das Korn, τ = Bodenschubspannung

$$\theta_{kr} = \frac{\tau_{kr}}{g(\rho_s - \rho_w) * d} \quad (2.2)$$

Mit τ_{kr} = kritische Bodenschubspannung, ρ_s = Dichte des Sediments, ρ_w = Dichte des Wassers, g = Gravitationsbeschleunigung, d = Korndurchmesser des Sediments, θ_{kr} = kritischer Shields-Parameter

Soulsby wählte einen Parametrisierungsansatz, der den Shields-Parameter θ_{kr} für kritische Bodenschubspannungen mit Hilfe von der dimensionslosen Korngröße D^* beschreibt.

$$\theta_{kr} = \frac{0,30}{1 + 1,2D^*} + 0,055[1 - e^{(-0,020D^*)}] \quad (2.3)$$

$$D^* = \left[\frac{g(s-1)}{v^2} \right]^{\frac{1}{3}} * d \quad (2.4)$$

Mit $s = \frac{\rho_s}{\rho_w}$, ν = kinematische Viskosität des Wassers.

Daraus folgt für die kritische Schubspannung:

$$\tau_{kr} = \frac{0,30}{1+1,2D^*} + 0,055[1 - e^{(-0,020D^*)}] * (g(\rho_s - \rho_w)d) \quad (2.5)$$

Eine weitere Einflussgröße ist die lokale Neigung des Meeresbodens. Auf einer geneigten Fläche wird sich ein Sedimentkorn leichter Hang abwärts bewegen lassen als Hang aufwärts. Dieser Effekt wird in dem Parameter k_b zusammengefasst.

$$k_b = \left(\frac{\sin(\varphi + slope)}{\sin(\varphi)} \right)$$

(2.6)

Mit $\varphi = \arccos\left(\frac{d_{50} * 0,5 - z_0}{d_{50} * 0,5}\right)$, d_{50} = mittlerer Korndurchmesser, z_0 =

Rauigkeitshöhe.

Der Winkel φ beschreibt den Winkel zwischen dem Vektor der Normalkraft und der Verbindungslinie von Kornmittelpunkt zu dem Kontaktpunkt mit dem benachbarten Korn.

$$\tau_{kr} = \frac{0,30}{1+1,2D^*} + 0,055[1 - e^{(-0,020D^*)}] * (g(\rho_s - \rho_w)d) * k_\beta \quad (2.7)$$

Nun werden Gleichung (2.1), (2.11) und (2.12) kombiniert, um von der kritischen Bodenschubspannung auf die kritische Reibungsgeschwindigkeit zu kommen.

$$u_*^{krit} = \sqrt{\frac{\theta_{krit} g (\rho_s - \rho_w) 12 z_0}{\rho_w}} \quad (2.8)$$

Die kritische Bodenschubspannung ist für Strömungs- und Welleninduzierte Bodenschubspannung identisch.

2.3.1 Rauigkeitslänge des Sediments

Die Bodenrauigkeitslänge z_0 beschreibt die Höhe der obere 8% des Sediments und ist proportional zur mittleren Korngröße. Bei hydrodynamisch rauer Strömung ist $z_0 = \frac{1}{12}$ des Median der Korngröße. Das Nikuradse Kriterium aus

Laborexperimenten gibt die Grenze für raue Strömung mit $\frac{u_* z_0}{\nu} > 2,5$ an [STERNBERG, 1967]. ν ist die kinematische Viskosität des Wassers. Für die Bodenschubspannung ist die Rauigkeitslänge ein zentraler Parameter. Es ist möglich sie über zwei Ansätze zu ermitteln. Der erste Ansatz geht über die Korngröße. Die Korngröße selbst wird für die hier unternommenen Messungen über das Fächerecholot abgeschätzt.

Der zweite Ansatz geht über das vertikale Strömungsprofil. Die Bodenrauigkeitslänge kann über die Form des Profils abgeschätzt werden.

2.4 Antriebe der Bodenschubspannung

2.4.1 Bodenschubspannung durch Strömung

Die Bodenschubspannung erzeugende Strömung wird standardmäßig heute mit Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) Geräten gemessen. Der erhobene Parameter, die bodennahe Reibungsgeschwindigkeit, wird von stationären oder mobilen ADCP-Sensoren gemessen. Cheng (1999) verwendete verankerte ADCP-Systeme in der südlichen Bucht von San Francisco, um die Bodenrauigkeit und die Bodenschubspannung zu bestimmen. Verney (2006) verwendete ADCP Daten aus dem Seine-Mündungsgebiet, um die gezeitenkontrollierte

Bodenschubspannung mit der kritischen Bodenschubspannung zu vergleichen. Andere Wissenschaftler betrachteten das logarithmische Strömungsprofil in Tidekanälen. Lueck (1996) lieferte einen guten Ansatz um die logarithmische Schicht zu bestimmen.

Die strömungsinduzierte Bodenschubspannung setzt sich aus zwei Termen zusammen, die Sedimentrauigkeit und die Bodenformrauigkeit. Der Term der Sedimentrauigkeit wird hauptsächlich durch die Sedimentbeschaffenheit und die Strömungsstärke gesteuert. Der Term der Formrauigkeit ist nicht so allgemein festzumachen. Die Formrauigkeit wird von den vorherrschenden Bodenformen gesteuert. Die Sedimentrauigkeit lässt sich zu jedem beliebigen Punkt bestimmen ohne Informationen über die umliegenden Punkte zu benötigen. Die Formrauigkeit bezieht sich immer auf eine Fläche, deren Größe den Anforderungen angepasst wird. Die Sedimentreibung τ_{0s} ist definiert als [SOULSBY, 1997]:

$$\tau_{0s} = \rho u_*^2 \quad (2.9)$$

ρ = Dichte des Wassers,

u_* = Reibungsgeschwindigkeit.

Die Formreibung ist definiert als [HARRIS, 2003]:

$$\tau_{0f} = \frac{1}{2} \rho C_D \frac{u_*^2}{\kappa^2} \left(\ln \frac{\eta}{z_0} - 1 \right)^2 \frac{\eta}{\lambda} \quad (2.10)$$

mit κ = von Karman's Konstante, C_D = Spannungskoeffizient (Abhängig von den Bodenstrukturen), η = Höhe der Bodenformen, λ = Länge der Bodenformen, z_0 = Bodenrauigkeitslänge.

Die Gesamtspannung ergibt sich dann zu

$$\tau_0 = \rho \frac{\kappa^2 U_h^2}{\left(\ln \left(\frac{h}{z_{0s}} \right) \right)^2} \left(1 + \frac{\eta C_D}{2 \lambda \kappa^2} \left(\ln \left(\frac{\eta}{z_{0s}} \right) - 1 \right)^2 \right) \quad (2.11)$$

Da die Messdaten allerdings Geschwindigkeiten beschreiben, ist es sinnvoller die Bodenschubspannung in Bodenreibungsgeschwindigkeit zu übersetzen. Die vorliegende Analyse wird punktweise durchgeführt, wodurch der Bodenformterm vernachlässigt werden kann. Wenn man Gleichung (2.9) umstellt, erhält man die Reibungsgeschwindigkeit in Abhängigkeit von dem Sedimentterm.

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau_s}{\rho}} \quad (2.12)$$

Diese Art der Betrachtung wird vorzugsweise bei ingenieurwissenschaftlichen Anwendungen genutzt, um ebenfalls einen besseren Vergleich zu gewährleisten. Im Folgenden wird die herrschende Bodenschubspannung als Bodenreibungsgeschwindigkeit u_* dargestellt. Dafür verwendet man die verbreitete Prandtl-Gleichung unter der Annahme eines logarithmischen Profils. Nach Soulsby (1997) besitzt die Gleichung des Profils die Form:

$$U(z) = \frac{u_*}{\kappa} \left(\frac{z}{z_0} \right) \quad (2.13)$$

Für reine, strömungsbedingte Reibung ist die Bodenreibungsgeschwindigkeit aus (2.12):

$$u_* = \frac{\kappa |U_z|}{\ln \left(\frac{z}{z_0} \right)} \quad (2.14)$$

Mit $\kappa =$ von Karman Konstante = 0,4, $U_z =$ Strömungsgeschwindigkeit in der Tiefe z , $z =$ Referenztiefe, $z_0 =$ Rauigkeitslänge.

2.4.2 Parametrisierung des vertikalen Strömungsprofils

Strömungen in Tidekanälen im Küstenbereich bilden sich unter der Bedingung einer ungeschichteten Wassersäule und vorhandener hydrodynamischer rauer Bodenform nach einem logarithmischen Strömungsprofil aus [SOULSBY, 1997].

Das Profil wurde nach Ludwig Prandtl benannt, der für das Profil eine Parametrisierung gefunden hat. Das Strömungsprofil wird während der Messungen auf notwendige Bedingungen hin abgeprüft. Es darf kein langwelliger Seegang die Form des vertikalen Strömungsprofils beeinflussen und der Tidekanal muss eine ausreichende Breite haben.

Die Annahme der logarithmischen Form des Strömungsprofils ist von zentraler Bedeutung für diese Arbeit, da es die Grundvoraussetzung für eine Berechnung der Bodenschubspannung aus Daten der Wasseroberfläche ist. Bei flussähnlicher Strömungssituation, wie im Untersuchungsgebiet Lister Tief, bildet sich das logarithmische Strömungsprofil aus, welches eine Übersetzung der gemessenen Oberflächengeschwindigkeit in Bodenschubspannung ermöglicht.

Zu Beginn dieses Kapitels wurde schon dargelegt, dass die Messungen aus 2006 den Beweis erbrachten, dass im Lister Tief der Wasserkörper permanent ungeschichtet ist. Generell treten Schichtungen bei starken Gradienten in Salzgehalt oder Temperatur auf, die wiederum einen Gradienten in der Dichte der Wassersäule erzeugen. Gradienten im Salzgehalt treten an Küsten besonders dort auf, wo Flüsse Frischwasser in das Meer eintragen. Eine Betrachtung der geographischen Situation um das Lister Tief (Abbildung 2.1) zeigt, dass es dort zu keinerlei Frischwassereintrag kommt. Vertikale Temperaturgradienten entstehen im freien Ozean, wenn z.B. warme Strömungen aus tropischen Breiten auf kalte Strömungen aus den Polarregionen treffen. Als Beispiel ist Cape Hatteras an der amerikanischen Westküste zu nennen. Dort schichtet sich der warme Golfstrom über den kalten Labradorstrom. In flachen Küstengewässern wird der Wasserkörper thermisch durchmischt und so die Bildung einer Thermokline verhindert.

Eine ausreichende Kanalbreite muss vorhanden sein, damit die Oberflächenströmung im Kanal frei von Randeffekten ist. Ausreichend bedeutet (nach Guo 1998) ein Verhältnis von Kanalbreite zu Kanaltiefe von mindestens 5.

Das Lister Tief besitzt in den tiefsten Bereichen eine Kanaltiefe von ca. 40 Metern. Daraus folgt, dass die Breite des Lister Tiefs mindestens 200 Meter

betragen muss, um die Bedingung von Guo zu erfüllen. Abbildung 2.1 zeigt, dass das Lister Tief im Mittel eine Breite von 2500 Metern besitzt. Als weitere Bedingung muss die Strömung hydrodynamisch rau sein. Ein Grenzwert dafür wurde in 2.3.1 angegeben.

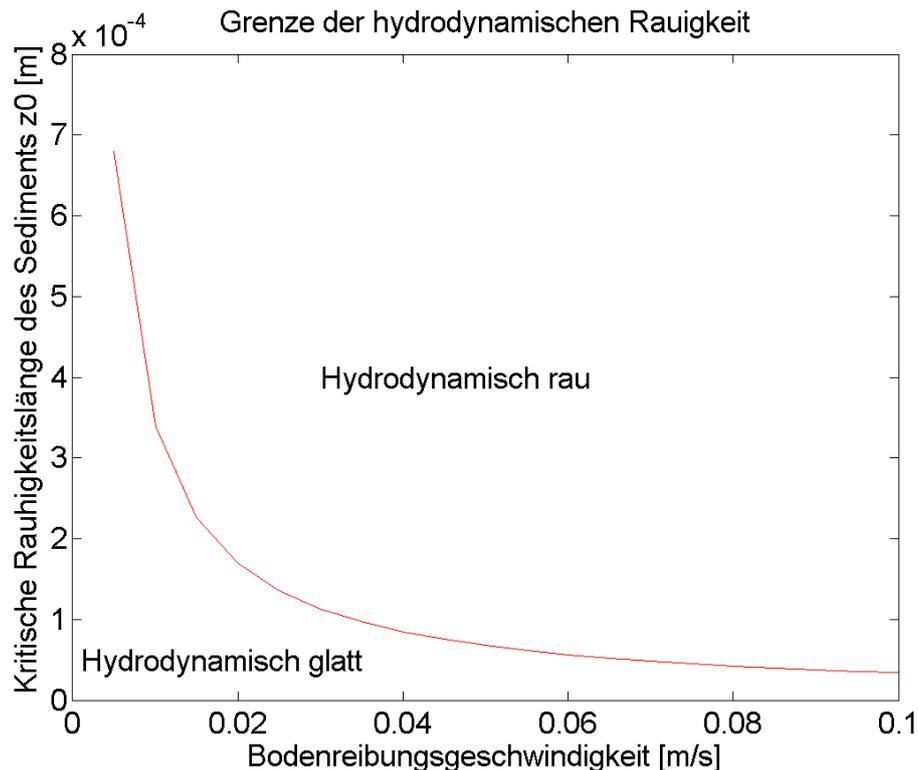


Abbildung 2.2a: Schwellenwert für hydrodynamisch raue Strömung. Die kritische Rauigkeitslänge bezieht sich auf die reine Sedimentrauigkeit. Bodenformen wie Sandrippen sind unberücksichtigt.

In Abbildung 2.2a ist der Grenzwert z_0 für hydrodynamisch raue Strömung dargestellt. Die Darstellung bezieht sich auf ebenen Boden, bei dem die Rauigkeit nur von der Korngröße bestimmt wird. Der Wertebereich bewegt sich im Zehntel-Millimeter-Bereich. Sobald kleine Rippen auf dem Meeresboden existieren, gilt die Strömung als rau.

Bei den unternommenen Strömungsmessungen ist die mittels Radar genommene Dopplergeschwindigkeit, nach Bereinigung der Daten von Windeinfluss, als gemessene Größe gleichzusetzen mit der Strömungsgeschwindigkeit, da der Seegangseinfluss durch die Wahl des Messgebietes und des Messzeitraumes eliminiert wurde.

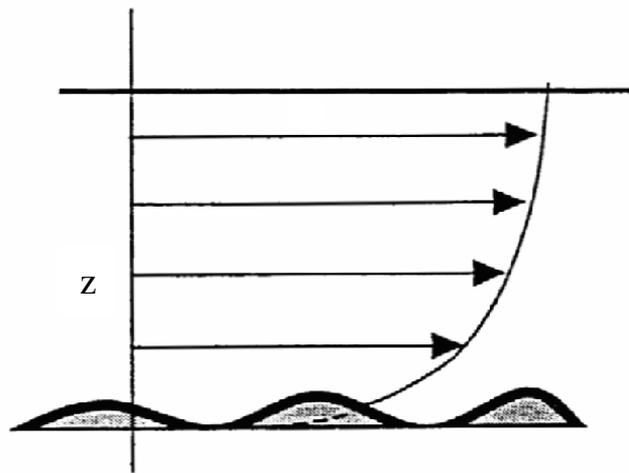


Abbildung 2.2b: Skizze eines idealen, logarithmischen Profils (Van Rijn, 1993), mit z als Abstand vom Meeresboden

Um sichere Ergebnisse zu erhalten, wurden bisher in diesem Kapitel die Bedingungen festgelegt, die für eine Verwendung von Gleichung (2.13) notwendig sind. Die Abwesenheit von Seegang muss sichergestellt sein und dazu muss die Wassersäule homogen durchmischt sein, um Schichtung auszuschließen. Zuletzt muss das logarithmische Profil der Form (2.13) angenommen werden können, um eine Abschätzung der Bodenschubspannung bis zum Boden durchführen zu können. In Kapitel 5 wird ausführlich erläutert, wie diese Bedingungen überprüft wurden.

2.4.3 Wechselwirkung von Seegang und Küste

Dieses Kapitel dient der Betrachtung der morpho- und hydrodynamischen Prozesse und Wechselwirkungen eines typischen Küstenquerprofils auf Basis bisher bekannter Ansätze und Verfahren. Diese Verfahren bilden die theoretische Grundlage, um die seegangsinduzierte Transferfunktion herleiten zu können.

Die Analyse wird sich im Folgenden auf ausgewählte Teilbereiche konzentrieren. Zu Beginn wird erläutert, welche Begriffe bei der Behandlung von Küstenquerprofilen genutzt werden und diese werden dann genauer spezifiziert. Die Abbildung 2.3 gibt einen Überblick über ein typisches Küstenquerprofil.

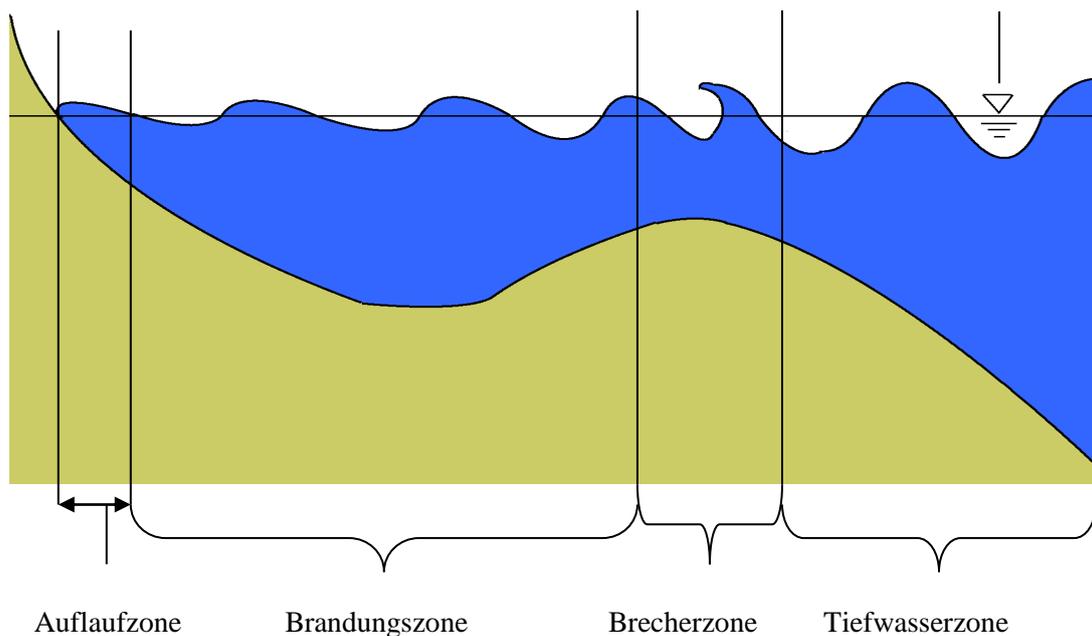


Abbildung 2.3: Querschnitt einer typischen Sandküste mit Unterteilung der einzelnen Zonen

Ein typisches Küstenprofil wird üblicherweise in verschiedene Bereiche unterteilt. Man unterscheidet grob zwischen der Tiefwasserzone und der Brandungszone

[HORIKAWA, 1988]. Weiter lässt sich die Brandungszone in Brecherzone, Brandungszone und Auflaufzone unterteilen [SVENDSON, MADSEN, HANSEN, 1978]. Zwischen der Tiefwasserzone und der Brandungszone ist ein Übergangsbereich wirksam, der von der Brecherzone gebildet wird. Bei der Festlegung dieser Unterteilungen ist zusätzlich der Tidenhub zu berücksichtigen. Die genaue geographische Lage des Übergangsbereichs schwankt mit der Tide. Betrachtet man nun eine hypothetische Welle, die sich einer typischen Küste nähert, durchläuft diese Welle verschiedene Bereiche, in denen unterschiedliche Mechanismen mit unterschiedlicher Gewichtung auftreten. Der Schwerpunkt der vorliegenden Betrachtung liegt in den küstennahen Gewässern, allerdings ist die Thematik der vertikalen Impulsflüsse für den gesamten Ozean relevant und eine hinreichende Betrachtung muss im Tiefwasser beginnen. An dieser Stelle wird daher mit der Situation im offenen Ozean begonnen.

In der Tiefwasserzone ist der Seegang noch unbeeinflusst von Effekten der Bathymetrie. Die Orbitalbahnen erreichen den Boden nicht. Die Wassertiefe im Tiefwasserbereich ist per Definition mindestens halb so groß wie die Wellenlänge der einlaufenden Seegangswelle. Innerhalb einer fortlaufenden, idealisierten Tiefwasserwelle findet keinerlei Massentransport in Wellenausbreitungsrichtung statt. Einzig die Energie wird weitergegeben. Die Wellen können mit der linearen Wellentheorie relativ genau beschrieben werden. Wasserteilchen oszillieren auf Orbitalbahnen in einem Wellenfeld. Der Durchmesser dieser Orbitalbahnen nimmt mit der Tiefe exponentiell ab, bis er schließlich nicht mehr messbar wird und das Wasser nicht mehr von der Welle beeinflusst wird.

Wellen, die sich weiter in Richtung auf die Küste bewegen, gelangen in den Übergangsbereich. Die Welle hat ab diesem Punkt „Grundberührung“. Das bedeutet, die Wassertiefe hat einen Betrag kleiner der halben Wellenlänge und der Bereich der Orbitalbahnen nimmt nun die ganze Wassersäule bis zum Boden ein. Sobald Wellen in einem Winkel auf die Küste zulaufen, ist es der Fall, dass die Wellen refraktiert und Wellenkämme in eine küstenparallele Richtung gezwungen werden (*Trapped Mode*). Die Refraktion ist eine Folge des Bathymetriegradienten

entlang der Wellenkämme. Wellen in tieferem Wasser sind schneller als in flachem Wasser. Über das Snellius'sche Brechungsgesetz kann man die Richtungsänderung der Wellenkämme berechnen [WRIGHT, 1995]:

$$\sin \alpha = \frac{C}{C_{\infty}} \sin \alpha_{\infty} \quad (2.17)$$

Mit C = lokale Phasengeschwindigkeit der Wellengruppe,

C_{∞} = Phasengeschwindigkeit im Tiefwasser, α = Winkel der Wellenkämme zur Küstenlinie, α_{∞} = Winkel der Wellenkämme zur Küstenlinie im Tiefwasser

Auf der anderen Seite wirkt der Seegang auf den Meeresboden. Die Orbitalbahnen weichen von ihrer kreisförmigen Gestalt ab und verflachen zum Boden hin, d.h. ihr vertikaler Durchmesser nimmt im Vergleich zu ihrem horizontalen Durchmesser ab. Direkt am Boden ist die Orbitalbahnbewegung nur noch eine lineare Oszillation. Dadurch entsteht oszillierende Bodenreibung. In der Übergangszone ist diese Wechselwirkung zuerst noch relativ schwach im Vergleich mit der Gesamtenergie der Welle. Wie [THORNTON&GUZA, 1983] festgestellt haben beläuft sich die Dissipation infolge Bodenreibung auf ca. 3% Verlust der Wellenhöhe. Die Bedeutung dieser Wechselwirkung nimmt antiproportional zur Wassertiefe zu. Hier setzt der sogenannte „Shoaling-Effekt“ ein. Shoaling ist die Folge einer Änderung der Ausbreitungsgeschwindigkeit des Wellenenergieflusses. Je geringer die Wassertiefe ist, desto langsamer ist die Energieflussgeschwindigkeit. Da die Wellenhöhe proportional zur Wurzel der Wellenenergie ist, muss die Wellenhöhe zunehmen, wenn die Welle in flacheres Wasser gelangt [HORIKAWA, 1988].

Auf der einen Seite ändert sich das Wellenprofil und die mittlere Wellenhöhe beginnt abzunehmen. Der Shoaling-Koeffizient, der Quotient aus lokaler Wellenhöhe und Tiefwasserwellenhöhe, erreicht sein Minimum bei einer Wassertiefe, die 15% der Wasserwellenlänge entspricht und einen Wert von 0,91 erreicht [KAMPHUIS, 2000]. Ab diesem Punkt nimmt die mittlere Wellenhöhe bis zum Brecherereignis wieder zu. Die Welle beginnt sich aufzusteilen. Auf der

anderen Seite beginnt der mittlere Wasserstand, wenn die Welle das Minimum des Shoaling-Koeffizienten erreicht hat, bis zum Brechpunkt abzufallen.

Am Sediment ändern sich die Wechselwirkungen ebenfalls, wenn der Meeresboden eine Steigung besitzt. Die Strömungsverhältnisse in der bodennahen Schicht werden modifiziert und erhalten eine vertikale Komponente, die wiederum eine konstante Bodenreibungskomponente in Wellenausbreitungsrichtung, das so genannte *Streaming*, erzeugt [FREDSOE & DEIGAARD, 1992].

Wenn sich die Welle ihrem Brechpunkt nähert, ist ein weiterer Prozess am Meeresboden zu beobachten. Vor dem Brechpunkt besitzt die Welle ihre maximale Amplitude und auf den darunter liegenden Boden wird ein maximaler Druck ausgeübt. Innerhalb von körnigen Sedimentschichten ist allerdings noch ein geringerer Wasserdruck vorhanden, da der Druckausgleich innerhalb des Sediments zeitlich verzögert einsetzt. Diese Druckdifferenz resultiert in einer Auftriebskraft im Sediment und das Material löst sich leichter ab. Man spricht von einer Verflüssigung oder „*Liquefaction*“ des Sediments [SAKAI, 1992]. Wie weit das Sediment verflüssigt wird, hängt von dem Druckunterschied, also von der Wellenhöhe ab. Bei entsprechender Sedimentbeschaffenheit wird der Boden bis zu einer Tiefe, die der halben Wellenhöhe entspricht, verflüssigt.

Als Brecherzone, auch äußere Brandungszone genannt, bezeichnet man den Bereich, in dem die einlaufenden Wellen das erste Mal brechen. Die Zone von dieser Linie bis zum Strand wird auch Surfzone genannt. Hier findet man auch die höchsten Sediment-Transportraten aufgrund der sehr hohen Turbulenzen [FREDSOE & DEIGAARD, 1992]. Brecherereignisse im Flachwasser tragen hohe Energieraten in den Boden ein und sind somit entscheidend für Sedimentablösung. Generell entsteht ein Brecher, wenn die Wassersäule unter einer einlaufenden Welle eine bestimmte Wassertiefe unterschreitet. Der geschwindigkeitshemmende Effekt des Meeresbodens wird so stark, dass die Partikel an der Oberfläche schneller ist als die Geschwindigkeit am Boden. Die Welle kippt schließlich über, sie bricht. Eine Betrachtung des lokalen Meeresbodens zeigt, dass die Brandungszone meistens durch ein Riff begrenzt

wird. Der durch das *Streaming* Richtung Küste transportierte Sand formt ein Sandriff. Ab einer kritischen Wellenhöhe brechen diese. Ab diesem Punkt nehmen die Turbulenzen in der Wassersäule stark zu und somit auch der Betrag der Bodenschubspannung.

Sobald die Welle das Sandriff überwunden hat, erhöht sich die Wassertiefe wieder und das Wellenprofil glättet sich bis zu einem Zustand, in dem ein Gleichgewicht zwischen der aktuellen Wellenhöhe und derjenigen der Wellenhöhe bei Brecherbedingung. Den Bereich von dem Sandriff bis hin zur Strandlinie nennt man die Brandungszone (engl.: *Surfzone*). Nach dem Durchqueren der Brandungszone erreichen die Wellen den strandnächsten Bereich, die Wellenauflaufzone. Hier wird sämtliche Energie, die die Welle noch besitzt, abgegeben. Die Welle läuft den Strand hinauf bis zu einem Maximum. Sobald das Wasser diesen höchsten Auflaufpunkt erreicht hat kehrt sich die Bewegung um und das Wasser beginnt den Strand herunterzulaufen.

2.4.4 Monochromatische Wellen

In diesem Abschnitt wird die allgemeine Seegangswelle genauer betrachtet und die verwendeten Parameter beschrieben.

Zuerst wird der Wasserkörper selbst betrachtet. Wichtig für die Beschreibung von Wellenbewegungen ist, dass man einige Vereinfachungen annimmt, die es ermöglichen die Algorithmen zu simplifizieren. Die erste Annahme ist die Inkompressibilität des Wassers. Kompressible Fluide ändern ihre physikalischen Eigenschaften bei sich änderndem Außendruck. Wasser ist in der Natur aufgrund von Blaseneinschlüssen kompressibel, allerdings so gering, dass dieser Faktor im Küstenbereich vernachlässigbar ist. Die zweite Vereinfachung ist eine Parametrisierung der Windschubspannung. In dem untersuchten Seegangsgebiet wurde auf die Radardaten eine Windkorrektur angewandt, um den Einfluss der Windschubspannung zu eliminieren. Des Weiteren wurden alle verrauschten Radardaten ausgeschlossen. Um die Zahl der Unsicherheitsfaktoren möglichst

kleinzuhalten, wurde die Datenanalyse auf einen Teil des Übergangsbereiches angewandt, der geringe Schwankungen in der Bathymetrie und eine geringe Dichte an Zufallsbrechern aufweist. Das Radar erfasst die Frequenz der Welle und die Dopplergeschwindigkeit. Da einlaufender Seegang nicht aus einer monochromatischen Welle besteht sondern aus Wellengruppen, beziehen sich die gemessenen Werte von Frequenz und Dopplergeschwindigkeit auf die größte Welle der Gruppe.

Wichtig ist an dieser Stelle festzulegen, nach welcher Wellentheorie hier vorgegangen werden kann. Die Betrachtung beschränkt sich auf ein Gebiet mit annähernd homogener Wassertiefe und das frei ist von permanenten Brecherereignissen.

Wie Flampouris (2009) und Newe (2004) beschrieben haben, kann die lineare Wellentheorie für dieses Gebiet als ausreichend genau verwendet werden. Es ist vorteilhaft, die unkomplizierteste Theorie anzuwenden, daher wurde die lineare Wellentheorie im Übergangsbereich angewendet, ohne einen signifikanten Fehler im Vergleich zu anderen Theorien zu machen. Damit wäre eine notwendige Bedingung aus Kapitel 1 erfüllt. Die lineare Wellentheorie ist die meistverwendete Wellentheorie. Sie beruht auf der Voraussetzung, dass die Wellenhöhe klein gegenüber der Wellenlänge und gegenüber der Wassertiefe ist. Diese Theorie ist auch als „Airy-Theory“, „Sinusoidal-Wave-Theory“ oder „Small-Amplitude-Wave-Theory“ bekannt. Die getroffenen Annahmen ermöglichen es, die nichtlinearen Terme in den Basisgleichungen zu vernachlässigen. Ebenso können die Randbedingungen unberücksichtigt bleiben. Nachfolgend sind die allgemeinen Gleichungen (nach Zanke, 2002) der linearen Wellentheorie und die speziellen Lösungen für Tief- und Flachwasser aufgelistet.

Horizontale Orbitalbahngeschwindigkeit:

$$u = \frac{\pi H}{T} \frac{\cosh[k(z_0 + h)]}{\sinh(kh)} \cos(kx - \sigma t) \quad \text{Allgemein}$$

(2.18)

$$u = \frac{\pi H}{T} e^{kz} \cos(kx - \sigma t) \quad \text{Tiefwasser} \quad (2.19)$$

$$u = \frac{H}{2} \sqrt{\frac{g}{h}} \cos(kx - \sigma t) \quad \text{Flachwasser} \quad (2.20)$$

Vertikale Orbitalbahngeschwindigkeit:

$$w = \frac{\pi H}{T} \frac{\sinh[k(z_0 + h)]}{\sinh(kh)} \sin(kx - \sigma t) \quad \text{Allgemein}$$

(2.21)

$$w = \frac{\pi H}{T} e^{kz} \sin(kx - \sigma t) \quad \text{Tiefwasser} \quad (2.22)$$

$$w = 0 \quad \text{Flachwasser} \quad (2.23)$$

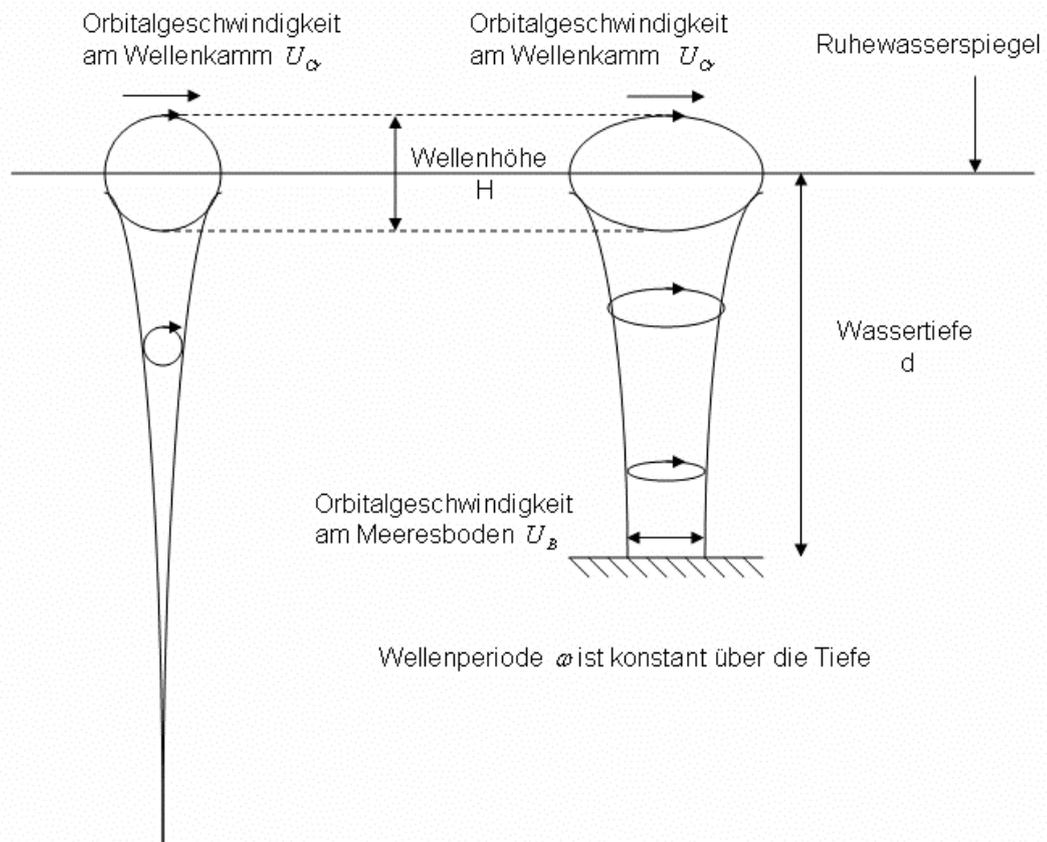


Abbildung 2.4: Orbitalbahnen einer Welle im Tiefwasser und im Übergangsbereich

Für die Berechnung der Reibungsgeschwindigkeit unter Wellen ist es notwendig, die Orbitalbahngeschwindigkeit am Boden zu kennen. Diese wird wiederum durch die Orbitalgeschwindigkeit der Wasseroberfläche bestimmt. Die gemessene Dopplergeschwindigkeit wird in Orbitalgeschwindigkeit der Welle an der Wasseroberfläche übersetzt. Aus der Orbitalgeschwindigkeit der Wasseroberfläche ist es möglich die Orbitalgeschwindigkeit in Bodennähe direkt zu bestimmen. Auch hier kommt wieder die gewählte lineare Wellentheorie zum Einsatz. Im Folgenden wird die Methodik vorgestellt, um aus den Orbitalgeschwindigkeiten der Wasseroberfläche die entsprechende Bodenschubspannung zu berechnen.

2.4.5 Bestimmung der Peakfrequenz

Ein zweiter Parameter der aus den Seegangdaten gewonnen wird, ist die Frequenz der Wellen. Bei natürlichem Seegang existiert ein ganzes Spektrum von Frequenzen, analog zur Orbitalgeschwindigkeit. Die Frequenz, die der maximalen Orbitalgeschwindigkeit entspricht, ist die so genannte Peakfrequenz (peak = engl.: Spitze oder Scheitelpunkt). Die Peakfrequenz wird dann als Frequenz der einlaufenden Welle angesehen [FLAMPOURIS, 2010]. Die Wellenfrequenz ist insofern ein wichtiger Parameter, als dass sie auch über veränderlicher Bathymetrie konstant bleibt und somit die Frequenzdaten der Referenzbojen trotz des räumlichen Versatzes zu Vergleichszwecken herangezogen werden können.

2.4.6 Die Brecherbedingung

Die lineare Wellentheorie besitzt keine Gültigkeit in einer Brecherzone. Eine Trennung von Brecherzone und Nicht-Brecherzone ist notwendig. Dazu muss eine Brecherbedingung definiert werden. Für die vorliegende Arbeit wird als Ausgangsbedingung für die Brecherbedingung das folgende Kriterium [MICHE, 1944] für den Übergangsbereich verwendet:

$$\frac{H_B}{L_B} = 0,142 \tanh\left(\frac{2\pi h_B}{L_B}\right) \quad (2.24)$$

mit H_B = Wellenhöhe am Brechpunkt, h_B = Wassertiefe am Brechpunkt, L_B = Länge der Welle im Tiefwasser.

Munk (1949) betrachtete die kritische Wellensteilheit im Flachwasser und kam dort auf einen Wert von 0,78. Für eine Analyse des Seegangs ist es wichtig, Brecher zu erfassen und von ungebrochenen Wellen zu trennen. An dieser Stelle

wird nur die Unterscheidung zwischen brechenden und nicht brechenden Wellen betrachtet. Daher ist es notwendig die Brecherzonen zu identifizieren, in denen permanentes Wellenbrechen auftritt.

2.4.7 Bodenschubspannung aus Seegang

Damit die Bodenreibung aus Seegang berechnet werden kann, muss eine Transferfunktion vorliegen, die einen solchen Schritt ermöglicht. In diesem Abschnitt wird die Methodik einer solchen Funktion beschrieben. Für diese theoretische Betrachtung wird der Seegang als monochromatisch und sinusförmig angenommen. Die erste notwendige Bedingung, die es zu beachten gilt, ist die Brecherfreiheit. Daher ist der erste Schritt die Erstellung einer Brechermaske, die nur ungebrochene Wellen für weitere Berechnungsschritte zulässt.

In Abbildung 2.5 wird dargestellt, ab welcher Kombination von Orbitalgeschwindigkeit und Wellenfrequenz die Brecherbedingung erfüllt wird. Für die Brecherbedingung wird Gleichung (2.24) verwendet. Es wird eine konstante Wassertiefe von 5 Metern angenommen.

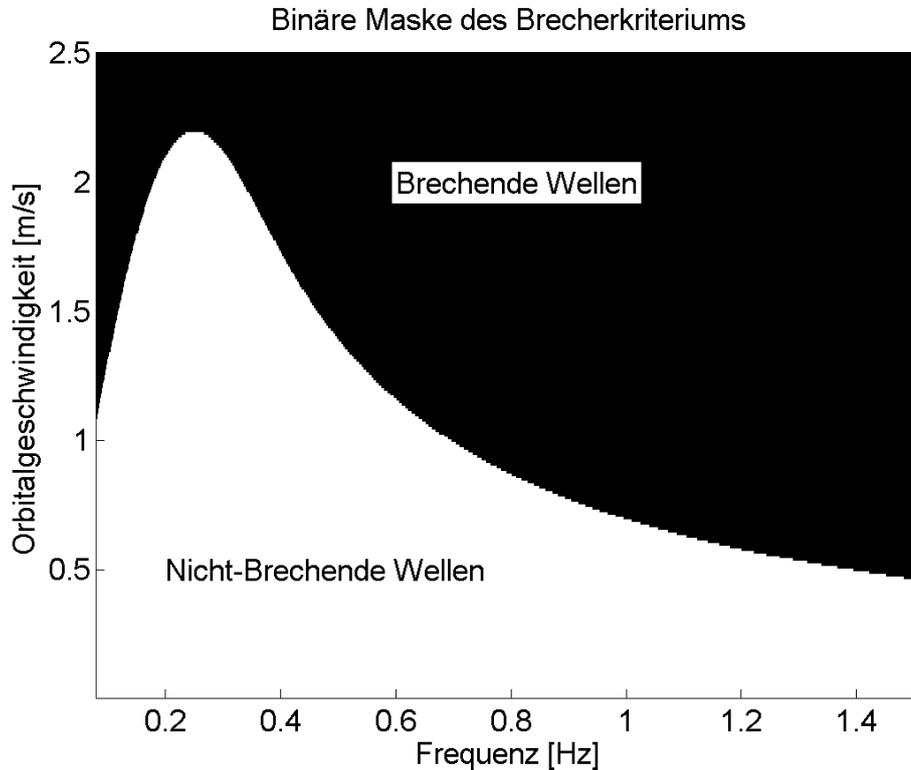


Abbildung 2.5: Maske des Brecherkriteriums nach Gleichung (2.24)

Diese Brechermaske wird auf die folgenden Graphiken angewendet. Abbildung 2.6 zeigt den Wertebereich der Amplituden der in dem betrachteten Gebiet möglichen Wellen. Die Graphik ermöglicht es, Randbedingungen der Wellenfrequenzen und Orbitalgeschwindigkeiten zu erstellen und die Analyse auf Fälle zu beschränken, bei denen das Brecherkriterium nicht erfüllt ist. Im Radar lassen sich Brecher direkt detektieren [FLAMPOURIS, 2010]. Falls es Datensätze gibt, bei denen die Kombination aus Frequenz und Orbitalgeschwindigkeit auf Brecher hinweist, diese aber nicht in den Dopplerspektren erkennbar sind, weist das auf Unstimmigkeiten im Auswertungsschema hin.

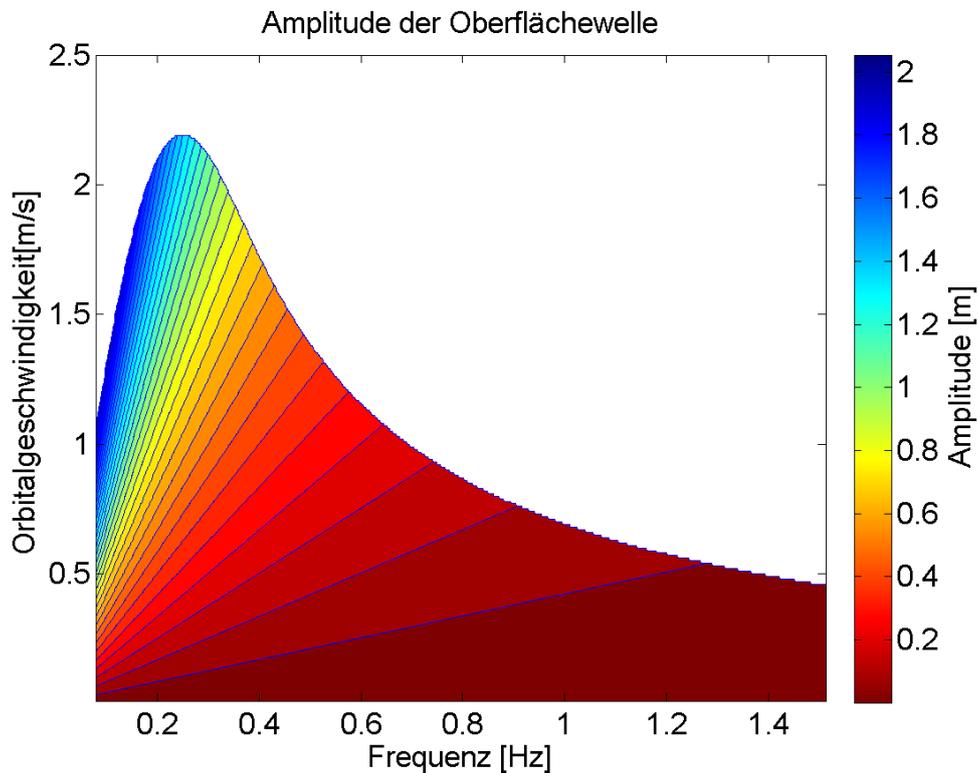


Abbildung 2.6: Amplituden als Funktion von Frequenz und Orbitalgeschwindigkeit bei 5 Metern Wassertiefe

Als nächster Schritt werden die Orbitalgeschwindigkeiten in Bodennähe betrachtet. Um auf die bodennahe Orbitalgeschwindigkeit zu schließen, wird das Verhältnis von bodennaher Orbitalgeschwindigkeit und Orbitalgeschwindigkeit an der Oberfläche gebildet.

Orbitalgeschwindigkeit an der Oberfläche, U_s [ZANKE, 2002]:

$$U_s = \frac{H}{2} \omega \frac{\cosh(kd)}{\sinh(kd)} \quad (2.25)$$

Orbitalgeschwindigkeit in Bodennähe, U_B [ZANKE, 2002]:

$$U_B = \frac{H}{2} \omega \frac{1}{\sinh(kd)} \quad (2.26)$$

mit H = Wellenhöhe, k = Wellenzahl, d = Wassertiefe

Daraus folgt für das Verhältnis beider Orbitalgeschwindigkeiten:

$$\frac{U_B}{U_s} = \frac{1}{\cosh(kd)} \quad (2.27)$$

Daraus ergibt sich für die bodennahe Orbitalgeschwindigkeit:

$$U_B = \frac{U_s}{\cosh(kd)} \quad (2.28)$$

Abbildung 2.7 macht deutlich, welche Wellen mit was für einer Frequenz und Orbitalgeschwindigkeit noch bis zum Boden durchgreifen und welche nicht.

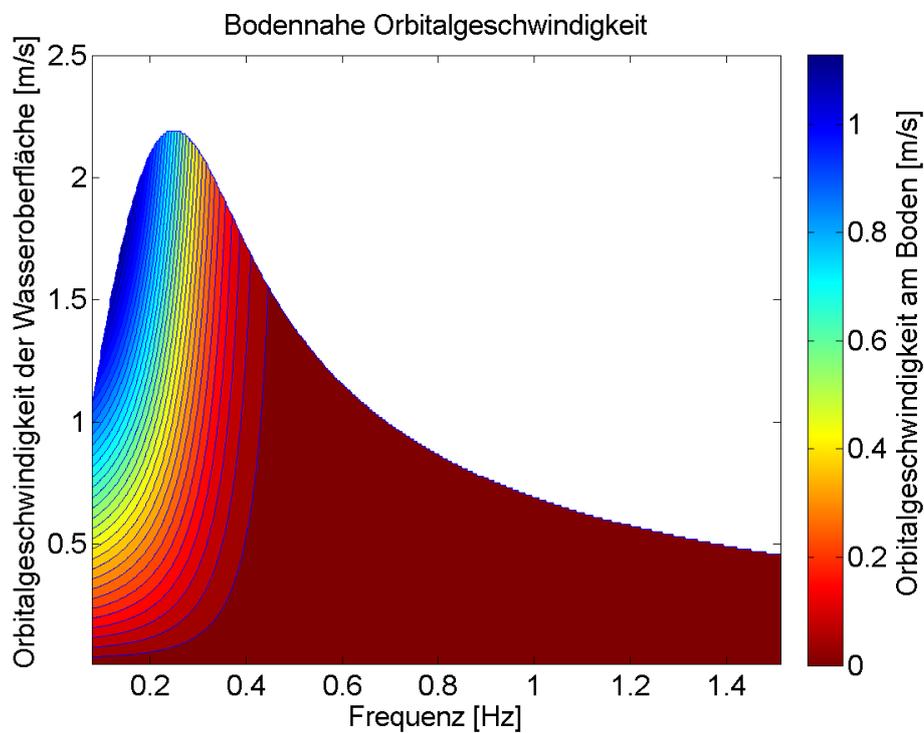


Abbildung 2.7: Bodennahe Orbitalgeschwindigkeit als Funktion der Orbitalgeschwindigkeit der Wasseroberfläche und der Frequenz bei einer Wassertiefe von 5 Meter nach Gleichung (2.28)

Es ist ersichtlich, dass ungebrochene Wellen mit einer Frequenz von mehr als 0,5 Hz den Meeresboden nicht mehr beeinflussen. Auffallend ist, dass ab einer Orbitalgeschwindigkeit der Wasseroberfläche von 0,5 m/s die bodennahe Orbitalgeschwindigkeit maßgeblich von der Frequenz der Welle gesteuert wird

und weniger von der Orbitalgeschwindigkeit selbst. Folgend muss die Orbitalgeschwindigkeit am Boden in Reibungsgeschwindigkeit u_* umgerechnet werden [DOLPHIN, 2004].

$$u_* = U_B \sqrt{0,5 f_w} \quad (2.29)$$

Mit $f_w =$ Wellenreibungsfaktor.

