

Flächenhafte Abschätzung der Bodenschubspannung im Flachwasser mittels Dopplerradar

(Vom Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg
als Diplomarbeit angenommen)

Autor:
S. Sedlacek

**wissen
scharft
nutzen**

GKSS 2007/7

**Flächenhafte Abschätzung
der Bodenschubspannung im Flachwasser
mittels Dopplerradar**

(Vom Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg
als Diplomarbeit angenommen)

Autor:

Stephan Sedlacek

(Institut für Küstenforschung)

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

Anforderungen/Requests:

GKSS-Forschungszentrum Geesthacht GmbH
Bibliothek/Library
Postfach 11 60
D-21494 Geesthacht
Germany
Fax.: (49) 04152/871717

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

ISSN 0344-9629

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

GKSS 2007/7

Flächenhafte Abschätzung der Bodenschubspannung im Flachwasser mittels Dopplerradar

(Vom Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg als Diplomarbeit angenommen)

Stephan Sedlacek

127 Seiten mit 63 Abbildungen und 2 Tabellen

Zusammenfassung

In dieser Arbeit wird aus Beobachtungsdaten die Bodenschubspannung mit Hilfe der Methode der inversen Modellierung berechnet. Eingangsdaten sind Oberflächenströmungen aus Radar-Dopplermessungen und die zeitnah erfasste Bathymetrie.

Im Zuge einer Messkampagne wurden vor Sylt Strömungsdaten und Wassertiefen erhoben. Es werden die Prinzipien der Messungen, der theoretische Hintergrund und die Auswertungsprozesse vorgestellt.

Als Ergebnisse werden Karten der Bodenschubspannungen sowie der potentiellen Erosions- und Depositionsgebiete präsentiert.

Laminary estimation of bottom shear stress in shallow water by dopplerised Radar

Abstract

In this Thesis the method of inverse modeling will be used to calculate the bottom shear stress based on collected Data. The acquired Data are the bathymetry and the surface current velocity. During field measurements off the island of Sylt current data and local water depths were acquired.

The theoretical background, the methods of the data acquisition and the steps of the post-processing will be presented here.

As results, colored maps of the bottom shear stress and the initiation of sediment motion are shown.

Manuskripteingang in TDB: 20. März 2007

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Abbildungs- und Tabellenverzeichnis	I
1 Einleitung	1
2 Bodenschubspannung	4
2.1 Theoretische Einführung	4
2.2 Begriffsdefinitionen	15
2.3 Annahmen/Voraussetzungen	15
2.4 Die Kritische Bodenschubspannung	16
2.5 Von der Strömung zur Bodenschubspannung	19
2.5.1 Das Vertikale Geschwindigkeitsprofil	20
2.5.2 Die Turbulente Bodenschicht	21
2.5.3 Wassertiefe	23
2.5.4 Neigung des Bodens	24
2.5.5 Höhe der Sandwellen	25
2.5.6 CTD-Daten	26
2.5.7 Die Beschaffenheit des Sediments	27
3 Datennahme	28
3.1 Das Messgebiet	28
3.2 Das Messinstrument	29
3.2.1 Grundlagen eines Radars	30
3.2.2 Das Nautische Radar	34
3.2.3 Dopplerradar	36
3.2.4 Vom Nautischen zum Hydrographischen Radar	39
3.3 Instrumentenanordnungen	42
3.4 Aufzeichnungsverfahren	44
4 Datenauswertung	48
4.1 RDCP-Auswertung	48
4.1.1 Spektralanalyse der Radardaten	49
4.1.2 Geokodierung	51
4.1.3 Erstellung des vollständigen Strömungsvektors	53

II

4.2	CTD/Viskosität	53
4.3	Verifikation mittels ADCP	55
4.4	Modellierung der Bodenschubspannungs-Vektoren	57
4.4.1	Einlesen der Daten	61
4.4.2	Reduktion der Daten	62
4.4.3	Bathymetrie.pro	62
4.4.4	Slope.pro	63
4.4.5	Sediment.pro	64
4.4.6	Bodenschub.pro	64
4.4.7	Kritisch.pro	67
4.4.8	Motion.pro	67
5	Ergebnisse	68
5.1	Karten der Bodenschubspannungen	69
5.2	Vergleich mit der Meeresbodenstruktur	100
5.3	Interpretationen und Fehlerdiskussion	102
6	Zusammenfassung und Ausblick	106
7	Anhang	108
7.1	Quellcode-Auszüge	108
	Glossar	116
	Literaturliste	118

Abbildungsverzeichnis

Abb 2-1	Schematische Darstellung von Sedimentkörnern auf einer geneigten Ebene	18
Abb 2-2	Vergleich der vertikalen Strömungsprofile nach Van Rijn (1993)	20
Abb 3-1	Karte des Messgebietes	28
Abb 3-2	Prinzip einer vertikal polarisierten EM-Welle	35
Abb 3-3	Radiale und Azimutahle Auflösung des nautischen Radars	35
Abb 3-4	Diagramm eines kohärentisierten Radars	38
Abb 3-5	Darstellung der Beziehung zwischen der einfallenden Radarstrahlung mit der Wellenlänge λ_{em} und der reflektierten Welle der Länge	40
Abb 3-6	Positionierung der einzelnen Messgeräte auf und im Rumpf der ‚Ludwig Prantl‘	42
Abb 3-7	Geometrie der mit Radar gemessenen Schrägstrecken	44
Abb 3-8	Struktur der Radarrohdaten	45
Abb 3-9	Bildschirmausschnitt des Navigationsrechners	46
Abb 4-1	Schematische Darstellung der Datenauswertung bis hin zum Strömungsvektor	48
Abb 4-2	Funktion der Energiedichte in Abhängigkeit von der Dopplerfrequenz	50
Abb 4-3	Karte der radialen Strömungsgeschwindigkeiten für Radar 01	52
Abb 4-4	Karte des vollständigen Vektors der Oberflächenströmung	53
Abb 4-5	Auszug aus einer CTD-Datei im TOB-Format	54
Abb 4-6	Programmablaufplan für die ADCP-Daten	56
Abb 4-7	Programmablaufplan für die RDCP-Daten	60
Abb 4-8	Legende zu Abb. 4-7. Aus Platzgründen auf folgender Seite dargestellt	61
Abb 4-9	Darstellung der Umgebung eines Radarpunktes	63
Abb 4-10	Korngrößen für Profil 132	64
Abb 4-11	Strömung an einer zweifach geneigten Oberfläche	66
Abb 5-1	Übersicht der Radarpunkte von Profil 008	70
Abb 5-2.1	Tiefe über Dichte	71
Abb 5-2.2	Tiefe über Temperatur	71
Abb 5-3	Vektoren der Oberflächenströmung aus RDCP verglichen mit ADCP-Profil	72
Abb 5-4.1	Betrag der Bodenschubspannung	73
Abb 5-4.2	Differenz zwischen existierender und kritischer Bodenschubspannung	73
Abb 5-5	Übersicht der Radarpunkte von Profil 095	75
Abb 5-6.1	Tiefe über Dichte	76
Abb 5-6.2	Tiefe über Temperatur	76
Abb 5-7	Vektoren der Oberflächenströmung aus RDCP verglichen mit ADCP-Profil	77
Abb 5-8.1	Betrag der Bodenschubspannung	78

IV

Abb 5-8.2	Differenz zwischen existierender und kritischer Bodenschubspannung	78
Abb 5-9	Übersicht der Radarpunkte von Profil 102	80
Abb 5-10.1	Tiefe über Dichte	81
Abb 5-10.2	Tiefe über Temperatur	81
Abb 5-11	Vektoren der Oberflächenströmung aus RDCP verglichen mit ADCP-Profil	82
Abb 5-12.1	Betrag der Bodenschubspannung	84
Abb 5-12.2	Differenz zwischen existierender und kritischer Bodenschubspannung	84
Abb 5-13	Übersicht der Radarpunkte von Profil 132	85
Abb 5-14.1	Tiefe über Dichte	86
Abb 5-14.2	Tiefe über Temperatur	86
Abb 5-15	Vektoren der Oberflächenströmung aus RDCP verglichen mit ADCP-Profil	87
Abb 5-16.1	Betrag der Bodenschubspannung	88
Abb 5-16.2	Differenz zwischen existierender und kritischer Bodenschubspannung	88
Abb 5-17	Übersicht der Radarpunkte von Profil 150	90
Abb 5-18.1	Tiefe über Dichte	91
Abb 5-18.2	Tiefe über Temperatur	91
Abb 5-19	Vektoren der Oberflächenströmung aus RDCP verglichen mit ADCP-Profil	92
Abb 5-20.1	Betrag der Bodenschubspannung	93
Abb 5-20.2	Differenz zwischen existierender und kritischer Bodenschubspannung	93
Abb 5-21	Übersicht der Radarpunkte von Profil 157	95
Abb 5-22.1	Tiefe über Dichte	96
Abb 5-22.2	Tiefe über Temperatur	96
Abb 5-23	Vektoren der Oberflächenströmung aus RDCP verglichen mit ADCP-Profil	97
Abb 5-24.1	Betrag der Bodenschubspannung	98
Abb 5-24.2	Differenz zwischen existierender und kritischer Bodenschubspannung	98
Abb 5-25	Aufteilung der Bodenschubspannung in 3 Bereiche	100
Abb 5-26	Projizieren der 3 Bereiche auf die Bathymetrie	100
Abb 5-27	Vergleich mit resultierender Bodenschubspannung	101
Abb 5-28	Korngrößenverteilung für Profil 150	101
Abb 5-29	Abhängigkeit der Viskosität von der lokalen Wassertiefe	105
Tabelle 1	Die jeweiligen Schichtdicken für alle relevanten Tidephasen	22
Tabelle 2	Klassifizierung des Sediments	27

1 Einleitung

Mit der Besiedelung des Küstenraums und der Nutzung der Küstengewässer als Nahrungs- und Wirtschaftsgrundlage, entstanden für die Küstenbewohner eine Reihe neuer Probleme. Hierbei spielt die Morphodynamik im Allgemeinen und die Erosion im Besonderen eine entscheidende Rolle. Stürme, Seegang und Gezeiten waren schon immer dafür verantwortlich, dass Küstenstriche in die See gespült wurden und an anderer Stelle Riffe und Sandbänke entstanden. Diese scheinbare Willkür des Meeres und die immer intensiver werdende Nutzung der Ozeane durch den Menschen, sei es als Transportweg oder Nahrungsquelle, musste dazu führen, dass der Mensch in seinem Streben nach Verlässlichkeit, versuchen würde, die Morphodynamik zu kontrollieren oder zumindest zu beeinflussen. Der überwiegende Teil dieser Beeinflussung basierte auf dem Prinzip von Versuch und Irrtum. Man probierte etwas aus und sammelte Erfahrungen ohne die physikalischen Vorgänge dahinter zu ergründen oder zu verstehen.

Der moderne Küstenschutz beschäftigt sich mit der Bewahrung der Küstenformen vor Erosion. Die Erosion stellt an den Küsten lokal ein beachtliches Problem dar. In einigen Gebieten, die vom Erhalt ihrer Küsten abhängig sind, bedroht die Erosion sogar die Lebensgrundlage der Anwohner. Zu früheren Zeiten bestand eine Methode des Schutzes in der Errichtung von so genannten Spundwänden. Diese wurden von der Küstenlinie senkrecht ins Meer gebaut. Der gewollte Effekt war, Sandablagerungen zu erzielen und somit einen Landgewinn. Später kam man von dieser Methode gänzlich ab, da sich herausstellte, dass die Küstenabschnitte jenseits der Spundwände von erheblich erhöhter Erosion betroffen waren. Heutige Methoden zur Erosionseindämmung bestehen hauptsächlich aus Sandvorspülungen vor den bedrohten Küstengebieten. Als Beispiel sei hier die Insel Sylt erwähnt, deren morphologische Entwicklung von Bedeutung ist. Hier hat sich gezeigt, dass die Erosion mit Sandvorspülungen nicht aufzuhalten ist, da es bei Sturmfluten zu Dünenabbrüchen gekommen ist. Es ist ebenfalls nicht geklärt, ob diese Vorspülungen nicht ungeahnte, negative Auswirkungen haben. Das Problem, das bis heute besteht ist, dass es noch nicht gelungen ist die Wechselwirkungen von Meer und Land ausreichend zu verstehen. Um die physikalischen Vorgänge deuten zu können ist es notwendig, die verschiedenen Wechselwirkungen von Ozean, Atmosphäre und Land beobachten und messen zu können. Es muss ein System zur Verfügung stehen, das die kurz- und mittelfristigen Veränderungen dieser Wechselwirkungen und der herrschenden, physikalischen Kräfte erfassen kann, bevor man mit weiteren Baumaßnahmen in das System von Sylt eingreift. Die Bewegung des Wassers wird im Wesentlichen durch zwei Mechanismen hervorgerufen. Einerseits durch die astronomisch erzeugten Effekte der Ozeangezeiten und andererseits durch die Energie, die der Wind und die Atmosphäre eintragen. Im offenen Ozean kommen noch die thermohalinen Strömungen hinzu. Sie entstehen durch Temperatur- bzw. Dichtegradienten im Ozean. Die für die Erosion hauptsächlich

verantwortliche Wechselwirkung ist die zwischen Wasserkörper und Meeresboden bzw. Küstenlinie. Die messbare physikalische Größe ist hierbei die Bodenschubspannung. Sie beschreibt die Scherkraft, die von einer Wasserschicht auf den Seeboden ausgeübt wird. Die Bodenschubspannung lässt sich leider nicht direkt messen, daher sind die Wissenschaftler gezwungen die Bodenschubspannung über verschiedene Parameter zu berechnen. Der wichtigste dabei ist die bodennahe Strömung. Seit längerer Zeit werden diese Strömungen mit Hilfe akustischer Messgeräte, den so genannten Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP), erfasst. Die ADCP's werden an diskreten Punkten aufgestellt und die Bodenströmung lokal erfasst.

Um eine Aussage über die Beziehung von Wasserbewegungen und Erosion treffen zu können, wäre es erforderlich die Bodenschubspannung flächendeckend zu messen.

Diese Lücke schließt das am GKSS-Forschungszentrum in Geesthacht entwickelte RDCP. Der Radar Doppler Current Profiler ist in der Lage Strömungen flächenhaft zu messen. In dieser Diplomarbeit wird beschrieben, wie und unter welchen Bedingungen man von der Oberflächenströmung auf die bodennahe Strömung schließen kann.

Das Ziel dieser Arbeit wird ein inverses Modell sein, um den Impulsübertrag vom Wasserkörper auf den Meeresboden, d.h. die Bodenschubspannung abzuschätzen. Das dazu verwendete Verfahren sieht folgendermaßen aus. In dem von uns verwendeten Seegebiet werden zwei vertikal polarisierte Dopplerradargeräte, von einem Schiff aus eingesetzt. Die Zeitparallel arbeitenden Radargeräte sind in der Lage, innerhalb ihrer Reichweite, ein von uns bezeichnetes Vektorfeld zu erfassen. Die so erhobenen Daten lassen sich zu vollständigen Strömungskarten zusammenstellen. Aus den Strömungsfeldern lässt sich nun wieder die Bodenschubspannung ableiten.

Die Daten, die dieser Arbeit zugrunde liegen, wurden mit einem Verfahren entwickelt, das zurzeit beim Institut für Küstenforschung im GKSS-Forschungszentrum in der Entwicklung ist. Das Gebiet in dem die Erprobungen stattfinden ist derart gewählt, dass wir uns gut auf ein Strömungserzeugendes Phänomen spezialisieren können.

Kapitel 1 bietet eine kurze Einleitung und erläutert die Ideen hinter dieser Arbeit. Das zweite Kapitel erläutert den theoretischen Überbau und den Begriff der Bodenschubspannung. Auch werden hier die getroffenen Annahmen und Vereinfachungen dargestellt. Im Kapitel 3 steht der praktische Teil im Vordergrund. Zuerst werden die Rahmenbedingungen der durchgeführten Messkampagne beschrieben. Das ausgewählte Gebiet, die Messgeräte und ihre Anordnung. Dann folgt die Beschreibung der Kampagnendurchführung. Das vierte Kapitel beschreibt die Schritte im so genannten *Postprocessing*. Aus den Radardaten werden Strömungskarten und aus den Strömungskarten werden Bodenschubspannungskarten. Hier werden die Programme und Parameter erläutert, die es uns möglich machen Karten der Bodenschubspannung zu konstruieren. Das fünfte Kapitel stellt die Ergebnisse

vor. Es werden Karten präsentiert, die die Schritte dokumentieren, die uns schließlich zu einer Karte der Sandbewegungen führen. In den anschließenden Abschnitten sind eine Interpretation und eine Fehlerdiskussion zu finden.

Abschließend folgen die Anhänge mit weiteren Karten, Auszügen des Quellcodes und dem Glossar.

2 Bodenschubspannung

2.1 Theoretische Einführung

Die Bodenschubspannung ist die Scherkraft, die auf eine bestimmte Fläche des Meeresbodens wirkt. Eine Strömung über Meeresgrund erzeugt Reibung. Diese entstandene Reibung bildet eine turbulente Grenzschicht über dem Boden. Bei festem Untergrund, wie z. B. Fels, wird die Energie des Impulses vollständig in Reibung umgesetzt. Sobald aber der Meeresboden körnige Sedimente aufweist, dann kann es zu Bewegungen des Bodens bis hin zur Suspension kommen.

Analytisch und numerisch ist es möglich die Bodenschubspannung exakt zu berechnen. In der Praxis ist dies aber noch nicht möglich, da der Meeresboden bis jetzt nicht so genau aufgelöst dargestellt werden kann. In diesem Abschnitt werden wir einige theoretische Ansätze kennen lernen, die uns mathematische Formeln liefern um die Bodenschubspannung ausreichend genau berechnen zu können.

Betrachten wir zunächst das vertikale Geschwindigkeitsprofil innerhalb der Wassersäule. Wir wissen, dass die Strömungsgeschwindigkeit, bei Windinduzierter Strömung, mit wachsendem Abstand vom Meeresboden zunimmt. Sie beginnt mit ihrem Maximum nahe der Wasseroberfläche und schwächt sich bis zu Boden hin auf Null ab. Für Tidenströmungen gilt gleiches, wenn die turbulente Grenzschicht sich bis zur Wasseroberfläche auswirkt.

Nun steigt die Strömungsgeschwindigkeit nicht linear an, sondern folgt einer Funktion, die das Strömungsgeschwindigkeitsprofil $U(z)$ beschreibt.

Gemeinhin wird zur Bestimmung der Geschwindigkeit einer Strömung eine, über die Tiefe, gemittelte Geschwindigkeit \bar{U} herangezogen.

$$\bar{U} = \frac{1}{h} \int_0^h U(z) dz \quad (2-1)$$

Mit \bar{U} = tiefengemittelte Strömungsgeschwindigkeit

h = absolute Wassertiefe

$U(z)$ = Strömungsgeschwindigkeit in bestimmter Tiefe

z = Höhe über Grund

In der turbulenten Grenzschicht über dem Seeboden variiert die Geschwindigkeit U stark. Wie weit die turbulente Schicht an die Wasseroberfläche heranreicht ist unterschiedlich und hängt u.a. von der Strömungsgeschwindigkeit, der Bodenbeschaffenheit und der vorhandenen Wassertiefe ab. So kann es sein, dass die nach Gleichung (2-41) definierte, turbulente Schicht die gesamte Wassersäule einnimmt. Diese Annahme wurde, wie erwähnt, bei unserem Modell getroffen. Also berechnen wir das Strömungsgeschwindigkeitsprofil über folgende, logarithmische Formel:

$$U(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (2-2)$$

Mit u_* = Betrag der Reibungsgeschwindigkeit

z_0 = Höhe der lokalen Bodenrauigkeit

κ = von Karman's Konstante = 0,41

Es besteht ein Zusammenhang zwischen der Reibungsgeschwindigkeit u_* und der reibungsbedingten Bodenschubspannung τ_{0s} durch:

$$\tau_{0s} = \rho u_*^2 \quad (2-3)$$

Mit ρ = Dichte des Wassers

In dieser Arbeit bedienen wir uns aber der flächenhaften Erfassung der Oberflächenströmung. Wie kann man also mit einer bekannten Oberflächenströmung die zugehörige Bodenschubspannung berechnen?

Ein Zusammenhang über die Reibungsgeschwindigkeit wurde von G. Shapiro (Ocean Dynamics 2004, Springer) aufgestellt.

Es handelt sich dabei um eine einfache Modifikation von Formel (2-2), indem man U auf die Wasseroberfläche bezieht und nach der Bodenreibungsgeschwindigkeit umstellt.

$$u_* = \frac{\kappa^* |U_h|}{\ln\left(\frac{h}{z_0}\right)} \quad (2-4)$$

mit

U_h = Strömungsgeschwindigkeit an der Wasseroberfläche

Shapiro bediente sich dabei des Taylorgesetzes. Der Turbulenztheoretiker Geoffrey Taylor (1886 – 1975) wendete dieses Gesetz auf die irische See an. Dieses Gesetz besagt, dass es einen proportionalen Zusammenhang zwischen der reinen, reibungsbedingten Bodenschubspannung τ_{0s} und dem Quadrat der vektoriell betrachteten Strömungsgeschwindigkeit \vec{u} gibt (2-3). Indem man das Quadrat in Betrag und Richtung aufspaltet erhält man auf beiden Seiten der Gleichung einen Vektor.

$$\vec{\tau}_{0s} = r\rho \left\| \vec{u} \right\| \vec{u} \quad (2-5)$$

Mit

r = Newton-Taylor-Beiwert

Damit weist die Bodenschubspannung immer in die Richtung der Strömung. Allerdings wird in dem Gesetz nicht bestimmt auf welche Höhe über Grund die Strömung bezogen werden soll. Wenn wir nun die Bodenschubspannung in Abhängigkeit von der Bezugshöhe z in das logarithmische Profil (2-38) einsetzen erhalten wir:

$$\tau_{0s}(z) = \rho r u(z)^2 = \rho r \left(\frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z}{z_0} \right)^2 \quad (2-6)$$

Das liefert wiederum:

$$r(z) = \left(\frac{1}{\kappa} \ln \frac{z}{z_0} \right)^{-2} \quad (2-7)$$

Jetzt haben wir den Taylor-Beiwert in Abhängigkeit von der Bezugshöhe z . Hiermit gibt Shapiro eine Methode an die reibungsbedingte Schubspannung aus der Oberflächenströmung zu errechnen.

Aus den Gleichungen (2-2), (2-4), (2-5) und (2-7) folgt damit:

$$\tau_{0s} = \rho \left(\frac{1}{\kappa} \ln \frac{z}{z_0} \right)^{-2} \left\| \vec{u}(z) \right\| \vec{u}(z) \quad (2-8)$$

Selbstverständlich ist die Karman-Konstante von $\kappa = 0,41$ kein, für sämtliche Situationen gültiger Wert. Man hat sich darauf geeinigt, dass dieser Wert im allgemeinen Gebrauch Verwendung finden soll, während Einflüsse der lokalen Bodenbeschaffenheit getrennt zu behandeln sind. Die Länge der Bodenrauigkeit ist ein komplizierter, experimenteller Wert.

Er hängt von der Viskosität des Wassers ab, genauso wie von der Bodenform und der Strömungsgeschwindigkeit.

Nikuradses experimentelle Ergebnisse von 1933 brachten Christoffersen und Jonsson (1985) auf folgende Gleichung:

$$z_0 = \frac{k_s}{30} \left[1 - \exp\left(\frac{-u_* k_s}{27\nu} \right) \right] + \frac{\nu}{9u_*} \quad (2-9)$$

Mit ν = kinematische Viskosität des Wassers

$$\frac{u_* k_s}{\nu} = \text{Reynoldszahl für die Korngröße (dimensionslos)}$$

Diese komplexe Formel ist nur in einem Übergangsbereich anwendbar, in dem die Reynoldszahl zwischen den Werten 5 und 70 liegt.

Ist sie größer als 70, bezeichnet man diese Situation als hydrodynamisch raue Fließbewegung.

Hier vereinfacht sich die Formel zu

$$z_0 = \frac{k_s}{30} \quad (2-10)$$

Bei einer Reynoldszahl, die kleiner als 5 ist, spricht man von einer hydrodynamisch glatten Strömung.

Hier ist $\exp\left(\frac{-u_* k_s}{27\nu} \right)$ näherungsweise 1. Daher ist die vereinfachte Formel:

$$z_0 = \frac{\nu}{9u_*} \quad (2-11)$$

Nur für Reynoldszahlen, die zwischen 5 und 70 liegen, sollte die vollständige Gleichung verwendet werden.

Obwohl nur grober Sand und Schotterboden als hydrodynamisch rau gelten, ist es üblich, sämtliche Strömungen über Sandboden als rau zu betrachten. Diese Näherung hat den Vorteil, dass sich die Mathematik deutlich vereinfacht. Der dabei entstehende Fehler beträgt weniger als 10% von u_* bei einer Korngröße von mehr als $60 \mu\text{m}$.

Das bedeutet die Bodenrauigkeit ist nur von dem Nikuradseterm k_s abhängig. Nun betrachten wir diesen Term genauer. Er ist einzig und allein von der vorhandenen Korngröße abhängig. Selbstverständlich gibt es auch hier diverse Ansätze, die diesen Zusammenhang parametrisieren.

Die am häufigsten verwendete lautet:

$$k_s = 2,5 * d_{50} \quad (2-12)$$

In der Fachwelt ist diese Formel nicht völlig unumstritten. Sleath (1984, S. 39) und van Rijn (1993, S. 6.5) haben alternative Werte für den Nikuradseterm angegeben. Der Hauptunterschied liegt hier in der durchschnittlichen Korngröße. Das bedeutet, dass die Werte für die lokale Bodenrauigkeit stark variieren. Dies wiederum führt zu einem gewissen Fehler in der Bodenschubspannung, der allerdings deutlich kleiner ist, als der Fehler in der Bodenrauigkeit selbst. Das liegt an der Tatsache, dass die Bodenschubspannung nur logarithmisch von der Bodenrauigkeit abhängt.

Soulsby und Humphery (1990) haben diese Problematik mittels Feldversuchen näher untersucht. Sie betrachteten einen Gezeitenstrom, der über einen unbeweglichen Meeresboden strömte auf dem sich Sedimentmischungen unterschiedlichster Korngröße befanden. Ihr Ziel war die Bestimmung der Proportionalitätskonstanten für einzelne, mittlere Korngrößen.

Das Ergebnis ihrer Versuche war, dass die oben angegebene, verbreitete Formel für verschiedene Korngrößen eine relativ gute Näherung darstellte.

Die Verbindung der Formeln (2-10) und (2-12) gibt uns eine Beziehung, in der die Bodenrauigkeit direkt von der Korngröße anhängig ist, ohne den Umweg über den Nikuradseterm.

$$z_0 = \frac{d_{50}}{12} \quad (2-13)$$

Es gilt zu beachten, dass wir hier nur den Zustand eines flachen, homogenen Meeresbodens betrachten. Die Beschaffenheit des Bodens im Ozean ist oft etwas anders gelagert. In der Natur finden wir meistens gemischte Sedimente und/oder unebenen Boden. Für diese Fälle hat Soulsby (1983, Tabelle 5.4) aus unzähligen Feldmessungen, die über natürlichem Meeresboden durchgeführt wurden, eine

Tabelle zusammengestellt, in der die Bodenbeschaffenheit differenzierter dargestellt wurde und damit einen modifizierten Wert der Bodenrauigkeit liefert.

Alternativ besteht die Möglichkeit zur Berechnung des Strömungsprofils auch auf folgende, empirische Formeln zurückzugreifen. (Soulsby, 1990)

$$U(z) = \left(\frac{z}{0,32h} \right)^{1/7} \bar{U} \quad \text{für } 0 < z < 0,5h \quad (2-14a)$$

$$U(z) = 1,07\bar{U} \quad \text{für } 0,5h < z < h \quad (2-14b)$$

Zur Verifikation dieser Gleichungen fasste Soulsby (1990) Messergebnisse aus verschiedenen Seegebieten rund um Großbritannien herum zusammen. Das Ergebnis bestätigte die Formeln fast vollständig. 96% der Messungen lagen in einem Bereich, der nur rund 10% von der, durch die Formeln vorgegebenen Kurve abwich. Der Nachteil dieser Beziehungen ist der, dass sich ihre Gültigkeit von der theoretischen Seite her schwer bestätigen lässt.

Nachdem wir nun das vertikale Geschwindigkeitsprofil bestimmen können, beschäftigen wir uns jetzt mit der Bodenschubspannung τ_0 . Wir betrachten zunächst einen ebenen, glatten Meeresboden. Daher können wir die Bodenschubspannung mit der Bodenreibung gleichsetzen.

Nun bringen wir die Bodenreibung mit der mittleren Strömungsgeschwindigkeit in Beziehung:

$$\tau_0 = \rho C_D \bar{U}^2 \quad (2-15)$$

Mit ρ = Dichte des Wassers

τ_0 = Bodenreibung

C_D = Widerstandsbeiwert

Den Widerstandsbeiwert kann man auch alternativ über andere Widerstandskoeffizienten ausdrücken, die alle miteinander in Beziehung stehen.

$$C_D = \frac{f}{8} = \frac{g}{C^2} = \frac{gn^2}{h^{1/3}} \quad (2-16)$$

Mit f = Darcy-Weisbach-Widerstandskoeffizient

C = Chezy-Koeffizient

n = Manning-Koeffizient

h = Wassertiefe

g = Erdbeschleunigung

Ebenso kann man die Bodenreibung in Reibungsgeschwindigkeit übersetzen.

$$u_* = \left(\frac{\tau_0}{\rho} \right)^{1/2} \quad (2-17)$$

Auch kann man C_D mit Hilfe der Wassertiefe und der Bodenrauigkeit ausdrücken.

$$C_D = \alpha \left(\frac{z_0}{h} \right)^\beta \quad (2-18)$$

Die dimensionslosen Koeffizienten für α und β erhält man entweder über das Manning-Strickler-Gesetz:

$$\alpha = 0,0474$$

$$\beta = 1/3$$

Oder über Dawson (1983):

$$\alpha = 0,0190$$

$$\beta = 0,208$$

Wir suchen nun eine Beziehung zwischen der Reibungsgeschwindigkeit und der mittleren Strömungsgeschwindigkeit.

Nach Auswertung von zahlreichen Messungen aus den Jahren 1966 (Guy et al.) und 1993 (Wang and White) lässt sich folgende Gleichung aufstellen:

$$\frac{u_*}{U} = \frac{1}{7} \left(\frac{d_{50}}{h} \right)^{1/7} \quad (2-19)$$

Wenn wir nun diese Gleichung mit der Formel für das Profil des Gezeitenstroms kombinieren erhalten wir:

$$u_* = 0,121 \left(\frac{d_{50}}{z} \right)^{1/7} U(z) \quad (2-20)$$

Des Weiteren lässt sich eine die logarithmische Beziehung (Soulsby, 1998)

$$C_D = \left[\frac{\kappa}{B + \ln(z_0 / h)} \right]^2 \quad (2-21a)$$

finden.

Wenn dieses logarithmische Profil über die Wassertiefe stabil ist, dann ist $\kappa = 0,40$ und $B = 1,0$ und es vereinfacht sich die Gleichung zu:

$$C_D = \left[\frac{0,40}{1 + \ln(z_0 / h)} \right]^2 \quad (2-21b)$$

Wenn wir uns in tiefem Wasser befinden ändert sich der Wert für B

$$B = \left(\frac{\delta}{2h} \right) - \ln \left(\frac{\delta}{2h} \right) \quad (2-21c)$$

Für Flüsse benutzt man in der Regel die Colebrook-White-Formel:

$$z_0 = \left(\frac{k_s}{30} \right) + \left(\frac{v}{9u_*} \right) \quad (2-22)$$

Und

$$\kappa = 0,405$$

$$B = 0,71$$

Welchen Weg man genau geht, hängt von der Fragestellung ab. Bei fehlenden Daten oder wenn man nur eine grobe Abschätzung benötigt, kann, vorausgesetzt es wird das logarithmische Geschwindigkeitsprofil angenommen, der Mittelwert von $C_D = 0,0025$ gesetzt werden (nach Soulsby 1990).

Die Bodenschubspannung ist in starkem Maße von der Strömung über dem Boden abhängig, daher erscheint es sinnvoll eine modifizierte Formel für den Bodenschub anzugeben. Sollte das vertikale Geschwindigkeitsprofil zeitlich oder in der vertikalen stark variieren, dann setzte man τ_0 mit der momentanen Strömungsgeschwindigkeit in einem Meter über Grund in Beziehung:

$$\tau_0 = \rho C_{100} U_{100}^2 \quad (2-23)$$

Der Widerstandsbeiwert C_{100} ist größer als C_D .

Nachdem wir nun die Bodenschubspannung für ebenen Grund bestimmt haben, folgt der nächste Schritt. Wir beziehen Unebenheiten, wie Sandwellen und Rippen, mit ein.

Diese totale Bodenschubspannung, heißt in unserer Bezeichnung von nun an τ_0 .

Die Bodenreibungskomponente heißt jetzt τ_{0s} . Dazu führen wir die neue Komponente τ_{0f} , den Formwiderstand, ein.

Die Gesamt-Bodenschubspannung ist die Summe dieser beiden Komponenten

$$\tau_0 = \tau_{0s} + \tau_{0f} \quad (2-24)$$

Für die totale Bodenschubspannung benötigen wir nun noch die Komponente des Formwiderstandes.

Nach (C. Harris, Sediment Transport Processes in Coastal Enviroments, 2003) findet man die Form-Drag-Komponente wie folgt:

Sobald ein Strömungsfeld einen unebenen Boden passiert, verändert sich der Druck in der Wassersäule. Es entsteht hoher Druck in den Tälern und niedriger Druck auf den Kämmen der Bodenformen. Dieser horizontale Druckgradient erzeugt eine horizontale Schubkraft entlang des Gradienten:

$$F_D = \frac{1}{2} \rho C_D u^2 A_D \quad (2-25)$$

Mit

F_D = Schubkraft

ρ = Dichte des Wassers

C_D = dimensionsloser Schubkoeffizient

u = mittlere Strömungsgeschwindigkeit

A_D = Querschnittsfläche quer zur Strömung (= η * Kantenlänge der Fläche)

Um von der Schubkraft auf die Spannung zu kommen, muss man die Kraft durch die relevante Fläche teilen.

$$\frac{F_D}{A_F} = \frac{1}{2} \rho C_D u^2 \frac{\eta}{\lambda} \quad (2-26)$$

Mit

A_F = Wellenlänge λ * Kantenlänge der Fläche

Nun benötigen wir die mittlere Strömungsgeschwindigkeit u in Abhängigkeit der Sandwellenhöhe η . Dazu integrieren wir das logarithmische Strömungsprofil (4) über die Sandwellenhöhe:

$$u = \frac{1}{\eta - z_0} \int_{z_0}^{\eta} \frac{u_*}{K} \ln \frac{z}{z_0} dz \quad (2-27)$$

Das ergibt:

$$u = \frac{u_*}{\kappa} \left(\ln \frac{\eta}{z_0} - 1 \right) \quad (2-28)$$

In strömungsdominierten Bereichen, wie dem Lister Tief, entstehen meistens asymmetrische Bodenformen. Sie besitzen eine Form, die an eine Rampe erinnert mit deutlich unterschiedlichen Steigungen an beiden Seiten der Sanddüne. In einem solchen Fall beträgt der Beiwert C_D ca. 0,2. (Harris, 2003)

Wenn wir nun alle Teile des Form-Drag zusammensetzen, dann finden wir:

$$\tau_{0f} = \frac{1}{2} \rho C_D \frac{u_*^2}{\kappa^2} \left(\ln \frac{\eta}{z_0} - 1 \right)^2 \frac{\eta}{\lambda} \quad (2-29)$$

Wenn wir nun beide Komponenten kombinieren, dann erhalten wir die totale Bodenschubspannung in Abhängigkeit von der gemessenen Oberflächenströmung, der Rauigkeitslänge des Meeresbodens, der Neigung des Bodens, der Wassertiefe und der Dichte des Wassers.

$$\tau_0 = \rho \frac{\kappa^2 U_h^2}{\left(\ln \left(\frac{h}{z_{0s}} \right) \right)^2} \left(1 + \frac{\eta C_D}{2\lambda \kappa^2} \left(\ln \left(\frac{\eta}{z_{0s}} \right) - 1 \right)^2 \right) \quad (2-30)$$

2.2 Begriffsdefinitionen

Hydrographie ist definiert als beschreibende Hydrologie also als „die Lehre von den Erscheinungsformen des Wassers, über auf und unter der Erdoberfläche. Sie umfasst neben Hydrobiologie u.a. die Gewässerkunde mit den Teilgebieten Grundwasser-, Fluss-, Seen- und Gletscherkunde, im weiteren Sinn auch die Meerskunde“ (Bibliographisches Institut & F.A. Brockhaus AG 2002).

In der Radarhydrographie nutzt man die elektromagnetische Strahlung eines Radars um direkt oder indirekt Informationen über Strömungen, Wellen und Formen am Meeresboden zu erhalten.

Direkte Messverfahren werten die empfangene Strahlung in Bezug auf die Eigenheiten der beobachteten Wasseroberfläche aus. Radikale Änderungen in der Wassertiefe erzeugen z.B. so genannte Strömungskanten an der Oberfläche.

Indirekte Messverfahren bedürfen eines höheren mathematischen Aufwandes, da die empfangenen Informationen nur über ein inverses Modell verwertet werden können. Als Beispiel sei hier das „Bathy Assessment System genannt“.

2.3 Annahmen/Voraussetzungen

Bevor wir uns mit der Bodenschubspannung im Detail auseinander setzen, ist es notwendig die getroffenen Annahmen zu erläutern. Auf den ersten Blick scheint es nicht offensichtlich, dass die Bodenschubspannung aus der Oberflächenströmung berechnet werden kann.

Folgende Einwände wollen wir auf ihre Berechtigung prüfen.

Analytische Lösungen der hydrodynamischen Gleichungen lassen erwarten, dass mit zunehmender Annäherung an den Meeresboden die herrschende Strömung ihre Richtung und ihren Betrag ändert.

Wie wurde dieser Umstand behandelt?

Bei stark geschichtetem Wasser, ist es sehr wahrscheinlich, dass die unteren Wasserschichten ein völlig anderes Strömungsverhalten zeigen, als die oberflächennahen Schichten. Inwiefern wurde dies berücksichtigt?

Die Bodenschubspannung hängt in hohem Maße von der Beschaffenheit des Sediments ab. Welche Annahmen wurden hier gemacht?

2.4 Die Kritische Bodenschubspannung

Nachdem nun die Bodenschubspannung berechnet werden kann, müssen wir uns der kritischen Bodenschubspannung zuwenden. Wird ein Grenzwert der Bodenschubspannung überschritten, dieser Grenzwert wird als kritische Bodenschubspannung bezeichnet, werden, angefangen mit den Teilchen der geringsten Dichte, die Sedimente von dem Untergrund angehoben und mit der turbulenten Wasserschicht vermischt. Sollte die Strömungsgeschwindigkeit hoch genug sein, werden die Sedimente mitgerissen und solange in der Strömung transportiert (man spricht hierbei von Suspension), bis die bodennahen Turbulenzen so weit abgenommen haben, dass die Sedimente wieder zu Boden sinken können.

Die kritische Bodenschubspannung ist von verschiedenen Parametern abhängig. Einmal die sedimentologischen Parameter: Dichte des Korns, Korndurchmesser, Form des Korns und Lagepunkt. Dazu kommen noch die hydrodynamischen Werte für die Dichte des Wassers und seine kinematische Viskosität.

Shields (1936) fand für die kritische Bodenschubspannung folgende Herangehensweise.

Wir beginnen mit der Betrachtung eines einzelnen Korns und erstellen ein Impulsgleichgewicht (Marek, 2001).

$$F_s = \beta \tau \pi \frac{d^2}{4} \quad (2-31)$$

Mit

F_s = Kraft auf das Korn

τ = Bodenschubspannung

$$\theta_{kr} = \frac{\tau_{kr}}{g(\rho_s - \rho_w) * d} \quad (2-32)$$

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

Um nun die von uns gewünschte, kritische Bodenschubspannung zu berechnen, benötigen wir eine zweite Methode den Shields-Parameter zu ermitteln.

Soulsby(1997) fand eine Formel, die den Shields-Parameter θ_{kr} für kritische Bodenschubspannungen mit Hilfe von der dimensionslosen Korngröße D^* beschreibt.

$$\theta_{kr} = \frac{0,30}{1 + 1,2D^*} + 0,055[1 - e^{(-0,020D^*)}] \quad (2-33)$$

$$D^* = \left[\frac{g(s-1)}{\nu^2} \right]^{\frac{1}{3}} * d \quad (2-34)$$

Mit

$$s = \frac{\rho_s}{\rho_w}$$

ν = kinematische Viskosität des Wassers

Wenn wir jetzt beide Ansätze für den Shields-Parameter kombinieren, erhalten wir die kritische Bodenschubspannung in Abhängigkeit von der Dichte des Wassers, der Dichte des Sediments, der kinematischen Viskosität des Wassers und der Korngröße.

$$\tau_{kr} = \frac{0,30}{1 + 1,2D^*} + 0,055[1 - e^{(-0,020D^*)}] * (g(\rho_s - \rho_w)d) \quad (2-35)$$

Als vorläufig letzter Punkt müssen wir nun die Neigung des Meeresbodens berücksichtigen.

Die Neigung hat ebenfalls Einfluss auf die kritische Bodenschubspannung. Die Initialisierung der Sedimentbewegung wird bei einer Hang abwärts gerichteten Bewegung erleichtert und bei einer Hang aufwärts gerichteten erschwert.

An dieser berechnen wir den slopeabhängigen Parameter k_b .

$$k_b = \left(\frac{\sin(\varphi + slope)}{\sin(\varphi)} \right) \quad (2-36)$$

Mit

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

Mit

d_{50} = mittlerer Korndurchmesser

z_0 = Rauigkeitshöhe

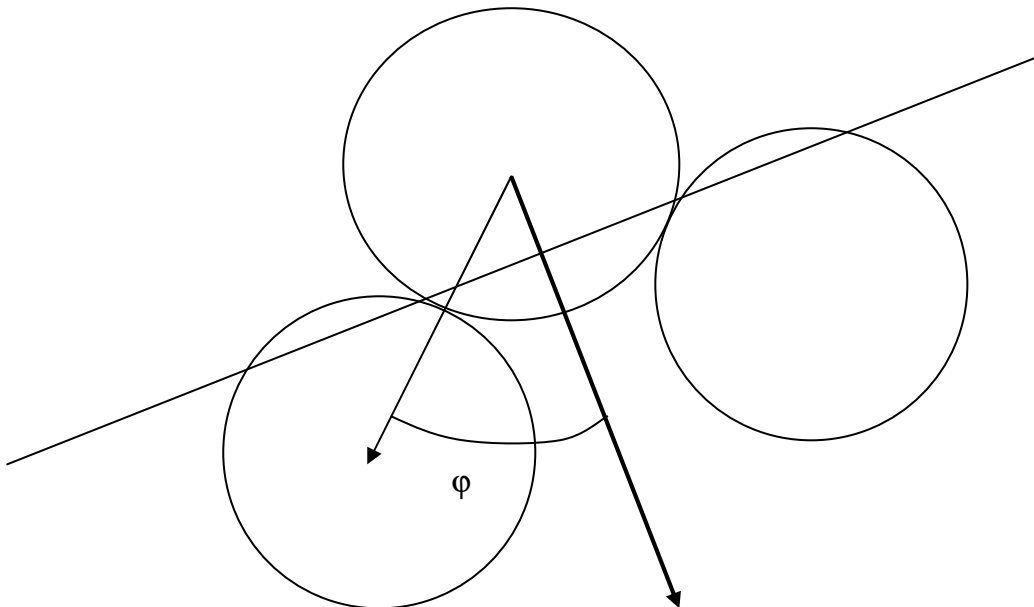


Abb. 2-1: Schematische Darstellung von Sedimentkörnern auf einer geneigten Ebene

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

$$\tau_{kr} = \frac{0,30}{1 + 1,2D^*} + 0,055[1 - e^{(-0,020D^*)}] * (g(\rho_s - \rho_w)d) * k_\beta \quad (2-37)$$

Für eine flächenhafte Abschätzung der Sandbewegungen ist es jetzt nur noch erforderlich, die kritische Bodenschubspannung mit der von uns durch das RDCP ermittelten Spannung zu vergleichen. In unserem Fall wurde die kritische Bodenschubspannung von der gemessenen abgezogen.

