

**Zur morphodynamischen Modellierung
am Beispiel der Tideeider**

**Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel**

vorgelegt von
Christian Winter
- Kiel 2001 -

Referent : Prof. Dr. Roberto Mayerle

Korreferent : Prof. Dr-Ing. Werner Zielke

Tag der mündlichen Prüfung : 14.Dezember 2001

Vorwort

Die vorliegende Arbeit ist während meiner Arbeit als wissenschaftlicher Mitarbeiter am Forschungs- und Technologiezentrum Westküste der Universität Kiel in der Arbeitsgruppe Küstengeologie und im Coastal Research Laboratory des Instituts für Geowissenschaften der Universität Kiel entstanden.



Ich danke Herrn Prof. Dr. Roberto Mayerle für die Betreuung dieser Dissertation und die Übernahme des Referates. Ihm verdanke ich die Anregung zu dieser Arbeit und viele wertvolle Hinweise zu ihrer Fertigstellung. Herrn Prof. Dr.-Ing. Werner Zielke sei für die Übernahme des Korreferats gedankt.

Für die vielfältigen fachlichen Anregungen und die technische Unterstützung danke ich den Kollegen Dr. Klaus Ricklefs, Burkhard Meier und Uwe Becker am FTZ in Büsum. Ich danke allen Kollegen am Coastal Research Laboratory für die gute Zusammenarbeit und viel Spaß, besonders Fernando Toro MSc., Jort Wilkens MSc. und Carlos Palacio MSc. Danke Dr. Kalle Runte für Rat und Tat.

Besonderer Dank für die gute und unkomplizierte Zusammenarbeit und den Datenaustausch auf kleinen und großen Dienstwegen gilt dem Amt für ländliche Räume (ALR), dem Wasser- und Schifffahrtsamt in Tönning (WSA), dem Landesamt für Natur und Umwelt in Flintbek (LANU) und dem Staatlichen Umweltamt in Schleswig (StUA). Insbesondere gilt mein Dank den Ansprechpartnern Dipl.-Ing. Bergheim und Dipl.-Ing. Christiansen (ALR), Dipl.-Ing. Bednarczyk und Dipl.-Ing. Freers (WSA), Dr.-Ing. Renger (LANU) und Dipl.-Ing. Berg (StUA) für ihre Hilfe und stete Diskussionsbereitschaft.

Vielen Dank an meine tolle Frau Carolin für so viel Verständnis und 1A Familienmanagement während der arbeitsreichen Zeiten.

Kiel, im Dezember 2001

Christian Winter

Abstract

The highly dynamic morphology of the Eider estuary at the German North Sea Coast is strongly affected by a storm surge barrier at the river mouth. The operation of the five sector gates influences the estuary hydrodynamics, sediment dynamics and morphology in different scales reaching from small-scale scour evolution behind the gates, to medium scale meandering of the main river channel, to large-scale sedimentation trends of the whole estuary.

In order to investigate the morphodynamic processes a 2DH process based model has been set up, covering the whole tidally influenced estuary area from the weir to a dam 36 km upstream. Hydrodynamics, sediment transports and bottom evolution have been calculated in successive modules coupled to a morphodynamic modeling system. A thorough calibration and validation of the single computational modules was carried out for short-term events, so that the model is capable to simulate short-term morphodynamic events in reasonable quality.

The application of process based numerical models to medium to large scale (years to decades) events requires reduction and simplification techniques as input- and process filtering. Common techniques (e.g. representative boundary conditions) are described and discussed. A modified approach for defining a representative tide is presented. Its application to medium scale morphodynamic simulations for periods up to two years shows promising results. Results of large scale results are presented and discussed.

Kurzfassung

Die morphologische Dynamik des Eiderästuars an der deutschen Nordseeküste wird durch das Sturmflutsperrwerk an der Flussmündung erheblich beeinflusst. Die Steuerung der fünf Sektorwehre wirkt auf die Hydro-, Sediment- und Morphodynamik in verschiedenen Skalen. Kleinskalige Kolkungsprozesse, mittelskalige Rinnenverlagerung und großskalige Versandungsprozesse des gesamten Ästuars sind aus Naturmessungen ersichtlich.

Ein zweidimensional-tiefengemitteltes (2DH) Küstenflächenmodell der Tideeider zwischen Sturmflutsperrwerk und einer Abdämmung etwa 36 Kilometer flussaufwärts (Nordfeld) wurde erstellt. Hydrodynamik, Sedimenttransport und Bodenevolution werden in einem gekoppelten morphodynamischen Modellierungssystem berechnet. Eine sorgfältige Kalibrierung und Validierung der Einzelmodule anhand Naturmessungen wurde für kleinskalige Ereignisse durchgeführt, so dass kleinskalige morphodynamische Ereignisse durch das validierte morphodynamische Modell berechnet werden können.

Die Anwendung von prozessbasierten numerischen Modellen in mittel- bis großskaligem Rahmen, bedarf Reduktions- und Vereinfachungsverfahren wie die Filterung von Eingabedaten und Prozessfilterung. Gebräuchliche Verfahren (z.B. morphologisch repräsentative Randbedingungen) werden vorgestellt und diskutiert. Ein modifizierter Ansatz zur Definition einer repräsentativen Randbedingung wird vorgestellt. Dessen Anwendung auf die Berechnung mittelskaliger Perioden (bis zwei Jahre) zeigt aussichtsreiche Ergebnisse. Ergebnisse großskaliger Simulationen werden ebenfalls vorgestellt und diskutiert.

Inhalt

<i>Abstract</i>	<i>II</i>
<i>Kurzfassung</i>	<i>II</i>
<i>Inhalt</i>	<i>V</i>
<i>Symbol- und Abkürzungsverzeichnis</i>	<i>IX</i>
Abkürzungen	<i>IX</i>
Formelzeichen	<i>X</i>
<i>Abbildungsverzeichnis</i>	<i>XII</i>
1 Einleitung	1
1.1 Veranlassung und Zielsetzung	1
1.2 Gliederung der Arbeit.....	2
2 Untersuchungsgebiet Tideeider	5
2.1 Lage.....	5
2.2 Geschichte	6
2.3 Das Eidersperrwerk	8
2.3.1 Planung und Bau.....	8
2.3.2 Steuerung.....	10
2.3.3 Folgen des Sperrwerkbaus.....	13
2.4 Hydrographie.....	14
2.4.1 Verformung der Tidewelle	14
2.4.2 Vertikale Tide.....	15
2.4.3 Horizontale Tide.....	18
2.4.4 Wind.....	22
2.4.5 Oberwasserabfluss	23
2.4.6 Zusammenfassung Hydrologie	24
2.5 Sedimentologie	25
2.5.1 Anstehendes Sediment.....	25
2.5.2 Transportiertes Sediment.....	34
2.6 Morphologie.....	48
2.6.1 Datenerhebung.....	49
2.6.2 Darstellung	49
2.6.3 Die Morphodynamik der Tideeider	50
3 Morphodynamische Modellansätze	59