Der Wellenreibungsfaktor definiert das Verhältnis von bodennaher Orbitalgeschwindigkeit und Reibungsgeschwindigkeit. Eine Parametrisierung des Wellenreibungsfaktors nach Soulsby (1997) für hydrodynamisch raue Strömungen ergibt:

$$f_w = 1,39 \left(\frac{U_B}{\omega z_0} \right)^{-0,52} \quad (2.30)$$

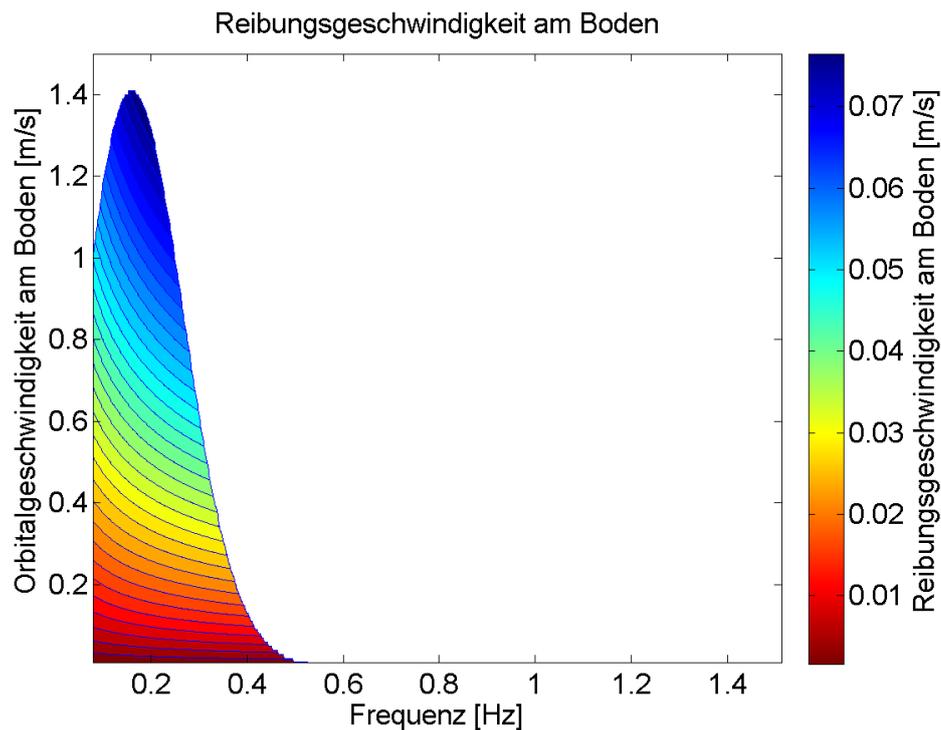


Abbildung 2.8: Reibungsgeschwindigkeit als Funktion der bodennahen Orbitalgeschwindigkeit und der Frequenz bei einer Wassertiefe von 5 Metern nach Gleichung (2.29)

In Abbildung 2.8 wird nun die bodennahe Orbitalgeschwindigkeit in Reibungsgeschwindigkeit transformiert. Hier ist nun deutlich die 0,5 Hz Grenze zu beobachten. Der überwiegende Teil des Wertebereichs wird durch die bodennahe Orbitalgeschwindigkeit gesteuert. Die Frequenz tritt am Boden wieder in den Hintergrund.

Als letzten Schritt werden die Reibungsgeschwindigkeiten in Bezug zu den Orbitalgeschwindigkeiten der Wasseroberfläche gesetzt. Dazu wird Gleichung (2.28) in Gleichung (2.29) eingesetzt:

$$u_* = \frac{U_s}{\cosh(kd)} \sqrt{0,5 f_w} \quad (2.31)$$

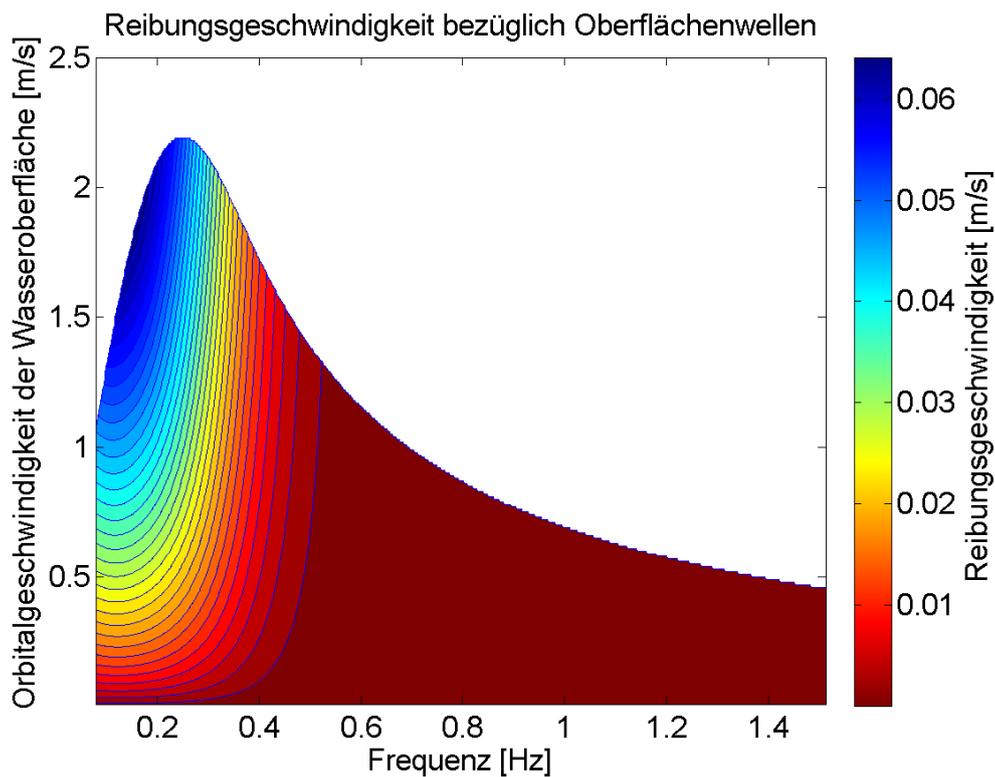


Abbildung 2.9: Reibungsgeschwindigkeit als Funktion der Orbitalgeschwindigkeit der Wasseroberfläche und der Frequenz bei einer Wassertiefe von 5 Metern nach Gleichung (2.31)

Nun ist ersichtlich, dass einerseits Wellen mit einer Frequenz von über 0,5 Hz den Boden nicht beeinflussen und andererseits ab einer Frequenz von unter 0,2 Hz die Reibungsgeschwindigkeit hauptsächlich von der Orbitalgeschwindigkeit der Wasseroberfläche gesteuert wird. Zwischen 0,2 Hz und 0,5 Hz steuert die Frequenz maßgeblich die Bodenreibung.

Damit ist die Transferfunktion für Seegang hergeleitet und kann in Kapitel 6 auf die Messdaten angewendet werden.

2.4.8 Kombinierte Bodenschubspannung

Die Westküste von Sylt unterliegt dem Einfluss von Strömung und Seegang. An dieser Stelle wird nur auf den Seegang eingegangen und dessen Wirkung auf den Meeresboden der Übergangszone. Für die Betrachtung der Bodenreibung bedeutet es, dass die berechneten Werte von den tatsächlich existierenden Beträgen abweichen. Um diese Schwankung abzuschätzen, wird ein kombiniertes Wellen-Strömungs-Modell angewendet. Soulsby (1997) stellte die Parametrisierungen verschiedener Modelle zur Berechnung von Wellen-Strömungszusammenhang vor. Das älteste und immer noch weit verbreitetste ist das Modell von Grant&Madsen (1979), im weiteren GM79 genannt, um die Bodenschubspannung aus der Strömungs-Seegangs-Kombination zu erhalten. Fredsoe (1984) entwickelte ein weiteres, bekanntes analytisches Modell (F84), das wie die numerischen Modelle von Huynh-Thanh&Temperville (1991) und Davies et al (1988) eine gute allgemeine Leistung aufweist (HT91 bzw. DSK88). Soulsby entwickelte eine vereinfachte Anpassung an die genannten, bestehenden Modelle aus Messdaten, was die verwendeten Koeffizienten auf zwei reduzierte und dabei keine signifikante Abweichung von den theoretischen Modellen aufweist. Aus den gemessenen Daten lassen sich die Wertebereiche der Reibungsgeschwindigkeiten bestimmen. Diese Bereiche werden in die Modelle implementiert. Für die lokalen Bedingungen wird das beste Modell ausgesucht und genauer betrachtet. Es wird die durchschnittliche Wassertiefe von 5 Metern angenommen und einen Bereich

von Reibungsgeschwindigkeiten von 0 cm/s bis 6 cm/s für Wellen und Strömung angenommen. Dargestellt werden die mittleren kombinierten Reibungsgeschwindigkeiten und die maximalen Reibungswerte. Bei der Kombination von Strömung und Seegang hat der Winkel zwischen der Strömungsrichtung und der Wellenlaufrichtung großen Einfluss auf die resultierende Reibung. An dieser Stelle werden zwei Fälle abgeprüft. Der Fall, dass Seegang und Strömung parallel laufen und der Fall, dass Strömung und Seegang im 90° Winkel zueinander laufen. Verglichen werden sollen hier das GM79 Modell, aufgrund seiner häufigen Anwendung [GLB Conference, 2009] und das DATA2 Modell aufgrund seiner einfachen Parametrisierung.

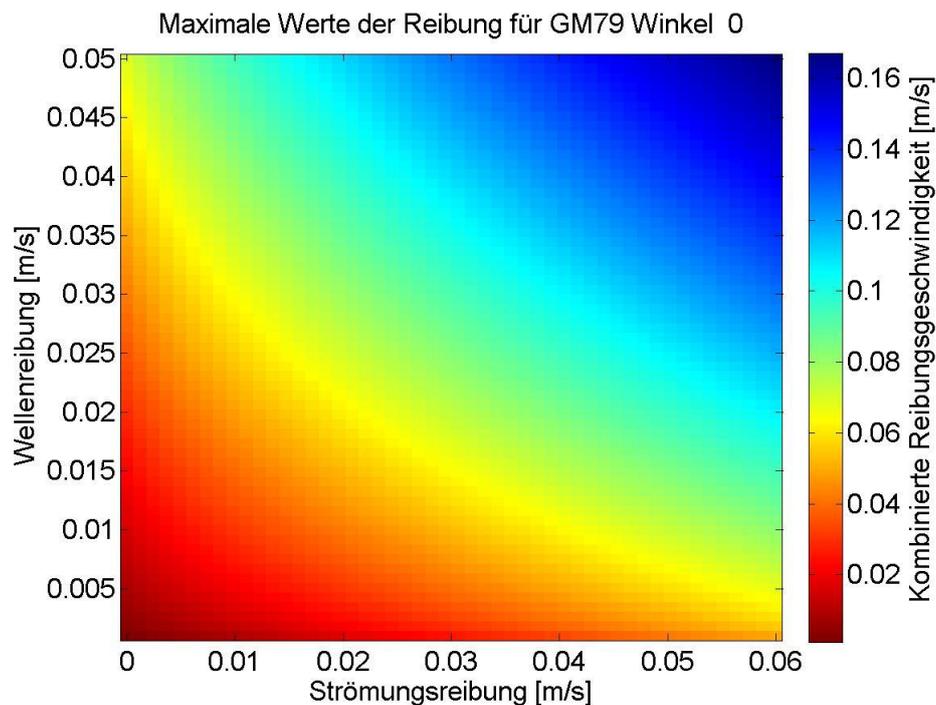


Abbildung 2.10: Maximale Reibungsgeschwindigkeit für GM79 bei paralleler Strömungs- und Wellenlaufrichtung für 5 Meter Wassertiefe

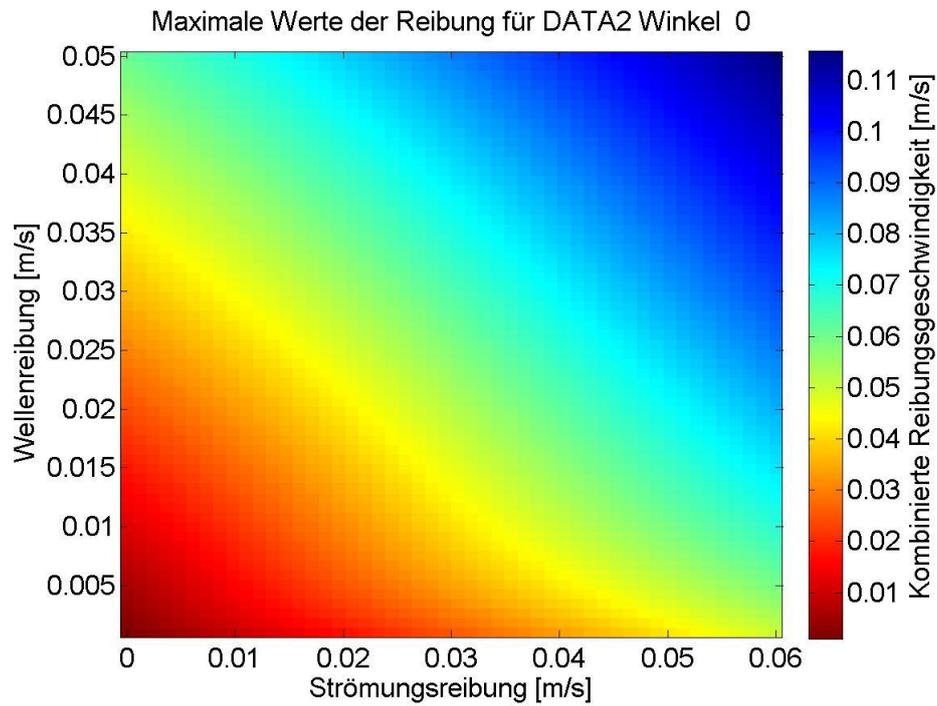


Abbildung 2.11: Maximale Reibungsgeschwindigkeit des DATA2 Modells bei paralleler Strömungs- und Wellenaufrichtung für 5 Meter Wassertiefe

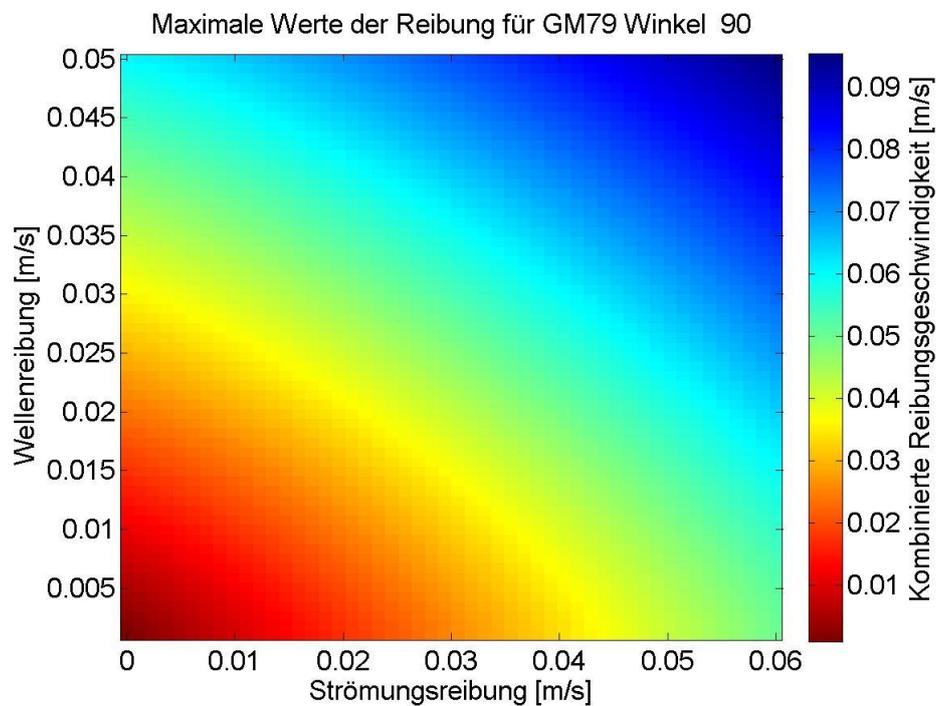


Abbildung 2.12: Maximaler Reibungswert für einen eingeschlossenen Winkel von 90°

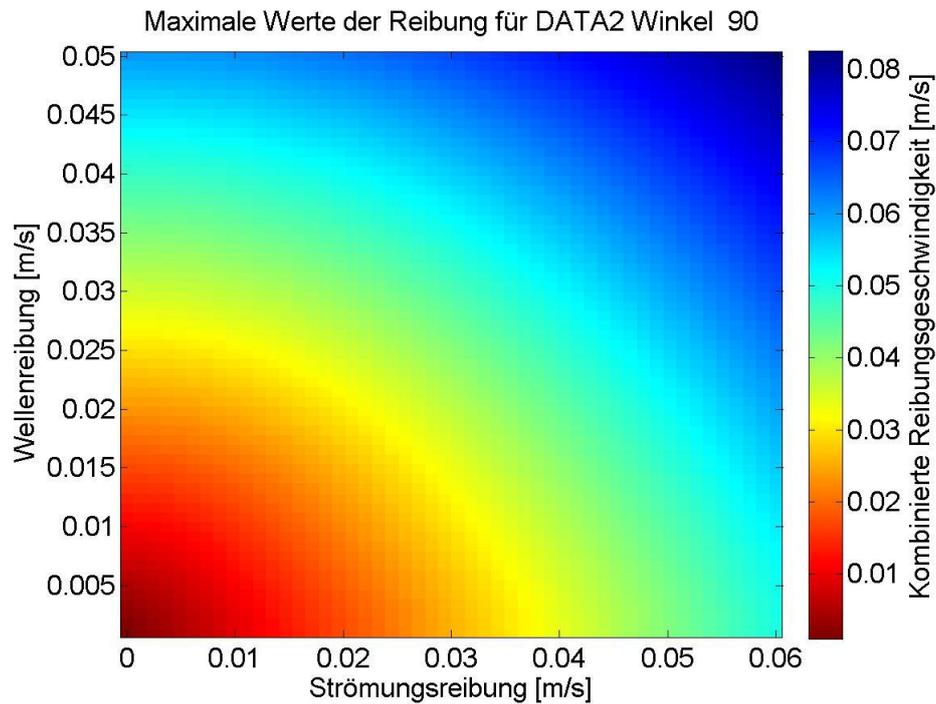


Abbildung 2.13: Maximaler Reibungswert bei 90° für das DATA2 Modell

Um Aussagen über den Beginn der Sedimentablösung zu machen, sind die maximalen Reibungswerte von Interesse. Hier weist das DATA2 Modell einen geringeren Gradienten auf. Außerdem vereinfacht die Verwendung von zwei konstanten Koeffizienten die Anwendung. Anhand dieser Abbildungen lässt sich abschätzen, welchen Fehler die Vernachlässigung der Strömung haben würde.

2.4.9 Die Suspensionsgrenze

Der Transport von Sediment erfolgt über zwei verschiedene Mechanismen. Der erste Mechanismus, der so genannte Geschiebetransport, erfolgt als rollende Bewegung einzelner Körner über den Meeresboden. Der englische Fachausdruck für den Beginn von Geschiebetransport ist „Initiation of Motion“. Der zweite Mechanismus ist der Transport durch Suspension. Gehen die Sedimentpartikel in Suspension, dann werden sie mit der Strömung in der Wassersäule aufgewirbelt.

Wenn Sedimente in Suspension versetzt werden, spricht man bei dem Ablösemechanismus von „Entrainment“ [SOULSBY, 1997].

Die Art des Transports hängt von den Geschwindigkeiten des Wasserkörpers sowie der Korngröße ab. Die kritische Bodenschubspannung gibt die Grenze an, ab der das Sediment als „Bedload“-Transport bewegt wird. An dieser Stelle wird nun der Grenzwert hergeleitet, ab dem das Sediment in Suspension gebracht wird. Suspension (lat.: *suspendere* „aufhängen“ oder „in der Schwebelassen“) bedeutet im Fall von Sedimentbetrachtungen, dass das Sediment bis zu mehreren Metern vom Meeresboden weg in die Wassersäule gerissen wird und dort mit der Strömung verfrachtet wird. Ob das Sediment in Suspension gebracht wird oder nur als Bodenfracht transportiert wird, hängt einerseits von der Sinkgeschwindigkeit des Sedimentkorns ab und andererseits von der herrschenden Bodenreibungsgeschwindigkeit. Für die Sinkgeschwindigkeit von Sedimentpartikeln findet man in der Literatur mehrere Berechnungsansätze. Cheng (1997) entwickelte eine einfache Gleichung für natürliche Sedimente in Abhängigkeit von der Korngröße. Um die Gültigkeit dieser Gleichung zu belegen, wurde diese Gleichung mit den Arbeiten von Sha (1954), Concharov (1962), Zhang (1989), van Rijn (1989) und Zu und Cheng (1993) verglichen und anhand von Messdaten belegt, dass sie eine ausreichende Genauigkeit aufweist. Nach Cheng (1997) gilt für die Sinkgeschwindigkeit w von Sedimentpartikeln:

$$w = \frac{\nu}{d} \left[\sqrt{25 + 1,2D_*^2} - 5 \right]^{-1,5} \quad (2.32)$$

Mit ν = kinematische Viskosität, d = Wassertiefe, D_* = dimensionslosen Korngröße

Der Zusammenhang von Sinkgeschwindigkeit und Suspension wird über den Rouse-Parameter P bestimmt. Nach Harris (2003) ist dieser Zusammenhang folgend definiert:

$$P = \frac{w}{\kappa u_*} \quad (2.33)$$

Mit $\kappa =$ von Karman's Konstante ($=0,41$), $u_* =$ Bodenreibungsgeschwindigkeit

Bei Suspension wird der Rouse-Parameter in drei Bereiche unterteilt.

$P > 2.5$ bedeutet keine Suspension, $1 < P < 2,5$ bedeutet marginale Suspension,

$P < 1$ bedeutet volle Suspension.

Soulsby (1997) setzte die Grenzen in Bezug auf die Korngröße und den Transport fest. Für Sedimente mit einem Korndurchmesser von mehr als 2 mm ist die der Bedload-Transport der vorherrschende Mechanismus, für Sedimente kleiner als 0,2 mm ist es der Suspended Load-Transport. Zwischen diesen Grenzen herrscht ein gemischter Transport, der sowohl aus Bedload wie aus Suspended Load besteht.

3. Sensoren

Der Schwerpunkt dieses Kapitels liegt auf dem verwendeten Radarsystem. Das ADCP spielt eine andere, entscheidende Rolle und darum wird auf diesen Sensor ebenfalls eingegangen, trotz der Tatsache, dass es sich bei dem ADCP um ein etabliertes Messinstrument handelt, das seit Jahrzehnten erfolgreich im Feldeinsatz steht. Abschließend werden weitere Sensoren erläutert, die notwendige Daten lieferten.

3.1 Das Radar

3.1.1 Prinzipien der Radartechnologie

Das Radar erlaubt eine synoptische Beobachtung und ist das Kerninstrument der Datenerfassung zur Analyse. Ein Radargerät erzeugt elektromagnetische Wellen, die es aussendet und deren Echo es von rückstreuenden Flächen wieder empfängt [SKOLNIK, 1990].

Das Radar bietet, gerade im zivilen Bereich, ein ganzes Spektrum an Nutzungsmöglichkeiten. In der Radarhydrographie verwenden Wissenschaftler das Radar als Messinstrument. Im Gegensatz zum konventionellen Radareinsatz im nautischen Schiffsbetrieb, bei dem man die Rückstreuung der Meeresoberfläche unterdrückt, um nur die gewünschten Objekte, wie z.B. Schiffe auf dem Radarschirm darzustellen, interessiert sich die Radarhydrographie gerade für die Rückstreuung der Wasseroberfläche und filtert die Schiffe als unerwünschte Objekte heraus. Um die gewünschten Parameter des Wassers messen zu können, muss das eingesetzte Radar entsprechend modifiziert werden. Eine Modifikation umfasst die Polarisierung des Radars. Mit der Polarisierung eines Radars ist die Ausrichtung der emittierten elektromagnetischen Welle gemeint. Die Schwingungsebene der elektrischen Feldkomponente ist diejenige Komponente der Welle, welche die Polarisationsrichtung definiert. Eine Radaranlage kann man auf verschiedene Arten polarisieren. Die eingesetzten Radaranlagen sind durchweg linear polarisiert. Die lineare Polarisation ist in zwei Arten unterteilt, die sich als Standard durchgesetzt haben. Entweder ist die Welle horizontal polarisiert, das bedeutet die elektrische Feldkomponente oszilliert parallel zur Erdoberfläche, oder die Welle ist vertikal polarisiert. In dem zweiten Fall schwingt die elektrische Feldkomponente parallel zur Richtung der Gravitationsbeschleunigung. Bei einer Radaranlage kann die lineare Polarisation in weitere Fälle unterteilt werden, einerseits in die Polarisation der gesendeten Welle oder in die Polarisation der empfangenen Welle. Man spricht von Sende- und Empfangspolarisation. Üblicherweise sind Sende- und Empfangspolarisation gleich. In dieser Arbeit werden beide Arten von linearer Polarisation angewendet. Im Weiteren werden sie HH (Horizontale Sendepolarisation/Horizontale Empfangspolarisation) und VV (Vertikale Sendepolarisation/Vertikale Empfangspolarisation) benannt. Die vertikale Polarisation hat den Vorteil, dass sich die Rückstreuung (Sea Clutter) der Meeresoberfläche besonders gut abbildet. Auf diesen Punkt wird in Kapitel 4 noch genauer eingegangen. Abbildung 3.1 zeigt schematisch eine hydrographische Radarmessung. Der so genannte „Dead

Range“ gibt die Mindestentfernung an, ab der Messdaten empfangen werden. Der Dead Range wird von dem vertikalen Öffnungswinkel der Radarantenne und dem Sende-Empfangsintervall bestimmt. Das Radarsystem sendet eine bestimmte Zeitspanne lang Signale aus, dann schaltet die Anlage auf Empfang. Der Umschaltprozess nimmt Zeit in Anspruch, so dass sehr schnell zurückkehrende Signale, also solche, die in Antennennähe bereits zurückgestreut werden, auf eine noch nicht empfangsbereite Antenne treffen und nicht aufgenommen werden. Die zeitliche Länge des Sendeintervalls (Puls) bestimmt die Pulsbreite. Diese Pulsbreite wiederum bestimmt die räumliche Größe der Radarauflösezone. In dem hier verwendeten Radar beträgt die radiale Auflösung 7,5 Meter. Das verwendete Radar hat eine maximale Reichweite von 1 Seemeile (1 sm = 1,852 km). Die Reichweite hängt einerseits von der abgestrahlten Leistung des Radars ab und andererseits von der Antennenhöhe. Je geringer der Einfallswinkel, desto ungenauer werden die Daten. Zusätzliche Effekte, die hier nicht näher behandelt werden sollen, werden nun so groß, dass sie die Daten signifikant beeinflussen.

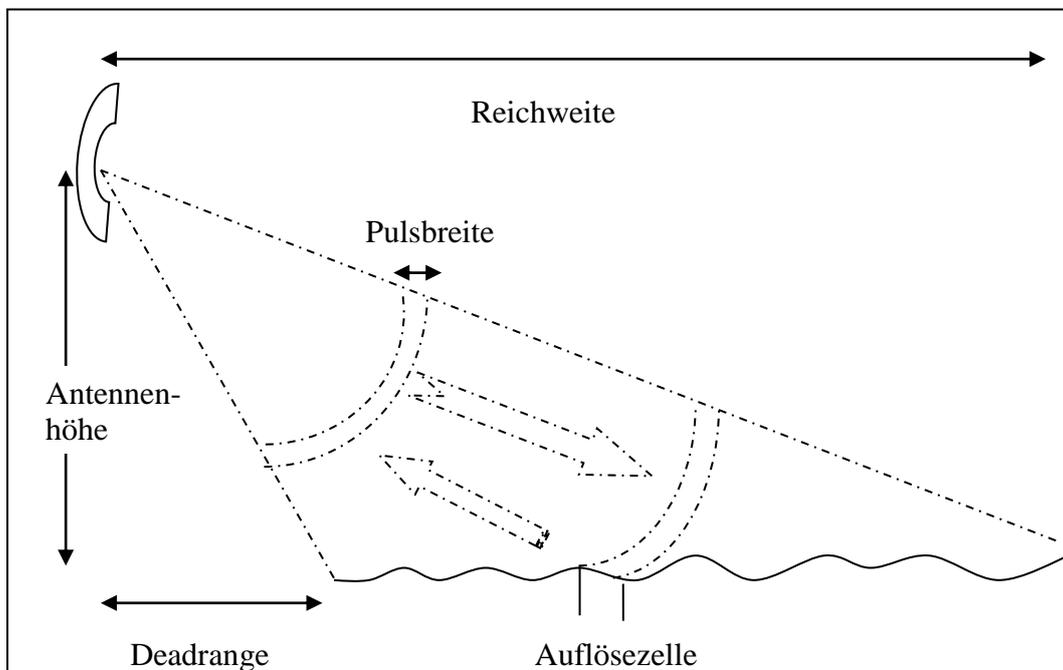


Abbildung 3.1: Prinzipielle Darstellung der Radarmessung der Wasseroberfläche

3.1.2 Das Dopplerradar

Eine weitere notwendige Modifikation ist die Dopplerrisierung. Mit einem dopplerrisierten Radar ist man in der Lage, die Geschwindigkeit des georteten Objektes oder Rückstreuers anhand der Dopplerrfrequenz zu messen. Auf den Dopplereffekt wird im nächsten Abschnitt genauer eingegangen.

Diese bei der vorliegenden Messung verwendete Art der Dopplermessung nennt man „coherent on receive“ (deu: Empfangskohärent) [SKOLNIK, 1990]. Das dopplerrisierte Radar basiert auf einem Magnetron-Schwinger, der keine konstante Phase erzeugt. Um auf die Dopplerrfrequenz schließen zu können, muss die zufällige Phase des Senders für jeden Radarstrahl aufgezeichnet werden. Dann kann die empfangene Phase mit der zufälligen Phase verglichen und so die Dopplerrfrequenz ermittelt werden.

3.1.3 Das RDCP

Eine am Institut für Küstenforschung weitergeführte Entwicklung des Dopplerradars ist der Radar Doppler Current Profiler (RDCP). Es wurde entwickelt um Strömungen als vollständigen Vektor flächenhaft messen zu können. Das RDCP besteht aus zwei vertikal polarisierten Dopplerrradaranlagen. Die vertikale Polarisation ist günstig für Strömungsmessungen, da sie eine bessere Rückstreuung der Meeresoberfläche gewährleistet. Das RDCP arbeitet im X-Band-Bereich mit einer Sendefrequenz von 10,9 GHz, was einer Wellenlänge von ungefähr 3 cm entspricht. Die Kapillarwellen, die auf einer aufgerauten Meeresoberfläche zu sehen sind, haben ebenfalls eine Wellenlänge von ca. 3 cm, was der Wellenlänge der von uns verwendeten Bandbreite entspricht. Dadurch entsteht konstruktive Interferenz was die zurück gestreuten Signale verstärkt und diese heben sich somit deutlich von der übrigen Rückstreuung ab. Diese Verstärkung der Rückstreuung ist im Signal deutlich zu sehen und macht eine

entsprechende Auswertung möglich. Ein weiterer Vorteil des RDCP ist, dass es auch in Bereichen messen kann, die für das ADCP zu geringe Wassertiefen aufweisen. Allerdings ist das RDCP auf eine Windgeschwindigkeit von mindestens 2 [m/s] angewiesen. Für die Strömungsmessungen wird eine nur durch Kapillarwellen aufgeraute Wasserfläche vorausgesetzt. Wie in Kapitel 4 beschrieben wird, sind beide Radarantennen in einem 90° Winkel zueinander angeordnet. Jede Antenne kann nur die Strömungskomponente in radialer Richtung erfassen. Der relative Winkel muss unverändert bleiben, damit der volle Vektor der Oberflächenströmung zu jeder Zeit gemessen werden kann.

3.1.4 Landgestütztes Radar

Für den zweiten Teil der Messungen wurde ein Radar von Land aus betrieben. Hierbei handelt es sich, anders als beim RDCP, um eine einzelne Radarantenne. Eine Kombination von zwei Geräten, die fest montiert sind, wäre wenig zielführend, da die Schnittmenge, die einen 90° Winkel beinhaltet und somit den vollen Strömungsvektor garantiert, zu gering wäre um den Aufwand und Betrieb von zwei Radaranlagen zu rechtfertigen. Bei dieser Messung wird somit nur eine radiale Komponente erfasst. Das Dopplerradar wurde ebenfalls von einem Gittermast an Land aus eingesetzt. Dieser Teil der Messungen fand von einer Erhebung im nördlichen Listland statt, an der Grenze zum Sandhaken Ellenbogen. Das verwendete Radar war ebenfalls dopplertisiert und entweder HH oder VV polarisiert. Für Seegangsmessungen, darunter die hier vorgestellte Messung im Februar 2008, wurde die HH Polarisation verwendet. Diese Art der Polarisation koppelt an die Kämme der Rückstreuer an und ist gerade bei Sturm mit starken Winden und großen Wellenhöhen gut einsetzbar, um Seegangswellen zu erfassen. Die vertikale Polarisation erfasst den Wasserkörper eher flächenhaft und eignet sich daher für Schwachwindfälle und zur Strömungsmessung.

3.2 Das ADCP

Das ADCP wurde als Validationssensor eingesetzt, da es sich um ein etabliertes Instrument handelt, welches problemlos im Parallelbetrieb zu dem RDCP eingesetzt werden kann.

3.2.1 Eingesetzte Sensoren

Das ADCP, das während der vorliegenden Messungen verwendet wurde, ist ein Standard-Flachwasser-ADCP von RD Instruments mit einer Sendefrequenz von 600 und 1200 kHz. Abhängig von der eingestellten Frequenz erreicht das ADCP unterschiedliche Maximaltiefen bei unterschiedlicher Tiefenauflösung.

Bei 600 kHz erreicht das ADCP eine maximale Wassertiefe von 50 Metern mit einer Mächtigkeit von 50 cm pro Tiefenzelle. Bei 1200 kHz reicht das ADCP nur bis zu einer Wassertiefe von 25 Metern, hat aber eine Tiefenauflösung von 25 cm pro Tiefenzelle. Bei diesem ADCP handelt es sich um ein Breitband-ADCP. Breitbandgeräte messen nicht die Dopplerfrequenz direkt sondern die Veränderung der Laufzeit zu den Rückstreuern. Diese Art der Signalverarbeitung nutzt eine volle Signalbandbreite aus. Die ADCP Strömungsdaten enthalten eine Fehlerspanne von +/- 15 cm/s.

Neben der direkten Strömungserfassung gehörten zu den Messungen eine Reihe zusätzlicher Sensoren, die entweder weitere Eckdaten lieferten oder die Qualität der Strömungsdaten sicherstellten.

Zum einen war ein Windsensor im Parallelbetrieb. Dieser Sensor zeichnete im Abstand von 6 Sekunden einen Wert für Windgeschwindigkeit und einen für Windrichtung auf. Das vertikal polarisierte Dopplerradar reagiert sensibel auf Windeinfluss an der Wasseroberfläche, daher muss der Wind gemessen und in einem späteren Prozessschritt kompensiert werden.

Für die zeitnahe Bathymetrie-Erfassung wurde ein Fächerecholot eingesetzt, das von der Abteilung Küstenozeanographische Messsysteme (KOK) des Instituts für Küstenforschung betrieben wird. Mit diesem Sensor kann die Bathymetrie mit einer räumlichen Auflösung von 2 x 2 Meter dargestellt werden. Die Rückstreuintensität lässt Rückschlüsse auf die Sedimentrauigkeit zu und mit der Auswertung von Kalibrationsproben lässt sich die mittlere Korngröße abschätzen. Die lokale Wassertiefe und die Korngrößen sind wichtige Eckdaten für die Bodenreibung und als untere Berandung unerlässlich.

Als weiteres Verifikationsinstrument wurde eine CTD-Sonde eingesetzt (engl.: CTD = Conductivity – Temperature – Depth). Die Art der Sonden ist in der Meereskunde ebenfalls ein Standardinstrument, das für Profile der verschiedenen Parameter eingesetzt wird. In der vorliegenden Arbeit wurde die CTD-Sonde benutzt, um die Schichtung des Wasserkörpers zu überprüfen. Eine Transferfunktion von der Wasseroberfläche bis zum Meeresboden ist nur gültig, wenn keine Schichtung des Wassers vorliegt. Ohne den Beweis durch die CTD-Sonde wären viele der vorliegenden Berechnungen haltlos.

Ein letztes Instrument, das für das gesamte Experiment von zentraler Bedeutung ist, ist das GPS (engl.: GPS = Global Positioning System). Für die Messungen wurde ein hochpräzises GPS eingesetzt, das eine Genauigkeit von +/- 10 cm aufweist. Dieses GPS wurde verwendet, um die Messdaten zu georeferenzieren und die Schiffsbewegungen zu kompensieren.

4. Das Experiment

4.1 Teil 1: Lister Tief

Das den ausgewerteten Daten zugrunde liegende Experiment bestand aus zwei Teilen.

Der erste Teil umfasste eine Schiffskampagne in dem Gezeitenkanal ‚Lister Tief‘, nördlich der Nordseeinsel Sylt. Hier wurden flächendeckende Strömungsdaten der Wasseroberfläche mittels RDCP erfasst. Parallel dazu waren ADCP-Messungen genommen worden, mit denen die Radardaten verglichen werden konnten. Die Strömungsdaten wurden in einer mehrwöchigen Messkampagne im Mai 2007 mit vertikaler Radarpolarisation erhoben. Die Messungen fanden zu einem Zeitpunkt statt, in dem das Wetter stabil und ruhig war. Es herrschte kein langwelliger Seegang und die Windverhältnisse erlaubten den Einsatz eines schlauchbootgestützten ADCPs.

An dieser Stelle wird beschrieben, wie die Sensoren auf dem Forschungsschiff ‚Ludwig Prandtl‘ während der Strömungsmessungen 2007 angeordnet waren.

Der Aufbau ist vergleichbar mit der Messanordnung des Experiments aus dem Jahr 2006 [SEDLACEK, 2007]. Eine Neuerung in der Datenerfassung im Vergleich zu dem Experiment aus 2006 war die zeitnahe Bathymetrieerfassung und der Parallelbetrieb des Schlauchbootes. Dieses Boot (‚Onkel Herbert‘) war mit einem Flachwasser-ADCP bestückt, das ein zweites, vertikales Strömungsprofil lieferte. Das ADCP war an einem Ausleger am Bug des Bootes montiert, was eine geringe Eintauchtiefe und somit eine oberflächennahe Messung gewährleistete.

Als zweites Gerät war ein GPS System an Bord des Bootes. Dieses Gerät bestand aus zwei Antennen und erfüllte den gleichen Zweck, wie das aus vier Antennen bestehende System an Bord des Schiffes: einerseits als Motion-Sensor und andererseits zur Kurs und Positionsbestimmung.

4.1.1 Messaufbau

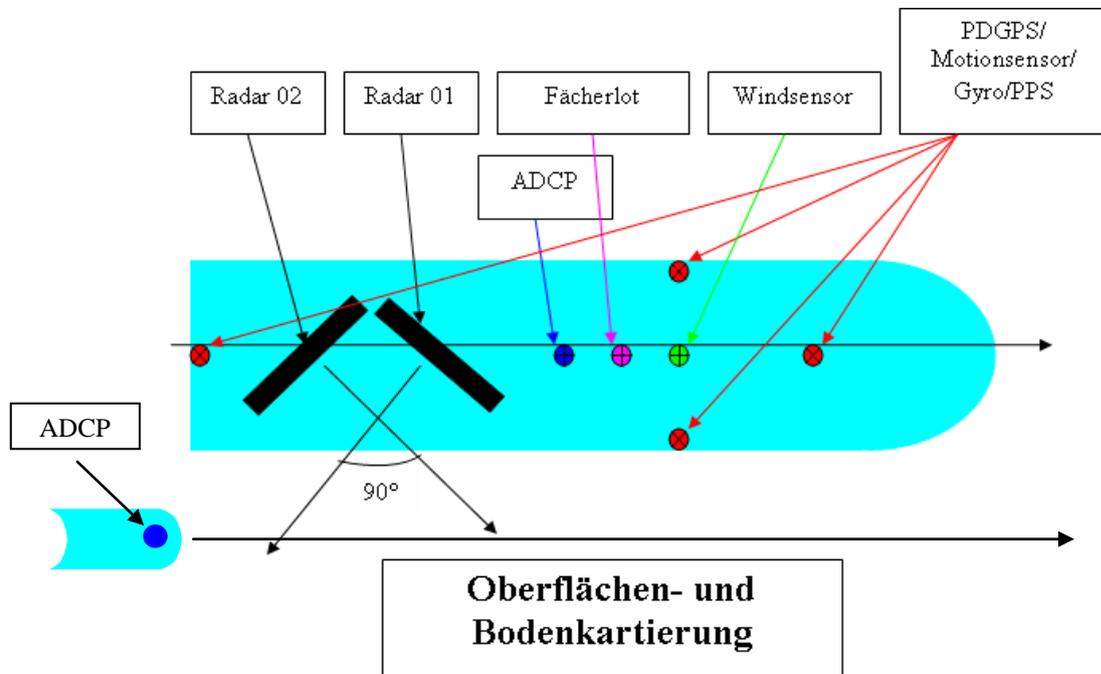


Abbildung 4.1: Sensorenanordnung für die Strömungsmessungen 2007. Zu sehen ist der Messaufbau an Bord der Ludwig Prandtl und dem Schlauchboot Onkel Herbert, das parallel zum Schiff gefahren ist.

4.1.2 Strömungsmessung mit RDCP

Dieses Kapitel dient der Erläuterung des Ablaufs des Experiments und der Beschreibung der Aufzeichnungsverfahren. Die Messungen wurden zwischen dem 22.05.2007 und dem 06.06.2007 durchgeführt. Es wurde dabei darauf geachtet, dass zu jeder Tidesituation mindestens eine Messung vorlag.

Für das RDCP wurden Schnitte entlang des Tidekanals unternommen. Während eines vorangegangenen Experiments im Jahre 2006 wurde festgestellt, dass Profile quer zum Tidekanal weniger aussagekräftig sind als Längsprofile. Diese Längsprofile wurden ebenfalls für MBES und ADCP Messungen genutzt. Da es

sich bei den MBES Messungen um unabhängige Daten handelt, wird an dieser Stelle nur auf die Strömungsaufzeichnung eingegangen. Die Bathymetrieerfassung liegt außerhalb dieser Arbeit und nur die erzeugten Datensätze werden genutzt. Die Messfahrten wurden alle nach einem standardisierten Schema durchgeführt. Im Jahr 2007 fand im Institut für Küstenforschung zum ersten Mal eine abteilungsübergreifende Messkampagne statt. Das Messgebiet im Lister Tief gehörte zu dem Einzugsgebiet dieser Kooperationsmessung. Für die Messungen wurde das Messgebiet in Längsprofile zerlegt, wie in Abbildung 4.2 zu sehen ist. Navigation, ADCP, Radar 01 und Radar 02 wurden jeweils über einen separaten Rechner gesteuert. Zu Beginn jedes Profils wurden für die Radaranlagen, das ADCP und die Navigation eigene Dateien angelegt, die Datum, Zeit und Profilvernummer beinhalteten. Während der Profilmessungen mussten die Rechner kontinuierlich überwacht werden. Die Überwachung der Computeranzeigen war notwendig, um Sensorausfälle zu beheben und die anfallenden Daten einer ersten Qualitätskontrolle zu unterziehen, da beispielsweise der Ausfall des GPS die Geokodierung des betroffenen Profils unmöglich machte. Zumindest mussten Datenausfälle in einem handschriftlichen Protokoll vermerkt werden. Äußerliche Störfaktoren wie Regen, passierende Schiffe u. ä. mussten erfasst und kartiert werden. Innerbetriebliche Probleme, wie Stromausfälle und Fehler im Programmablauf der einzelnen Rechner, mussten ebenfalls notiert und gegebenenfalls kompensiert werden. Die Radaranlagen besaßen eine weitere Verbesserung gegenüber konventionellen Radaranlagen. Ein eingebauter Winkelgeber machte es möglich, die Radarantennen auf einen bestimmten, frei bestimmbar Winkel fest einzustellen. Da der Winkelgeber nur eine relative Orientierung hatte, musste das System nach dem Aufbau auf Nord kalibriert werden.

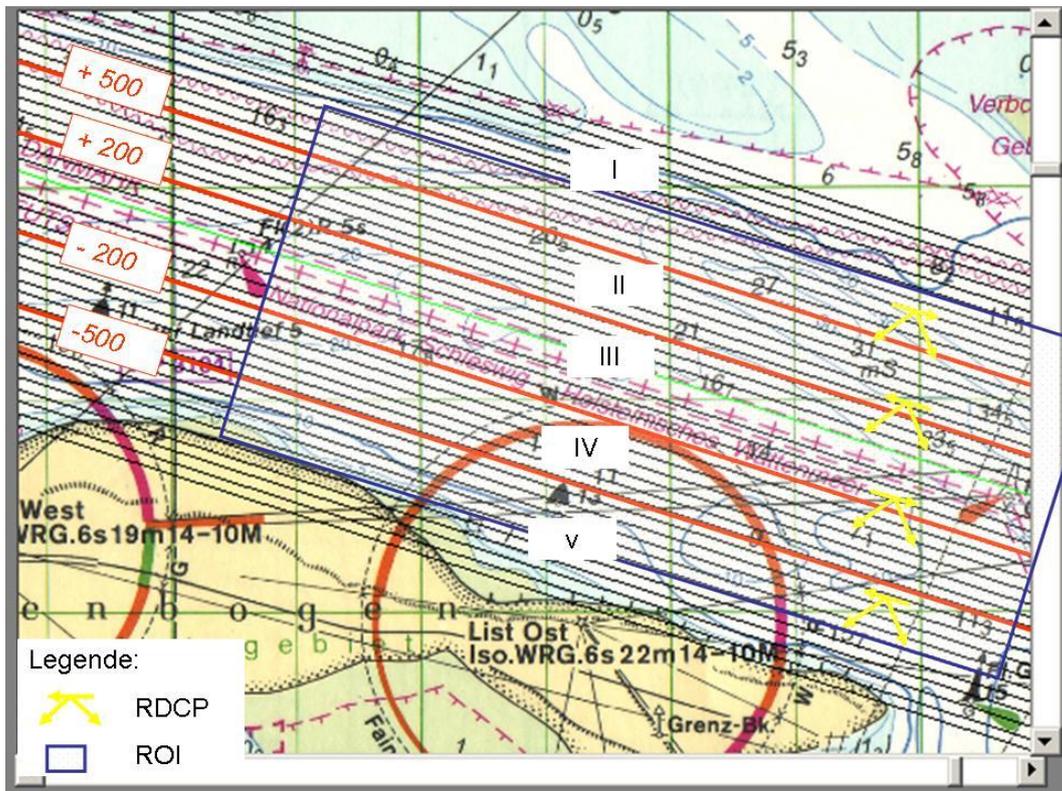


Abbildung 4.2: Bildschirmgraphik des Navigationsrechners mit Profil- und Gebietsübersicht

Das Beiboot der Ludwig Prandtl war mit einem Radarreflektor und einem PDGPS-Empfänger ausgestattet, welcher eine Genauigkeit von 10 cm besaß. Mit dem Beiboot wurden nun verschiedene Punkte im Bereich außerhalb des Lister Hafens angefahren. Das Messschiff selber verblieb ortsfest im Hafen liegen. Nachdem das Boot die jeweilige Position erreicht hatte, wurden die GPS-Koordinaten von Boot und Schiff aufgezeichnet und mit beiden Radargeräten das Schlauchboot angepeilt. Aus den Koordinaten der beiden Positionen konnte mit der Stellung der Antennen die Orientierungskonstante bestimmt werden, die den Winkel zwischen der Nullstellung des Winkelgebers und der Nordrichtung angibt. In dieselbe Rechnung ging außerdem der Abstand ein. Die unabhängig operierenden PCs mussten miteinander in einen nachvollziehbaren Bezug gesetzt werden, um die einzelnen Messdaten kombinieren zu können. Die gemeinsame

Schnittstelle war eine intern eingebaute PCI-Funkuhrkarte, die die Systeme permanent auf $\pm 2,0$ [ms] exakt korrigierte. Der einheitliche Zeitstempel machte spätere Geo-Referenzierung erst möglich. Bei einem Teil der gefahrenen Profile wurde ein Schlauchboot im Parallelbetrieb eingesetzt. Das auf dem Boot befindliche ADCP konnte bereits innerhalb der oberen 50 cm Strömungswerte liefern, war aber dementsprechend empfindlich gegenüber Seegang. Die Schlauchbootfahrten wurden nur bei ruhigem Wasser ohne Einfluss von anderen Schiffen gefahren. Diese kombinierten Profile wurden so ausgewählt, dass sich das Schlauchboot zeitlich außerhalb der Radarmessungen befand, aber räumlich in der Mitte des von den Radaren erfassten Streifens fuhr. Der Zeitversatz zwischen Radarmessungen und ADCP Messung betrug weniger als 2 Minuten. Die Auswahl der Profile erfolgte über eine schematische Darstellung im Navigationsrechner, der auch dem Schiffsführer zur Verfügung stand. Ein Bildschirmfoto ist in Abbildung 4.2 zu sehen. Das zu befahrende Gebiet umfasste den Bereich des Lister Tiefs und war in fünf Blöcke unterteilt. Diese Unterteilung war notwendig, da die Messkampagne außerdem zum Ziel hatte, einen Strömungsatlas des Lister Tiefs zu erstellen. Dieses Ziel liegt außerhalb der vorliegenden Arbeit und wird deshalb nicht näher beleuchtet. Die Aufteilung in Linien mit positiven und negativen Vorzeichen bedeutet lediglich, ob sich die Profilline nördlich (auf dänischer Seite, positiv) oder südlich (auf deutsche Seite, negativ) der Grenze befindet. Die Abstände der einzelnen Linien betragen 50 Meter.