Die so gewonnenen Ergebnisse lassen sich grob in einen positiven und einen negativen Bereich aufteilen. Diese Bereiche bezeichnen Meeresgebiete in denen entweder Erosion - bei positiver Differenz - oder Sedimentation auftreten kann - bei negativer Differenz.

Es muss betont werden, dass wir hier von potentieller Erosion/Deposition reden. Da wir uns in einem offenen System befinden, d.h. Masse und Energie können mit der Umgebung ausgetauscht werden, wissen wir nicht ob und in welcher Größenordnung suspensierte Sedimente in unseren Messbereich eingetragen werden.

2.5 Von der Strömung zur Bodenschubspannung

In diesem Abschnitt wird vorgestellt werden, wie die Bodenschubspannung, ausgehend von der Oberflächenströmung, abgeschätzt wird. In Abschnitt 4.1 wird erläutert werden, wie man die vollständigen Vektoren der Oberflächenströmung erhält.

Für die Berechnung steht uns nun die Theorie aus Abschnitt 2.1 zur Verfügung und wir wollen nun erläutern, wie man die einzelnen Parameter erhält. Das Ziel dieses Abschnitts wird sein, die den Parametern zugrunde liegenden Messdaten und mathematischen Ansätze zu erläutern.

2.5.1 Das Vertikale Geschwindigkeitsprofil

Um von der Oberflächenströmung auf die Bodenströmung zu folgern setzen wir voraus, dass der von uns betrachtete Teil des Meeresbodens eine bestimmte Rauigkeit besitzt, die bestimmt werden muss, um den im Folgenden gemachten Ansatz zu verfolgen zu können. Diese Annahme wurde mittels Fächerecholotmessungen von uns nachgeprüft. Das vertikale Strömungsprofil bildet sich in diesem hydrodynamisch rauen Regime vollständig logarithmisch aus.

Wenn wir stattdessen ein hydrodynamisch glattes Regime betrachten, ergibt sich für das Strömungsprofil ein linearer Bereich direkt über dem Meeresboden (van Rijn 1993).

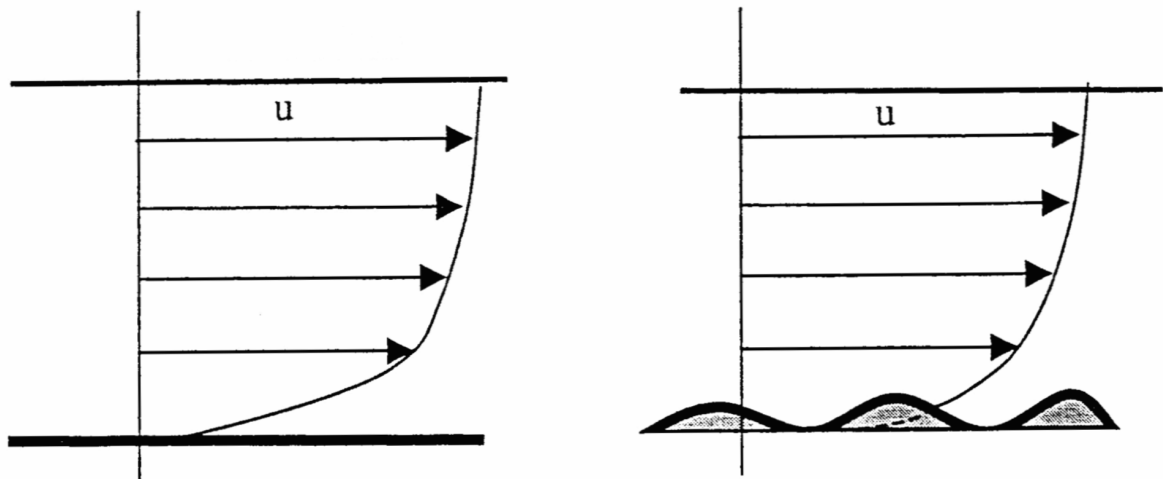


Abb. 2-2: Vergleich der vertikalen Geschwindigkeitsprofile nach van Rijn (1993)

Für ein raues Regime gilt:

$$\frac{u}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (2-38)$$

Für ein glattes Regime gilt:

$$\frac{u}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad \text{im vom Meeresboden unbeeinflussten Bereich} \quad (2-39)$$

$$\frac{u}{u_*} = \frac{u_{*z}}{\nu} \quad \text{in Bodennähe} \quad (2-40)$$

Mit

u_* = Bodenreibungsgeschwindigkeit

κ = von Karman's Konstante (= 0,41)

u = Strömungsgeschwindigkeit in der Tiefe z

z_0 = Höhe der Bodenrauigkeit

Das logarithmische Profil ermöglicht es uns, von einer bestimmten Tiefe der Wassersäule auf die Bodenreibungsgeschwindigkeit zu schließen. Wir betrachten den Grund generell als rau. Dieser wichtige Schritt ist die Grundvoraussetzung für das hier beschriebene Modell.

2.5.2 Die Turbulente Bodenschicht

Innerhalb der bodennahen Schicht wirkt die Bodenreibung auf die Wassersäule. Wir hatten vorausgesetzt, dass für das Geschwindigkeitsprofil die logarithmische Formel bis zum Boden gültig ist. Damit diese Formel auch in der dazu Entgegengesetzten Richtung bis zur Wasseroberfläche Gültigkeit besitzt, muss die turbulente Bodenschicht ebenfalls die Wasseroberfläche erreichen. Diese Schicht ist der Bereich der Wassersäule, in dem das Wasser reibungsbedingten und turbulenten Effekten des Meeresbodens ausgesetzt ist. Es ist erforderlich die Mächtigkeit der turbulenten Bodenschicht zu ermitteln.

Für die Schichtmächtigkeit gilt nach (Soulsby, 1983):

$$\delta = a \left(\frac{U_a \sigma - U_b f}{\sigma^2 - f^2} \right) \quad (2-41)$$

Mit δ = Mächtigkeit der turbulenten Grenzschicht

σ = Gezeitenfrequenz (im Bogenmaß)

f = Coriolis-Parameter

a = mittlerer Reibungsparameter (= 0,0038), dimensionslos

\overline{U}_a bzw. \overline{U}_b = Maximum bzw. Minimum der tiefengemittelten Strömungsgeschwindigkeit

Man hat sich darauf geeinigt, das \overline{U}_b negative sein soll, wenn sich der Gezeitenvektor auf der Nordhalbkugel im Uhrzeigersinn dreht.

Da die von uns beobachteten Gebiete sich in unmittelbarer Küstennähe befinden, können wir vereinfachend das Minimum des Gezeitenvektors auf 0 setzen.

Für die Gezeitenfrequenz haben wir die im Untersuchungsgebiet dominierende, halbtägige Mondgezeit M_2 benutzt. Der Coriolis-Parameter berechnet sich aus dem konstanten Faktor $1,4544 \cdot 10^{-4}$ multipliziert mit dem Sinus des Breitengrades. (Soulsby, 1983)

NR.	Tidezyklus	Mächtigkeit [m]
1	12.05.2006 Zyklus bis 15:30	130,08
2	12.05.2006 Zyklus bis Arbeitsende	113,31
3	15.05.2006 Zyklus bis Arbeitsende	171,93
4	16.05.2006 Zyklus bis 17:22	117,68
5	16.05.2006 Zyklus bis Arbeitsende	59,15
6	17.05.2006 Zyklus bis 17:53	159,87
7	17.05.2006 Zyklus bis Arbeitsende	32,99
8	18.05.2006 Zyklus bis Arbeitsende	150,03
9	19.05.2006 Zyklus bis 07:33	32,66
10	19.05.2006 Zyklus bis Arbeitsende	149,86
11	20.05.2006 Zyklus bis 08:20	63,48
12	20.05.2006 Zyklus bis Arbeitsende	136,56
13	21.05.2006 Zyklus bis 10:15	53,57
14	21.05.2006 Zyklus bis Arbeitsende	122,78
15	22.05.2006 Zyklus bis 10:51	54,85
16	22.05.2006 Zyklus bis Arbeitsende	129,23
17	29.05.2006 Zyklus bis Arbeitsende	107,64
18	30.05.2006 Zyklus bis Arbeitsende	149,49
19	31.05.2006 Zyklus bis Arbeitsende	116,62

Tabelle 1: Die jeweiligen Schichtdicken für alle relevanten Tidephasen

Die Wassertiefen in unserem Messgebiet erreichten Maximalwerte von höchstens 31 Meter. Wenn wir nun diese Mächtigkeiten mit den Wassertiefen vergleichen, ist sofort zu sehen, dass der Einfluss der Bodenreibung durchweg über die gesamte Wassersäule erstrecken muss. Profile, wie Nr. 7 oder Nr. 9 haben deshalb einen deutlich niedrigeren Betrag, weil wir bei ihnen nur den Anfang oder das Ende eines Tidenumlaufs für die Ermittlung des maximalen Geschwindigkeitsbetrags verwenden konnten. In Tabelle 1 sind sie der Vollständigkeit wegen mit aufgeführt.

Aus den ADCP-Daten haben wir dann die maximale Strömungsgeschwindigkeit jedes einzelnen, vollständigen Tideumlaufs errechnet. Die Ergebnisse sind in Tabelle 1 zusammengefasst.

Eine Schichtung des Wassers verfälscht die Messungen erheblich. Wir sind im Falle unserer Messungen von der Annahme ausgegangen, dass die Küsten Gewässer vor Sylt hinreichend gut durchmischt sind und somit kein zu berücksichtigender Temperatur- oder Dichtegradient auftreten würde. Tatsächlich hätte eine stabile Sprungschicht die korrekte Abschätzung der Bodenschubspannung gänzlich unmöglich gemacht. Da das RDCP nur Oberflächenströmungen erfasst und eine geschichtete Wassersäule in ihrer Strömungsrichtung und Strömungsbetrag vertikal stark variieren kann, sind in einem solchen Fall keine seriösen Ergebnisse zu erwarten. Um eine derartige Schichtung auszuschließen und gleichzeitig, die von uns getroffene Annahme zu verifizieren, wurden in jeder Tidephase zusätzliche CTD-Messungen durchgeführt. In Kapitel 5 (Seite 69 ff.) sind u.a. diese CTD-Profile graphisch dargestellt. Es ist deutlich zu sehen, dass die Temperatur- und Dichteverteilung nahezu homogen ist. Die anderen von uns genommenen Profile haben vergleichbare Ergebnisse erbracht. Damit wurde unsere Annahme von einer vollständig durchmischten Wassersäule bestätigt.

2.5.3 Wassertiefe

Der erste, wichtige Parameter, den es zu bestimmen gilt, ist die lokale Wassertiefe oder Bathymetrie. Das RDCP selber liefert keine Informationen zur Bathymetrie. Die parallel mitlaufenden Sonden, das ADCP und das Echolot zeichneten die Wassertiefe nur im Streifen direkt unter dem Kiel des Schiffes auf. Aufgrund dessen haben wir auf die aktuellen Daten der Abteilung KOK des Instituts für Küstenforschung am GKSS-Forschungszentrum in Geesthacht zurückgegriffen. Die uns zur Verfügung gestellten Daten wurden mittels eines Fächerecholotes erhoben und besitzen eine Auflösung von 2 x 2 Meter. Da die Radarmessungen eine Gitterauflösung von 15 x 15 Meter aufweisen, sind die Werte des Fächerecholots für uns mehr als ausreichend. Der einzige Nachteil hierbei war die nicht vollständige Überdeckung von Echolot- und Radardaten. Dieser Umstand zwang uns dazu, die Auswertung im Bezug auf die Bodenschubspannung auf die gemeinsame Datenschnittmenge zu konzentrieren.

Alternativ standen zusätzlich weitere Daten zur Verfügung, die das Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) dem Institut freundlicherweise überlassen hat. Dieser Datensatz umfasste ein erheblich größeres Gebiet, welches die von uns erhobenen Profile nahezu komplett umfasst hätte. Wir

haben uns trotzdem gegen diese Messdaten entschieden, da die gefahrenen Schnitte einen Abstand von ca. 90 Metern hatten. Eine Auflösung in dieser Größenordnung hätte die Feinstruktur der Bathymetrie nicht erfasst und unseren Ergebnissen einen erheblich vergrößerten Fehlerbereich verschafft. Für diese erste Untersuchung erschien uns eine höhere Genauigkeit auf einem kleineren Gebiet als die sinnvollere Alternative.

2.5.4 Neigung des Meeresbodens

Der zweite Parameter, der in unsere Berechnungen einfließen muss, ist die Meeresbodenneigung oder einfach *Slope*.

Als Ausgangspunkt für die Herleitung des Slopes benutzen wir die im vorherigen Abschnitt bestimmte Bathymetrie. Das bedeutet, dass der Slope-Datensatz ebenfalls eine Auflösung von 2 x 2 Metern besitzt. Der Slope hat den Charakter eines Vektors mit den Komponenten der Steigung an jedem Gitterpunkt. Dies ist auch als Betrag darstellbar. Er unterteilt sich in zwei Werte pro Gitterpunkt. Es handelt sich einmal um den Betrag der maximalen Steigung an jedem Punkt und, als zweites, um die Richtung, die dieser Gradient innehat. An diesem Punkt ziehen wir die von *Moore et al. (1993)* verfasste Literatur zum Thema Geländemodellierung hinzu. Der Slope-Gradient an einem Gitterpunkt wird durch die Betrachtung der Wassertiefen an den vier umliegenden Punkten bestimmt.

Allgemein berechnet sich die maximale Steigung:

$$S = \sqrt{\left(\frac{\delta_Z}{\delta_X}\right)^2 + \left(\frac{\delta_Z}{\delta_Y}\right)^2} \quad (2-42)$$

$$\left(\frac{\delta_Z}{\delta_X}\right), \left(\frac{\delta_Z}{\delta_Y}\right) = \text{Änderung der Wassertiefe in X- bzw. Y-Richtung}$$

Bezogen auf unser Gitter:

$$S \approx \sqrt{\left(\frac{Z_E - Z_W}{2\Delta X}\right)^2 + \left(\frac{Z_N - Z_S}{2\Delta Y}\right)^2} \quad (2-43)$$

$$\left(\frac{Z_E - Z_W}{2\Delta X}\right), \left(\frac{Z_N - Z_S}{2\Delta Y}\right) = \text{die Steigung in X,Y- Richtung}$$

Z_i = Die benachbarten Punkte von dem zu berechnenden Punkt im Gitter

Nun drücken wir die Steigung in Grad aus:

$$S_G = \frac{360}{2\pi} * \arctan \left[\sqrt{\left(\frac{Z_E - Z_W}{2\Delta X}\right)^2 + \left(\frac{Z_N - Z_S}{2\Delta Y}\right)^2} \right] \quad (2-44)$$

Ganz ähnlich berechnen wir die Richtung von S_G

$$A_T \approx 270 - \frac{360}{2\pi} * \arctan \left[\frac{Z_E - Z_W}{2\Delta X}, \frac{Z_N - Z_S}{2\Delta Y} \right] \quad (2-45)$$

Die Richtung A_T wird ebenfalls in Grad angegeben, wobei 0° auf Nord weist.

Wir nutzen im Folgenden die vektorielle Form des Slopes.

2.5.5 Höhe der Sandwellen

Der nächste Parameter ist die Wellenhöhe der Bodenformen. In dem von uns durchfahrenen Messgebiet weist der Meersboden eine unebene, wellige Form mit dünenartiger Struktur auf. Die Theorie besagt, dass in einem solchen Fall eine Komponente des Bodenschubs von der Wellenhöhe abhängig ist.

Der Betrag der Wellenhöhe berechnet sich aus der Bathymetrie. Für jeden Gitterpunkt ermitteln wir die durchschnittliche Höhe der Wellenkämme, indem wir den Maximal- und Minimalwert der Bathymetrie um den Gitterpunkt von einander abziehen

Eine weitere Beschreibung des Verfahrens wird in Abschnitt 4.4 vorgestellt.

2.5.6 CTD-Daten

Die zusammenhängenden Parameter, Dichte und kinematische Viskosität des Wassers entnehmen wir direkt und indirekt den Werten der CTD-Sonde.

Die Dichte wird von der Verarbeitungssoftware der Sonde direkt berechnet. Für jede Tidephase erhalten wir einen Mittelwert. Die kinematische Viskosität wird über die Temperatur, den Druck und den Salzgehalt berechnet werden.

W. Matthäus (Die Viskosität des Meerwassers, 1972) fand für die dynamische Viskosität folgende, empirische Formel:

$$\begin{aligned}
 \nu_{dy} = & \\
 & 1,7900 - 6,1299 \cdot 10^{-2} T + 1,4467 \cdot 10^{-3} T^2 - 1,6826 \cdot 10^{-5} T^3 \\
 & - 1,7913 \cdot 10^{-4} P + 9,5182 \cdot 10^{-8} P^2 \\
 & + 2,4727 \cdot 10^{-3} S \\
 & + S(4,8429 \cdot 10^{-5} T - 4,7172 \cdot 10^{-6} T^2 + 7,5986 \cdot 10^{-8} T^3) \\
 & + P(1,3550 \cdot 10^{-5} T - 2,5853 \cdot 10^{-7} T^2) \\
 & - P^2(6,0833 \cdot 10^{-9} T - 1,1652 \cdot 10^{-10} T^2)
 \end{aligned} \tag{2-46a}$$

$$\nu_{dy} = \text{dynamische Viskosität} \left[\frac{Ns}{m^2} \right]$$

T = Temperatur des Meerwassers

S = Salzgehalt

P = Druck

Um von dieser dynamischen auf die geforderte kinematische Viskosität zu kommen ist nur nötig die dynamische Viskosität durch die Dichte des Meerwassers zu dividieren.

$$\nu = \frac{v_{dy}}{\rho} \quad \left[\frac{m^2}{s} \right] \quad (2-46b)$$

Die Eigenschaften Druck, Salzgehalt, Temperatur und Dichte erhalten wir aus den von uns erhobenen CTD-Profilen.

2.5.7 Die Beschaffenheit des Sediments

Der letzte Parameter, der besprochen werden soll, ist das vorherrschende Sediment. Wie schon bei der Bodenschubspannung selbst, gilt hier, dass eine exakte Berechnung, aufgrund der unendlich feinen Auflösung des Meeresbodens nicht erreicht werden kann.

Als Basisdaten verwenden wir eine Klassifikation, die ebenfalls mittels Echolot erstellt wurde. Die Gitterauflösung des Rohdatensatzes beträgt 1,0 Meter. Das Sediment selbst wurde in fünf verschiedene Arten eingeteilt.

Art	1	2	3	4	5
Sediment	Grober Kies	Sandiger Kies	Grober Sand	gemischter Sand	Schlick
Durchmesser d_{50}	36 mm	3,6 mm	2,4 mm	4,8 mm	0,6 mm

Tabelle 2: Klassifizierung des Sediments

3 Datennahme

3.1 Das Messgebiet

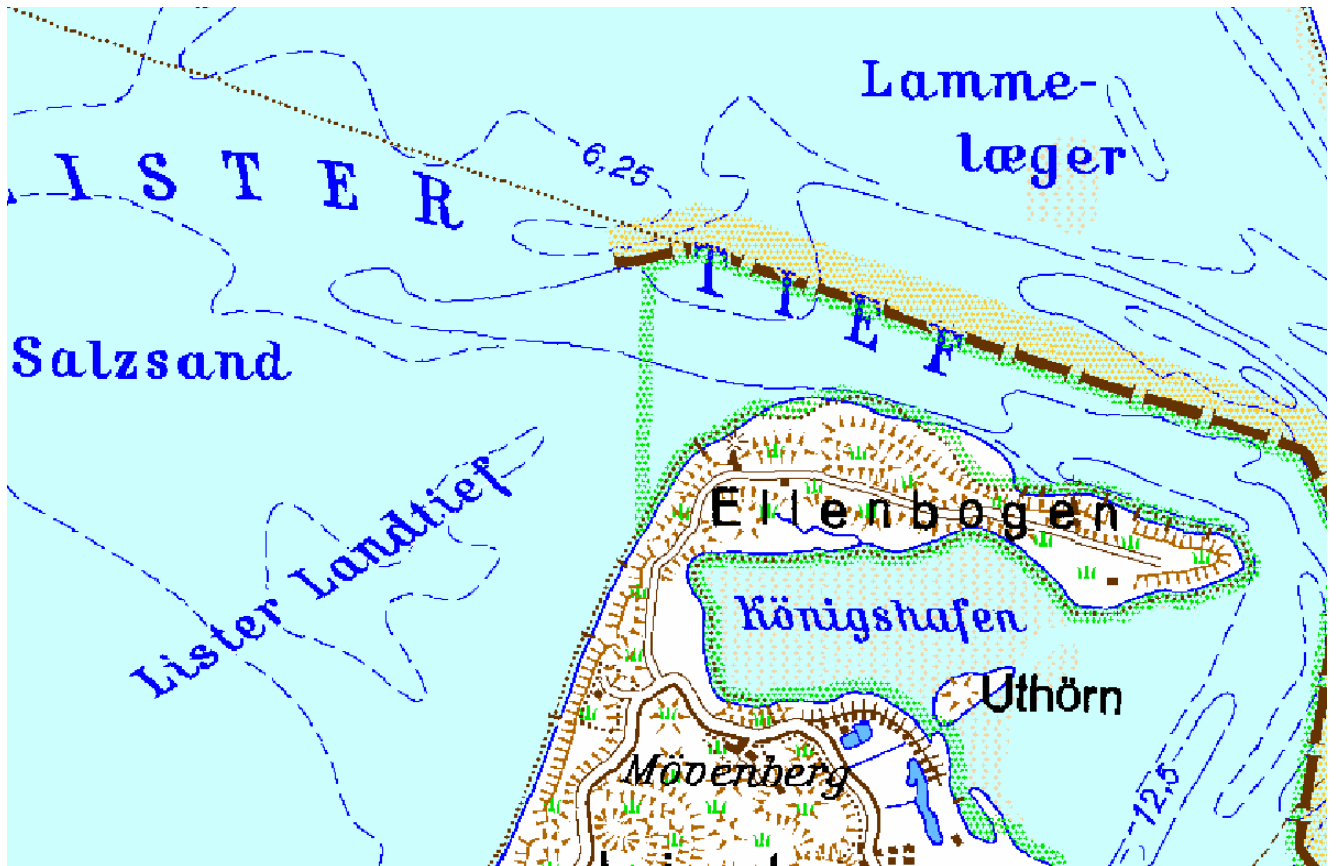


Abb. 3-1: Karte des Messgebietes. Quelle: TOP50 SHH / HH AdV

Das von uns befahrene Messgebiet ist das so genannte Lister Tief. Es befindet sich über der Nordspitze von Sylt und grenzt im Westen an die Gebiete des Lister Landtiefs und des Salzsands, welche ebenfalls für unsere Messungen befahren wurden, und im Osten an die Gewässer des Lister Ley. Zuerst wird hier erläutert, warum wir dieses Gebiet für die hier zur Anwendung gekommenen Messungen gewählt haben.

Dafür gibt es mehrere Gründe.

Im gemeinsamen F&E-Programm des AWI und des IfK/GKSS wird zurzeit die Morphodynamik untersucht.

Im Lister Tief wurden bereits zuvor Lotungen per Fächerecholot vorgenommen und es liegen somit hoch aufgelöste Bathymetriedaten vor, die für die Berechnung der Bodenschubspannung nötig sind.

Des Weiteren wurden bereits Phänomene beobachtet, die darauf schließen lassen, dass in diesem Seegebiet die Topographie des Meeresbodens die Wassermassen an der Meeresoberfläche beeinflusst. Dies ist eine Voraussetzung um durch Radarmessungen der Oberflächenströmung überhaupt auf die Bodenschubspannung schließen zu können. In diesem Zusammenhang haben wir die Mächtigkeit der so genannten turbulenten Grenzschicht eingehen bereits in Abschnitt 2.5.2, Gleichung (2-41) erläutert. Dazu kommt die Beschaffenheit des Meeresbodens. In diesem Gebiet besteht der Grund vorwiegend aus Sand. Diese Tatsache ermöglicht uns, die Dichte der Sedimentkörner mit der Dichte von Quarz gleichzusetzen.

Ferner liegen praktische Gründe vor. Die Insel Sylt hat, im Vergleich zu vielen anderen Nordseeinseln im Wattenbereich, einen harten Geestkern, der ein dynamisches Anpassen der Insel an die Strömungsverhältnisse verhindert. Die Ostfriesischen Inseln dagegen bestehen vollständig aus Sand und bewegen sich mit der Strömung und entgehen somit der Erosion. Sylt wird dagegen abgetragen. Ihre Westküste ist steil und ermöglicht hohe Brandungsdynamik und einen hohen Impulsumsatz, der an den sensiblen Teilen der Insel stetige Erosion verursacht. Sylt weicht ungefähr einen Meter pro Jahr zurück und daher besteht hier dringender Handlungsbedarf.

3.2 Das Messinstrument

Für die Erfassung der Strömung benutzen wir ein vertikal polarisiertes Dopplerradar. Da konventionelle Strömungsmessungen direkt mittels ADCP vorgenommen werden können, muss hier zuerst beantwortet werden warum wir überhaupt ein Radar einsetzen.

Im Gegensatz zum ADCP, das eine bestimmte Wassertiefe benötigt, um verwertbare Daten zu liefern, ist das Dopplerradar auch in sehr flachem Wasser einsetzbar, also in Meeresgebieten in denen die Wechselwirkungen von Meeresboden und Wasserkörper eine übergeordnete Rolle spielen. Ein gravierender Unterschied wurde eingangs schon erwähnt. Das Radar ist in der Lage horizontale Profile zu erfassen. Das ADCP sammelt vertikale Profile unterhalb des Schiffs.

Das Radar hat aber einen Nachteil. Es benötigt eine gewisse, minimale Windgeschwindigkeit von ca. 2-3 [m/s] um eine Rückstreuung an den Kapillarwellen zu erhalten.

Die Ausbreitungsgeschwindigkeit dieser Rippelwellen dient, nach der Bereinigung des Wind-Offsets, zur Berechnung der reinen, gezeiteninduzierten Strömung. Andererseits erhält man aus den Radardaten kein Vertikalprofil der Strömung.

3.2.1 Grundlagen eines Radars

Im Folgenden werden wir beschreiben, wie das schiffsgestützte Dopplerradarsystem prinzipiell funktioniert.

In unserem Fall betrachten wir eine nur durch Kapillarwellen aufgeraute Wasserfläche.

Die beiden Radarantennen (siehe 3.3) sind relativ zum Schiff fixiert und stehen im 45° Winkel zur Rollachse. Ihre Blickrichtung ist Steuerbord/Backbord Voraus und Achteraus, d.h. sie stehen im 90° Winkel zueinander.

Die Basis der Radartechnologie ist die elektromagnetische Welle und ihr Ausbreitungsverhalten. Elektromagnetische Wellen breiten sich angenähert mit Lichtgeschwindigkeit aus. Sobald sie auf ein elektrisch leitendes Objekt treffen werden sie von diesem Objekt reflektiert oder gestreut. In diesem Fall erreichen die reflektierten bzw. gestreuten Strahlen die Empfangsantenne. Dieses Verhalten nutzt man in einer Radaranlage aus.

Ein Radar besteht im Grunde aus einem Sender und einer Antenne für elektromagnetische Strahlen. Die für das Radar verwendeten Sendefrequenzen sind alle im Mikrowellenbereich angesiedelt und für das menschliche Auge nicht zu sehen. Für unterschiedliche Aufgaben werden unterschiedliche Frequenzbereiche verwendet. Diese Frequenzintervalle bezeichnet man als „Bänder“. Als Beispiel sei das von uns verwendete X-Band (Frequenzbereich 8-12 GHz) genannt. Darauf wird in einem späteren Abschnitt noch eingegangen.

Das Prinzip des Radars soll hier erläutert werden. Die genauen physikalischen Grundlagen sollen nicht weiter erwähnt werden, da sie als bekannt vorausgesetzt werden. Für eine detaillierte, physikalische und technische Herleitung wird an (Skolnik, M.; Radar Handbook) verwiesen.

Der Radarsender strahlt Energie innerhalb eines bestimmten Frequenzbandes ab. Da die Ausbreitungsgeschwindigkeit bekannt ist, kann man mit einer entsprechend genauen Zeitmessung die Entfernung zu einem Ziel, anhand der reflektierten Welle errechnen. Wird zudem die abgestrahlte Energie in eine Richtung gebündelt, ist neben dem Abstand auch die Richtung zum Radarziel festzustellen. Hier bei ist zu beachten, dass die Frequenz antiproportional zur Reichweite der EM-Welle

ist. Das heißt, je höher die Auflösung, desto geringer die Reichweite. (Nach <http://www.radartutorial.eu>)

Jetzt wollen wir die Radargleichung besprechen. Sie wird im weiteren Verlauf noch wichtig werden, da wir aus ihr den Radarrückstreuquerschnitt bestimmen können.

Im Folgenden wird zunächst davon ausgegangen, dass sich die elektromagnetischen Wellen unter idealen Bedingungen, also ohne Störeinflüsse, ausbreiten können.

Wird von einem isotropen Kugelstrahler hochfrequente Energie abgestrahlt, so verteilt sich diese gleichmäßig nach allen Richtungen. Demzufolge bilden Flächen gleicher Leistungsdichte Kugeln um den Strahler. Bei größer werdendem Kugelradius verteilt sich die Energie auf eine größere Fläche ($A = 4 \pi R^2$) um den Strahler. Oder anders ausgedrückt: bezogen auf eine angenommene Fläche wird die Leistungsdichte an der Fläche mit steigendem Abstand geringer.

Somit ergibt sich für die ungerichtete Leistungsdichte S_u folgende Formel:

$$S_u = \frac{P_s}{4\pi R_1^2} \quad (3-1)$$

Mit

P_s = Sendeleistung

R_1 = Abstand Antenne – Objekt

Wird die Abstrahlung (bei gleich bleibender Sendeleistung) durch geeignete Maßnahmen auf eine Kugelteilfläche begrenzt, so ergibt sich in Abstrahlrichtung eine Erhöhung der Leistungsdichte. Man spricht hierbei vom Antennengewinn (engl.: *Gain*). Erzielt wird dieser Gewinn durch gerichtete Abstrahlung der Energie. Für die gerichtete Leistungsdichte ergibt sich:

$$S_g = S_u * G \quad (3-2)$$

Mit

G = Antennengewinn

S_g = gerichtete Leistungsdichte

Die Zielauffassung ist nicht nur von der Leistungsdichte am Ort des Zieles abhängig, sondern zusätzlich von der Einschränkung wie viel davon tatsächlich in Richtung der Radaranlage zurückreflektiert wird. Um die nutzbare reflektierte Leistung bestimmen zu können, wird die Rückstrahlfläche (im folgenden als σ bezeichnet) benötigt. Diese meist empirisch ermittelte Größe ist von mehreren Faktoren abhängig. So ist es zunächst einleuchtend, dass eine größere Fläche mehr

Leistung reflektiert als eine kleine Fläche. Das gleiche Prinzip gilt im Bezug auf die Streuung. Eine raue Oberfläche streut die Radarstrahlen stärker als eine glatte Oberfläche.

Wird das bisher Gesagte zusammengefasst, so ergibt sich die reflektierte Leistung P_r (am Zielort) aus der Leistungsdichte S_u , dem Antennengewinn G und der sehr variablen Rückstrahlfläche σ :

$$P_r = \frac{P_s}{4\pi R_1^2} * G * \sigma \quad (3-3)$$

Da auf dem Rückweg der Echos die gleichen Verhältnisse wie auf dem Hinweg herrschen, ergibt sich für die Leistungsdichte am Empfangsort S_e :

$$S_u = \frac{P_r}{4\pi R_2^2} \quad (3-4)$$

Mit

$$R_2 = \text{Abstand Objekt} - \text{Antenne (bei einem Radar: } R_1 = R_2 \text{)}$$

An der Radarantenne ist die Empfangsleistung P_E abhängig von der Strahldichte am Empfangsort S_E und der wirksamen Antennenfläche A_w .

$$P_E = S_E * A_w \quad (3-5)$$

Die wirksame Antennenfläche ergibt sich aus der Tatsache, dass eine Antenne nicht verlustfrei arbeitet, d.h. die geometrischen Abmessungen stehen nicht ganz als Empfangsfläche zur Verfügung. In der Regel ist die Wirkung einer Antenne um den Faktor 0,6 bis 0,7 (Faktor K_a) kleiner, als die geometrischen Abmessungen vermuten lassen.

Für die wirksame Antennenfläche gilt:

$$A_w = A * K_a \quad (3-5)$$

Mit

A = geometrische Antennenfläche

Damit ergibt sich für die empfangene Leistung:

$$P_E = \frac{P_r}{4\pi R_2^2} * A * K_a \quad (3-6)$$

$$P_r = \frac{P_s}{4\pi R_1^2} * \sigma * G \quad (3-7)$$

Bisher wurde bei den Herleitungen der Hin- und Rückweg gesondert betrachtet. Mit dem nächsten Schritt werden beide Wege zusammengefasst und da bei einem Radargerät die Strecke R_1 (Antenne - Objekt) gleich R_2 (Objekt - Antenne) ist, wird das im nächsten Schritt berücksichtigt.

$$P_E = \frac{P_s * G * \sigma}{(4\pi)^2 * R^4} * A * K_a \quad (3-8)$$

Eine weitere Gleichung, die an dieser Stelle nicht hergeleitet werden soll, stellt den Antennengewinn G in Beziehung zu der verwendeten Wellenlänge λ .

$$G = \frac{4\pi A * K_a}{\lambda^2} \quad (3-9)$$

Nach Umstellung auf die Antennenfläche A und einsetzen in die obere Gleichung ergibt nach der Kürzung:

$$P_E = \frac{P_s * G^2 * \sigma * \lambda^2}{(4\pi)^2 * R^4} \quad (3-10)$$

Daraus folgt die klassische Radargleichung, umgestellt nach der Rückstreulfläche:

$$\sigma = \frac{P_e (4\pi)^3 R^4}{P_s G^2 \lambda^2} \quad (3-11)$$

Wird die empfangene Leistung auf eine Einheitsfläche bezogen, so spricht man von dem normierten Radarrückstreuquerschnitt σ_0 (*NRCS, Normalized Radar Cross Section*):

$$\sigma_0 = \frac{\sigma}{\Delta A_i} \quad (3-12)$$

Mit

A_i = Fläche der i-ten Auflösungszelle.

3.2.2 Das Nautische Radar

Nachdem wir das Funktionsprinzip eines Radars beschrieben haben, wollen wir nun auf die Verwendung des Radars in der Hydrographie eingehen.

Auf der See werden nautische Radaranlagen zur Navigation und Kollisionswarnung verwendet. Je nach Einsatzgebiet werden die Radaranlagen entweder mit S-Band (Frequenzbereich 2 – 4 GHz) oder mit X-Band (Frequenzbereich 8 – 12 GHz) ausgerüstet. Das S-Band ist für den Hochseeinsatz nützlich, da es über eine hohe Reichweite verfügt und weniger anfällig für zurück gestreute Signale der Meeresoberfläche ist. (*Sea Clutter*, 3.2.3). Das X-Band hat eine geringe Reichweite, dafür aber eine sehr genaue, radiale Auflösung.

An dieser Stelle ist es nötig den Begriff der Polarisation einzuführen und zu erläutern. Mit der Polarisierung einer Elektromagnetischen Welle ist die Schwingungsebene der elektrischen Feldkomponente definiert. Eine Radaranlage kann man auf zwei Arten polarisieren. Man unterscheidet hierbei zwischen linearer und zirkularer Polarisation. Die lineare Polarisation ist wiederum in zwei Arten unterteilt, die sich als Standard durchgesetzt haben.

Entweder ist die Sende- und Empfangspolarisation horizontal, im weiteren HH (Horizontale Sendepolarisation /Horizontale Empfangspolarisation) genannt, oder vertikal (VV) ausgerichtet. Das konventionell, nautische Radar ist üblicherweise HH polarisiert. Diese Art der Polarisation hat den Vorteil, dass eine Reflektion von der Meeresoberfläche erst bei Windstärken ab 5 [m/s] einsetzt. Für die Navigation oder die Detektion von Hindernissen sind solche Störeinflüsse hinderlich.

Die zirkulare Polarisation kann man nur erzeugen, wenn man zwei linear polarisierte Radaranlagen verwendet und beide mit einem Phasenunterschied von 90° zueinander betreibt. Sind ihre Amplituden allerdings nicht vom gleichen Betrag, dann entsteht eine elliptische Polarisation.

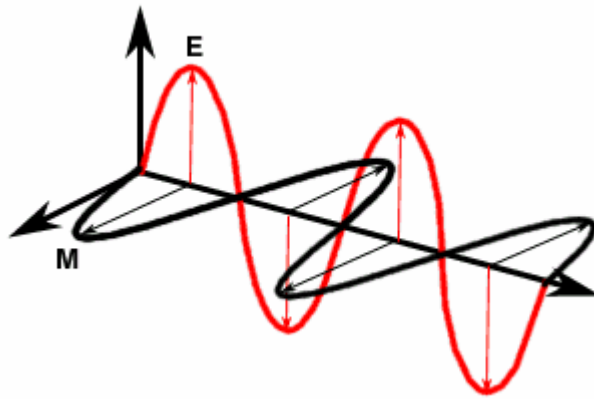


Abb. 3-2: Prinzip einer vertikal polarisierten EM-Welle

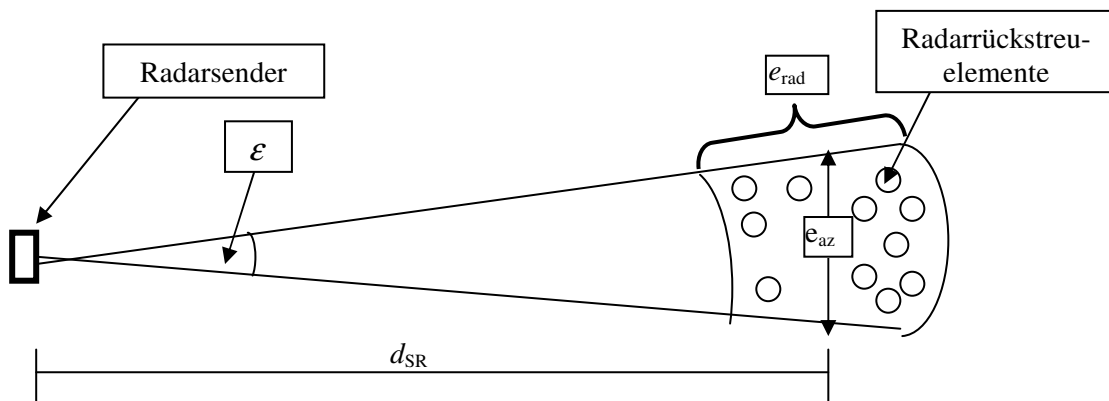


Abb. 3-3: Radiale und Azimutale Auflösung des nautischen Radars.

3.2.3 Das Dopplerradar

Für unsere Messungen langt ein nautisches Radar aber nicht aus. Die konventionellen Radargeräte dienen hauptsächlich der Ortung von Objekten. In der Radarhydrographie interessiert man sich auch für andere Eigenschaften des empfangenen Signals.

Wie schon eingangs erwähnt, wird in der Radarhydrographie die Oberfläche eines Wasserkörpers mittels Radar abgetastet. Wir wenden uns jetzt der Wechselwirkung von Radarenergie und Wasseroberfläche zu.

Die auf die Wasseroberfläche gerichtete Strahlung wird von dieser zum Teil zurückgestreut. Diese Streuung wird in der Fachsprache *Sea Clutter* genannt. Um die Rückstreuung zu berechnen gibt es verschiedene Modelle, die von unterschiedlichen Gegebenheiten abhängen. Weil wir die Messungen nur Situationen ohne langen Seegang genommen haben, dürfen wir die resonante Braggstreuung als den Haupteffekt annehmen. Voraussetzung für die Braggstreuung bei Radarstrahlen ist, dass die Wellenlänge der elektromagnetischen Welle und die der Oberflächenstruktur (z.B. Windrippen) näherungsweise die gleiche ist.

Die anderen Rückstreumechanismen wären einmal die Spiegelreflektion und die Streuung an diskreten Elementen. Bei der Spiegelreflektion wird vorausgesetzt, dass die Wellenlänge des Radars wesentlich kleiner ist, als die des Seegangs. Die Wellenlänge unseres Radars ist aber extra einer bestimmten Art von Meereswellen angepasst

Die Streuung an diskreten Elementen entsteht, wenn die Seegangswellen sich aufteilen und scharfe Kämme bilden. Bei solchen Seegangsbedingungen wurden die Messungen ausgesetzt.

Beides sind also Bedingungen, die in unseren Messungen ausgeschlossen wurden.

Das Dopplerradar unterscheidet sich von Navigationsradar dadurch, dass es die so genannte Dopplerfrequenz erfasst.

Wie erhält man die Dopplerfrequenz?

Die Dopplerfrequenz f_D ist die zeitliche Ableitung der Phasendifferenz φ_D zwischen Sendesignal u_s und Empfangssignal u_e .

$$u_s = U_s \cos(2\pi f_s t) \quad (3-13)$$

$$u_e = U_e \cos\left(2\pi f_s t - 2\pi \frac{2D(t)}{\lambda}\right) \quad (3-14)$$

Mit

$U_{s,e}$ = Amplitude des Signals

$2\pi f_s t$, $2\pi f_s t - 2\pi \frac{2D(t)}{\lambda}$ = Phase des Signals

$D(t)$ = zeitabhängiger Abstand zum Ziel

Daraus ergeben sich folgende Mischprodukte des Sende- und Empfangssignals:

$$u_{DR} = U_D \cos\left(2\pi \frac{2D(t)}{\lambda}\right) \quad (3-15)$$

$$u_{DI} = U_D \sin\left(2\pi \frac{2D(t)}{\lambda}\right) \quad (3-16)$$

Diese beiden Ausdrücke betrachtet man Real- und Imaginärteil eines komplexen Signalzeigers $u_D(t)$ mit der Phase φ_D .

Ändert sich der Abstand des beobachteten Objekts um eine halbe Wellenlänge, beschreibt $u_D(t)$ einen Umlauf in der komplexen Ebene.