3.1	Modelltypen	59
3.1.1	Empirische Modelle.....	59
3.1.2	Dynamische Modelle.....	60
3.2	Modellklassen.....	60
3.2.1	Küstenlinienmodelle	61
3.2.2	Küstenquerprofilmodelle	61
3.2.3	Küstenflächenmodelle	62
3.3	Modellzeitskalen	62
3.4	Optimierung morphodynamischer Modellierung.....	63
3.4.1	Repräsentative Randbedingungen.....	64
3.4.2	Modellaufbau.....	66
3.5	Modellsysteme.....	68
3.5.1	Delft2D MOR.....	70
3.5.2	Delft RAM.....	70
3.5.3	TIMOR.....	70
3.5.4	Cayocca	71
3.5.5	TRIM 2D	71
4	<i>Modellsystem</i>	73
4.1	Strömungsmodell.....	73
4.2	Sedimenttransportmodelle	75
4.2.1	Algebraische Gleichungen.....	76
4.2.2	Kombiniertes Modell.....	78
4.3	Bodenevolutionsmodell.....	81
4.4	Steuerung der Rechenmodule	82
5	<i>Natürliches System und Modell</i>	83
5.1	Modell der Dithmarscher Bucht	83
5.2	Modell der Tideeider.....	85
5.3	Hydrodynamik.....	87
5.3.1	Anfangsbedingungen	87
5.3.2	Physikalische Parameter	88
5.3.3	Zeitschritt.....	88
5.3.4	Randbedingungen	88
5.3.5	Wirbelviskosität.....	91
5.3.6	2DH und 3D Rechnung	91
5.3.7	Einfluss der Sekundärströmung	92
5.4	Sedimenttransport.....	93
5.4.1	Auswahl der Transportformel und Sensitivität	93
5.4.2	Intervall Strömungsfelder	95

5.4.3	Anfangsbedingungen	95
5.4.4	Randbedingungen	96
5.5	Bodenevolution	97
6	<i>Kalibrierung und Validierung der Module</i>	99
6.1	Hydrodynamik	100
6.1.1	Kalibrierung	100
6.1.2	Validierung	102
6.2	Sedimenttransport	105
6.2.1	Kalibrierung	105
6.3	Kleinskalige Morphodynamik	106
6.3.1	Modellaufbau	107
6.3.2	Kalibrierung	107
6.3.3	Validierung	110
7	<i>Mittel- bis großskalige Morphodynamik</i>	111
7.1	Methodik	111
7.1.1	Berücksichtigung der Naturähnlichkeit	111
7.1.2	Auswertung	112
7.2	Bestimmung der repräsentativen Tide	114
7.2.1	Ansatz Referenzmorphologieänderung	115
7.2.2	Ansatz Berücksichtigung der Naturähnlichkeit	115
7.3	Mittelskalige Anwendung	118
7.3.1	Morphodynamik 1974 bis 1976	118
7.3.2	Morphodynamik 1981 bis 1983	120
7.3.3	Bewertung der Ergebnisse mittelfristiger Simulationen	122
7.4	Längerfristige Anwendung	122
8	<i>Zusammenfassung</i>	127
8.1	Zusammenfassung der Schlüsselergebnisse	127
8.2	Ausblick	129
9	<i>Literatur</i>	131
9.1	Arbeitsgrundlagen	131
9.2	Literatur	131

Symbol- und Abkürzungsverzeichnis

Abkürzungen

Abkürzung	Beschreibung
ADCP	Acoustic Doppler Current Profiler
AP	Eidersperrwerk Außenpegel
BP	Eidersperrwerk Binnenpegel
BSH	Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie
D50	50 % Siebdurchgang in der Summenkurve der Sediment-Korngrößen
DVWK	Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau
EZG	Einzugsgebiet
GMT	Greenwich Mean Time
GPS	Global Positioning System
MESZ	Beginnt am letzten Sonntag im März und endet am letzten Sonntag im Oktober
MEZ	Mitteleuropäische Zeit (UTC + 1h)
Mm ³	Millionen Kubikmeter
MSL	Mean Sea Level, mittlerer Wasserstand
MThw	Mittleres Tidehochwasser (für einen angegebenen Zeitraum)
MTnw	Mittleres Tideniedrigwasser (für einen angegebenen Zeitraum)
NN	Normalnull, Bezugsniveau von topographischen Messungen und Wasserständen, entspricht etwa MSL
PD 50	Potsdam Datum 1950
PN	Pegelnull, Bezugsniveau von Wasserstandsdaten, PN=NN-500cm
SK	Seekarte
SKN	Seekartennull, Bezugsniveau von Seekarten
Thw	Tidehochwasser
Tnw	Tideniedrigwasser
UTC	Universal Time Coordinated, Referenzzeitzone; ehemals GMT (Greenwich Mean Time)
WGS 84	World Geodetic System 1984
WSA	Wasser und Schifffahrtsamt
WSD	Wasser- und Schifffahrtsdirektion

Formelzeichen

Symbol	Einheit	Beschreibung
α_u	[-]	Faktor der lokalen Formfunktion
α	[-]	empirischer Koeffizient
Δ	[-]	Relative Sedimentdichte $(\rho_s - \rho_w) / \rho_w$
μ	[-]	Rippelfaktor $\mu = (C / C')^{1.5}$
ν	[m ² /s]	Diffusionskoeffizient
Θ_{cr}	[-]	Parameter (=0.047 (Van Rijn 1989))
ρ_s	[kg/m ³]	Sanddichte
ρ_w	[kg/m ³]	Wasserdichte
ρ_w	[kg/m ³]	Dichte Wasser
$\overline{\tau_{cw}}$	[N/m ²]	Mittlere Bodenschubspannung
$\tau_{b,c}$	[kg/m/s ²]	Effektive Bodenschubspannung $(\rho g (u/C')^2)$
$\tau_{b,cr}$	[kg/m/s ²]	Kritische Bodenschubspannung nach Shields
ζ	[m]	Auslenkung des Wasserspiegels
ζ	[-]	Dimensionslose Höhe (z/h)
b	[-]	empirischer Koeffizient
C	[-]	Chezy Koeffizient $C = 18 \log(12h / k)$
C'	[-]	Kornabhängiger Chezy Koeffizient $C' = 18 \log(12h / d_{90})$
C_a	[m ³ /m ³]	Referenzkonzentration
d, D	[m]	Wassertiefe
d_{50}	[m]	Korndurchmesser 50% Siebdurchgang
d_{90}	[m]	Korndurchmesser 90% Siebdurchgang
D^*	[-]	Dimensionsloser Korngrößenparameter $(d_{50} [(s-1)g/\nu^2]^{1/3})$
d_{50}	[m]	Median Korngröße
F	[-]	Coriolis Parameter
F_η, F_ξ	[m/s ²]	Turbulenter Impuls (Strömungsmodell)
$\sqrt{G_{\xi\xi}}, \sqrt{G_{\eta\eta}}$	[-]	Koeffizienten zur Transformation von curvilinearen zu rechtwinkligen Koordinaten (Strömungsmodell)
g	[m/s ²]	Erdbeschleunigung
h	[m]	Wasserstand
I_1, I_2	[-]	Funktion der relativen Bodenrauigkeit r/h und $Z_* = w/\kappa u_*$, siehe

		EINSTEIN (1950)
$k_{s,c}$	[-]	Effektive Bodenrauigkeit
P_η, P_ξ	[kg/m ² /s ²]	Hydrostatischer Druckgradient (Strömungsmodell)
Q	[m/s]	Strömungsgeschwindigkeit
r	[m]	Bodenrauigkeit
s	[-]	Relative Dichte (ρ_s/ρ_w)
T	[-]	Dimensionsloser Schubspannungsparameter($(\tau_{b,c} - \tau_{b,cr})/ \tau_{b,cr}$)
U	[m/s]	Absolute tiefengemittelte Geschwindigkeit = $\sqrt{u^2 + v^2}$
u,v	[m/s]	Tiefengemittelte Geschwindigkeit
U, V	[m/s]	tiefengemittelte Geschwindigkeiten auf dem curvi-linearen Gitter
$M_\eta, M_\xi:$	[m/s ²]	Lokale Impulsquellen oder -senken (z.B. durch Bauwerke) (Strömungsmodell)
w_s	[m/s]	Fallgeschwindigkeit