4.1.3 Strömungsmessung mit ADCP

Neben der Strömungsmessung mit Radar, wurden bei der vorliegenden Messkampagne zwei ADCP Geräte eingesetzt. Die ADCPs haben mehrere Funktionen. Zum einen sollen mit ihren Daten eine Extrapolation der Oberflächenströmung in die dritte Raumdimension ermöglicht werden, zum anderen sollen die ADCP Daten die Radardaten verifizieren. Im vorangegangenen

Abschnitt wurden die Anordnung und der Einsatz der beiden ADCPs auf der Prandtl und dem Schlauchboot ‚Onkel Herbert‘ erläutert. Hier wird die Datennahme beschrieben.

4.1.3.1 Prandtl-ADCP

Die Aufzeichnung der ADCP Daten erfolgt mittels einer handelsüblichen Herstellersoftware. Für die verwendeten RDI-Systeme wurde das Programm ‚WinRiver‘ benutzt. Die Software zeichnet die Strömungsdaten zeitlich geordnet nach Ensembles auf. Ein Ensemble bezeichnet ein Tiefenprofil. Jedes Ensemble erhält bei Aufzeichnung einen so genannten Header. Der Ensembleheader enthält die allgemeinen Informationen über das Tiefenprofil. Es wird unter anderem der Datums- und Zeitstempel angegeben, die Position in Grad und die Wassertiefe. Bei den vorliegenden Messungen wurde das Prandtl ADCP mit einer Tiefenauflösung von 25 oder 50 cm betrieben. Für jede Tiefenschicht wurde ihr Abstand von der Wasseroberfläche, ihr Geschwindigkeitsbetrag, ihre Richtung und ihre Geschwindigkeit in Nord- und Ost-Komponente zerlegt. Für jede Schicht wird außerdem noch eine prozentuale Qualitätsangabe gemacht. Die Software erfasst noch eine Reihe weiterer Informationen, auf die hier nicht weiter eingegangen werden soll.

4.1.3.2 Schlauchboot-ADCP

Ein zweites RDI-ADCP war auf dem Schlauchboot abgebracht. Dieses Gerät arbeitete auf die gleiche Weise wie das ADCP auf der Prandtl.

Die Tiefenauflösung wurde bei diesem Gerät allerdings konstant auf 25 cm belassen, da die erhaltenen Daten die Strömungsdaten der Wasseroberfläche verifizieren sollen und somit Strömungswerte möglichst nahe der Oberfläche wünschenswert sind. Das Schlauchboot reagiert allerdings sensibler auf kurze Wellen, als das Messschiff. Die Position des ADCPs so dicht unter der

Wasseroberfläche hat zur Folge, dass auch bei kleineren Wellen Turbulenzen unter dem Schwinger entstehen und Fehler erzeugen können. Auch hier werden die Daten über den Zeitstempel mit dem GPS gekoppelt um eine spätere Positionierung durchführen zu können.

Am Ende der Messungen stehen mehrere Datensätze zur Weiterbearbeitung zur Verfügung: die radialen Radardaten, die ADCP-Daten der Prandtl, die ADCP-Daten des Schlauchbootes, die Bathymetriedaten aus dem MBES und die entsprechenden GPS Daten.

4.2 Teil 2 : Westküste/Ellenbogenberg

Im zweiten Teil des Experiments wurde ein Radar von Land aus eingesetzt. Dieses Messgebiet befand sich vor der nördlichen Westküste von Sylt, auf Höhe des Ellenbogenbergs, auf dem sich die Radarstation befand (Abb. 4.3). Seegangswellen haben einen erheblichen Einfluss auf die Bodenreibung. Eine Messung während eines Sturmereignisses fand im Februar 2008 mit einem horizontal polarisierten Dopplerradar statt. Dabei wurden die Geschwindigkeitsspitzen der Rückstreuer und die Frequenz dieser Spitzen gemessen. Beide Datensätze sind für eine Abschätzung der Bodenschubspannung von der Wasseroberfläche zum Boden unverzichtbar.

4.2.1 Messaufbau

Die Landstation auf dem so genannten Ellenbogenberg war das Hauptmesssystem für die Seegangsmessung 2008.

In diesem Abschnitt wird der Aufbau der Messanlage beschrieben. Das Radar selber ist auf einem 15 Meter hohen Gittermast montiert, der wiederum auf einer 20 Meter hohen Erhebung steht, dem Ellenbogenberg. Für die Messung 2008 war

eine dopplertierte, horizontal polarisierte Radaranlage verwendet worden. Der zugehörige Rechner war in einem mobilen Messcontainer untergebracht.

Abbildung 4.3 zeigt die Messstation in fertig errichtetem Zustand. Die elektrische Energie wird hauptsächlich über eine Anordnung von Solarkollektoren gewonnen. Bei andauerndem schlechtem Wetter kann über ein Kabel Strom aus dem Inselnetz bezogen werden. Zu sehen ist, dass die Radarantenne mit einem Kunststoffdom versehen ist. Der Dom hat die Funktion, dass die Antenne vor dem Einfluss von Wind geschützt ist. Windbedingte Bewegungen der Antenne können daher als Fehlerquelle von vornherein ausgeschlossen werden. Neben dem Radar waren zudem eine Wettersonde, ein GPS System und eine Kamera verwendet worden. Die Wettersonde lieferte Daten über Windrichtung, Windgeschwindigkeit und weitere Eigenschaften der Luft, die für die hier vorgestellten Messungen nicht relevant waren. Die Kamera diente der visuellen Überwachung der Messungen um Artefakte wie Signale von Booten oder Bojen im Erfassungsbereich des Radars zu erkennen und in der Auswertung zu berücksichtigen. Den Zeittakt gab ein Funkuhrsignal an die gesamte Anlage.

Das GPS diente der Einmessung der Anlage und zur Kalibrierung. Bevor die eigentlichen Messungen aufgenommen werden konnten, musste die Antenne genau kalibriert werden. Der Winkelgeber hatte seinen Nulldurchgang nicht genau in Nordrichtung und je nach Höhe und Neigung, hat die Anlage einen anderen Deadrange. Diese Werte mussten erst ermittelt werden und als so genannte ‚Offsets‘ in der Einstellung des Systems berücksichtigt werden. Für die Kalibrierungsmessung wurde ein passiver Radarreflektor einige hundert Meter von der Antenne entfernt aufgebaut und mit GPS eingemessen. Das zurückgestreute Signal des Reflektors wurde auf dem Radarschirm sichtbar und vermerkt. Anhand der Position des Mastes und der Position des Reflektors konnte die Nordrichtung im Verhältnis zum Nulldurchgang des Winkelgebers festgestellt werden. Ebenso konnte die Entfernung auf eine Radarzelle genau ermittelt werden und somit der bestimmte Deadrange für die verwendete Antenne angegeben werden. Die Mastposition war schon vorher mit GPS bestimmt worden. Ebenfalls

kalibriert werden musste die Wettersonde. Der Winkelgeber für die Windrichtung musste so eingestellt werden, dass die Windrichtung, die in Grad angezeigt wurde, den Richtung möglichst genau anzeigte. Für eine spätere Windkorrektur wäre eine Abweichung an dieser Stelle eine sehr große Fehlerquelle.



Abbildung 4.3: X-Band-Radarstation (VV) mit Dom auf dem Ellenbogenberg.

4.2.2. Wellenmessung mit HH-Radar

In diesem Abschnitt wird die Wellenmessung an der Westküste der Insel Sylt beschrieben. Die Möglichkeit die Radarantenne auf einen bestimmten Winkel einzustellen, ermöglicht die für Seegangsmessungen notwendige längere

Beobachtungszeit in einer Richtung. Zugleich macht diese Einstellung das Radar sensibel gegenüber Windböen, was mittels des Doms kompensiert wurde.

Die Messung erfolgte während eines Sturmereignisses vom 01. Februar 2008 bis zum 04. Februar 2008. Das Radar war gegen die Hauptwellenrichtung von 230° orientiert. Abbildung 2.1 zeigt, warum einlaufender Seegang vorzugsweise aus dieser Richtung anläuft. Das Riff Salzsand verhindert, dass langwelliger Seegang von Nordwest einläuft. Auf der anderen Seite ist Südwest, in diesem Teil der Nordsee die häufigste, vorkommende Windrichtung. Die Messungen selbst erfolgten stündlich für eine Dauer von 8 Minuten. Aus den gewonnenen Dopplerinformationen können später Geschwindigkeit und Frequenz der dominanten Seegangswellen berechnet werden. Um diese Daten abzusichern, wurden Seegangsinformationen außerdem mit einer Wellenmessboje vor Westerland und mit einer weiteren Boje vor Sylt genommen. Die Westerland-Boje ist Eigentum des LKN Schleswig-Holstein, die freundlicherweise die Bojendaten dem Institut für Küstenforschung zur Verfügung gestellt haben. Die zweite Boje ist Institutseigentum und die erhobenen Daten waren somit ebenfalls zugänglich.

Beide Bojen können allerdings nur Orientierungsansätze liefern. Die Westerland Boje liegt vier Kilometer von der Radarmessung entfernt in einem Gebiet mit deutlich größerer Wassertiefe. Die Institutsboje liegt dichter, allerdings in einem abgeschatteten Gebiet in der Nähe des Salzsandes. Diese Position wurde gewählt, da die Boje den Schiffsverkehr nicht behindern darf und an der Stelle keine Fischerei betrieben wird. Die parallel erhobenen Winddaten wurden einmal pro Minute aufgezeichnet und werden auf einer separaten Datei gespeichert.

Die Kamera arbeitete völlig autonom über eine entsprechende Software. Da der Kamerabetrieb viel Rechnerleistung braucht, wurde dieses System auf einem separaten Rechner betrieben. Die Zeitintervalle, in denen Aufnahmen gemacht wurden, konnten benutzerdefiniert eingestellt werden. Die Kameralinse war fest auf einen Winkel ausgerichtet und hatte die gleiche Blickrichtung wie das Radar.

Der gesamte Messbetrieb verlief völlig automatisiert. Kamera und Wettersonde waren im Dauerbetrieb, das Radar arbeitete nach einem programmierten Zeitplan. Die an der Elektrotechnischen Universität St. Petersburg entwickelte Radarsoftware erlaubt die Verwendung sowohl eines Zeitplans wie auch eines Winkelplans. Für die Seegangsmessung war ein Winkelplan nicht nötig, da der Scanner sich nicht im Winkel änderte. Der Zeitplan war so angelegt, dass die Radaranlage immer zur vollen Stunde eine Aufzeichnung startete. Die Daten wurden automatisch in eine Datei weggespeichert, die von dem Programm angelegt wurde und die das Stationskürzel, Datum und Uhrzeit im Namen beinhaltet. Das Programm konnte außerdem so gesteuert werden, dass die Größe der Datenmenge und somit die Aufzeichnungsdauer wählbar war. Die wählbaren Dateigrößen waren 2^n Bytes wobei n eine natürliche Zahl darstellt. Datenausfälle konnten so schon anhand der Dateigröße erkannt werden. Dateien, die von der eingestellten Sollgröße abwichen, mussten mit besonderer Vorsicht analysiert werden.

Bei Ende der Sturmmessung standen Daten der radialen Dopplerinformationen zur Verfügung, sowie entsprechende Winddaten und Digitalbilder.

5. Datenanalyse

In diesem Kapitel wird die Analyseketten auf die erhobenen Messdaten angewandt. Rohdatenauswertung, Korrekturen, Verifikationen und Abläufe werden hier beschrieben, um die in Kapitel 1 definierten Ziele zu erreichen.

Der Kern der Methodik ist eine Transferfunktion, die es erlaubt, von der Wasseroberfläche auf die Grenzschicht Wasserkörper – Meeresboden zu schließen. Die wesentliche Herausforderung an diese Thematik ist es, den Geltungsbereich der Transferfunktion zu bestimmen und sie somit in der täglichen Praxis nutzbar zu machen. Es soll hierdurch ein robustes Verfahren zu Verfügung

gestellt werden, das eine schnelle Abschätzung der Bodenschubspannung ermöglicht.

5.1 Bodenschubspannung aus Strömungen im Lister Tief

Das Radar sowie das eingesetzte Fächerecholot erzeugen Daten auf Flächen, die voneinander durch den Wasserkörper getrennt sind. An dieser Stelle werden die Erkenntnisse der Hydrodynamik verwendet, um die Transferfunktion für gezeiteninduzierte Bodenschubspannung definieren zu können. Die bisher gemachten wissenschaftlichen Fortschritte in der Ozeanographie sind die Grundlage für die hier durchgeführte Analyse, um mit Hilfe der vertikalen Strömungsprofile aus akustischen Messverfahren den Wasserkörper zu parametrisieren und eine Transferfunktion anwenden zu können.

5.1.1. Synoptische Darstellung

In diesem Unterkapitel wird beschrieben, wie die Daten analysiert wurden, um flächenhafte Informationen über die Bodenschubspannung zu erhalten. In Abbildung 5.1 werden die verknüpften Analyseketten dargestellt, die auf die vorliegenden Daten angewandt wurden. Es werden die zugehörigen ADCP Daten ausgewertet und mit den Radardaten verglichen, um das RDCP zu verifizieren und MBES Daten mit einbezogen, um das ADCP zu verifizieren.

Die Radardaten und die Fächerlotdaten bilden die obere und untere Berandung der Wassersäule. Die ADCP Daten der Wassersäule werden zunächst analysiert, um die notwendige Bedingung aus Kapitel 1.2 zu belegen, dass die Wassersäule parametrisierbar ist. Die Analyse des ADCPs umfasst die Verifikation der Tiefenmessungen des Fächerlots und die Verifikation der Oberflächenströmung

der RDCPs. Die Validation der Transferfunktion umfasst die Prüfung des logarithmischen Profils und eine Prüfung der Konsistenz der Bodenparameter.

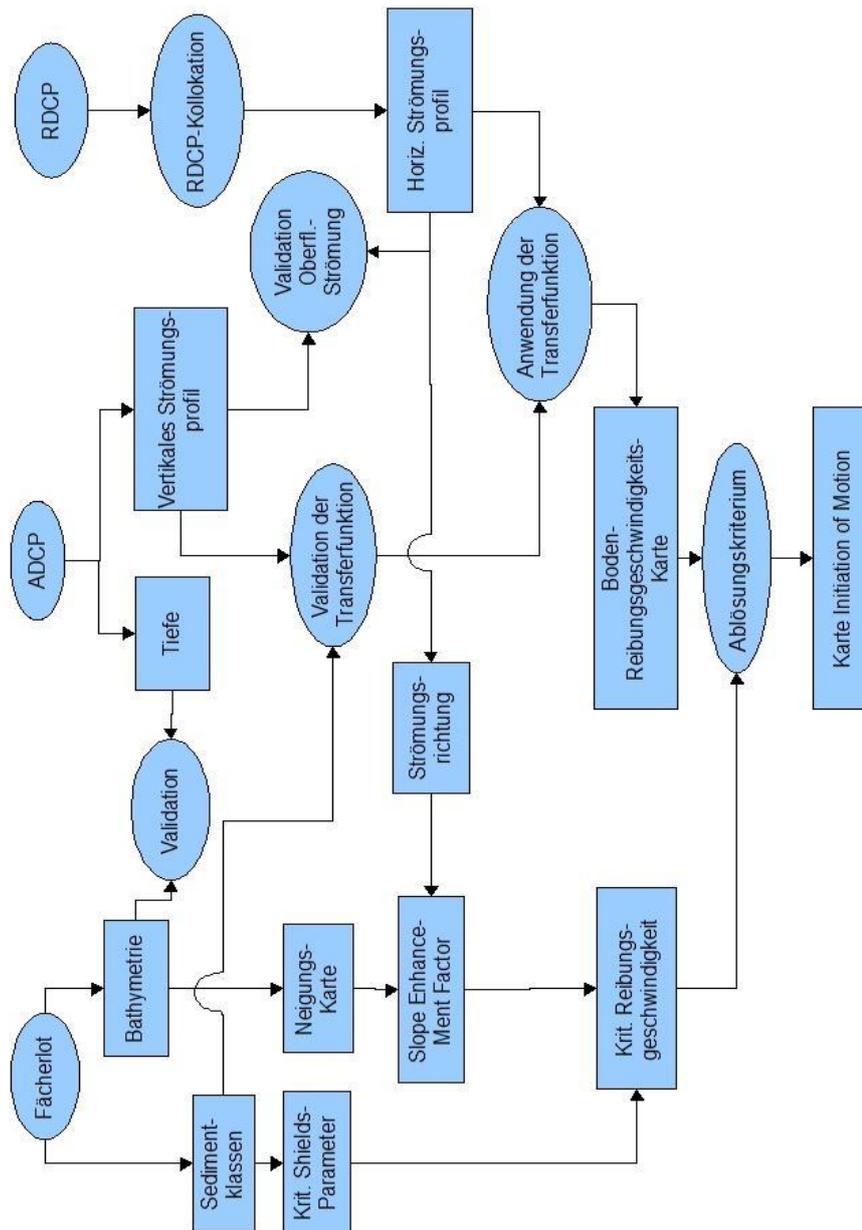


Abbildung 5.1: Schema der Datenanalyse für die strömungsinduzierte Bodenschubspannung.

5.1.2 ADCP-Daten

In diesem Abschnitt wird erläutert, wie die ADCP Daten analysiert werden um als Verifikation des RDCPs verwendet werden zu können.

Die ADCP Daten müssen ein Analyseschema durchlaufen. Die aufgezeichneten Daten setzen sich aus zwei Rohdatensätzen zusammen: zum einen aus den Profildaten für jedes Ensemble und zum anderen aus den Navigationsdaten für jedes Ensemble mit Position, Datum und Zeit. Die Winriver-Software von RD Instruments verbindet beide Rohdatensätze zu einer ASCII-Datei. Die tabellarische Form dieser Datei, die schon in Kapitel 4 erläutert wurde, begünstigt eine weitere Auswertung der Daten. Als nächster Schritt erfolgte eine Qualitätskontrolle der Daten. Die Tabelle enthält eine Spalte mit Qualitätsangabe der entsprechenden Tiefenschicht. Eine prozentuale Angabe über den Anteil der guten Daten gilt als Auswahlkriterium.

RDCP Auswertediagramm

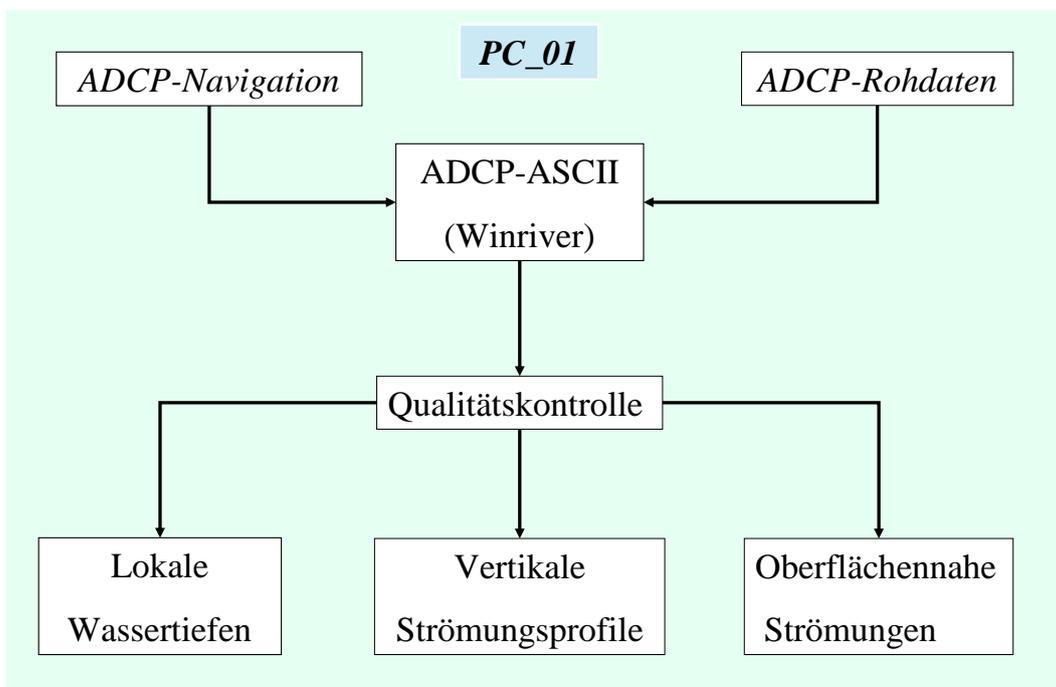


Abbildung 5.2: Schematische Darstellung der ADCP Auswertung

Diese Auswertungsschritte wurden sowohl für das ADCP auf dem Messschiff, wie auch für das ADCP auf dem Schlauchboot durchgeführt. Die Daten jedes Ensembles werden für verschiedene Auswertungsziele vorbereitet. Um die Bathymetriedaten des Fächerecholots nachzuprüfen, werden von jedem Ensemble die lokalen Tiefenangaben genutzt. Für einen Vergleich mit den RDCP Strömungsdaten müssen die ADCP-Werte in Oberflächennähe genauer betrachtet werden. Für eine Überprüfung des logarithmischen Profils müssen die Ensembles über die ganze Tiefe betrachtet werden. Ebenso werden abgeleitete Größen miteinander verglichen um ihre Güte zu prüfen. Für eine Gegenüberstellung der Bodenrauigkeiten aus dem ADCP Profil und den MBES Daten müssen die an eine Funktion angepassten ADCP Daten betrachtet werden. Das Gleiche gilt für einen Vergleich der errechneten Reibungsgeschwindigkeiten von RDCP und ADCP am Boden.

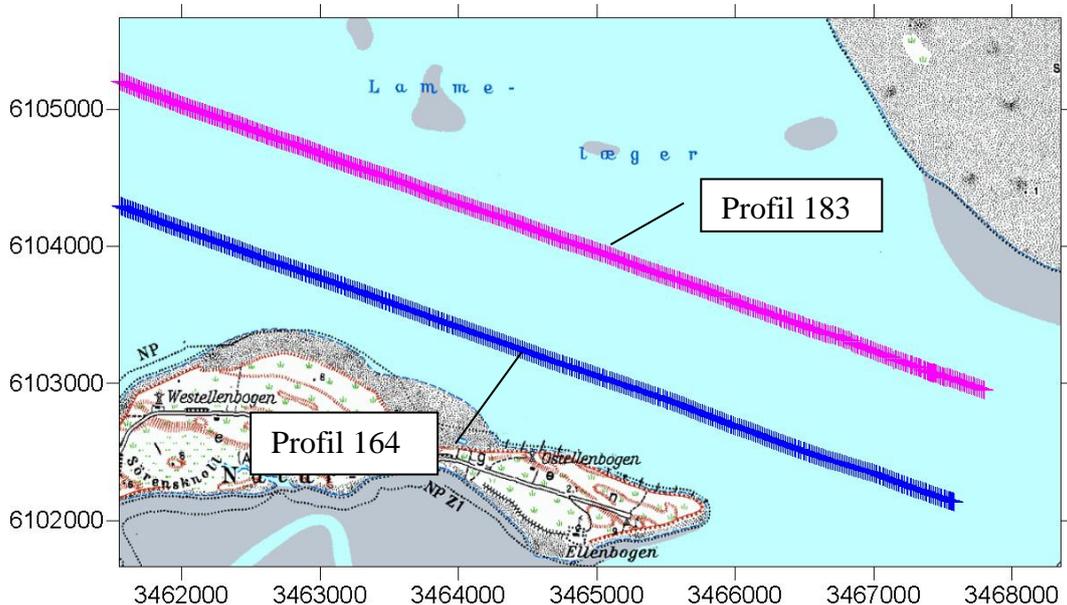


Abbildung 5.3: Übersicht über die Lage der gewählten Beispielprofile. Zu sehen ist das Lister Tief zwischen Sylt und Dänemark. Quelle der Hintergrundkarte: TOP50 SHH / HH AdV

In Abbildung 5.3 sind die ausgewählten Beispielprofile in eine topographische Karte eingetragen, um die Profile geographisch einordnen zu können.

5.1.3 Verifikation der Tiefenmessungen

Eine Art von Information, die man aus einem ADCP Ensemble erhält, ist die lokale Wassertiefe. Die Bathymetrie aus dem Fächerlot wurde kurz zuvor erhoben und muss bezüglich einer weiteren Nutzung auf Gültigkeit überprüft werden. Es werden die Tiefendaten des ADCP mit dem MBES verglichen und gegeneinander dargestellt (Abbildung 5.4). Ziel dieser Analyse ist es zu zeigen, dass das Bathymetrieprofil aus dem MBES für die vorgenommenen Messungen verwendbar ist. Dazu wurde das ADCP des Schlauchbootes verwendet. Das in Abbildung 5.4 gezeigte Profil (164) wurde am 22.05.2007 zwischen 09:46 und 10:22 (MESZ) während einer Ebbphase erhoben.

In Abbildung 5.4 ist deutlich die gute Übereinstimmung von MBES und ADCP zu sehen. Zur Überprüfung des Bias wurde ein Histogramm erstellt, das in Abbildung 5.5 zu sehen ist. Der Mittelwert der Differenzen von ADCP und MBES beträgt in diesem Fall 0,03 Meter mit einer Standardabweichung von 0,57 Meter. Das Diagramm zeigt, dass die Daten eine gute Übereinstimmung haben und für die weiteren Auswertungen hinreichend genau sind.

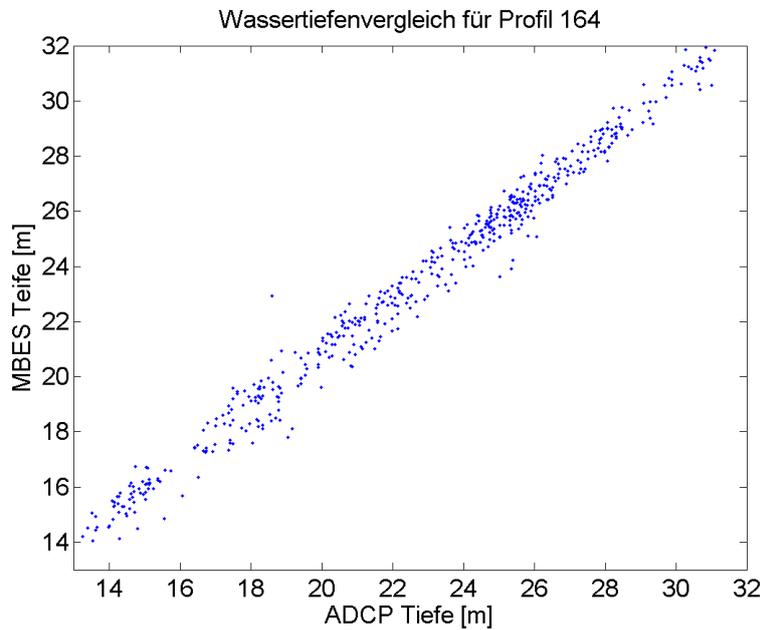


Abbildung 5.4: Streudiagramm der Wassertiefen aus ADCP und MBES während einer Ebbphase. Es ist deutlich, dass beide Messverfahren zu den gleichen Ergebnissen führen. Der Korrelationskoeffizient beträgt 0,99.

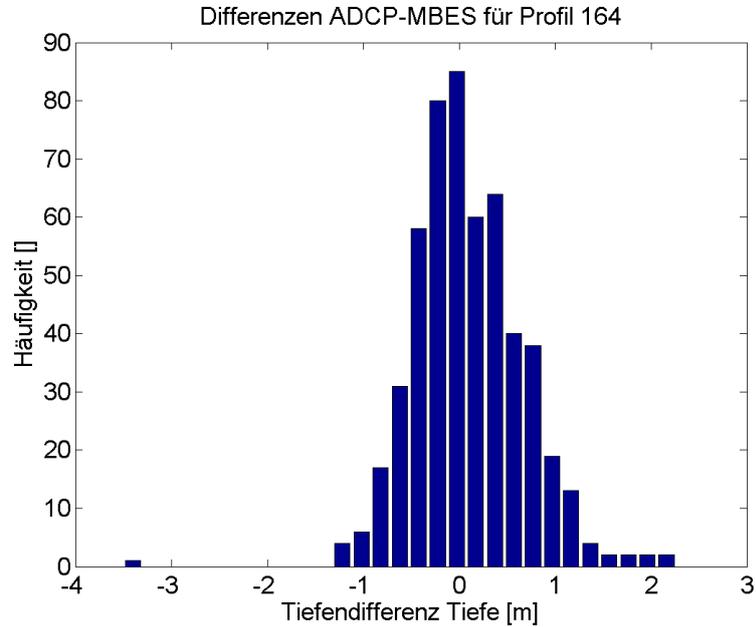


Abbildung 5.5: Histogramm über die Differenzen der Tiefenmessungen von ADCP und MBES während Ebbphase. Es ist ein Bias vorhanden, der einen Betrag von 0,03 Metern besitzt und eine Standardabweichung von 0,57 Metern

Um eine bessere Qualitätssicherung zu erhalten, wird zusätzlich der Datensatz aus dem Profil 183 analysiert. Dieser Datensatz beinhaltet eine Messung, die während der Flutphase am 23.05.2007 zwischen 14:32 und 15:02 (MESZ) erhoben wurde.

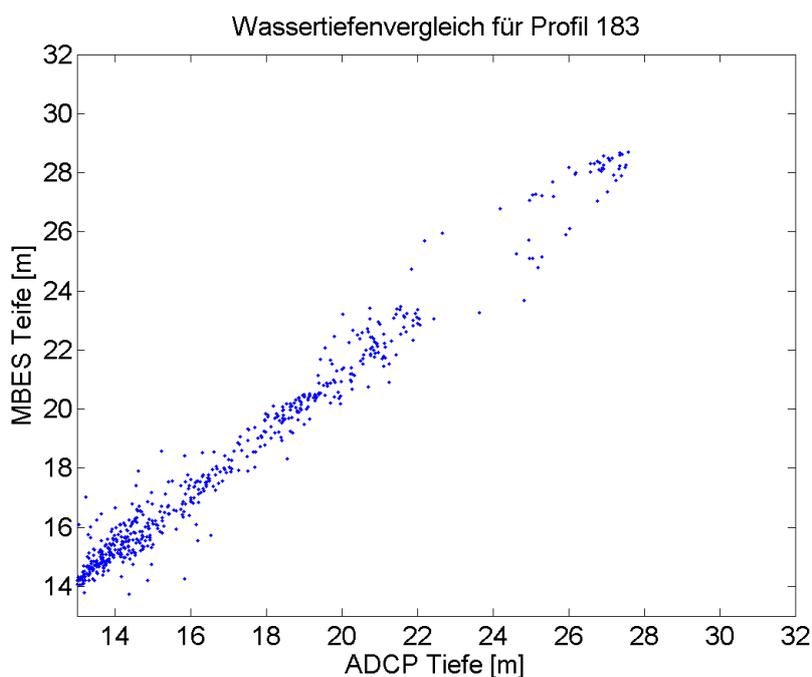


Abbildung 5.6: Streudiagramm der Wassertiefen aus ADCP und MBES während einer Flutphase für Profil 183. Es ist ersichtlich, dass beide Messverfahren auch bei Flut zu guten Ergebnissen führen und der in Abbildung 5.4 aufgetretene systematische Fehler hier nicht sichtbar ist. Der Korrelationskoeffizient beträgt 0,98.

Der Korrelationskoeffizient in Abbildung 5.6 beträgt für die Flutphase 0,98. Der Mittelwert der Differenzen beträgt für die Flutphase $-0,013$ Meter mit einer Standardabweichung von 0,62 Meter, wie aus Abbildung 5.7 zu sehen ist.

Die Qualität ist bei Flut und Ebbe gleich gut und die erhobene MBES Bathymetrie kann verwendet werden.

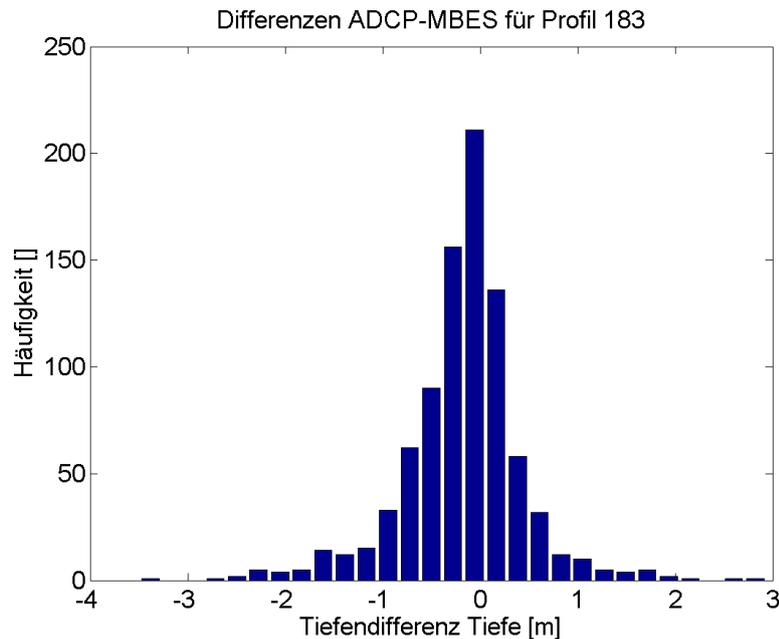


Abbildung 5.7: Histogramm über die Differenzen der Tiefenmessungen von ADCP und MBES während Flutphase. Auch hier ist ein Bias zusehen, der einen Betrag von $-0,013$ Metern besitzt und eine Standardabweichung von $0,62$ Metern.

5.1.4 Verifikation des logarithmischen Profils

Ein weiterer Zweck der ADCP Daten ist die Verifikation des logarithmischen Profils. Für die Transferfunktion von der Wasseroberfläche zum Meeresboden ist das logarithmische Profil eine notwendige Bedingung.

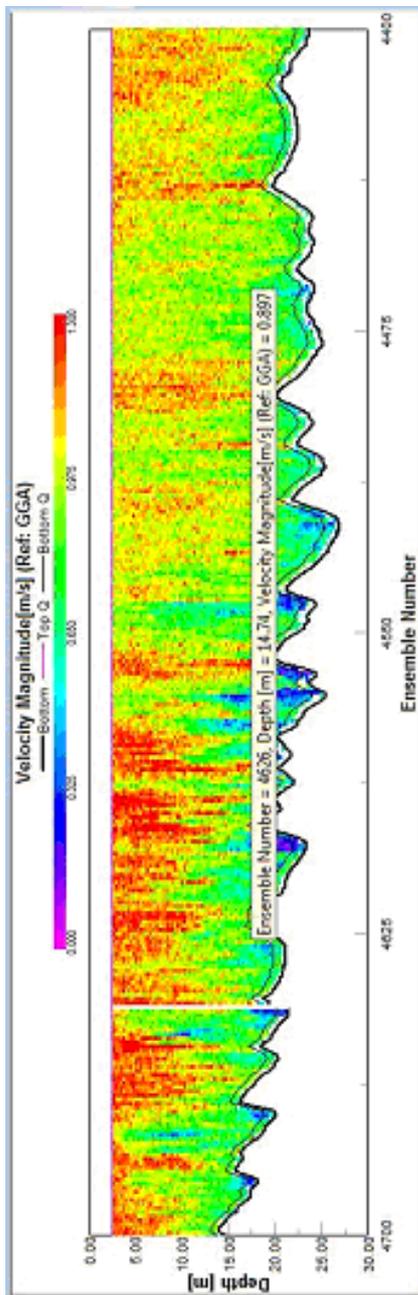
Der Verwendungszweck des logarithmischen Profils ist in der Wissenschaft weit verbreitet. Es gibt eine Reihe von Forschern und Ingenieuren, die sich mit dem Profil beschäftigen haben. Eine weit verbreitete Methode das Strömungsprofil zu erfassen, ist die Installation von ADCP-Sensoren auf dem Meeresboden. Sternberg (1967) unternahm ein Messexperiment in sechs verschiedenen Tidekanälen. Ziel war es, das Strömungsprofil in logarithmische und nicht-logarithmische Profile zu unterteilen. Ein wichtiges Ergebnis war die Überprüfung des in Kapitel 2 erwähnten Nikuradse Kriteriums, welches die Grenze von 2,5 auf 5,0 gegenüber den Laborergebnissen an hob. Lueck (1996) hat ebenfalls ein

Experiment ausgewertet, um das logarithmische Profil näher zu untersuchen. Die Ergebnisse zeigen, dass das logarithmische Profil 20 Meter der Wassersäule einnehmen kann. Außerdem wird das Profil in dem von Lueck (1996) untersuchten Gebiet anscheinend durch den Form-Drag (Formrauigkeit) und nicht über die Skin Friction (Bodenrauigkeit) gesteuert. Verney (2006) untersuchte das Seine Estuar und fand heraus, dass Tide gesteuerte Estuare in verschiedene Bereiche unterteilt werden können, in denen die Bodenschubspannung von unterschiedlichen Tidephasen gesteuert wird und in dem dementsprechend unterschiedlich starke Reibungskräfte auftreten. Wenn, wie im Lister Tief, großskalige Bodenformen den Meeresboden bedecken, müssen deren Einwirkungen auf die Strömung und das Strömungsprofil beachtet werden. Wiberg, (1992) unternahm Laborexperimente, um die Strömung über Bodenformen zu untersuchen und fand heraus, dass es einen signifikanten Unterschied zwischen Strömungen über Sandrippen und über größeren Sanddünen gibt, wenn man die Strukturen der Strömung im Leebereich betrachtet. Van Gastel (1987) untersuchte eine einzelne makroskalige Unterwasserdüne in der südlichen Nordsee. Die Auswertung der Ergebnisse über einen vollen Tidezyklus ergab, dass die Strömung über großen Unterwasserdünen als zweidimensional angesehen werden kann, wenn der Profilschnitt senkrecht zu den Dünenkämmen gelegt wird. Smith (1977) untersuchte Strömungen über einem von Sandwellen dominierten Boden und verwendete räumlich und zeitlich gemittelte Strömungsdaten. Die räumliche Mittelung wird im Folgenden noch einmal aufgegriffen. Das Lister Tief selbst wurde von Prinz (2003) mit einem schiffsgestützten ADCP untersucht. Diese Untersuchung zeigte deutlich den Einfluss der Bathymetrie auf die Strömung und den Gradienten des Strömungsbetrags, was eine Voraussetzung ist, um die Daten zielführend auswerten zu können. Die bisher von allen erwähnten Forschern vor Prinz (2003) durchgeführten Messungen verwendeten ein oder mehrere stationäre Messgeräte, welche am Meeresboden verankert wurden. Diese räumliche Unveränderlichkeit ermöglicht es, die Strömungswerte über einen längeren Zeitraum zu Mitteln und somit Ungenauigkeiten des Sensors oder

kurzperiodische Turbulenzen im Wasserkörper zu eliminieren. Die Erfassung von Strömungsprofilen im Lister Tief erfolgte über eine sich bewegende Plattform, was eine genaue Betrachtung der Profile unumgänglich macht.

Um die Annahme eines logarithmischen Profils im Lister Tief zu belegen, müssen die Ensembles des Schlauchboot ADCPs daraufhin überprüft werden. Es werden die Beträge der Strömungen über die Tiefe dargestellt. An dieser Stelle werden die Daten mit der WinRiver-Software visualisiert und einer ersten optischen Kontrolle unterzogen. Auffällig ist, dass die Daten des Schlauchbootes zum Teil wesentlich stärker verrauscht sind als die Daten des Schiffes. Um eine sichere Auswertung zu ermöglichen, müssen die Daten gemittelt werden. Der Mittelungszeitraum muss wesentlich kürzer sein, als bei einem stationären ADCP, da sonst die Möglichkeit besteht, dass räumliche Effekte der Strömung herausgemittelt werden. Als beste Lösung, um das Geräterauschen zu reduzieren, hat sich herausgestellt, vor dem logarithmischen Fit über 10 Ensembles gleitend zu mitteln. Effekte der Bodenformen sind immer noch als Muster in der Strömung zu erkennen, das Messrauschen ist auf der anderen Seite stark verringert. Abbildung 5.8 macht deutlich, dass man den Effekt der Sanddünen nicht über einen Formdrag parametrisieren kann, wenn man die Profile lokal parametrisiert. Abbildung 5.8 a) und b) zeigen deutlich den Unterschied zwischen den Schiffes- und den Schlauchbootdaten. Die Graphiken sind direkte Ausgaben der WinRiver-Software. Zu beachten ist, dass 5.8 b) doppelt so viele Ensembles umfasst wie 5.8 a). Abbildung 5.9 a) und 5.9 b) zeigen den Erfolg der Mittelung. Der Strömungsgradient ist deutlich zu sehen und die verzerrten Ensembles wurden herausgemittelt.

5.8 a)



5.8 b)

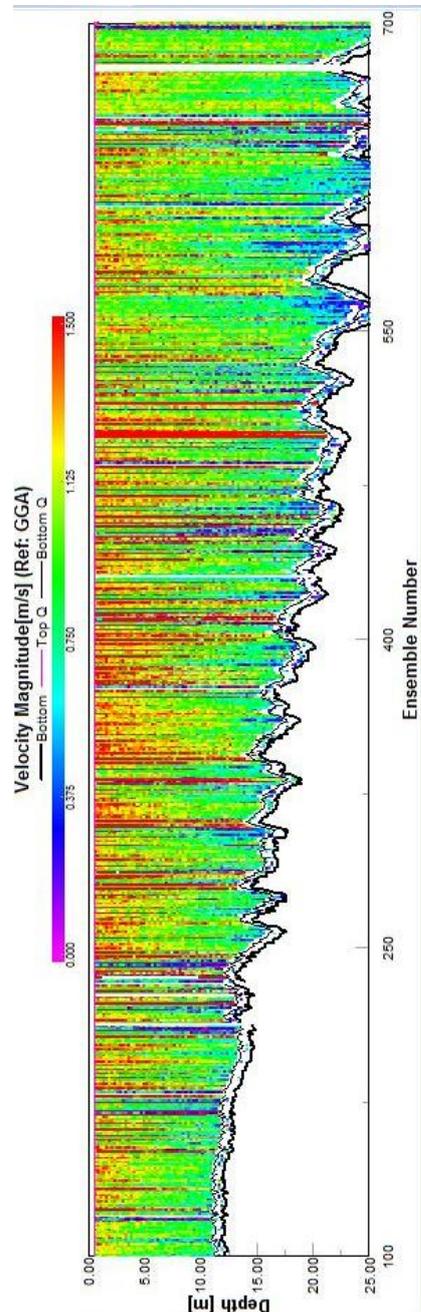
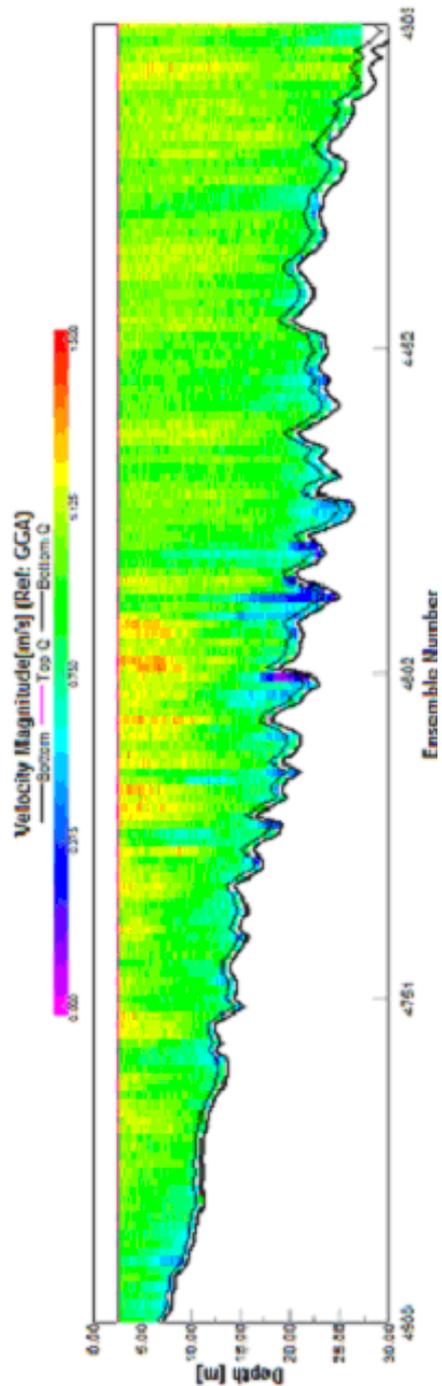


Abbildung 5.8: Betrag der Strömungsgeschwindigkeit aus dem ADCP des Schiffes a) und des Schlauchbootes b). Beide Datensätze zeigen einen Ausschnitt aus dem Lister Tief während der Ebbphase am 22.05.2007 zwischen 09:46 und 10:22 und sind nicht gemittelt.

5.9 a)



5.9 b)

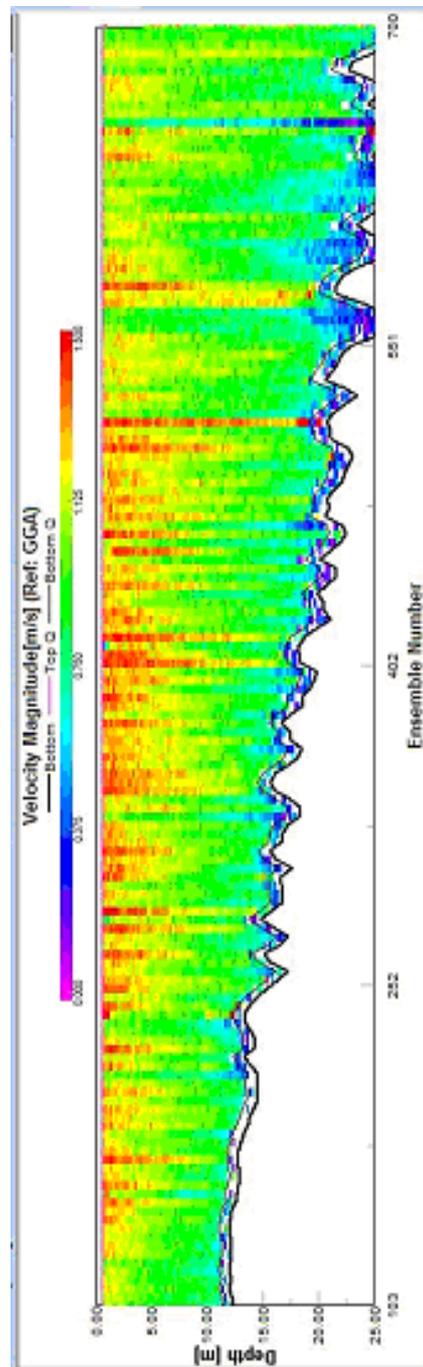


Abbildung 5.9: Betrag der Strömungsgeschwindigkeit aus dem ADCP des Schiffes a) und des Schlauchbootes b). Beide Datensätze zeigen einen Ausschnitt aus dem Lister Tief während der Ebbphase am 22.05.2007 zwischen 09:46 und 10:22. Die Strömungswerte sind über 4 Ensembles gemittelt.