Daraus ergibt sich für die Dopplerfrequenz:

$$f_D = \frac{1}{2\pi} \left| \frac{d\varphi_D}{dt} \right| = \frac{2}{\lambda} \left| \frac{dD}{dt} \right| \quad (3-17)$$

Wenn wir eine lineare Bewegung annehmen, ergibt sich für die radiale Geschwindigkeitskomponente v :

$$v = \frac{\lambda f_D}{2 \cos(\alpha)}$$

Die maximale Auflösung Δv_r beträgt für die Geschwindigkeit:

$$\Delta v_r = \frac{\lambda/2}{T} \quad (3-18)$$

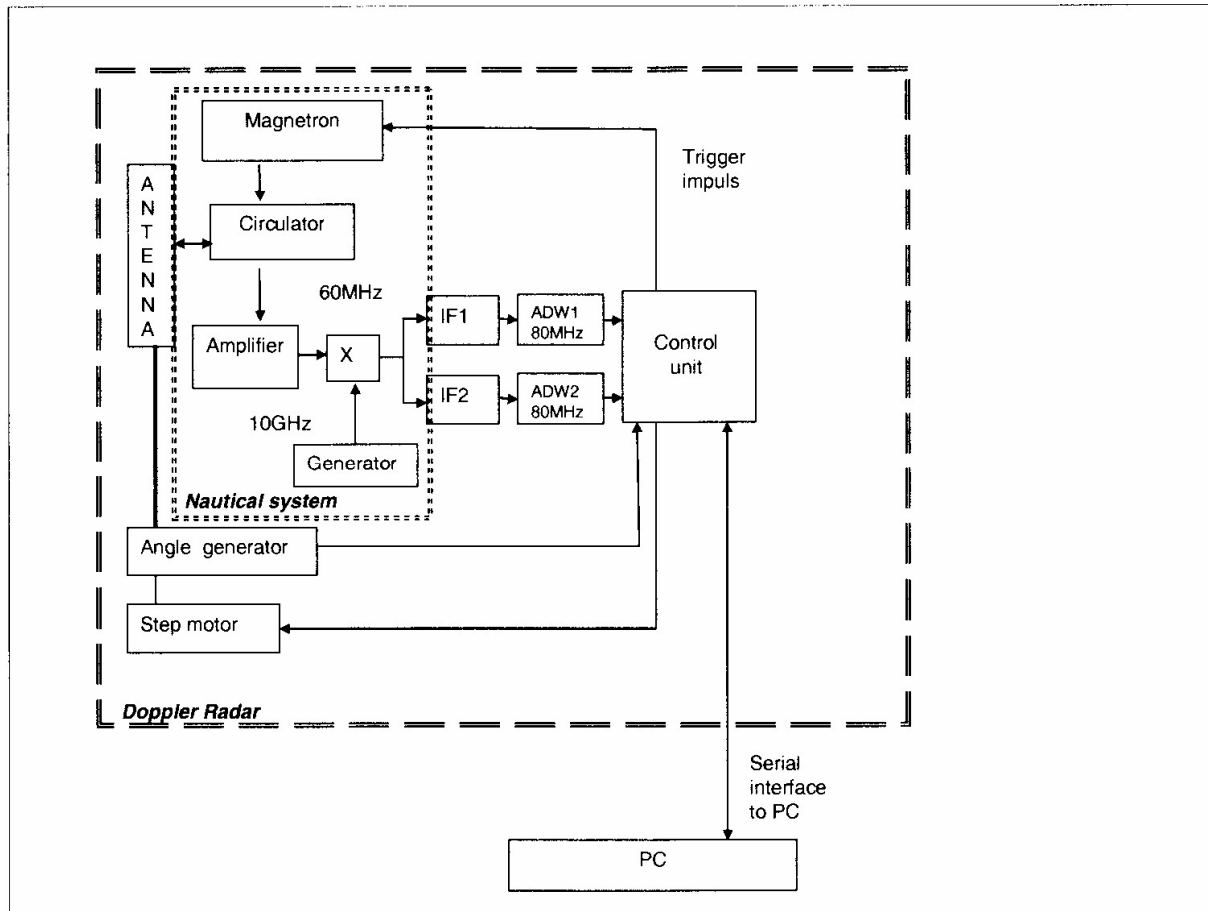


Abb. 3-4: Diagramm eines kohärentisierten Radars. Die Phase des Sendesignals wurde durch den A/D-Wandler bearbeitet und gespeichert bevor das Empfangssignal gewandelt wurde. Die kurz gestrichelte Linie zeigt die Komponenten eines nautischen Radarsystems an. Die lang gestrichelte Linie das von uns modifizierte Radarsystem.

Das Diagramm 3-4 verdeutlicht die Kohärentisierung eines nautischen Radarsystems. Die Erfassung und Aufzeichnung des ausgesandten Signals ermöglicht die Berechnung des Phasenunterschieds zu empfangenen Signal. Zwei Zwischenfrequenzgeber sorgen für eine hoch aufgelöste Signalverarbeitung, die in einen Nah- und einen Fernbereich unterteilt sind. Die Einstellung des

Systems gibt uns folgende Zahlenwerte: Die Sendeleistung liegt zwischen 4800 und 5000 Watt, die Empfindlichkeit des Empfängers beträgt $P_{\min} = -120\text{dBW}$ und die lineare Bandbreite überdeckt mehr als 70 dB. Hard- und Software wurden dafür ausgelegt, eine permanente Signalaufzeichnung zu gewährleisten, so dass die einzige Einschränkung bei der Datenaufzeichnung die Größe des Speichermediums ist.

3.2.4 Vom Nautischen zum Hydrographischen Radar

Die Grundlage des von uns eingesetzten, hydrographischen Radars, ist ein Nicht-Kohärentes, konventionelles Navigationsradar. Eine Kooperation mit der elektrischen Universität St. Petersburg ermöglichte eine, speziell auf unsere Bedürfnisse ausgerichtete, Modifikation des Gerätes.

Zunächst wurde sie Sende- Empfangseinheit mit einer Dopplerrisierungseinheit versehen. Diese Anpassung gestattet es, die Phaseninformation des Sendeimpulses aufzuzeichnen und daraus die Dopplerrisierung zu ermitteln. Ferner mussten die Analog/Digital-Wandlung, die Steuerung der Radarantenne und die Datenspeicherung darauf ausgerichtet werden.

In unserem Fall verwenden wir Frequenzen von ca. 10 GHz, was zu einer Wellenlänge von ungefähr 0,03 m führt. Diese Frequenz wurde so gewählt, weil die von uns betrachteten Windrippen dieselbe Wellenlänge aufweisen und daher von unseren Radarantennen besonders gut zu sehen sind. Das Dopplerradar registriert vor allen Dingen den *Sea Clutter* der Wellenkämme und wenn diese Wellenkämme um 3 cm voneinander entfernt sind, dann ist von ihnen eine besonders gute Rückstrahlung aufgrund von konstruktiver Interferenz zu erwarten. Da wir uns auf die Erfassung von *Sea Clutter* konzentrieren, verwendet das hydrographische Radar eine VV- Polarisation. Mit der Wellenlänge von ca. 3 cm können wir für die Berechnung der Rückstreuung das Bragg-Modell anwenden.

Bei diesem Modell wird die so genannte Bragg-Komponente, es ist die resonante Oberflächenwellenkomponente, durch die weiter oben erwähnte konstruktive Interferenz mit dem EM-Feld aus dem Varianzspektrum herausgefiltert.

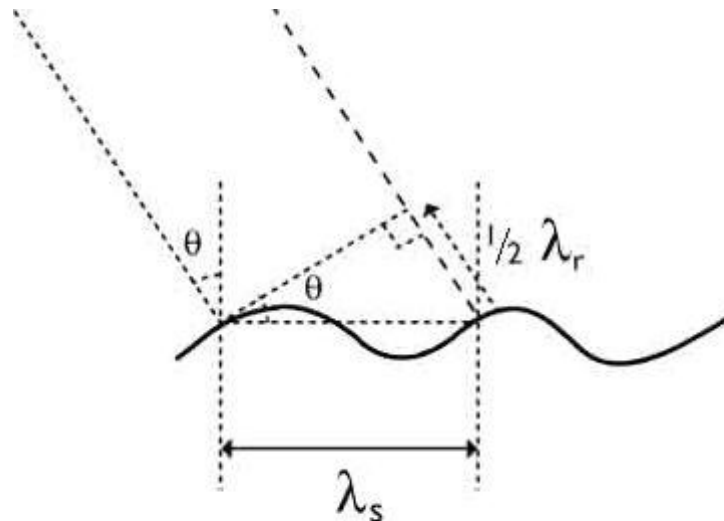


Abb. 3-5: Darstellung der Beziehung zwischen der einfallenden Radarstrahlung mit der Wellenlänge λ_{em} und der reflektierten Welle der Länge λ_r . Diese Beziehung wurde zuerst von (CROMBIE 1956) aufgestellt und gehört heute zu den grundlegenden Prinzipien der Radartechnik.

Wellen mit einer Wellenlänge von 3 cm zählen zu den Kapillarwellen. Hier soll kurz erläutert werden, was Kapillarwellen genau sind.

Kapillarwellen sind die kürzesten Oberflächenwellen auf dem Wasser. Die maßgebliche, rücktreibende Kraft ist hier, im Gegensatz zu den Schwerewellen, nicht die Gravitationskraft, sondern die Oberflächenspannung σ . Auch für die Kapillarwellen lässt sich, analog zu den Schwerewellen, eine Dispersionsrelation aufstellen.

$$\tan \kappa H = \frac{\omega^2}{g\kappa + \frac{\sigma}{\rho} \kappa^3}$$

Es gilt für kurze Wellen (mit $\tan(\kappa H) = 1$):

$$\omega^2 = g\kappa + \frac{\sigma}{\rho} \kappa^3$$

Oder

$$c = \sqrt{\frac{g}{\kappa} + \frac{\sigma\kappa}{\rho}}$$

Mit

c = Phasengeschwindigkeit der Kapillarwellen

g = Erdbeschleunigung

κ = Wellenzahl (= $2\pi/\lambda$)

ρ = Dichte des Wassers

H = Wassertiefe

Die für uns entscheidenden Kapillarwellen besitzen folgende Wellenzahl (Braggbedingung).

$$k_B = (2k_{em} \cos \Psi, 0)$$

Mit

k_{em} = elektromagnetische Wellenzahl

k_B = Wellenzahl der streuenden Welle (Braggwelle)

Ψ = Depressionswinkel

Nach Skolnik (1990) Ergibt sich für die NRCS erster Ordnung:

$$\sigma_0^{(1)}(\Psi)_{ij} = 8\pi k_{em}^4 \sin^4 \Psi |g_{ij}(\Psi)|^2 (\mathcal{E}^+(\vec{k}_B) + \mathcal{E}^+(-\vec{k}_B))$$

Mit

$\mathcal{E}^+(\vec{k})$ = Varianzspektrum der Wasseroberfläche

g_{ij} = Streukoeffizient (polarisationsabhängig)

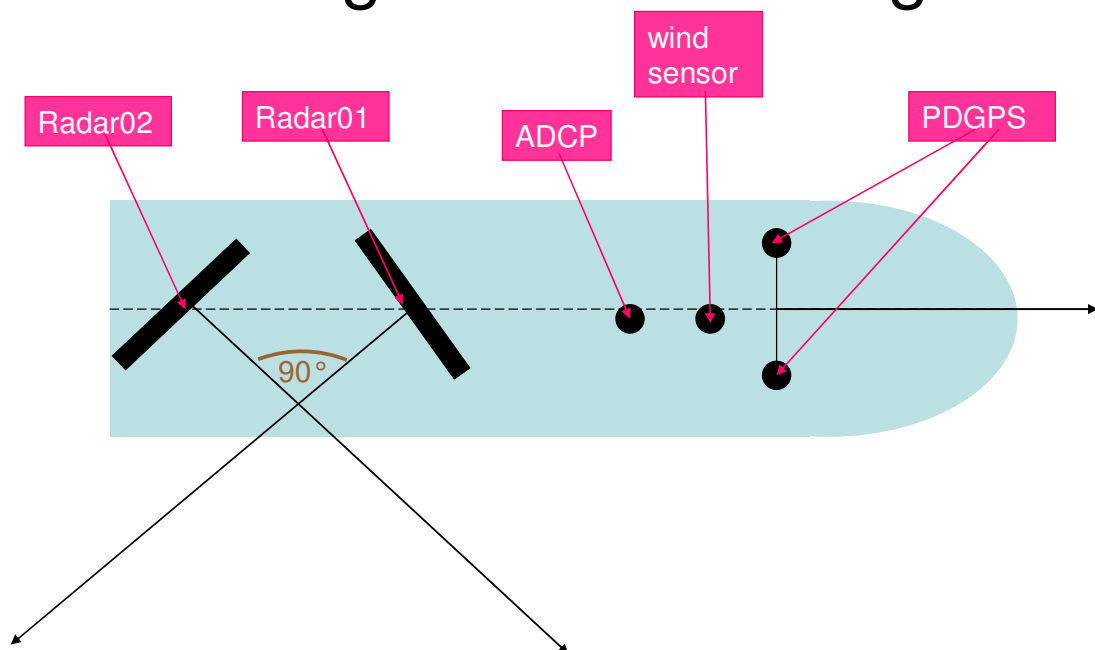
Für vertikale Polarisation:

$$g_{VV} = \frac{(\epsilon_r - 1)^2 \sin^2(\Psi) + (\epsilon_r^2 - \epsilon_r)}{[\epsilon_r \cos(\Psi) + \sqrt{\epsilon_r - \sin^2(\Psi)}]^2}$$

3.3 Die Instrumentenanordnung

In diesem Abschnitt soll nun beschrieben werden wie die Anordnung der Messinstrumente genau aussieht.

Side Looking Radar Scanning 2006



RDCP = Radar Doppler Current Profiler

Abb. 3-6: Positionierung der einzelnen Messgeräte auf und im Rumpf der ‚Ludwig Prantl‘.

Die beiden kohärenten, dopplertisierten Radargeräte sind auf den achterlichen Aufbauten montiert. Die Radarantennen werden so ausgerichtet, dass sich Radar02 stets in einem Winkel von 45° zur Rollachse des Schiffes befindet und die Richtung der Hauptkeule 45° voraus weist. Radar01 ist ebenfalls 45° zur Rollachse versetzt. Allerdings weist seine Hauptkeule stets 45° achtern. Damit stehen die beiden Radarantennen in einem Winkel von 90° zueinander. Diese Anordnung macht es möglich, das Strömungsfeld an der Wasseroberfläche zeitnah flächenhaft zu erfassen.

Auf dem Peildeck, über der Schiffsbrücke, ist das PDGPS installiert. Es basiert auf dem herkömmlichen Geo Positioning System (GPS), einem Satellitengestützten System zur Positionsbestimmung mit einer Genauigkeit im Meterbereich. Die beiden Antennen des Precise Differential Geo Positioning System bestimmen nicht nur die Position des Schiffes, sondern erfassen gleichfalls, durch ihre Orientierung normal zur Rollachse, die Rollbewegungen der ‚Ludwig Prantl‘. Ebenfalls verwendet das PDGPS eine eigene Referenzstation, in unserem Fall am Leuchtturm List West, um eine Genauigkeit im Zentimeterbereich zu erhalten.

In der Mitte des Schiffsrumpfs befindet sich ein konventionelles ADCP. Dieses wird über einen vertikalen Schacht im Elektroniklabor des Schiffes im Rumpf verankert und dient hauptsächlich der Verifikation der Radardaten. Zusätzlich sind die vertikalen Strömungsprofile geeignet, die flächenhafte Strömungserfassung zu einer dreidimensionalen Erfassung zu erweitern.

Ebenfalls auf dem Peildeck ist ein Windsensor angebracht. Die Winddaten, Richtung und Stärke, sind notwendig um die tideerzeugten Strömungen von den winderzeugten zu trennen.

Als letztes Messinstrument wurde eine Kamera auf dem Schiffmast angebaut. Die Kamera ist Wetterfest und 360° schwenkbar. Die Aufgenommen Bilder können in Echtzeit oder bei der späteren Auswertung zur Überprüfung der Radardaten herangezogen werden.

Für die Messkampagne wurde noch ein Messgerät mitgeführt, das allerdings nicht, wie die vorher erwähnten Instrumente, kontinuierlich Daten sammelt sondern nur zu diskreten Zeiten eingesetzt wurde. Hierbei handelt es sich um eine CTD-Sonde, die bei jeder Tidephase ein vertikales Profil über den Salzgehalt, die Temperatur, den Druck und die Dichte des Wassers aufzeichnete.

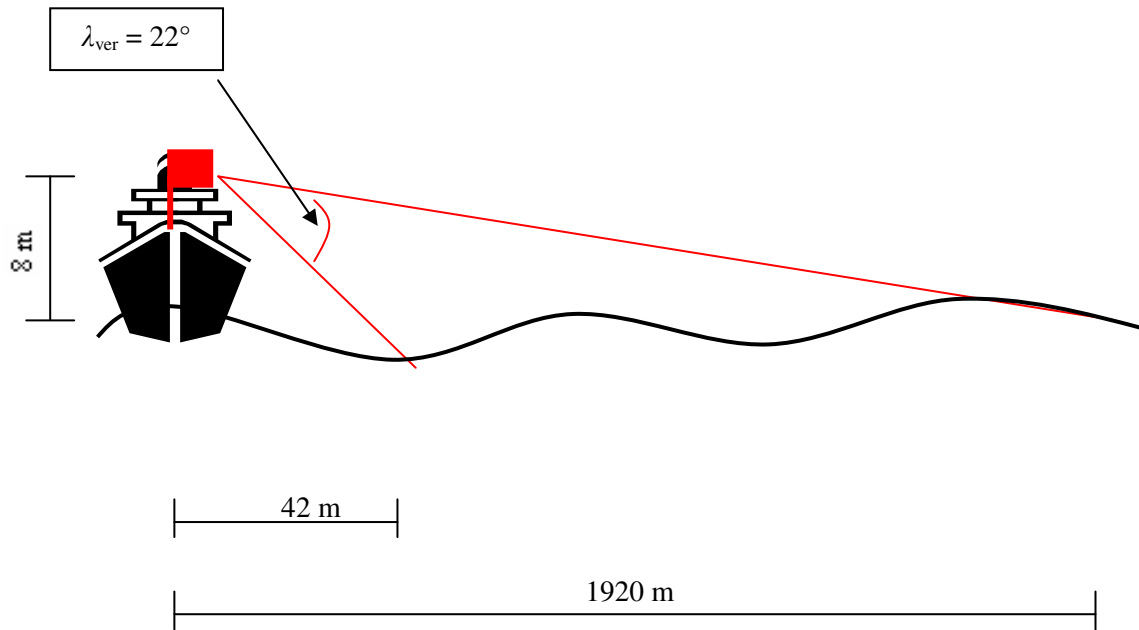


Abb. 3-7: Geometrie der mit Radar gemessenen Schrägstrahlen

3.4 Aufzeichnungsverfahren

In diesem Abschnitt wollen wir auf einige der Aufzeichnungsverfahren und die Durchführung der Messkampagne eingehen.

Um die Auswirkungen von Störungen und Verzögerungen durch extreme Auslastung der PC's möglichst gering zu halten, wurden die Daten der einzelnen Messgeräte unabhängig von einander auf unterschiedlichen Rechnern aufgezeichnet, die alle über eine intern eingebaute PCI-Funkuhrkarte verfügten, die die System permanent auf $\pm 2,0$ [ms] exakt korrigierte.

Im Vordergrund stehen die beiden Radarrechner. Jeder dieser Industrie-PC's zeichnete die Daten eines Radargerätes auf. Jede Radaranlage sendete mit 1000 Pulsen. Das zurückkommende Signal dieser 1000 Strahlen wurde von einem A/D-Wandler in 256 Radiale Zellen pro Strahl unterteilt. Dabei besitzt jedes Radargerät einen verstärkten und einen unverstärkten Kanal. Auf den Unterschied und die Gründe, die einen verstärkten Kanal nötig machen, gehen wir später ein. Die Phase und Amplitude jedes Signals auf jedem Kanal wird in einen Real- und Imaginärteil gewandelt, welche gemeinsam das komplexe Radarsignal ergeben. Der Grund wird in Abschnitt 3.1.1 erläutert. Im Zuge der Datenaufzeichnung wurden der Real- wie der Imaginärteile in eine *Lowbyte*- und *Highbyte*-Bereich aufgeteilt. Diese Unterteilung ist notwendig, da der *Lowbyte*-bereich nur maximal 255 Abtastwerte

aufzeichnen kann. Um mehr Werte zu erfassen benötigen wir den *Highbyte*bereich. Das anfallende Datenvolumen von ca. 140 MB pro Minute erfordert ein kontinuierliches, zeitnahes Speichern der empfangenen Daten. Diese werden binär und fortlaufend in ein eigens angelegtes Profilverzeichnis geschrieben.

In Abbildung 3-8 ist schematisch die Struktur der Radarrohdaten aufgezeichnet. Der Header umfasst 2 Zellen und beinhaltet den genauen Zeitstempel in [ms], das Datum und die Winkelposition der Radarantenne. Die nächsten 4 Zellen sind für das Sendesignal reserviert. Wir verwenden für die Errechnung der Senderphase allerdings Zelle 9 aus deren maximaler Amplitudenposition die Phase des Senders bestimmt wird. Der Messwertebereich besteht aus 250 Zellen von denen die ersten 4-8 Zellen den so genannten Deadrange abbilden. Der Deadrange bezeichnet die Entfernung vom Schiff, bis zu der noch keine Daten aufgezeichnet werden, da die zurückgestreuten Signale die Radarantenne erreichen bevor die Radaranlage empfangsbereit ist.

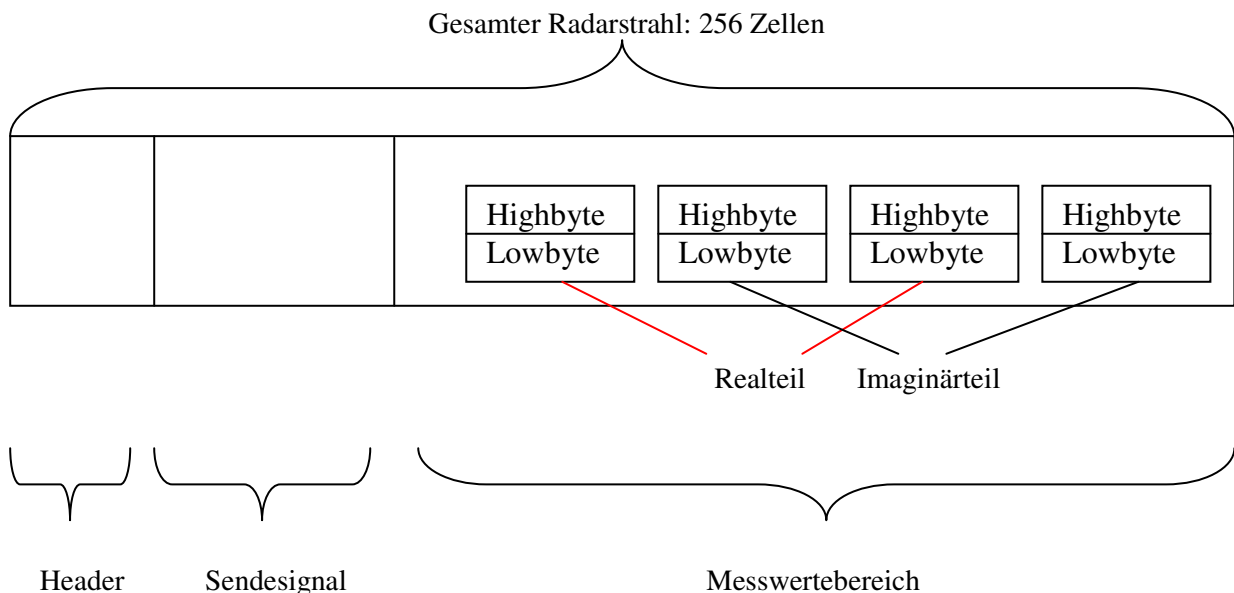


Abb. 3-8: Struktur der Radarrohdaten (für einen Kanal)

Die Auswahl der Profile erfolgte über ein Linienprofil, das wir definiert haben. Das Profil umfasste den Bereich des Lister Tiefs. Wir unterteilten das Gebiet in Quer- und Längsprofile, wobei die Längsprofile parallel zur Küste orientiert waren und die Querprofile senkrecht dazu angeordnet. Die Abstände der einzelnen Profile betrugen 50 bis 200 Meter. Den Längsprofilen wurde hierbei die höhere Liniendichte von 50 Metern zugeordnet, da sie für unsere Zwecke die größte Aussagekraft und Abdeckung besitzen. Die Bathymetriestruktur im Lister Tief ist so ausgerichtet, dass die Kämme der von uns untersuchten Sandwellen parallel zu unseren Querprofilen liegen. Das heißt, die größten flächenhaften Schwankungen der Bodenformen erhält man auf den Längsprofilen.

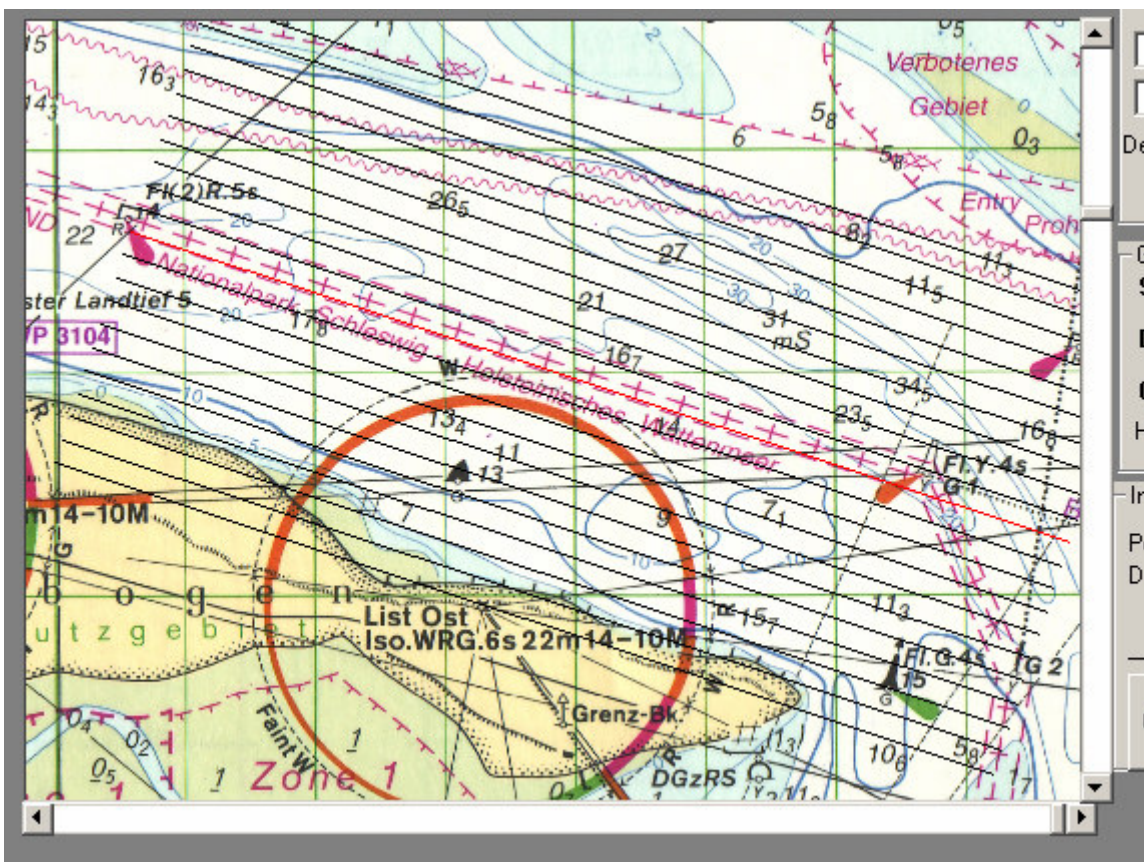


Abb. 3-9: Bildschirmausschnitt des Navigationsrechners

Abbildung 3-9 zeigt die Profildarstellung des Navigationsrechners. In diesem Bild sind die Längsprofile im Abstand von 100 Meter dargestellt.

Im Einzelnen sah der Betriebsablauf folgendermaßen aus.

Zu Beginn jedes Profils wurden für die Radaranlagen, das ADCP, das Sedimentecholot und die Navigation namentlich gekennzeichnete Dateien angelegt. Während des Profils mussten die Anlagen kontinuierlich überwacht werden. Die Überwachung der Sensoren 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. Äußerliche Störfaktoren wie Regen, passierende Schiffe u.ä. mussten erfasst und kartiert werden. Innerbetriebliche Probleme, wie Stromausfälle und Fehler im Programmlauf der einzelnen Rechner mussten ebenfalls notiert und gegebenenfalls kompensiert werden. Stromausfälle hatten zur Folge, dass die Radarelektronik die eingehenden Phasensignale des A/D-Wandlers um 90° verdrehte und somit einen Vorzeichenfehler der radialen Geschwindigkeiten verursachte.

Beide Radarantennen waren mit einem Winkelgeber ausgerüstet, der uns gestattete die Antenne in einer frei wählbaren Position zu fixieren. Dieser Winkelgeber musste zu Beginn der Messkampagne orientiert und die Anlage kalibriert werden. Dazu verwendeten wir ein Schlauchboot, das mit einem Radarreflektor und einem mobilen PDGPS-Empfänger ausgestattet war, der eine Genauigkeit von 10,0 [cm] ermöglichte. Mit dem Schlauchboot 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

4 Datenauswertung

In diesem Kapitel behandeln wir die Auswertung der erhobenen Daten. Es gliedert sich grob in drei Teile. Zuerst werden die Rohdaten der Messinstrumente RDCP, ADCP, CTD, einzeln ausgelesen und bearbeitet. Die Zwischenergebnisse sind für das RDCP flächenhafte Strömungskarten, für das ADCP Tiefenprofile und für die CTD-Sonde Temperatur- und Dichteprofile.

Danach werden aus den verschiedenen Daten die Karten der Bodenschubspannung modelliert. Als letztes erhalten wir dann Karten der potentiellen Erosions- bzw. Depositionsgebiete.

4.1 RDCP-Auswertung

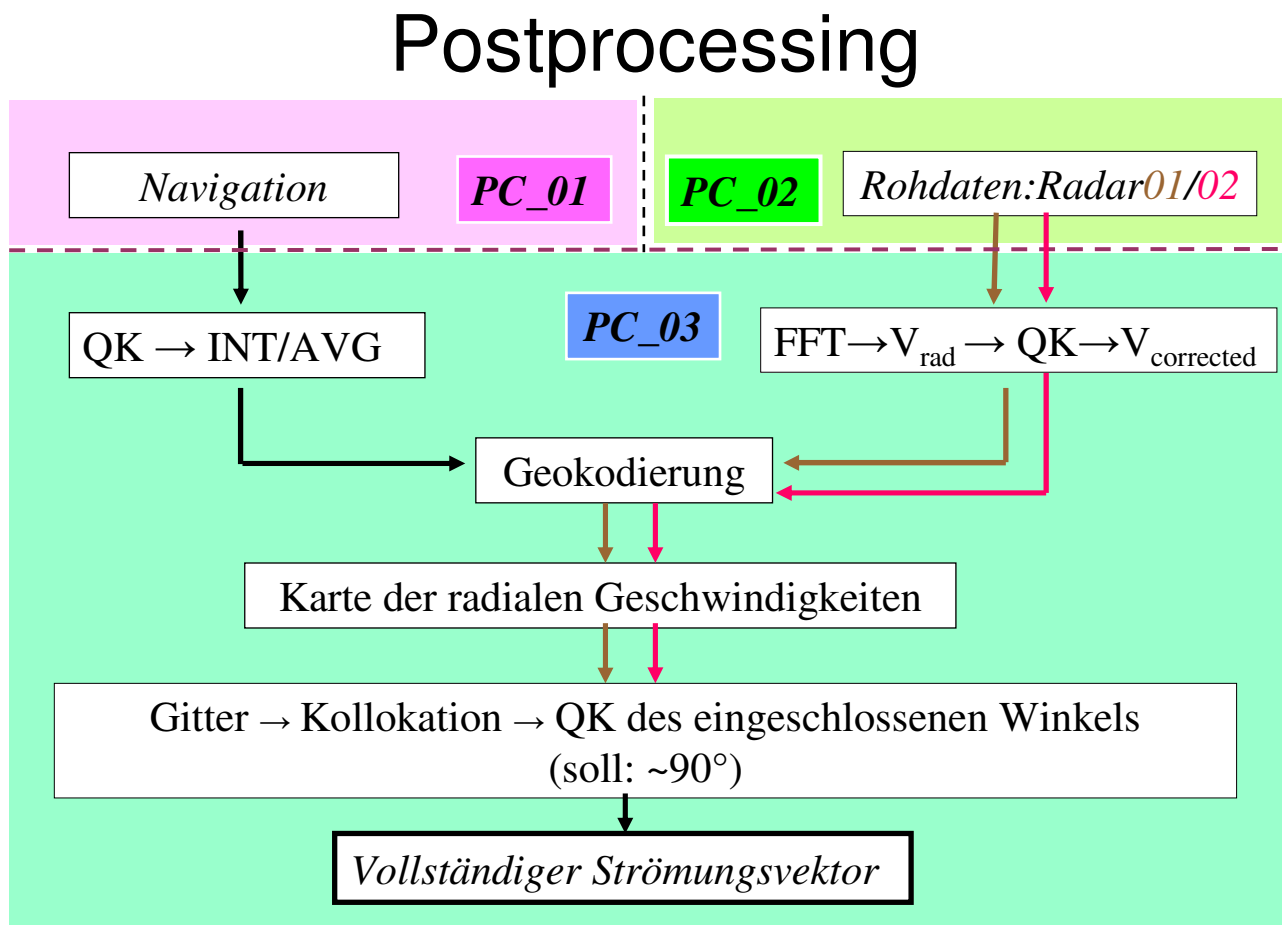


Abbildung 4-1: Schematische Darstellung der Datenauswertung bis hin zum Strömungsvektor

4.1.1 Spektralanalyse

Der erste Schritt bei der Auswertung der Radarrohdaten ist das korrekte Einlesen. Der binäre ‚Datenstring‘ eines Strahls der Rohdaten wird in mehrere Teile zerlegt. Erstens, der so genannte Header, in dem Informationen wie Antennenwinkel, Strahlennummer und Zeitstempel gespeichert sind, dann werden die Bytes ausgelesen, die die Information über Signalstärke und Phase haben. Diese beiden Informationen bilden den Real- und Imaginärteil des komplexen Signals. Nun ermitteln wir die Amplitude des Signals, indem wir die Summe der Quadrate von Real- und Imaginärteil bilden und aus dem Ergebnis die Wurzel ziehen:

$$A = \sqrt{re^2 + im^2}$$

Die Phase des Sendesignals ist auf das empfangene Signal mit der maximalen Amplitude der neunten Zelle aufmoduliert.

Ferner benötigen wir die Phase α des empfangenen Signals. Diese kann man ebenfalls aus dem komplexen Signal errechnen.

$$\alpha = \arctan\left(\frac{im}{re}\right)$$

Der nächste Schritt bei der Auswertung der Radardaten ist die Kohärentisierung des Signals. Dies geschieht dadurch, dass man die zufällige Phase des Senders, bei uns die Amplitude der ersten Radarzelle, aufzeichnet und die Phase jeder folgenden Radarzelle des Strahls mit dieser Phase kompensiert.

Der nun folgende Schritt ist die Schnelle Fourier Transformation, im weiteren Verlauf kurz FFT genannt, um die resultierende Phase in ihre entsprechende Frequenz zu wandeln.

Für eine weitere Analyse wird ebenfalls das zugehörige Zeitsignal benötigt. Die Sendefrequenz von 1000 Hz macht es notwendig eine entsprechend akkurate Zeitmessung vorzunehmen. Wie schon im vorangegangenen Kapitel erwähnt, werden für die Zeitstempel der Radargeräte zwei unterschiedlich genaue Zeitmessungen vorgenommen. Der erste Zeitstempel, der sich auf die Uhr der Hauptplatine bezieht, nimmt die Zeit in 1/1000 Sekunden, während der zweite Zeitstempel nur ganze Sekunden misst.

Die so erhaltenen Frequenzen der 242 Footprints vergleicht man nun mit der Sendefrequenz. Das Ergebnis ist ein Spektrum der Dopplerfrequenzen, die jeder Radarzelle eine diskrete Frequenzverschiebung zuordnen.

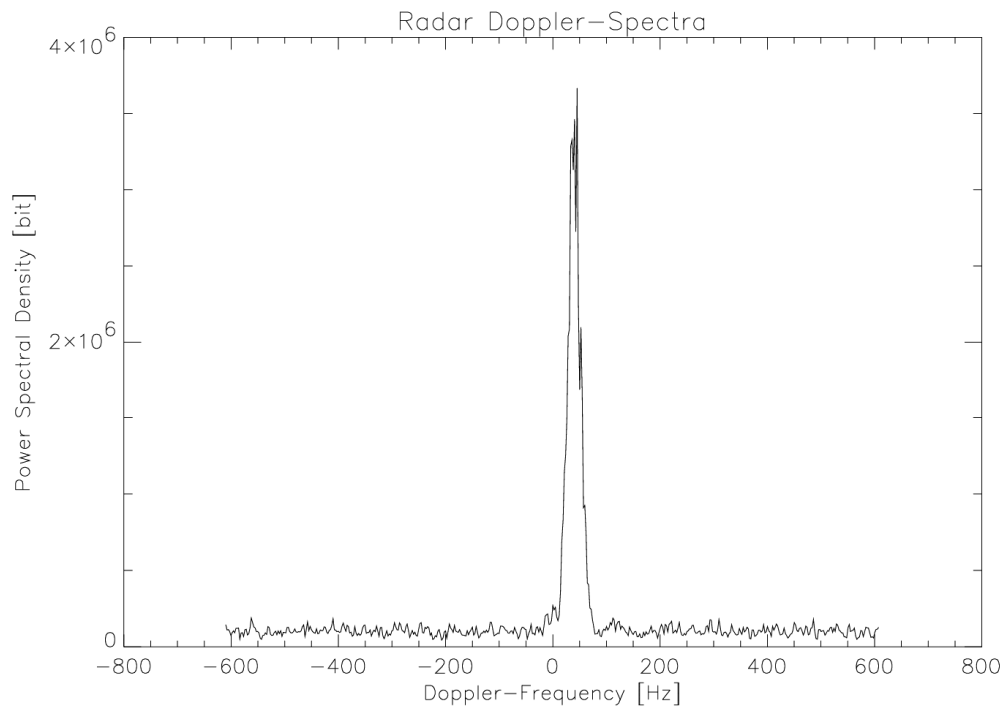


Abb. 4-2: Funktion der Energiedichte in Abhängigkeit von der Dopplerfrequenz

Im Zuge der FFT wurden 1024 Radarstrahlen zu einem zusammengefasst und transformiert. Daraus ergibt sich eine zeitliche Mittelung von ca. einer Sekunde. Diese Zusammenfassung ergibt eine maximale Auflösung der Geschwindigkeit von +/- 3,0 [cm/s]. Die Dopplerfrequenz errechnen wir über die Momente m_i jedes Spektrums.

$$m_i = \int_{i=0}^{f_{Ny}} E(f) f^i df \quad (4-1)$$

Mit

E = Energiedichte des Spektrums

f = Frequenzspektrum

f_{Ny} = Nyquist-Frequenz

Wir verwenden für die Dopplerfrequenz das Verhältnis von m_1 zu m_0

$$f_1 = \frac{m_1}{m_0} \quad (4-2)$$

Mit

f_1 = Dopplerfrequenz

Als Ergebnis der Spektralanalyse erhalten wir für jede Radarzelle jedes Strahls die entsprechende Dopplerfrequenz. Daraus ergibt sich die die Geschwindigkeit der Wellen an der Meeresoberfläche relativ zum Radargerät in radialer Richtung.

$$c = \lambda f_1$$

Mit

c = Geschwindigkeit der

λ = Wellenlänge der gesendeten Welle

4.1.2 Geokodierung

Um radialen Strömungsgeschwindigkeiten jedes Radargerätes zu erhalten ist es notwendig die Position der Radarantennen zu wissen. In Kapitel 3 wurde beschrieben wie ihre Position im Verhältnis zu der Master-PDGPS-Antenne ist. Mit Hilfe der aufgezeichneten Navigationsdaten und einem Vergleich des Zeitstempels werden wir die Antennenposition für jeden Radarstrahl präzise berechnen. Mit der absoluten Position auf der Wasseroberfläche, dem Kurs des Schiffes und der Antennenblickrichtung relativ zur Schiffslängsachse, können wir die Position jeder erfassten Radarzelle ermitteln.

Wenn wir diese Prozedur mit beiden Radargeräten durchgeführt haben, erhalten wir für beide Anlagen die jeweiligen geokodierten, radialen Geschwindigkeiten für jede Radarzelle.

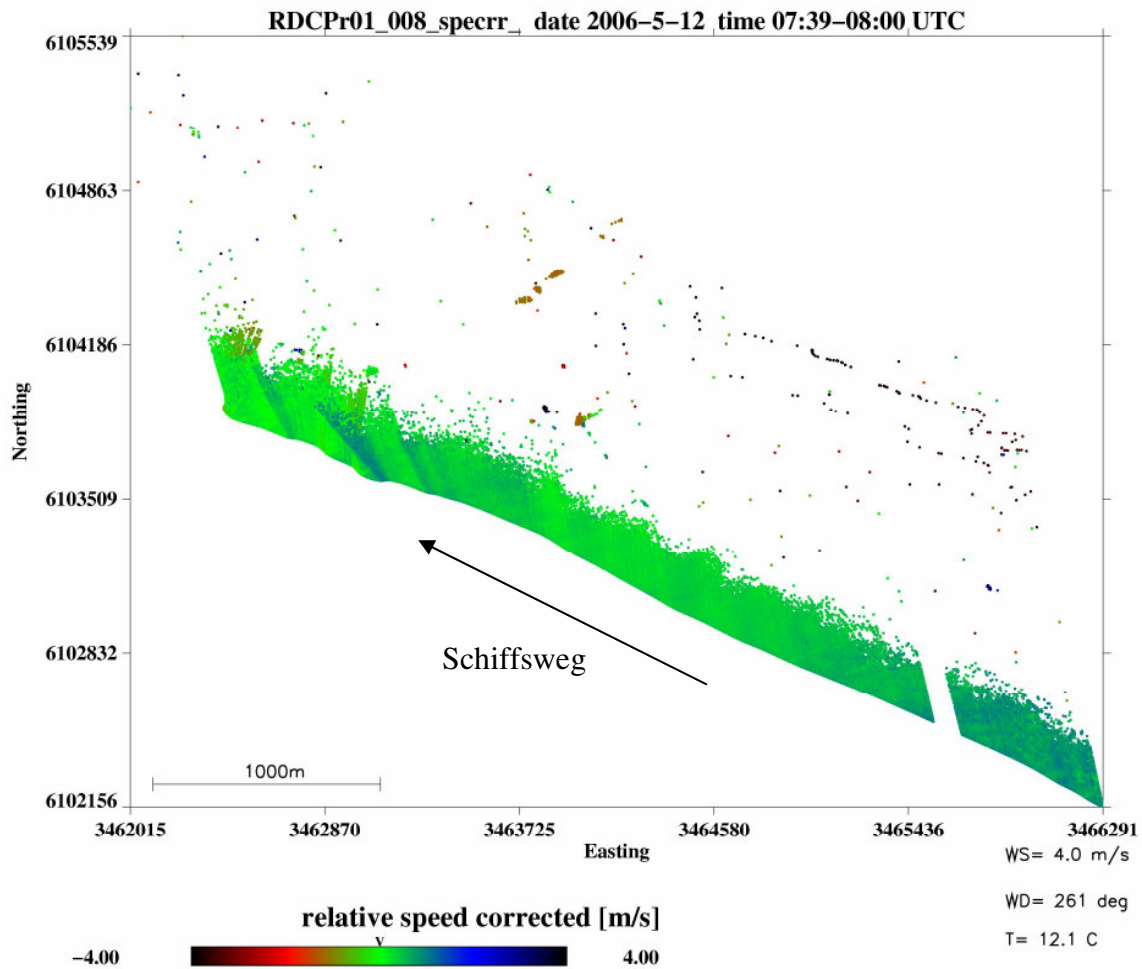


Abb. 4-3: Karte der radialen Strömungsgeschwindigkeit für Radar 01

Um die korrekte Strömungsgeschwindigkeit zu erhalten, müssen wir jetzt die Schiffsgeschwindigkeit kompensieren. Dazu bestimmen wir mit zu Hilfenahme des Headings, der Geschwindigkeit über Grund und des Kurses über Grund die Komponente der Schiffsgeschwindigkeit, die in Antennenblickrichtung liegt. Nach Abzug dieser Schiffsgeschwindigkeitskomponente von der gemessenen, radialen Strömungsgeschwindigkeit erhalten wir die korrigierte Strömungsgeschwindigkeit in radialer Richtung. Abbildung 4-3 zeigt eine solche korrigierte Geschwindigkeit.