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Der Lauf der Eider von der Quelle bei Neumünster bis zur Mündung in die Nordsee. Gestrichelt sind die Einzugsgebiete der Eider, Treene und Sorge.....	6
Abbildung 2: Blick von Süd-Ost auf das Eidersperrwerk bei Niedrigwasser. Erkennbar ist das Sielbauwerk mit fünf Wehrtoren und die Schifffahrtsschleuse mit den see- und binnenseitigen Vorhäfen. Seeseitig schließen sich die Wattflächen der Außeneider an. (Photo von Norbert Kempf, 1997)	9
Abbildung 3: Betriebsarten des Eidersperrwerks: Schematisierte Ganglinien des Außen- und Binnenpegels (aus HOLLMER, 1992)	11
Abbildung 4: Steuerkurve und Ganglinien des Wasserstands am Außenpegel und Binnenpegel und Strömungsgeschwindigkeit für eine flutgedrosselte Tide. Auf der linken Ordinate ist die Höhe über der befestigten Sohle angegeben, auf der rechten Ordinate die Höhe über NN, bzw. die Strömungsgeschwindigkeit.	12
Abbildung 5: Tideeider von Tönning bis zum Eidersperrwerk. Markiert sind die im Text erwähnten Pegel- und Messstationen, sowie die Lage der Querprofilmessungen	15
Abbildung 6: Entwicklung des MThw für die Pegel in der Eider 1951 bis 1996 (entnommen WIELAND 1999)	17
Abbildung 7: Beschreibung der Verformung der Tide anhand Wasserstandsganglinien der Stationen Sperrwerk Außenpegel und Binnenpegel, Tönning und Nordfeld	17
Abbildung 8: Beispiel von Aanderaa Geschwindigkeitsmessungen. Aufgetragen sind die Beträge der Geschwindigkeiten an den Stationen Katinger Watt (verkrautet), Olversum und Tönning.	19
Abbildung 9: ADCP Querprofil	21
Abbildung 10: ADCP Profile: Links Flutstrom. Dargestellt sind die Strömungsgeschwindigkeiten in Ost-West-Richtung. Man erkennt die Konzentration des Flutstroms auf den rechten (südlichen) Bereich des Querschnitts. Rechts ADCP Profil Ebbstrom. Dargestellt sind die Strömungsgeschwindigkeiten in Ost-West-Richtung. Man erkennt die im Vergleich zum Flutstrom gleichmäßigere Verteilung der Ebbgeschwindigkeiten über den Querschnitt.....	21
Abbildung 11: Verteilung der Windgeschwindigkeiten und -richtungen für die Station Hallig-Hooge (aus JENSEN 2001).....	22
Abbildung 12: Mittlerer Abfluss der Treene in Friedrichstadt.	23

Abbildung 13: Geologisches Profil (West-Ost) auf Höhe des Sperrwerks. Erkennbar ist der oberste Feinsandhorizont über der durchgängigen Kleischicht. Im Bereich des binnenseitigen Kolks ist der Feinsand erodiert (aus DIETZ 1994).	26
Abbildung 14: Verteilung des D50 Korngrößen in der Tideeider 1984 (verändert nach RICKLEFS, 1989)	27
Abbildung 15: Beispiel für Zweifrequenzecholotschrieb, rippelartige Strukturen im feinkörnigen Material überlagern den flachen Reflektor	30
Abbildung 16: Beispiel für Sonogramm	30
Abbildung 17: Positionen der Probestationen und Strukturen aus Seitensichtsonarschrieb	32
Abbildung 18: Positionen und Korngrößen der Sedimentproben: D50 (Beschriftung links [μm]) und D90 (Beschriftung rechts [μm]).....	33
Abbildung 19: Korngrößen D50 und D90 im Gewässerlängsschnitt	33
Abbildung 20: Ganglinien von Strömungsgeschwindigkeit, Konzentration und Korngrößen. Aufgetragen sind die Ganglinien von Strömungsgeschwindigkeit, Konzentration und Korngrößen verschiedener Perzentile der Sedimentverteilung. (entnommen RICKLEFS 1989)	36
Abbildung 21: Korrelation von Strömungsgeschwindigkeit und Korngröße für einen Tidezyklus. Dargestellt sind PZ 84 (entspricht D84) und PZ 16 (entspricht D16) in Abhängigkeit von der Strömungsgeschwindigkeit. Entnommen RICKLEFS (1989).	37
Abbildung 22: Anordnung der Probeentnahme und des Strömungssensors	39
Abbildung 23: Ganglinien der Wasserstände Eidersperrwerk AP, BP, Strömungsgeschwindigkeit, Konzentration der Phasen I und II	41
Abbildung 24: Ganglinien der Wasserstände Eidersperrwerk AP, BP, Strömungsgeschwindigkeit, Konzentration der Phasen III und IV	42
Abbildung 25: Ganglinien des Wasserstands am Außen- und Binnenpegel, der Strömungsgeschwindigkeit und Schwebstoffkonzentration für zwei Tiden im November 1996 .	43
Abbildung 26: Steuerung der Sperrwerkstore und gemessene Konzentration an der Binnenseite: Zusammenhang zwischen schrittweiser Öffnung und Konzentrationsschwankungen.	45
Abbildung 27: Konzentration und Geschwindigkeitsmessungen in Tönning (nach Ricklefs 1989)...	46
Abbildung 28: Zusammenhang zwischen räumlichen und zeitlichen Skalen (entnommen aus DE VRIEND, 1997)	48
Abbildung 29: Einfluss der (n-1) Steuerung: Gemessene Tiefendifferenz März - Mai 1998 [m].....	51
Abbildung 30: Einfluss der Asymmetrie: Gemessene Tiefendifferenz April – Juni 1999 [m]	52
Abbildung 31: Ausgleichsverhalten nach asymmetrischer Sperrwerkssteuerung: Gemessene Tiefendifferenz [m] Januar - März 1998.....	52

Abbildung 32: Entwicklung der Tideeider zwischen Sperrwerk und Tönning. Dargestellt sind Ausschnitte der Seekarte 105 der Jahre 1972, 1977, 1984 und 1993.....	54
Abbildung 33: Positionen der Kontrollquerschnitte	55
Abbildung 34: Morphologische Entwicklung am Querschnitt 76 (siehe Abbildung 33)	55
Abbildung 35: Morphologische Entwicklung am Querschnitt 95 (siehe Abbildung 33)	56
Abbildung 36: Morphologische Entwicklung am Querschnitt 111 (siehe Abbildung 33)	56
Abbildung 37: Morphologische Entwicklung am Querschnitt 126 (siehe Abbildung 33)	56
Abbildung 38: Morphologische Entwicklung am Querschnitt 136 (siehe Abbildung 33)	57
Abbildung 39: Wasserraumentwicklung in der Tideeider, aus JENSEN(2001).....	58
Abbildung 40: Morphodynamische Modellklassen. Schematisch sind für Küstenquerprofil- und Küstenlinienmodell die initiale und veränderte Topographie gezeigt. Küstenflächenmodelle zeigen flächenhafte Bodenänderungen.....	61
Abbildung 41: Morphodynamische Modelltypen (nach DE VRIEND 1993)	63
Abbildung 42: Programmablauf der gekoppelten Module Strömung, Sedimenttransport und Bodenevolution.....	67
Abbildung 43: Bathymetrie des Dithmarscher Bucht Modells.....	84
Abbildung 44: Curvilineares Gitter des Tideidermodells.....	86
Abbildung 45 Gitternetz des Tideidermodells (Ausschnitt siehe Abbildung 44).....	86
Abbildung 46: Bathymetrie 1996 interpoliert auf das Gitter des Tideidermodells.....	87
Abbildung 47: Ganglinien für zwei Tiden am Außenpegel Eidersperrwerk (AP), Binnenpegel Sperrwerk (BP) und generierte Randbedingung MIN(AP,BP).....	89
Abbildung 48: Vergleich der Differenzen zwischen gemessenem und berechnetem Wasserstand für den Pegel Katinger Watt für die Steuerung mit der Ganglinie Außenpegel (AP), Binnenpegel (BP) und MIN.....	90
Abbildung 49: Geschwindigkeitsdifferenzen 2DH und 3D Berechnung für maximale Flutstromgeschwindigkeiten. Gezeigt sind die Differenzen zwischen gemittelter Geschwindigkeit und der Geschwindigkeit in Bodennähe des 3D Modells.....	92
Abbildung 50: Sensitivität des Transportgleichung (Bijker Bed Load und Gleichgewichtskonzentration) hinsichtlich Bodenrauigkeit r und Koeffizient b	94
Abbildung 51: Sensitivität der Transportgleichung (Van Rijn Bed Load und Gleichgewichtskonzentration) hinsichtlich Bodenrauigkeit und Koeffizient BS	95
Abbildung 52: Dithmarscher Bucht Modell: Gemessene und berechnete Konzentration an der Position Eidersperrwerk.....	96