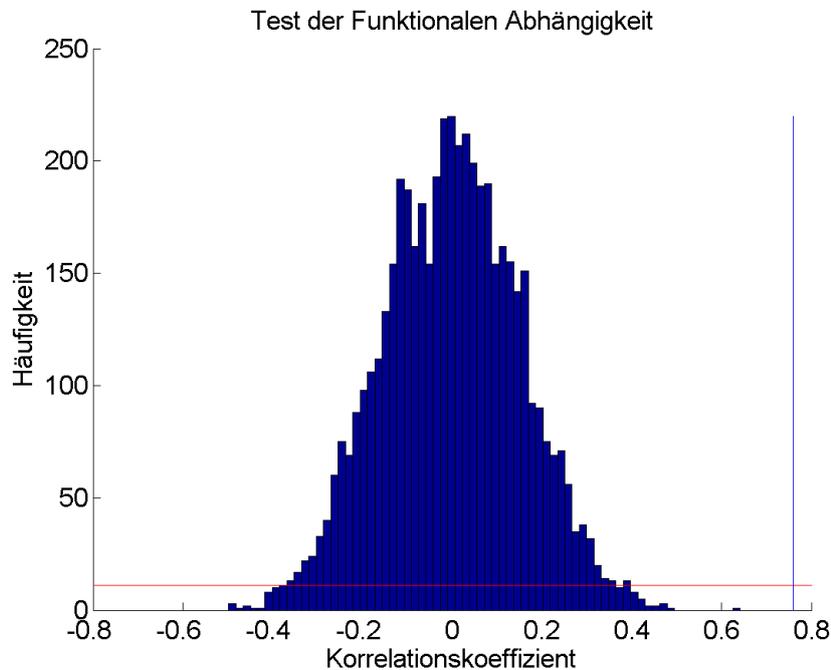


Abbildung 5.10: *F-Test der Qualität des Fits für ein zufälliges Ensemble des Profils 164. Die rote Linie gibt die 5% Schwelle der maximalen Häufigkeit an, die blaue Linie den Korrelationskoeffizienten des Fits. Es ist zu sehen, dass der Korrelationskoeffizient abseits einer wahrscheinlichen Zufallsverteilung liegt.*

Nach der Mittelung ist es möglich, die weiteren Schritte zu unternehmen. Es wird mit dem logarithmischen Profil aus Gleichung (2.13) parametrisiert, um die Bodenreibung zu erhalten. Dabei wird eine Kurvenfunktion an die Daten angepasst. In diesem Fall wurden die Tiefenwerte logarithmiert und dann ein Fit angebracht. Um eine funktionale Abhängigkeit zu belegen, werden die einzelnen Profile zunächst mit dem so genannten F-Test und dem Monte-Carlo-Verfahren überprüft. Ein exemplarisches Ergebnis ist in Abbildung 5.10 dargestellt. Das Ergebnis zeigt, dass die Verteilung der Strömungswerte über die Tiefe keine zufällige Verteilung ist. Nach dem der Nachweis eines funktionalen

Zusammenhang erbracht wurde, kann zum nächsten Schritt übergegangen werden. Wenn ein logarithmisches Profil vorliegt, dann wird die Strömungsgeschwindigkeit an der Wasseroberfläche das Maximum der Strömungsgeschwindigkeit der gesamten Wassersäule sein. Für die Profile 164 und 183 wird nun ein quadratischer Fit des Strömungsbetrages erstellt, um zu analysieren wo das Maximum liegt.

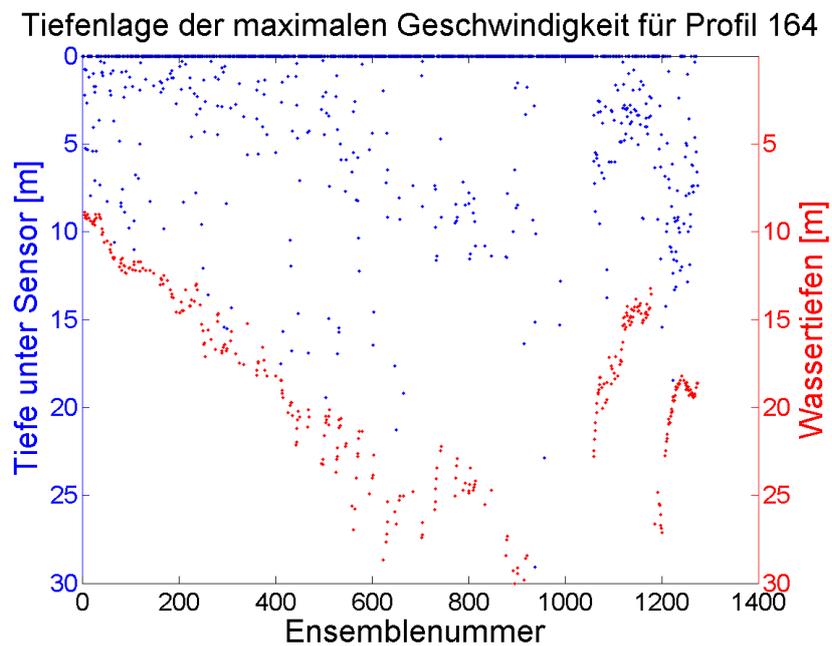


Abbildung 5.11a: Darstellung der Tiefenlage des Strömungsmaximums unter dem ADCP-Sensor (blau). Die roten Punkte geben die zugehörige lokale Wassertiefe an. Tendenziell folgen die Maxima der Wassertiefe.

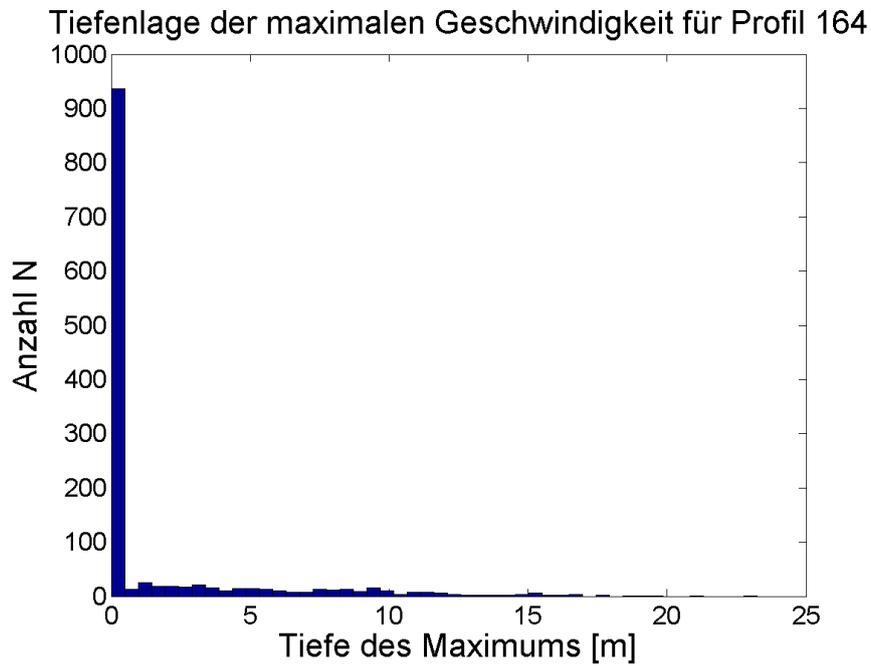


Abbildung 5.11b: Histogramm der Tiefenverteilung der Strömungsmaxima. Es ist deutlich zu sehen, dass der überragende Teil auf Höhe des Sensors liegt.

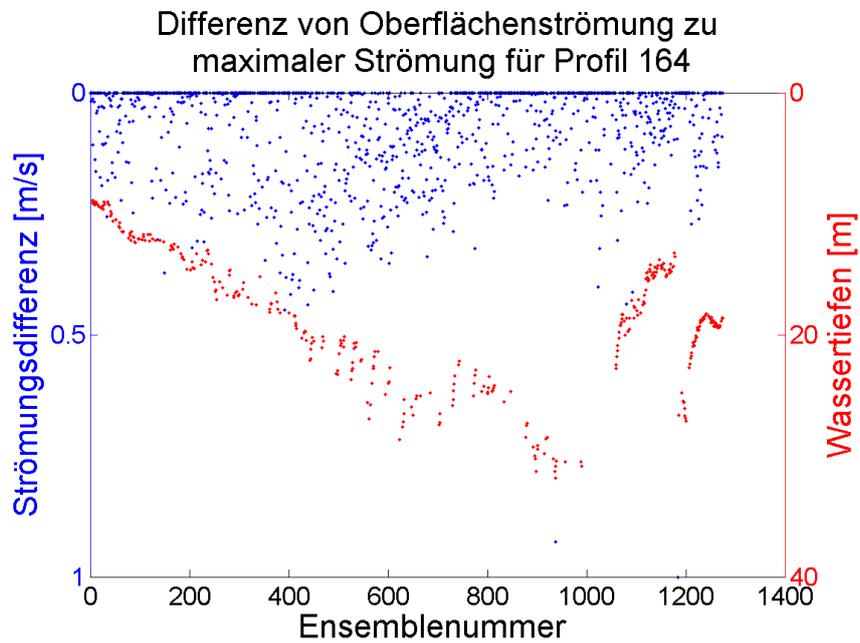


Abbildung 5.12a: Darstellung der Differenzen von Oberflächenströmung und maximaler Strömung (blau). In rot ist die lokale Wassertiefe dargestellt. Es ist zu sehen, dass die Differenz der Strömungsbeträge unabhängig von der Wassertiefe ist.

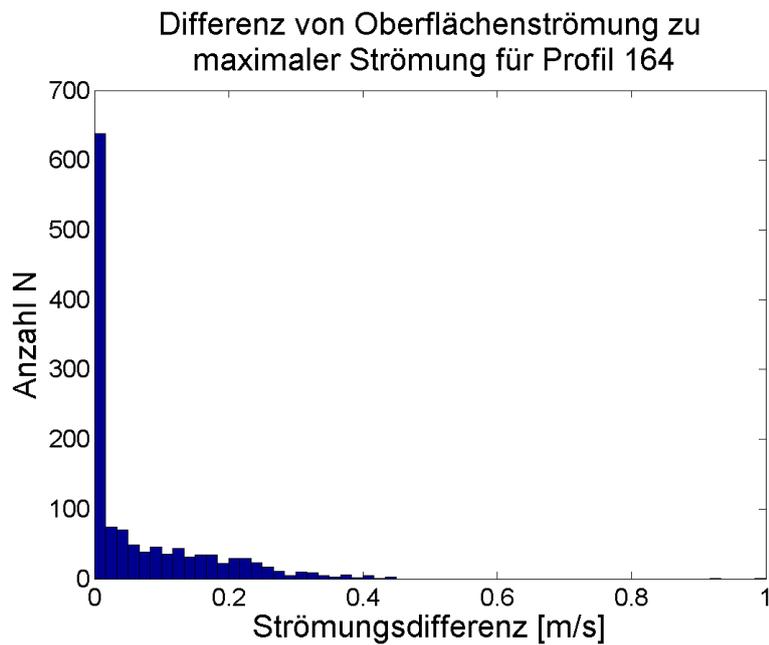


Abbildung 5.12b: Histogramm der Differenz von Strömungsmaxima zu der entsprechenden Oberflächengeschwindigkeit. Es ist deutlich zu sehen, dass der überragende Teil innerhalb der vom Hersteller des ADCP angegebenen Standardabweichung liegt. Nur ca. 20% zeigen Abweichungen von mehr als 13 cm/s.

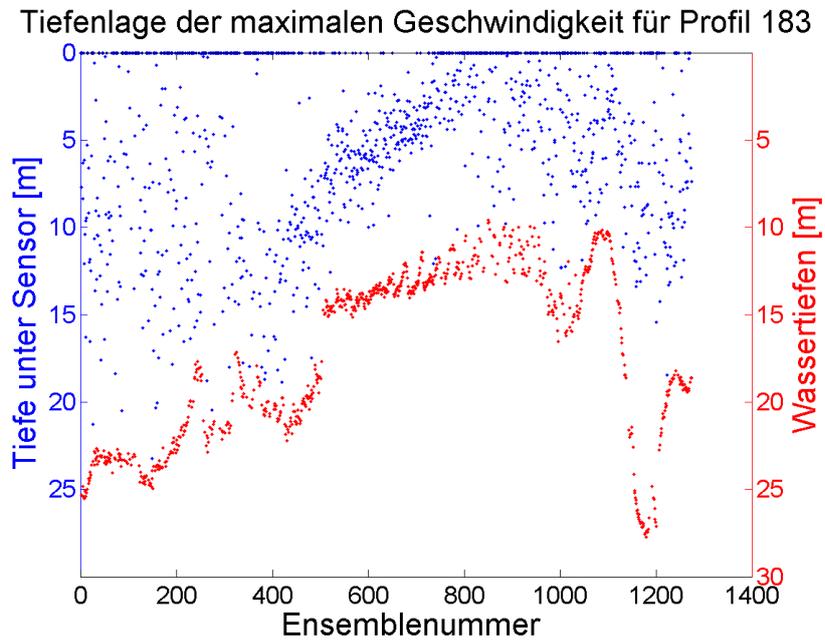


Abbildung 5.13a: Darstellung der Tiefenlage des Strömungsmaximums unter dem ADCP-Sensor (blau). Die roten Punkte geben die zugehörige lokale Wassertiefe an. Tendenziell folgen die Maxima der Wassertiefe.

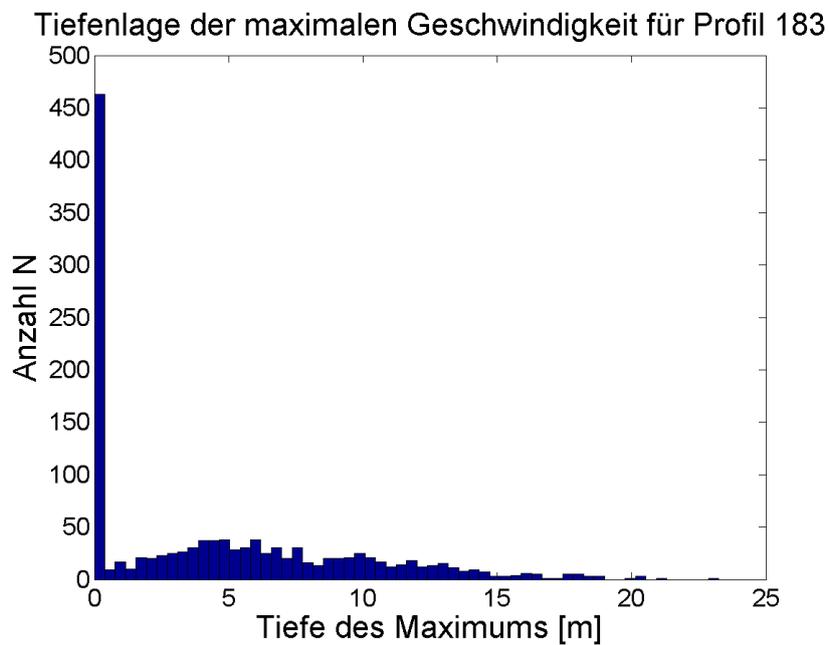


Abbildung 5.13b: Histogramm der Tiefenverteilung der Strömungsmaxima. Es ist deutlich zu sehen, dass der überragende Teil auf Höhe des Sensors liegt.

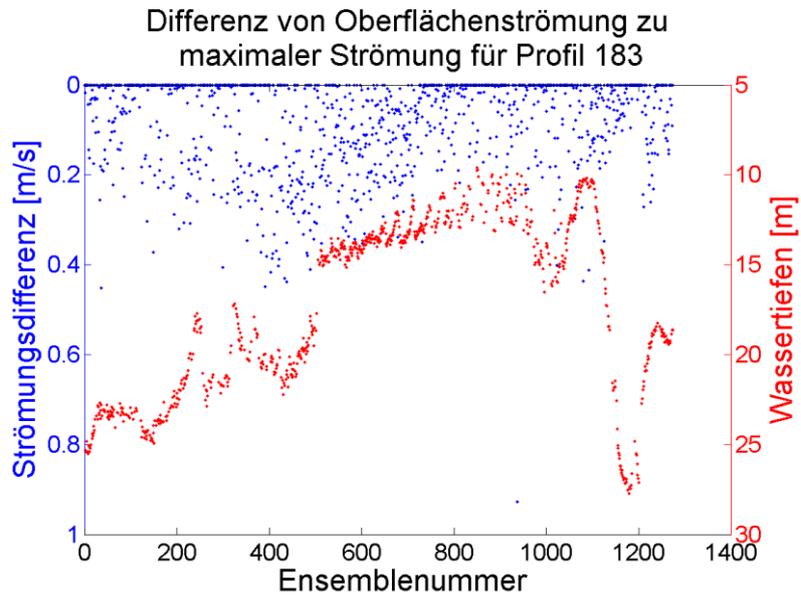


Abbildung 5.14a: Darstellung der Differenzen von Oberflächenströmung und maximaler Strömung (blau). In rot ist die lokale Wassertiefe dargestellt.

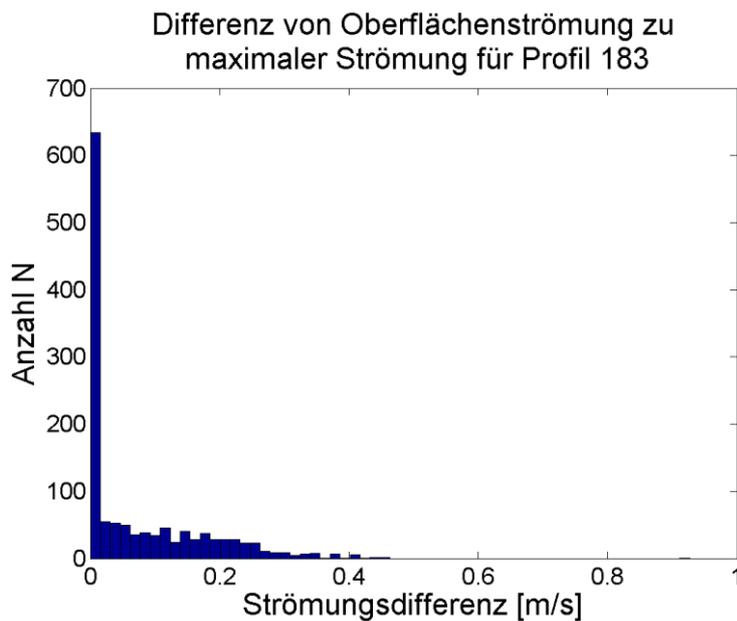


Abbildung 5.14b: Histogramm der Differenz von Strömungsmaxima zu der entsprechenden Oberflächengeschwindigkeit. Es ist deutlich zu sehen, dass der überragende Teil innerhalb der vom Hersteller des ADCP angegebenen Standardabweichung (13 cm/s) liegt. Nur ca. 20% zeigen Abweichungen von mehr als 13 cm/s.

Aus den Abbildungen 5.11 bis 5.14 wird deutlich, dass für den überwiegenden Teil der Daten ein nicht-quadratischer Fit die beste Lösung ist, unabhängig von der Tidephase und dem Wasserstand.

Es muss nun untersucht werden, ob die logarithmische Funktion tatsächlich der beste Fit ist. Dazu wurden die Profile ebenfalls linear gefittet. Aus beiden Fitmethoden wurden die Korrelationskoeffizienten bestimmt und dann miteinander verglichen. Ein Beispiel hierfür ist in Abbildung 5.11 zu sehen.

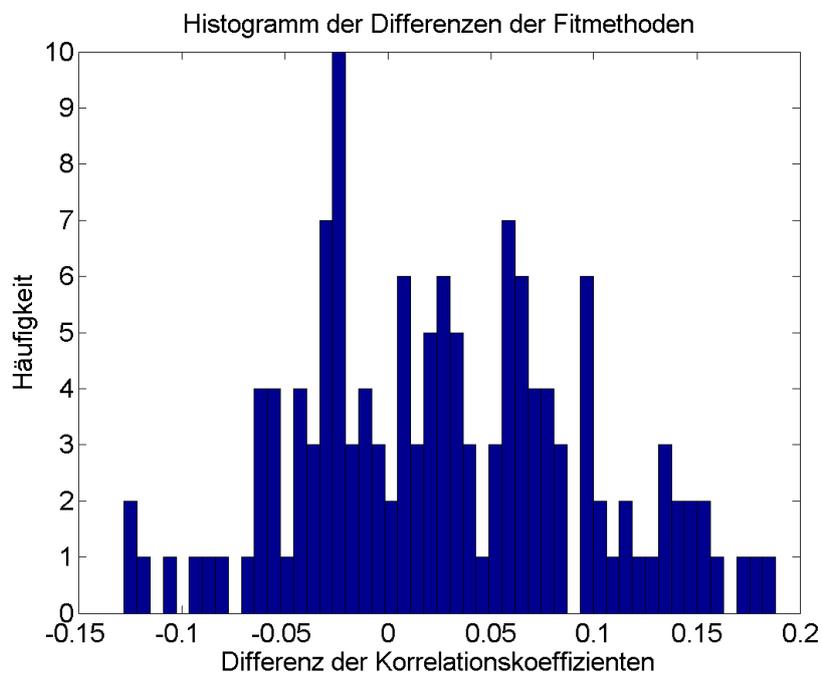


Abbildung 5.15: Histogramm über die Differenz der Korrelationskoeffizienten von linearem und logarithmischen Fit

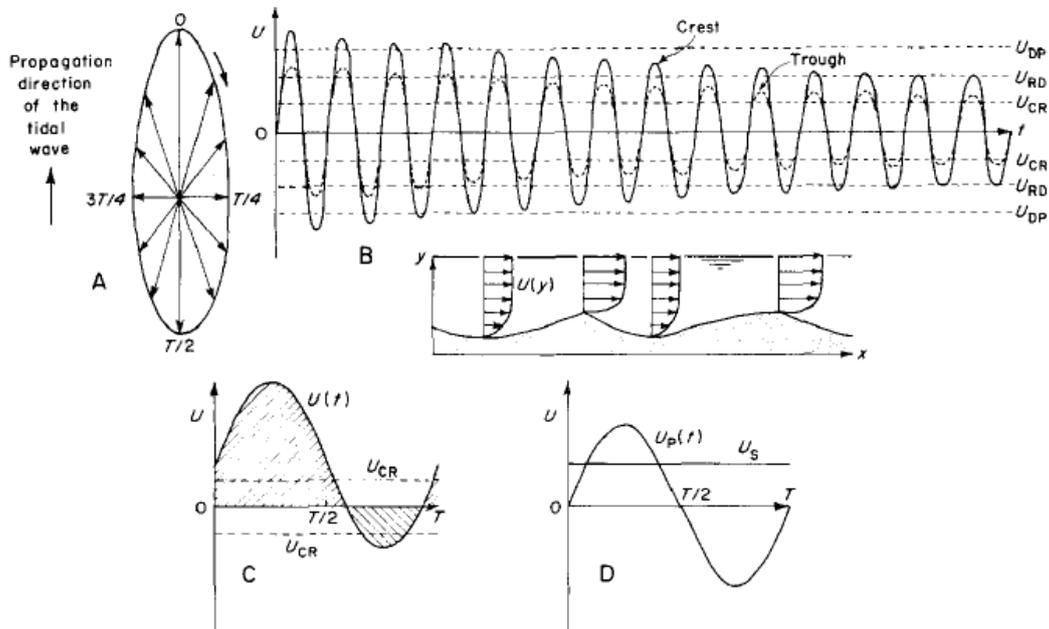


Abbildung 5.16: Schematische Darstellung der Interaktion von Dünen und Tideströmung
 Quelle: J.R.L. Allen

Wie in Abbildung 5.16 dargestellt ist, variiert das vertikale Strömungsprofil in Abhängigkeit von der Dünenstruktur. Die Struktur des logarithmischen Fits muss demnach von der Dünenstruktur abhängig sein. Über den Dünenkämmen erhält man das ausgeprägteste logarithmische Profil, in den Dünentälern das schwächste. In Abbildung 5.17 ist am Beispiel von Profil 183 dieser Zusammenhang aufgetragen.

Wie in Abbildung 5.17 zu sehen ist, folgen die Werte für den RMS-Fehler der Dünenstruktur. Der Fehlerbetrag nimmt zu, wenn auch die Wassertiefe zunimmt. Das bedeutet, dass die Qualität des Fits an den Kämmen der Dünen am besten ist. Dieses Verhalten zeigt, dass es sich um ein logarithmisches Profil handelt.

Das Ergebnis der Analyse bedeutet, dass die notwendige Bedingung der Transferfunktion gewährleistet ist und somit auf die Radardaten angewendet werden kann. Damit ist auch die zweite Bedingung der Transferfunktion für strömungsinduzierte Bodenschubspannung erfüllt.

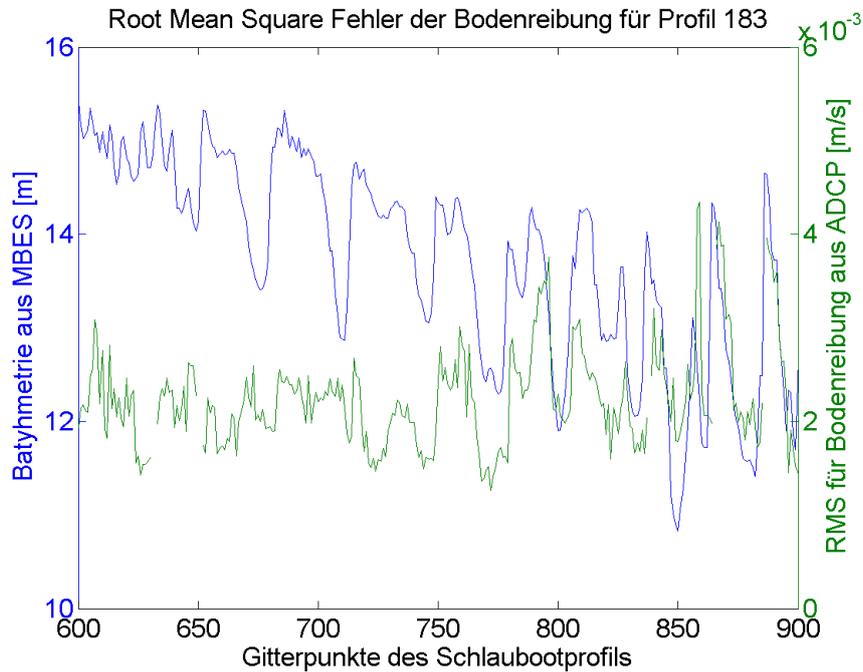


Abbildung 5.17: Vergleich des RMS Fehlers aus dem vertikalen, logarithmischen Fit des ADCP mit der Bathymetrie für Profil 183. Zu erkennen ist die Abhängigkeit des Fehlers von der lokalen Wassertiefe.

5.1.5 Parametrisierung der Bodenschubspannung

Aus der Gleichung des logarithmischen Fits lassen sich die weiteren Parameter der Bodenschubspannung bestimmen. Die Bodenreibungsgeschwindigkeit u_* und die Rauigkeitslänge z_0 bilden die Koeffizienten der gefitteten Kurve.

Für die lineare Gleichung des Fits gilt $y = ax+b$ mit $a =$ Steigung, $b =$ y-Achsenabschnitt. Daraus ergibt sich mit Gleichung (2.16):

$$u_* = a\kappa, \quad z_0 = \exp(b/a)$$

Eine Überprüfung der Ergebnisse erfolgt im weiteren Verlauf dieses Kapitels.

5.1.6 Flächenhafte Daten aus RDCP

Dieser Abschnitt beschreibt wie aus den radialen Dopplerdaten der beiden Radaranlagen der vollständige Strömungsvektor entsteht und anschließend daraus die flächenhafte Karte der Oberflächenströmung. Diese flächenhaften Daten bilden die obere Berandung der dreidimensionalen Darstellung. Die Auswertung des RDCPs wird in Cysewski (2010) vorgestellt.

Abbildung 5.18 gibt schematisch den Verlauf der Auswertung an. Die Auswertung der Radardaten muss zwei wichtige Aufgaben erfüllen. Einerseits müssen die radialen Daten korrekt in Dopplergeschwindigkeiten übersetzt werden, andererseits müssen die Navigationsdaten mit den Radardaten so verrechnet werden, dass die Strömung an der korrekten Position dargestellt wird.

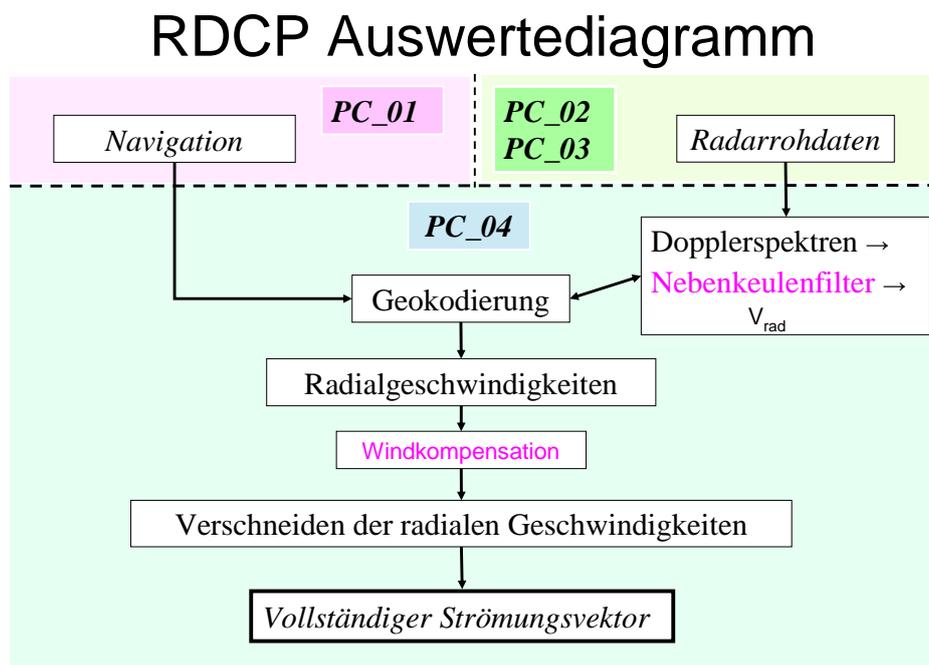


Abbildung 5.18: Schema der Datenbearbeitung des RDCP, nach Cysewski (2010)

Die Dopplergeschwindigkeiten erhält man über eine spektrale Analyse der Radarrohdaten. Die dafür verwendete Software wurde am Institut für

Küstenforschung entwickelt und ist seit einigen Jahren erfolgreich in Verwendung [BRAUN, 2008]. Als Ergebnis liefert diese Software radiale Geschwindigkeiten für jedes Radar für jede Radarzelle mit einem Zeitschritt von einem Geschwindigkeitswert pro Sekunde. An dieser Stelle müssen die Nebenkeulen des Radars kompensiert werden. Nebenkeulen sind ein Phänomen des Radars, was unter anderem von der Länge des Antennenbalkens abhängt. Für die verwendeten Radarsysteme waren die Nebenkeulen empirisch aus den Daten bestimmt worden und somit ihre Winkel zur Hauptkeule bekannt [CYSEWSKI, 2008]. Der Nebenkeuleneffekt tritt besonders hervor, wenn die Radarstrahlen auf harte Objekte, wie Land treffen. Mit den bekannten Blickwinkeln, der bekannten Schiffsgeschwindigkeit und dem Schiffskurs, kann errechnet werden, bei welchen Frequenzen im Dopplerspektrum die Nebenkeuleneffekte zu erwarten sind. Diese Frequenzen müssen dann isoliert und herausgefiltert werden. Sobald die Nebenkeulen gefiltert worden sind, beginnt der nächste Schritt. Dazu wurden die Navigationsdaten ausgewertet. An der Stelle sind die Schiffsposition, Geschwindigkeit und das Heading (Kompasskurs) wichtig. Radar und GPS sind über den Zeitstempel gekoppelt und konnten so exakt zugeordnet werden. Die Schiffsgeschwindigkeit ebenso wie die Rollbewegungen werden über das GPS kompensiert. Jede Radarzelle hat am Ende dieses Analyseschrittes eine absolute Position in Gauss-Krüger-Koordinaten, die im Küstenbereich zur Geokodierung verwendet werden. Das Gauss-Krüger-System ist ein Standardsystem im deutschen Vermessungswesen. Der Vorteil dieses Systems liegt darin, dass es winkelonform ist und die Werte in Metern angegeben werden. Für eine weiterführende Auswertung der Daten müssen die Positionen der Radarzellen nicht umgerechnet werden, sondern liegen dann schon auf einem metrischen Gitter. Dieser Schritt wurde für jedes Radar unternommen und als Ergebnis die geokodierten radialen Geschwindigkeiten an den nächsten Analyseschritt weitergereicht. Der folgende Schritt betrifft die Windkorrektur. Der Einfluss des Windes auf der Wasseroberfläche führt zu einer Verfälschung der Dopplergeschwindigkeiten.

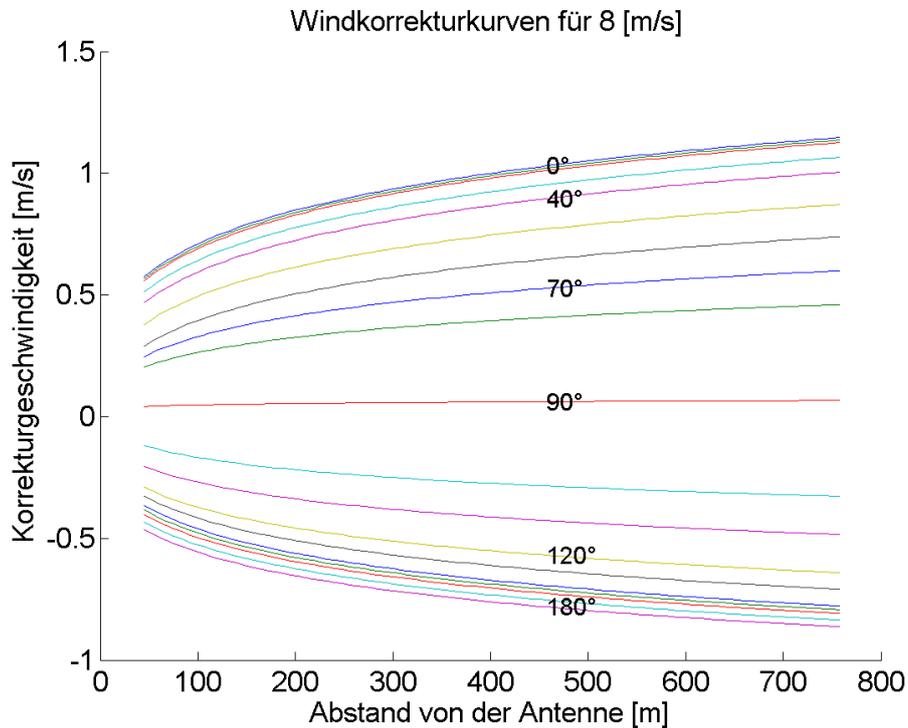


Abbildung 5.19: Graphische Darstellung der Windkorrektur für 8 [m/s], nach Cysewski (2010). Abgebildet sind die Korrekturkurven für bestimmte Winkel zwischen Windrichtung und Antennenblickrichtung.

Für die Wind- und Abstandskompensation wurden zusätzliche Radar-Dopplermessungen in einem homogenen Gebiet unternommen. Die Ergebnisse konnten dann problemlos auf frühere Datensätze angewandt werden. Die gesamte Korrektur basiert auf einer vollständig empirischen Methode. Dies ist notwendig, da bei kleiner werdendem Einfallswinkel in größerer Distanz zum Radar die Bragg-Streuung nicht mehr die alleinige Hauptrückstreuung darstellt. In solchen geringen Winkeln erhöht sich der Einfluss der Abschattungseffekte, so dass die Radarrückstreuung überwiegend von den Wellenkämmen erfolgt. Das bedeutet, dass die Mikrobrecherereignisse an den Wellenkämmen an Bedeutung zunehmen und die Messung negativ beeinflussen. Diese Rangeabhängigkeit ist entlang eines Radarstrahles deutlich zu beobachten. Die empirische Methode wurde von einem aufgestoppten Schiff aus angewandt. Das Schiff befand sich zur Zeit der

Messungen in einem Gebiet mit homogener Strömung. Die Radarantenne arbeitete mit Schritt-Modus. 36 Winkel in 10° Schritten wurden angesteuert. Die Strömung wurde parallel mit einem ADCP gemessen und als homogen angenommen und mit den Radardaten verglichen. Die radialen Dopplergeschwindigkeiten über alle 250 Radarzellen wurden über 2 Sekunden integriert. Die Schiffsdrift wurde dabei berücksichtigt und ebenso wurden mit einer Wettersonde die Windparameter gemessen. Die Auswertungen der Messungen zeigten den Windeinfluss abhängig von der Radarblickrichtung relativ zur Windrichtung [0° bis 180°] und dem Abstand von der Antenne. Um die Messungen zu kalibrieren, musste ein Korrekturparameter berechnet werden.

Für verschiedene Windgeschwindigkeiten zwischen 3 m/s und 15 m/s wurden die Strömungskorrekturwerte in tabellarischer Form aufgezeichnet. Abbildung 5.19 zeigt die graphische Darstellung einer solchen Tabelle für eine Windgeschwindigkeit. Diese Korrekturtabellen wurden für Schritte von 1 m/s angelegt. Die vorliegenden Radardaten wurden mit den entsprechenden Tabellen der passenden Windgeschwindigkeiten korrigiert. Als Zwischenergebnis wurden die vollständig bereinigten Radialgeschwindigkeiten an den nächsten Schritt übergeben. Im folgenden Schritt wurden die radialen Daten relativ zum Schiff zu einem 2-D Strömungsvektor zusammengesetzt. Da die radialen Daten über eine absolute Position verfügten, konnten sie über diese Position zusammengefügt werden. An der Stelle wurde eine weitere Kontrolle unternommen, um zu überprüfen, ob die beiden Radialkomponenten tatsächlich in einem 90° Winkel zueinander orientiert waren. Die Antennenorientierung wurde anhand eines Winkelgebers in der Antennensteuerung festgestellt, der gegen die Rollachse des Schiffes kalibriert war. Die Radarantennen wurden während der Messungen über die Rechner gesteuert, eventuelle Fehler dabei konnten mit dieser Kontrolle schnell gefunden und berücksichtigt werden. Als letzten Schritt wurden die Vektoren zu Karten der Oberflächenströmung zusammengesetzt. Diese Karten wurden auf verschiedene Weisen dargestellt. Die vektorielle Darstellung ist für Präsentationen sehr anschaulich, aber für eine wissenschaftliche Betrachtung nicht

ungeeignet, da die Vektoren aus Gründen der Übersichtlichkeit nicht mit voller Auflösung von 15 x 15 Meter dargestellt werden konnten. Es erwies sich als vorteilhafter, die Strömungsdaten in Betrag und Richtung zu unterteilen und in getrennten Graphiken darzustellen.

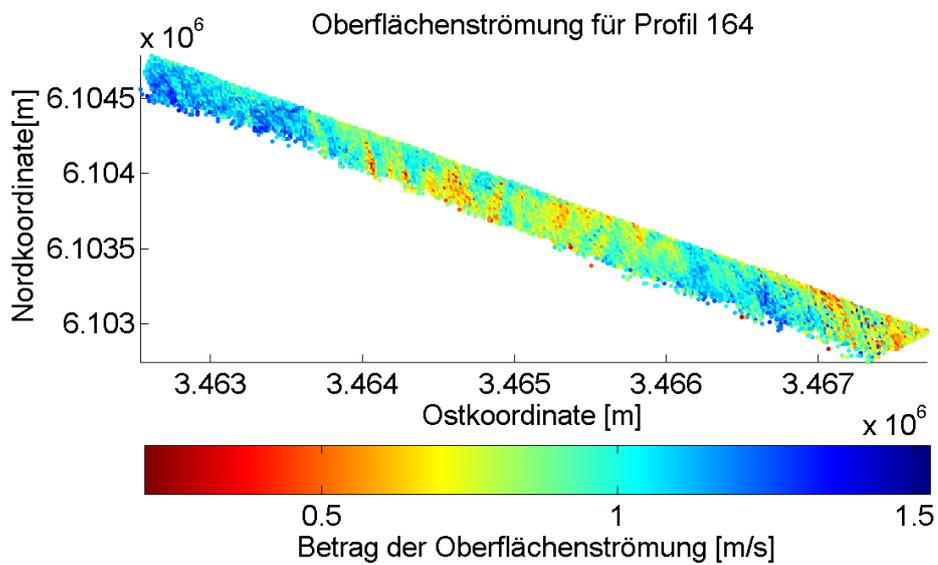


Abbildung 5.20: Beispiel einer Darstellung des Strömungsbetrages, nach Cysewski (2010). Abgebildet ist der Betrag der Oberflächenströmung während einer Ebbphase im Lister Tief.

Abbildung 5.20 zeigt das Ergebnis einer Strömungsmessung als Betrag. Die Positionen der einzelnen Werte sind in Gauss-Krüger dargestellt.

Für eine numerische Weiterverarbeitung der Strömungsdaten wurden die Daten ebenfalls als ASCII-Tabellen gespeichert.

5.1.7 Verifikation des RDCP

Für die in den nächsten Abschnitten behandelte Methodik zur Validierung der Transferfunktion wurden zwei Profilfahrten exemplarisch ausgewählt, um die angewendeten Verfahren zu erläutern. Das Profil 164 wurde während einer Ebbphase aufgenommen und das Profil 183 wurde während Flut aufgezeichnet.

Es wurde noch ausgeschlossen, dass langwelliger Seegang die Messung beeinflusste. Um das zu belegen, wurde die vertikale Auslenkung des Schiffes über GPS überwacht. Abbildung 5.21 zeigt den so genannten Heave für ein Profil.

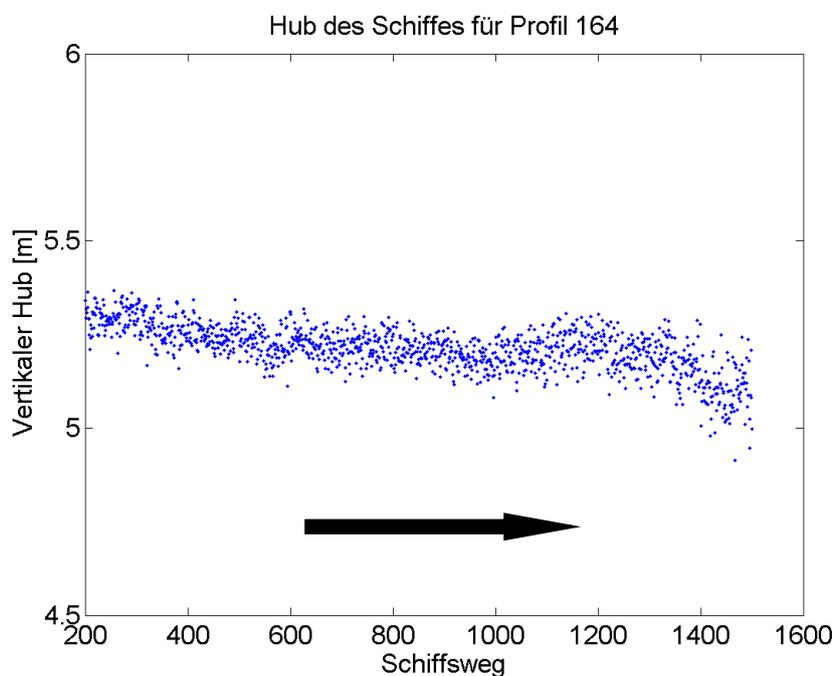


Abbildung 5.21: Darstellung der Vertikalbewegung des Schiffes über ein Profil. Daten wurden mittels GPS während einer Ebbphase im Lister Tief erhoben. Zum Ende des Profils nimmt die Streuung zu, da sich dort der Tidekanal zur Nordsee hin öffnet.

Bei dem hier gezeigten Profil beträgt der Mittelwert 5,2 Meter und die Standardabweichung 0,06 Meter. Aus den vorliegenden Daten wird deutlich, dass geringfügig störende Dünung in das Messgebiet zur Zeit der Messungen einlief.

Eine Funktion des ADCPs ist die Kontrolle der Radardaten. Das ADCP als etabliertes Messinstrument fungierte in diesem Fall als Referenzsystem. Die Radardaten wurden in einigem Abstand vom Messschiff erhoben, aus diesem Grund ist das ADCP, das im Schiff selber montiert ist, weniger geeignet für dieses Ziel. An dieser Stelle kommt der Vorteil des Schlauchbootes zum Tragen. Die ADCP Messungen von dem Schlauchboot aus können direkt mit den Radardaten verglichen werden. Dazu wurden nur die obersten Schichten der ADCP-Ensembles betrachtet. Für den unternommen Vergleich wurden die Strömungsdaten von ADCP wie von RDCP jeweils in Betrag und Richtung unterteilt. Für Betrag wie für Richtung wurden Streudiagramme und ein Histogramm der Differenzen der jeweiligen ADCP und RDCP Werte erstellt. Die Abbildungen 5.22 bis 5.25 zeigen anhand eines Profils, wie die Korrelation von Radar und ADCP beschaffen ist. Hierbei muss die Toleranz des ADCP von ca. 13 cm/s berücksichtigt werden. Das würde in diesem Fall innerhalb der errechneten Standardabweichung liegen.