4.1.3 Erstellung des vollständigen Strömungsvektors

Der letzte Schritt ist die Zusammenfügung der radialen Geschwindigkeiten zu einem vollständigen Vektor. Hierzu werden jeweils vier Radarzellen zu einem Gitterpunkt zusammengefasst. Diese Mittelung stellt sicher, dass wir

Eine, in das Programm eingebaute Qualitätskontrolle stellt sicher, dass die zusammengeführten Komponenten einen Winkel von näherungsweise 90° einschließen und dass der Strömungsbetrag der einzelnen Radarzellen um nicht mehr als $0,5 \text{ [m/s]}$ vom Mittelwert abweicht.

Das Ergebnis des RDCP ist eine flächenhafte, geokodierte Karte der Oberflächenströmung.

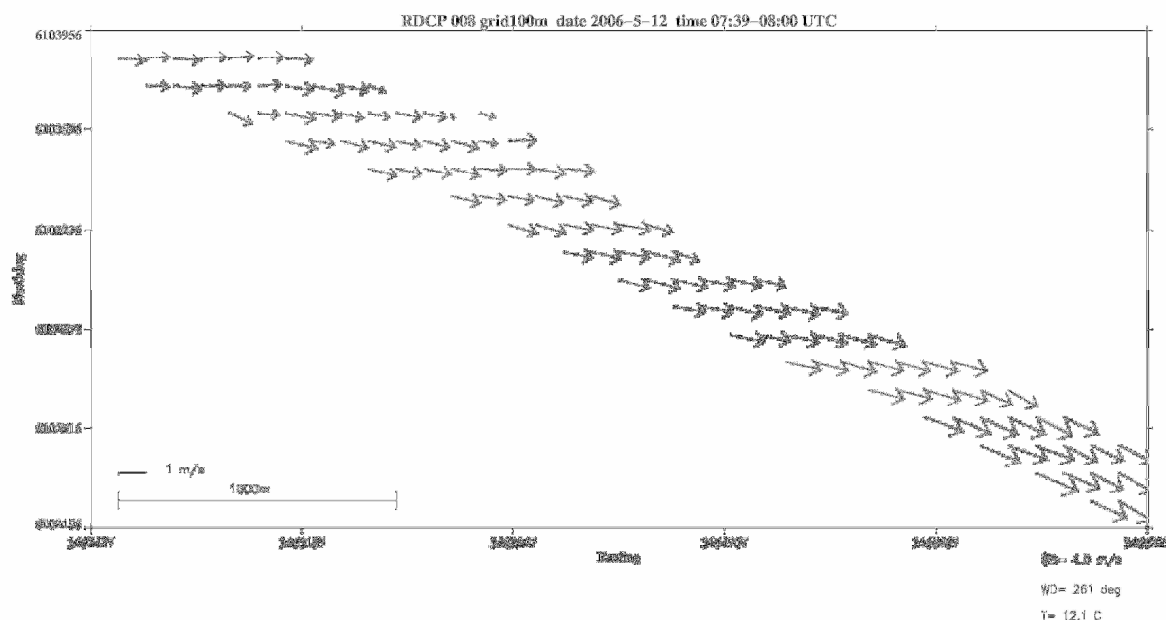


Abb. 4-4: Karte des vollständigen Vektors der Oberflächenströmung. Hier in einem 100-Meter-Gitter.

4.2 CTD/Viskosität

Diese Vorroutine wertet die Eigenschaften des Wassers für jede Tidephase aus. Aus den CTD-Profilen liest die CTD-Subroutine die Werte für Druck, Temperatur, Salzgehalt und Dichte aus. Danach beschneidet das Programm die Werte auf den von uns gewünschten Bereich. Zum Beispiel werden

Daten ausgefiltert, die noch auf dem Schiffsdeck gemessen wurden. Nach dem Eingrenzen der Ergebnisse auf realistische Werte werden die entstandenen Daten an die Viskositätsroutine übergeben. Die Viskositätsroutine berechnet mit Hilfe der erhobenen Eigenschaften die dynamische Viskosität des Wasserprofils. Dichte und Viskosität werden an die Hauptroutine übergeben und als Parameter von anderen Routinen genutzt.

Sekundär hat die CTD-Subroutine noch eine weitere Funktion. Zur Validierung unserer Annahmen ist sie dazu ausgelegt Temperatur- und Dichteprofile zu zeichnen und uns somit die Bestätigung oder Widerlegung unserer Voraussetzung, das wir es mit einer gut durchmischten Wassersäule zu tun haben, zu liefern.

D:\ctdNisttief2006\060512\Q5120907.SRD

Lines : 910

```

;
; Datasets  Press  Temp  Cond  Trans  BOTT  CAP25  SALIN  SIGMA  SOUND
;           [ dbar] [ degC] [ mS/cm] [ %]   [ _]   [ mS/cm] [ ppt]  [ kg/m3] [ m/s]
;
  1    0.0   18.28  0.03   102.6   1     0.034   0.021  -1.439  1476.99
  2    0.0   18.28  0.03   102.6   1     0.034   0.021  -1.439  1476.99
  3    0.0   18.29  0.03   102.6   1     0.034   0.021  -1.441  1477.02
  4    0.0   18.30  0.03   102.6   1     0.034   0.021  -1.443  1477.05
  5    0.0   18.31  0.03   102.6   1     0.034   0.021  -1.445  1477.09
  6    0.0   18.32  0.03   102.6   1     0.034   0.021  -1.447  1477.12
  7    0.0   18.32  0.03   102.6   1     0.034   0.021  -1.447  1477.12
  8    0.0   18.32  0.03   102.6   1     0.034   0.021  -1.447  1477.12
  9    0.0   18.32  0.03   102.6   1     0.034   0.021  -1.447  1477.12
 10    0.0   18.33  0.03   102.6   1     0.034   0.021  -1.449  1477.15
 11    0.0   18.32  0.03   102.6   1     0.034   0.021  -1.447  1477.12
 12    0.0   18.29  0.03   102.6   1     0.034   0.021  -1.441  1477.02
 13    0.0   18.26  0.03   102.6   1     0.034   0.021  -1.436  1476.92
 14    0.0   18.25  0.03   102.6   1     0.034   0.021  -1.434  1476.89
 15    0.0   18.24  0.03   102.6   1     0.034   0.021  -1.432  1476.86

```

Abb.4-5: Auszug aus einer CTD-Datei im TOB-Format. Die Dichte SIGMA ist bezogen auf die

$$\text{Dichte von reinem Wasser} 1000 \left[\frac{\text{kg}}{\text{m}^3} \right].$$

4.3 Verifikation mittels ADCP

Um die von uns vorgestellten Ergebnisse zu stützen, setzen wir das ADCP ein. Da das ADCP ein etabliertes Messinstrument ist und seine Funktionsweise hinlänglich bekannt ist, wollen wir auf das Gerät an sich nicht weiter eingehen. Wir betrachten lediglich die Ergebnisse der ADCP-Messungen.

Die ADCP-Daten wurden mit einer speziell für diese Arbeit entwickelten Software ausgewertet. Die Rohdaten waren im ASCII-Format gespeichert worden und konnten direkt ausgelesen werden. Die Subroutine `readadcp.pro` las die für uns relevanten Daten in einen neuen Datensatz und übergab diesen an die Hauptroutine.

Die Subroutine `Position.pro` hatte die Aufgabe die in Längen- und Breitengrad vorliegenden Positionsangaben in das von uns verwendete Gauss-Krüger-System zu überführen. Für die exakte Umrechnung wurde das Unterprogramm `wgs_gk.pro`, das in zahlreichen Anwendungen erprobt war, verwendet.

Die wichtigste Subroutine ist die `ADCP_Plot.pro`. Hier werden die Daten für die Strömungsrichtung und den Strömungsbetrag eingelesen und pro Ensemble über die Tiefe gemittelt. Außerdem können hier die Vorauswahlen für weitere Bearbeitungsschritte getroffen werden. Einen Auszug dieser Routine ist im Anhang zu finden

Aus den ADCP-Daten wollen wir verschiedene Informationen herausfinden. Zwei Arten von Diagrammen wollen wir erhalten. Zum einen den tiefengemittelten Strömungsvektor. Dieser mittlere Vektor gibt uns Aufschluss über die generelle Strömungsrichtung in jedem Profil. Zum anderen die Vektoren für die obersten und unterste Schicht, die das ADCP messen kann. Die nebeneinander gelegten Schichten zeigen die Richtungsänderung der Strömung mit der Tiefe.

Abbildung 4-6 zeigt das Schema des, als Teil der vorliegenden Diplomarbeit, entwickelten Programms zur Auswertung der ADCP-Daten.

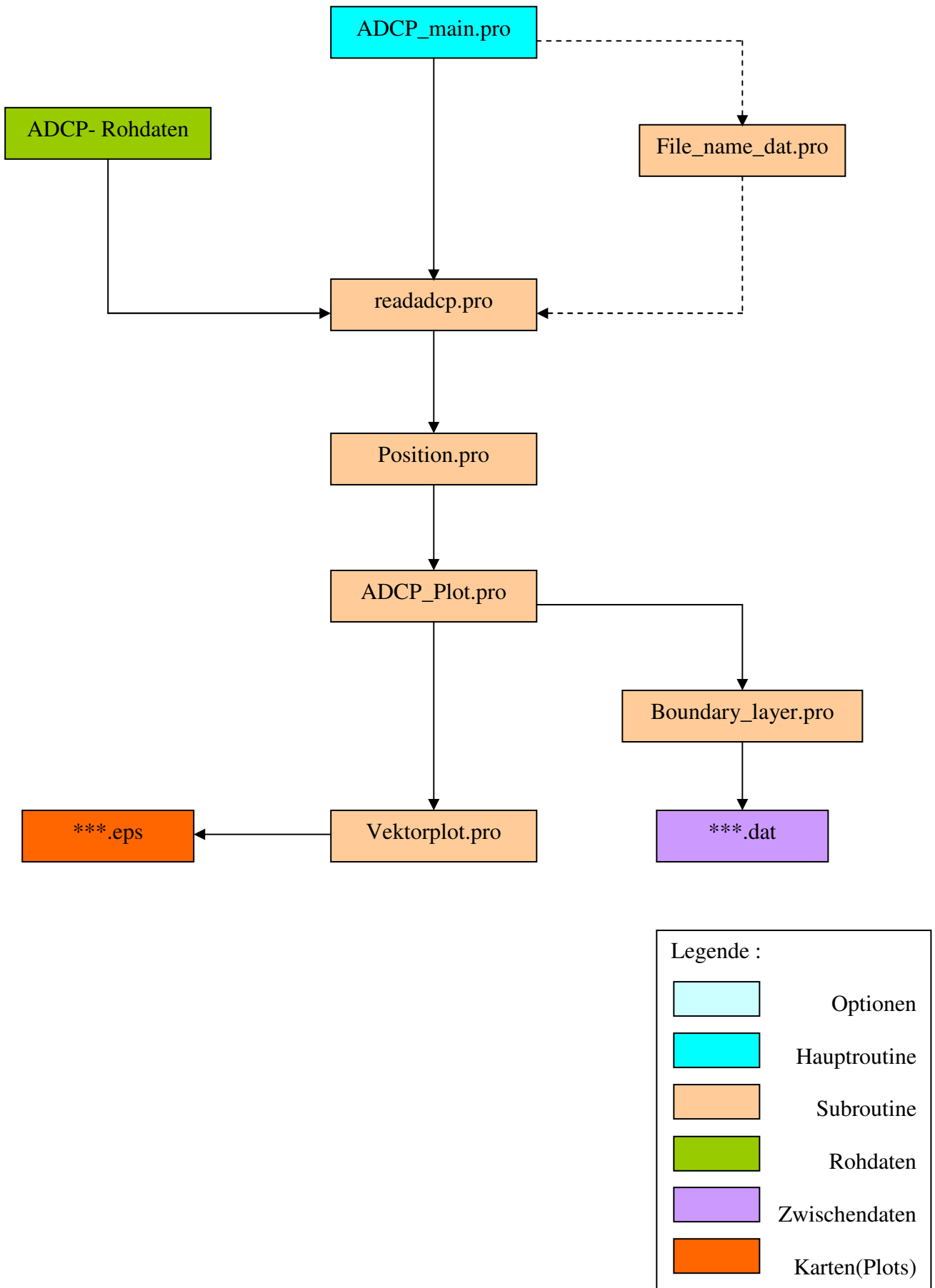


Abb. 4-6 : Programmablaufplan für die ADCP-Daten

Zusätzlich besteht die Möglichkeit der Berechnung der Mächtigkeit der Turbulenten Grenzschicht. Mit Hilfe der Gleichung (2-41) aus Abschnitt 2.5.2, errechnet die Subroutine `Boundary_layer.pro` diese Mächtigkeit. Dafür benötigen wir die maximalen Strömungswerte für jeden Tidezyklus.

Zum Schluss zeichnete die Subroutine `Vektorplot.pro` die gewünschten Ergebnisse in eine EPS-Bilddatei.

4.4 Modellierung der Bodenschubspannungsvektoren

In diesem Abschnitt soll im Detail verdeutlicht werden, wie die Vektoren der Bodenschubspannung errechnet wurden. Es werden zudem die Subroutinen vorgestellt, aus denen das Modellprogramm besteht.

Ausgangspunkt sind die Vektoren der Oberflächenströmung. Jedes der beiden Radargeräte erfasst eine Komponente des Strömungsvektors. Genauer hierzu war im Kapitel 4.1.1 ‚Spektralanalyse‘ zu lesen. Ein nächster Schritt war die Bereinigung des Windeinflusses. Nach Ekmans Theorie bewirkt die Corioliskraft in Zusammenwirken mit der Windreibung an der Wasseroberfläche eine Drehung der obersten Wasserschicht im Verhältnis zu der einwirkenden Windrichtung. Der Winkel zwischen Windvektor und resultierender Kraft auf die Wasseroberfläche beträgt 45° in Richtung des Uhrzeigersinns. Da die Windenergie aber nicht vollständig in den Wasserkörper übertragen wird und zudem die höhere Trägheit des Wassers dem entgegensteht ist die eingebrachte Strömungsgeschwindigkeit des Windvektors bei den von uns beobachteten Windverhältnissen deutlich geringer als die gezeitenerzeugte Strömung. Die hierfür herangezogene Gleichung lautet (nach D. Imboden, 2001):

$$v_0 = C_Z \frac{|\vec{v}_w|^2}{(fA_z)^{0,5}} \frac{\rho_L}{\rho}$$

Mit

v_0 = Winderzeugte Oberflächenströmung

C_Z = Reibungskoeffizient ($1,3 * 10^{-3}$), Dimensionslos.

f = Coriolisparameter (= $2\omega \sin \theta$)

A_z = Vertikale, turbulente Viskosität (s. 2-46b)

ρ_L = Dichte von Luft

ρ = Dichte des Wassers

\vec{v}_w = Windvektor

Da die Oberflächenströmung die Basis unseres Modells darstellt, müssen wir auch diese Beeinflussung berücksichtigen. An dieser Stelle wird die Frage aufgeworfen, ob die Wirkung der Bodenreibung, die sich bis zur Wasseroberfläche fortsetzt, nicht ebenfalls Einfluss nimmt und Berücksichtigung finden müsste. Die Antwort ist ein eindeutiges Ja. In Abschnitt 2.5.2 wurde ermittelt, dass die Bodenturbulenzen die gesamte Wassersäule einnehmen. Aber an dieser Stelle werden wir diesen Einfluss vernachlässigen. Warum können wir das?

Der logarithmische Ansatz aus Abschnitt 2.5.1 erlaubt es uns die Reibungsgeschwindigkeit am Boden direkt mit dem Betrag der Oberflächenströmung in Beziehung setzen. Siehe dazu Abschnitt 2.1., Gleichung 2-4.

Nun bleibt die Frage der Richtungsänderung über die Tiefe.

Um unsere Annahme zu bestätigen, dass eine windgetriebene, reibungsbedingte Ekmanspirale sich nicht ausbildet und somit eine Drehung des Strömungsvektors mit der Tiefe ausbleibt, wurde die ADCP-Daten dahingehend ausgewertet, dass wir einen Vergleich zwischen der obersten und der untersten Schicht des ADCP anstellen können. Abbildung 4-7 stellt ein Beispiel dieser Berechnung vor. Auf eine, für jedes vorgestellte Profil, separate Darstellung wurde verzichtet.

Sobald wir den reinen, tidebedingten Strömungsvektor berechnet haben, steht er uns als Basis der Bodenschubspannung zur Verfügung. Nun werden weitere Eckdaten für das Spannungsmodell ermittelt.

Die wichtigsten lokalen Parameter sind die Wassertiefen, die Steigung des Meeresbodens, die Wellenhöhe der Sandrippen und die Korngröße.

Für jede der vier Größen wurde eine eigene Routine zur Auswertung verwendet. Aus den Datensätzen der Fächerecholot-Messungen der Abteilung KOK des IfK/GKSS konnten so die entsprechenden Werte der Bathymetrie, der Neigung und des Korndurchmessers extrahiert werden. Jedem Radarpunkt in dem erstellten 15 x 15 m Gitter wurde somit eine Bestimmte Wassertiefe, Steigung, Dünenhöhe und Korngröße zugeordnet.

Als Radarpunkt (RP) bezeichnen wir im Folgenden jeden geokodierten Punkt eines Profils, für den ein Strömungsvektor vorhanden ist.

Nun folgten weitere Zuordnungen, die sich auf das Profil in seiner Gesamtheit bezogen. Die Dichte des Wassers war mittels CTD-Sonde gemessen worden und konnte direkt eingesetzt werden. In einer separaten Subroutine des Modells wurden die Parameter zusammengefasst und mit der, in dem Kapitel 2.1 benannten Formel (2-30), wurde die Bodenschubspannung pro RP berechnet. An diesem Punkt kommen die Bodenreibung und ihr Einfluss auf die Strömung wieder zum Tragen. Was für die

Wasseroberfläche gilt, ist auch analog für den Meeresboden gültig. Der Winkel zwischen Bodenschubspannung und Strömungsgeschwindigkeit der untersten Wasserschicht beträgt ebenfalls 45° im Uhrzeigersinn. Mit dieser letzten Modifikation ist der Vektor für die Bodenschubspannung hinreichend bestimmt.

Wenden wir uns jetzt der kritischen Bodenschubspannung zu.

Um eine Aussage über die Sedimentbewegungen in unserem Messgebiet machen zu können benötigen wir den Schwellenwert, der uns angibt, ab welcher Bodenschubspannung das Sediment vom Untergrund abgelöst und mit der Strömung transportiert wird. Für die Bestimmung der kritischen Schubspannung sind, wie in der Gleichung (2-37) in Kapitel 2.4 angegeben, die Dichte von Sediment und Wasser, die Korngröße und die kinematische Viskosität des Wassers nötig.

Für die formelle Berechnung verwenden wir die gleichen Werte für Korngröße, Viskosität und Wasserdichte wie in den vorherigen Berechnungen. Dies hat den Vorteil, dass die kritische Bodenschubspannung genau für diejenigen Positionen berechnet wird, die als Radarpunkte auftreten. Für die Dichte des Sediments wird der Literaturwert für Quarz ($=2650 \text{ Kg/m}^3$) angenommen.

Hinzu kommt nun noch der Einfluss der Meeresbodenneigung, wie in Gleichung (2-45) in Kapitel 2.5.4 beschrieben.

Ein simpler Vergleich von vorherrschender und kritischer Bodenschubspannung, d.h. von deren Beträgen, liefert uns eine Karte möglicher Sedimentation bzw. Erosion.

Für die Programmierung des Modells wurde die Sprache *PV-Wave 8.0* von *Visual Numerics* verwendet, die in der Abteilung der Radarhydrographie Standard ist.

Abbildung 4-8 zeigt den Programmablaufplan des im Zuge dieser Diplomarbeit entwickelten, inversen Modells zur Berechnung der Bodenschubspannung. Der blaue, gerahmte Kasten beinhaltet den Teil des Modells, der in der Abteilung bereits vorlag.

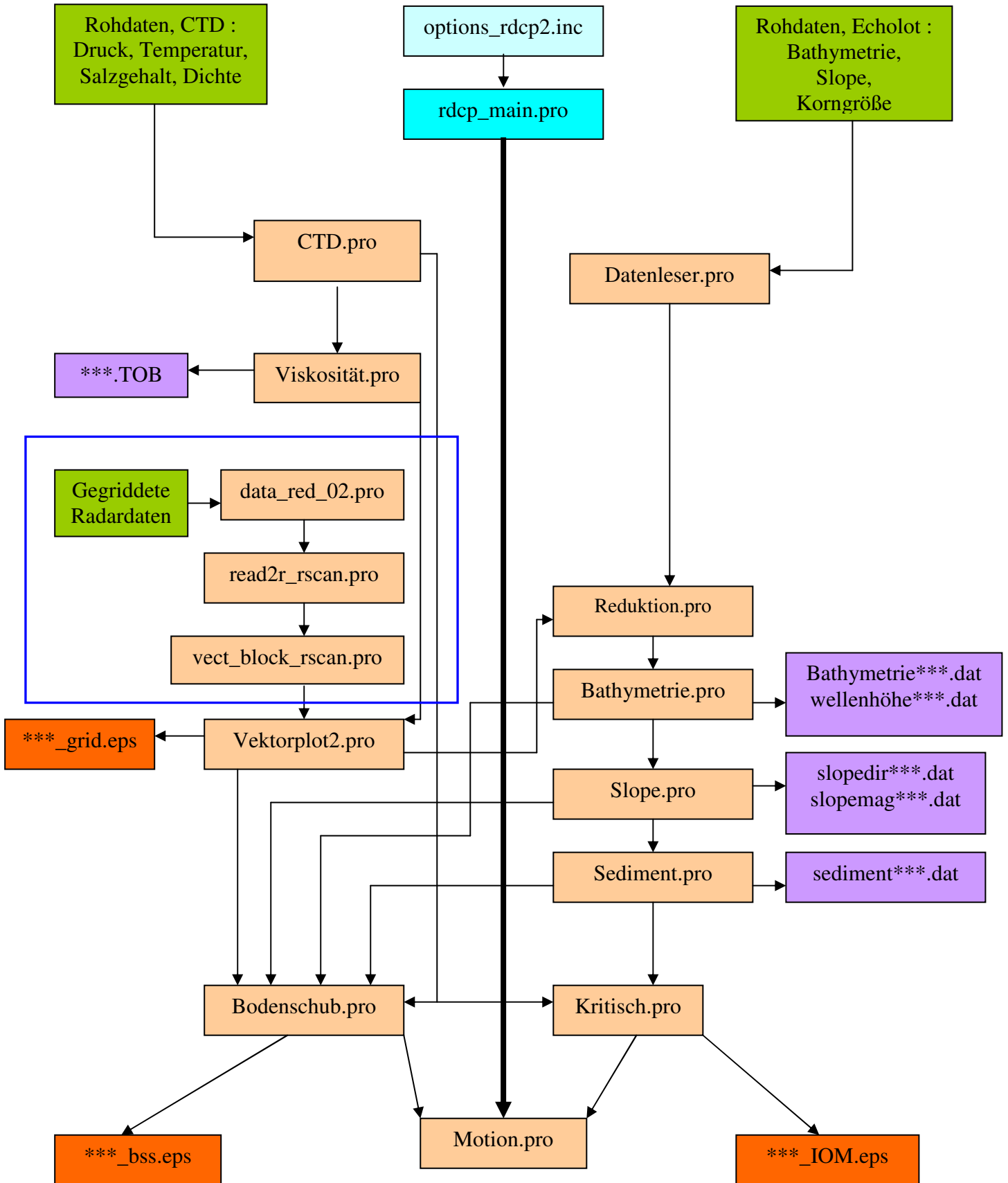


Abb. 4-7: Programmablaufplan für die RDCP-Daten

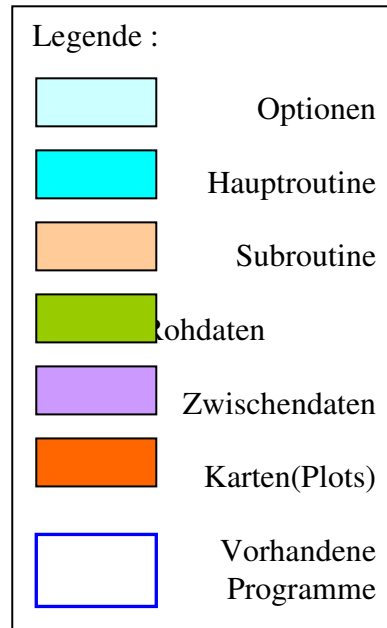


Abb. 4-8: Legende zu Abb. 4-7. Aus Platzgründen auf folgender Seite dargestellt

4.4.1 Einlesen der Daten

In der Daten-Einlese-Routine *Datenleser.pro* werden drei verschieden Datensätze ausgelesen. Zum einen die lokale Wassertiefe, ermittelt aus den Fächerecholotdaten, des Weiteren die Neigung des Meeresbodens, ebenfalls aus der Bathymetrie abgeleitet und die Korngröße, klassifiziert nach

Die ausgelesenen Daten werden in separate Dateien für Bathymetrie, Steigung in Betrag und Richtung und Korndurchmesser geschrieben. Die Dateien umfassen das komplette Messgebiet.

4.4.2 Reduktion der Daten

Um die Verarbeitungsgeschwindigkeit zu erhöhen folgt jetzt die Reduktionsroutine *Reduktion.pro*. Um ein Profil eines 15 Meter Gitters zu berechnen ist ohne Reduktion eine Zeitspanne von ca. 4 Stunden nötig. Diese Routine verkürzt die Berechnungszeit auf 2-3 Stunden. Hier werden die Globalen Datensätze auf das jeweilige Profil beschnitten. Die Eckwerte sind dabei die maximalen und minimalen GK-Koordinaten des entsprechenden Radarprofils. Die nun verringerten Datensätze werden erneut in eigene Arrays geschrieben.

4.4.3 Bathymetrie.pro

Der erste Parameter, der weiter bearbeitet wird ist die Bathymetrie. Die Routine *Bathymetrie.pro* wertet die Bathymetriedaten des Fächerecholotes im Bezug auf die Radarpunkte aus. Ziel dieses Arbeitsschrittes ist es, jedem RP des Profils einen Bathymetriewert zuzuordnen. Die RP's liegen auf einem 15-Meter Gitter, die Bathymetriepunkte auf einem 2-Meter Gitter. Um eine eindeutige Zuordnung zu erreichen wurde diese Routine erstellt.

Jeder RP erhielt eine Umgebung, die ein Quadrat von 15 Meter Kantenlänge darstellte. Nun wurde eine Abfrage für jeden Bathymetriepunkt gestartet, in welche Umgebung er passte. Da wir uns im Gauss-Krüger-System befinden, genügte es die Koordinaten eines jeden Radarpunktes mit +/- 7,5 Meter zu modifizieren um die Umgebung zu erhalten. So kamen bis zu 49 Bathymetriepunkte auf einen RP. Diese Bathymetriepunkte wurden gemittelt und so erhielten wir einen durchschnittlichen Wert für die lokale Wassertiefe pro RP.

Sobald es vorkam, dass einem Radarpunkt weniger als zwei Bathymetriepunkte zugeordnet wurden, bekam dieser Punkt einen so genannten Dummy-Wert, der ihn als ungültig kennzeichnete.

Die erhaltenen, zugeordneten Wassertiefen wurden in eine Zwischendatei gespeichert. Da diese Zuordnung die meiste Berechnungszeit (ca. 1 Stunde) in Anspruch nahm wurde bei späterer Weiterverwendung auf die gespeicherten Zwischendaten direkt zugegriffen.

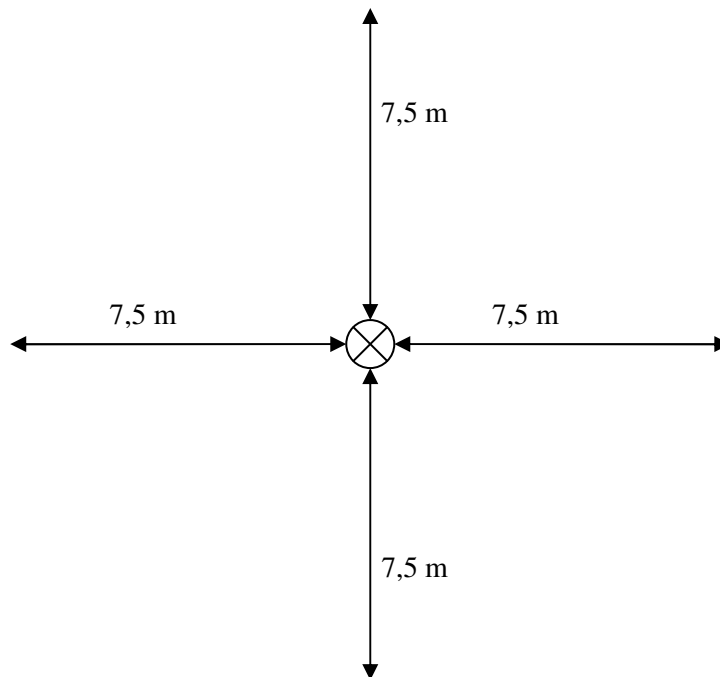


Abb. 4-9: Darstellung der Umgebung eines Radarpunktes

Die ungemittelten Wassertiefen wurden für die Berechnung der Sandwellenhöhen des Meeresbodens benutzt. Die bis zu 49 Punkte wurden auf lokale Extrema hin untersucht. Die gefunden Maxima und Minima wurden jeweils gemittelt und dann von einander abgezogen. Das Ergebnis war die mittlere Sandwellenhöhe für pro Radarpunkt. Auch diese Wellenhöhe wurde in eine Zwischendatei gespeichert.

(Siehe *Auszug 7-2*)

4.4.4 Slope.pro

Der zweite Parameter ist die Neigung des Meeresbodens, der Slope. In der Subroutine *Slope.pro* verfahren wir analog zu der Bathymetrie. Der Slope unterteilt sich ebenfalls in zwei Werte. Zum einen in die maximale Neigung in einem Punkt und dann in die Richtung dieser maximalen Neigung. Beide Werte wurden getrennt behandelt und in separate Dateien gespeichert. Die Theorie dazu ist in Abschnitt 2.4.2 nachzulesen.

4.4.5 Sediment.pro

Der letzte Parameter ist die vorherrschende Korngröße. Die Zuordnung erfolgt analog zu der Bathymetrie und dem Slope.

An dieser Stelle werden die Sedimentklassen in Millimeter umgerechnet.

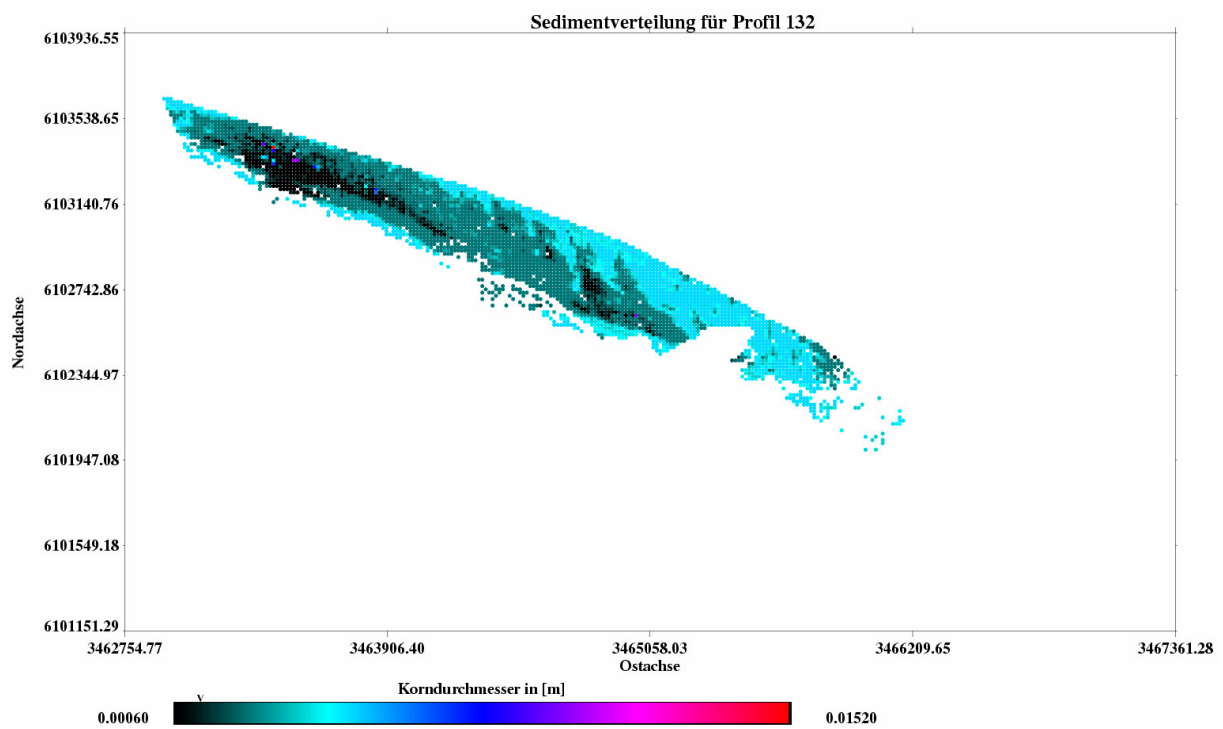


Abb. 4-10: Korngrößen für Profil 132

4.4.6 Bodenschub.pro

In dieser Subroutine werden nun sämtliche Parameter zusammengeführt und in die Gleichung 2-34 aus Kapitel 2. eingesetzt.

Als erstes werden die Zwischendaten der Parameter eingelesen (Siehe *Auszug 7-3*). Die Bodenschubroutine erfüllt einen zweifachen Zweck. Erstens ist sie dafür da, die Bodenschubvektoren

zu konstruieren und zweitens speichert sie die Beträge der Bodenschubspannungen um sie in nachfolgenden Routinen zu verwenden.

Nach dem Einlesen der Parameterdaten werden die Bathymetriedaten auf die gültigen Werte reduziert. Wie schon erwähnt wurden ungültige Werte mit einem Dummy gekennzeichnet. Diese Dummy-Werte werden nun gesucht und sämtliche Datensätze aller Parameter um die Dummies reduziert. Die Komponenten der Strömung, die wir aus der Routine *Vektorplot2.pro* erhalten müssen daneben ebenfalls um die ungültigen Punkte reduziert werden. Eine Zuordnung über den Index der Matrizen machte dies möglich. Anschließend verfahren wir analog mit den Sedimentdaten.

Die resultierenden Parametermatrizen und Strömungskomponenten enthalten die bereinigten Datensätze und können weiter verwendet werden. Im weiteren Verlauf gehen wir die beschriebenen Prozeduren für jeden RP durch.

Als nächstes ist die Wirkung des Bodenkontaktes mit der untersten Wasserschicht zu berücksichtigen. Nach Ekmans Theorie ist der Vektor der Bodenschubspannung gegenüber dem Vektor der untersten Wasserschicht um 45° zyklisch gedreht. Im vorliegenden Modell wurde dieses Problem so gelöst, dass die Strömungskomponenten auf ihre horizontale Orientierung hin abgefragt wurden. Dabei galt es zu beachten, dass bei der verwendeten Abfrage der Winkel des vollständigen Strömungsvektors über den Kosinus der Ost-Komponente der Strömung ermittelt wird. Diese Herangehensweise erfordert es, dass man die Strömung Quadrantenweise betrachten muss. In den Quadranten Zwei und Drei des Einheitskreises erhalten wir einen negativen Kosinus und müssen dies berücksichtigen.

Die erhaltenen Winkel wurden jetzt nur noch um 45° reduziert um die Richtung der Bodenschubspannung zu erhalten. Sobald der Ausgangswinkel kleiner als 45° wird, erhalten wir allerdings negative Resultate. Da diese Ergebnisse nicht erwünscht sind, ist es notwendig negative resultierende Winkel mit 360° zu addieren. Die erhaltenen Winkel sind nun wieder in Strömungskomponenten umzuwandeln, indem wir den Gesamtbetrag der Strömung mit dem Sinus des Winkels, für die Nordkomponente, und dem Kosinus, für die Ostkomponente, multiplizieren.

(Siehe *Auszug 7-4*)

Der folgende Schritt ist die Anpassung des Slopes. Da der Bodenspannungsvektor meistens in einem Winkel ungleich 90° auf dem Winkel der maximalen Neigung in einem Punkt steht, müssen wir die wahre Steigung, die die Strömung überwinden muss, berechnen.

Als erstes Berechnen wir den Winkel des Spannungsvektors gegen Nord. Dazu verwenden wir die Nordkomponente des Gesamtvektors. Dann vergleichen wir diesen Winkel mit dem Winkel der Maximalen Steigung, der ebenfalls auf Nord bezogen ist. Ihre Differenz bildet die Basis für die folgende Berechnung.

Um den wahren Winkel zwischen dem maximalen Slope und dem Schubspannungsvektor zu erhalten, müssen wir den Differenzwinkel für Zwei mal Vier verschiedene Fälle einzeln berechnen. Die ersten vier Fälle beziehen sich auf eine Hang abwärts gerichtete Spannung. Die zweiten Vier auf eine Hang aufwärts gerichtete. Diese beiden Fälle unterteilen sich wiederum in jeweils vier weitere, die sich auf die Unterteilung in positive und negative Werte beziehen und den Übergang von 360° auf 0° berücksichtigen. (Siehe *Auszug 7-5*)

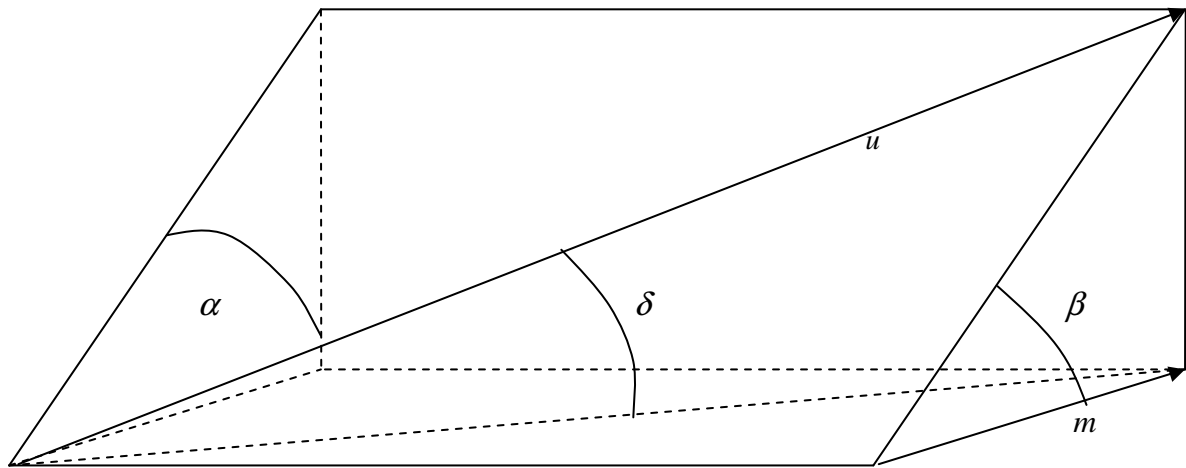


Abb. 4-11: Strömung an einer zweifach geneigten Oberfläche

Um den effektiven Neigungswinkel zu ermitteln, müssen wir den Winkel zwischen dem Strömungsvektor u mit der Richtung des maximalen Slopes m in Beziehung mit dem Betrag des maximalen Slopes β setzen. (Siehe *Auszug 7-6*)

$$\delta = \arcsin(\sin(\alpha) * \sin(\beta))$$

Für das Seitenverhältnis finden wir:

$$slope = \tan(\delta)$$

Zur Optimierung der Rechenzeit wird an dieser Stelle der für die kritische Bodenschubspannung wichtige Parameter k_β berechnet. Die genaue Gleichung ist in Kapitel 2.4, Gleichung (2-36) nachzulesen.

Nachdem die Berechnung des Slopes abgeschlossen ist, setzen wir nun die Betragskomponenten des Bodenschubs zusammen. Dafür verwenden wir Gleichung (2-30) aus Abschnitt 2.1.

Das Ergebnis ist der Gesamtbetrag des Bodenschubs. Die Ost und Nordkomponente ermitteln wir über den Winkel der Strömung. (Siehe *Auszug 7-7*)

Jetzt beginnen wir damit die Bodenschubspannung in eine Karte zu zeichnen. Die genauen Zeichnungsbefehle sind im Anhang nachzulesen. (Siehe *Auszug 7-8*)

4.4.7 Kritisch.pro

In dieser Subroutine errechnen wir die kritische Schubspannung für jeden RP. Wie in Gleichung (2-37) in Abschnitt 2.4 beschrieben, setzt sich die kritische Bodenschubspannung aus mehreren Teilen zusammen. Wir benötigen die Dichte des Wassers, die Dichte des Sediments, die Viskosität des Wassers, die Korngröße und den Einfluss der Meeresbodenneigung. Diese Parameter werden, wie in der Theorie erläutert, miteinander in Beziehung gesetzt. Ein entscheidender Parameter ist hierbei die Korngröße. Sie variiert zwischen einzelnen Radarpunkten. Die anderen Parameter sind global formuliert, wie die Sedimentdichte, oder pro Tidephase definiert, wie die Viskosität.

4.4.8 Motion.pro

Die abschließende Routine zeichnet die potentiellen Erosions- bzw. Depositionsgebiete. Zuerst vergleichen wir die kritische mit der existierenden Bodenschubspannung, danach folgt das Konstruieren einer Karte, analog zu den Bodenschubvektoren.