Abbildung 53: Einfluss der Bodenrauigkeit auf die Wasserstände (Pegel Tönning). (a) Variation der Bodenrauigkeit C [$m^{1/2}/s$] im Sperrwerksnahbereich; (b) Variation der Bodenrauigkeit C [$m^{1/2}/s$] im übrigen Modellgebiet.....	101
Abbildung 54: Einfluss der Bodenrauigkeit auf die Strömungsgeschwindigkeit (Station Tönning). (a) Variation der Bodenrauigkeit C [$m^{1/2}/s$] im Sperrwerksnahbereich; (b) Variation der Bodenrauigkeit C [$m^{1/2}/s$] im übrigen Modellgebiet.....	102
Abbildung 55: Validierung des Strömungsmodells anhand gemessener Wasserstände an den Positionen Tönning (a) und Friedrichstadt (b).	103
Abbildung 56: Lokale Strömungsgeschwindigkeit am Pegel Tönning.....	104
Abbildung 57: Validierung des Strömungsmodells anhand gemessener Durchflüsse (ADCP Messung Juni 1998)	105
Abbildung 58: Vergleich zwischen gemessenem und berechneten Konzentrationsverlauf am Messpunkt Eidersperrwerk Nordmole für zwei Tiden im November 1996	106
Abbildung 59: Kurzfristige Morphodynamik März-April 1998: Einfluss der Sinkgeschwindigkeit am Querschnitt 20.....	108
Abbildung 60: Kurzfristige Morphodynamik März-April 1998: Einfluss des Faktors α am Querschnitt 20.....	108
Abbildung 61: Kurzfristige Morphodynamik März-April 1998: Einfluss der Bodenrauigkeit am Querschnitt 20.....	109
Abbildung 62: Kalibrierung kleinskaliger Morphodynamik anhand der Bodenänderung März-April 1998. Querschnitt 20.....	109
Abbildung 63: Validierung kleinskaliger Morphodynamik anhand der Morphologieänderung April-Juni 1999. Querschnitt 20.....	110
Abbildung 64: Schema zur Methodik zur Bestimmung der repräsentative Tide. 1A: Referenzsimulation über einen Zeitraum berechnet die Bodenentwicklung dz_{calc} ; 1B: Bathymetrische Messungen zu verschiedenen Zeitpunkten zeigen die Bodenentwicklung dz_{meas} ; 2: Verschiedene Simulationen mit Einzeltiden berechnen verschiedene Bodenentwicklungen $dz_{i(calc)}$	112
Abbildung 65: Ausgewählte Querschnitte für die Bestimmung der repräsentativen Randbedingung	114
Abbildung 66: In der Referenzsimulation berechnete Bathymetrieänderung an 17 Querschnitten 1998-1999 (siehe Abbildung 65).	116
Abbildung 67: Bestimmtheitsmass für Korrelationen zwischen Referenz und Einzel-, Doppel- und Tripeltiden.....	116
Abbildung 68: Gemessene Bathymetrieänderung an 17 Querschnitten 1998-1999 (siehe Abbildung 65)	117

Abbildung 69: Bestimmtheitsmass für Korrelation zwischen Messung und aus Einzel- Doppel- und Tripletiden berechneter Morphologieänderung	117
Abbildung 70: Gemessene (links) und berechnete (rechts) Morphologieänderung 1974 – 1976	119
Abbildung 71: Zweijährige Bodenentwicklung am Profil 76.....	119
Abbildung 72: Zweijährige Bodenentwicklung am Profil 111	120
Abbildung 73: Zweijährige Bodenentwicklung am Profil 136.....	120
Abbildung 74: Gemessene (links) und berechnete (rechts) Morphologieänderung 1981- 1983	121
Abbildung 75: Zweijährige Entwicklung am Profil 126.....	122
Abbildung 76: Bathymetrie der Tideeider 1982 (links) aus Peilungen des ALR und 1993 (rechts) aus Peilungen des BSH.	123
Abbildung 77: Anfangsbathymetrie des Tideeidermodells 1982, und berechnete Bathymetrie nach 11 Jahren Simulationszeit (rechts).....	124

1 Einleitung

1.1 Veranlassung und Zielsetzung

Das Wort Morphodynamik wurde bereits von WRIGHT ET AL. (1978) in Verbindung mit Küstenevolution genannt: *‘Coastal Evolution is the product of morphodynamic processes that occur in response to changes in external conditions.’* Der morphodynamische Prozess sei *‘... the mutual adjustment of topography and fluid dynamics involving sediment transport’*. Diese Wechselwirkung findet in allen Zeit- und Raumskalen statt, von der mikroskaligen Bewegung einer Schwebstoffflocke bis hin zur Küstenevolution in geologischen Zeiträumen. Abhängig von den klimatischen und hydrodynamischen Randbedingungen und seiner sedimentologischen und morphologischen Beschaffenheit ist die Dynamik eines Gebietes unterschiedlich ausgeprägt.

Das Mündungsgebiet der Eider ist ein gutes Beispiel für einen Küstenbereich unter steter morphologischer Veränderung. Die ausgeprägte Eigendynamik des Systems wurde durch zahlreiche wasserbauliche Maßnahmen in den letzten zwei Jahrhunderten zusätzlich beeinflusst. Die Fertigstellung des Sturmflutsperrwerks an der Mündung der Eider in den siebziger Jahren stellt den jüngsten hochgradigen Einschnitt in die Hydrologie und Morphologie des Eiderästuars dar. Die von den zuständigen Ämtern regelmäßig durchgeführten bathymetrischen Vermessungen zeigen die Aktivität des Ästuars. Die morphodynamischen Größenordnungen reichen dabei von kurzfristigen, kleinskaligen Umlagerungen in Sperrwerksnähe bis zu Verlagerungen der Hauptrinne um mehrere Kilometer in zeitlichen Skalen von Jahren bis Jahrzehnten.

Die gezielte Steuerung der Tore des Eidersperrwerks ermöglicht die Beeinflussung der Hydrodynamik in der Tideeider, dem Abschnitt zwischen Sperrwerk und einer weiteren Abdämmung in Nordfeld, etwa 35 Kilometer flussaufwärts, nicht nur während Sturmereignissen. Die methodische Steuerung zur Verformung der Tidewelle etwa wird ständig zur Reduktion des in die Tideeider eingebrachten Sediments angewendet. Ebenso zeigt sich die unmittelbare Wirkung veränderter Steuerung anhand kleinskaliger bathymetrischer Messungen in Sperrwerksnähe. Zur Folgenabschätzung veränderter Steuerung und der damit verbundenen Möglichkeit einer Optimierung ist die Kenntnis des Zusammenhanges zwischen Betriebsart und morphologischer Folge notwendig.