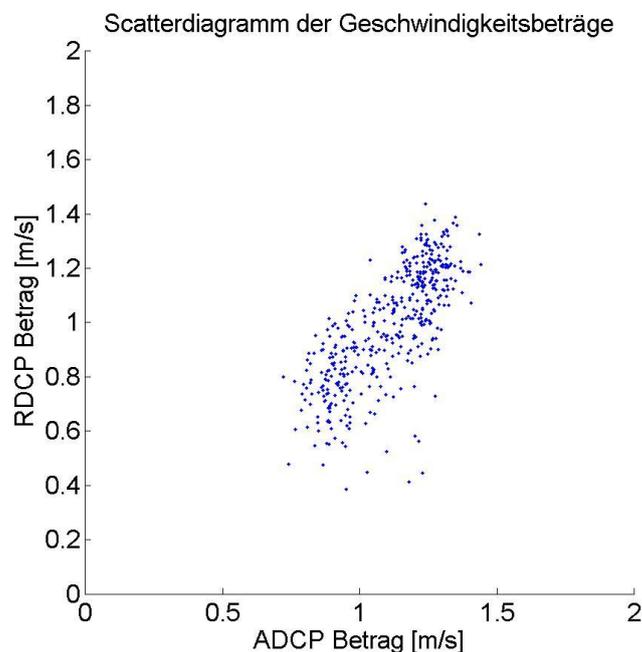


Abbildung 5.22: Streudiagramm der Beträge für ein Ebbprofil. Der Korrelationskoeffizient beträgt 0,75, windkorrigiert nach Cysewski (2010)

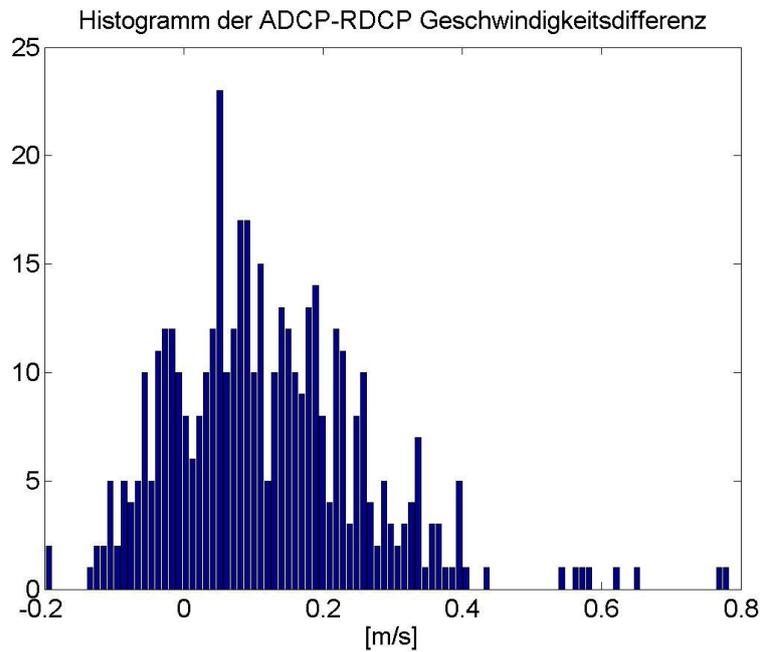


Abbildung 5.23: Histogramm der Betragsdifferenzen für das Ebbprofil aus 5.21.
Mittelwert 0,12 [m/s], Standardabweichung 0,14 [m/s]

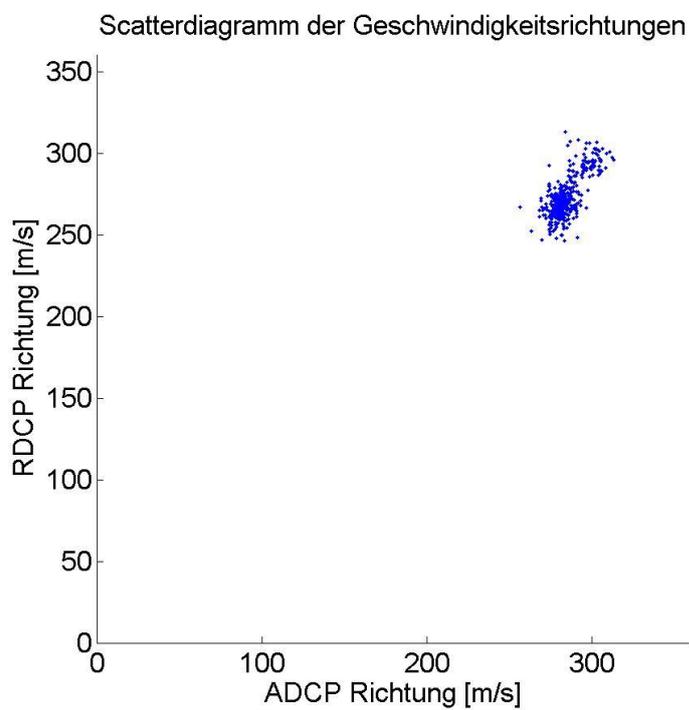


Abbildung 5.24: Streudiagramm der Richtungen für das Ebbprofil aus 5.21.
Korrelationskoeffizient 0,72, windkorrigiert nach Cysewski (2010)

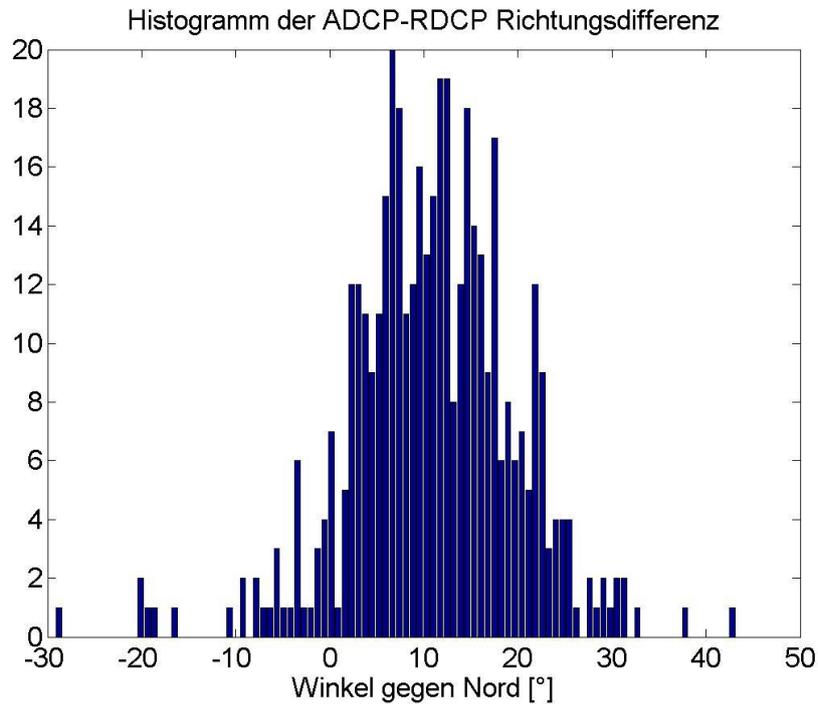


Abbildung 5.25: Histogramm der Richtungsdifferenzen für das Ebbprofil aus 5.21. Mittelwert 11,1 [°], Standardabweichung 7,5 [°]

5.1.8 Daten des Fächerecholots

In diesem Abschnitt werden die Daten des MBES betrachtet. Abbildung 5.26 gibt einen Überblick über die Bathymetriedaten und ihre Lage innerhalb des Lister Tiefs. Gut zu sehen ist die Dünenstruktur, die weite Teile des Messgebietes umfasst, sowie die grabenartige Struktur, die sich halbkreisförmig am Nord- und Ostrand der erhobenen Bathymetrie erstreckt.

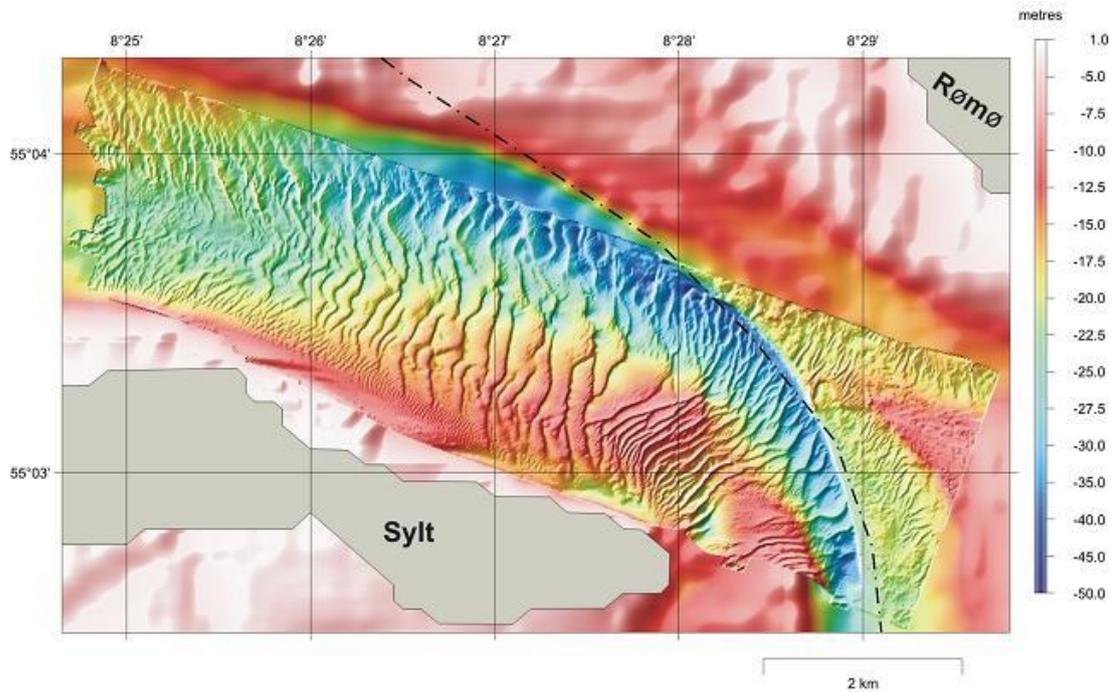


Abbildung 5.26: Bathymetriedaten des Fächerrecholots aus Mai 2007 [KOK]. Die Skala zeigt die lokale Wassertiefe an.

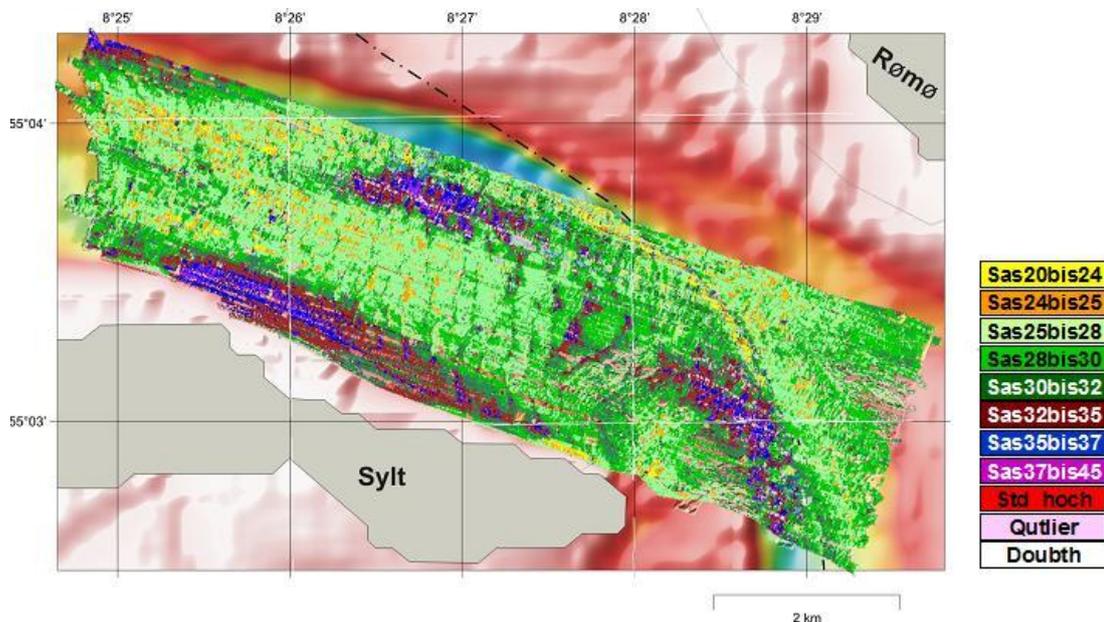


Abbildung 5.27: Rückstreuintensität des Fächerrecholots aus Mai 2007 [KOK]. Die Skala zeigt die Intensität unterteilt in farbliche Klassen.

Abbildung 5.27 zeigt die Unterschiede in der Rückstreuintensität des Echolots. Auch in dieser Abbildung ist die Dünenstruktur der Bathymetrie zu erkennen. Um eine Abhängigkeit der Rückstreuung von der Korngröße zu erhalten, wurden Sedimentproben entnommen und mit den Echolotdaten verglichen. Diese Kalibrierung der Sedimentdaten wurde ebenfalls von der Abteilung Küstenozeanographische Messsysteme (KOK) durchgeführt und für diese Arbeit zur Verfügung gestellt. Im weiteren Verlauf dieser Arbeit wurde eine Regressionsanalyse durchgeführt, um einen linearen Zusammenhang aufzuzeigen.

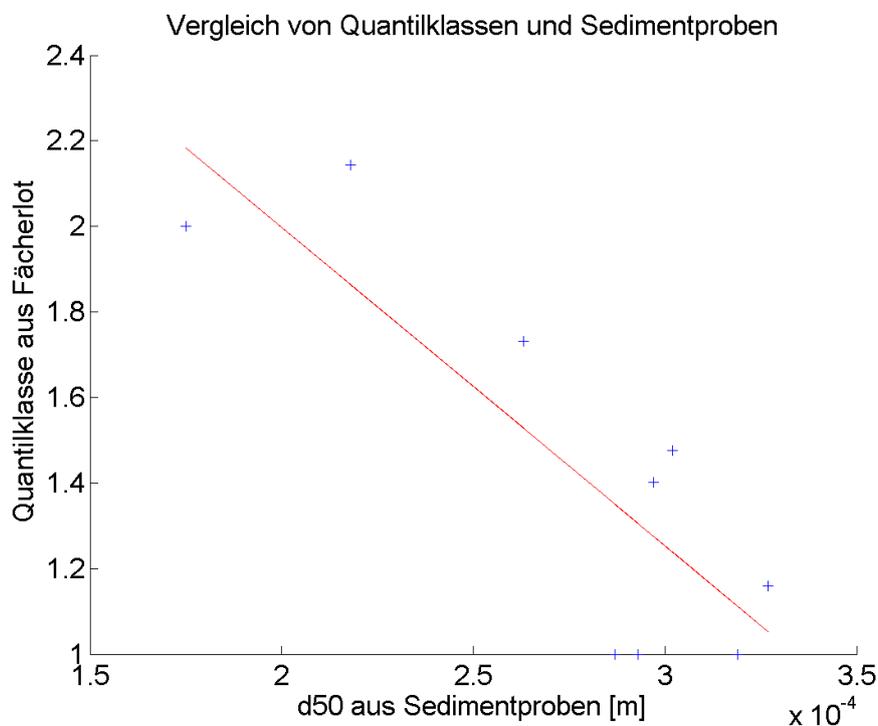


Abbildung 5.28: Beziehung zwischen Korngröße und Rückstreuung. Die rote Linie stellt die lineare Regressionsgerade dar.

Die Ergebnisse wurden linear gefittet, um eine Übersetzungsfunktion zu erhalten, die es ermöglicht die Echolotdaten direkt in den Korngrößen Parameter d_{50} zu übersetzen. Im Anschluss wird die Sedimentabschätzung mit bestehenden Daten auf Plausibilität geprüft. Die Analyse der genommenen Proben zeigt, dass das

Sediment im Lister Tief hauptsächlich aus Sand [$d_{50}=0,3$ mm] besteht. Diese Tatsache vereinfacht die Betrachtung, da sandige Sedimente nicht wie Schlick oder Ton aus sehr feinen Körnern bestehen und Kohäsionseffekte aufweisen, die die kritische Bodenreibung beeinflusst [MITCHENER, 1995]. Die Regression ergab eine Funktion der Form:

$$FL = -7.43 * 10^3 d_{50} + 3.48 \quad (5.1)$$

FL = Quantilklasse des Fächerecholots

Sandige Sedimente sind in ihrem Verhalten schon recht gut erforscht. Für das Modellieren von Morphodynamik wird daher, wenn möglich, sandiger Boden angenommen und als Parameter verwendet. Die Gleichung (5.1) lässt sich so umstellen, dass die Korngröße als Funktion der Quantilklasse erscheint:

$$d_{50} = \frac{FL - 3.48}{-7.43 * 10^3} \quad (5.2)$$

Nach gültigem Standard liegen die mittleren Korngrößen für Sand in einem Bereich zwischen 0,06 mm und 2,0 mm. Der Wertebereich für z_0 ist demnach [SOULSBY, 1997]:

$$z_0 = \frac{d_{50}}{12} \quad (5.3)$$

Abbildung 5.29 zeigt die Rauigkeitslänge aus den MBES Daten. Es ist zu sehen, dass der überwiegende Teil der Werte sich innerhalb des Sandspektrums befindet. Das stützt die frühere Aussage, dass der Meeresboden im Lister Tief vorwiegend aus sandigen Sedimenten besteht. Auf der anderen Seite wird deutlich, dass die MBES Daten für weitere Analysen geeignet sind.

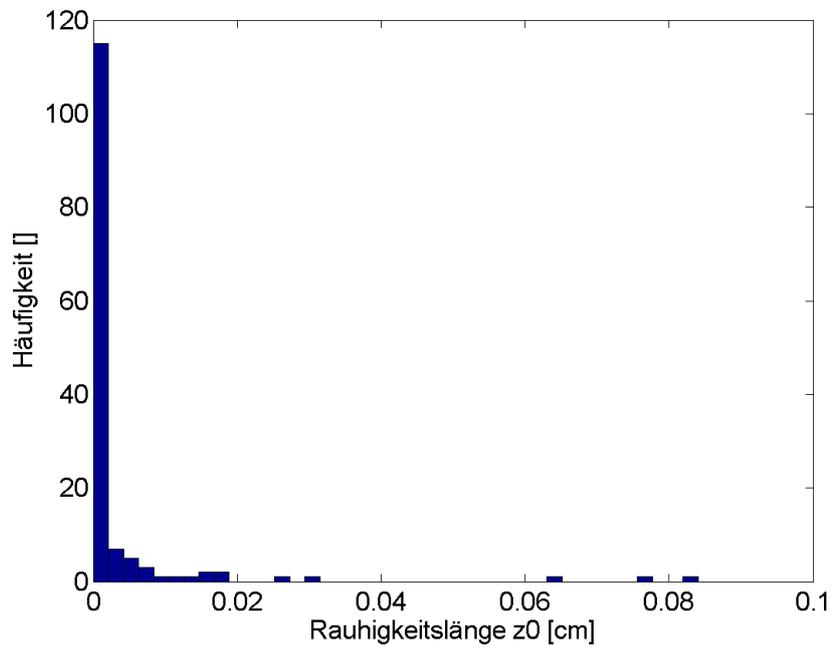


Abbildung 5.29: Verteilung der Rauigkeitslänge für Profil 164 aus MBES.

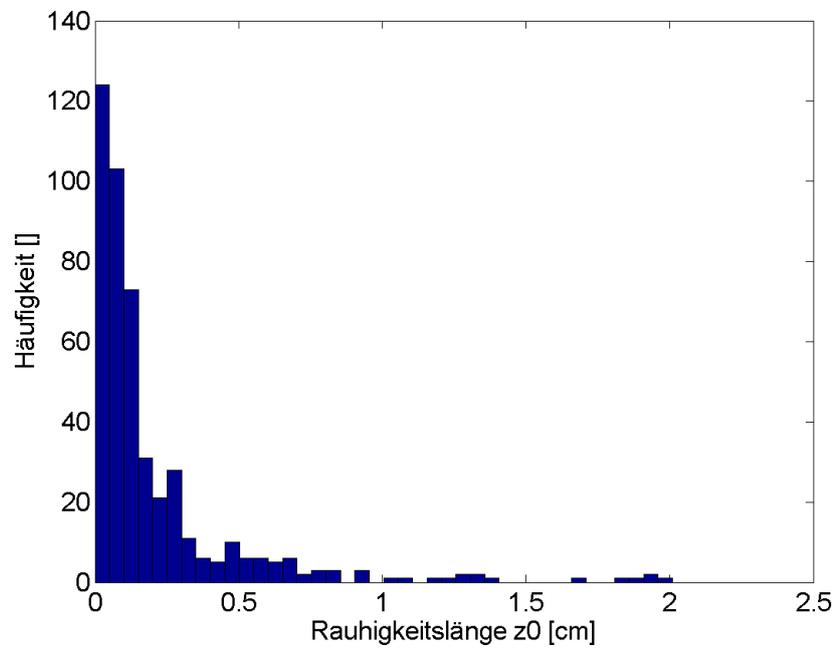


Abbildung 5.30: Verteilung der Rauigkeitslänge für Profil 164 aus ADCP-Fit.

Bei der Auswertung der z_0 Daten aus dem Fit der ADCP Profile wurde deutlich, dass diese Werte um ein vielfaches größer sind als die Werte aus dem MBES ermittelten. Dieser Umstand muss näher betrachtet werden. [YOU 2005, YOU 2006] untersuchte den Parameter der Rauigkeitslänge und fand heraus, dass die Werte einzelner Profile einer starken Fluktuation unterworfen sind. Die hier untersuchten Daten wurden außerdem von einer sich bewegenden Plattform aus erfasst, was die Schwankungsbreite der Daten zusätzlich erhöht. Um diese Unsicherheit zu umgehen, werden für den Fit der ADCP Daten die festen z_0 Werte herangezogen, die das MBES bereitstellte.

5.1.9 Konsistenzprüfung der Reibungsgeschwindigkeit

Nachdem in Kapitel 5.1.3 der Parameter der lokalen Wassertiefe überprüft worden ist, wird an dieser Stelle u_* geprüft. Auch hier werden zwei Datensätze mit voneinander unabhängig erfassten Methoden verglichen, um sie zu bestätigen und gleichzeitig Zusammenhänge zu erkennen.

Um eine flächenhafte Synopse der Bodenreibungsgeschwindigkeit zu erhalten, ist es wichtig, den entsprechenden Parameter (u_*) einer Konsistenzprüfung zu unterziehen. Die Daten wurden aus dem ADCP gewonnen und die Randwerte für die Modellannahme aus dem RDCP und dem MBES. In beiden Fällen wurde die Rauigkeitslänge z_0 aus den MBES Daten verwendet. Es soll geklärt werden unter welchen Bedingungen man auf Informationen aus der Wassersäule zugreifen kann. Der Grund für dieses Vorgehen ist in Abbildung 5.31 aufgezeigt. Ein exemplarisches Ensemble wurde herangezogen, um zu untersuchen, wie sich das zu minimierende Fehlerquadrat verhält.

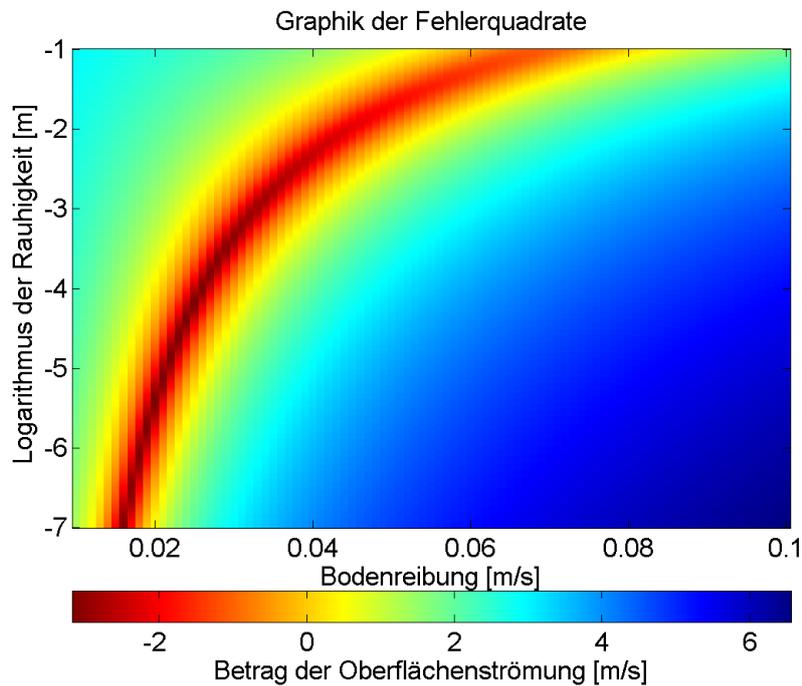


Abbildung 5.31: Logarithmus des Fehlerquadrats als Funktion von u_* und $\log_{10}(z_0)$.

Die Graphik zeigt, dass der Logarithmus des Fehlerquadrates kein eindeutiges Minimum besitzt.

Es ist ersichtlich, dass das Fehlerquadrat kein eindeutiges Minimum besitzt und daher nicht gleichzeitig mit u_* aus dem Fit zu bestimmen ist. Ein robustes Verfahren zur Bestimmung von u_* benötigt ein stabiles z_0 , welches daher nicht aus dem Fit, sondern aus den Echolotdaten entnommen wird. Ziel ist es, den eindeutigen Zusammenhang von durch ADCP und RDCP errechneten u_* Werten zu belegen. Abbildung 5.31 zeigt, dass eine solche Vorgehensweise sinnvoll ist, da eine Fehlabschätzung bei z_0 nur einen geringen Einfluss auf u_* hat.

Um den Zusammenhang von Bodenreibungswerten aus Radarmessungen und angenommenem logarithmischem Profil auf der einen und aus ADCP-Profilen auf der anderen Seite zu verifizieren, wurden verschiedene statistische Auswerteverfahren für das ADCP angewandt. Die Abschätzung über das logarithmische Profil für die RDCP Daten blieb immer gleich, dafür wurden die

ADCP Daten unterschiedlich betrachtet. Zum einen wurden die ADCP Profile in ihre Tiefenschichten zerlegt und aus jeder einzelnen die Bodenreibung ermittelt. Anschließend wurde der Mittelwert der Reibungsgeschwindigkeiten bestimmt. Abbildung 5.32 zeigt das Ergebnis dieser Methode für Profil 183.

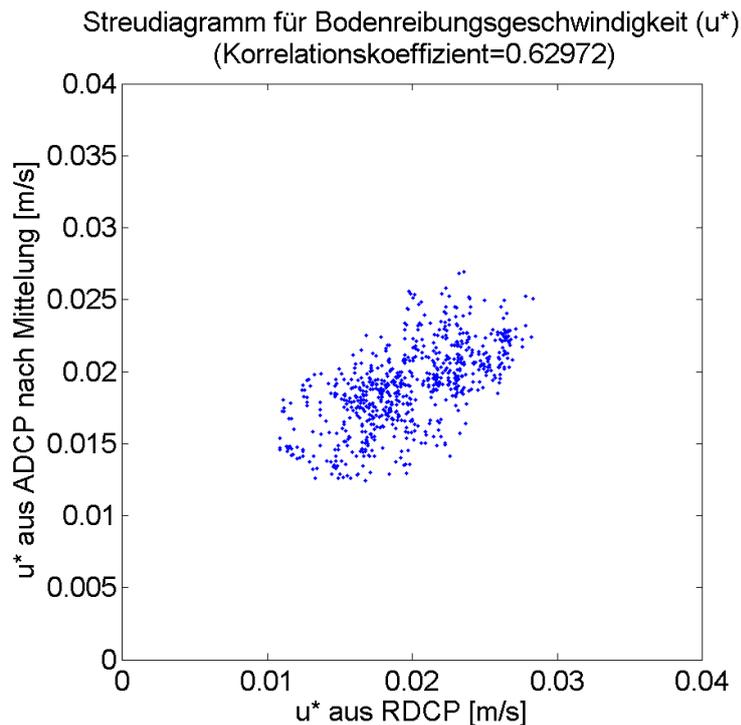


Abbildung 5.32: Streudiagramm der Bodenreibung nach Zerlegung in Tiefenschichten für Profil 183. Der Korrelationskoeffizient beträgt hier 0,63.

Es ist in diesem Fall eine deutliche Korrelation zu sehen. Die Wertebereiche von RDCP und ADCP sind ebenfalls identisch (2 bis 4 cm/s). Die Korrelation beläuft sich in diesem Fall auf 0,63.

Die zweite Methode ist analog zu der ersten, nur dass in dem Fall die mittlere Strömung aus dem ADCP Profil genommen wurde und dann die Bodenreibung bestimmt wurde. Wenn man die Abbildung 5.32 mit der Abbildung 5.33 vergleicht, ist kein signifikanter Unterschied zu bemerken. Das bedeutet, dass es für die weitere Auswertung unerheblich ist, welche der beiden Methoden

angewendet wird. Für Modellrechnungen ist diese Erkenntnis insofern wichtig, da großskalige, 2-D Modelle immer einen tiefengemittelten Strömungswert annehmen [LUMBORG, 2002].

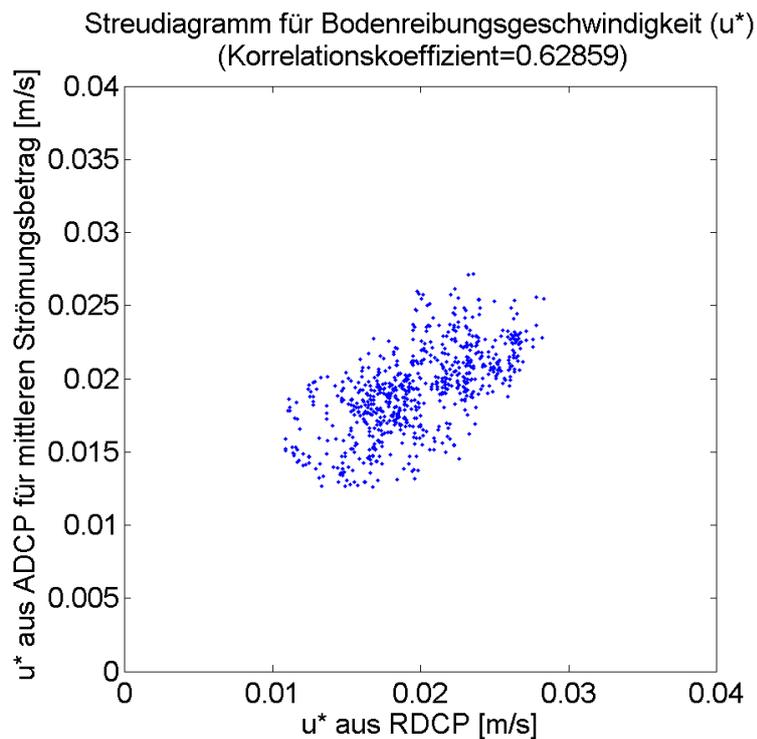


Abbildung 5.33: Streudiagramm der Reibungsgeschwindigkeiten nach dem mittleren Strömungswert für Profil 183. Der Korrelationskoeffizient beträgt hier 0,63.

Es wird deutlich, dass die Bodenreibungsgeschwindigkeit u_* über weite Teile des Lister Tiefs in sehr guter Näherung aus der Oberflächengeschwindigkeit durch das RDCP bestimmt werden kann, nachdem festgestellt wurde, dass man das logarithmische Profil anwenden kann. Nun muss geklärt werden, welcher Parameter den größten Einfluss auf u_* hat. Alle drei Parameter (Wassertiefe d , Rauigkeitslänge z_0 , Strömungsgeschwindigkeit U) sind fehlerbehaftet. Um abschätzen zu können, wie sich ein Fehler eines Parameters auswirkt muss geklärt sein, wie stark die einzelnen Parameter u_* beeinflussen. Bei der mathematischen

Betrachtung der Bodenreibung erlauben die ADCP Profile eine Überprüfung der Gewichtung der einzelnen Parameter. Der Betrag der Wasserströmung, die Wassertiefe und die Rauigkeitslänge gehen bei dieser Betrachtung als nicht konstante Größen in die Bodenreibung ein. Wenn man die zugehörige Gleichung (2.16) entsprechend zerlegt, wird deutlich, dass die Bodenreibung überwiegend von der Strömung beeinflusst wird und die Wassertiefe eine untergeordnete Rolle spielt. Dazu wird das Fehlerfortpflanzungsgesetz für den Fehler der Bodenreibung Δu_* auf Gleichung (2.16) angewendet:

$$\Delta u_* = |g_U| \Delta U + |g_d| \frac{\Delta d}{d} + |g_{z_0}| \frac{\Delta z_0}{z_0}$$

(5.4)

$$g_U = \frac{\kappa}{\ln\left(\frac{d}{z_0}\right)} \quad (5.5)$$

$$g_d = \frac{-U\kappa}{\left(\ln\left(\frac{d}{z_0}\right)\right)^2} \quad (5.6)$$

$$g_{z_0} = \frac{U\kappa}{\ln\left(\frac{d}{z_0}\right)} \quad (5.7)$$

Mit $\Delta U =$ absoluter Fehler von Strömungsbetrag U , $\frac{\Delta d}{d} =$ relativer Fehler der

Wassertiefe d , $\frac{\Delta z_0}{z_0} =$ relativer Fehler der Rauigkeitslänge z_0 .

Es ist zu sehen, dass die Fehler der Wassertiefe und Rauigkeitslänge gering im Vergleich zum Fehler der Strömung sind. Daher kann man diese Terme vernachlässigen. Wenn man für Wassertiefe und Rauigkeitslänge typische Werte einsetzt ($d = 10$ [m], $z_0 = 0,03$ [mm]) und dann einen Fehler der Strömung von $0,2$ [m/s] ansetzt, ergibt sich nach (5.4) als Fehler der

Bodenreibungsgeschwindigkeit 0,006 [m/s], was in etwa 10% der Reibungsgeschwindigkeit entspricht.

5.1.10 Tidezyklus

Die bisher vorgestellten und exemplarisch analysierten Datensätze betrachten ein Schlauchbootprofil für Flut und eines für Ebbe. Während der Messfahrten wurde ein vollständiger Tidezyklus abgefahren, der 23 Schnitte umfasst. In Abbildung 4.2 in Kapitel 4.2.2 waren die Unterteilungen zu sehen, in die das abgefahrte Gebiet gegliedert worden war. Für die Betrachtung des Tidezyklus wurden die einzelnen abgefahrenen Schnitte getrennt behandelt. Tabelle 5.1 gibt einen Überblick über die Datenlage und die 19 Schnitte, die für eine Analyse geeignet sind. Es ist ersichtlich, dass manche der Fahrten die gleichen Linien zu gleichen Tidephasen abdecken. Die Daten wurden trotzdem ausgewertet, da die einzelnen Messungen nicht genau zum gleichen Zeitpunkt der Tidephase durchgeführt wurden und somit die Informationsdichte erhöht wird. In Kapitel 6 werden ein Flut- und ein Ebbprofil präsentiert, um die Anwendbarkeit der vorgestellten Methodik zu belegen.

Prandtl		Schlauchboot		Profilline
Flut	Ebbe	Flut	Ebbe	
	165		164	250
	27		165	0
292		171		-150
296		173		150
	304		178	-400
390		183		-600
42		186		400
	196		192	-600
288		211		-600
	306		213	-100
	221		215	-500
	219		216	500
LW		282		300
173		284		-100
288		286		-500
		288		-700
	306		304	-100
184		314		-200
			387	-700

***Tabelle 5.1:** Einteilung der Schlauchbootprofile in Profillinien und Tidephasen. Die Profilline gibt den Abstand in Metern zur deutsch-dänischen Grenze an. Negative Werte liegen südlich der Grenze.*

5.2 Bodenschubspannung aus Seegang

In diesem Kapitel werden die Seegangsdaten aus dem landgestützten Radar analysiert. Es wird beschrieben, wie aus den Radarmessungen die Bodenreibung ermittelt wird.

5.2.1 Der Übergangsbereich

In Kapitel 2 wurde schon der Übergangsbereich definiert. Da sich die Datenauswertung darauf konzentriert, sollen die Prozesse des Übergangsbereichs an dieser Stelle detaillierter betrachtet werden.

Zuerst werden die hydrodynamischen Prozesse genauer beleuchtet. Die Grenze zum Übergangsbereich bezeichnet auch gleichzeitig den Beginn möglicher Sandablösung durch Seegang. Das führt dazu, dass Wellen, die nicht senkrecht auf die Küste laufen, der Refraktion unterworfen sind. Die Refraktion zwingt die Kämme der entsprechenden Partialwellen sich parallel zur Küstenlinie zu orientieren. Da die Wassertiefe tendenziell zur Küste hin abnimmt, werden die Wellen nach dem Brechungsgesetz von Snellius refraktiert. Auch die Orbitalbahnen verflachen sich nicht nur, sondern verändern sich zu offenen Bahnen hin, die sich Richtung Riff immer stärker verformen und einen Massentransport Richtung Küste verursachen. Dies ist ein nicht-linearer Effekt, der im Tiefwasser als Stokes-Drift bezeichnet wird. Im Zuge dieses Massentransportes werden auch die Sedimente anders verteilt. Grobsand wird in Suspension gebracht und in Richtung Strand verfrachtet, während er gleichzeitig vom Feinsand getrennt wird [INGLE, 1966]. Die morphodynamischen Prozesse sind direkt mit den hydrodynamischen verbunden.

Im Übergangsbereich bestimmen die bodennahen Orbitalgeschwindigkeiten der ungebrochenen Wellen die Art der Sedimentablösung, ob es sich als Bodenfracht bewegt oder in Suspension übergeht. [CONLEY & INMAN, 1992] verdeutlichen anhand von Naturmessungen den Ablauf der Sedimentmobilisierung über einer glatten Sohle unter nichtbrechenden Wellen und beschreiben die hydro- und morphodynamischen Zustände in der bodennahen Grenzschicht [PETERS, 2000].

Die durch Wellen im Übergangsbereich erzeugte Bodenreibung steuert die Sedimentmobilisierung und die Art des Sedimenttransportes. Aus den kreisförmigen Bahnen werden als Folge der Grundberührung zum Boden hin horizontal oszillierende Strömungen. Die Strömungsstärke und das Sediment

bestimmen auf welche Weise das Sediment abgelöst wird und ob es als Bodenfracht oder in Suspension transportiert wird. Die Kraft, die für den Bewegungsbeginn verantwortlich ist, ist die Bodenschubspannung. Zusätzlich hat die Wassertiefe Einfluss auf die Transportart. Zuerst wird das Sediment nur als Bodenfracht bewegt, wenn die Wassertiefen noch relativ groß sind. Zur Brecherzone hin wird immer mehr Sediment in Suspension gebracht und Richtung Riff transportiert. Nach dieser Betrachtung wird nun auf die lokalen Gegebenheiten Bezug genommen. Im Vergleich zu den Strömungsmessungen ist das Seegangsgebiet deutlich weniger umfassend, da hier Messungen von einer festen Station, entlang eines Profils senkrecht zum Strand, genommen wurden.

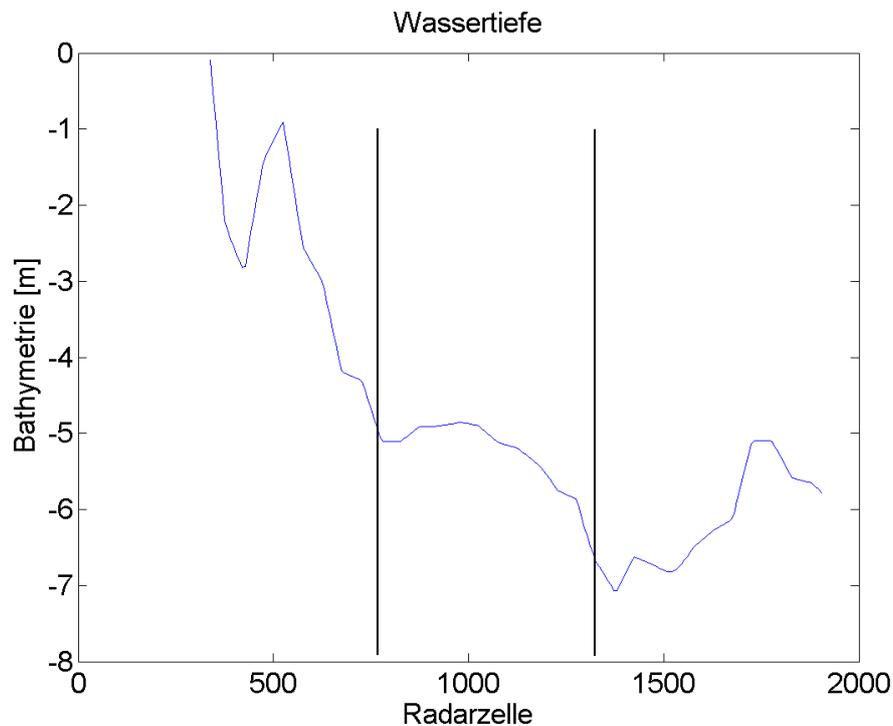


Abbildung 5.34: Schnitt durch die Bathymetrie des Wellenmessgebietes bzgl. NN, Quelle: BSH, Mai 2008. Die senkrechten Linien zeigen den Übergangsbereich an, der bei der Analyse betrachtet wurde.

Abbildung 5.34 zeigt den entsprechenden Schnitt durch die Bathymetrie und den Ausschnitt, der für die Analyse verwendet wurde. Es wird deutlich, dass der

untersuchte Ausschnitt kein Riff und somit keine Brecherlinie aufweist und innerhalb von 500 Metern in horizontaler Richtung sich die Wassertiefe um maximal 1 Meter ändert. Wegen der ortsfesten Messung ist die zeitliche Beobachtung möglich. Es ist möglich, eine Zeitreihe des Ortes zu erstellen, die sich auf die Bodenreibung aus Wellen bezieht.

5.2.2 Radardatenanalyse

Wellenparameter aus Radardaten zu bestimmen ist ein relativ neues Verfahren, was auf verschiedene Arten durchgeführt werden kann. Die vorliegenden Messungen nutzen die Dopplerinformationen der Rückstreuer aus den Daten, die Orbitalgeschwindigkeit und Frequenz ermittelt. Die ersten Analyseschritte sind eine Bereinigung der Daten. Wenn die Spektren zu stark verrauscht sind und keine klaren Ergebnisse liefern, werden sie aussortiert. Eine detaillierte Bereinigung der genutzten Daten wurde in [FLAMPOURIS, 2010] bereits ausgeführt. Daher wird an dieser Stelle das Augenmerk auf die Extrapolation zum Meeresboden hin gelegt. Der wichtige Punkt an dieser Stelle ist Filterung der abgeschatteten Bereiche. Wenn Radarstrahlen in flachem Winkel auf die Seegangswellen treffen, bilden sich hinter den Wellenbergen Schatten, von denen keine Rückstreuung erfolgt. Flampouris (2010) bereinigte die Daten, um den Abschattungseffekt zu minimieren. Damit ist an dieser Stelle bereits eine notwendige Bedingung für die Transferfunktion für seegangsinduzierte Bodenschubspannung erfüllt.

5.2.3 Bojendaten

Für eine Verifikation der Radardaten wurde eine Wellenmessboje herangezogen, die in der Nähe positioniert war. Die Position der Boje erlaubt allerdings nur einen Vergleich der Frequenzen. Der Ortsversatz zwischen Boje und Radarmessung lässt einen Vergleich der Wellenhöhen nicht zu. Aus Gleichung (2.25) lässt sich die

Wellenhöhe direkt aus der Orbitalgeschwindigkeit und der Wellenzahl bestimmen [FLAMPOURIS, 2010]. Für eine erste Abschätzung der möglichen ungebrochenen Wellen wird Abbildung 5.37 herangezogen und mit den Bojendaten der Listboje verglichen. Die Abbildungen 5.35 und 5.36 zeigen die Wellensituation während der Messungen. Die aufbereiteten Daten entstammen der Datenbank „Coastlab“ und sind Teil des Projektes COSYNA.

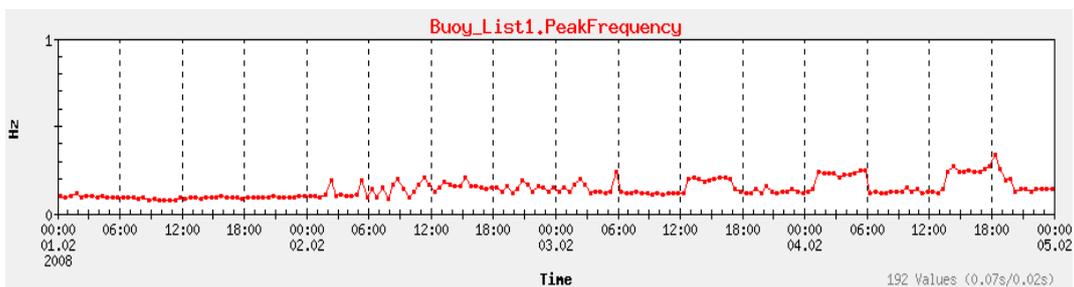


Abbildung 5.35: Peakfrequenzen während des Messzeitraums. Die Graphik zeigt die entsprechende Zeitreihe der Boje List West.

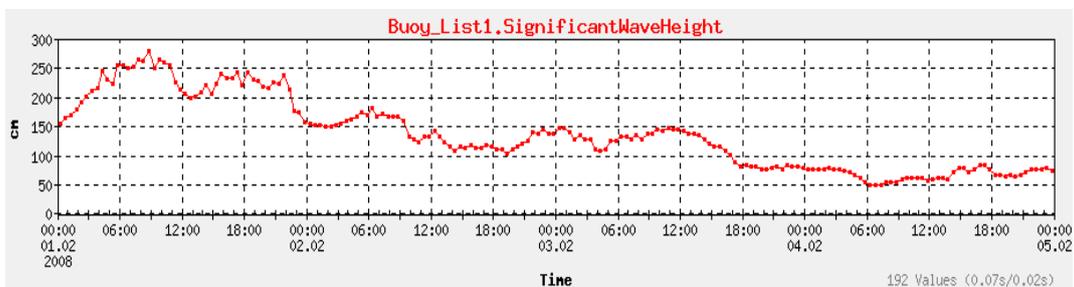


Abbildung 5.36: Signifikante Wellenhöhen während des Messzeitraums. Die Graphik zeigt die entsprechende Zeitreihe der Boje List West.

Aus den Abbildungen 5.35 und 5.36 ist zu sehen, dass sich die Frequenzen der Wellen zwischen 0,1 und 0,3 Hz bewegt haben. Die signifikanten Wellenhöhen schwankten zwischen 0,5 und 2,5 m. Abbildungen 5.37 zeigen die möglichen Wellenhöhen für das Messgebiet für die gemessenen Frequenzen. Es ist zu sehen, dass die maximal möglichen ungebrochenen Wellenhöhen innerhalb des Messgebietes 4,0 m bei einer Frequenz von ca. 0,05 Hz sind. Die größten

Orbitalgeschwindigkeiten von 2,0 bis 2,1 m/s werden bei einer Frequenz von ca. 0,22 Hz erreicht. Die Wellenhöhen in diesem Bereich liegen bei 3,0 bis 3,5 m.

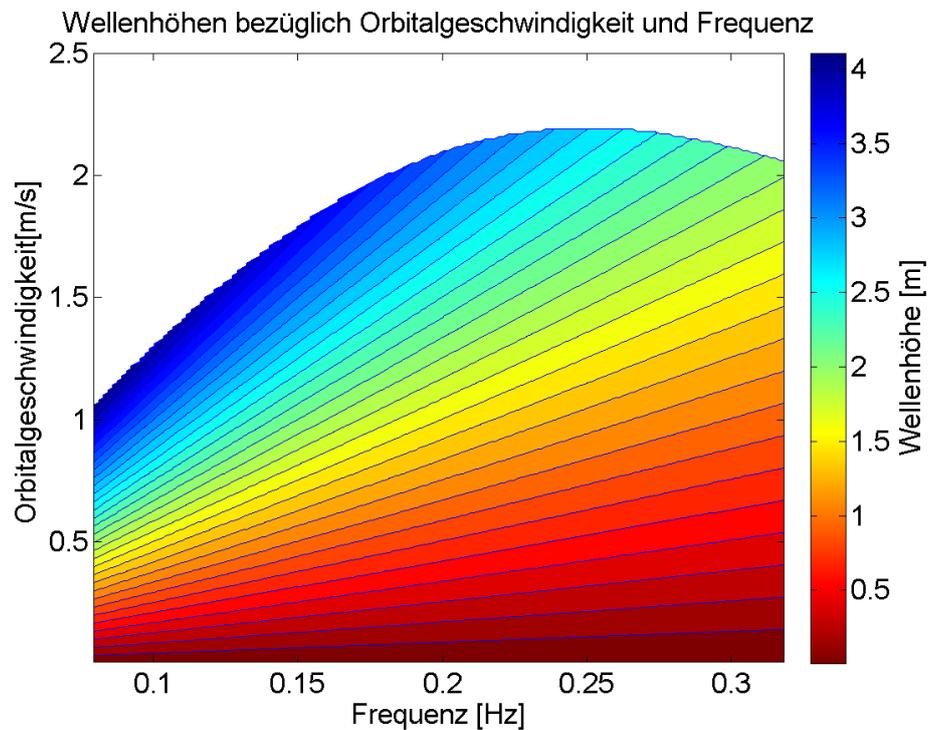


Abbildung 5.37: Wertebereich der möglichen Wellenhöhen nach Gleichung (2.25) für 5 Meter Wassertiefe

Es ist außerdem deutlich, dass in diesem Wertebereich die Orbitalgeschwindigkeit die Wellenhöhe maßgeblich beeinflusst. Die Frequenz ist in dieser Hinsicht untergeordnet. Durch das von Flampouris beschriebene Verfahren werden Brecher herausgenommen [FLAMPOURIS, 2010].

6. Ergebnisse der Methodik

6.1 Sedimentbewegungen aus Gezeitenströmung

Nachdem in Kapitel 5 festgestellt wurde, dass die Strömungsmessungen im Lister Tief von Seegang unbeeinflusst waren und bewiesen wurde, dass einerseits ein funktionaler Zusammenhang zwischen der Strömungsgeschwindigkeit und ihrem Abstand zum Meeresboden besteht und dass andererseits das logarithmische Profil Gültigkeit besitzt, ist es nun möglich die Transferfunktion für strömungsinduzierte Bodenschubspannung anzuwenden.

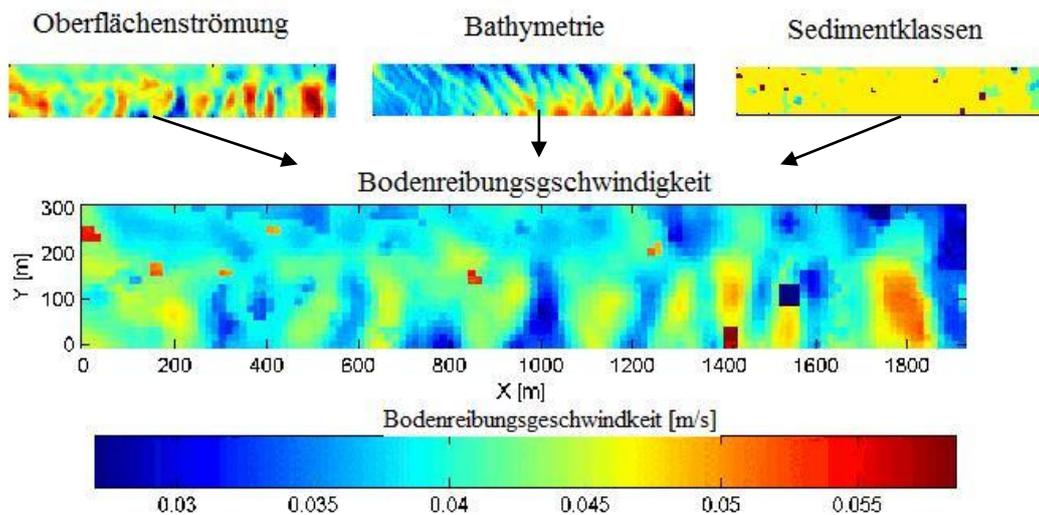


Abbildung 6.1: Übersichtsgleichung aus einem Ebbprofil (164). Es ist zu sehen, dass die Struktur der Bodenreibung von der Struktur der Oberflächengeschwindigkeit bestimmt wird, die wiederum von der Struktur der Bathymetrie bestimmt wird.