5 Ergebnisse

5.1 Karten der Bodenschubspannungen

In diesem Kapitel werden wir die Ergebnisse des Modells, das im Zuge der vorliegenden Arbeit entwickelt wurde, vorstellen. Jedes der bearbeiteten Profile wird in sechs Karten präsentiert. Jeder Kartensatz beginnt mit einer Übersichtskarte, um die geographische Lage der Radarpunkte des jeweiligen, erhobenen Profils zu zeigen.

Die zweite und dritte Karte zeigen das Temperatur und Dichteprofil der entsprechenden Tidephase, um die Homogenität der Wassersäule zu belegen oder zu widerlegen.

Die vierte Karte stellt die vollständigen Vektoren der Oberflächenströmung dar. Bei der Vektorpfeildarstellung verwendeten wir ein auf 50 Meter gemittelttes Gitter um eine übersichtliche Darstellung zu bekommen. Zusätzlich enthält diese Karte das zugehörige ADCP-Profil, das durch seine oberste und unterste Schicht repräsentiert wird. In der Karte die in blau dargestellte oberflächennahe Strömung und, mit einem Offset von 100 Meter versehen, die bodennahe Strömung in schwarz.

Karte fünf stellt die Bodenschubspannung betragsmäßig dar. Durch den Verzicht auf die Darstellung von Vektorpfeilen kann die Bodenschubspannung in einem 15 Meter Gitter aufgezeigt werden.

Die sechste und letzte Karte zeigt die betragliche Differenz zwischen der vorhandenen und der kritischen Bodenschubspannung. Diese Karte ist entscheidend, denn sie zeigt auf, wo das Sediment abgelöst und in Bewegung versetzt wird.

Im Anschluss an die Karten folgt die hydrodynamische Interpretation.

Alle Karten sind im Gauss-Krüger-System dargestellt, was die Berechnung in den einzelnen Subroutinen auf einem gemeinsamen Gitter ermöglicht. Die Vektorpfeile in Karte vier wurden aus Gründen der Sichtbarkeit mit 60facher Verstärkung aufgetragen. Die Dimension der Oberflächenströmung ist Meter pro Sekunde. Die Dimension der Bodenschubspannung Newton pro Quadratmeter.

Die hier präsentierten Karten sind nur eine Auswahl aus insgesamt 234 Profilen die an 13 Messtagen erhoben wurden. Einige stellten nur Testprofile dar, bei anderen wurde statt einer Profildarstellung eine CTD- und Windmessung vorgenommen. Von den auswertbaren Profilen waren nur 50 für die Auswertung bezüglich der Bodenschubspannung geeignet. Bei den übrigen überschneiden sich die Radarprofile nicht ausreichend mit den Bathymetrie- oder den Sedimentdaten.

Von diesen 50 Profilen wiederum kamen nur 19 für eine genauere Betrachtung in Frage. Da das RDCP-System zum ersten Mal zum Einsatz kam, konnten die übrigen Profile aufgrund von technischen Problemen nicht bearbeitet werden. Von diesen 19 Profilen haben wir nur sechs für eine Diskussion in den Hauptteil der Arbeit übernommen. Dazu wurden Profile ausgewählt, die einerseits das gleiche Gebiet bei entgegengesetzter Tide abdecken oder die andererseits sehr deutliche Ergebnisse beinhalten.

In den darauf folgenden Abschnitten werden wir den Meeresboden dazu betrachten und die Möglichkeit diskutieren, von unseren Ergebnissen auf Erosion bzw. Deposition zu schließen.

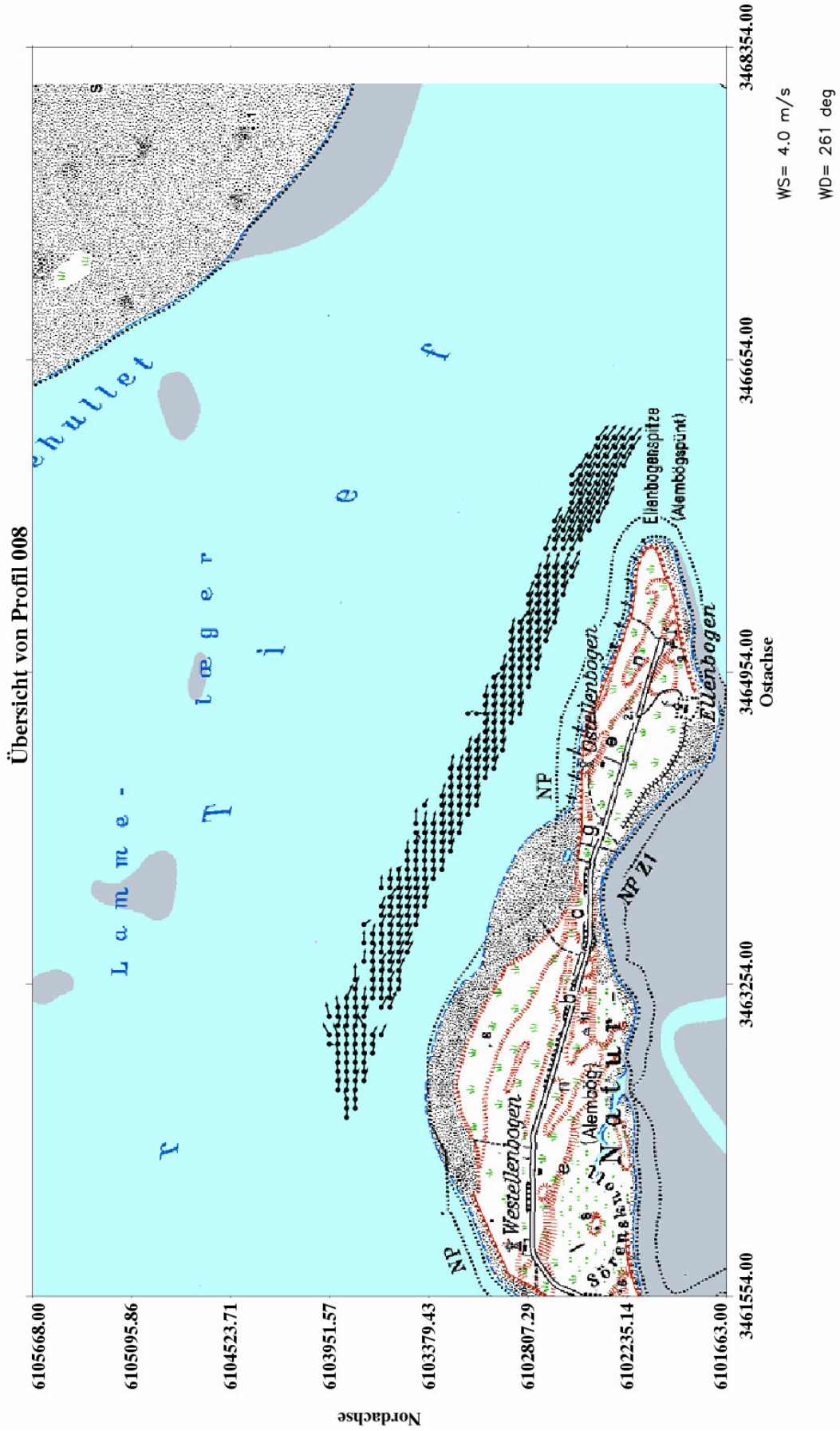


Abb. 5-1: Übersicht der Radarpunkte von Profil 008

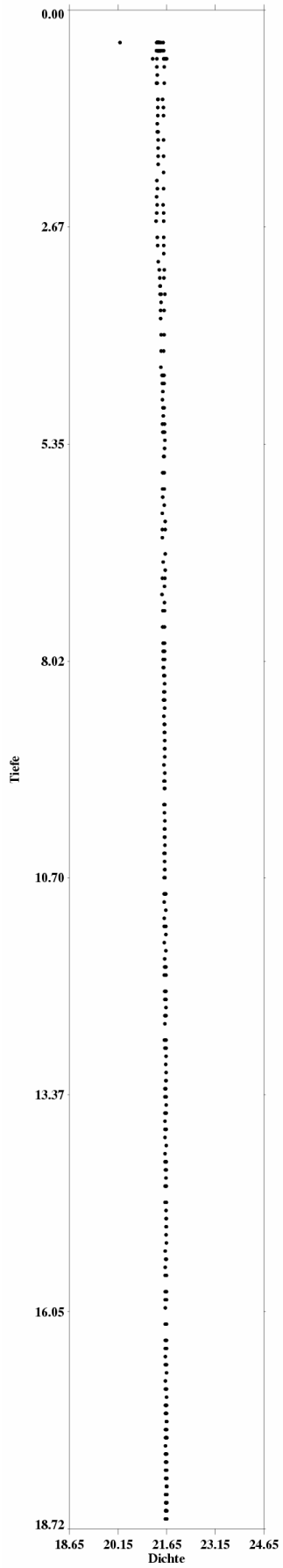


Abb. 5-2.1: Tiefe über Dichte

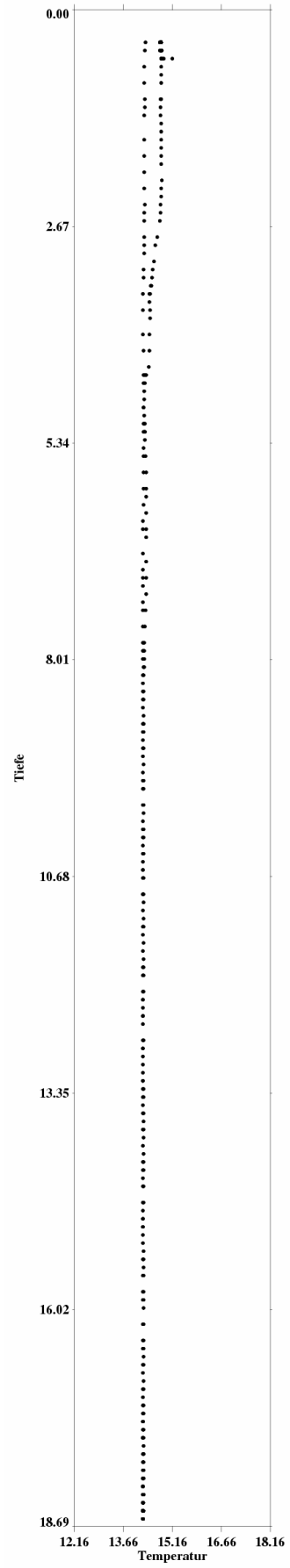


Abb. 5-2.2: Tiefe über Temperatur

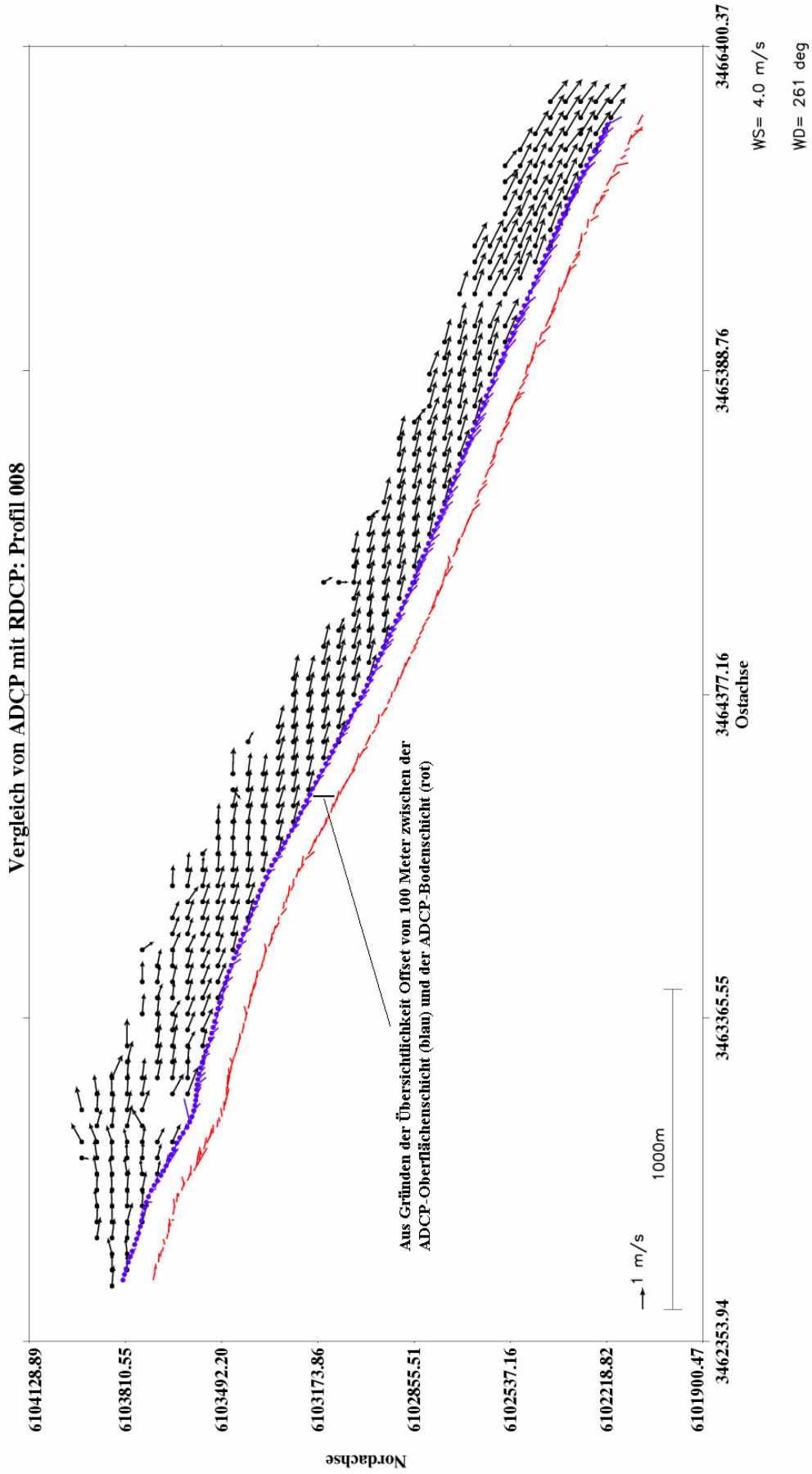


Abb. 5-3: Vektoren der Oberflächenströmung aus RDCP verglichen mit ADCP-Profil

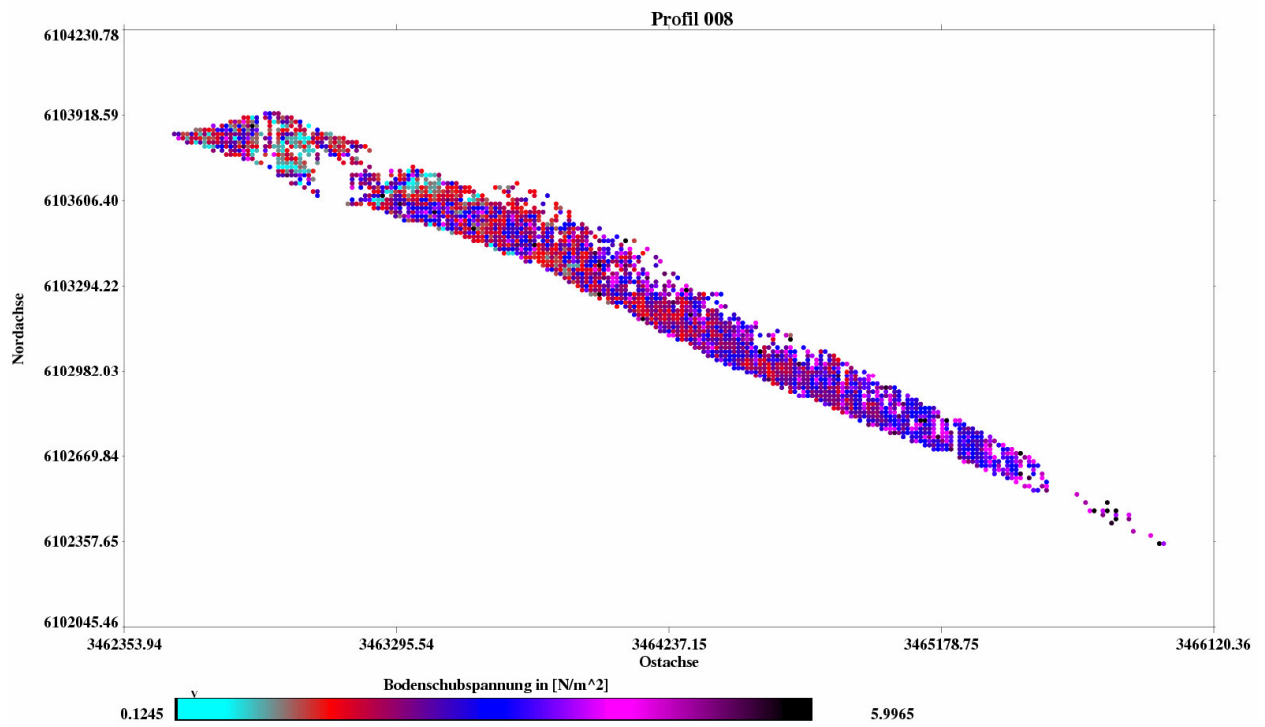


Abb. 5-4.1: Betrag der Bodenschubspannung

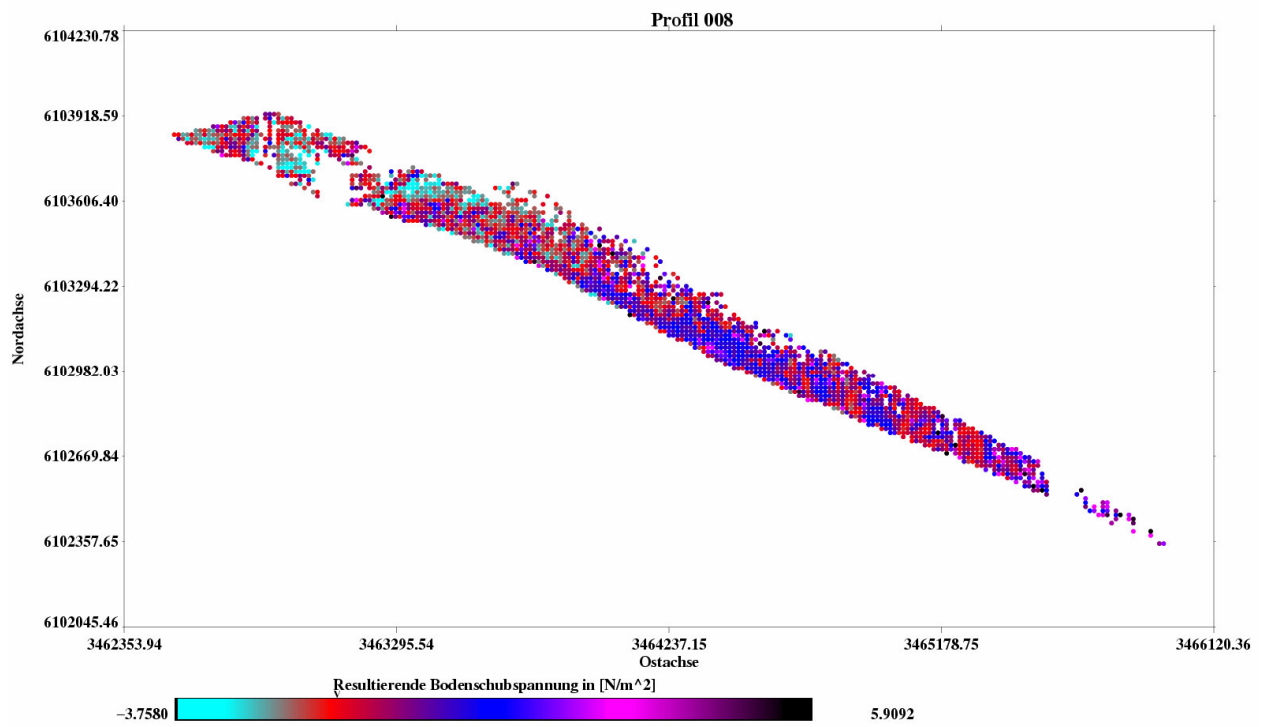


Abb. 5-4.2: Differenz zwischen existierender und kritischer Bodenschubspannung

Das erste Profil trägt die Nummer 008 und wurde am 12.05.2006 in der Zeit von 9:38 bis 10:05 erhoben. Aus Abb. 5-1 ist die Lage des Profils zu erkennen. Es befindet sich im Lister Tief und verläuft parallel zur Küstenlinie. Das Messschiff bewegte sich hier von West nach Ost. Das Profil wurde direkt nach dem Einsetzen der Flutphase erhoben. Die Mächtigkeit der turbulenten Bodenschicht haben wir nach Gleichung (2-41) in Abschnitt 2.5.2 abgeschätzt und erhielten als Ergebnis 130 Meter. Die Wassertiefen belaufen sich in unserem Messgebiet allerdings auf maximal 31 Meter. Selbst ein Fehler von 50% bei der Berechnung der Grenzschicht würde die Tatsache nicht ändern, dass die Grenzschicht die gesamte Wassersäule einnimmt.

Abbildung 5-2.1 und 5-2.2 zeigen auf der gesamten Tiefe praktisch keinerlei nennenswerte Schwankungen in Temperatur und Dichte. Eine Ausnahme ist die Diskrepanz der Temperatur zwischen hieven und fieren. Hier liegt ein technischer Fehler vor. Die CTD-Sonde wurde per Hand gefiert und dabei nicht ausreichend lange Zeit zum Angleichen der Temperatur gewährt.

Diese Daten bestätigen dennoch unsere Annahme, dass die Gewässer unseres Messgebiets homogen durchmischt sind.

Abbildung 5-3 zeigt den vollständigen Strömungsvektor des RDCP und das zugehörige ADCP-Profil. Ein Vergleich der beiden Profile zeigt uns eine Diskrepanz am östlichen Ende des Profils. Die mittels ADCP erhobene Strömung dreht an dieser Stelle, an der Oberfläche wie in Bodennähe schon nach Süden um die Spitze des Lister Ellenbogens, während die Oberflächenströmung diese Drehung nicht aufweist. Dieses Phänomen ist leicht zu erklären. Einerseits bewegte sich das Messschiff am südlichen Rand des Radarprofils, d.h. das Radar blickt nordwärts. Wie aus Abb. 3-6 zu sehen ist, setzt die Radaraufzeichnung erst in einem bestimmten Abstand vom Schiff entfernt ein. Andererseits ist das Gebiet um die Ellenbogenspitze starken, kleinskaligen Veränderungen unterworfen, welche zu Strömungsänderungen innerhalb kurzer Distanzen führen. Unsere Messung fand zu einer solchen Situation statt. Die Kombination von Ort und Zeitpunkt ergab diese Abweichung. Trotzdem wurde das Profil von uns für die Präsentation ausgewählt, da es sich entlang der gesamten Nordküste von Sylt erstreckt und uns einen guten Überblick gewährt.

Gut zu beobachten ist die zunehmende Strömungsgeschwindigkeit am Ellenbogen. Das hat den Grund, dass sich an der Ellenbogenspitze der Querschnitt verringert und somit die Fließgeschwindigkeit erhöht. Nun betrachten wir die Bodenschubspannung. Abbildung 5-4.1 löst den Betrag der Bodenschubspannung sehr gut auf. Wir sehen den Anstieg der Spannung im Bereich der Ellenbogenspitze und die Schwankungen am Westrand. Die Differenz zwischen der gemessenen und der kritischen Bodenschubspannung in Abbildung 5-4.2 zeigt uns ein qualitativ ähnliches Bild. Das bedeutet, dass um die Ellenbogenspitze zu dem gemessenen Zeitpunkt starke Sandbewegungen stattfinden, die nach Westen hin abnehmen und am Ostende des Profils zum Erliegen kommen.

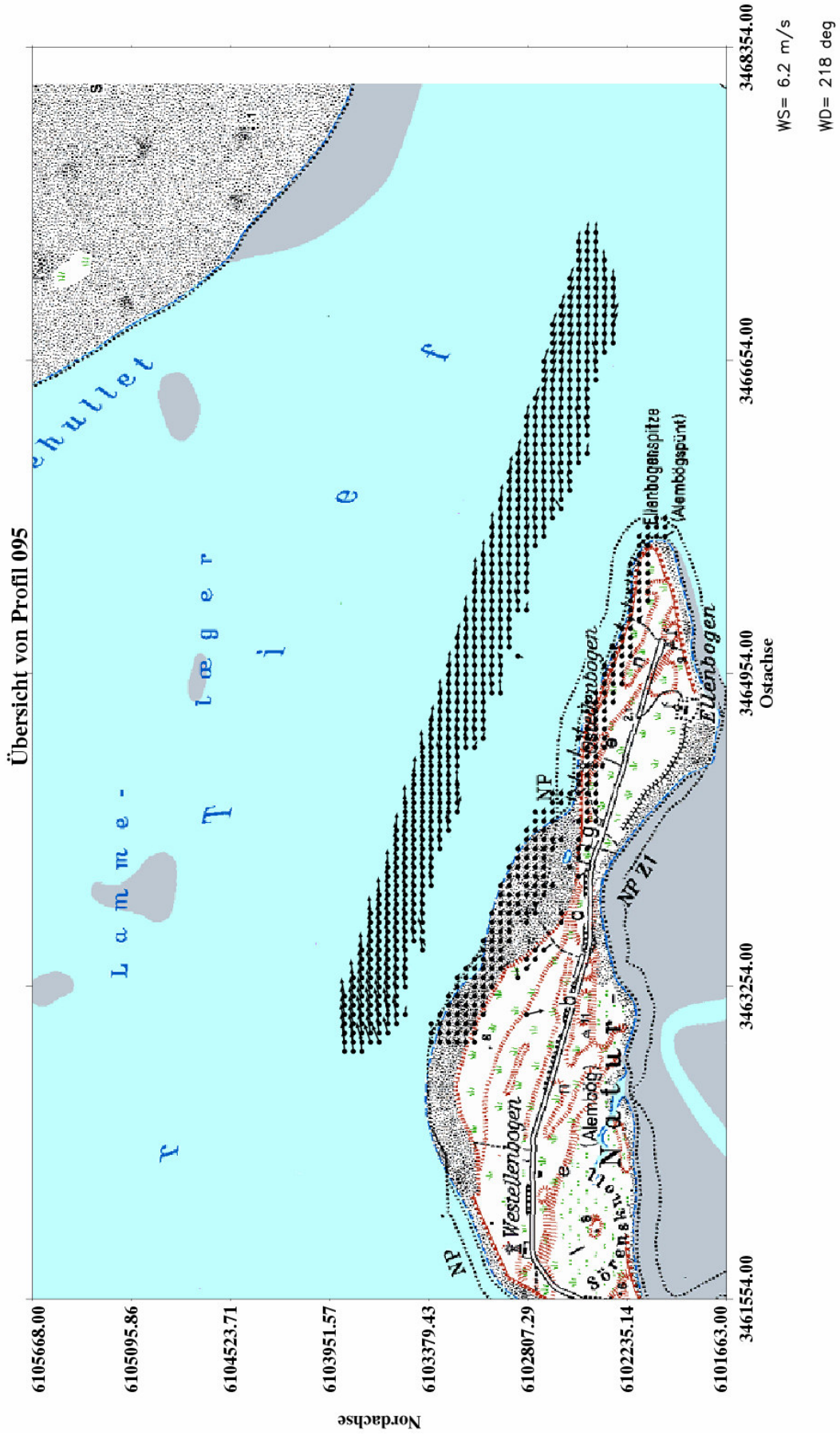


Abb. 5-5: Übersicht der Radarpunkte von Profil 095

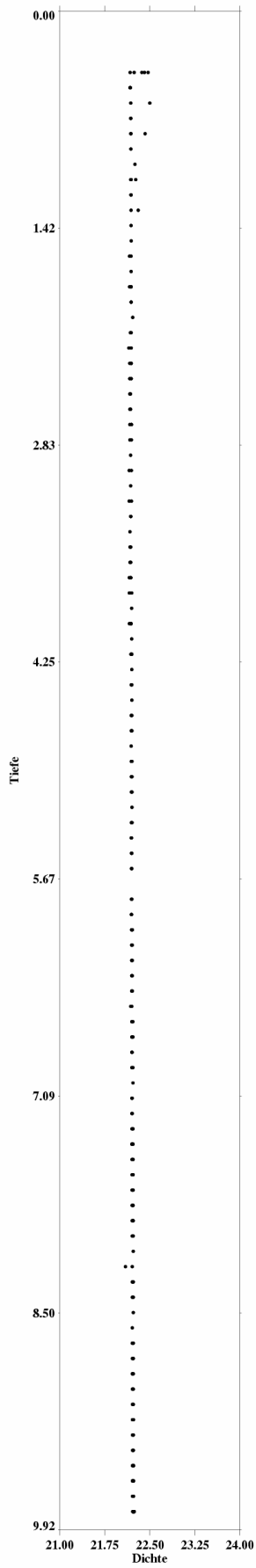


Abb. 5-6.1: Tiefe über Dichte

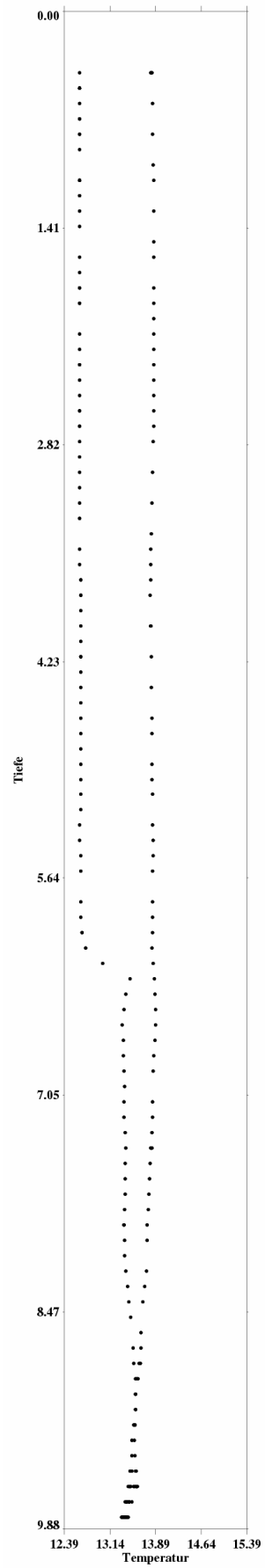


Abb.5-6.2: Tiefe über Temperatur

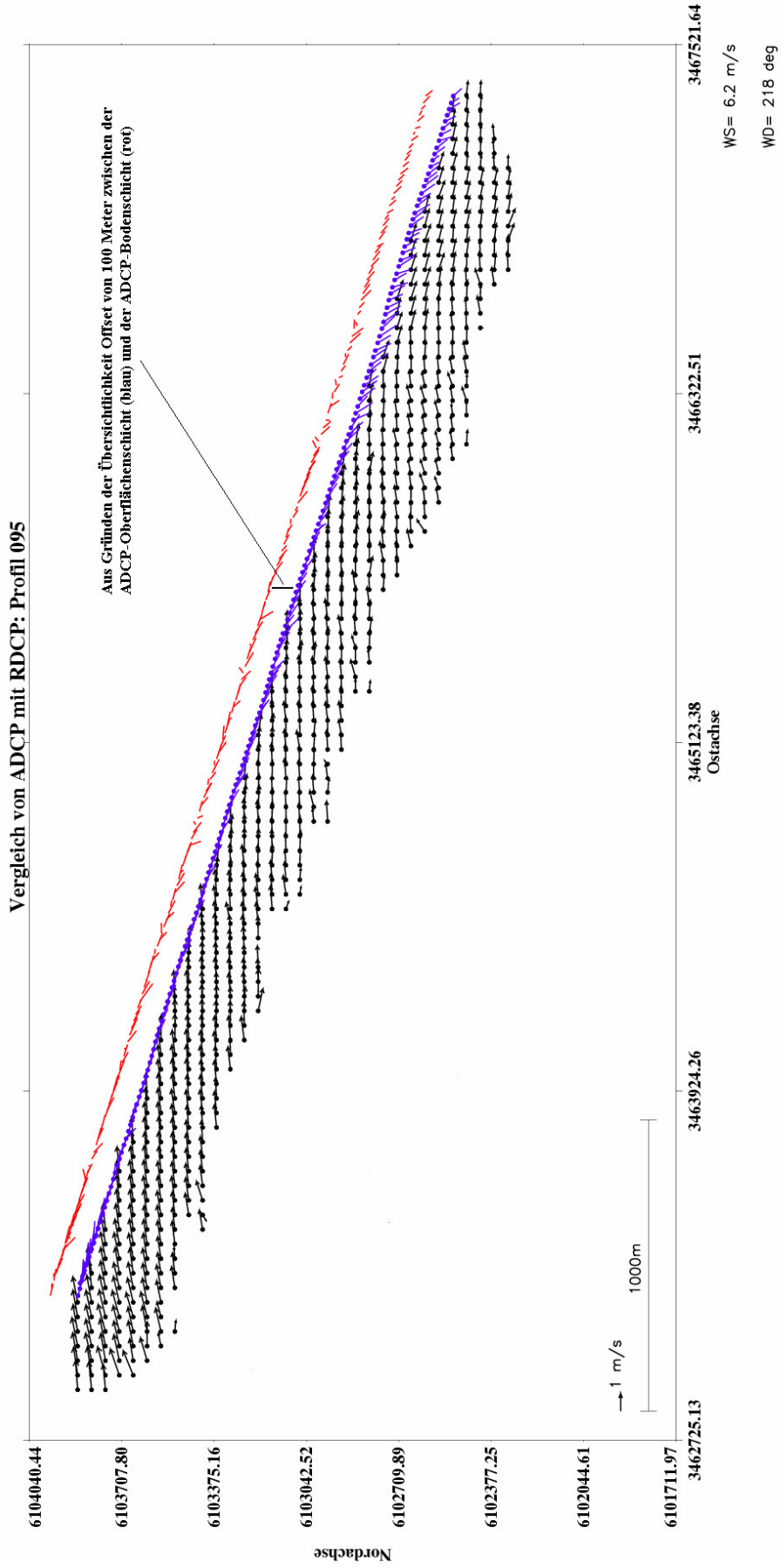


Abb. 5-7: : Vektoren der Oberflächenströmung aus RDCP verglichen mit ADCP-Profil

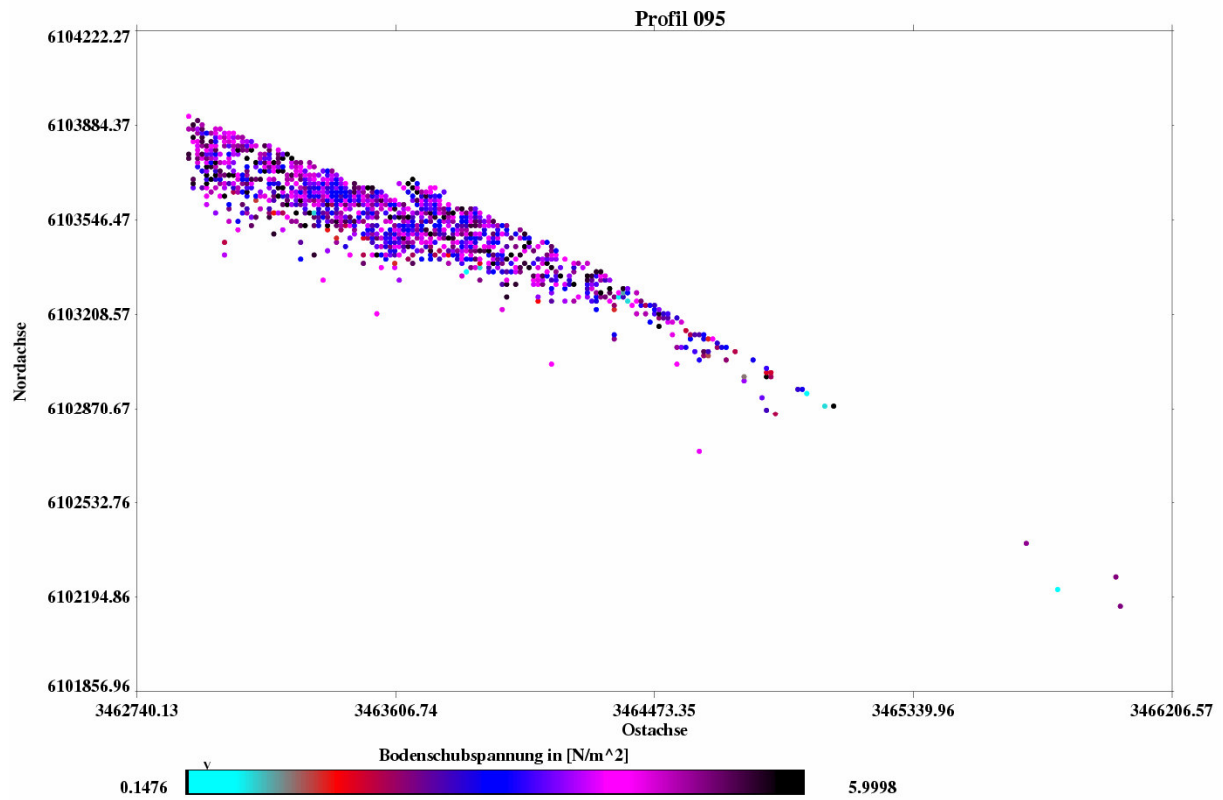


Abb. 5-8.1: Betrag der Bodenschubspannung

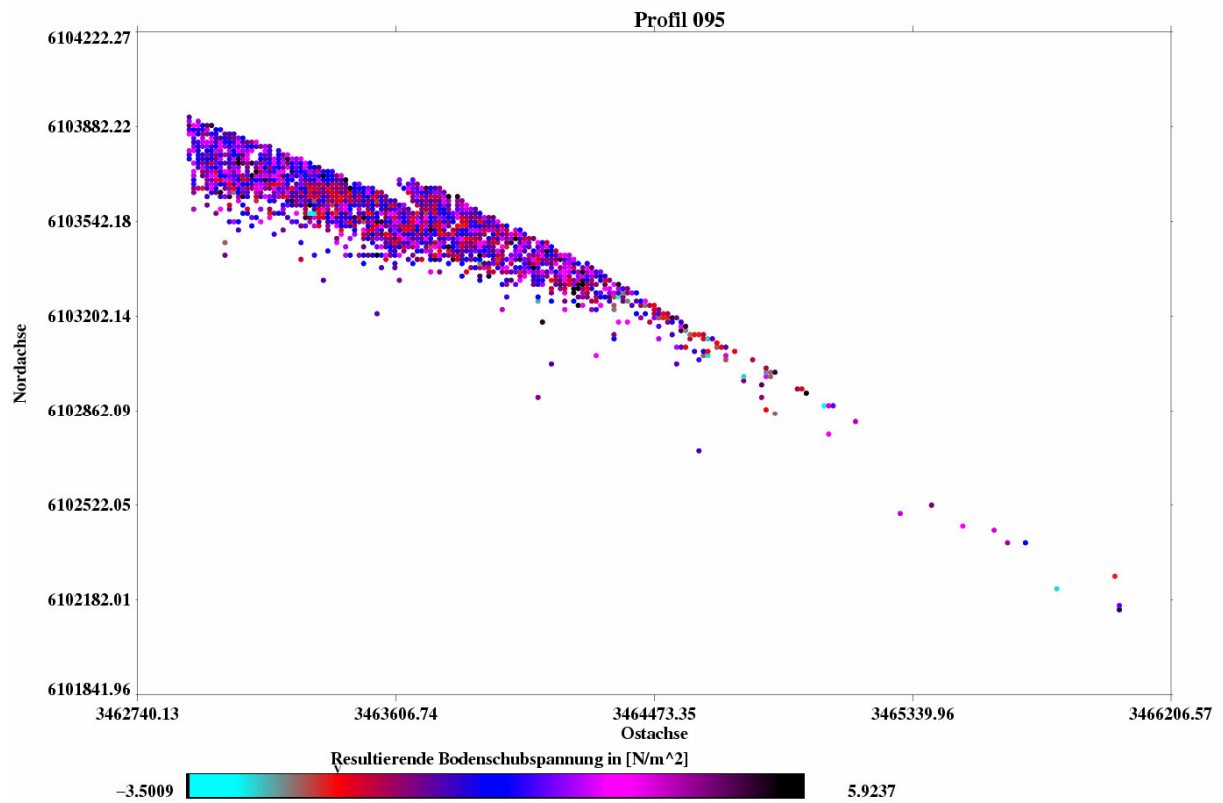


Abb. 5-8.2: Differenz zwischen existierender und kritischer Bodenschubspannung

Das zweite Profil trägt die Nummer 095 und wurde am 17.05.2006 in der Zeit von 16:31 bis 16:52 erhoben, mit der Schiffsbewegung von Ost nach West. Es befindet sich wie Profil 008 im Lister Tief und ebenfalls zur Flutphase. Allerdings befinden wir uns zu diesem Zeitpunkt nur noch eine Stunde vor Hochwasser. Aus Abbildung 5-6.1 sieht man, dass die Dichte über die ganze Wassersäule konstant ist. Die Temperatur hingegen ist einer Schwankung unterworfen. Es ist zu klären ob diese Schwankung vielleicht auf eine Schichtung des Wassers hindeutet. Aus Tabelle 1, Seite 22 kann man sehen, dass die Mächtigkeit der turbulenten Grenzschicht in dieser Tidephase abgeschätzt 159 Meter beträgt. Wir können also von einem durchgängigen Strömungsprofil ausgehen. In Abbildung 5-7.2 ist eine Temperaturschwankung von einem Grad zusehen. Bedeutet dies eine Sprungschicht und damit die Ungültigkeit der RDCP-Messwerte?

Wir beantworten diese Frage mit nein. Einerseits spricht die konstante Dichte gegen eine Sprungschicht, andererseits ist zu sehen, dass die Temperaturschwankung nur das halbe Profil ausmacht, das heißt, dass sie nur beim fieren oder hieven auftrat. Das deutet daraufhin, dass entweder das Schiff während der Messung verdriftet ist und in eine neue Wassermasse geriet. Solche unterschiedlichen Wassermassen entstehen durch Einflüsse von Prielen und Ähnlichem und sind im Küstenbereich nicht ungewöhnlich. Eine weitere Möglichkeit ist der gleiche technische Fehler wie in Profil 008.

In Abbildung 5-7 sind die Strömungsverhältnisse zu sehen. Am Ostrand des Profils sind bei einem Vergleich mit dem ADCP-Profil die gleichen Abweichungen wie in Profil 008 zu sehen. Hier erkennt man, dass die mit ADCP erfasste Strömung nach Süden schwenkt, während die mit Radar erfasste Strömung sich konstant nach Osten bewegt. Dies ist auf die zeitliche Nähe zum Kenterpunkt der Tidedrömung zurückzuführen. Die Oberflächenströmung ist an dieser Stelle bereits mit dem ersten ablaufenden Wasser aus Süden vermischt, während mit ADCP gemessenen, tieferen Strömungen noch auflaufend sind. Wenn wir nun die zugehörige Bodenschubspannung betrachten zeigt sich, dass die Bathymetrie- bzw. Sedimentdaten nur eine kleine Schnittmenge mit den Strömungsdaten besitzen. Daher kann in den Karten 5-8.1 und 5-8.2 nur der westliche Teil des Profils dargestellt werden. Hier sehen wir, dass die Bodenschubspannung deutlich über der kritischen Bodenschubspannung liegt. Ein bathymetrie bezogenes Muster ist nur ansatzweise zu erkennen, da die Strömungsdaten zu wenig Fläche abdecken. Zu erkennen sind diagonale Streifen, die von Nordost nach Südwest verlaufen und um den betragsmäßigen Nullpunkt der Schubspannung variieren.