Hydrodynamisch-numerische Modelle haben sich im Laufe der letzten Jahre zu einem anerkannten Hilfsmittel in vielen Bereichen der hydrographischen Forschung und Planung entwickelt. Im Küstenbereich sind Modellsysteme für verschiedenste Gebiete aufgebaut und anhand von Naturmessungen validiert worden. Auch die numerische Berechnung von Sedimenttransport und resultierender Bodenänderung wird seit geraumer Zeit im Rahmen von Laboruntersuchungen und hypothetischen Testgebieten erforscht und optimiert. Morphodynamische Modellanwendungen an natürlichen Systemen und deren Validierung anhand von Naturmessdaten, sind dagegen immer noch Gegenstand aktueller Forschung (DE VRIEND, 1998).

Die vorliegende Arbeit stellt zunächst die Hydrologie, Sedimentologie und Morphologie des Untersuchungsgebietes unter dem Gesichtspunkt des Aufbaus und der Validierung numerischer Modelle dar. Dabei kann auf einem hohen Wissenstand über das Ästuar aus früheren Arbeiten zur Hydrologie und Sedimentologie (RICKLEFS, 1989) aufgebaut werden. Durch die gute Zusammenarbeit mit den zuständigen Ämtern steht eine umfangreiche Datengrundlage zur Verfügung, die durch eigene Naturmessungen ergänzt werden konnte. Die wichtigsten Methoden zur Messung und Aufbereitung der Daten werden genannt und die zur Modellierung benötigten Kenngrößen ausgearbeitet.

Der Beschreibung des Standes der Forschung in der numerischen Modellierung morphodynamischer Prozesse folgt eine Beschreibung des eingesetzten Modellsystems und des Aufbaus des Tideeidermodells. Die umfassende Kalibrierung und Validierung der Einzelmodule und des morphodynamischen Modellsystems wird vorgestellt und diskutiert. Vertiefend wird das Problem repräsentativer Randbedingungen behandelt. Ein Ansatz zur Berücksichtigung der Naturähnlichkeit wird vorgeschlagen und mit dem klassischen Ansatz nach LATTEUX (1995) verglichen. Die Modellierung klein-, mittel- und großskaliger Prozesse des Ästuars wird vorgestellt und hinsichtlich ihrer Qualität bewertet.

1.2 Gliederung der Arbeit

Das zweite Kapitel beinhaltet eine einführende Beschreibung der Lage und Historie der Eider und der wesentlichen anthropogenen Eingriffe in den Lauf des Flusses. Daran anschließend werden das Bauwerk und die Betriebsweise des Eidersperrwerks beschrieben.

Eine detailliertere Beschreibung des Untersuchungsgebietes erfolgt gegliedert nach Hydrodynamik, Sedimenttransport und Morphologie. In jedem Unterkapitel wird auf den Stand der Forschung, die

Methodik und eigene Untersuchungsergebnisse eingegangen. Jedes Unterkapitel schließt mit einer kurzen Zusammenfassung der wichtigsten Merkmale für den späteren Modellaufbau ab.

Das dritte Kapitel beschreibt den Kenntnisstand der morphodynamischen Modellierung. Die Vorstellung von Modelltypen und -klassen, von Modellzeitskalen und Prozessfilterung führt zu einer Zusammenstellung verschiedener Modellsysteme und deren Anwendungen auf küstennahe Modellgebiete.

Das im Rahmen dieser Untersuchung angewandte Modellsystem Delft3D und die verwendeten Module zur Berechnung von Hydrodynamik, Sedimenttransport und Bodenevolution werden im Anschluß in Kapitel 4 vorgestellt.

Die Tideeider im Modell, Besonderheiten dieses Untersuchungsgebietes hinsichtlich seiner offenen Ränder, sowie die Notwendigkeit eines weiteren Modells zur Generierung von Randbedingungen ist Inhalt des Kapitels 5.

Es folgt die Schilderung des Modellaufbaus gegliedert nach Rechenmodulen in Kapitel 6. Die gewählte Ausgangskonfiguration wird für jedes Modul anhand von Sensitivitätsrechnungen begründet.

Die Kalibrierung und Validierung der Module anhand Naturmessdaten wird in Kapitel 7 beschrieben. Aussagen zur Qualität des Strömungsmoduls, des Sedimenttransportmoduls und des Bodenevolutionsmoduls für die Berechnung kleinskaliger Prozesse werden getroffen.

Kapitel 8 stellt einen modifizierten Ansatz für Definition einer repräsentativen Tide vor. Das Verfahren wird anhand berechneter mittelskaliger Prozesse vorgestellt. Die Anwendung dieses Ansatzes zur Berechnung langfristiger Prozesse wird diskutiert.

Kapitel 9 stellt eine gegliederte Zusammenfassung der Untersuchungsergebnisse dar. Die wichtigsten Aussagen der Naturmessungen und Modellrechnungen werden vorgestellt. Schematisch wird die Kopplung der Skalen hinsichtlich ihrer Modellierung dargestellt. Die Arbeit endet mit Empfehlungen für zukünftige Untersuchungen.

2 Untersuchungsgebiet Tideeider

2.1 Lage

Die Eider ist der größte Fluss Schleswig-Holsteins und bildet die Grenze zwischen den Landesteilen Schleswig und Holstein. Abbildung 1 zeigt den Lauf des Flusses. Von der Quelle im Hügelland von Bornhöved, nordöstlich von Neumünster, fließt die Eider zunächst in nördliche Richtung durch das ostholsteinische Jungmoränengebiet. Vor Kiel schwenkt sie nach Westen ab, fließt bis Rendsburg, dann in großen Mäandern die Marschen und Moore den Eiderniederungen entlang und mündet westlich von Tönning in die Nordsee. Das ursprüngliche Einzugsgebiet des 200 km langen Flusses mit seinen beiden Hauptnebenflüssen Treene und Sorge betrug etwa 3275 km². Seit 1895 durchschneidet der Nord-Ostseekanal das Einzugsgebiet der Eider, so dass heute 2064 km² in die Nordsee, und 1211 km² in den Kanal entwässern (WIELAND 1992).

Der natürliche Flusslauf ist seit Jahrhunderten durch wasserbauliche Eingriffe verändert worden. Heute gliedert sich der Fluss in mehrere Abschnitte:

- Die Obereider, etwa 90 Kilometer von der Quelle bis Rendsburg.
- Auf Höhe des Flemhuder Sees fließt die Eider in den Nord-Ostseekanal, der an die Stelle des alten Flussbettes getreten ist.
- In Rendsburg tritt die Untereider aus dem Nord-Ostseekanal und fließt etwa 23 Kilometer parallel zum Kanal bis zur Schleuse Lexfähr.
- Die 52 Kilometer lange Binneneider verläuft von dort bis zur Tidegrenze, der Abdämmung in Nordfeld. Etwa zehn Flusskilometer unterhalb Lexfähr erfolgt der Zufluss der Sorge. Das Einzugsgebiet der Binneneider und Sorge hat zusammen eine Fläche von 946 km².
- Von der Abdämmung in Nordfeld bis Tönning verläuft die Tideeider zunächst 21 km in großen Schleifen in einem schmalen kanalartigen Bett. Bei Friedrichstadt fließt der 86 km lange Hauptnebenfluss Treene mit einem Einzugsgebiet von 797 km² zu. Unterhalb Tönning schließen sich zu beiden Seiten die weiten Wattflächen des Dithmarscher- und Katinger Watts an. Hier vergrößert sich die Niedrigwasserrinne nur unwesentlich, bei Hochwasser werden die Wattflächen und Kanalsysteme auf einer Breite von mehreren Kilometern überflutet.

- Zehn Kilometer westlich Tönning trennt das Eidersperrwerk die Tideeider von der Außeneider. Die Außeneider reicht vom Sperrwerk bis zur offenen Nordsee, ein etwa 20 km langer Bereich mit großen Wattflächen und tiefen Stromrinnen und Prielen.