Wie in Kapitel 5 gezeigt wurde, ist die entscheidende Einflussgröße auf die Bodenschubspannung die Oberflächenströmung. Abbildung 6.1 zeigt, wie sich die Struktur der Oberflächenströmung die Struktur der Bodenschubspannung

wiedergibt. In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der Datenanalyse, deren Methodik in Kapitel 5 erläutert wurde und die Anwendungen der hergeleiteten Transferfunktionen vorgestellt.

Zuerst wird ein Ebbprofil näher betrachtet, das während der Messkampagne 2007, die in Kapitel 4 beschrieben wurde, erhoben wurde. Abbildung 6.2a zeigt die Bodenschubspannung aus der Transferfunktion basierend auf den RDCP-Daten. Als schwarze Linie ist die ADCP-Schlauchbootfahrt eingezeichnet.

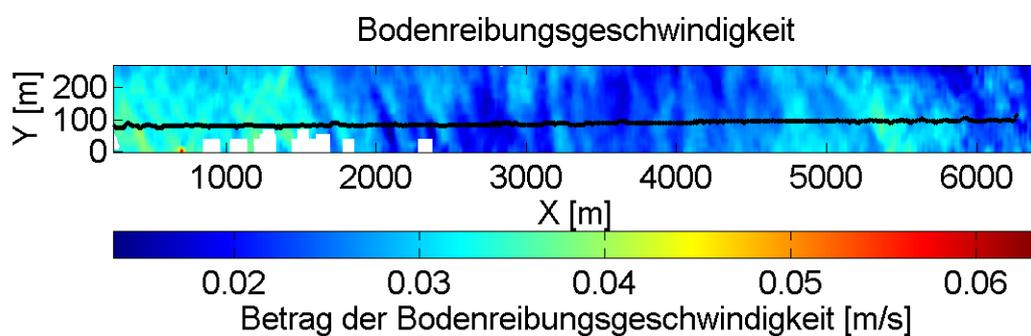


Abbildung 6.2a: Bodenreibungsgeschwindigkeit für Profil 164 mit eingetragener ADCP-Spur. Für eine bessere Sichtbarkeit ist die Y-Achse gestreckt dargestellt. Es wird deutlich die Struktur der Oberflächengeschwindigkeit wiedergegeben.

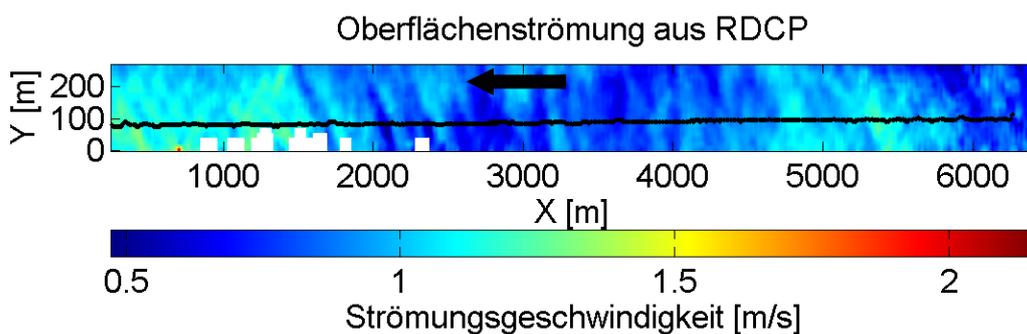


Abbildung 6.2b: Oberflächenströmung aus RDCP für Ebb-Profil 164 mit eingetragener ADCP-Spur. Für eine bessere Sichtbarkeit ist die Y-Achse gestreckt dargestellt. Der Pfeil stellt die Hauptströmungsrichtung dar.

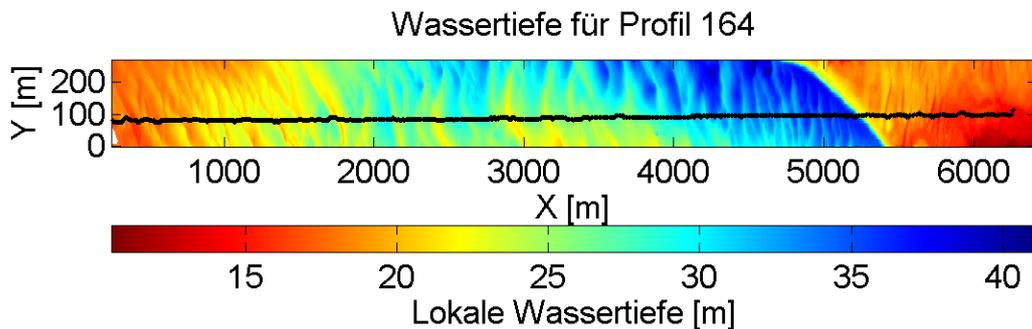


Abbildung 6.2c: Bathymetrie aus dem MBES für Profil 164 mit eingetragener ADCP-Spur. Für eine bessere Sichtbarkeit ist die Y-Achse gestreckt dargestellt.

Die Abbildungen 6.2a, 6.2b und 6.2c zeigen deutlich die vorhandenen Abhängigkeiten der Bodenschubspannung. Wenn man Abbildung 6.2a mit 6.2b vergleicht, ist zu sehen, dass sich die Struktur der Oberflächengeschwindigkeit fast identisch in der Bodenschubspannung wiederfindet. In Abbildung 6.3 ist die Korrelation der Oberflächenströmungen aus RDCP und ADCP abgebildet. Für das Profil 164 besteht ein eindeutiger Zusammenhang. Nun wird dargestellt, wie beide Strömungsdatensätze mit der zugehörigen Bathymetrie in Beziehung stehen.

Als nächsten Schritt wird der Zusammenhang von Strömung und Bathymetrie betrachtet. Gemäß der Kontinuitätsgleichung ändert sich die Strömungsgeschwindigkeit bei sich änderndem Querschnitt. Eine Verringerung der Bathymetrie im Lister Tief, erhöht somit die Fließgeschwindigkeit der Tideströmung. Die Abbildungen 6.2b und 6.2c bestätigen diese Annahme. Es ist zu sehen, dass die Strömungsgeschwindigkeiten bei größeren Wassertiefen abnehmen und über den Dünen tendenziell zunehmen. Für einen genaueren Vergleich wurde die Oberflächenströmung aus dem Radar entlang des ADCP-Profiles mit der entsprechenden Wassertiefe aus dem MBES verglichen.

In Abbildung 6.3 ist die Korrelation von Messungen aus RDCP und ADCP zu sehen. Die Streuung kommt hier unter anderem zustande, weil die ADCP Daten 0,5 Meter unter der Wasseroberfläche genommen wurden und außerdem die Radardaten über eine Fläche von 7,5 x 7,5 Metern erhoben wurden.

In Abbildung 6.4 und 6.5 ist zu sehen, wie die lokale Wassertiefe und die Oberflächenströmung zusammenhängen. Für Abbildungen wurde nur ein Teil des Schlauchbootprofils verwendet. Dieser Ausschnitt betrachtet einen Teil mit ausgeprägter Dünenstruktur, die eine Modulation der Strömung durch die Bathymetrie am deutlichsten hervorheben. Der gewählte Ausschnitt ist in Abbildung 6.4 mit dem RDCP verglichen worden. Derselbe Ausschnitt wird nun mit den entsprechenden ADCP Daten (6.5) verglichen, um die Modulation der Strömung zu bestätigen. Abbildung 6.5 zeigt ebenso die Korrelation der Strömungsgeschwindigkeit mit den Dünenstrukturen.

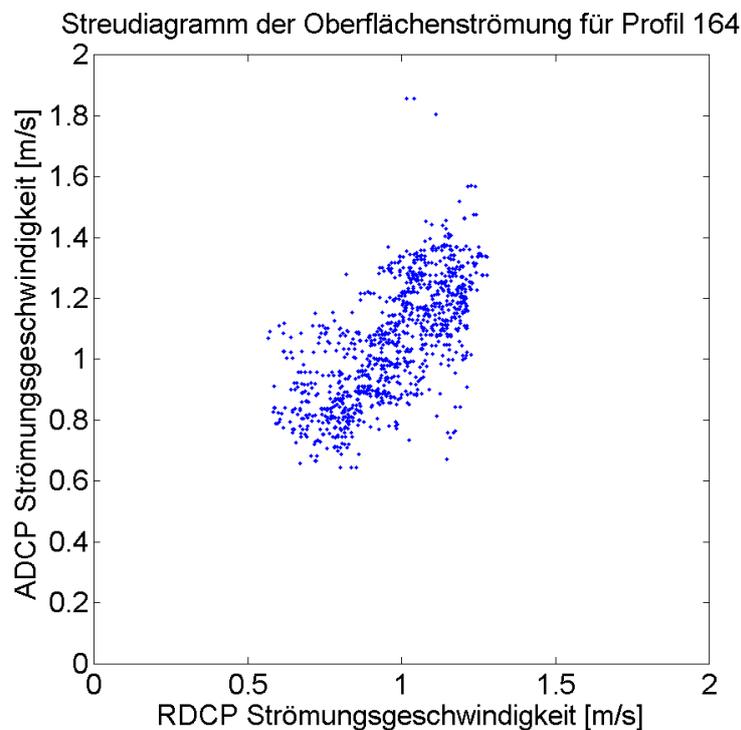


Abbildung 6.3: Streudiagramm von ADCP und RDCP für Profil 164. Der Korrelationskoeffizient beträgt 0,68.

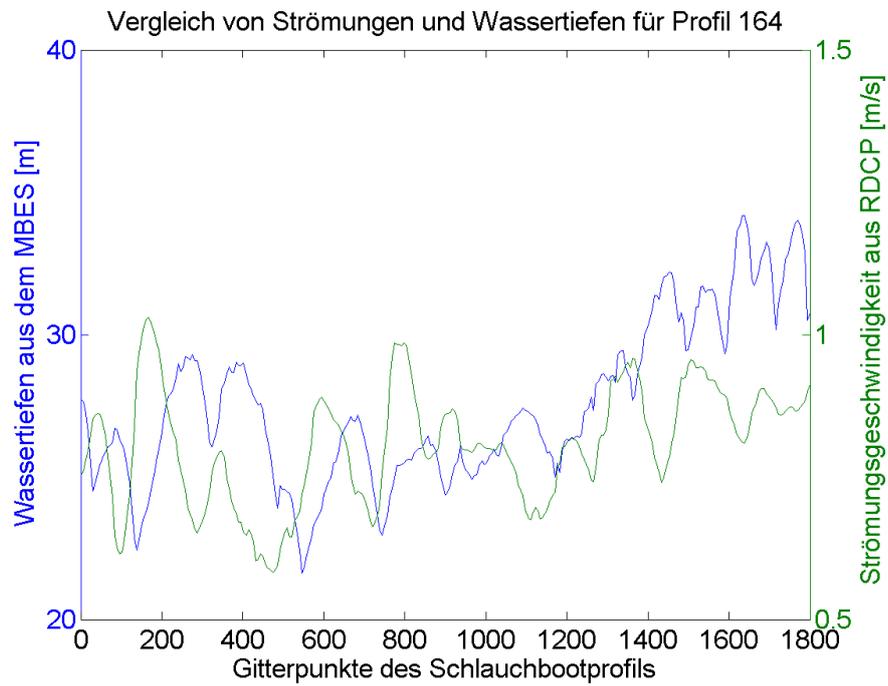


Abbildung 6.4: Zusammenhang von Bathymetrie und Oberflächenströmung des RDCP's für Profil 164.

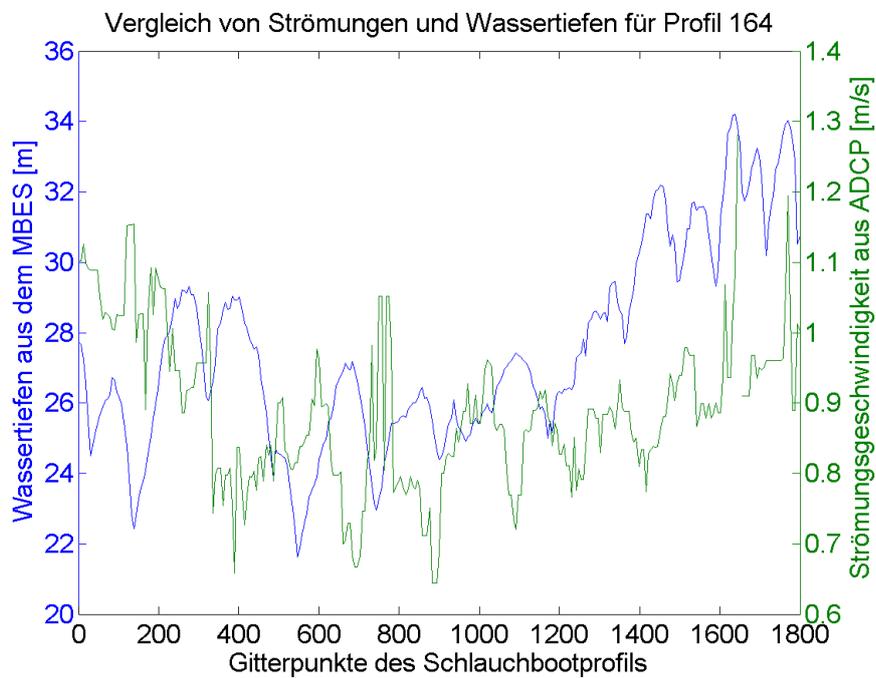


Abbildung 6.5: Zusammenhang von Bathymetrie und Oberflächenströmung des ADCP's für Profil 164

Als ein weiteres Produkt der Transferfunktion erhält man in Kombination mit der kritischen Bodenschubspannung aus Kapitel 2 eine Karte der potentiellen Erosions- und Depositionsgebiete.

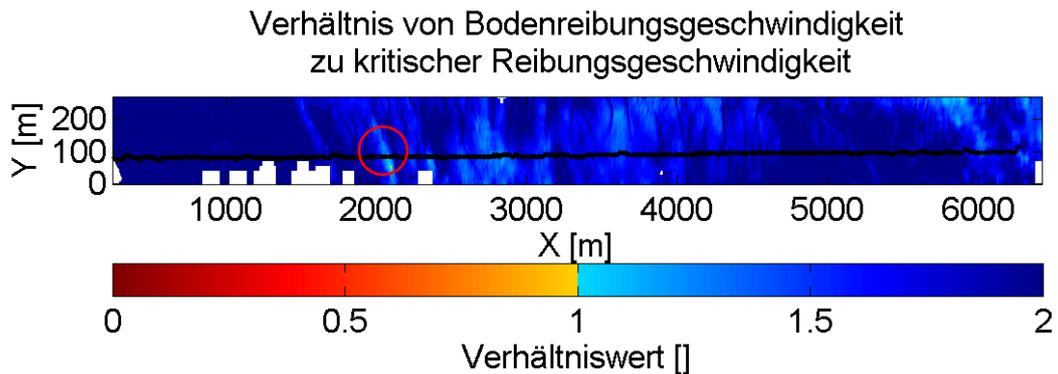


Abbildung 6.6: Potentielle Erosions- und Depositionsgebiete für Profil 164 mit eingetragener ADCP-Spur aus dem Verhältnis von Reibung zu kritischer Reibung während der Ebbphase.

In Abbildung 6.6 ist zu erkennen, dass während der herrschenden Ebbphase in nahezu dem gesamten Gebiet mit hoher Wahrscheinlichkeit Sedimentablösung stattfindet. Einzig der rot markierte Bereich stellt eine Ausnahme dar. Hier könnte Sediment angelagert werden. Wenn man die Lage dieses Sedimentationsgebietes mit den Abbildungen 6.2a, 6.2b und 6.2c vergleicht, ist zu sehen, dass in dem Gebiet lokal eine sehr geringe Strömungsgeschwindigkeit herrscht. An der Stelle ist die Wassertiefe bei über 25 Metern und liegt genau zwischen zwei Dünenkämmen. Diese Faktoren begünstigen eine Sedimentation und stützen die Gültigkeit der Transferfunktion. Als nächstes wird betrachtet, ob die beobachtete Bodenschubspannung zu Suspension oder eher zu Bodenfracht führt. Abbildung 6.7 zeigt die Bereiche mit unterschiedlicher Suspensionswahrscheinlichkeit. Es ist zu sehen, dass es im Mittelteil des Profils zu voller Suspension kommt, während es in einigen anderen Bereichen zu gar keiner Suspension kommt.

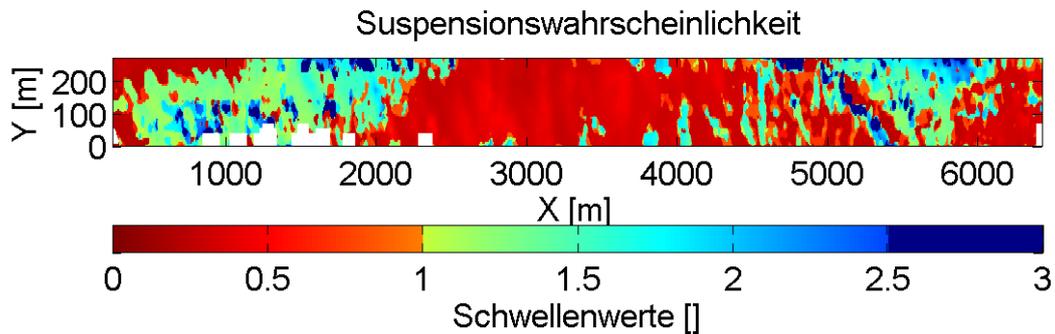


Abbildung 6.7: Unterteilung in verschiedene Suspensionswahrscheinlichkeiten für Profil 164. Rot bedeutet, dass hier volle Suspension vorherrscht. Grün bedeutet, dass es zu marginaler Suspension kommt und Blau bedeutet, dass es zu keiner Suspension kommt.

Danach wird untersucht, ob das abgelöste Sediment fein genug ist, um direkt in Suspension zu gehen oder erst als Bodenfracht transportiert wird. Abbildung 6.8 zeigt deutlich, dass diejenigen Bereiche, in denen es nach Abbildung 6.7 zu voller Suspension kommt, auch die Bereiche sind, in denen der Grenzwert für Suspension niedriger ist als der Grenzwert für Bodenfracht. Das bedeutet, dass in den blauen Bereichen in 6.8 das Sediment sofort in Suspension geht, während es in den roten Bereichen erst als Bodenfracht transportiert wird.

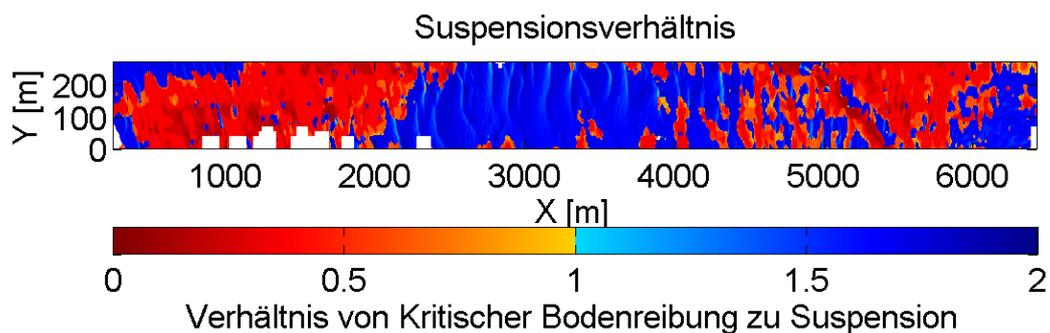


Abbildung 6.8: Verhältnis der kritischen Bodenreibungsgeschwindigkeit zum Grenzwert für volle Suspension für Profil 164. Blau bedeutet, dass die kritische Bodenreibungsgeschwindigkeit größer ist als der Grenzwert für volle Suspension. Rot bedeutet, dass die Suspensionsschwelle den größeren Betrag hat.

Als nächstes wird der Flutstrom (Profil 183) betrachtet. Die Abbildungen 6.9, und 6.10 Zeigen deutlich die Abhängigkeit der Bodenschubspannung von der Oberflächengeschwindigkeit. In Abbildung 6.9 ist, analog zu Abbildung 6.2, die ADCP-Fahrt als schwarze Linie eingetragen. Im Unterschied zur Ebbphase in Profil 164 ist die Dünenstruktur, die in Abbildung 6.11 zu sehen ist, in der Struktur der Oberflächenströmung weniger deutlich ausgeprägt. Wenn man Abbildung 6.10 mit der Bathymetrie aus Abbildung 6.11 vergleicht, ist zu sehen, dass die Strömung tendenziell mit der Wassertiefe abnimmt. Die Betrachtung der Bathymetrie zeigt, dass die Dünenstruktur weniger starke Tiefenunterschiede aufweist als dies in Profil 164 der Fall war.

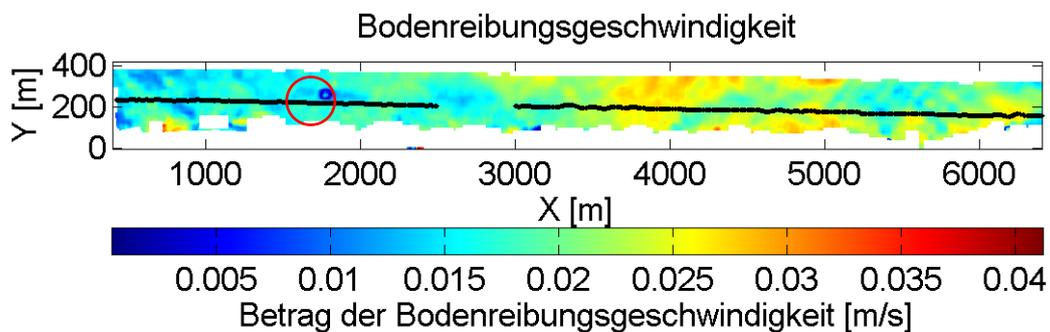


Abbildung 6.9: Bodenreibungsgeschwindigkeit für Profil 183 mit eingetragener ADCP-Spur als schwarze Linie. Für eine bessere Sichtbarkeit ist die Y-Achse gestreckt dargestellt.

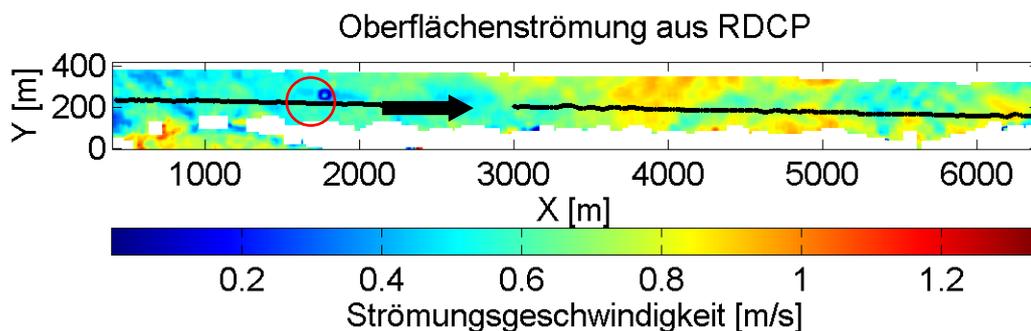


Abbildung 6.10: Oberflächenströmung aus RDCP für Profil 183 mit eingetragener ADCP-Spur als schwarze Linie. Für eine bessere Sichtbarkeit ist die Y-Achse gestreckt dargestellt. Der Pfeil stellt die Hauptströmungsrichtung dar.

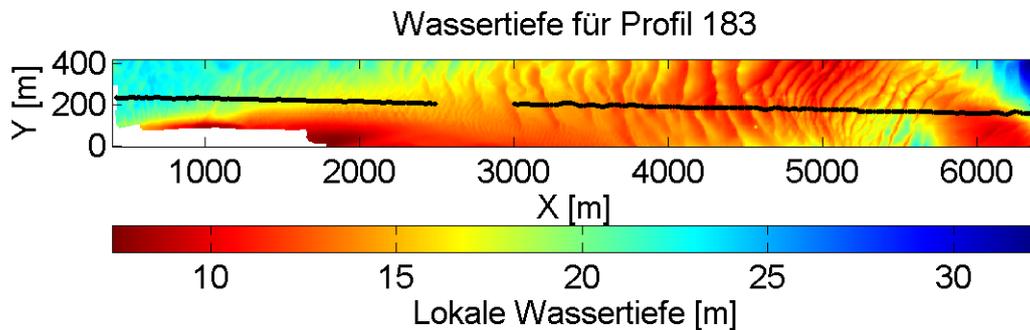


Abbildung 6.11: Bathymetrie aus dem MBES für Profil 183 mit eingetragener ADCP-Spur als schwarze Linie. Für eine bessere Sichtbarkeit ist die Y-Achse gestreckt dargestellt.

Abbildung 6.12 zeigt, dass auch während einer Flutphase der Zusammenhang von Bathymetrie und Strömungsgeschwindigkeit bestehen bleibt, allerdings in leicht abgeschwächter Form. Der Grund hierfür ist die Orientierung der Sanddünen. Im Lister Tief sind die großen Sandformationen flutorientiert. Daher sind die Beschleunigungen nicht so hoch, wie bei dem vorher gezeigten Ebbprofil, wo die Strömung gegen die steilen Flanken der flutorientierten Dünen stößt. In Abbildung 6.10 ist rot markiert der Einfluss einer Fahrwassertonne. Solche technisch bedingten Artefakte, die eine Auswirkung auf das Strömungsfeld haben, werden in Kapitel 7 diskutiert. Wenn man Abbildung 6.10 insgesamt betrachtet, wird deutlich, dass die Strömungsgeschwindigkeiten tendenziell geringer sind als in Profil 164. Diese Tatsache ist darin begründet, dass Profil 164 während der stärksten Strömungsphase, etwa 3 Stunden nach Stauwasser, erhoben wurde, während Profil 183 eine Stunde nach Stauwasser erhoben wurde. Eine schwächere Strömungsstruktur ist die Ursache für die schwächere Korrelation von Strömung und Bathymetrie in den Abbildungen 6.12 und 6.13.

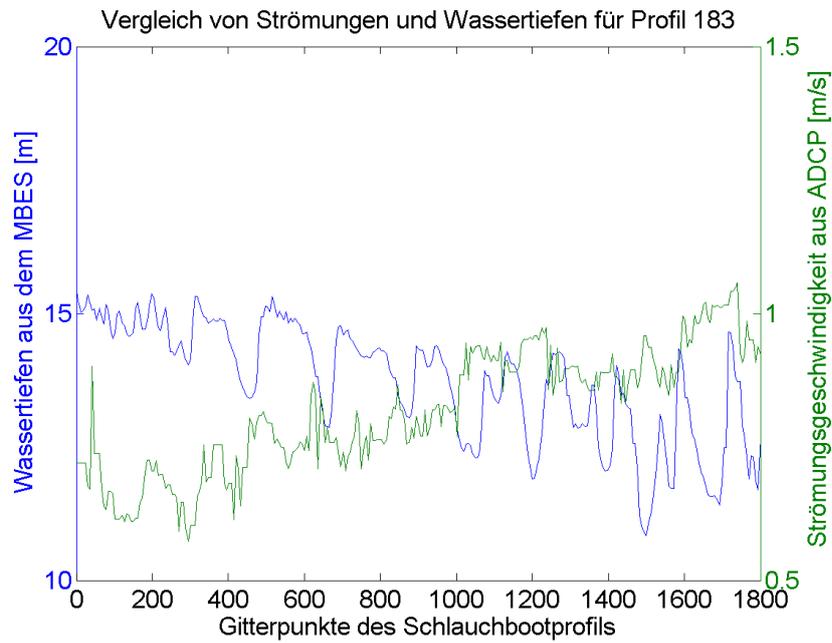


Abbildung 6.12: Zusammenhang von Bathymetrie und Oberflächenströmung des ADCPs für Profil 183

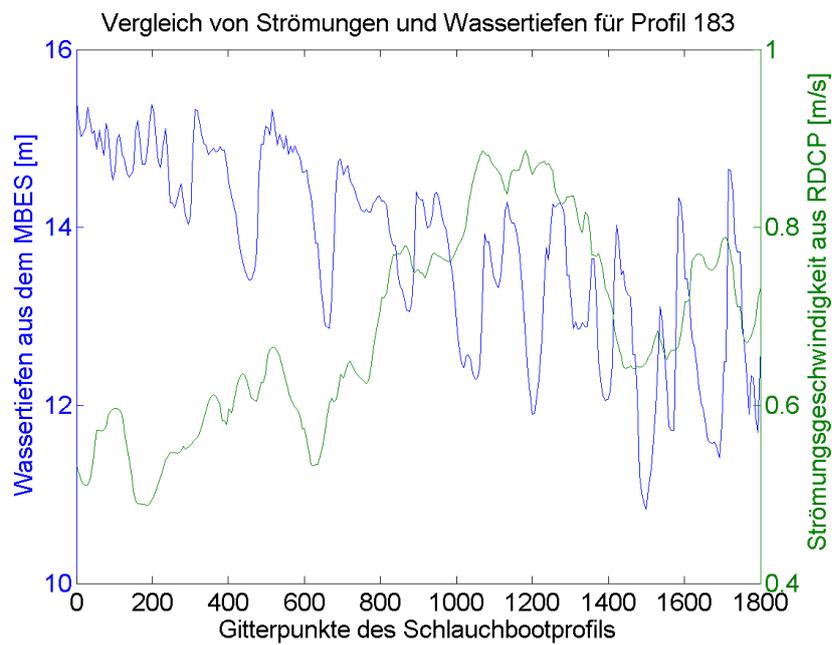


Abbildung 6.13: Zusammenhang von Bathymetrie und Oberflächenströmung des RDCPs für Profil 183

An dieser Stelle muss aufgezeigt werden, dass eine tendenziell schwächere Strömungsgeschwindigkeit keinen maßgeblichen Einfluss auf die Güte der Bodenreibungsdaten hat. Abbildung 6.14 zeigt deutlich, dass die Reibungsgeschwindigkeit aus den ADCP Daten die Dünenstruktur der Bathymetrie gut wiedergibt.

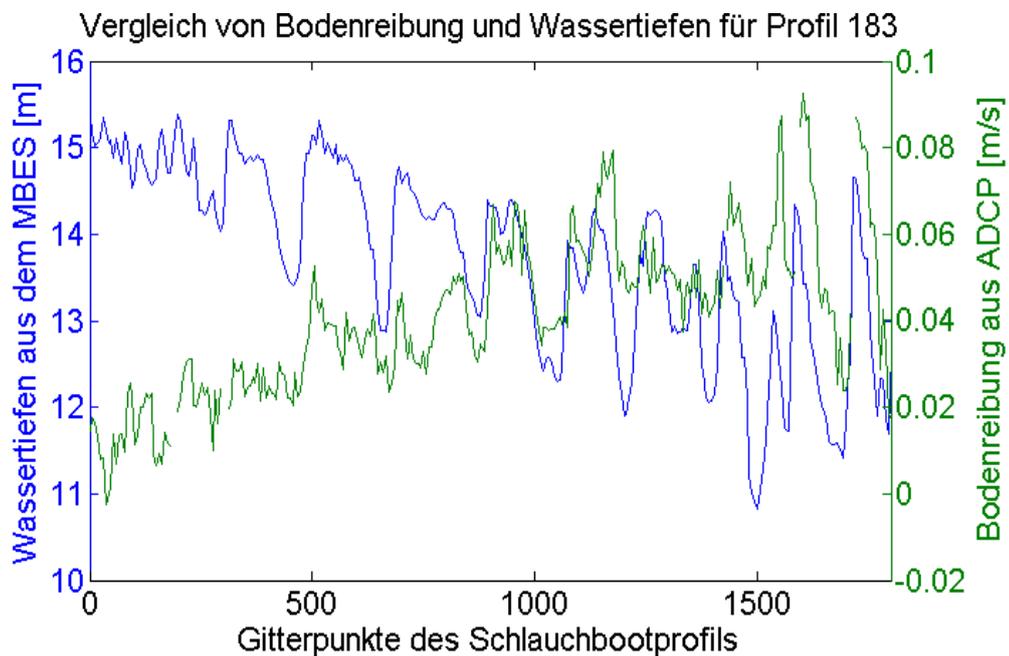


Abbildung 6.14: Zusammenhang von Bodenreibungsgeschwindigkeit aus dem ADCP und Wassertiefe für Profil 183. Zu sehen ist die Beschleunigung über den Dünen.

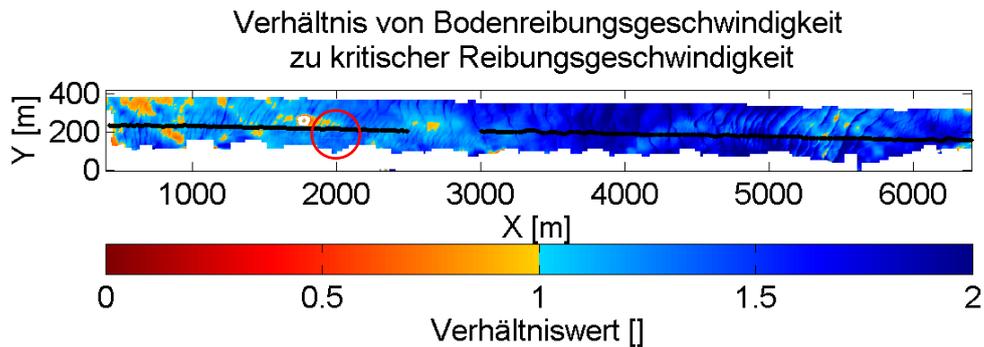


Abbildung 6.15: Potentielle Erosions- und Depositionsgebiete für Profil 183 aus dem Verhältnis von Reibung zu kritischer Reibung. Die ADCP-Spur ist als schwarze Linie dargestellt.

Wie in Abbildung 6.15 zu sehen ist, bewirken die geringeren Strömungsgeschwindigkeiten im Vergleich mit Abbildung 6.8 eine tendenziell höhere Sedimentationswahrscheinlichkeit. Auch in dieser Tidephase folgen die potentiellen Erosions- und Sedimentationsgebiete den Strömungsgeschwindigkeiten. Bei der anschließenden Betrachtung der Suspensionsituation wird deutlich, wie sehr die Suspensionswahrscheinlichkeit von der Korngröße abhängt. Trotz der, verglichen mit dem Ebbprofil 164, reduzierten Strömungsgeschwindigkeit, herrscht bei dem Flutprofil überwiegend volle Suspension, was in Abbildung 6.16 zu erkennen ist.

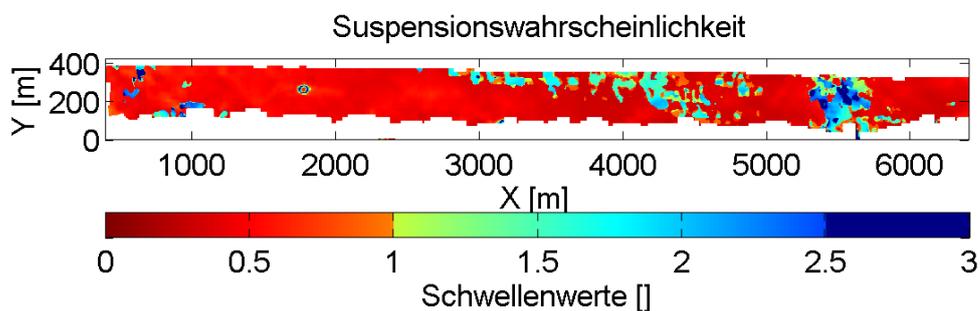


Abbildung 6.16: Unterteilung in verschiedene Suspensionswahrscheinlichkeiten für Profil 183. Rot bedeutet, dass hier volle Suspension vorherrscht. Grün bedeutet, dass es zu marginaler Suspension kommt und Blau bedeutet, dass es zu keiner Suspension kommt.

In Abbildung 6.17 ist zu erkennen, dass auf diesem Profil überwiegend Sediment durch Bodenfracht transportiert wird. Die Bereiche in denen das Sediment sofort in Suspension geht, sind deutlich weniger als in Profil 164.

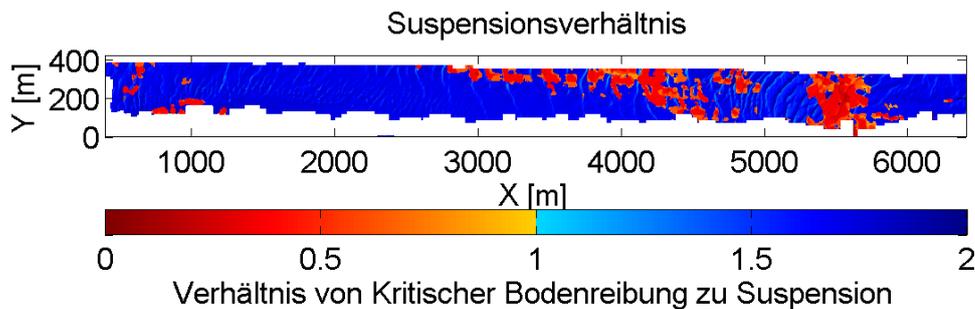


Abbildung 6.17: Verhältnis der kritischen Bodenreibungsgeschwindigkeit zum Grenzwert für volle Suspension für Profil 183. Blau bedeutet, dass die kritische Bodenreibungsgeschwindigkeit größer ist als der Grenzwert für volle Suspension. Rot bedeutet, dass die Suspensionsschwelle den größeren Betrag hat.

6.2 Sedimentbewegung aus Seegang

Die erhobenen Radardaten aus dem Sturmereignis im Februar 2008 wurden analysiert und hinsichtlich ihrer Auswirkung auf den Meeresboden hin betrachtet. Die Auswertung ergab, dass nicht alle Datensätze voll nutzbar sind. Hier müssen beide notwendigen Bedingungen erfüllt sein. Die Einhaltung der ersten Bedingung wurde schon in Kapitel 2 sichergestellt. Die zweite Bedingung betrifft die Brecherfreiheit. Das in Kapitel 2 beschriebene Miche-Kriterium wird auf die erhobenen Daten angewandt, um die Störungen durch Brecherereignisse zu minimieren.

Ein Datensatz beschreibt hier die über acht Minuten gemittelten Radaraufzeichnungen, die einmal pro Stunde erhoben wurden. Der hier exemplarisch analysierte Datensatz wurde am 02.02.2008 um 21:50 herum erhoben. Die in Abbildung in 6.18 gezeigten Daten wurden bereits auf

Brechereignisse überprüft, wie in Kapitel 5.2.2 methodisch bereits dargelegt worden ist. In dem hier betrachteten Datensatz wird das Brecherkriterium nur einmal überschritten. In diesem Bereich, der als Lücke in der Graphik zu erkennen ist, wurden die Daten als nicht brauchbar verworfen.

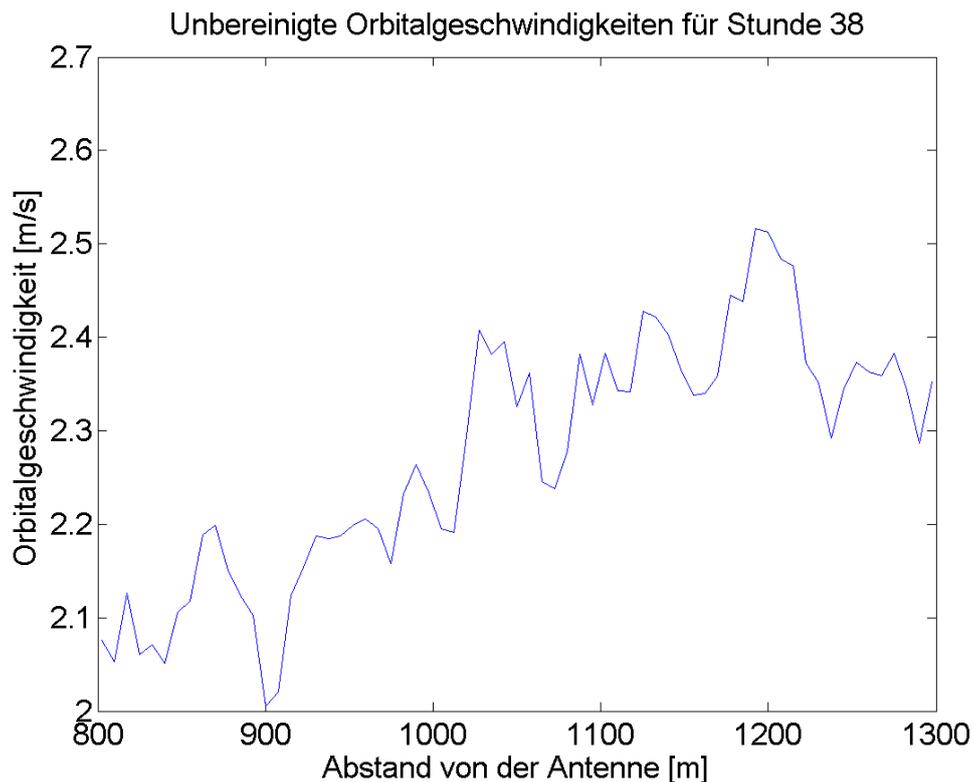


Abbildung 6.18: Dopplergeschwindigkeit aus Radar ohne Windkorrektur für eine 8 Minuten Mittelung.

Wie aus Abbildung 6.18 zu sehen ist, variiert die gemessene Dopplergeschwindigkeit um 0,5 m/s über den betrachteten Bereich. Der Bereich, der an dieser Stelle ausgewertet wurde, umfasst die schon in Kapitel 5 erwähnte Übergangszone mit relativ konstanter Wassertiefe. Wie an den Daten deutlich wird, nimmt die Geschwindigkeit zur Küste hin tendenziell ab. An dieser Stelle muss untersucht werden warum es diesen Gradienten gibt. Als ersten Schritt wird eine Windkorrektur angebracht. Da für HH-Polarisation keine empirische

Methode analog zu der für das RDCP bei VV-Polarisation angewandten vorliegt, wird eine Methode aus der Literatur herangezogen, die in etwa 4% der in 10 Meter Höhe gemessenen Windgeschwindigkeit ausmacht.

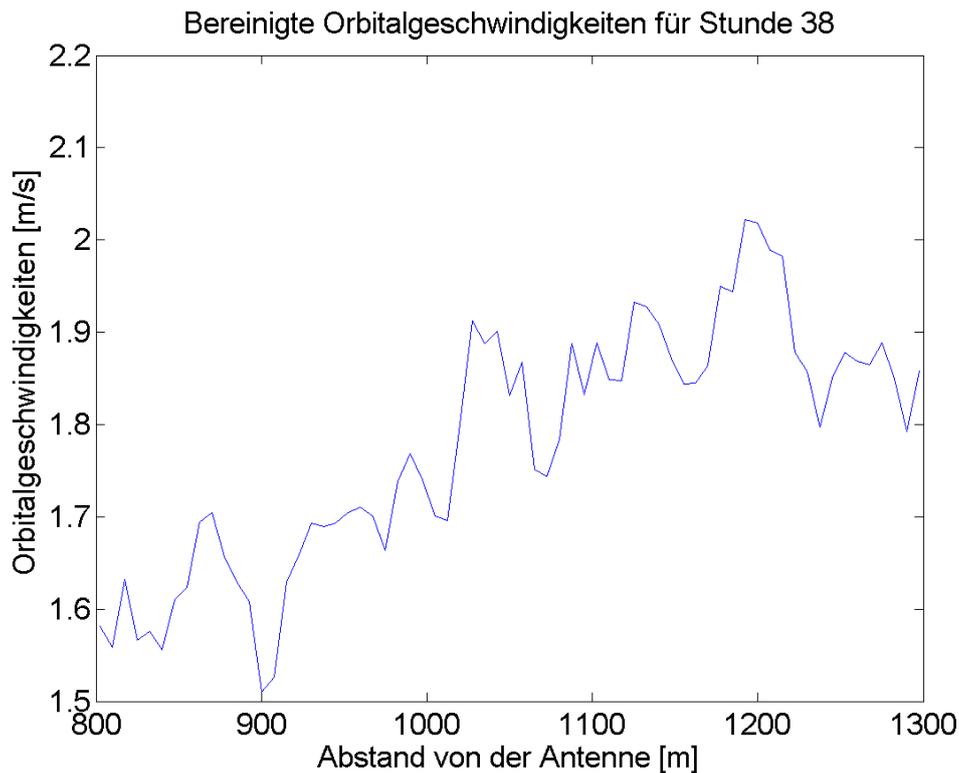


Abbildung 6.19: Orbitalgeschwindigkeit der Oberfläche nach Windkorrektur für eine 8 Minuten Mittelung

Unter der Voraussetzung, dass vorhandene Strömungen küstenparallel verlaufen und somit in einem 90° Winkel zur Antenne, wird die windkorrigierte Geschwindigkeit in Abbildung 6.19 als Orbitalgeschwindigkeit der dominierenden Welle angesehen, da diese Strömungsrichtung keinen Einfluss auf die gemessenen, radiale Dopplergeschwindigkeiten haben. Wie zu sehen ist, beträgt die Korrektur der Geschwindigkeit etwa $0,6 \text{ m/s}$. Als weiteren Schritt zur Überprüfung der Glaubwürdigkeit der Radardaten wird die aus dem zeitlichen Abschattungsmuster bestimmte Peakfrequenz betrachtet. Nach der Theorie muss

die Frequenz konstant sein, da sich die Frequenz einer Seegangswelle beim Einlaufen in Flachwasserbereiche nicht ändert.

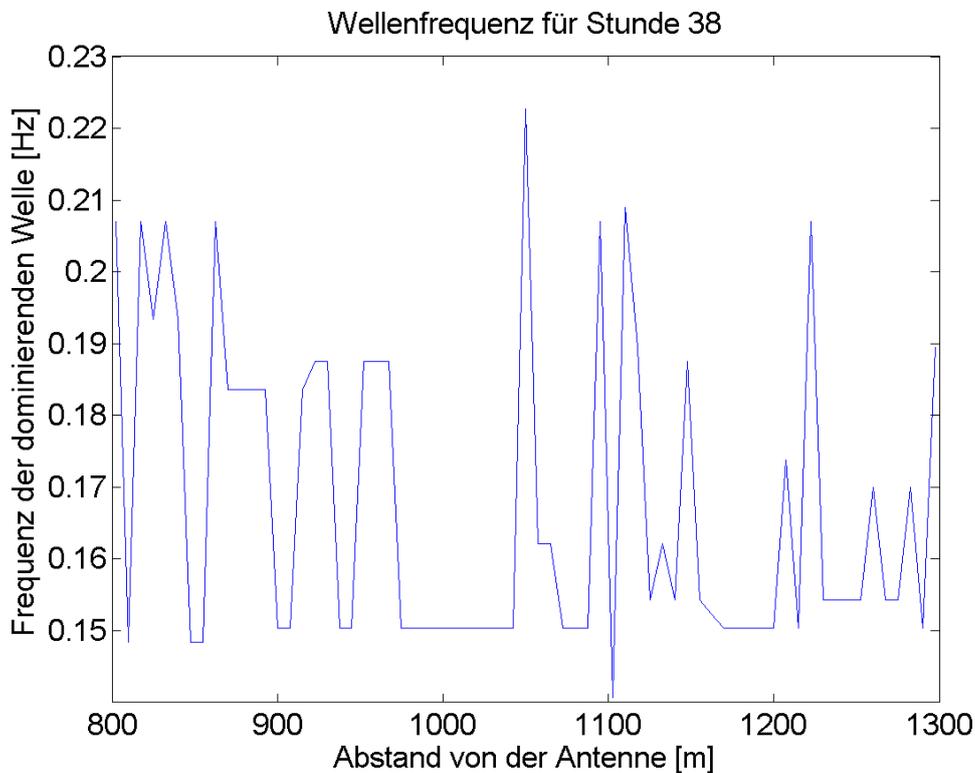


Abbildung 6.20: Frequenzen der Wellen über dem Messbereich für eine 8 Minuten Mittelung

Abbildung 6.20 zeigt auf, dass die Frequenz über den Messbereich keinen räumlichen Gradienten aufweist und innerhalb einer Schwankungsbreite als konstant angesehen werden kann. Mit bereinigter Dopplergeschwindigkeit und bekannter Frequenz ist es nun möglich, die Amplitude der Oberflächenwelle zu bestimmen. Hierbei ersetzt man konzeptionell ein breitbandiges Wellenspektrum durch eine monochromatische Welle, der man dann eine Amplitude zuordnen kann. Auf der anderen Seite ist zu sehen, dass sich, wie in Kapitel 5 beschrieben, die Frequenz und die Wassertiefe in einem Bereich bewegen, in dem die Bodenreibung hauptsächlich von der Orbitalbewegung der Oberfläche dominiert

wird. Außerdem liegen die gemessenen Frequenzen dicht an dem in Kapitel 5 aufgezeigten Maximum für Wellenhöhen von ungebrochenen Wellen.