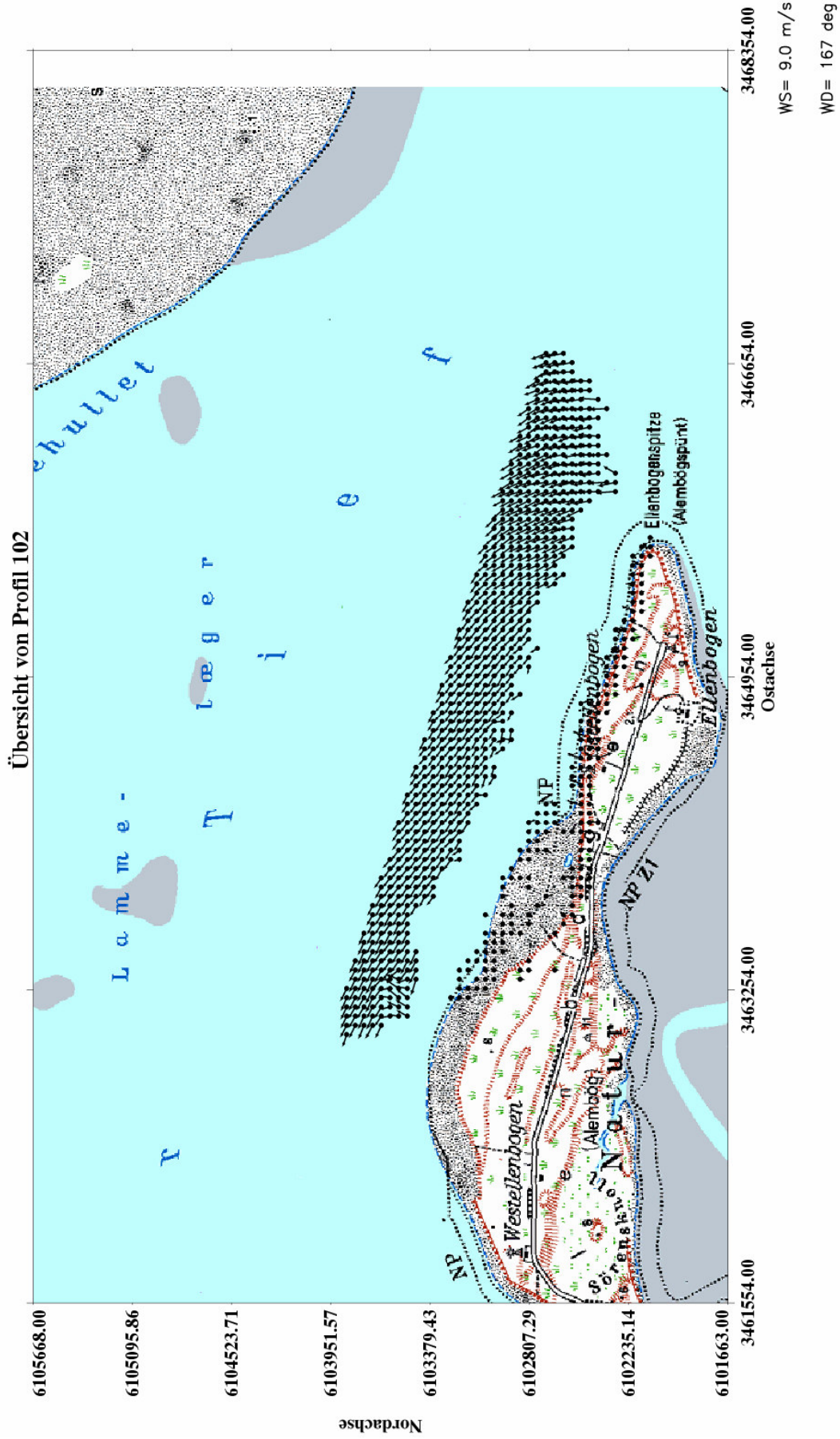


Abb. 5-9: Übersicht der Radarpunkte von Profil 102

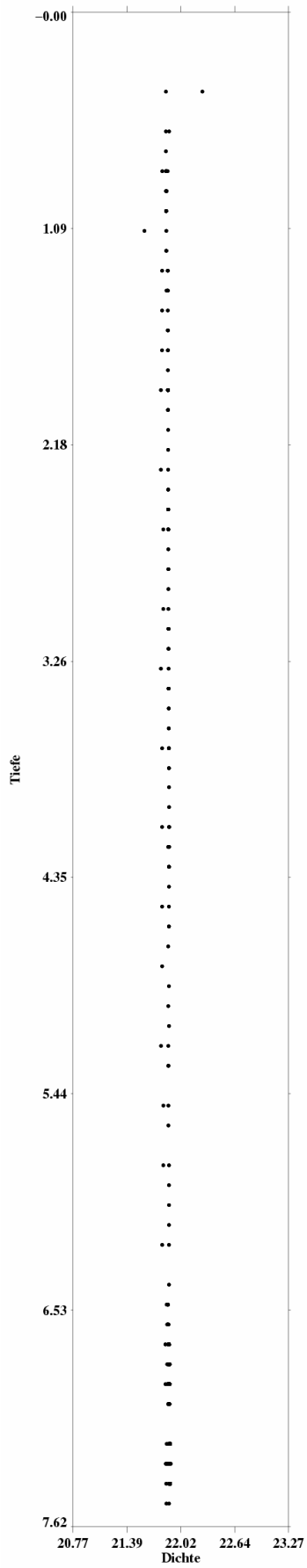


Abb. 5-10.1: Tiefe über Dichte

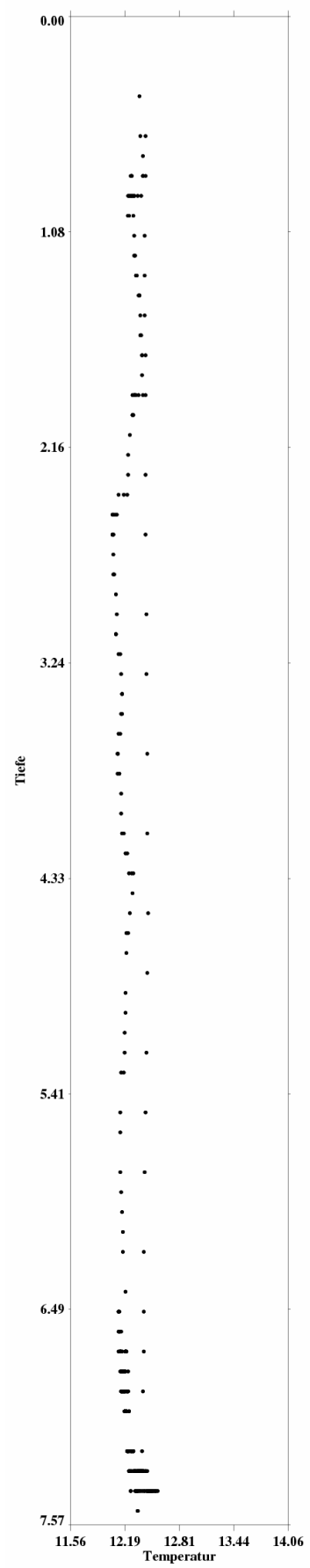


Abb. 5-10.2: Tiefe über Temperatur

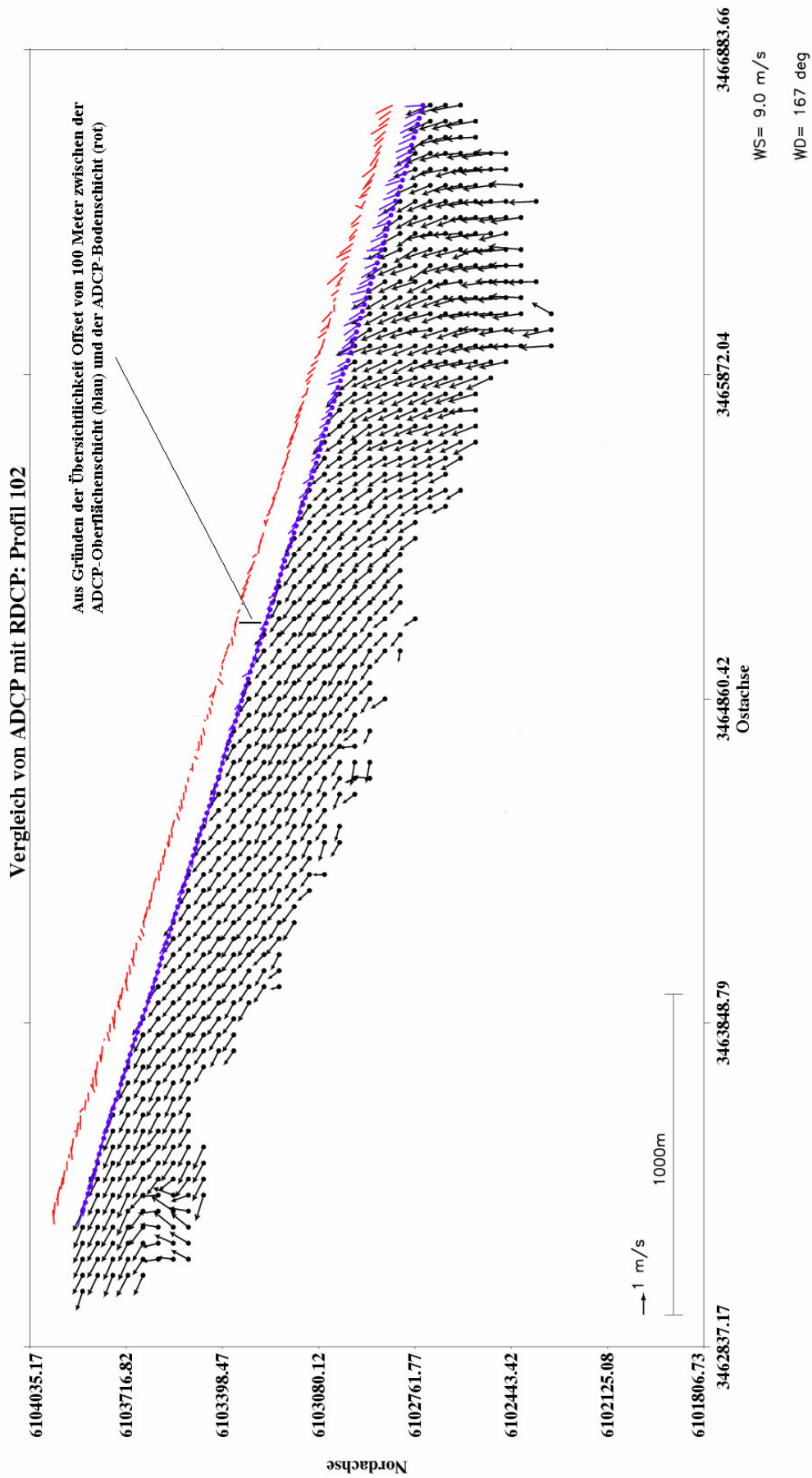


Abb. 5-11: : Vektoren der Oberflächenströmung aus RDCP verglichen mit ADCP-Profil

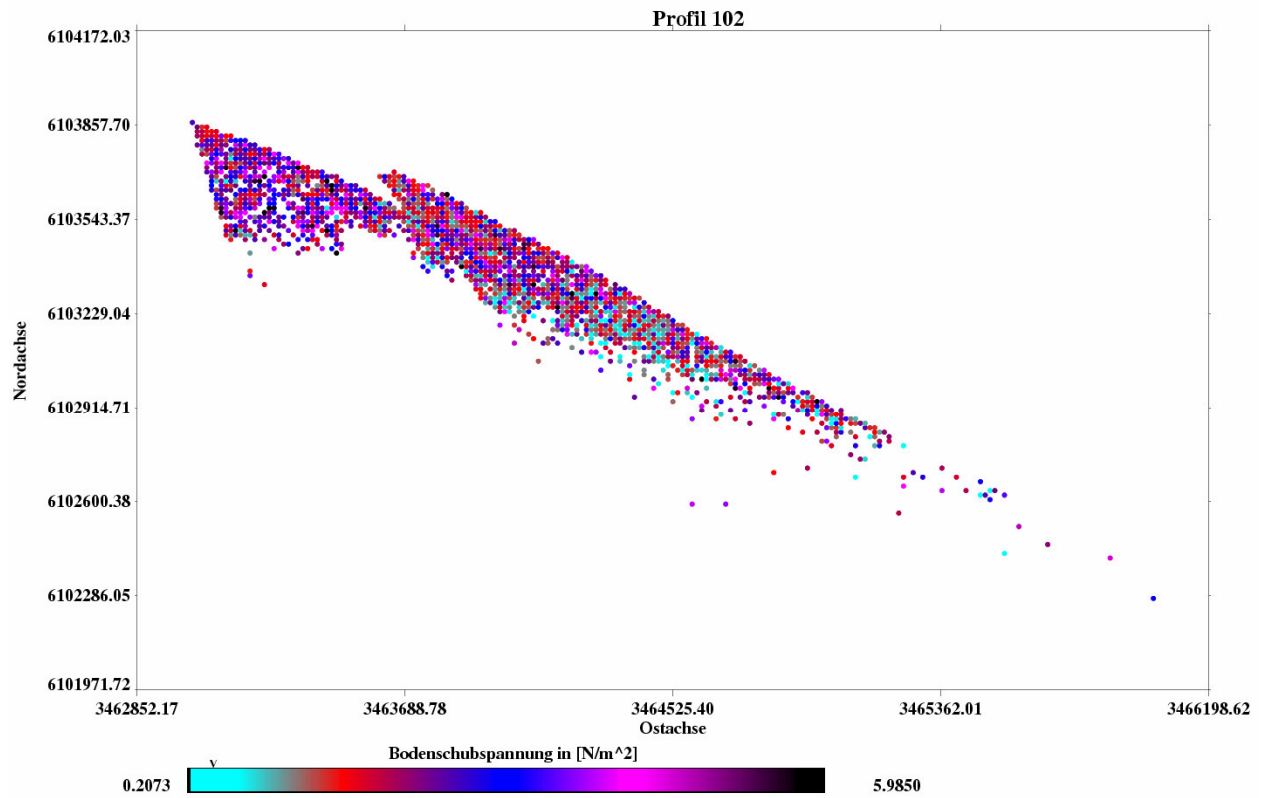


Abb. 5-12.1: Betrag der Bodenschubspannung

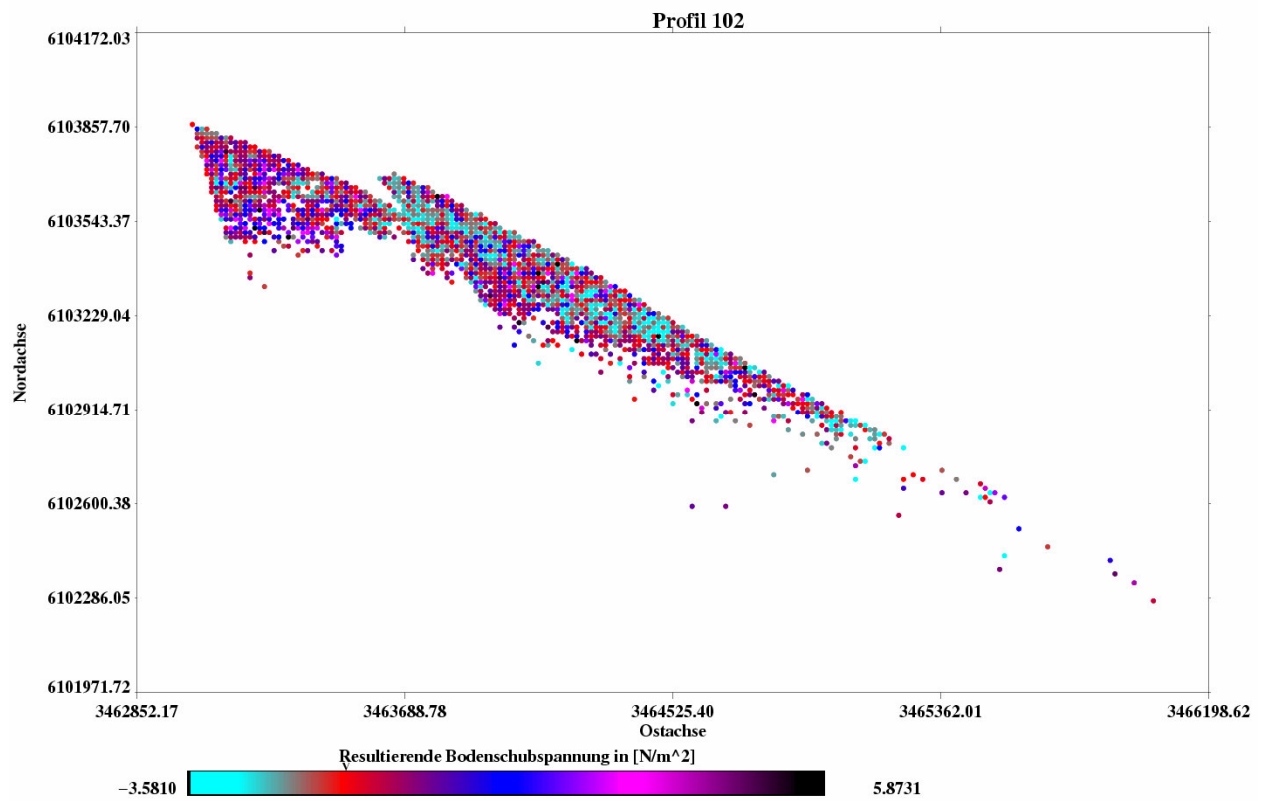


Abb. 5-12.2: Differenz zwischen existierender und kritischer Bodenschubspannung

Das dritte Profil hat die Nummer 102. Gemessen wurde am 18.05.2006 zwischen 10:09 und 10:26. Es ist dasselbe Gebiet wie Profil 95, aber es wurde während einer Ebbphase drei Stunden nach Hochwasser erhoben. Hier können wir nun einen ersten Vergleich zwischen Flut und Ebbe anstellen. Abbildung 5-10.1 und 5-10.2 zeigen uns gut durchmischte Wasserverhältnisse und damit eine ungeschichtete Wassersäule. Die Unstetigkeit des Temperaturprofils ist auf zu schnelles Frieren und Thawen zurückzuführen. Die Mächtigkeit der Grenzschicht können wir wiederum aus Tabelle 1 ablesen. Hier beträgt sie abgeschätzt 150 Meter. Auch hier wird die maximale Wassertiefe um das Fünffache übertroffen. Die Bodenturbulenzen wirken sich bis zur Wasseroberfläche aus.

Abbildung 5-11 sehen wir, dass das RDCP und ADCP-Profil eine sehr gute Übereinstimmung zeigen. Die oberflächennahe und die bodennahe ADCP Messung ergeben dieselbe Strömungsrichtung. Die Drehung um die Ellenbogenspitze wird mit beiden Messverfahren sehr gut erfasst. In der Graphik ist ein weiteres Phänomen am Westrand des Profils zu erkennen. Eine starke Strömung, die nach Nord-Nordost weist. Allerdings ist diese Strömung auf Störeinflüsse eines Regenschauers zurückzuführen. Bei Betrachtung der Bodenschubspannung sehen wir, wie in Profil 095, dass die Echolotdaten wieder nur den Westrand des Profils abdecken. Bei der hier herrschenden Ebbströmung wird allerdings der Betrag der Bodenschubspannung gegenüber der Flutströmung in Profil 095 deutlich abgeschwächt.

Ebenfalls zu erkennen ist ein Streifenmuster von türkisfarbener und damit schwächerer Bodenschubspannung in der Mitte der Graphik 5-12.1. Die Streifen verlaufen von Nordost nach Südwest und sind ein erster Hinweis auf den Einfluss der Bathymetrie.

Die resultierende Bodenschubspannung ist hier ebenfalls deutlich schwächer als die resultierende Bodenschubspannung in Profil 095. Große Bereiche besitzen einen Betrag der nahe Null liegt und damit auf potentielle Deposition hindeutet. Ausgeprägte Streifen, die von der Bathymetrie herrühren könnten sind in Graphik 5-12.2 nicht eindeutig zu erkennen.

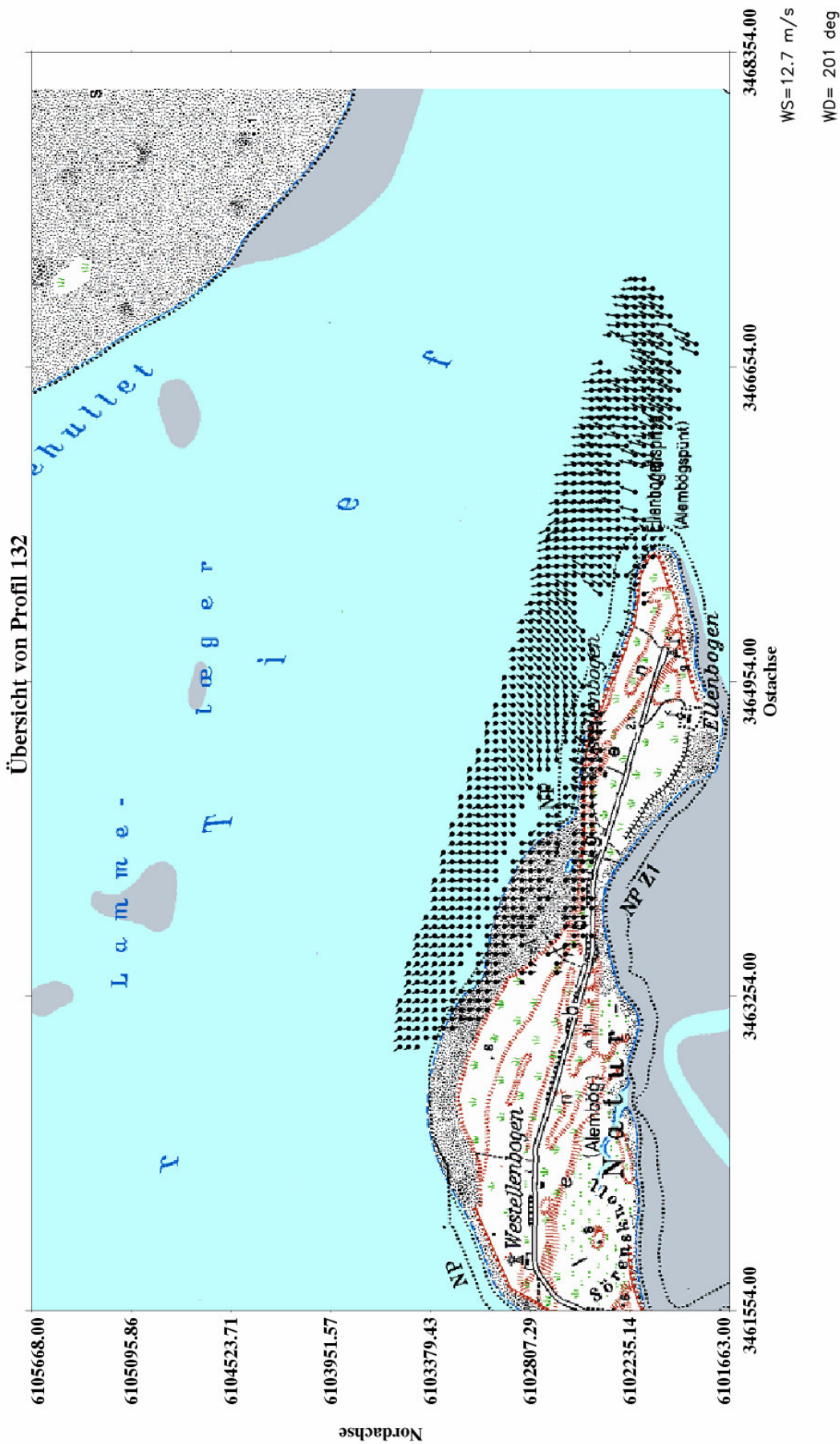


Abb. 5-13: Übersicht der Radarpunkte von Profil 132

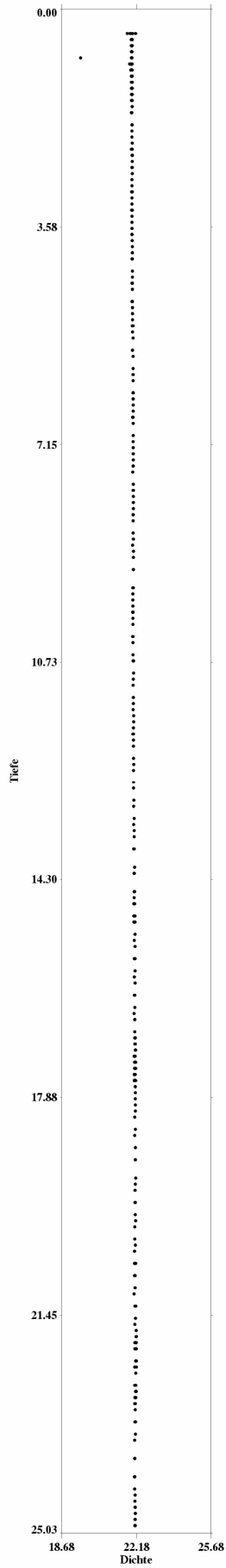


Abb. 5-14.1 : Tiefe über Dichte

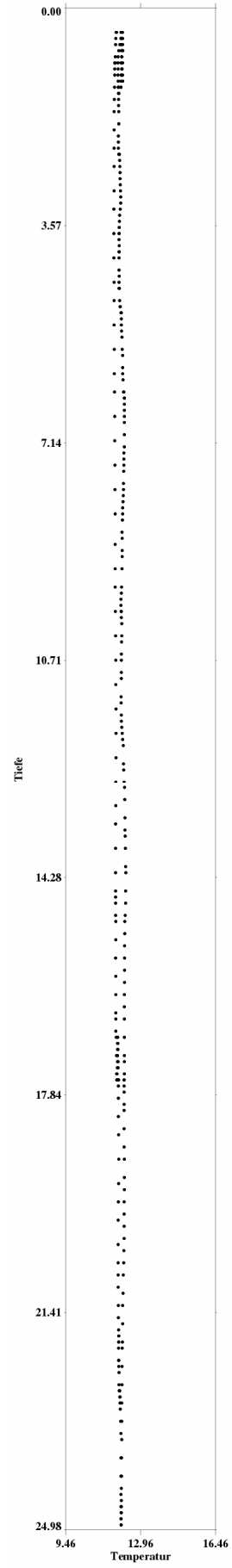


Abb. 5-14.2: Tiefe über Temperatur

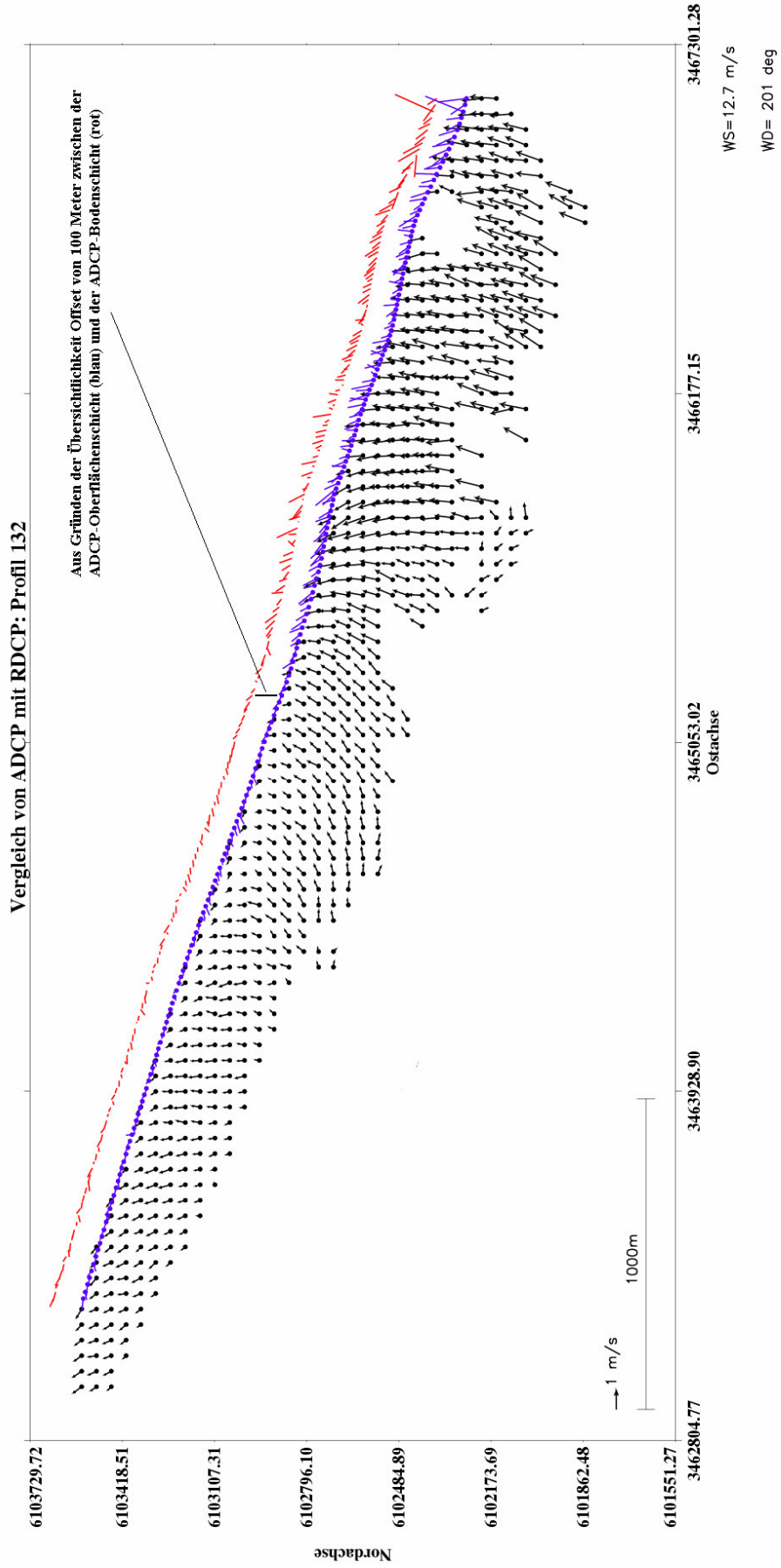


Abb. 5-15: : Vektoren der Oberflächenströmung aus RDCP verglichen mit ADCP-Profil

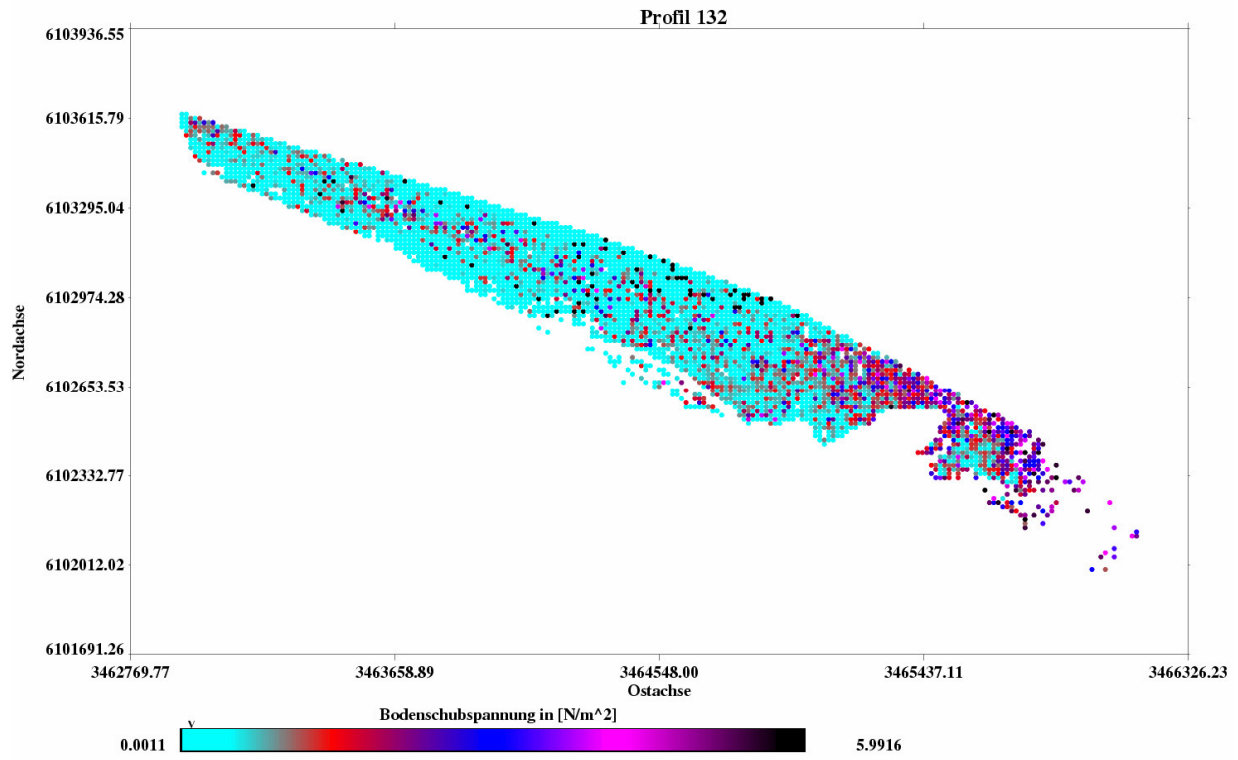


Abb. 5-16.1: Betrag der Bodenschubspannung

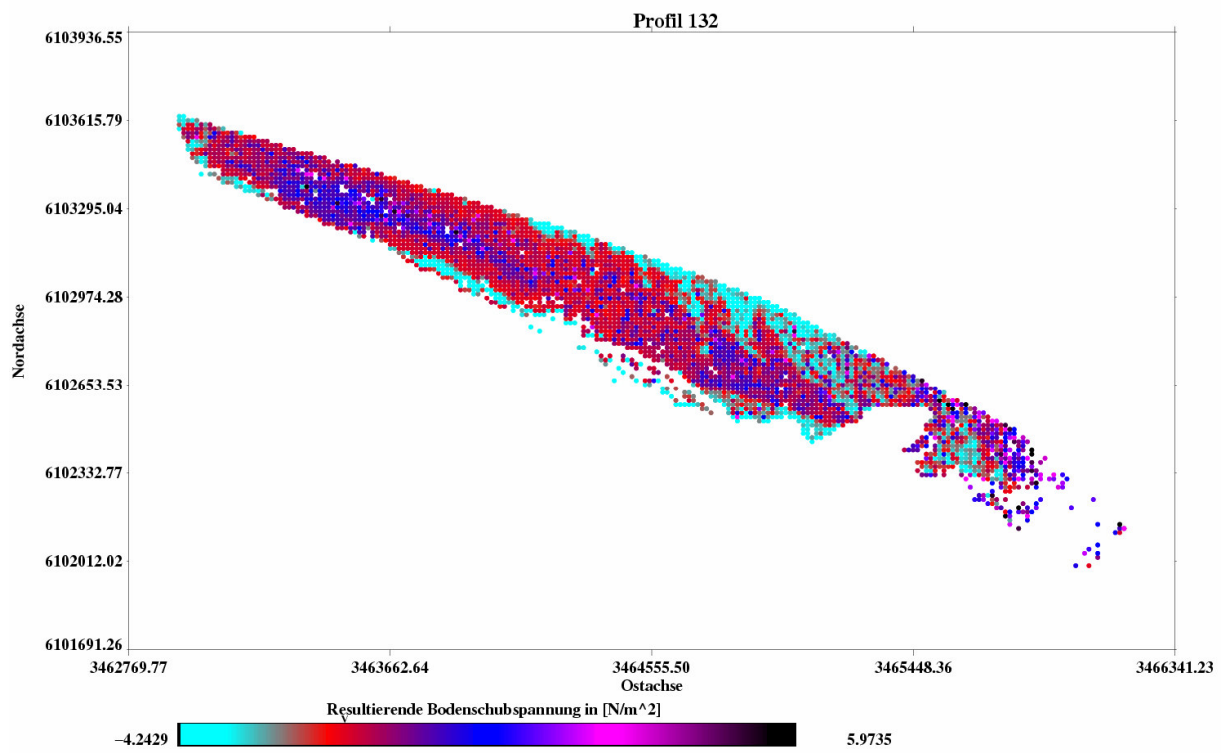


Abb. 5-16.2: Differenz zwischen existierender und kritischer Bodenschubspannung

Profil 132 wurde am 19.05.2006 in der Zeit von 11:51 bis 12:13 während einer Ebbphase erhoben. Es handelt sich hierbei um ein Längsprofil ähnlich den ersten drei. 132 ist etwas weiter südlich, und damit näher an der Küste gelegen. Aus Abbildung 5-14.1 und 5-14.2 sieht man, dass der Wasserkörper gut durchmischt ist. Wenn wir wieder Tabelle 1 konsultieren, sehen wir, dass die Mächtigkeit der turbulenten Grenzschicht schätzungsweise 150 Meter beträgt. Das heißt wir können wieder problemlos von der Meeresoberfläche auf den Meeresboden rechnen.

Das RDCP-Profil und das ADCP-Profil in Abbildung 5-15 zeigen beide die Drehung des Ebbstroms um die Ellenbogenspitze. Im ADCP-Profil 5-19 ist am östlichen Rand ein stark abweichender Wert zu sehen. Wir müssen davon ausgehen, dass der gesamte Messpunkt fehlerhaft ist. Die restlichen Werte liegen allerdings eng beieinander und wir können diesen einen Fehlwert vernachlässigen. Ein weiteres, lokales Phänomen ist im RDCP-Profil andeutungsweise zu erkennen. Während der Oberflächenstrom dem Tidekanal nach Nordwesten folgt erfasst das RDCP eine weitere Drehung. Die Strömung an der Ellenbogenspitze strömt nach Südosten entgegen des allgemeinen Ebbstroms. Der Grund für dieses Phänomen ist ein Neerstrom, der, unabhängig von der Tidephase, beständig in südöstlicher Richtung die Ellenbogenspitze umströmt.

Wir sehen, dass die betraglichen Bodenschubspannungen in diesem Profil einen starken Gradienten aufweisen. Der östliche Bereich über der Ellenbogenspitze zeigt hohe Schubspannungen, die ausreichen den Meeresboden in Bewegung zu versetzen. Wenn wir dem Profil nach Westen folgen, kommen wir in einen zweiten Bereich der verminderte Schubspannungen zeigt, die fast bis auf Null absinken. Am östlichen Ende des Profils scheint die Bodenschubspannung im Mittel wieder leicht anzusteigen.

Die resultierende Bodenschubspannung zeigt ausgeprägte Muster. Wir sehen Bereiche mit niedriger Schubspannung, in denen Sedimentation möglich ist und im östlichen Teil des Profils eine Zone erhöhter Bodenschubspannung, die weder auf die Bathymetrie noch auf erhöhte Strömungsgeschwindigkeit zurückzuführen ist. Es handelt sich hierbei um eine Zone mit sehr feinkörnigem Sediment. Dadurch ist die kritische Schubspannung soweit reduziert, dass es hier prinzipiell zu Erosion kommen kann. Eine Betrachtung hierzu ist in Abschnitt 5.2 zu finden.