Abbildung 1: Der Lauf der Eider von der Quelle bei Neumünster bis zur Mündung in die Nordsee. Gestrichelt sind die Einzugsgebiete der Eider, Treene und Sorge.

2.2 Geschichte

Eine zusammenfassende Einführung in die erdgeschichtliche Entwicklung des Untersuchungsgebietes geben STREIF und KÖSTER (1978) und HOFFMANN (1992). Die Entwicklung des Unterlaufes der Eider durch menschliche Eingriffe ist ausführlich beschrieben in SINDERN und ROHDE (1970) und WIELAND (1992). Hier ist ein kurzer Überblick über die wichtigsten anthropogenen Eingriffe und deren Folgen in den letzten 200 Jahren zusammengefasst:

Nach ersten Bedeichungen im 15. Jahrhundert sowie der Abdämmung von Treene (1569/70) und Sorge (1624) reichte am Ende des 17. Jahrhunderts die Tidebewegung in der Eider bis Rendsburg (HOLLMER 1992). In den Jahren 1777 bis 1784 wurde als schiffbare Verbindung zwischen Obereider und Kieler Förde der Eiderkanal gebaut. Der Kanal folgte von Rendsburg dem Lauf der Eider bis zum Flemhuder See, von dort aus bis in die Kieler Förde bei Holtenau. Die unmittelbare Folge war die Entwässerung des oberhalb des Flemhuder Sees gelegenen Einzugsgebietes der Eider (etwa 300 km²) zur Ostsee. Weiterhin mußten für die Schiffbarkeit der Eider Baggerungen durchgeführt werden. Der verminderte Oberwassereintrag in die Eider und die Vertiefung unterhalb Rendsburg führten zu einer Erhöhung des mittleren Tidehubs auf bis zu einen Meter.

Mit dem Bau des 99 km langen Nord-Ostseekanals (1887-1895) von Brunsbüttel bis Kiel, wurde die Eider bei Rendsburg abgedämmt. Durch den Kanal entwässern heute die Einzugsgebiete der Obereider und linken Nebenflüsse mit insgesamt 1211 km² nun nicht mehr in die Eider. Der erheblich verringerte Abfluss bewirkte eine Abnahme der Ebbstromgeschwindigkeit und damit eine vermehrte Sinkstoffablagerung. Die Folge war eine erneute Vergrößerung des Tidehubs unterhalb Rendsburg, und die extreme Zunahme der Asymmetrie der Tidekurve. Die Versandung und Verschlickung der Tideeider führten zu starken Querschnittsabnahmen: Baggerungen des WSA Tönning ergaben eine Abnahme des Wasserraumes von 1891-1935 trotz umfangreicher Baggerungen um 33% (SINDERN & ROHDE 1970). Der gleichzeitige Anstieg des Tidehochwassers in der Eider infolge der abnehmenden Rinnenquerschnitte machte den Bau von Schutzdeichen notwendig. Durch diese zusätzliche Einengung der Rinnen lief das Wasser bei Sturmfluten noch höher auf. Die durch meist unzulängliche Bedeichung der Niederungen und Einengung des Hochwasserbettes ansteigenden Sturmflutwasserstände hatten wegen der zunehmenden Intensivierung der landwirtschaftlichen Nutzung der Eiderniederungen bei Überflutungen katastrophale Folgen. Eine weitere Erhöhung der Deiche der Eiderniederungen war wegen des nicht tragfähigen moorigen Untergrundes jedoch nicht möglich.

Nach Prüfung mehrerer Varianten, versuchte man 1936 mit dem Bau einer Abdämmung in Nordfeld, 5 km oberhalb Friedrichstadt, den schweren Überflutungen des Eidergebietes oberhalb Nordfelds zu begegnen. Diese Abdämmung erfüllte den Zweck des Sturmflutschutzes der nun tidefreien Binneneider, führte aber zu neuen Problemen stromab: Die Tidebewegung war in Nordfeld unterbrochen und auf den verbleibenden 30km langen Mündungstrichter beschränkt worden. Dadurch verringerte sich die Tidewassermenge; die nun in Nordfeld reflektierte Tidewelle verformte sich, die Ebbstromgeschwindigkeit wurde im Vergleich zur Flutstromgeschwindigkeit geschwächt, so dass landeinwärts transportiertes Sediment nicht wieder seewärts gelangte und im Flussbett abgelagert

wurde. Mit zunehmender Versandung war der Flussquerschnitt unterhalb Tnw zwischen Nordfeld und Friedrichstadt bis 1965 um etwa 90% kleiner geworden (LORENZEN 1966). Die natürliche Vorflut war nicht mehr gegeben, die Schifffahrt wurde behindert, auch ein Spülbetrieb mit in der Binneneider zurückgehaltenem Flutwasser, führte nur auf dem oberen Teil bis Friedrichstadt zu einer teilweisen Freiräumung des Flussbettes. Unterhalb von Tönning schritt die Versandung aber ungehindert fort. Auch Baggerungen und der Bau von Buhnen erwiesen sich als nicht wirkungsvoll.

Wegen des durch die Versandung angehobenen Tnw kam es in der Treene und Binneneider zu Entwässerungsschwierigkeiten. Zahlreiche Siele mußten durch Schöpfwerke ersetzt werden (ROHDE & TIMON 1963). Da der Spülbetrieb bei Nordfeld keine dauerhafte Lösung der Probleme bot, wurde 1958 die 'Vorarbeitenstelle zur Lösung des Eiderproblems am Wasser- und Schifffahrtsamt Tönning' eingerichtet (ROHDE & TIMON 1967). Es wurden insgesamt 17 Vorschläge für Bauwerksvarianten erarbeitet, die jeweils die Belange des Küstenschutzes, der Vorflutsicherung und des Verkehrs berücksichtigen mußten.

2.3 Das Eidersperrwerk

2.3.1 Planung und Bau

Der Generalplan Küstenschutz des Landes Schleswig Holsteins sah nach der Februarsturmflut von 1962 die mündungsnah Abdämmung der Eider vor. 1965 wurde zwischen Land und Bund der Eidervertrag beschlossen, der die folgenden Leitziele beinhaltete:

- Die Abwehr von Sturmfluten im Mündungstrichter der Eider bis Nordfeld.
- Die Schaffung einer optimalen Vorflut im Eidergebiet durch den großen Speicherraum zum Auffangen überschüssiger Oberwasserengen aus Binneneider, Treene, und aus der Landschaft Eiderstedts während überhöhter Tideaußenwasserstände.
- Das Vorhaltens ausreichender Fahrwassertiefen für die Fischerei und Frachtschifffahrt bis in den Nord-Ostseekanal.

Der Bund übernahm die Bauplanung und –durchführung, sowie das Eigentum am Sperr- und Schleusenbauwerk. Unterhalten und betrieben wird das Sperrwerk von der Wasser- und Schifffahrtsverwaltung (WSA Tönning).

Umfangreiche hydraulische Modelluntersuchungen wurden bei der Bundesanstalt für Wasserbau an einem Tidemodell der Eider von Rendsburg bis zur Außeneider und an einem Detailmodell (HARTEN

1970) durchgeführt. Weiterhin entstand am Franzius Institut der Universität Hannover eine Erweiterung eines großräumigen Modells der Dithmarscher Bucht (ROHDE & TIMON, 1967). Dabei wurden Siel- und Sperrwerksvarianten, an mehreren Positionen geprüft. Die Variante auf der Verbindungslinie Hundeknöll-Vollerwiek, an Stromkilometer 110, mit einem Siel aus 5 Durchflussöffnungen mit je 40m Breite wurde schließlich gewählt.