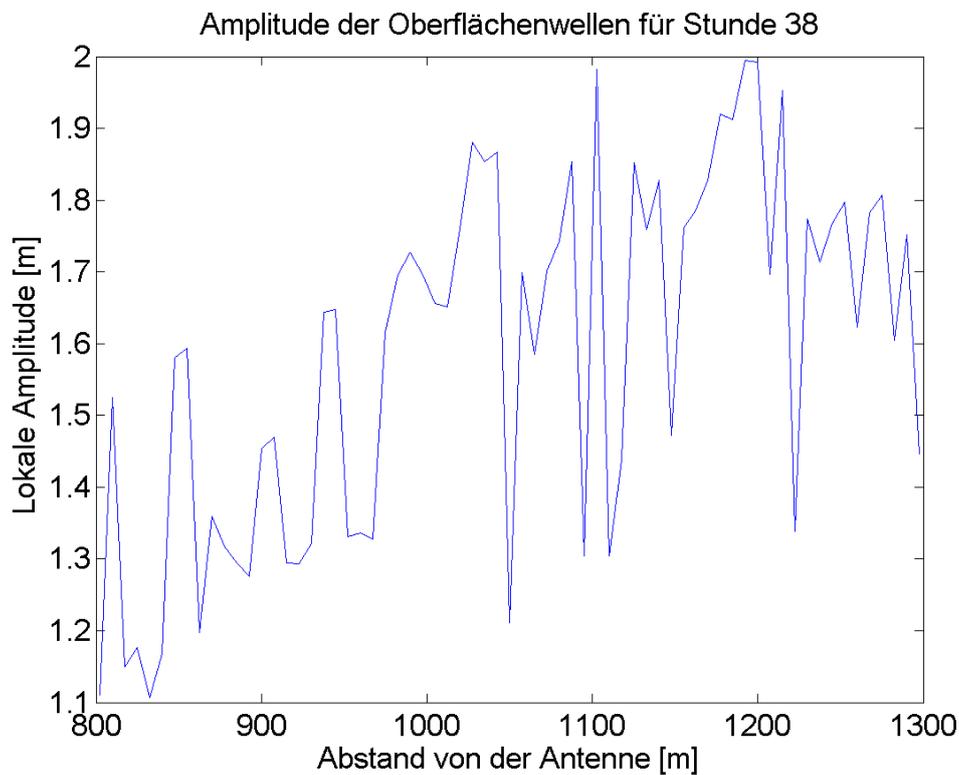


Abbildung 6.21: Berechnete Amplitude aus Frequenz und Orbitalgeschwindigkeit nach Dolphin (2004)

Abbildung 6.21 den stetigen Abfall der Wellenamplituden zur Küste hin. Die möglichen Ursachen dieses Gradienten werden in Kapitel 7 weiter diskutiert. Wie in Kapitel 5 beschrieben kann nun die Orbitalgeschwindigkeit in Bodennähe aus der Orbitalgeschwindigkeit der Oberfläche berechnet werden. Abbildung 6.22 zeigt wie stark die bodennahe, horizontale Orbitalgeschwindigkeit von der Amplitude der Oberflächenwelle abhängt, ausgehend davon, dass die lineare Wellentheorie angenommen werden kann.

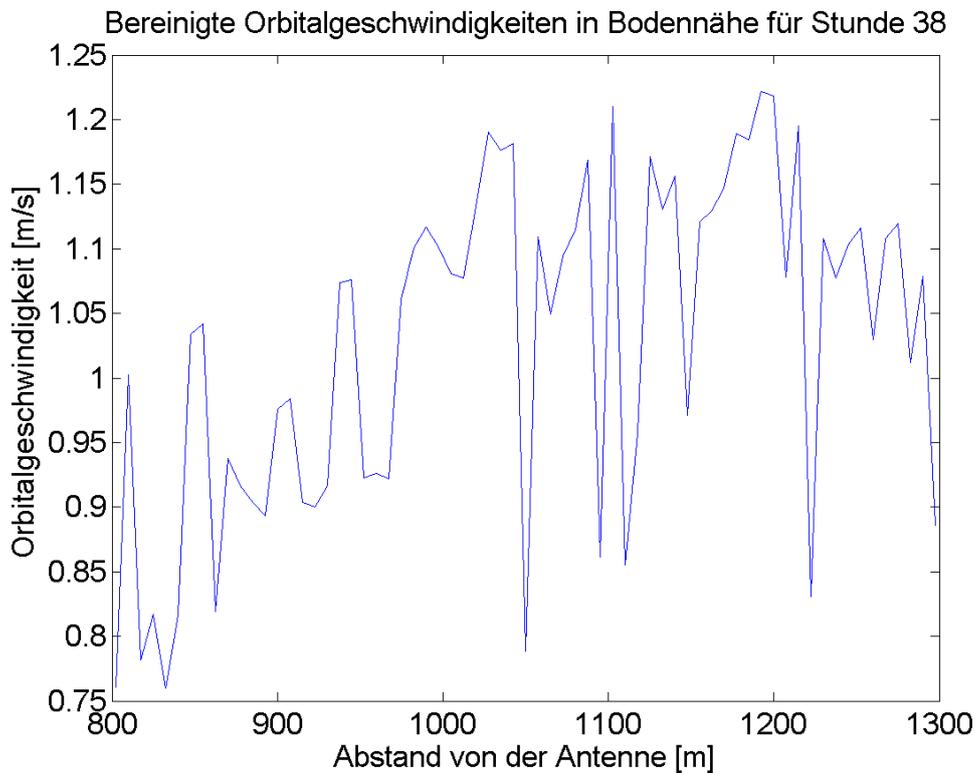


Abbildung 6.22: Bodennahe Orbitalgeschwindigkeit aus Oberflächendaten, nach Dolphin (2004)

Analog zur der Geschwindigkeit am Boden kann nun ebenfalls die horizontale Amplitude berechnet werden. Abbildung 6.22 bildet den Verlauf ebenfalls gut sichtbar nach. Die bodennahe Amplitude wird dazu verwendet, den Wellenreibungsfaktor zu bestimmen. Für eine Extrapolation zum Boden hin ist dieser Faktor wichtig, da er den Bezug von bodennaher Orbitalgeschwindigkeit und Bodenschubspannung herstellt. In dem vorliegenden Fall steuert ausschließlich die bodennahe Amplitude diesen Faktor, da die Rauigkeitslänge als konstant ($3 \cdot 10^{-5}$ Meter) angenommen wird.

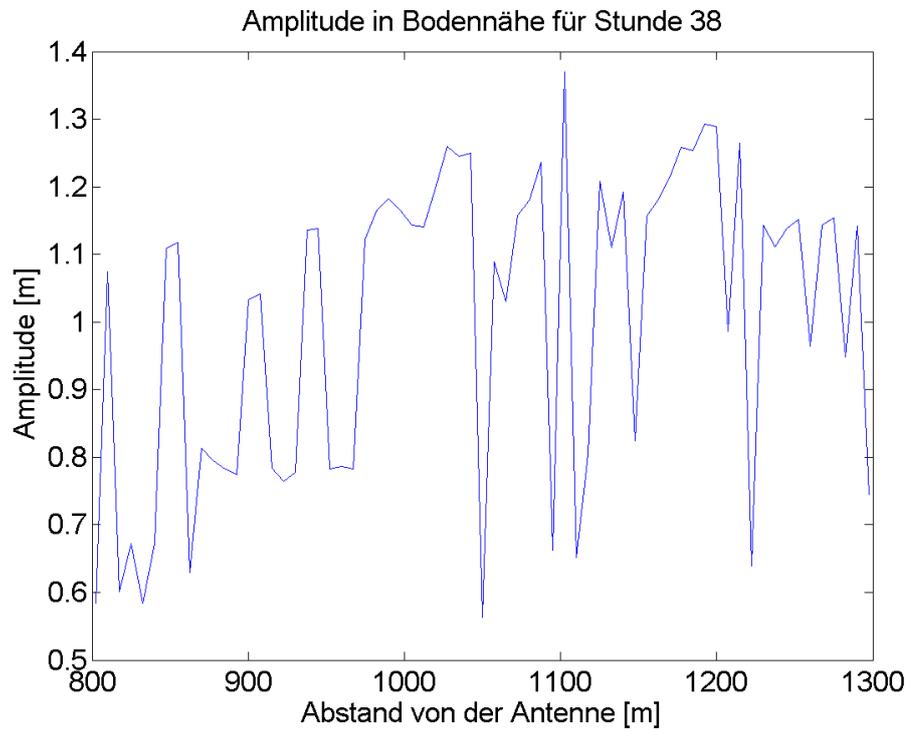


Abbildung 6.23: Bodennahe, horizontale Amplitude der Wellen nach Soulsby (1997)

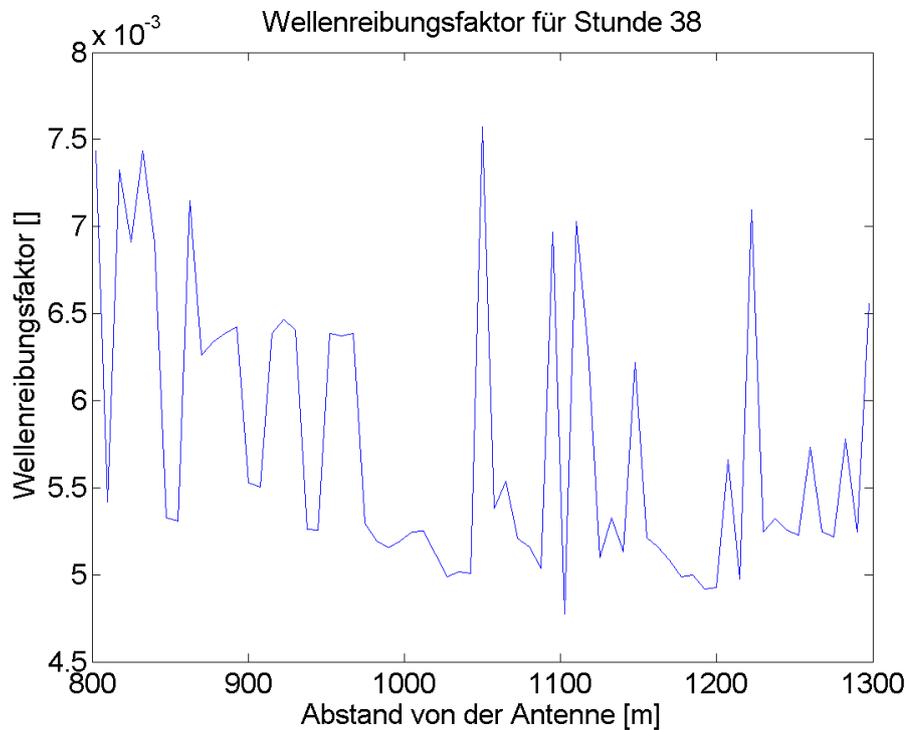


Abbildung 6.24: Aus 6.23 ermittelter Wellenreibungsfaktor nach Soulsby (1997)

Wenn man den Wertebereich des Wellenreibungsfaktors mit Beispielen aus [SOULSBY, 1997] vergleicht, dann ist festzustellen, dass die von Soulsby ermittelten Werte bei ähnlichen Randbedingungen in den selben Bereich fallen wie die hier gezeigten Werte. Das wiederum stützt die Glaubwürdigkeit der vorliegenden Radardaten.

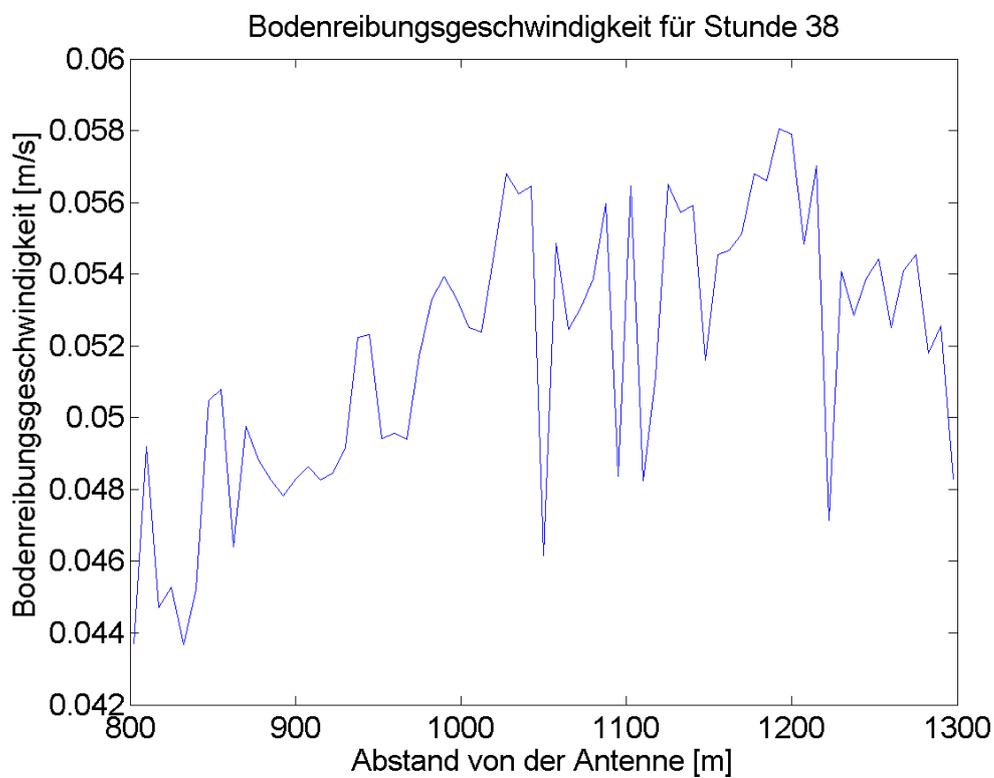


Abbildung 6.25: Bodenreibungsgeschwindigkeit über den Messbereich für eine 8 Minuten Mittelung

Die Bodenreibung, als der gewünschte Parameter, wird in Abbildung 6.25 dargestellt. Der Wertebereich entspricht der aus Kapitel 5 erwarteten Größenordnung. Hier ist die Aussage aus 6.2.2 bestätigt, dass die Orbitalgeschwindigkeit die steuernde Größe der Bodenreibung ist. Vergleicht man

Abbildung 6.25 mit 6.19, dann wird deutlich, dass die Bodenreibung dem Verlauf der Orbitalgeschwindigkeit tatsächlich folgt.

Der letzte Schritt erfolgt analog zu Kapitel 6.1. Die Bodenreibung muss nun mit der kritischen Bodenreibung verglichen werden. Da keine in-situ Daten der Sedimente vorliegen, wurde hier ebenfalls der Literaturwert für Sand ($z_0 = 3 \cdot 10^{-5}$ Meter) angenommen. Daraus folgt eine konstante kritische Bodenreibung. Abbildung 6.26 zeigt den Vergleich der aus dem Seegang berechneten Reibungsgeschwindigkeit und der kritischen Reibungsgeschwindigkeit.

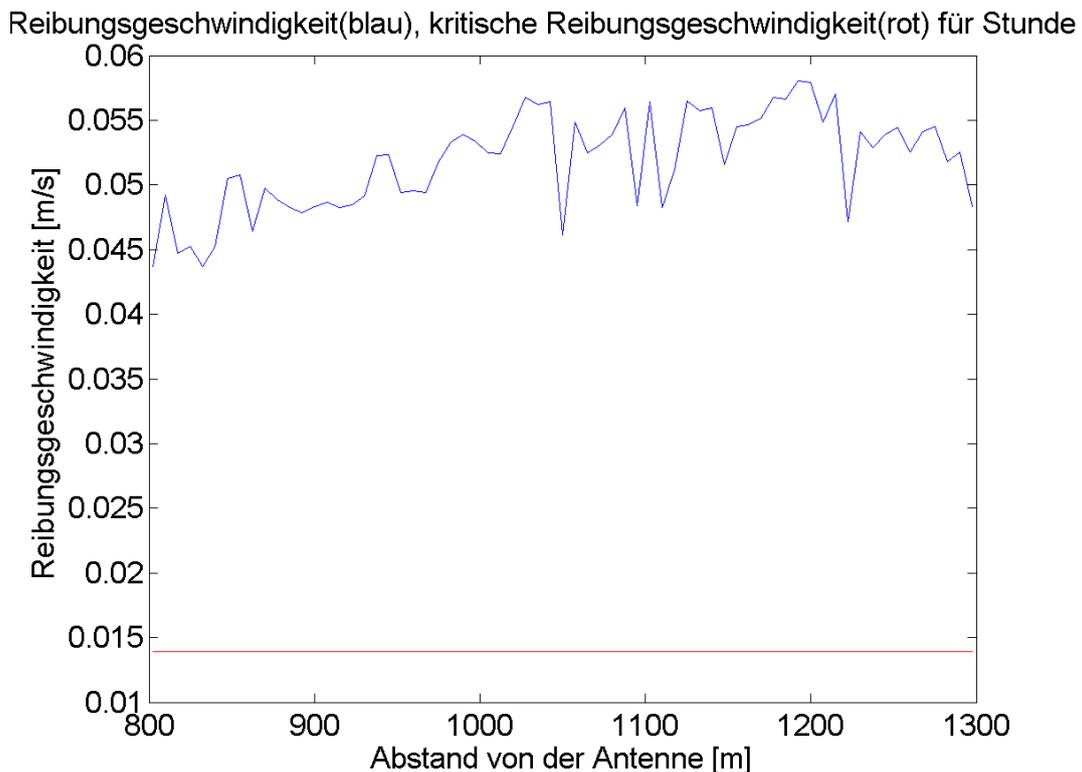


Abbildung 6.26: Unterteilung der Daten in Ablösung und keine Ablösung für eine 8 Minuten Mittelung. Die rote Linie gibt den Grenzwert des Ablösebeginns an. In diesem Fall wird der Grenzwert überall überschritten.

Wie in Abbildung 6.26 zu sehen ist, wird die kritische Reibungsgeschwindigkeit über den gesamten Messbereich hindurch überschritten. Das bedeutet, dass das Sediment auf der gesamten Länge abgelöst und eventuell verfrachtet wird. Es wurde hier ein Sturmereignis betrachtet und daher ist es wenig überraschend, dass es zu diesem Ergebnis kommt.

Als nächstes wird das gesamte Sturmereignis betrachtet. Dazu wurden R-T-Diagramme (Range-Time) erstellt, um eine Übersicht der Situation während des Messzeitraums bereitzustellen. Datenfelder, die in den Diagrammen weiß dargestellt sind, beinhalten nicht auswertbare Daten.

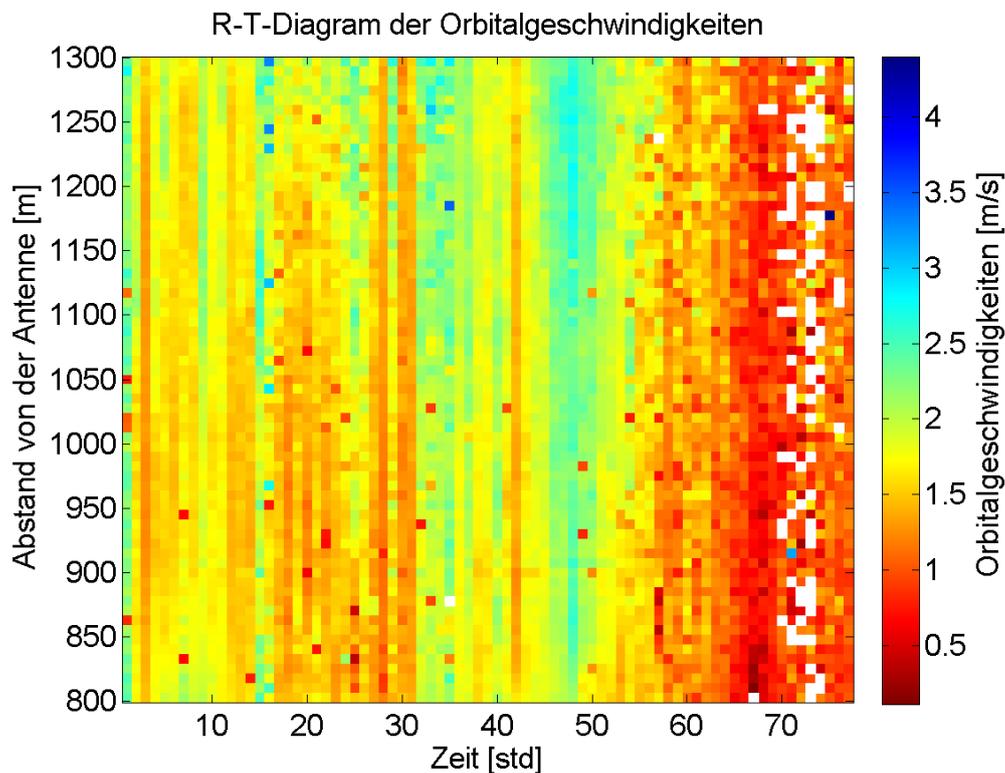


Abbildung 6.27: R-T-Diagramm der bereinigten Orbitalgeschwindigkeiten der Wasseroberfläche im Übergangsbereich

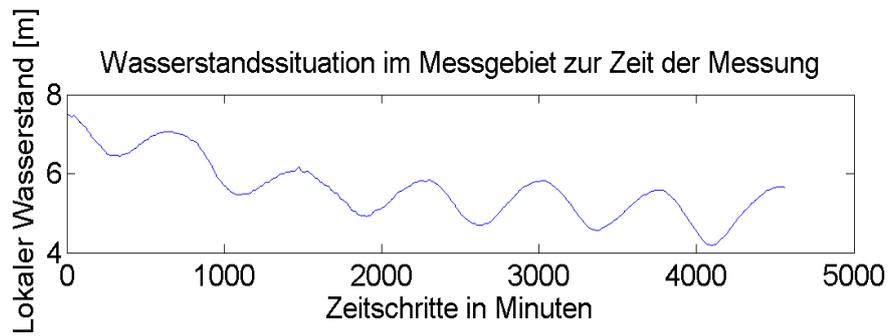


Abbildung 6.28: Tideverlauf innerhalb des Messzeitraums

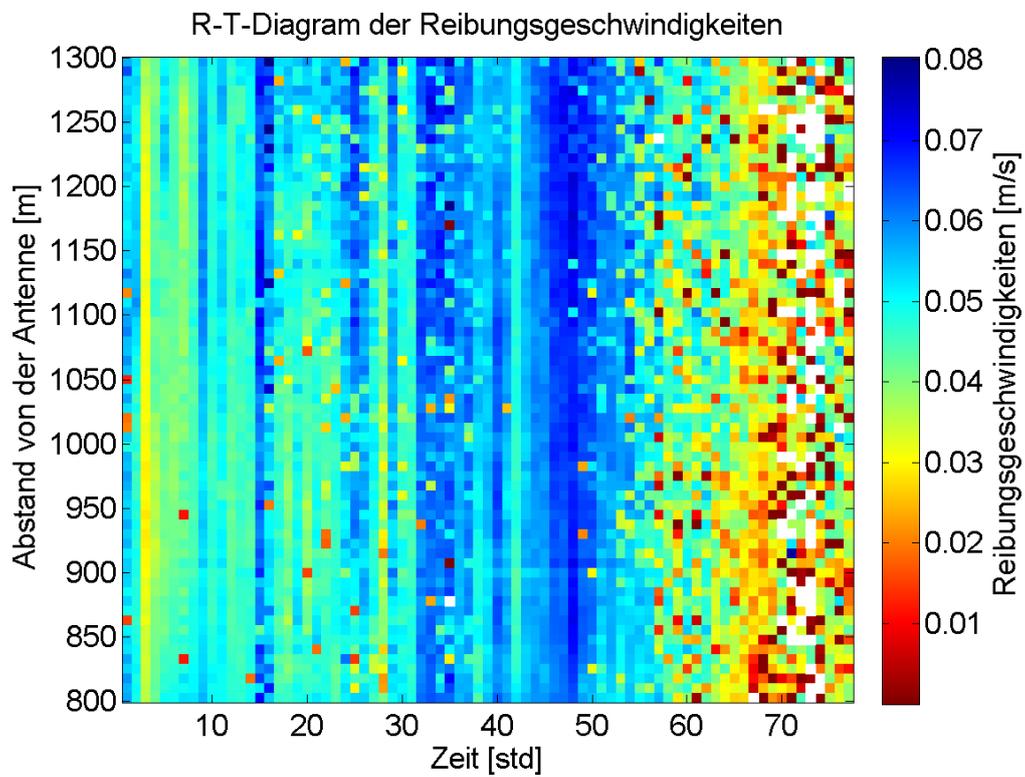


Abbildung 6.29: R-T-Diagramm der Bodenreibungsgeschwindigkeiten im Übergangsbereich

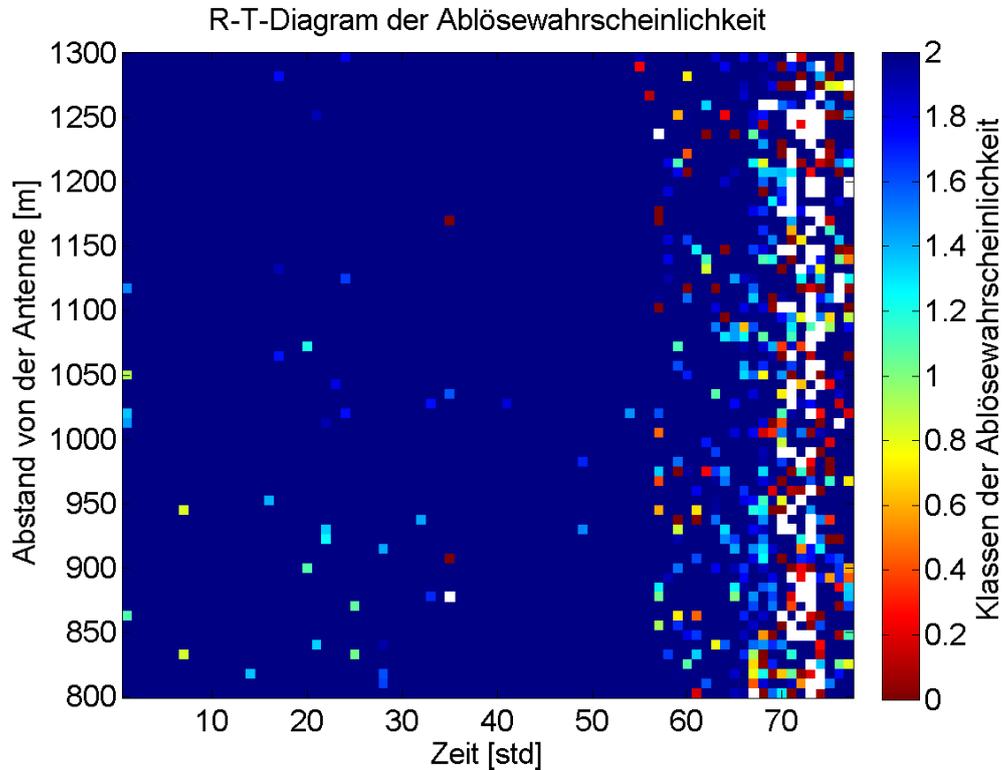


Abbildung 6.30: R-T-Diagramm der Ablösewahrscheinlichkeiten; >1 \Rightarrow kritische Reibung überschritten, <1 \Rightarrow kritische Reibung unterschritten. Weiße Felder repräsentieren fehlende Daten.

In Abbildung 6.31 ist die windkorrigierte Orbitalgeschwindigkeit dargestellt. Es ist zu sehen, dass ab Stunde 60 die Qualität der Messdaten deutlich abnimmt. Wenn man diesen Zeitpunkt mit den Winddaten aus Abbildung 5.7 vergleicht, dann bemerkt man, dass um diesen Zeitpunkt die Windrichtung auf Südost dreht und somit ablandiger Wind herrscht. Diese Änderung in der Windsituation lässt eine wichtige antreibende Kraft des Seegangs wegfallen, was sich wiederum auf die Orbitalgeschwindigkeiten auswirkt. Wie schon bei der Betrachtung der Bodenreibung für Tidedrömungen, ist auch bei welleninduzierter Bodenreibung die Geschwindigkeit des Wasserkörpers der entscheidende Faktor. Wie in Abbildung 6.33 zu sehen ist, bildet die Bodenreibung die Strukturen der Orbitalgeschwindigkeiten nach. Wenn nun in Abbildung 6.34 kritische

Bodenschubspannung als Schwellenwert einbezogen wird, ist zu sehen, dass über den größten Teil des Messbereiches und Messzeitraums Sedimentablösung stattfindet. Die für Wellengeneration ungünstige Windlage zum Ende des Messzeitraums hin, lässt die Bodenreibung unter den kritischen Wert fallen. An dieser Stelle muss allerdings in Betracht gezogen werden, dass die Datenqualität während des letzten Abschnitts unter Ausfällen zu leiden hatte, die, wie eingangs schon erwähnt, als weiße Flächen dargestellt werden.

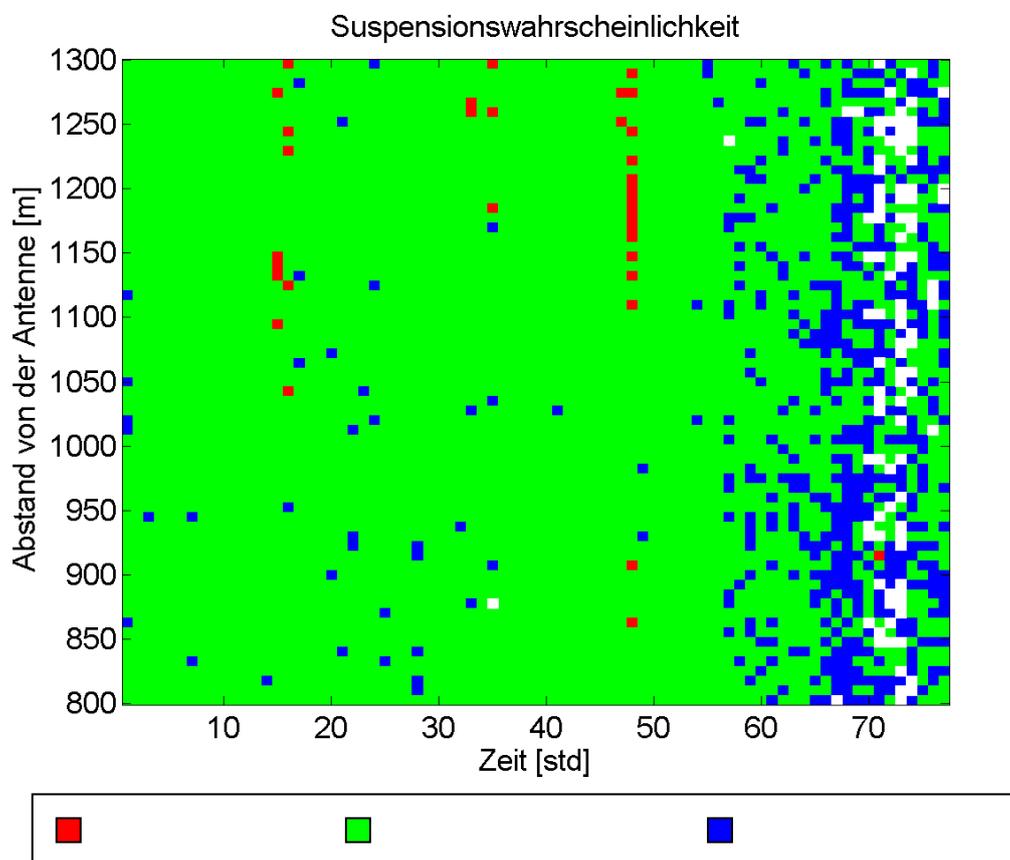


Abbildung 6.31: R-T-Diagramm der Suspensionschwellen für die Messung an der Westküste. Weiße Zellen bedeuten, dass keine auswertbaren Daten vorlagen. Blau bedeutet keinerlei Suspension, grün bedeutet teilweise oder marginale Suspension und rot bedeutet volle Suspension.

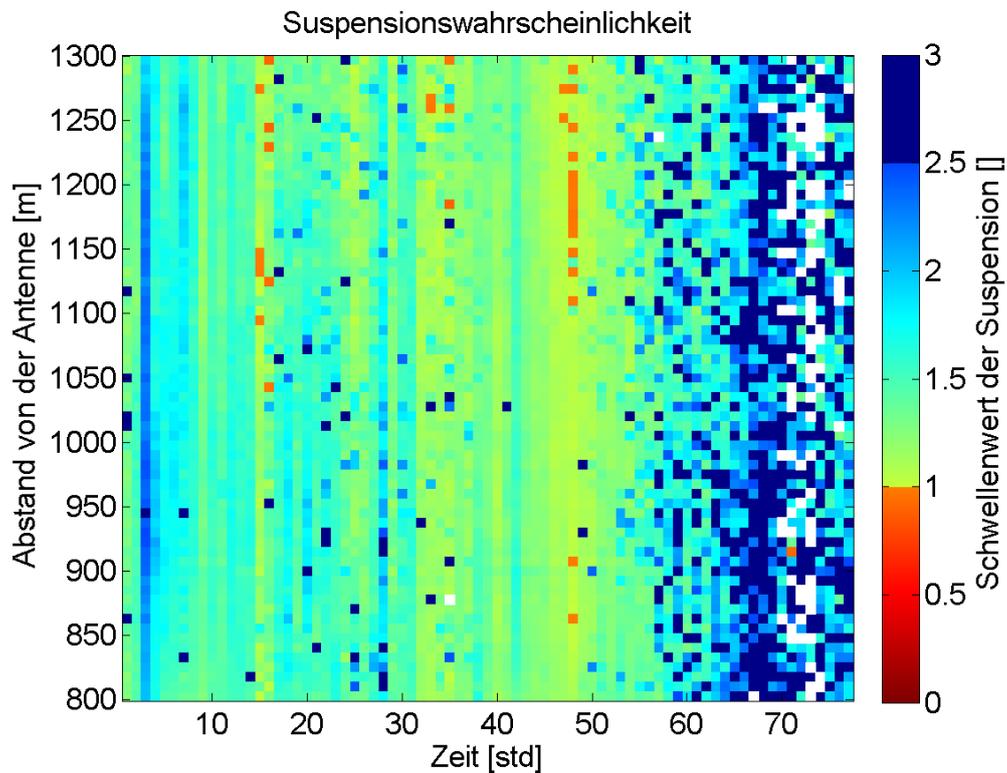


Abbildung 6.32: R-T-Diagramm der Suspensionschwellen für die Messung an der Westküste. Die Schwelle für volle Suspension liegt bei einem Wert von 1. Die Schwelle für marginale Suspension liegt bei einem Wert von 2,5. Der kontinuierliche Farbverlauf verdeutlicht, wie dicht die einzelnen Werte an den Schwellengrenzen liegen.

Abbildung 6.33 zeigt die Seegangssituation von Januar bis Mitte August des Jahres 2008. Die Datenquelle ist eine Wellenmessboje westlich des Leuchtturms „List West“, die schon in Kapitel 5.3.2 erwähnt wurde.

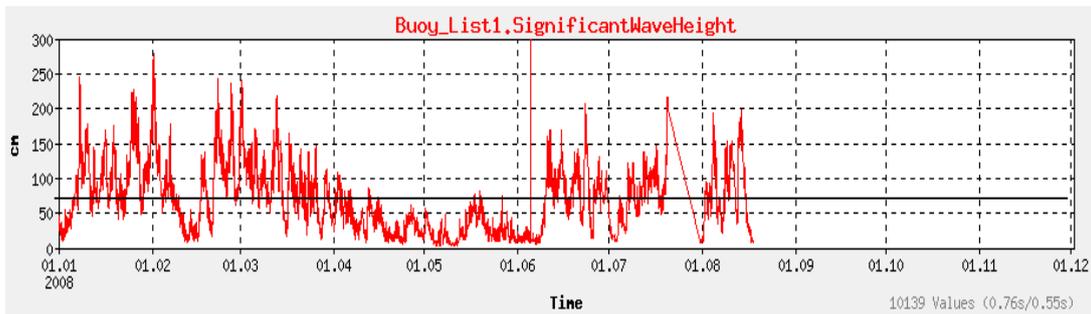


Abbildung 6.33: Signifikante Wellenhöhen der ersten Jahreshälfte 2008 aus der Boje „List West“. Quelle: Coastlab-Datenbank, Helmholtz-Zentrum Geesthacht. Eingezeichnet als schwarze Linie ist die Wellenhöhe, ab der Sediment in Bewegung versetzt wird.

Die Werte der signifikanten Wellenhöhen zeigen, wann in dem betrachteten Gebiet die Wellen eine ausreichende Höhe besitzen, um bis zum Boden durchzugreifen und Sediment abzulösen. Die Abbildungen 2.5 und 2.8 aus Kapitel 2 zeigen auf, dass eine Wellenhöhe von etwa 60 cm ausreicht, um das Sediment in Bewegung zu versetzen, wenn ihre Frequenz 0,2 Hz nicht überschreitet. Aus Abbildung 6.33 ist zu entnehmen, dass diese Wellenhöhe über einen großen Teil des Zeitraumes überschritten wurde. Lediglich in den Monaten April und Mai 2008 wurden diese Wellenhöhen nur selten erreicht. Zu beachten ist bei diesem Datensatz, dass die Boje in einem geschützten Bereich verankert ist und daher die ermittelten Wellenhöhen tendenziell kleiner sind als die Höhen der Wellen, die tatsächlich die Übergangszone erreichen. Für den mit Radar erfassten Bereich sind die Wellenhöhen aus Abbildung 6.33 somit eine gute untere Abschätzung.

7. Zusammenfassung und Diskussion

In der vorliegenden Arbeit wurden zwei synoptische Beobachtungsmethoden vorgestellt, um Bodenschubspannungen in küstennahen Gewässern flächendeckend abschätzen zu können. Die Motivation hinter dieser Arbeit liegt in

der Erosionsproblematik begründet. Es hat sich gezeigt, dass die erosionserzeugenden Kräfte und ihre zugrunde liegenden physikalischen Systeme räumlich und zeitlich erfasst werden müssen, um die Wechselwirkungen zu verstehen, die schließlich zu Erosion bzw. Deposition von Sediment führen. Es wurde bereits in vorangegangenen Arbeiten aufgezeigt, dass Radarfernerkundungsverfahren gut geeignet sind, die erosionserzeugenden Kräfte des Wasserkörpers flächenhaft zu erfassen. In dieser Arbeit wurden Verfahren vorgestellt und verifiziert, mit denen es möglich ist, die hydrodynamischen Kräfte, die mittels Radar gemessen wurden, in morphodynamische Kräfte zu transferieren.

Dazu wurden a) die Anwendbarkeit des Prandtl Profils untersucht und die Fehlerquellen und Größenordnungen der Fehler dargestellt.

Es wurde daraus b) die Möglichkeit der Extrapolation in die horizontale Fläche durch synoptische Radarbeobachtungen geschaffen.

Es wurde ein Sturmereignis betrachtet, um c) den Einfluss solcher Extremereignisse auf die Bodenschubspannung zu bestimmen.

Die Ergebnisse dieser hier erarbeiteten Methoden wird es zukünftigen Forschungsarbeiten ermöglichen, die Morphodynamik eines Messgebietes mit vergleichsweise geringem Material und Zeitaufwand abzuschätzen. Dieses kann dazu dienen, numerische Modelle und Prognosen zu validieren. Die Schlussfolgerungen aus den Ergebnissen dieser Arbeit und weitere Ideen zur Nutzung der Ergebnisse werden im weiteren Verlauf dieses Kapitels vorgestellt.

7.1 Die Transferfunktion für gezeiteninduzierte Bodenschubspannung

Die Bodenschubspannungen wurden mit Geschwindigkeitsdaten der Wasseroberfläche abgeschätzt, die mittels einer Transferfunktion zum Meeresboden hin extrapoliert wurden.

Die Transferfunktion der strömungsinduzierte Bodenschubspannung wurde in einem gezeitendominierten Seegebiet validiert. Dazu wurden flächenhafte Radardaten der Wasseroberfläche erfasst, flächendeckende Daten der Bathymetrie und des Sediments erhoben und die Strömungssituation innerhalb des Wasserkörpers mit akustischen Messverfahren erfasst. Der Schwerpunkt dieser Untersuchung lag in der Validation der Parametrisierbarkeit des Wasserkörpers. Nur wenn es gelingt zu beweisen, dass die Strömungsdaten der Wasseroberfläche, welche das eingesetzte Radar erfasst, über eine Transferfunktion in Bodenschubspannung umgerechnet werden können, kann die Extrapolation der Radardaten angewandt werden.

In Kapitel 1.2 wurden dafür zwei notwendige Bedingungen genannt. Zum einen duften die verwendeten Daten nicht von Seegang beeinflusst sein. Diese Bedingung wurde in Kapitel 5 erfüllt, als mittels GPS Daten gezeigt wurde, dass kein langwelliger Seegang zum Zeitpunkt der Messungen in dem Gebiet vorhanden war. Dass diese Bedingung erfüllt wird, wurde schon während der Messfahrten weitestgehend sichergestellt, da die Messfahrten nur bei ruhigem Wetter unternommen wurden, ohne Dünungseinfluss. Auf der anderen Seite ist das befahrene Messgebiet, wie in Kapitel 1 aufgezeigt wurde, vor einlaufendem Seegang gut geschützt. Die Ostseite des Gebietes wird von dem deutschen Festland begrenzt, während an der Westseite das Salzsand-Riff den Zugang von Seegang zum Messgebiet beschränkt.

Die zweite Bedingung ist die Gültigkeit des logarithmischen Profils. In mehreren Validationsschritten wurde gezeigt, dass diese Bedingung erfüllt ist. Die Auswertung des ADCP zeigte, dass die Strömung in einem funktionalen Zusammenhang mit der Wassertiefe steht und dass das logarithmische Profil den besten Fit ergibt. Das Verhalten des Strömungsprofils über Dünenstrukturen bestätigte, dass es sich um ein logarithmisches Strömungsprofil handelt.

Mit der Validation der Parametrisierbarkeit des vertikalen Strömungsprofils waren die Voraussetzungen geschaffen, um die Transferfunktion anwenden zu können, die Bodenschubspannung in die horizontale Fläche zu extrapolieren. Das Produkt

dieser Extrapolation zeigt die in Kapitel 6 beschriebene Wechselwirkung von Bathymetrie, Strömung und Bodenschubspannung. Die Struktur der Bathymetrie steuert die Struktur der Strömungsgeschwindigkeiten an der Wasseroberfläche. Die Strömungsstruktur wiederum steuert die Struktur der Bodenschubspannung. Die Fehlerbetrachtung aus Kapitel 5.1.9. zeigt, dass es erlaubt ist, die Wassertiefe und die Kornrauigkeit mit mittleren Schätzwerten zu belegen, ohne die Struktur der Bodenschubspannung signifikant zu verändern.

Aus der Analyse wird deutlich, dass die Strömung den dominierenden Einfluss hat, was bedeutet, dass ein Fehler in der Strömungsgeschwindigkeit signifikanten Einfluss auf die Bodenschubspannung hat. Dazu wird nun ein Vergleich gezeigt, der für die nach Gleichung 5.4 unkritischen Parameter Wassertiefe und Kornrauigkeit einen festen Wert annimmt. Hierzu werden an dieser Stelle die Bodenreibungsgeschwindigkeiten in direktem Vergleich mit den Bodenreibungsgeschwindigkeiten mit festen Parametern dargestellt.

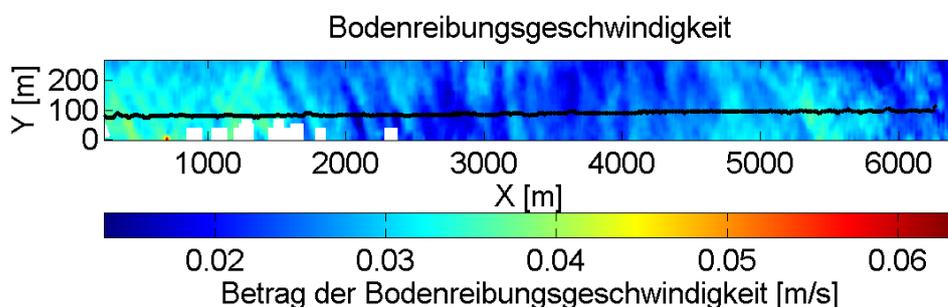


Abbildung 7.1: Bodenreibungsgeschwindigkeit für Profil 164 mit eingetragener ADCP-Spur als schwarze Linie

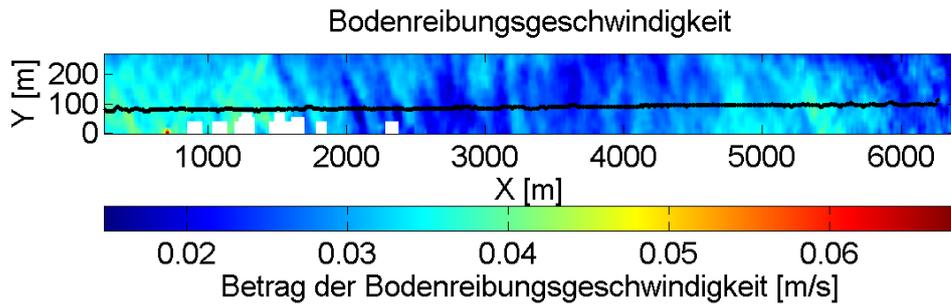


Abbildung 7.2: Bodenreibung mit festen Parametern für Wassertiefe (10 [m]) und Kornrauigkeit ($3 \cdot 10^{-5}$ [m]) für Profil 164. Die schwarze Linie ist die eingetragene ADCP-Spur

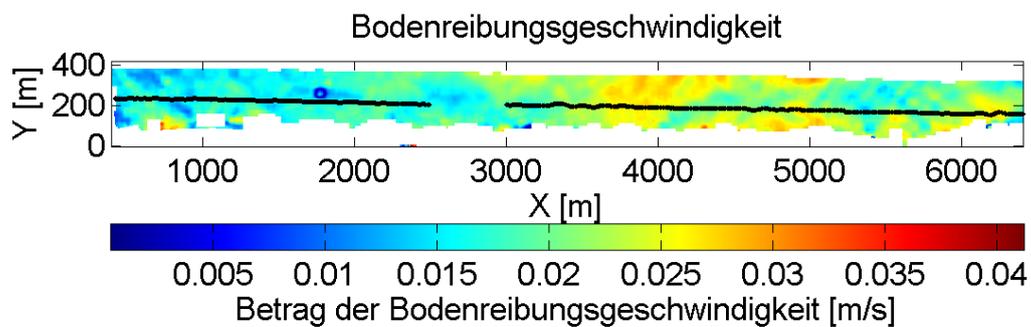


Abbildung 7.3: Bodenreibungsgeschwindigkeit für Profil 183 mit eingetragener ADCP-Spur

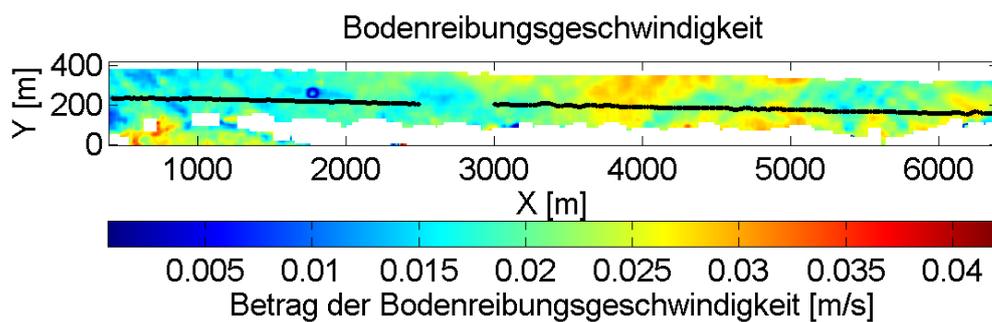


Abbildung 7.4: Bodenreibung mit festen Parametern für Wassertiefe (10 [m]) und Kornrauigkeit ($3 \cdot 10^{-5}$ [m]) für Profil 183 mit eingetragener ADCP-Spur

Ein Vergleich der Abbildungen 7.1 mit 7.2, sowie ein Vergleich der Abbildungen 7.3 mit 7.4 zeigt auf, wie dominant der Strömungseinfluss auf die Bodenreibung ist. Hier wurde über das gesamte erfasste Gebiet eine konstante Wassertiefe angenommen und trotzdem zeigt sich nur ein marginaler Unterschied in der Bodenreibung. Dabei spielt es keine Rolle, ob die Messung während einer Ebbphase oder während einer Flutphase erhoben wurde. Ebenfalls ist es unerheblich, ob man die maximale Strömungsphase betrachtet oder einen Zeitpunkt nahe des Kenterpunktes. Nun wird gezeigt, welchen Einfluss diese Parametrisierung auf die Ablösewahrscheinlichkeit hat. Dazu werden Abbildung 7.5 mit 7.6 mit den Abbildungen 7.7 mit 7.8 verglichen.