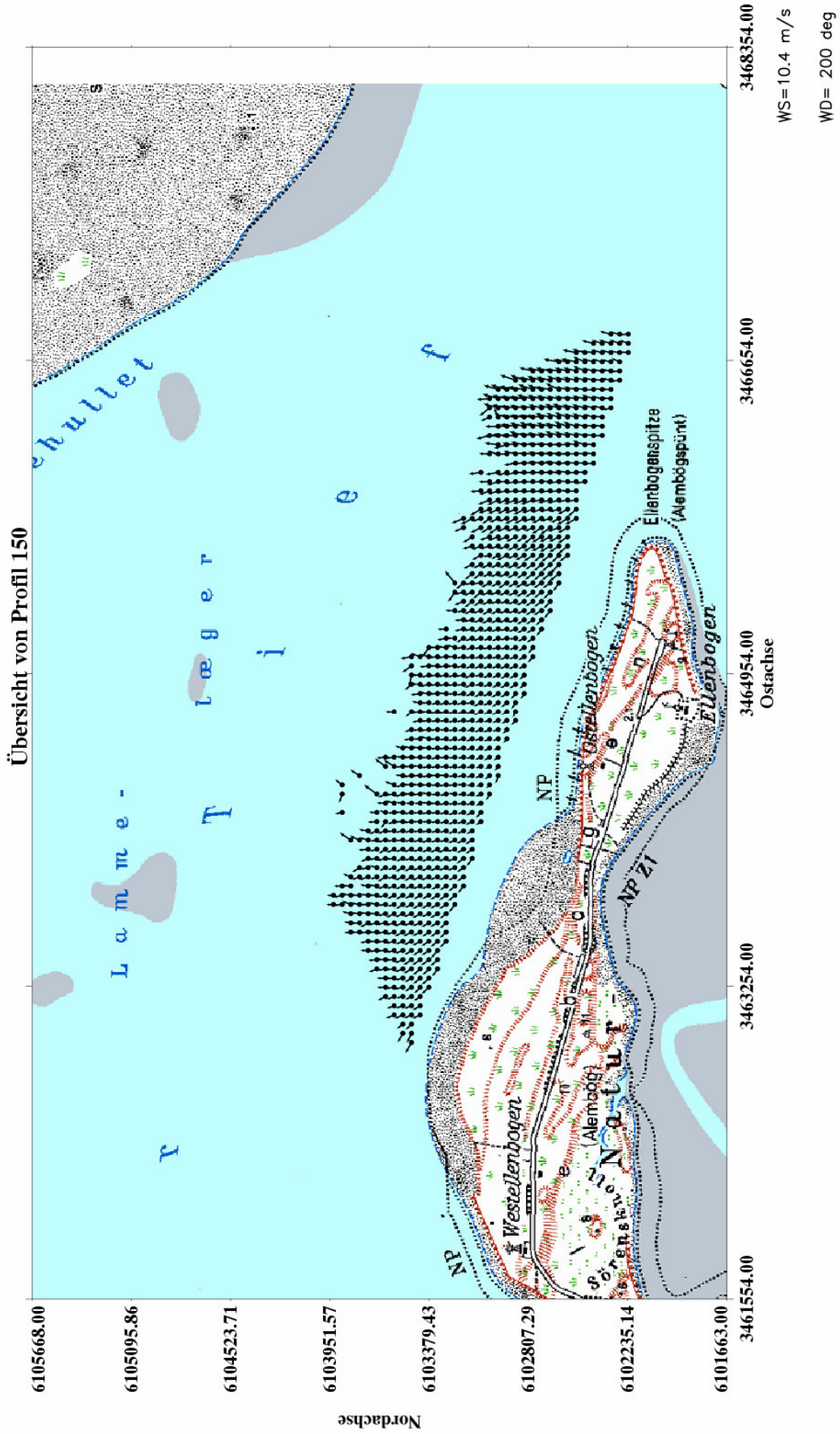


Abb. 5-17: Übersicht der Radarpunkte von Profil 150

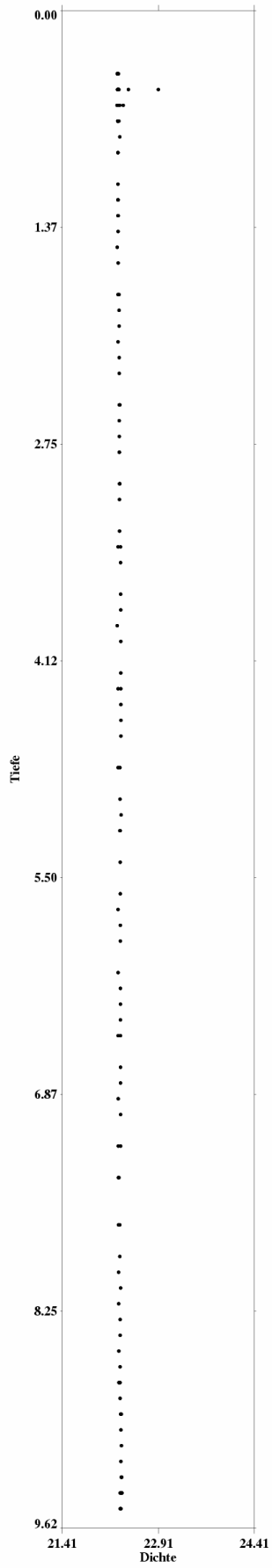


Abb. 5-18.1: Tiefe über Dichte

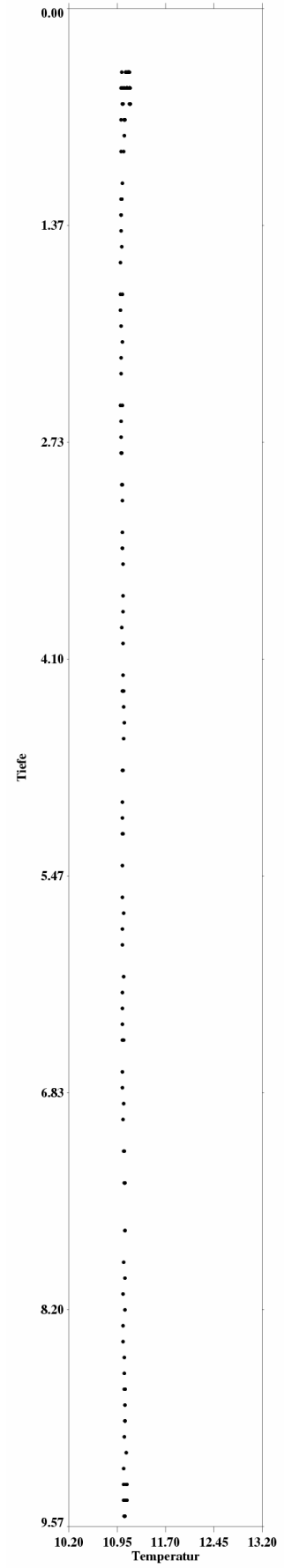


Abb. 5-18.2: Tiefe über Temperatur

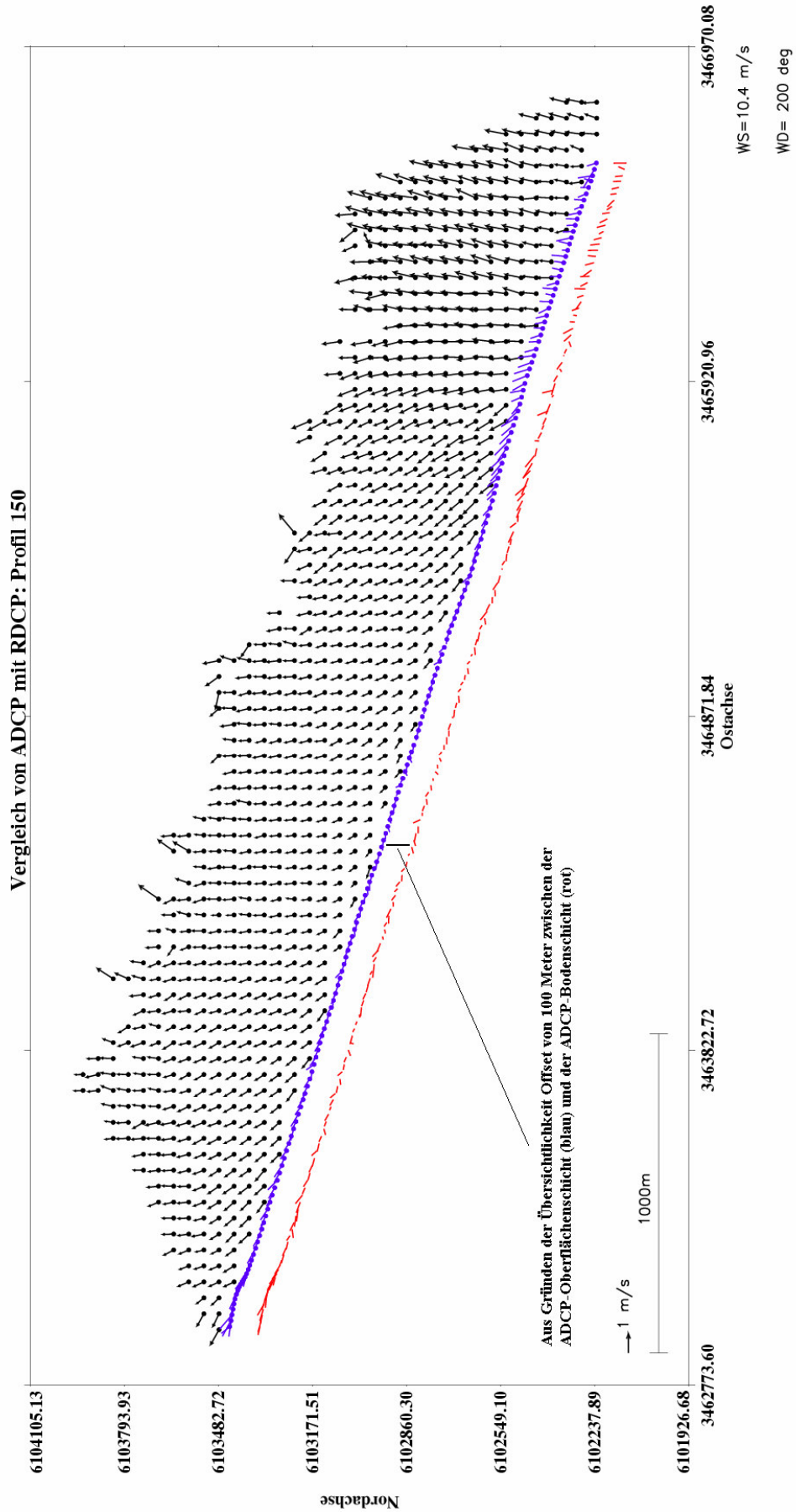


Abb. 5-19: : Vektoren der Oberflächenströmung aus RDCP verglichen mit ADCP-Profil

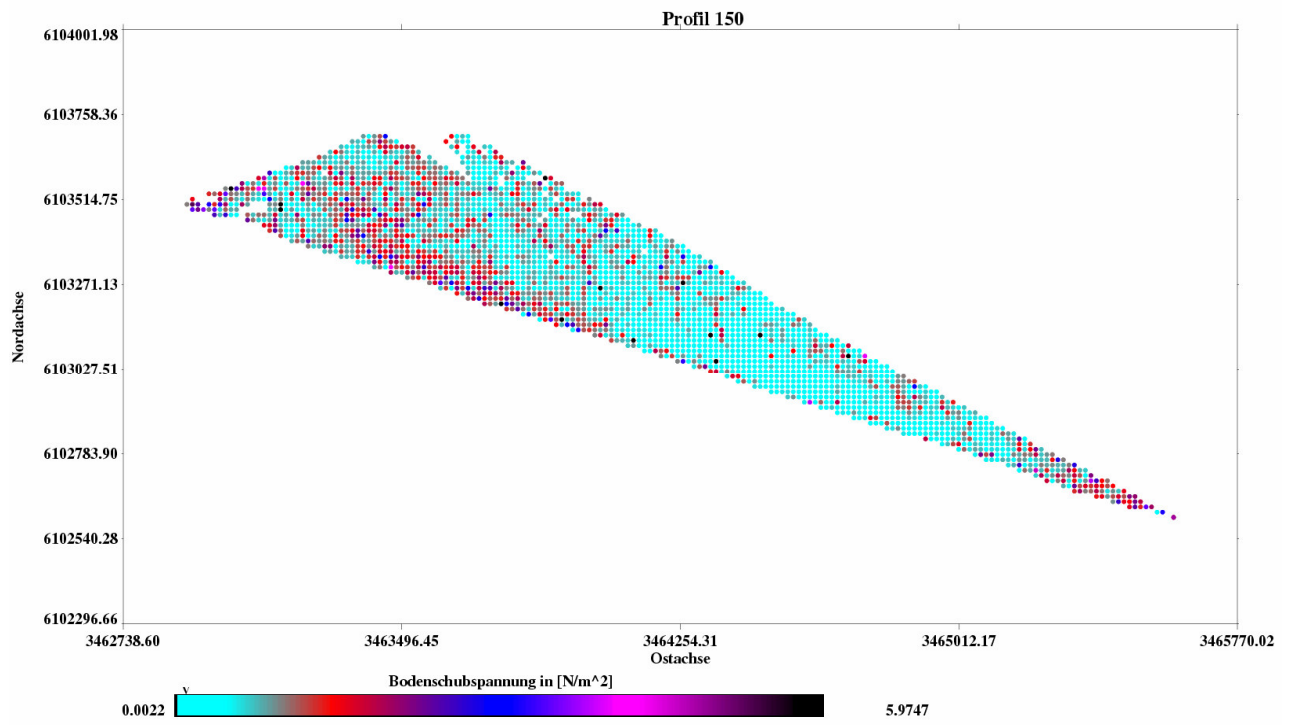


Abb. 5-20.1: Betrag der Bodenschubspannung

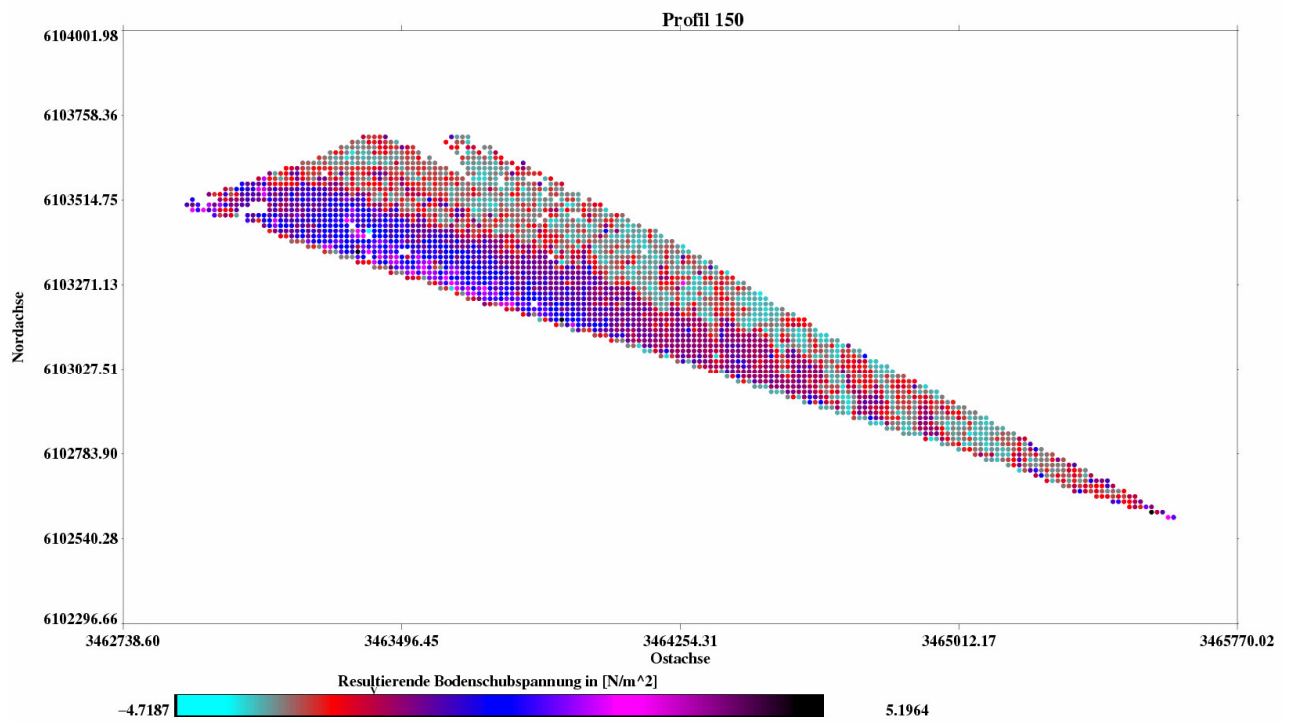


Abb. 5-20.2: Differenz zwischen existierender und kritischer Bodenschubspannung

Das fünfte Profil ist Nummer 150 und wurde am 20.05.2006 in der Zeit von 09:43 bis 10:03 erhoben. Die Messung fand zur Ebbphase eine Stunde nach Hochwasser statt. Das Profil befindet sich im Lister Tief und überschneidet sich mit den vorangegangenen Profilen etwas. In diesem Fall fuhr das Schiff von Ost nach West mit dem RDCP nach Steuerbord gerichtet.

Die Abbildungen 5-18.1 und 5-18.2 zeigen die ungeschichtete Wassersäule. Tabelle 1 entnehmen wir die Mächtigkeit der Grenzschicht von 136 Meter, was uns den angenommenen, barotropen Fall bestätigt. In Abbildung 5-19 kann man wiederum die Drehung des Ebbstroms um den Ellenbogen sehen. ADCP und RDCP gehen hier wieder konform. Die bodennahe Wasserschicht des ADCP bestätigt, dass hier homogene Verhältnisse vorliegen, bei denen die Strömung nicht mit der Tiefe dreht.

Die Bodenschubspannung in Abbildung 5-20.1 zeigt hier mehrere Bereiche. Am östlichen Ende beginnend nimmt die Schubspannung ab. In der Mitte des Profils sind gekrümmte Linien mit höherer Schubspannung zu erkennen. Wie im nächsten Abschnitt gezeigt werden soll, zeichnen diese Bereiche die Bathymetrie sehr genau nach. Im westlichen Teil des Profils verschwinden diese Strukturen wieder. Im Vergleich mit der kritischen Bodenschubspannung in Abbildung 5-20.2 sieht man, dass der westliche Teil des Profils in einen positiven und in einen negativen Bereich geteilt wird, dessen Grenze parallel zum Schiffskurs verläuft und der im Norden somit potentielle Deposition und im Süden somit potentielle Erosion aufweist. Außerdem sieht man hier einen Bereich, der, wie schon im Profil 132, besonders niedrige, kritische Schubspannungen aufweist. Wenn wir die Koordinaten mit denen aus Profil 132 vergleichen, stellt man fest, dass diese Bereiche in Abbildung 5-16.2 und 5-20.2 denselben feinkörnigen Bereich kennzeichnen. Im östlichen Teil des ganzen Profils sind wieder Auswirkungen der Bathymetrie bzw. des variierenden Sediments zu erkennen, die sich als diagonale Streifen wechselnder, resultierender Bodenschubspannung zeigen.

Ein Hinweis auf die Orientierung der Bathymetrie gibt die Tatsache, dass der Einfluss der Bodenformen bei Ebbphasen deutlich wird. In der Fachsprache wird dies als Flutorientiert bezeichnet. Die Flanken der Sanddünen fallen in Flutrichtung deutlich flacher ab als in Ebbrichtung. Das bedeutet, dass bei Ebbe die Strömung auf eine wesentlich stärkere Steigung trifft als bei Flut. Dieser erhöhte Neigungswinkel führt zu einer erhöhten Bodenschubspannung, welche in der Graphik 5-20.1 zu erkennen ist.

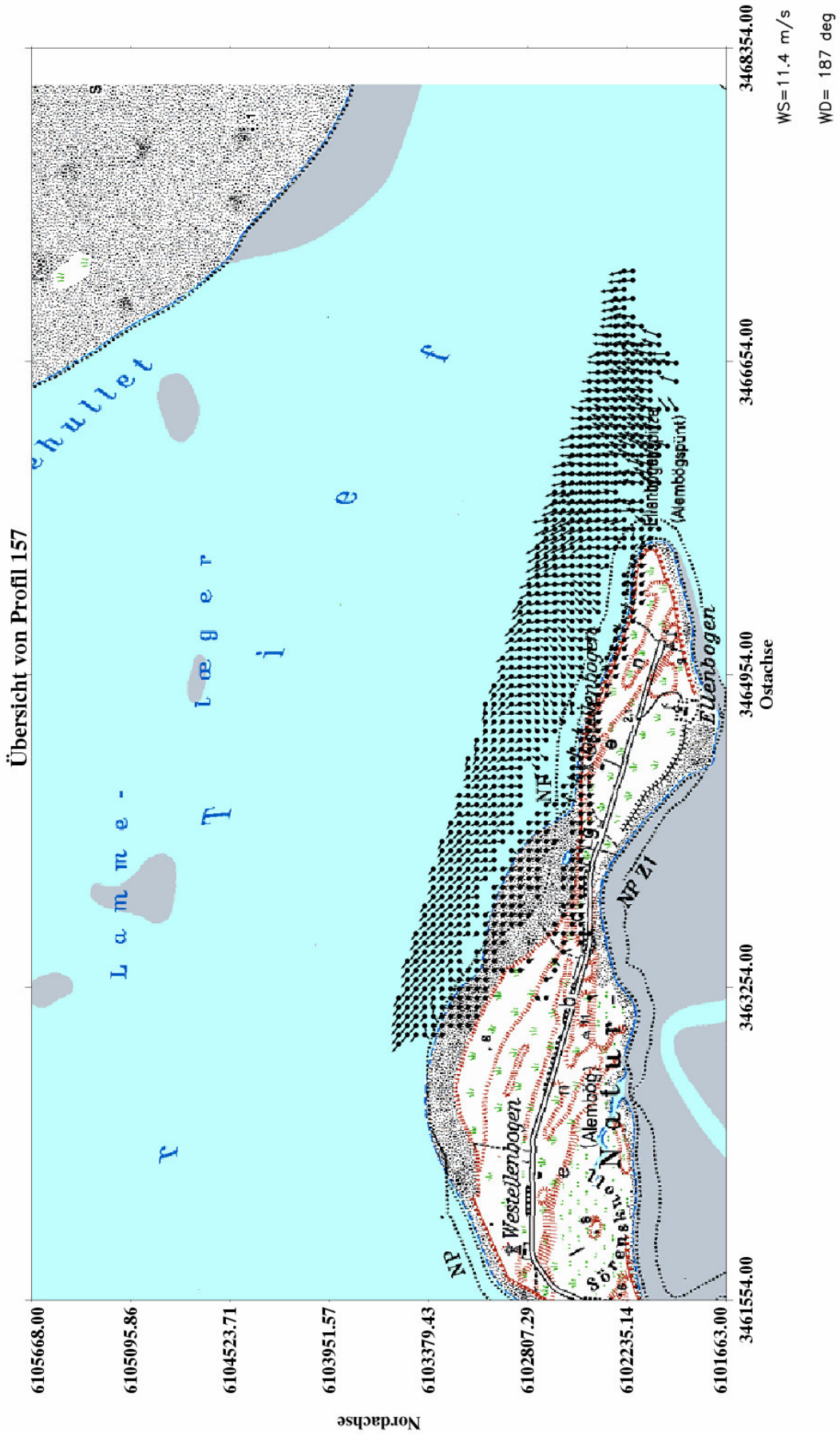


Abb. 5-21: Übersicht der Radarpunkte von Profil 157

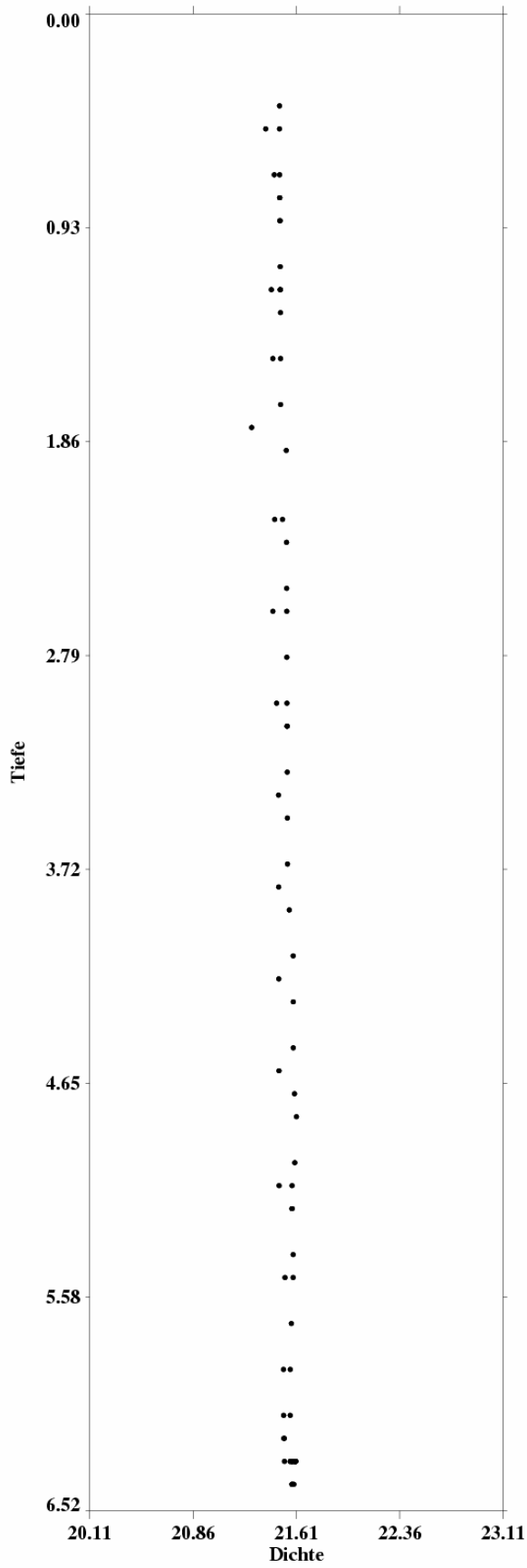


Abb. 5-22.1: Tiefe über Dichte

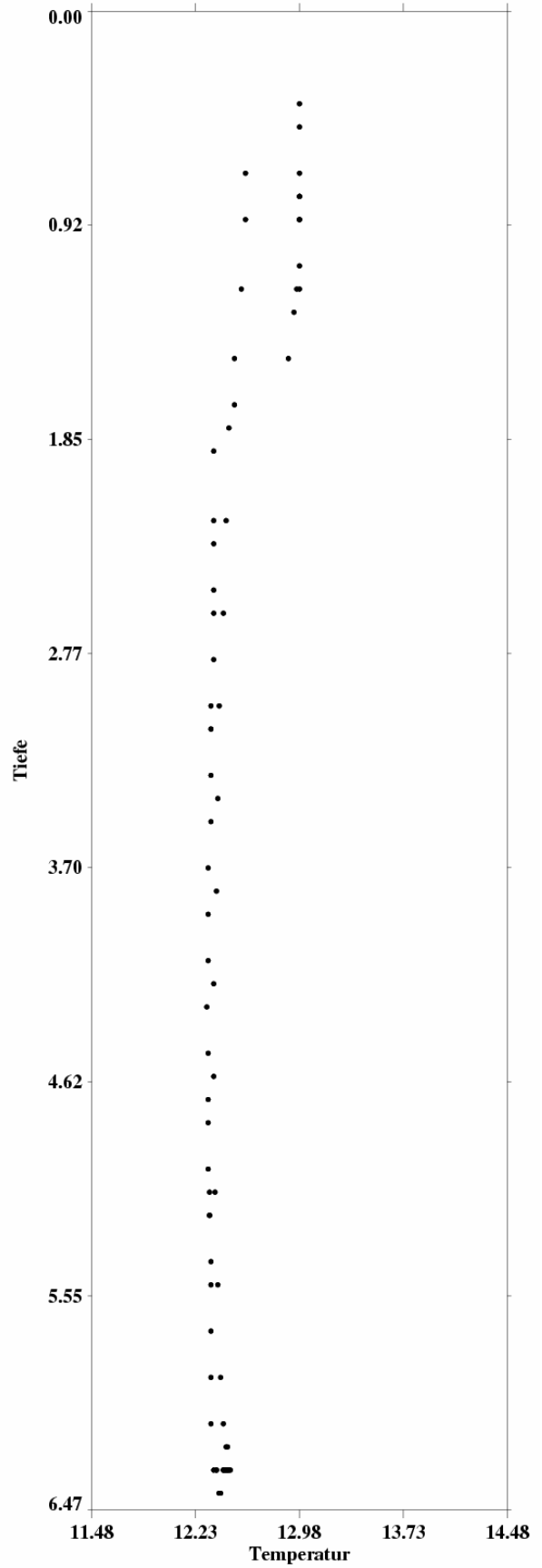


Abb.5-22.2: Tiefe über Temperatur

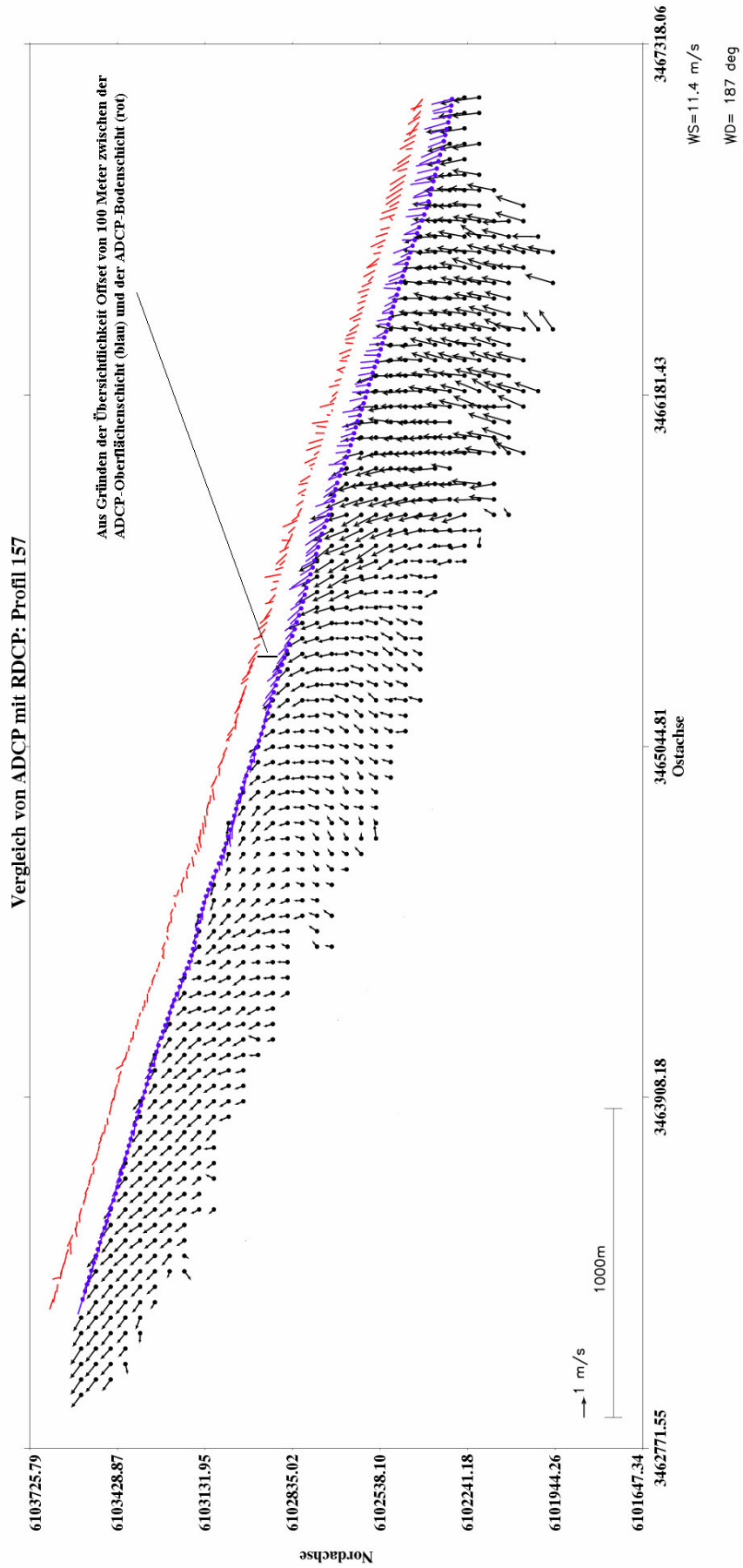


Abb. 5-23 : Vektoren der Oberflächenströmung aus RDCP verglichen mit ADCP-Profil

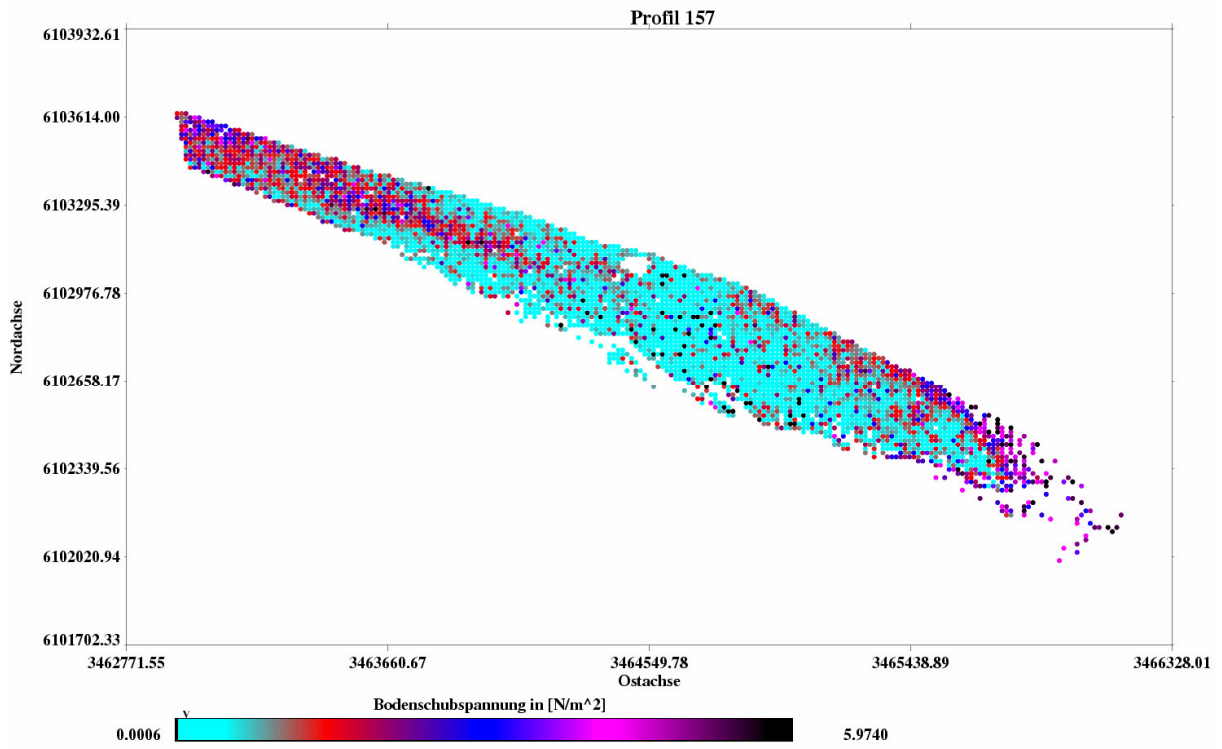


Abb.5 -24.1: Betrag der Bodenschubspannung

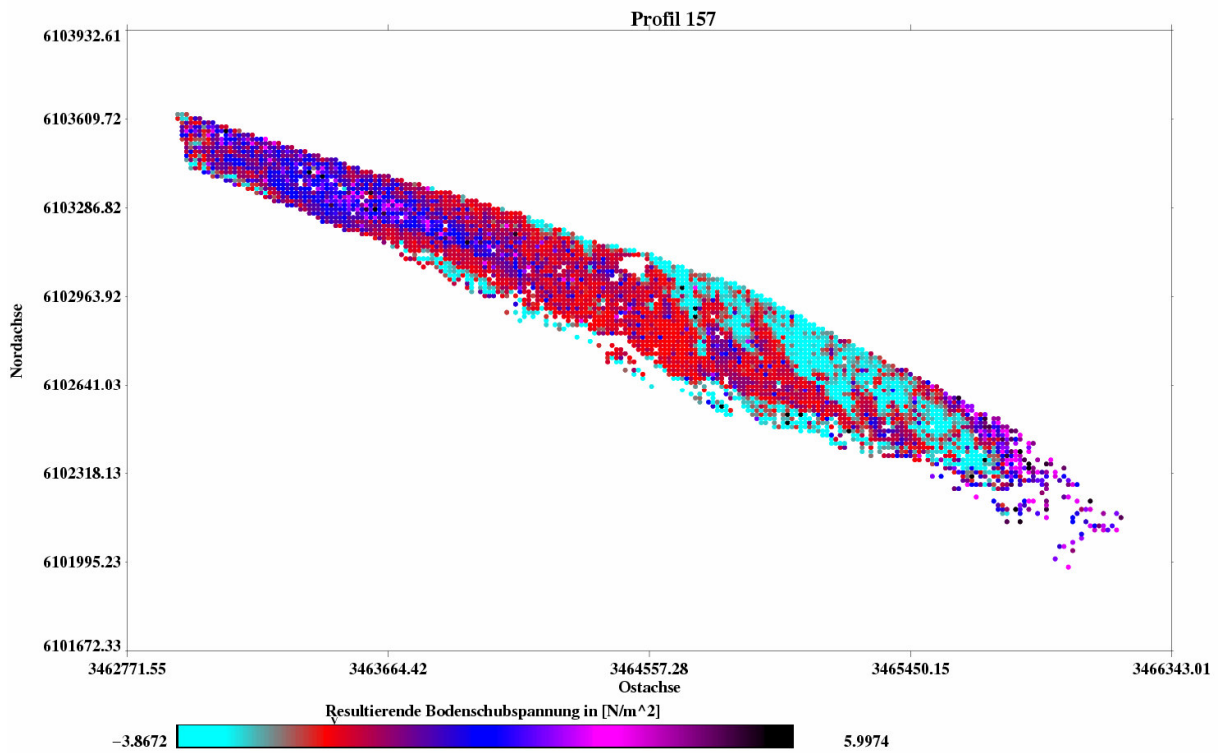


Abb. 5-24.2: Differenz zwischen existierender und kritischer Bodenschubspannung

Dieses sechste Profil hat die Nummer 157. Es wurde am 20.05.2006 in der Zeit von 12:05 bis 12:26 erhoben. Die Messung fand ca. 3,5 Stunden nach Hochwasser, also zur maximalen Strömungsgeschwindigkeit, statt. Die turbulente Grenzschicht hat hier ebenfalls eine Mächtigkeit von 136 Meter. Die Abbildungen 5-22.1 und 5-22.2 belegen den ungeschichteten Fall. Das Temperaturprofil weist eine Abweichung zwischen Fieren und Hieven nahe der Wasseroberfläche auf. Der Grund hierfür ist ein zu schnelles Fieren der CTD-Sonde.

Betrachten wir Abbildung 5-23, dann erkennen wir auch hier die starke Einströmung aus Richtung des Lister Hafens und des Königshafens (siehe dazu Abb. 3-1). Gleichfalls zu sehen ist, dass das ADCP-Profil dem RDCP-Profil folgt. In der Mitte des Profils ist ein Wirbel zu erkennen, der nicht durch die Strömung um die Ellenbogenspitze gespeist wird, da er südlich von der Insel verdeckt wird. Im weiteren Verlauf folgt die Strömung dem Tidekanal des Lister Tiefs.

Die Bodenschubspannung ist in diesem Profil wieder in mehrere Bereiche unterteilt. Am östlichen Rand, über der Ellenbogenspitze ist sie sehr stark, so dass die kritische Schubspannung überschritten wird und das Sediment in Bewegung gesetzt wird. Westlich davon schließt sich ein Bereich mit deutlich geringerer Bodenschubspannung an. Hier schwankt die resultierende Bodenschubspannung auf Grund von schwankender Korngröße zwischen potentieller Erosion bzw. Deposition. Man erkennt im Osten des Profils einige Bereiche, die positive, resultierende Bodenschubspannungen aufweisen. In diesen Bereichen liegt besonders feinkörniges Sediment vor, das den Betrag der kritischen Bodenschubspannung herabsetzt und zu den beobachteten Ergebnissen führt. Die Lage des feinkörnigen Sediments stimmt sehr gut mit der Lage des feinen Sediments aus Profil 132, Abbildung (5-16.2) überein. Im Westen des Profils, außerhalb des feinkörnigen Bereichs, fällt die kritische Bodenschubspannung wieder ab.

5.2 Vergleich mit der Meersbodenstruktur

In diesem Abschnitt werden wir ein Radarprofil mit der vorhandenen Bathymetrie vergleichen. Wir haben dazu Profil 150 ausgewählt, da es deutliche Strukturen besitzt und wir belegen wollen, dass es einen Zusammenhang mit dem Meeresboden gibt.

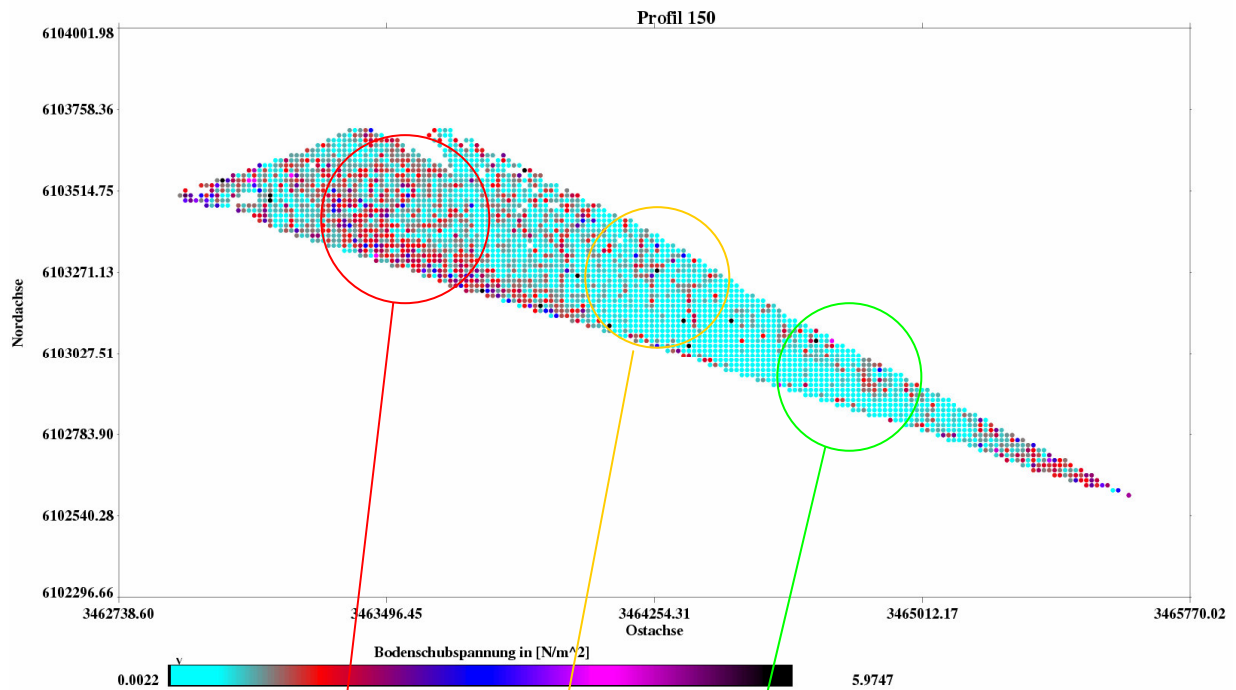


Abb. 5-25: Aufteilung der Bodenschubspannung in 3 Bereiche

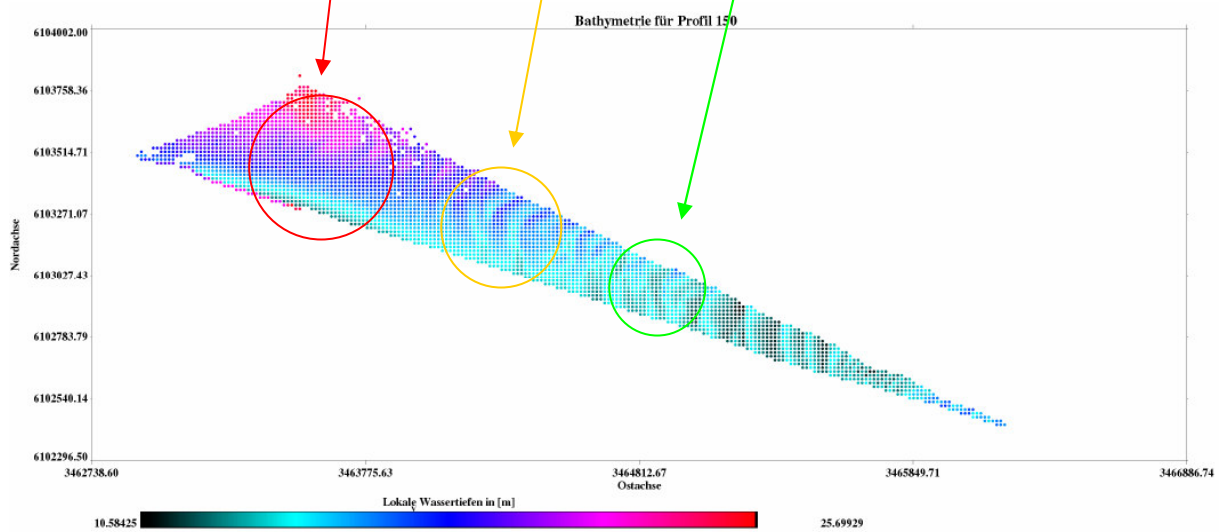


Abb. 5-26: Projizieren der 3 Bereiche auf die Bathymetrie

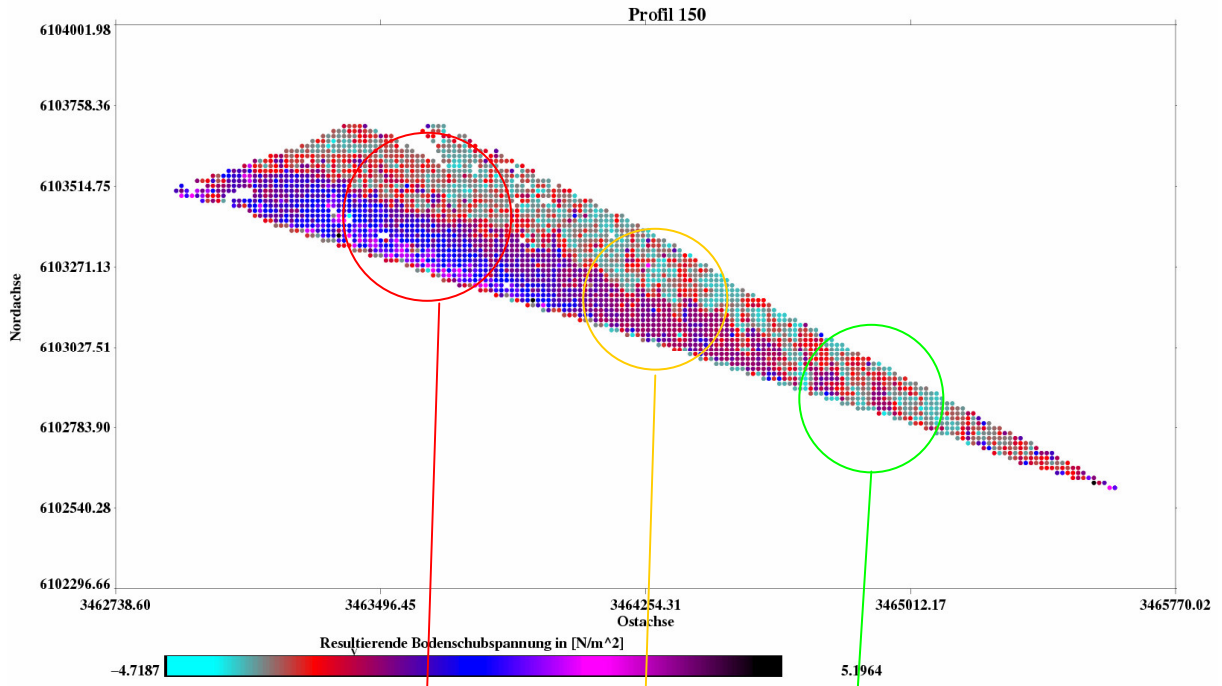


Abb. 5-27: Vergleich mit der resultierenden Bodenschubspannung

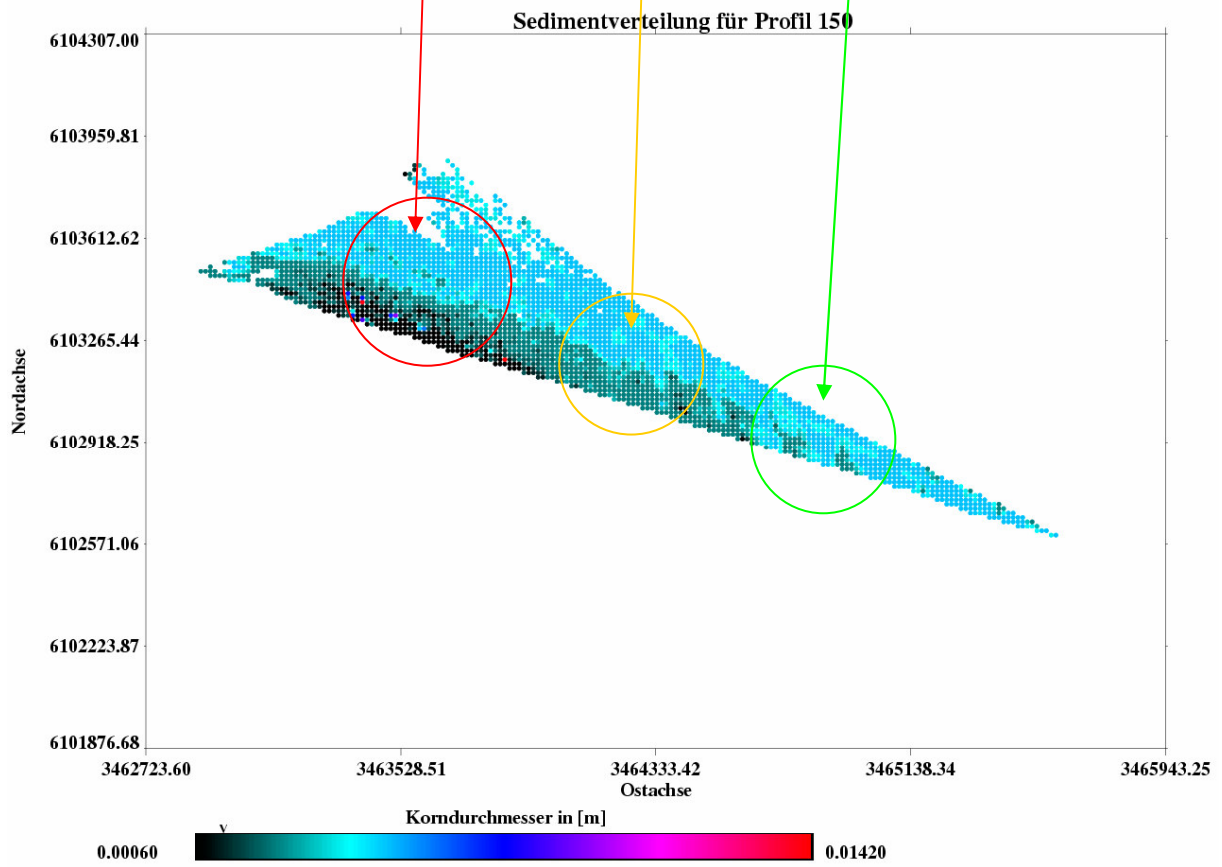


Abb. 5-28: Korngrößenverteilung im Profil 150

Abbildung 5-27 zeigt die Meeresbodentopographie im Bereich des Profils 150.