Abbildung 2: Blick von Süd-Ost auf das Eidersperrwerk bei Niedrigwasser. Erkennbar ist das Sielbauwerk mit fünf Wehrtoren und die Schiffahrtsschleuse mit den see- und binnenseitigen Vorhäfen. Seeseitig schließen sich die Wattflächen der Außeneider an. (Photo von Norbert Kempf, 1997)

Von März 1967 bis März 1973 wurden die Verbindungsdeiche und das Eidersperrwerk innerhalb eines ringförmigen Schutzdeiches auf dem Katinger Watt gebaut. Die Eiderabdämmung besteht aus einem etwa 4.8 km langen Seedeich, dem 236 m langem Sperrbauwerk und einer 14 m breiten Schleuse. Das Siel in der Funktion als Rückhaltebauwerk und Sturmflutsperrwerk weist fünf Öffnungen zu je 40 m lichter Weite auf. Jede Sielöffnung ist mit zwei see- und binnenseitig angeordneten Segmentverschlüssen ausgestattet. An die Wehrsohle auf -4.60 mNN im Bauwerksbereich, schließt sich die 150 m lange, rund 70000 m² große, starre Sohlensicherung aus 400-600 kg schweren Granitblöcken an. Den Übergang zur unbefestigten Sohle bildete zunächst eine 30 m breite flexible Sohlensicherung aus Steinmatten, die 1992 erweitert wurde (DIETZ 1995). In physikalischen Modellversuchen optimierte Leitdämme im Süden und Trennmolen auf der Nordseite begrenzen die trichterförmigen An-

und Ausströmbereiche. Eine ausführliche Beschreibung der Vorgeschichte, Planungsgrundlagen und des Baus von Sperrwerk und Damm gibt CORDES (1970, 1971, 1972).

Die Gesamtkosten für den Bau betrugen 172 Millionen DM. Folgekosten für die planmäßige Unterhaltung beliefen sich bis 1997 auf etwa 10 Millionen DM. Außerplanmäßige Unterhaltungskosten für den Verbau des Kolks, Sohlsicherung und Betonsanierung summierten sich bis 1997 auf ca. 45.5 Millionen DM (WSA TÖNNING 1998). Der gesamte Unterhaltungsaufwand liegt damit bei jährlich etwa 1.2% der Investitionskosten, was nach HOLLMER (1992) als im Rahmen der üblichen Kosten eines exponiert gelegenen Küstenschutzbauwerks zu bewerten ist.

2.3.2 Steuerung

Für die Steuerung des Sperrwerks besteht eine Betriebsordnung, die für die verschiedenen Belange der Wasserwirtschaft, des Küstenschutzes, der Schifffahrt, der Fischerei und Ökologie Rangfolgen festlegt. Danach sollen nach Möglichkeit die Tideschwingungen wenig unterbrochen werden (WSD NORD 1977). Abbildung 3 zeigt schematisch den Effekt der verschiedenen Steuerbetriebe auf den Wasserstand see- und binnenseitig des Sperrwerks.

- **Tidebetrieb**

Der Betrieb mit vollständig geöffneten Toren, durch die normale Tiden ohne Beeinflussung ein- und ausgelassen werden, entspricht der normalen Betriebsweise eines Sturmflutsperrwerks.

- **Drosselbetrieb**

Seit 1980 wird als neuer Dauerbetrieb eine Flutdrosselung gefahren. Die stufenweise Öffnung der Tore mit einlaufender Flut bewirkt eine Angleichung der Flut- und Ebbstromdauer und vermindert die Flutstromgeschwindigkeiten. Abbildung 4 zeigt die Positionierung der Wehrunterseite (Steuerkurve), den Wasserstand see- und binnenseitig des Sperrwerks.

Die Ganglinie der Geschwindigkeit zeigt die durch die schubweise Ausführung der Sperrwerksöffnung im Drosselbetrieb bedingten Geschwindigkeitsschwankungen, die sich in Naturmessungen bis Tönning nachweisen lassen. Damit verbunden sind Spitzenwerte in der Beschleunigung des Wasserkörpers. Zum Einfluss dieser Schwankungen auf die Schwebstoffkonzentration wird auf Kapitel 2.5.2 verwiesen.

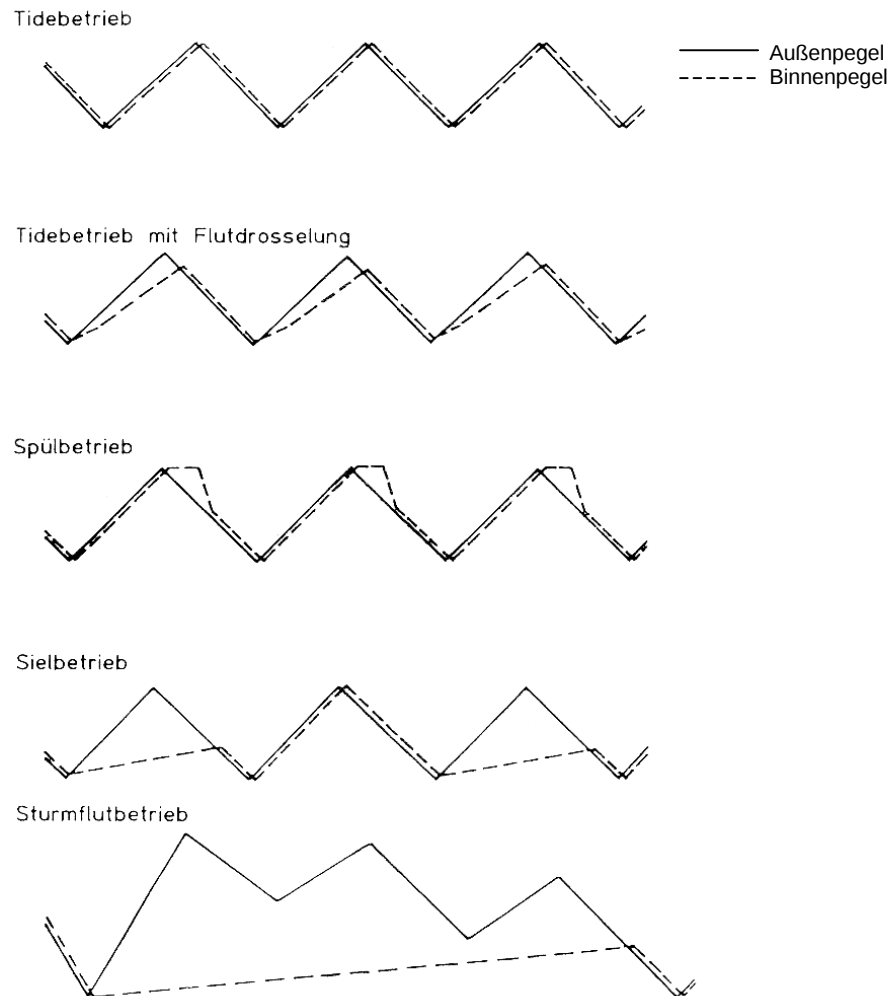


Abbildung 3: Betriebsarten des Eidersperrwerks: Schematisierte Ganglinien des Außen- und Binnenpegels (aus HOLLMER, 1992)

- **Spülbetrieb**

Um dem Versandungsprozess der Tideeider zu begegnen, war ursprünglich ein Spül- oder Rückhaltebetrieb vorgesehen (HARTEN 1970). Dabei wird die in die Tideeider eingeströmte Flutwassermenge nach Erreichen des Hochwassers durch Schließen der Tore für bis zu zwei Stunden zurückgehalten. Verstärkt durch den seewärtig abnehmenden Wasserstand bei Ebbe erfolgt bei Öffnung der Tore ein starker Spülstoß. Diese Betriebsform wurde wegen Protesten der Fischerei nach kurzem Probebetrieb 1976 wieder eingestellt.