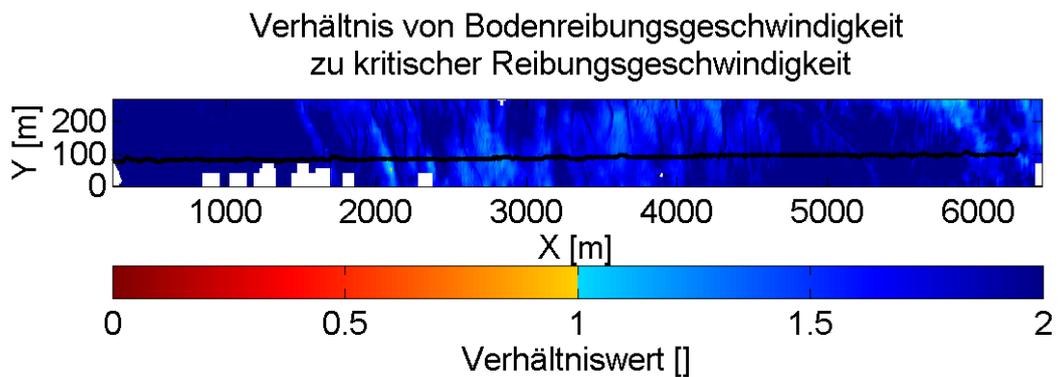


Abbildung 7.5: Potentielle Erosions- und Depositionsgebiete für Profil 164 aus dem Verhältnis von Reibung zu kritischer Reibung mit eingetragener ADCP-Spur

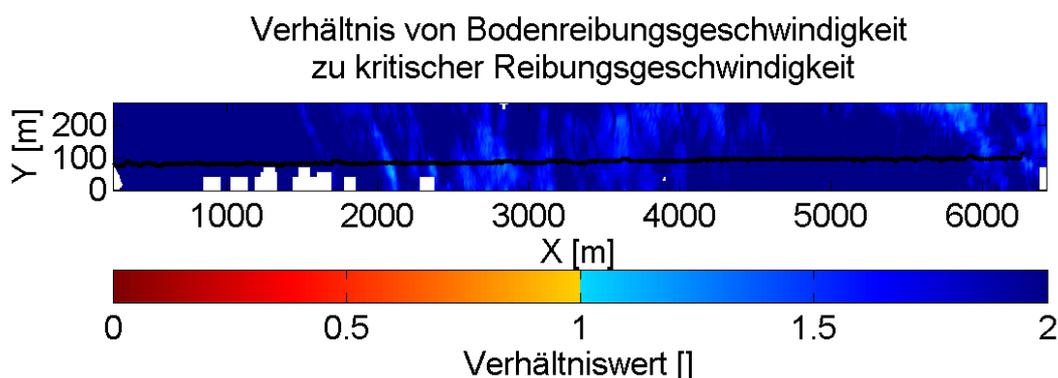


Abbildung 7.6: Potentielle Erosions- und Depositionsgebiete für Profil 164 mit eingetragener ADCP-Spur mit festen Parametern für Wassertiefe (10 [m]) und Kornrauigkeit ($3 \cdot 10^{-5}$ [m])

Der Vergleich von Abbildung 7.5 und 7.6 zeigt, dass sich bei der Parametrisierung die Abtragswahrscheinlichkeit erhöht, was aus dem Vergleich von Abbildung 7.1 mit 7.2 zu erwarten war. Zu beachten ist der Fehler, der in Kapitel 5.1.9. berechnet wurde. Für dieses Profil beträgt er für die Reibungsgeschwindigkeit $0,2 \text{ [cm/s]}$, was etwa $1/10$ der kritischen Reibungsgeschwindigkeit ausmacht.

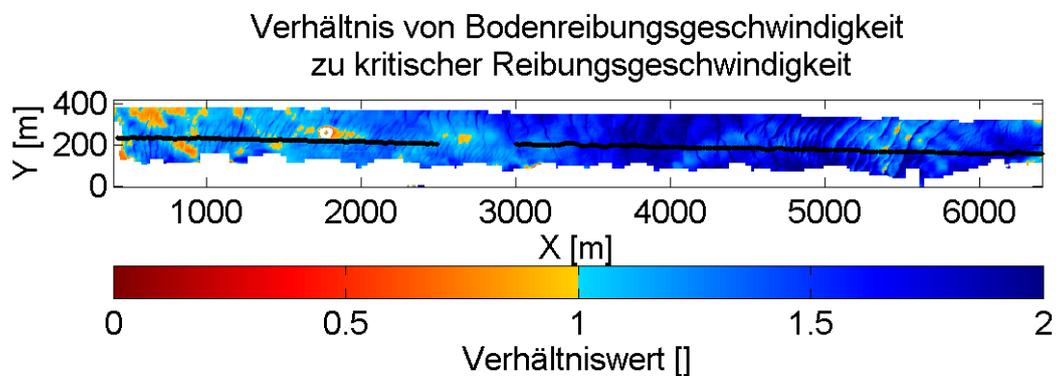


Abbildung 7.7: Potentielle Erosions- und Depositionsgebiete für Profil 183 aus dem Verhältnis von Reibung zu kritischer Reibung mit eingetragener ADCP-Spur

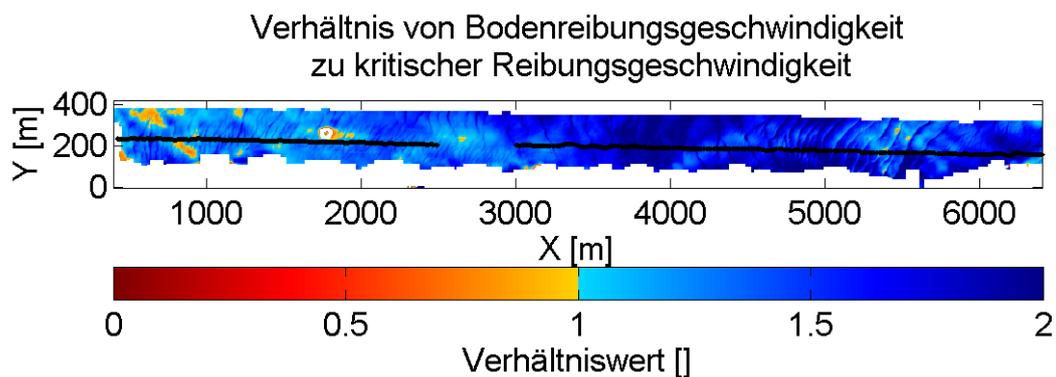


Abbildung 7.8: Potentielle Erosions- und Depositionsgebiete für Profil 183 mit festen Parametern für Wassertiefe (10 [m]) und Kornrauigkeit ($3 \cdot 10^{-5} \text{ [m]}$) mit eingetragener ADCP-Spur

Bei dem Vergleich von Abbildung 7.7 und Abbildung 7.8 zeigt sich der gleiche Effekt wie schon bei Profil 164. Die tendenziell erhöhte Strömungsgeschwindigkeit erhöht auch die Fläche wahrscheinlicher Sedimentablösung. Die Struktur der Verhältniszahlen bleibt bei der Parametrisierung erhalten. Die in Kapitel 5 durchgeführte Fehlerbetrachtung zeigt, dass die Unsicherheit bei der Strömungsmessung am stärksten bei der Ablösungswahrscheinlichkeit zum Tragen kommt. Der Fehler aus Kapitel 5.1.9 beläuft sich für Profil 183 auf 0,7 [cm/s], was etwa 1/3 der kritischen Reibungsgeschwindigkeit ausmacht.

Mit der in Kapitel 5 durchgeführten Validation der RDCP Daten wurde der Fehler der Strömung quantifiziert. Aus den Ergebnissen dieser Analyse ist zu sehen, dass der durch Messungenauigkeiten gemachte Fehler in der Strömung nach Anwendung der Transferfunktion 10 - 30% der kritischen Bodenschubspannung ausmacht. Für die vorgestellte Methode bedeutet das, dass die Strömungsmessung und die anschließenden Korrekturen optimiert werden müssen, um die Schwankungsbreite der Bodenschubspannung weiter einzugrenzen. Das präsentierte Verfahren bietet allerdings schon auf dem jetzigen Stand, aufgrund seiner Unempfindlichkeit gegenüber Schwankungen in der Wassertiefe und der Kornrauigkeit, eine robuste Methode, flächenhaft die Bodenschubspannung abzuschätzen.

7.2 Die Transferfunktion für seegangsinduzierte Bodenschubspannung

Bodenschubspannungen aus Seegang zu berechnen, erfordert ebenfalls notwendige Bedingungen, um die zugehörige Transferfunktion anwenden zu können. Aus Flampouris (2010) und Newe (2004) ist zu entnehmen, dass die Anwendbarkeit der linearen Wellentheorie gegeben ist.

Die Erfüllung dieser Bedingung vereinfacht die Transferfunktion, analog zu der Funktion für strömungsinduzierte Bodenschubspannung.

Eine weitere Bedingung wurde in der Arbeit von Flampouris (2010) erfüllt. Die Abschattungseffekte der Radarmessungen wurden minimiert und so die Datenqualität erheblich verbessert.

Die letzte Bedingung betrifft die Brecherfreiheit. Die Wirkung von Brechern ist mit der linearen Wellentheorie nicht mehr zu erfassen. Daher wurde sich in dieser Arbeit auf ein Gebiet konzentriert, das außerhalb der Brecherzone liegt. Auf der anderen Seite spielen Brecher eine bedeutende Rolle, bei der Sedimentablösung unter Seegangseinfluss. Daher müssen sie sorgsam von den Daten getrennt werden, die mit der linearen Wellentheorie analysiert wurden.

Nach Erfüllung der notwendigen Bedingungen, kann die in Kapitel 2 entwickelte Transferfunktion angewendet werden. Wie aus der Tatsache, dass die Messung ein Sturmereignis umfasst, zu erwarten war, wird über den gesamten betrachteten Bereich Sediment abgelöst. Bei der Betrachtung der vollständigen Zeitserie in den Abbildungen 6.29 bis 6.32, ist ersichtlich, dass das Radar sensibel auf Änderungen in der Windsituation reagiert. Der Einfluss des Wasserstandes ist dem Windeinfluss gegenüber geringer. Gleichzeitig sind die Geschwindigkeiten auf die Küste zu, innerhalb des betrachteten Bereichs, näherungsweise konstant. Aus den Ergebnissen wird deutlich, wo bei derartigen Messungen noch Handlungsbedarf liegt. Für eine optimale Ausnutzung des vorgestellten Verfahrens sind neben Sturmereignissen auch solche Situationen interessant, bei denen durchschnittliche Bedingungen herrschen, bei denen die Seegangsreibung in einen Bereich fällt, der nahe der kritischen Bodenreibung liegt und der Tideeinfluss entscheidend für die Frage ist, ob Sedimentablösung stattfindet oder nicht.

Die Beobachtung eines räumlich sehr eingegrenzten Gebiets über einen längeren Zeitraum hinweg offenbart die Vorteile der Radarfernerkundung in Kombination mit der Transferfunktion. Solche Zeitserien konnten bisher nur mit Reihenanordnungen von verankerten Sensoren unternommen werden. Das Radar

bietet eine größere räumliche Auflösung bei geringerem Wartungsaufwand. Stationäre Radaranlagen an der Küste können mittels der Transferfunktion die Bodenschubspannung über sehr lange Zeitreihen aufnehmen und mögliche Veränderungen beobachten. Wie aus Kapitel 7 zu entnehmen ist, beginnt die Sedimentablösung unter Seegangeinfluss bereits bei einer Wellenamplitude von etwa 30 cm für 5 Meter tiefes Wasser. In den Bereichen kleiner Wellenamplituden, nahe der kritischen Reibungsgeschwindigkeit, muss der Einfluss der Strömung auf die Ablösewahrscheinlichkeit berücksichtigt werden. Die Ergebnisse aus der Analyse der gezeiteninduzierten Transferfunktion zeigen, dass bei maximaler Strömungssituation der obere Wertebereich der Bodenreibungsgeschwindigkeit bei 4 cm/s liegt. Die Betrachtung des DATA2 Modells aus Kapitel 2 zeigt den Einfluss der Strömung auf.

Der Gezeitenstrom ist in Strandnähe häufig küstenparallel, daher hat die Strömung nicht nur Einfluss auf die Ablösungswahrscheinlichkeit, sondern ebenso auf den Transport des Sediments. An dieser Stelle kann eine Beobachtung der Morphologie Aufschluss über den tatsächlichen Sandverlust eines Küstenabschnittes geben. Die Radarbeobachtungen auf der anderen Seite können Aussagen darüber treffen, wann die kritische Seegangamplitude überschritten wird und wann nicht.

7.3 Ausblick

Die Beobachtung, Messung und das Verständnis der Morphodynamik in Küstengewässern war und ist ein zentrales Thema, dem sich Forscher weltweit widmen.

In dieser Arbeit wurde ein robustes Verfahren vorgestellt, mit dem es möglich ist, das Verständnis morphodynamischer Prozesse zu vertiefen. Trotz der gezeigten Praktikabilität der Methodik ist hier noch weiterer Forschungsbedarf vorhanden. Es wurde gezeigt, wie sensibel die gezeiteninduzierte Transferfunktion auf

Veränderungen der Strömung reagiert. Die Strömungsmessung und die Datenbereinigung erfordern noch weitere Forschungsarbeit, um die Oberflächenströmung optimal abbilden zu können. Diese Arbeit verwendet windkorrigierte Daten. Für die gezeiteninduzierte Funktion wird eine empirische Methode angewandt (für VV-Polarisation), für die seegangsinduzierte Funktion eine Literaturmethode (HH-Polarisation). Es wird deutlich, dass an dieser Stelle eine empirische Windkorrektur für die HH-Polarisation sinnvoll wäre. Um die Ablösemeechanismen an einer seegangsbeeinflussten Küste zu gewichten, ist es nötig, gezielte Schwachwindsituationen zu erfassen, bei denen zur gleichen Zeit keine einlaufende Düne vorhanden ist. Eine statistische Analyse über einen vollständigen Jahresdurchlauf gibt dann eine Übersicht, welche Mechanismen im Mittel die Erosion steuern.

Des Weiteren erfordert die Validation von ADCP und RDCP weitere Optimierungen, um die Lücke von Oberflächenströmung und tiefenaufgelöstem Strömungsprofil zu schließen, die zurzeit noch 0,5 Meter beträgt. Es ist ersichtlich, dass Forschungen in den angezeigten Richtungen den größten Erfolg versprechen, um die Abschätzung der morphodynamischen Kräfte zu optimieren.

Literaturverzeichnis

- Adams, P.; Ruggiero, P. (2005): Wave Energy Dissipation by intertidal sandwaves on a mixed-sediment beach, Proc. 5th Coastal Dynamics conf., ASCE
- Ahrendt, K. (1994): Geologie und Küstenschutz am Beispiel Sylt, Christian-Albrechts-Universität, Kiel
- Allen, J.R.L. (1965): On Bed Forms and Palaeocurrents, *Sedimentology*, 6
- Allen, J.R.L. (1980): Large transverse bedforms and the character of boundary-layers in shallow-water environments, *Sedimentology*, 27
- Allen, J.R.L. (1982): Simple Model for the Shape and Symmetry of Tidal Sand Waves: (1) Statically Stable Equilibrium Forms, *Marine Geology*, 48
- Allen, J.R.L. (1982): Simple Model for the Shape and Symmetry of Tidal Sand Waves: (2) Dynamically Stable symmetrical Equilibrium Forms, *Marine Geology*, 48
- Amoudry, L.; Souza, A.; Holt, J. (2009): Sediment Transport Module for a B-grid coastal Shelf Ocean Model, Proc. Coastal Dynamics Conf. '09
- Anthony, D, Leth, J. (2001): Large-Scale Bedforms. Sediment distribution and sand mobility in the eastern North sea off the Danish west coast, *Marine Geology*, 182
- Apel, J. (1994): An improved Model of the ocean surface vector spectrum an its effects on radar backscatter, *Journal of Geophysical Research*, 99
- Bartholdy, J.; Flemming, B.; Ernstsens, V.; Winter, C.; Bartholomä, A. (2009): Hydraulic Roughness over simple Subaqueous Dunes, *Geo-Marine Letters*, 30
- Basco, D. R. (1985): A Qualitative Description of Wave Breaking, *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 111
- Battjes, J A. (1988): Surf-Zone Dynamics, *Ann.Rev. Fluid Mechanics*, 20
- Bauer, B.; Sherman, D.; Wolcott, J. (1992): Sources of Uncertainty in Shear Stress and Roughness Length Estimates Derived form Velocity Profiles, *Professional Geographer*, 44(4)
- Bayerl, K.-A.; Higelke, B. (1994): The Development of the northern Sylt during the latest Holocene, *Helgoländer Meeresuntersuchungen*, 48
- Bayerl, K.; Köster R.; Murphy, D. (1998): Verteilung und Zusammensetzung der Sedimente im Lister Tidebecken, *Ökosystem Wattenmeer*, Springer-Verlag
- Bennett, S.; Best, J. (1995): Mean flow and Turbulence structure over fixed, two

- dimensional dunes: implications for sediment transport and bedform stability,
Sedimentology, 42
- Bergeron, N.; Abrahams, A. (1992): Estimating Shear Velocity and Roughness Length From Velocity Profiles, *Water Resources Research* Vol. 28, NO. 8
- Besio, G; Blondeaux, P.; Frisina, P. (2003): A note on tidally generated sand waves,
Journal of Fluid Mechanics, 485
- Biron, P. et al (2004): Comparing Different Methods of bed shear stress Estimates in simple and Complex flow fields, *Earth Surf. Process. Landforms*, 29
- Black, K.; Rosenberg, M. (1991): Suspended Sediment Load at three time scales, *Proc. of the Coastal Sediments '91 conf.*
- Braun, N. et al. (2008): Sea-Surface Current Features Observed by Doppler Radar,
IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 46
- Bricker, J.; Inagaki, S.; Monismith, S. (2004): Bed Drag Coefficient Variability in a tidal Estuary: Field measurements and numerical Modelling, *Journal of Hydraulic Engineering*, 48
- Brigham, E. (1997): *FFT-Anwendungen*, R. Oldenbourg Verlag, München
- Cartwright, D. (1959): On submarine sand-waves and tidal lee-waves, *Proc. of Royal Society of London A*
- Catalan, P. A.; Haller, M. C. (2008): Remote sensing of breaking wave phase speeds with application to non-linear depth inversions, *Coastal Engineering* Vol. 55
- Catalan, P. A.; Haller, M. C. (2005): Nonlinear Phase Speeds And Depth inversions, *Proc. 5th Coastal Dynamics conf., ASCE*
- Chapron, B.; Collard, F.; Ardhuin, F. (2005): Direct measurements of ocean surface velocity from space: Interpretation and validation, *Journal of Geophysical Research*, 110
- Chen, C.-L. (1991): Unified Theory on Power Laws for Flow Resistance, *Journal of Hydraulic Engineering*, 117
- Chen, N.-S.; Sanford, L.; Ralston, D. (2009): Lateral circulation and sediment transport driven by axial winds in an idealized, partially mixed estuary, *Journal of Geophysical Research*, 114
- Cheng R. et al (1999): Estimates of bottom roughness length and bottom shear stress in South San Francisco Bay, California, *Journal of Geophysical Research*, 104
- Cheng, R.; Ling, C.-H.; Gartner, J. (2000): *Direct Measurements of Turbulence Properties by a BB-ADCP in Bottom Boundary Layer*, Terra Scientific Publishing Company, Tokyo
- Chorin, A. J.; Marsden, J. E. (1993): *A mathematical introduction to Fluid mechanics*, Springer-Verlag New York
- Collins, M.; Ke, X.; Gao, S. (1997): *Tidally-induced Flow Structure Over*

- Intertidal Flats, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 46
- Cooley, J. W. et al. (1967): Historical Notes on the Fast Fourier Transform, *IEEE Trans. Audio Electroacoustics*, 15
- Cox, D.; Kobayashi, N. (2000): Identification of intense, intermittent coherent motions under shoaling and breaking waves, *Journal of Geophysical Research*, 105
- Crawford, A.; Hay, A. (2002): Wave orbital velocity skewness and linear transition Ripple migration: Comparison with weakly nonlinear theory, *Journal of Geophysical Research*, 108
- Cuadrado, D. et al (2004): Tidal and longshore sediment transport associated to a coastal structure, *Estuarine, Coastal and Shelf Sciences* 62
- Daley, J. (1973): Wind Dependence of Radar Sea Return, *Journal of Geophysical Research*, 78
- Davies, A.G. (1980): Field Observations of the threshold of Sand Motion, in a transitional Wave boundary layer, *Coastal Engineering*, 4
- Davies, A.M.; Jones, J.E. (1994): The Influence of bottom and internal friction upon tidal currents: Taylor's Problem in three Dimensions, *Continental Shelf Research*, 15
- Davies, A. et al (2004): Tidal currents, energy flux and bottom boundary layer thickness in the Clyde Sea and North Channel of the Irish Sea, *Ocean Dynamics*, 54
- Dean, R.; Dalrymple, R. (2002): *Coastal Processes with Engineering Applications*, Cambridge University Press.
- Deigaard, R.; Fredsoe, J. (1989): Shear Stress Distribution in Dissipative Waters Waves, *Coastal Engineering*, 13
- Doering, J.; Bowen, A. (1995): Parametrization of orbital velocity asymmetries of shoaling and breaking waves using bispectral analysis, *Coastal Engineering*, 26
- Dolch, T.; Hass, H.C. (2007): Long-term changes of intertidal and subtidal sediment compositions in a tidal basin in the northern Wadden Sea (SE North Sea), *Helgoland Marine Letters* 62
- Dolphin, T. (2004): *Wave-Induced Sediment Transport on a Estuarine Intertidal Flat*, Dissertation, Universität Waikato, Neu Seeland
- Drake, D.; Cacchione, D. (1992): Shear Stress and Bed Roughness Estimates for Combined Wave and Current Flows Over a Rippled Bed, *Journal of Geophysical Research*, 97
- Draper, L. (1966): Wave Activity at the sea Bed Around Northwestern Europe, *Marine Geology*
- Dyer, K. (1970): Current Velocity Profiles in a Tidal Channel, *Geophys. J. R. astr. SOC.*, 22
- Dyer, K. (1979): Velocity Profiles Over a Rippled Bed at the Threshold of Movement of Sand, *Estuarine and Coastal Marine Science* 10
- Elfrink, B. et al.: Vertical Structure of Flow and Sediment Transport and Morphological Modeling of Coastal Profiles, *SASME Book of Abstracts*

- Elliott, A. (2001): The Boundary Layer Character of Tidal Currents in the Eastern Irish Sea, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 55
- Fachplan Küstenschutz Sylt (1985), Amt für Land- und Wasserwirtschaft, Husum, 2. überarbeitete Auflage
- Faira, G. et al (1998): Vertical profiles of longshore currents and related bed shear stress and bottom roughness, *Journal of Geophysical Research*, 103
- Farquharson, G. et al (2005): Microwave radar cross sections and Doppler velocities measured in the surf zone, *Journal of Geophysical Research*, 110
- Fedderson, F. et al (2003): The drag coefficient, bottom roughness, and wave-breaking in the nearshore, *Coastal Engineering*, 48
- Fedderson, F.; Towbridge, J. (2005): The Effect of Wave Breaking on Surf-Zone Turbulence and Alongshore Currents: A Modeling Study, *Journal of Physical Oceanography*, 114
- Feindt, F.; Schröter, J.; Alpers, W. (1986): Measurements of the Ocean Wave-Radar Modulation Transfer Function at 35 GHz From a Sea-Based Platform in the North Sea, *Journal of Geophysical Research*, 91
- Fernandez, D. M., J. F. Vesecky, and C. C. Teague (1996), Measurements of upper ocean surface current shear with high-frequency radar, *Journal of Geophysical Research*, 101
- Flampouris, S. et al. (2008): Accuracy of Bathymetric Assessment by locally analyzing Radar Ocean Wave Imagery, *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing*, 46
- Flampouris, S. (2010): On the Wave field propagation over an uneven sea bottom observed by ground based radar, Dissertation, Universität Hamburg
- Flemming, B. (2000): The role of grain size, water depth and flow velocity as scaling factors controlling the size of subaqueous dunes, *Proc. of Marine Sandwave Dynamics 2000*
- Fredsoe, J. (1982): Turbulent Boundary Layer in Wave-Current Motion, *Journal of Hydraulic Engineering*, 110
- Fredsoe, J.; Deigaard, R. (1992): *Mechanics of Coastal Sediment Transport*, World Scientific Publishing Co.
- Friedrichs, C.; Wright, L. (1997): Sensitivity of Bottom stress and bottom roughness estimates to density stratification, Eckernförde Bay, southern Baltic Sea, *Journal of Geophysical Research*, 102
- Fugate, D; Friedrichs, C. (2001): Determining concentration and fall velocity of Estuarine particle populations using ADV, OBS and LISST, *Continental Shelf Research*, 22
- Fuhrmann, D.; Fredsoe, J.; Sumer, B. (2009): Bed slope effects on turbulent wave Boundary layers: 1. Model validation and quantification of rough-turbulent results, *Journal of Geophysical Research*, 114
- George W.K. (2006): Is there a universal log law for turbulent wall-bounded flows, *Philosophical Transactions of Royal Society A*, 365

- Grant, W.D.; Madsen, O.S. (1986): The Continental-Shelf Bottom Boundary Layer, *Ann. Rev. Fluid Mechanics*, 18
- Grant, W.D.; Madsen, O.S. (1979): Combined Wave and Current interaction with a rough Bottom, *Journal of Geophysical Research*, 84
- Grasmeijer, B. T. (2002): Process-Based Cross-Shore Modeling of Barred Beaches, Dissertation Universität Utrecht
- Green, M.; Black, K.; Amos, C. (1997): Control of estuarine sediment dynamics by interactions between currents and waves at several scales, *Marine Geology*, 144
- Guazzelli, E. Rey, V., Belzons, M. (1992): Higher-Order Bragg reflection of gravity surface Waves by periodic beds, *Journal of Fluid Mechanics*, 245
- Guo, J. (1998): Turbulent Velocity Profiles in clear Water and Sediment-Laden Flows, Dissertation, Colorado State University
- Haas, K. A. et al. (2003): Quasi-three-dimensional modelling of rip current systems, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 108
- Haller, M. C. (1999): Rip Current Dynamics and Nearshore Circulation, Dissertation, Universität Delaware
- Haller, M. C.; Lyzenga, D. R. (2003): Comparison of radar and video observations of Shallow Water breaking Waves. *IEEE Vol. 41*
- Haller, M. C.; Catalan, P. (2005): Measurements of shallow water breaking wave rollers, *Proc. Coastal Dynamics, ASCE*
- Hara, T.; Belcher, S.E. (2004): Wind Profile and Drag Coefficient over Mature Ocean Surface Wave Spectra, *Journal of Physical Oceanography*, 34
- Heathershaw, A.D. (1978): The Turbulence structure of the bottom boundary layer in a tidal current, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 58
- Heathershaw, A.D. (1982): Seabed-wave resonance and Sandbar growth, *Nature*, 296
- Hennings, I. et al. (2000): On the behaviour of tidal current directions due to the presence of submarine sand waves, *Marine Geology* 169
- Higashino, M.; Stefan, H. (2008): Velocity Pulse Model for turbulent Diffusion from Flowing Water into a sediment Bed, *Journal of Environmental Engineering*, 134
- Hinrichsen, A. (2008): Morphologischer Zustand Westküste Sylt 2007, LKN Schleswig- Holstein
- Holthuijsen, L. (2007): *Waves in Oceanic and coastal Waters*, Cambridge University press
- Horikawa, K. (1966): A Study on Wave transformation inside Surf zone, *Proc. 10th Coastal Engineering, ASCE*
- Horikawa, K. (1988): *Nearshore Dynamics and Coastal Processes*, University of Tokio Press
- Hughes, S. A. (1993): *Physical Models and Laboratory techniques in Coastal Engineering*, World Scientific Publishing Co.
- Inman, D.; Masters, P. (1991): *Coastal Sediment Transport Concepts*

- Mechanisms, U.S. Army Corps of Engineers, "State of the Coast" Report, Chap 5
- Jensen, M. S. (2002): Breaking of Waves over a steep bottom slope, Dissertation, Universität Aalborg
- Jones, W.L.; Schroeder, L.C. (1977): Radar Backscatter from the Ocean: Dependence on Surface friction velocity, Boundary-Layer Meteorology, Springer-Verlag
- Kakoulaki, G. (2009): Study of the interaction between the current field and structures in the bathymetry in a tidal inlet. Masterarbeit, Christina-Albrechts-Universität, Kiel
- Kamphuis, J. W. (2000): Introduction to Coastal Engineering and Management, World Scientific Publishing Co
- Kappenberg, J. et al. (1998): Currents and Suspended Matter in Tidal Channels of the Sylt-Romo Basin, Senckenbergiana Maritima, Band 29
- Kennedy, A.; Zhang, Y. (2008): The stability of wave-driven rip currents circulation, Journal of Geophysical Research, 113
- Kenyon, N. (1968): Sand Ribbons of European Tidal Seas, Marine Geology, 9
- Kenyon, N., Belderson, R. (1973): Bed Forms of the Mediterranean Undercurrent Observed with Side-Scan Sonar, Sedimentary Geology, 9
- Kenyon K. (1995): Shallow Water Gravity Waves: A Note on the Particle Orbits, Journal of Oceanography, 52
- Kim, B. et al (2008): Nearshore Wave Measurement Using Single-Video Images of Buoy Motions, Journal of Coastal Research, 24
- Klein, H. (2003): Investigating sediment re-mobilisation due to wave action by means of ADCP echo intensity data Field data from the Tromper Wiek, western Baltic Sea, Estuarine, Coastal and Shelf Science 58
- Kleinhans, M. (2002): Sediment dynamics on the shoreface and upper continental shelf, a review, EC MAST Project No. MAS3-CT97-0086
- Kostaschuk, R. et al (2004): Measuring flow velocity and sediment transport with an acoustic Doppler current profiler, Geomorphology 68
- Kostaschuk, R.; Best, J. (2005): Response of sand dune to variations in tidal flow: Fraser Estuary, Canada, Journal of Geophysical Research, 110
- Kraus, W. (1973): Methods and Results of Theoretical Oceanography, Gebrüder Borntraeger
- Kubo, H.; Sunamura, T. (2001): Large-Scale Turbulence to Facilitate Sediment Motion under Spilling Breakers, Proc. 4th Conf. Coastal Dynamics
- Kudryavtsev, V. et al (2005): On Radar imaging on Current features : 1. Model and comparison with observations, Journal of Geophysical Research, 110
- Kuik, A.; van Vledder, G.; Holthuijsen, L. (1988): A Method for the Routine Analysis of Pitch-and-Roll Buoy Wave Data, Journal of Physical Oceanography, 18
- Kumar, V. S. (2006): Variation of Wave directional spread parameters along the indian coast, Applied Ocean Research Vol. 28(2)

- Lancaster, N.; Gaddis, L.; Greeley, R. (1992): New Airborne Imaging Radar Observations of Sand dunes: Kelso Dunes, California, *Remote Sensing Environment*, 39
- Lanuru, M. et al (2006): The effect of bedforms (crest and trough systems) on sediment erodibility on a back-barrier tidal flat of the East Frisian Wadden Sea, Germany, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 72
- Larcombe, P.; Colin, J. (1996): The morphological dynamics of intertidal megaripples in the Mawddach Estuary, North Wales, and the implications for palaeoflow reconstructions, *Sedimentology*, 43
- Le Bot, S.; Trentesaux, A. (2004): Types of internal structure and external morphology of submarine dunes under the influence of tide- and wind-driven processes, *Marine Geology*, 211
- Lekshmi, G. R. et al. (2007): Correlation of Breaking wave Characteristics with Energy Dissipation, *Proc. 9th International Coastal Symposium, JCR*
- Li, M. (1994): Direct Skin friction measurements and stress partitioning over moveable sand ripples, *Journal of Geophysical Research*, 99
- Lin, S. et al (2004): Taiwan Strait current in Winter, *Continental Shelf Research*, 25
- Lindhorst, S. (2007): Stratigraphy and Development of a Holocene barrier spit, *Dissertation Universität Hamburg*
- Lippmann, T.; Holman, R. (1989): Quantification of Sand Bar Morphology: A Video Technique Based on Wave Dissipation, *Journal of Geophysical Research*, 94
- Long, W.; Kirby, J.; Hsu, T.-J. (2006): Crossshore Sand migration predicted by a time domain Boussinesq Model incorporating undertow, *Proc. Coastal Engineering Conf. 2006*
- Longuet-Higgins, M. S.; Stewart, R. W. (1964): Radiation stresses in water waves; a physical discussion, with applications, *Deep-Sea Research*, 11
- Longuet-Higgins, M. S.; Stewart, R. W. (1964): Radiation and mass transport in gravity waves, with application to 'surf beat', *Fluid Mechanics*, 13
- Lorke, A.; Wüest, A. (2004): Application of Coherent ADCP for Turbulence Measurements in the Bottom Boundary Layer, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 22
- Lueck, R.; Lu, Y. (1996): The logarithmic layer in a tidal channel, *Continental Shelf Research*, 17
- Lumborg, U.; Windelin, A. (2003): Hydrography and cohesive sediment modelling: application to the Rømø Dyb tidal area, *Journal of Marine Systems*, 38
- Lyne, V.; Butman, B.; Grant, W. (1989): Sediment movement along the U.S. east coast continental shelf – I. Estimates of bottom shear stress using the Grant – Madsen Model and near bottom wave and current measurements, *Continental Shelf Research*, 10
- Maa, J.; Kwon, J.-I. (2007): Using ADV for Cohesive Sediment settling velocity

- measurements, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 73
- Malcherek, A. (2010): *Gezeiten und Wellen*, Vieweg und Teubner Verlag, Wiesbaden
- Mei, C. C. (1989): *The Applied Dynamics of Ocean Surface Waves*, World Scientific Publishing Co.
- Mellor, G. (2003): The Three-Dimensional Current and Surface Wave Equations, *Journal of Physical Oceanography*, 33
- Melville, W. et al (1988): Acoustic and Microwave Signatures of Breaking Waves, *Nature* 336
- Mitchener, H.; Torfs, H. (1995): Erosion of mud/sand mixtures, *Coastal Engineering*, 29
- Nagata, Y. (1964): The Statistical Properties of Orbital Wave Motions and their application for the Measurement of Directional Wave Spectra, *Journal of Oceanographical Society Japan*, 19
- Newe, J. (2005): *Strandprofilentwicklung unter Sturmflutseegang*, Dissertation Technische Universität Braunschweig
- O'Hare, T.; Huntley, D. (1993): Bar Formation due to wave Groups and associated long Waves, *Marine Geology*, 116
- Orfeo, O. et al (2006): Morphology an flow structures in a large confluence-difffluence: Rio Paraná, Argentina, *River Flow*, Taylor & Fancis Group, London
- OROMA Delivery Report (2001): On the specific Problems of the Test Sites
- Parsons, D.R. et al (2005) : Morphology and flow fields of three-dimensional dunes, Rio Paraná, Argentina: Results from simultaneous multibeam echo sounding an acoustic Doppler current profiling, *Journal of Geophysical Research*, 110
- Peregrine, D. H. (1985): *Water Waves an their development in space and time*, Proc. Royal Society, 400
- Perkovic, D.; Lippman, C.; Frasier, S. (2009): Longshore Surface Currents Measured by Doppler Radar and Viseo PIV Techniques, *IEEE Transactions on Geoscience and remote sensing*, 47
- Peters, K. (2000): *Morphodynamik in der Brandungszone sandiger Küsten - Konzentrationsverteilung suspendierter Sedimente -*, Dissertation, Technische Universität Carolo-Wilhelmina, Braunschweig
- Pierce, F.J.(1972): Wall Shear Stress Inference From Two an Three-Dimensional Turbulent Boundary Layer Velocity Profiles, *Proc. Fluids Engineering Division* 72
- Plant, W.; Keller, W. (1983): Parametric Dependence of Ocean-Wave Radar Modulation Transfer Functions, *Journal of Geophysical Research*, 88
- Plant, N. G. et al. (2008): Ocean Wavenumber Estimation from Wave resolving time series Imagery, *IEEE Vol.* 46
- Pope, N.; Widdows, J.; Brinsley, M.D. (2006): Estimation of Bed shear stress using the turbulence kinetic energy approach – A Comparison of annular

- flume and field data, *Continental Shelf Research*, 26
- Prinz, K. (2003): ADCP-Vermessung über Sandwellen im Lister Tief, Diplomarbeit, Hochschule für angewandte Wissenschaften, Hamburg
- Prusak, Z. et al. (2007): Field observation of Edge Waves and Beach cusps on the South Baltic Sea Coast, *Journal of Coastal Research*, 23
- Prusak, Z. et al. (2008): Shallow-water wave energy dissipation in a multi-bar coastal zone, *Oceanologia*, 50
- Puelo, J. et al (2003): Comparison of optical Radar Measurements of surf and swash zone velocity fields, *Journal of Geophysical Research*, 108
- Qian, M. (2004): Application of modified Log-Wake Law in Nonzero-Pressure-Gradient Turbulent Boundary Layers, Masterarbeit, National University of Singapore
- RD Instruments (1996): Acoustic Doppler Current Profiler Principles of Operation, Manual
- Reeve, D.; Chadwick, A.; Fleming C.: *Coastal Engineering*, Taylor and Francis Group 2004
- Richards, K. (1979): The Formation of ripples and Dunes on an erodible bed, *Journal of Fluid Mechanics*, 99
- Rippeth, T.P., et. al (2001): Current oscillation in the diurnal-inertial band on the Catalanian shelf in spring, *Continental Shelf Research*, 22
- Roelvink, J. A.; Stive, M. (1989): Bar-generating Cross-shore Flow mechanisms on a beach, *Journal of Geophysical Research*, 94
- Roelvink, J. A. (1993): Surf Beat and its Effect on cross-shore profiles, Dissertation, Delft Universität
- Rozynski, G. (2004): Long-Term shoreline response of a nontidal, barred coast, *Coastal Engineering*, 52
- Ruessink, B.G. et al (2001): Nearshore Bar crest location quantified from time-averaged X-Band radar images, *Coastal Engineering*, 45
- Ruessink, B.G.; Papea, L.; Turner, I.L. (2009): Daily to interannual cross-shore sandbar migration: Observations from a multiple sandbar system, *Continental Shelf Research*, 29
- Sakai, T. et al. (1992): Wave-Induced Effective Stress in Seabed and its momentary Liquefaction, *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 118
- Santel, F. (2008): Automatische Bestimmung von Wasseroberflächen in der Brandungszone aus Bildsequenzen mittels digitaler Bildzuordnung, Dissertation Universität Hannover
- Schlichting, H.; Gersten, K. (2000): *Boundary Layer Theory*, Springer-Verlag
- Schmitt, T. et al. (2007): Use of swath bathymetry in the investigation of sand dune geometry and migration around a near shore 'banner' tidal sandbank, *Geological Society, London, Special Publications*, Vol. 274
- Sedlacek, S. (2007): Flächenhafte Abschätzung der Bodenschubspannung im Flachwasser mittels Dopplerradar, Diplomarbeit, GKSS-

Forschungszentrum

- Seliga, T.; Bringi, V. (1975): Potential use of Radar Differential Reflectivity Measurements at Orthogonal Polarizations for Measuring Precipitation, *Journal of Applied Meteorology*, 15
- Sepaskhah, A.; Bondar, H. (2002): Estimation of Manning roughness Coefficient for Bare and vegetated Furrow irrigation, *Biosystems Engineering*, 82
- Shapiro, G.; Van der Molen, J.; Swart, H. (2004): The effect of velocity veering on sand transport in a shallow sea, *Ocean Dynamics*, 54
- Shrestha, R.L. et al. (2005): Airborne Laser Swath mapping: Quantifying changes in sandy beaches over time scales of weeks to years, *ISPRS Vol. 59*
- Skolnik, M. I. (1990): *Radar Handbook*, McGraw-Hill, Inc.
- Sletten, M.; et al (2003): Radar Investigations of break water waves at low grazing angles with simultaneous high-speed optical imagery, *Radio Science*, 38
- Smith, J.; McLean, S. (1977): Spatially Averaged Flow Over a Wavy Surface, *Journal of Geophysical Research*, 82
- Smith, M.; Poulter, E.; McGregor, J. (1996): Doppler radar measurements of and breaking waves, *Journal of Geophysical Research*, 101
- Smith, J. M. (2003): *Surf Zone Hydrodynamics*, Coastal Engineering Manual, U.S. Army Corps of Engineers
- Smith, W.; Sandwell, D. (2003): Conventional Bathymetry, *Bathymetry from Space and Geodetic Altimetry*
- Smith, J. (2007): Vorticity and Divergence of Surface Velocities Near Shore, *Journal of Physical Oceanography*, 38
- Soulsby, R.; Dyer, K. (1981): The Form of the Near-Bed Velocity Profile in a Tidally Accelerating Flow, *Journal of Geophysical Research*, 86
- Soulsby, R. (1987): Calculating Bottom Orbital Velocity Beneath Waves, *Coastal Engineering*, 11
- Soulsby, R. (1997): *Dynamics of Marine Sands*. Thomas Telford Publications
- Spielmann, K.; Astruc, D.; Thual, O. (2004): Analysis of some key parameterisations in a beach profile morphodynamical model, *Coastal Engineering*, 51
- Sternberg, R., W. (1967): Friction Factors in Tidal Channels with Differing Bed Roughness, *Marine Geology*,
- Strong, B. (2000): *Workhorse ADCP Multi-Directional Wave Gauge Primer*, RD Instruments
- Svendsen, I.; Madsen, P., Hansen, J. (1978): Wave characteristics in the Surf Zone, *Proc. 16th Coastal Eng. Conf*, Chap 29
- Swart, D., Loubser, C. (1978): Vocoidal Theory for all Non-Breaking waves. *Proc. 16th Coastal Engineering conf.*, Chap 26
- Tajima, Y. (2004): *Waves, Currents, and Sediment Transport in the Surf zone along Long, Straight Beaches*, Dissertaion, Massachusetts Institute of Technology

- Takasugi, Y. et al (1993): The Role of Tidal Vortices in Material Transport around Straits, *Journal of Oceanography*, 50
- Takikawa, T.; Yoon, J.-H.; Cho, K.-D. (2002): Tidal Currents in the Tsushima Straits Estimated from ADCP Data by Ferryboat, *Journal of Oceanography*, 59
- Terwindt, J. (1970): Sand Waves in the southern Bight of the North Sea, *Marine Geology*, 10
- Terwindt, J.; Brouwer, J. (1986): The behaviour of intertidal sandwaves during neap-spring tide cycles and the relevance for palaeoflow reconstructions, *Sedimentology*, 33
- Torlaschi, E.; Holt, A. (1998): A comparison of different polarisation schemes for the Radar sensing of precipitation, *Radio Science*, 33
- Traub, K.-P.; Kohlus, J.; Lüllwitz, T. (2009): *Geoinformation für die Küstenzone*, Points Verlag Norden
- Trizna, D. et al (1991): Laboratory Studies of Radar Sea Spikes at Low Grazing Angles, *Journal of Geophysical Research*, 96
- Trowbridge, E.; Elgar, S. (2001): Turbulence Measurements in the Surf Zone, *Journal of Physical Oceanography*, 31
- Tsuchiya, Y. et al. (1984): A Dynamical Expression of Waves in Shallow Water, *Proc. Coastal Engineering*, ASCE
- Turner J., (1973), *Buoyancy Effects in Fluids*, Cambridge University Press
- Uncles, R. J. (2002): Estuarine Physical Processes Research: Some Recent Studies and Progress, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 55
- Van der Molen, J. (2002): The influence of tides, wind and waves on the net transport in the North Sea, *Continental Shelf Research* 22
- Van der Veen, H. (2005): Grain size dependency in the occurrence of sand waves, *Ocean Dynamics*, 56
- Van Dongeren, A. et al. (2008): Beach Wizard: Nearshore Bathymetrie estimation through assimilation of model computations and remote observations, *Coastal Engineering*, Elsevier Science Ltd.
- Van Gastel, K. (1987): Velocity Profiles of Tidal Currents over Sand Waves, *Netherlands Journal of Sea Research*, 21
- Van Rijn, L. (1993): *Principles of Sediment Transport in Rivers, Estuaries Coastal Seas and Oceans*, Aqua Publications, Amsterdam
- Van Rijn, L.; Davies, A.; van de Graff, J.; Ribberink, J. (2001) : *SEMDOC Sediment Transport Modelling in Marine Coastal Environments*, Aqua Publications
- Van Rijn, L. (2004): Estuarine and Coastal Sedimentation Problems, *Proc. 9th International Symposium on River Sedimentation JWF*
- Verney, R. et al (2006): Tidally induced Shear Stress Variability above intertidal Mudflats in the Macrotidal Seine Estuary, *Estuaries and Coasts*, 29
- Villard, P. Kostaschuk, R. (1998): The Relation between shear velocity and suspended Sediment concentration over dunes: Fraser Estuary, Canada,

- Marine Geology, 148
- Wagner, P. (2004): Die Einwirkung auf Bauwerke im Meer, Vorlesungsskript Meerstechnik, Ruhr-Universität Bochum
- Wang, P. et al. (2003): Beach-Profile Evolution under Spilling and Plunging Breakers, *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 129
- Wang, P.; Kraus, N. (2004): Beach Profile Equilibrium and Patterns of Wave Decay and Energy Dissipation across the Surf Zone Elucidated in a Large-Scale Laboratory Experiment, *Journal of Coastal Research*, 21
- Wang, S.; White, W. (1993): Alluvial Resistance in Transition Regime, *Journal of Hydraulic Engineering*, 119
- Wang, X. et al (2001): Velocity profile of sediment suspensions and comparison of log-law and wake-law, *Journal of Hydraulic Research*, 39
- Westenbroek, S. (2004): Estimates of shear stress and measurements of water Levels in the lower fox River near Green Bay, Wisconsin, Scientific Investigations Report 2006-5226, USGS
- Whitehouse, R.J.S. et al (2000): The influence of bedforms on flow and sediment transport over intertidal mudflats, *Continental Shelf Research*, 20
- Wiberg, P.; Nelson, J. (1992): Unidirectional Flow over Asymmetric and Symmetric Ripples, *Journal of Geophysical Research*, 97
- Wiberg, P. (1995): A theoretical investigation of boundary layer flow and bottom shear stress for smooth, transitional, and rough flow under waves, *Journal of Geophysical Research*, 100
- Wiberg, P.; Sherwood, C. (2006): Calculating wave-generated bottom orbital Velocities from surface-wave parameters, *Computers & Geosciences*, 34
- Wilcock, P. (1996): Estimating local bed shear stress from velocity observations, *Water Resources Research*, 32
- Williams, J.J., Humphery, J.D., Hardcastle, P.J.; Wilson, D.J. (1998): Field Observations of Hydrodynamic Conditions an Suspended Particulate Matter in the Southern North Sea, *Continental Shelf Research* 18
- Willis, D. H. (1978): Sediment Load Under Waves And Currents, *Wave Characteristics in the Surf zone. Proc. 16th Coastal Engineering Conf., ASCE*
- Wright, L.D. (1995): *Morphodynamics of inner Continental shelves*, CRC Press Inc.
- Xu, D.; Liu, X.; Yu, D. (2000): Probability of Wave Breaking and whitecap coverage in a fetch-limited sea, *Journal of Geophysical Research*, 105
- You, Z.-J. (1994): Bottom friction effects in the combined flow field of random waves and currents, by Y. Zhao and K. Anastasiou: comments, *Coastal Engineering*, 24
- You, Z.-J. (2005): Estimation of bed roughness from mean velocities measured at two levels near the seabed, *Continental Shelf Research*, 25
- You, Z.-J. (2006): Estimation of mean seabed roughness in a tidal channel with an extended log-fit method, *Continental Shelf Research*, 26
- Zanke, U. (2002), *Hydromechanik der Gerinne und Küstengewässer*, Parey 2002
- Zhang, F. et al (2008): On wind-wave-current interactions during the shoaling

- Waves Experiment, Journal of Geophysical Research, 114
- Ziemer, F. (1987): Untersuchung zur quantitativen Bestimmung zweidimensionaler Seegangsspektren aus Messungen mit nautischem Radar, Dissertation, GKSS-Forschungszentrum
- Ziemer, F. (2008): Wave and Current observations by Ground Based X-Band Radar, Remote Sensing of the European Seas, Springer-Verlag