Wir wollen die drei verschiedenen Bereiche der Bodenschubspannung und der resultierenden Bodenschubspannung nacheinander betrachten und mit dem Meeresboden und der Sedimentverteilung vergleichen.

Wir beginnen mit dem roten Kreis. Hier sehen wir in der Bathymetrie ein Ansteigen der Wassertiefen von Süd nach Nord sind, was sich in der Bodenschubspannung nicht sichtbar niederschlägt. Wenn wir dazu allerdings die resultierende Bodenschubspannung betrachten, dann sehen wir ebenfalls einen Gradienten in der Spannung, der von Süd nach Nord abfällt. Wenn wir nun die Sedimentverteilung betrachten sehen wir, dass der Gradient in der resultierenden Schubspannung aus dem Übergang von feinem zu grobem Sediment herrührt.

Der gelbe Kreis zeigt klare, halbkreisförmige Strukturen. Wenn wir diesen Bereich mit der Bathymetrie vergleichen, erkennen wir, dass die Sandwellen an dieser Stelle einen Bogen von Nordosten nach Süden beschreiben, also nicht konstant orientiert sind. Genau dieser Bogen wird von der Bodenschubspannung nachgezeichnet. Die resultierende Bodenschubspannung ist in diesem Bereich weniger aussagekräftig. Einzig der Gradient in der Korngröße ist zu sehen.

Im grünen Kreis zeigen sich etwas undeutlichere Strukturen, die auf die verzweigte Bathymetrie zurückzuführen sind. Ein deutlicherer Zusammenhang ergibt sich hier zwischen der resultierenden Bodenschubspannung und der Sedimentverteilung. Die schwankenden Korngrößen erzeugen in der resultierenden Spannung ein vergleichbares, diagonales Muster. Diese Beobachtungen belegen, dass das vorliegende Modell die Bodenschubspannung mit Hilfe von RDCP und ADCP flächenhaft berechnen kann.

5.3 Interpretation und Fehlerdiskussion

Zuerst muss erläutert werden, welche Vorteile die vorliegende Abschätzung hat. Ein Schritt der Arbeit war die Erstellung von Strömungskarten, mit deren Hilfe die Bodenschubspannung abgeschätzt werden kann. So können bei Baumaßnahmen im Küstenbereich eventuell auftretende Nebeneffekte erfasst werden. Als Beispiel sei hier der Hafenausbau genannt. Eine angelegte Mole, die der Wellendämpfung im Hafenbecken dienen soll, könnte auf den Tidestrom dergestalt Einfluss nehmen, dass es zu einer verstärkten Versandung im Hafenbecken kommt. Im Zuge der so genannten Beweissicherung können Veränderungen in der Morphologie festgehalten oder vorausgesagt werden. Die Bodenschubspannung kann außerdem der Erfassung von Erosions- bzw. Depositionsgebieten dienen.

Ein weiterer Punkt ist die Betrachtung der Meeresbodenflora. So kann von der Veränderung der Bodenschubspannung auf die Reaktion der Pflanzenwelt geschlossen werden, indem man sich vergleichbare Gebiete mit entsprechender Bodenschubspannung betrachtet. Auch hier lassen sich Vorhersagen treffen, wie künstliche Maßnahmen die Meeresflora verändern.

In weiterführenden Untersuchungen können Korrelationen zwischen der lokalen, mechanischen Belastung zu der Verteilung der Bodenfauna hergestellt werden. Derzeitig laufende Untersuchungen der Habitatsverteilung stellen an die physikalische Ozeanographie die Anforderung die mechanischen Stressbelastungen zu kartieren.

In dieser Arbeit konzentrieren wir uns auf ein spezielles Seegebiet vor der Nordküste von Sylt. Die Strömung, die in dieser Abschätzung betrachtet wird, ist die tideerzeugte Strömung. Selbstverständlich spielen winderzeugte Strömungen und vorhandener Seegang ebenfalls eine Rolle, beide werden hier aber vernachlässigt, da wir unsere Messungen auf Situationen mit geringer Windstärke beschränken und die Hereinnahme der Windgenerierten Phänomene den Umfang dieser Diplomarbeit überschreiten würde. Die Frage, die an dieser Stelle noch geklärt werden muss, ist die, warum wir gerade die Tideströmungen bevorzugt haben. Die Antwort darauf ist denkbar einfach.

Die Gezeiten sind berechenbar. Die Periodizität der primären Mondgezeiten macht die Verifikation des zu erstellenden Modells einfacher, da wir die mittlere Strömungsrichtung gut kennen. Wir können erkennen, ob die Form des Meeresbodens die berechnete Bodenschubspannung glaubhaft erscheinen lässt. Im Gegensatz zu winderzeugten Strömungen gibt es geringere Schwankungen in der Strömungsrichtung. Das von uns eingesetzte Schiff ist gut für den Flachwassereinsatz geeignet und in diesem Stadium der Forschung ist der Seegangseinfluss störend und wurde daher durch die Wahl des Messgebietes vermieden.

Nun werden wir die Ergebnisse und die gemachten Fehler diskutieren.

Die vorliegende Arbeit basiert auf einem neuen Messverfahren, das im Zuge dieser Arbeit zum ersten Mal voll funktionsfähig eingesetzt wurde. Ziel war es, aus den Radardaten die zugehörige Bodenschubspannung flächenhaft zu ermitteln. Da eine solche flächenhafte Messung noch nie vorgenommen wurde, liegen für das Lister Tief noch keine Vergleichsdaten vor, die wir zur Verifikation hätten nutzen können. Andererseits liegen andere Beobachtungen vor, die wir zum Vergleich heranziehen können. Durch jährliche Echolotmessungen bestätigt, gilt die Behauptung, dass die Sandwellen im Lister Tief flutorientiert sind. Das heißt, sie stehen meistens quer zur Richtung der Tideströmung und ihre Flanken fallen an der Ostseite steiler ab als an der Westseite. Dies hätte der Theorie nach zur Folge, dass bei Ebbe die Bodenschubspannung stärker variieren muss als bei Flut. Wenn wir uns die Ergebnisse unseres Modells ansehen, dann fällt auf, dass bei Ebbe die Strukturen wesentlich ausgeprägter sind als bei Flut. Dies deutet darauf hin, dass die Bathymetrie auch in unserem Modell flutorientiert ist. Das ist ein erster Hinweis auf eine korrekte Abschätzung.

Um die Spitze des Lister Ellenbogens herum ist die Wassertiefe geringer als im Lister Tief. Die Strömung beschleunigt an dieser Stelle stark. Nach der Theorie müsste bei sinkender Wassertiefe und beschleunigender Strömung die Bodenschubspannung ansteigen. In Profil 008 und 132 kann man den Anstieg der Bodenschubspannung an der Ellenbogenspitze deutlich verfolgen. Die Proportionalität zwischen Strömungsgeschwindigkeit und Bodenschubspannung kann man an Hand dieser Beispiele sehr gut beobachten.

Die präsentierten Ergebnisse stützen unsere Behauptung, dass wir die Bodenschubspannung aus Radarmessungen der Wasseroberfläche gut abschätzen können.

Nun müssen wir diskutieren, welche Fehlerquellen in unser Modell einfließen und wie sie sich auswirken.

Die erste Fehlerquelle ist natürlich das Radargerät selbst. Wir verwenden eine radiale Auflösung von 7,5 Meter und mitteln vier Zellen zu einem Gitterpunkt. Schwankungen der Oberflächenströmung, die kleiner als 15 Meter im Durchmesser sind, werden vom RDCP erfasst aber durch die Datenbearbeitung heraus gemittelt. Daneben haben wir den Einfluss des Windes auf das ganze Profil gemittelt.

Die nächste Fehlerquelle sind die Fächerecholotdaten, die in einem Raster von zwei Meter für die Bathymetrie und einem Meter für das Sediment vorliegen. Feinere Strukturen oder Schwankungen im Meeresboden gehen hierbei verloren. Die Einteilung des Sediments in nur fünf unterschiedliche Korngrößen übergeht feinere Abstufungen auch hier.

Die CTD-Daten, die in die Viskosität und Dichte einfließen sind Momentaufnahmen, die wir jeweils während der Stauwasserphase an diskreten Punkten erhoben haben. Daher können Dichte und Viskosität Varianzen aufweisen. Um die räumliche Varianz abschätzen zu können wurde die dynamische Viskosität in Abhängigkeit von der Bathymetrie in Abbildung 5-30 aufgetragen. Es ist zu sehen, dass die Viskosität im Bereich von $10^{-4} \left[\frac{Ns}{m^2} \right]$ variiert. Qualitativ folgt die Viskosität der

Bathymetrie. Es ist allerdings nicht möglich die Varianzen bezüglich Temperatur und Salzgehalt flächenhaft zu zeigen, da uns dazu die flächenhaften Daten fehlen, die für die Bathymetrie vorliegen.

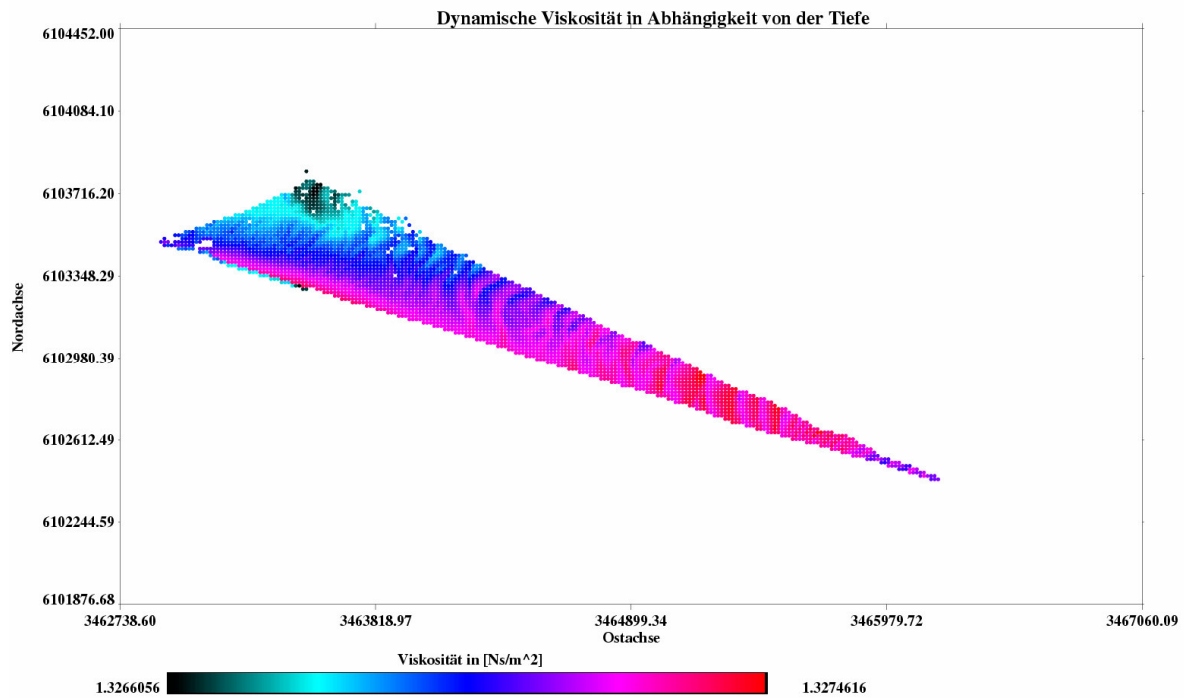


Abb. 5-29: Abhängigkeit der Viskosität von der lokalen Wassertiefe

Des Weiteren entstehen im Modell selber Fehler, die einerseits durch angenommene Literaturwerte, die auf eine bestimmte Nachkommastelle gerundet wurden, einfließen und andererseits durch die getroffenen Vereinfachungen.

Wenn wir uns alle Fehlerquellen betrachten wird ersichtlich, dass die Fehler, die durch das Gitter des Echolots entstehen, von dem größeren Radargitter überdeckt werden.

In der vollständigen Gleichung für die Bodenschubspannung (2-30) in Kapitel 2.1, ist zu sehen, dass der Strömungsvektor zum Quadrat in die Formel eingeht. Daraus können wir ableiten, dass alle aufgezählten Fehlerquellen der Oberflächenströmung untergeordnet werden müssen. Das erlaubt uns an dieser Stelle die Aussage, dass der entscheidende Fehler schon bei der Messung gemacht wurde.

Das führt uns direkt in den folgenden Abschnitt.

6 Zusammenfassung und Ausblick

Die hier vorgestellte Arbeit beschreibt ein Verfahren um die Bodenschubspannung indirekt aus dem Strömungsvektor der Meeresoberfläche abzuschätzen.

Die Messdaten wurden im Rahmen einer Messkampagne im Mai des Jahres 2006 vor der Insel Sylt erhoben. Das Messgebiet wird als das Lister Tief bezeichnet. Das verwendete Messinstrument wurde am Forschungsstandort Geesthacht der GKSS GmbH in der Abteilung Radarhydrographie (KOR) entwickelt und basiert auf zwei kohärentisierten, dopplertisierten Radaranlagen (RDCP), die im rechten Winkel zueinander auf dem Forschungsschiff ‚Ludwig Prantl‘ montiert wurden.

In dieser Arbeit wird die Messkampagne mit Geräteanordnung und Experimentdurchführung beschrieben. Ferner werden die Auswertungsprogramme, die eigens für das RDCP geschrieben wurden vorgestellt. Diese Arbeit präsentiert die Bearbeitungsschritte und die Software, die angewendet wurden um von den Daten des RDCP auf die Bodenschubspannung schließen zu können.

Es wurden neben dem RDCP noch weitere Daten erhoben und parametrisiert um die Bewegungen am Meeresboden darstellen zu können. Die Eigenschaften des Wassers, die Beschaffenheit des Sediments, die lokalen Wassertiefen sowie die Neigung des Meeresbodens wurden berücksichtigt. Ein PDGPS war während der gesamten Messdauer in Betrieb um eine präzise Geokodierung der Daten zu ermöglichen. Zu Zwecken der Verifikation wurden zeitparallel ADCP-Daten erhoben.

Die berechneten Ergebnisse wurden zu Farbkarten zusammengefasst und als Sätze für jedes Profil vorgestellt. Die Graphiken ermöglichen es, die Entwicklung der Ergebnisse in Umrissen mitzuverfolgen. Die Ergebnisse verdeutlichen, wo es im Lister Tief zu Sedimentbewegung kommt und wo nicht. Es zeigt sich, dass die Bathymetrie Einfluss auf die von und modellierte Bodenschubspannung hat und dass es einen Unterschied zwischen Ergebnissen bei Flut und bei Ebbe gibt.

Aus den Karten der Bodenschubspannung können wir allerdings noch nicht ableiten, wo es wirklich zu Erosion kommt und wo nicht.

Um Erosionsmodelle erstellen zu können müssen wir noch weitere Parameter berücksichtigen. Wir wissen nicht wie viel suspensiertes Sediment in das jeweilige Profil gerade eingetragen wird und wo das Sediment, das sich gerade in unserem betrachteten Profil vom Grund abgelöst hat, sich wieder absetzt.

Auch sind unsere Karten nur Momentaufnahmen und haben keinen Anspruch auf allgemeine Gültigkeit. Hier wäre der nächste Schritt, einen eng umrissenen Bereich zu betrachten und zeitlich dicht gestaffelte Profile zu erheben um einen vollständigen Tideumlauf zu erhalten.

Dadurch könnten wir sehen ob in einem bestimmten Gebiet dauerhaft Sediment heraus oder herein transportiert wird, oder ob sich zum Beispiel Sediment bei Flut ablöst und bei Ebbe absetzt und so einen Ausgleich schafft.

Die radiale Auflösung des Messgerätes ist, wie in der Fehlerdiskussion erwähnt ein Problem, das in Kooperation mit der Technischen Universität St. Petersburg gelöst werden soll. Wie hoch die tatsächliche Auflösung des RDCP werden kann ist noch unklar. Für feinere Auflösungen müsste nicht nur das Radar modifiziert werden, sondern ebenfalls die Schiffsbewegung besser aufgezeichnet werden. Das PDGPS zeichnet nur Rollbewegungen auf. Um Bewegungen in die anderen beiden Raumdimensionen zu erfassen, wäre ein so genannter Motion-Sensor nötig. Hierbei handelt es sich um einen Beschleunigungsnehmer, der Auslenkungen in alle drei Raumdimensionen aufzeichnen kann.

7 ANHANG

7.1 Quellcodeauszüge

Auszug 7-1: Auslesen der ADCP-Daten

```

FOR k=1l, N_ELEMENTS(index_dat)-2 DO BEGIN

    wink3 = FLTARR(1)
    tiefe3 = FLTARR(1)
    v_ex3 = FLTARR(1)
    v_o3 = FLTARR(1)
    v_n3 = FLTARR(1)
    count = LONG(0)
    count2 = LONG(0)

    FOR j=index_dat(k)+6,index_dat(k)+test-1 DO BEGIN

        v_o1 = STRMID(datei_str_arr(j),27,6)
        v_o2 = FLOAT(v_o1)

        v_n1 = STRMID(datei_str_arr(j),34,6)
        v_n2 = FLOAT(v_n1)

        v_o3 = [v_o3,v_o2]
        v_n3 = [v_n3,v_n2]

        tiefe1 = STRMID(datei_str_arr(j),0,6)
        tiefe2 = FLOAT(tiefe1)
        tiefe3 = [tiefe3,tiefe2]

        wink1 = STRMID(datei_str_arr(j),20,6)
        wink2 = FLOAT(wink1)
        wink3 = [wink3,wink2]

    ENDFOR

```

Auszug 7-2: Bestimmung der Wassertiefe

```

counto  = LONG(0)
bathyok2 = DBLARR(1)
bathy_w2 = STRARR(1)
bathy_o2 = STRARR(1)
bathy_s2 = STRARR(1)
bathy_n2 = STRARR(1)
counto  = N_ELEMENTS(ost2)
countn  = N_ELEMENTS(gknord_bathy)
bathym1 = DBLARR(1)
countb  = LONG(0)
county  = LONG(0)
wellenh2 = DBLARR(1)

```

```

FOR i=0l, counto-1 DO BEGIN

```

```

    bathymit_w = WHERE(gkost_bathy2 GT (ost2(i) -7.5))
    bathymit_o = WHERE(gkost_bathy2 LT (ost2(i) +7.5))
    bathymit_s = WHERE(gknord_bathy2 GT (nord2(i)-7.5))
    bathymit_n = WHERE(gknord_bathy2 LT (nord2(i)+7.5))

```

```

    bathymit_ow = INDEX_AND(bathymit_o, bathymit_w)
    bathymit_ns = INDEX_AND(bathymit_s, bathymit_n)
    bathymit_owns = INDEX_AND(bathymit_ow, bathymit_ns)

```

```

        CASE 1 OF N_ELEMENTS(bathymit_owns) EQ 1 : GOTO, sloop

```

```

                ELSE: .CON
        ENDCASE

```

```

FOR j=0l, N_ELEMENTS(bathymit_owns)-1 DO BEGIN

```

```

    CASE 1 OF

```

```

        bathymit_owns(j) EQ -1 : bathy_ok = 0.

```

```

        bathymit_owns(j) EQ -1 : GOTO, jumpx

```

```

    ELSE: .CON
    ENDCASE

```

```

        index = bathymit_owns(j)

```

```

        bathy_ok = tiefe_gk2(index)

```

```

jumpx:

```

```

        bathyok2=[bathyok2,bathy_ok]

```

ENDFOR

```
countob = N_ELEMENTS(ostb2)
countnb = N_ELEMENTS(nordb2)
county  = N_ELEMENTS(bathyok2)
```

```
bathyok2 = bathyok2(1:county-1)
```

```
höhe_index = EXTREMA(bathyok2)
höhe_max1  = höhe_index(0)
höhe_max2  = höhe_index(1)
höhe1      = bathyok2(höhe_max1)
höhemit1   = AVG(höhe1)
höhe2      = bathyok2(höhe_max2)
höhemit2   = AVG(höhe2)
```

```
bathymit = AVG(bathyok2)
bathymi2 = bathymit-höhemit1
bathymi3 = (höhemit2-bathymit)+bathymi2
```

sloop2:

```
bathym1 = [bathym1,bathymit]
wellenh2 = [wellenh2,bathymi3]
```

ENDFOR

```
countb = N_ELEMENTS(bathym1)
bathym1 = bathym1(1:countb-1)
countw = N_ELEMENTS(wellenh2)
wellenh = wellenh2(1:countw-1)
```

Auszug 7-3: Einlesen der Parameterdaten

```
vline  = STRARR(1)
vlinenr = LONG(0)
vlinenr2 = LONG(0)
wtiefe = DBLARR(1)
```

```
OPENR,1,'d:/mai2006/data/zwischennoten/' + 'bathymetrie' + profilnr + '.dat'
```

```
WHILE (NOT EOF(1)) DO BEGIN
```

```
  READF,1,vline
```



```

vlinenr = vlinenr+1

ENDWHILE
CLOSE,1

bathy = STRARR(vlinenr)

OPENR,1,'d:/mai2006/data/zwischennoten/' + 'bathymetrie' + profilnr + '.dat'

WHILE (NOT EOF(1)) DO BEGIN

    READF,1,vline

    bathy(vlinenr2) = vline

    bathy2 = STRMID(vline,0,9)

    vlinenr2    = vlinenr2+1

    wtiefe = [wtiefe,bathy2]

ENDWHILE

CLOSE,1

countw = LONG(0)
countw = N_ELEMENTS(wtiefe)
bathym1 = wtiefe(1:countw-1)

```

Auszug 7-4: Quadrantenabfrage/Vektordrehung aufgrund von Ekmanspirale

```

bss_betrag = SQRT(strömung_ost(i)^2+strömung_nord(i)^2)

IF ((strömung_ost(i) GT 0.0) AND (strömung_nord(i) GE 0.0)) THEN winkel_ost =
    (ACOS(strömung_ost (i)/str_betrag)*(180!/pi))- 45.

IF ((strömung_ost(i) GE 0.0) AND (strömung_nord(i) LT 0.0)) THEN winkel_ost =
    -(ACOS(strömung_ost (i)/str_betrag)*(180!/pi))- 45.

IF ((strömung_ost(i) LT 0.0) AND (strömung_nord(i) LE 0.0)) THEN winkel_ost =
    -(ACOS(strömung_ost (i)/str_betrag)*(180!/pi))- 45.

IF ((strömung_ost(i) LE 0.0) AND (strömung_nord(i) GT 0.0)) THEN winkel_ost =
    (ACOS(strömung_ost (i)/str_betrag)*(180!/pi))- 45.

```

Auszug 7-5: Bestimmung des Winkels zwischen maximalem Slope und Spannungsvektor

$$\text{slope_winkel_1} = \text{ACOS}(\text{strömung_nord}(i)/\text{str_betrag}) * (180/\pi)$$

$$\text{slope_winkel_2} = \text{slope_dir3}(i)$$

$$\text{slope_winkel_3} = \text{slope_winkel_2} - \text{slope_winkel_1}$$

$$\text{IF slope_winkel_3 LE (90.) AND slope_winkel_3 GE (0.) THEN slope_winkel_4} = (\text{slope_winkel_3} - 90.) * (-1)$$

$$\text{IF slope_winkel_3 GE (-90.) AND slope_winkel_3 LE (0.) THEN slope_winkel_4} = (\text{slope_winkel_3} + 90.)$$

$$\text{IF slope_winkel_3 LE (-270.) AND slope_winkel_3 GE (-360.) THEN slope_winkel_4} = (\text{slope_winkel_3} + 270.) * (-1)$$

$$\text{IF slope_winkel_3 GE (270.) AND slope_winkel_3 LE (360.) THEN slope_winkel_4} = \text{slope_winkel_3} - 270.$$

$$\text{IF slope_winkel_3 LE (-90.) AND slope_winkel_3 GE (-180.) THEN slope_winkel_4} = \text{slope_winkel_3} + 90. * (-1)$$

$$\text{IF slope_winkel_3 LE (-180.) AND slope_winkel_3 GE (-270.) THEN slope_winkel_4} = (\text{slope_winkel_3} + 270.) * (-1)$$

$$\text{IF slope_winkel_3 LE (270.) AND slope_winkel_3 GE (180.) THEN slope_winkel_4} = \text{slope_winkel_3} - 270.$$

$$\text{IF slope_winkel_3 LE (180.) AND slope_winkel_3 GE (90.) THEN slope_winkel_4} = (\text{slope_winkel_3} - 90.) * (-1)$$
Auszug 7-6: Bestimmung des effektiven Neigungswinkels

$$\text{slope_winkel_mod} = \text{ASIN}(\text{SIN}(\text{slope_mag3}(i) * (\pi/180)) * \text{SIN}(\text{slope_winkel_4} * (\pi/180))) * (180/\pi)$$

$$\text{slope} = \text{TAN}(\text{slope_winkel_mod} * (\pi/180))$$
Auszug 7-7: Bereinigung des Winkels und Bildung der Bodenschubvektoren

$$\text{IF winkel_ost LT 0. THEN winkel_ost} = \text{winkel_ost} + 360.$$

$$\text{bss_ost}(i) = \text{COS}(\text{winkel_ost} * (\pi/180)) * \text{str_betrag}$$

$$\text{bss_nord}(i) = \text{SIN}(\text{winkel_ost} * (\pi/180)) * \text{str_betrag}$$

Auszug 7-8: Erstellen der Karte der Bodenschubspannung

;Plotten der Sandbewegung

```
count2 = LONG(0)
count3 = LONG(0)
count2 = N_ELEMENTS(ost2)
count3 = N_ELEMENTS(nord2)
ost2 = ost2(1:count2-1)
nord2 = nord2(1:count3-1)
```

;Felddimensionierung

```
nticks_x = 4
nticks_y = 7
scl = 0.5
```

;Bestimmung der Randwerte

```
emin = MIN(ost2)
emax = MAX(ost2)
nmin = MIN(nord2)
nmax = MAX(nord2)
```

```
anzahl = N_ELEMENTS(nord2)
```

;Erweiterung des Gitters für die Vektordarstellung

```
emin = emin-emin*0.00005
emax = emax+emax*0.00005
nmin = nmin-nmin*0.00005
nmax = nmax+nmax*0.00005
```

;Anpassung der Fenstergrösse

```
x_range = emax - emin
y_range = nmax - nmin
```

```
IF x_range GE y_range THEN BEGIN
```

```
size_x = 16.*x_range/y_range
size_x = size_x
```

```
size_y = 16.
size_y = size_y
```

```
ENDIF ELSE BEGIN
```

```
size_x = 16.
size_x = size_x
```

```
size_y = 16.*y_range/x_range
size_y = size_y
```

```
ENDELSE
```

```

pstyp = 1

SET_PLOT, 'PS'

;Titel des Plottes, Öffnen der Datei
tvttitel = 'Bodenschubspannung'

DEVICE, FILENAME = 'd:/mai2006/data/maps_ok/' + profilnr + '_BSS2' + '.eps', /portrait, /times,
/bold, /color, bits_per_pixel = 8,xoffset=0,yoffset=0,xsize=size_x + 5.,ysize=size_y + 4.5,
/encapsulated

;Normierte Koordinaten
!P.Position = [0.0,0.0,1.0,1.0]

xanf = 3.0/(size_x + 5.)
yanf = 3.5/(size_y + 4.5)
xend = xanf + size_x/(size_y + 5.)
yend = yanf + size_y/(size_y + 4.5)

;Einfügen von Basismap in *.EPS
IF (bool_use_pl_map) THEN BEGIN

    status= DC_READ_TIFF(base_map,base_image,Colormap=cmap,Order=1)

ENDIF ELSE BEGIN
null_arr = REPLICATE(255b,16,16)

TV,null_arr,xanf,yanf,xsize=size_x/(size_x + 5.), ysize=size_y/(size_y + 4.5),/norm

ENDELSE

;Farbpalettenauswahl

LOADCT,11

;Achsenbeschriftung

xkor = FINDGEN(101)/100.*(emax-emin)+emin
ykor = FINDGEN(101)/100.*(nmax-nmin)+nmin

PLOT, xkor, ykor,/NODATA, $

    xticks = nticks_x, xtickformat='(D5.2)', $
    yticks = nticks_y, ytickformat='(D5.2)', $
    XSTYLE = 1, YSTYLE = 1, /NOERASE, $
    POSITION = [xanf, yanf, xend, yend], $
    xticklen = -0.2/(size_y + 5.), $
    yticklen = -0.2/(size_x + 4.5), $
    xtitle = 'ost_achse', ytitle = 'nord_achse', $; title = file_ok, $
    charsize = 1.0, /NORM, FONT=0

;Symboldefinition
a_var = FINDGEN(10) * (!PI * 2 /10.)
USERSYM, 0.5*cos(a_var), 0.5*SIN(a_var),/FILL

```

;Plotten der Werte in die Karte

```
bss      = BYTSCL(bss_res1)
count    = N_ELEMENTS(ost2)
```

```
FOR i=0l, count-1 DO BEGIN
```

```
    ;Fusspunkt
```

```
        OPLOT, [ost2(i),ost2(i)],[nord2(i),nord2(i)], LINestyle=0, PSYM=8,
SYMSIZE=0.9, COLOR=bss(i), /NORM
```

```
    ENDFOR
```

```
sclpr=FLTARR(400,50)
```

```
FOR j = 0,49 do begin
```

```
    sclpr(*,j)=findgen(400)
ENDFOR
```

```
sclpr=bytscl(sclpr,max=MAX(sclpr),min=MIN(sclpr))
```

```
sclpr(*,0:2)=0
sclpr(*,48:49)=0
sclpr(398:399,*)=0
```

```
vsawmin=MIN(bss_res1)
vsawmax=MAX(bss_res1)
```

```
TV,sclpr,xanf+0.04,2.0/(size_y+13.)-0.02, XSIZE=0.51, YSIZE=0.03,/NORM
sclmin=STRING(format='(D12.4)',vsawmin)
sclmax=STRING(format='(D12.4)',vsawmax)
XYOUTS, 0.07,2.0/(size_y+13.)+0.005-0.023,sclmin,/NORM,CHARSIZE=1.0,FONT=0
XYOUTS, 0.67,2.0/(size_y+13.)+0.005-0.023,sclmax,/NORM,CHARSIZE=1.0,FONT=0
```

```
    skala_anfang = xanf+0.0463          ;fuer den Buchstabe V
    skala_ende   = skala_anfang+0.31
    skalen_laenge = skala_ende-skala_anfang
    position_hoch = 2.0/(size_y + 13.)-0.02
    psition_rechts = skala_anfang+skalen_laenge*ABS(vsawmin)/(vsawmax-vsawmin)
    XYOUTS,psition_rechts,position_hoch, 'V', /NORM, CHARSIZE = 0.7, FONT = 0
```

```
CLOSE, /ALL
DEVICE, /CLOSE
```

Glossar

ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler): Akustisches Strömungsmessgerät, Ultraschallbasiert

AdV (Arbeitsgemeinschaft der Vermessungsverwaltungen): Zusammenschluss der für die Landesvermessung und das Liegenschaftskataster zuständigen Verwaltungen der Länder

AWI (Alfred Wegener Institut): Stiftung für Polar- und Meeresforschung in der Helmholtzgemeinschaft

Azimutale Auflösung: Sie gibt an, wie weit zwei Radarobjekte auf demselben Radius auseinander liegen müssen um nicht zu einem Punkt zu verschmelzen.

Bathymetrie: Topographie des Meeresbodens

BSH (Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie): Bundesbehörde, die für die Sicherheit der Schifffahrt in deutschen Gewässern zuständig ist.

CTD (Conductivity Temperature Depth): Messsonde, die die physikalischen Eigenschaften des Wassers misst. Ein Standard-Messgerät in der Ozeanographie.

F&E (Forschung und Entwicklung):

Gauss-Krüger-Koordinatensystem: Es handelt sich um ein ebenes, winkeltreues Koordinatensystem, das in der deutschen Landesvermessung Verwendung findet.

GKSS-Forschungszentrum GmbH: Gesellschaft für Kernenergieverwertung in Schiffbau und Schifffahrt. Gegründet wurde sie ursprünglich, um atomgetriebene Schiffe („Otto Hahn“) zu bauen. Die derzeitigen Forschungsschwerpunkte sind: Atmosphärenphysik, Chemie, Forschungsreaktor, Küstenforschung und Werkstoffforschung.

Hauptkeule: Blickrichtung der Radarantenne. Die Hauptkeule bezeichnet den Bereich, in den die Energie des Radars hauptsächlich abgestrahlt wird.

Heading: Richtung in die der Bug des Schiffes weist. Bei starker Strömung kann das Heading vom tatsächlichen Kurs abweichen.

IfK (Institut für Küstenforschung): Eines der drei Hauptinstitute des GKSS-Forschungszentrums in Geesthacht.

Interferenz: Die Überlagerung von zwei oder mehr Wellenzügen ausreichender Kohärenz am gleichen Raumpunkt, die zu einer von den Amplituden und Phasendifferenzen abhängigen Intensitätsverteilung führt. Diese kann als Verstärkung (**Interferenzmaximum**), Schwächung oder Auslöschung (**Interferenzminimum**) der Welle beobachtet werden.

Kohärentes Radar: Radargerät, das die Phaseninformation des Sende- und Empfangsimpulses verarbeitet

PDGPS (Precise Differential Geo Positioning System): Navigationssystem, das mit einer Referenzstation arbeitet und somit eine höhere Präzision erreicht als ein herkömmliches GPS.

Postprocessing: Fachterminus für die Datenauswertung nach der Messkampagne

Radarzelle: Dies ist der kleinste Teil des Radarstrahls in radialer Richtung, der durch die radiale Auflösung gegeben ist. In der Fachsprache Footprint genannt.

Radiale Auflösung: Sie gibt an, welche Distanz entlang eines Radarstrahls zwischen zwei Objekten mindestens sein muss, um diese am Radarbildschirm getrennt darstellen zu können.

Sea Clutter: Die Streuung von Elektromagnetischen Wellen an der Wasseroberfläche. Es wird durch die kleinskalige Rauigkeit der Meeresoberfläche hervorgerufen.

Slope: Das englische Wort für die Neigung des Meeresbodens an einem Punkt.

Tide: Gezeitenbedingtes Ansteigen und Absinken des Meeresspiegels.

Wind-Offset: Die konstante, mittlere, windinduzierte Strömung während einer Profilmessung.

Literaturliste

Albrand, K.-H./Junge, H. (1997): Formelsammlung Navigation. DSV Verlag, Hamburg

Albrand, K.-H. (2000): Radarnavigation an Bord von Sportschiffen. Unveröffentlichtes Vorlesungsskript. ISSUS Hamburg.

Cysewski, M (2002): Radarscanning in der Hydrographie. Diplomarbeit, GKSS.

Flampouris, S. (2006): Investigation of correlations between radar deduced bathymetries due to the outer impact of a storm in the area "Salzsand".

Harris, C. (2003): Sediment Transport Processes in Coastal Enviroments.

Hatten, H (1998): Untersuchung zur Korrelation des spektralen Rauschhintergrundes eines nautischen Radars mit dem Geschwindigkeitsvektor. Diplomarbeit, GKSS.

Imboden, D. (2001): Aquatische Physik II. Vorlesungsskript.

Long, M., W. (1983): Radar reflectivity of Land and Sea (Second Edition), Dedham (Artech House, Inc.)

Malcherek, A: Morphodynamik der Küstengewässer. Universität der Bundeswehr, München.
Vorlesungsskript

Marek, M (2001): Simulation des Sedimenttransports in Suspension und als Geschiebe. TH Karlsruhe, Diplomarbeit

Matthäus, W (1972): Die Viskosität des Meerwassers. Beiträge zur Meereskunde, Heft 29.

Moore, I. D., A. Lewis, and J. C. Gallant, (1993): Terrain properties: Estimation Methods and Scale Effects, New York.

Prinz, K (2003): ADCP-Vermessung über Sandwellen im Lister Tief. Diplomarbeit, GKSS

Shapiro, G./van der Molen, J./de Swart, H. (2004): Ocean Dynamics 54. Springer-Verlag.

Skolnik, M. (1990): Radar Handbook (Second Edition); New York, St. Louis, San Fransisco, Auckland, Bogota, Caracas, Lissabon, London, Madrid, Mexiko, Milan, Montreal, Neu Delhi, Paris, San Juan, Sao Paulo, Singapur, Sydney, Tokio, Toronto (McGraw-Hill, Inc.)

Soulsby, R. (1998): Dynamics of Marine Sands. American Society of Civil Engineers.

Tolhurst, T.J. (1999): Measuring the in situ Erosion Shear Stress of Intertidal Sediments with the Cohesive Strength Meter. Estuarine, Coastal and Shelf Sience Nr. 49

Van Rijn, L (1993): Principles of Sediment Transport in Rivers, Estuaries and Coastal Seas. Aqua Publications, ISBN 90-800356-2-9

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich mich bei allen bedanken, die auf die eine oder andere Weise diese Diplomarbeit möglich gemacht haben.

Herrn Prof. Dr. Detlef Stammer für die Hilfe, Begutachtung und Unterstützung bei dieser Arbeit.
Herrn Dr. rer. nat. Friedwart Ziemer für die exzellente Betreuung und Begutachtung der Arbeit, die souveräne Hilfe in gedanklichen Sackgassen und die Schulung im wissenschaftlichen Formulieren.
Herrn Dipl.-Ing. (FH) Marius Cysewski, der es geschafft hat, einem Amateur in Rekordzeit das Programmieren beizubringen, und nie müde wurde, meine Fragen zu beantworten.
Herrn Gottfried Schymura für die kompetente, technische Hilfe und Lebensberatung.
Herrn M.Sc. Stelianos Flampouris, der immer einen Ratschlag parat hatte. Die ungebetenen waren immer die besten.

Der Besatzung des Forschungsschiffs LUDWIG PRANDTL, Kapitän Helmut Bornhöft und Kapitän Jan Marks, für die reibungsfreien Profilfahrten, die zahllosen Überstunden und die geopferten Wochenenden.

Der Abteilung KOK des Instituts für Küstenforschung, namentlich Herrn Dr. rer. nat. Rolf Riethmüller und Frau Dipl.-Ing. Martina Heineke, für die erhobene Bathymetrie und Sedimentklassifizierung.

Dem GKSS-Forschungszentrum Geesthacht, das mir die Anfertigung dieser Diplomarbeit ermöglicht hat.

Mein besonderer Dank gilt meinen Eltern, die niemals die Hoffnung aufgegeben haben und mich während meines Studiums mit Geld, guten Worten und biblischer Geduld unterstützt haben.