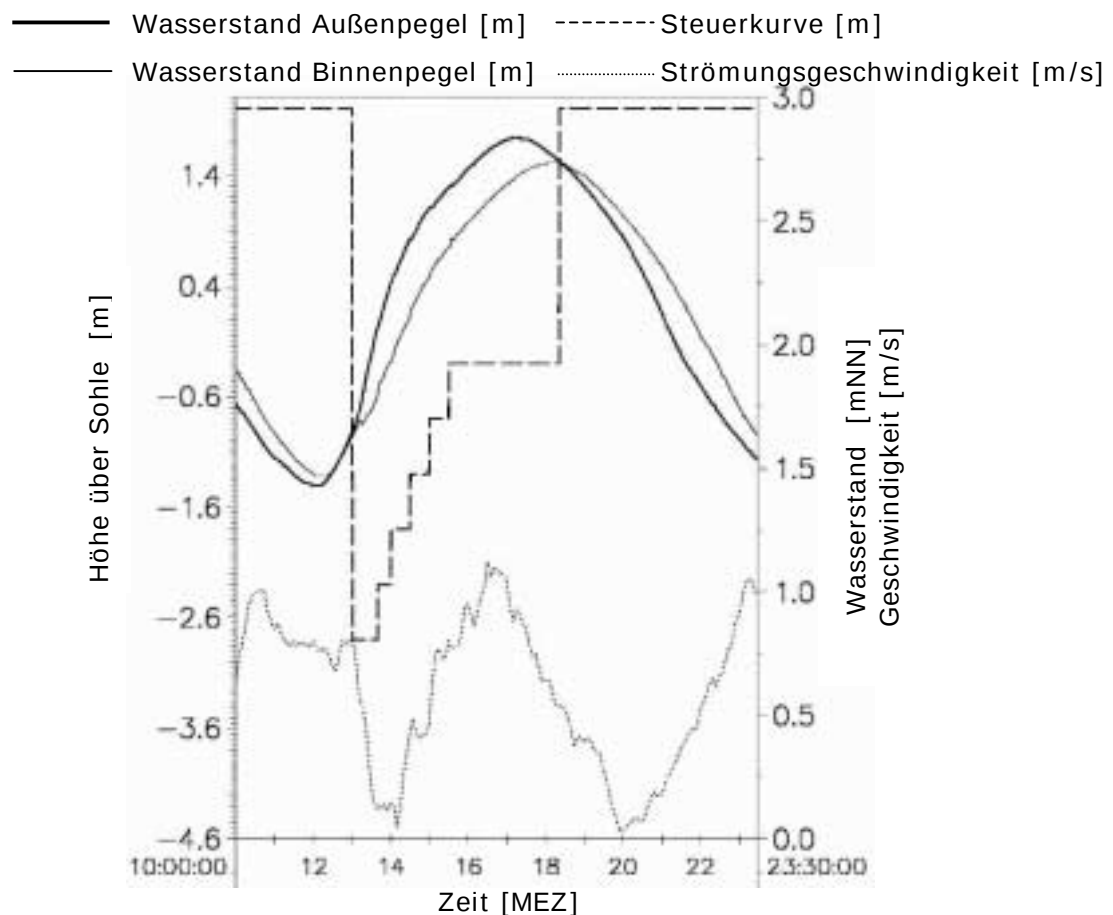


Abbildung 4: Steuerkurve und Ganglinien des Wasserstands am Außenpegel und Binnenpegel und Strömungsgeschwindigkeit für eine flutgedrosselte Tide. Auf der linken Ordinate ist die Höhe über der befestigten Sohle angegeben, auf der rechten Ordinate die Höhe über NN, bzw. die Strömungsgeschwindigkeit.

- **Sielbetrieb**

Das Sperrwerk übernimmt während hoher Binnenwasserabflüsse die Funktion eines Siels. Dabei werden die Tore bei T_{nw} geschlossen, um einen möglichst großen Speicherraum für den Binnenabfluss der Binneneider und Treene zu erreichen.

- **Sperr- und Staubetrieb:**

Sperrbetrieb bei Sturmflutschutz bedeutet die Schließung der Segmentverschlüsse bei erhöhten Wasserständen in der Außeneider, um den Anstieg binnen zu begrenzen. Für wasserbauliche Maßnahmen wie Unterhaltungs- oder Vermessungsarbeiten in der Tideeider werden die Tore bei T_{hw} geschlossen.

Als Sonderbetriebsweisen gelten Schleusenspülungen, die Drosselung der Ebbe und Staubetrieb.

Nach VIERFUß (1994) gelten für die Hauptbetriebsarten des Eidersperrwerks folgende Häufigkeiten:

Flut-Drosselbetrieb:	80%
Sturmflutbetrieb:	8%

Sielbetrieb:	7%
Andere:	5%

- **Schließung einzelner Tore**

Wegen Reparatur- oder Sanierungsarbeiten werden einzelne Tore über mehrere Tiden geschlossen. Diese Art der Betriebsweise wird als (n-1) Steuerung bezeichnet (n=Anzahl der Tore). Der Einfluss dieser Steuerung auf das Strömungsbild und die Reaktion der Morphologie sind sehr ausgeprägt und werden in Kapitel 2.6.3 diskutiert.

2.3.3 Folgen des Sperrwerkbbaus

Die vor dem Bau des Sperrwerks frei mäandrierende Rinne der Eider war nun im Bereich des Sperrwerks mit einem auf 12 % reduzierten Durchflussquerschnitt fixiert. Gleichzeitig erfolgte durch die Errichtung des Sperrwerks auf dem Watt nach dessen Fertigstellung eine erzwungene Verlegung der Eiderrinne um etwa 500 m nach Norden. Diese künstliche Umlegung bewirkt bis heute eine Schräganströmung des Sperrwerks bei Ebbe.

Die Abdämmung des Katinger Watts und die Einengung der Eiderrinne durch das Sperrwerk bedeutete einen Verlust von je 5 Mm³ Überflutungsraum, etwa 12 % des ursprünglichen Volumens (WIELAND 2000). Der reduzierte Querschnitt, die erhöhte Sohlrauhigkeit und die Steuerung des Sperrwerks verformten die horizontale und vertikale Tide der Außen- und Tideeider durch eine Verkleinerung des Tidenhubs und Verlängerung des Flutstroms. Das Tidevolumen verringerte sich von 43 Mm³ auf 33 Mm³.

JENSEN (2000) zeigt anhand des Vergleichs der mittleren Tidewasserstände des Zeitraums 1950 bis 1972 mit denen des Zeitraumes 1973 bis 1997 die Veränderung der Thw und Tnw für den Pegel Tönning vor und nach dem Sperrwerksbau. Der Mittelwert von Thw und Tnw vor dem Sperrwerksbau verschiebt sich durch die Aussperrung besonders hoher Scheitelwerte und Flutdrosselung: Das MThw reduziert sich von 652cm PN auf 609 cm PN um 43 cm. Der mit Sperrwerksbau einsetzende Sielbetrieb zur Vorflutsicherung der Entwässerungsflächen spiegelt sich in Form einer Häufigkeitszunahme hoher Niedrigwasserstände wieder. Das MTnw erhöhte sich von 329.8 cm PN auf 362.2 cm PN.

Eine wesentliche morphologische Folge des Bauwerks ist die Kolkbildung durch hohe Strömungsgeschwindigkeiten und Ablösewirbel am Übergang der befestigten zur unbefestigten Sohle. Die bewegliche, sandige Flusssohle war nach der Fertigstellung des Eidersperrwerks schnell bis zu einer anstehenden verfestigten Kleischicht abgetragen, die zunächst die weitere Vertiefung der Kolke bremste. Nach dem Durchbruch dieser Kleischicht 1981, nahmen die Kolkiefen seeseitig wesentlich

schneller zu. Der binnenseitige Kolk wird bis heute von einer horizontalen, schwer erodierbaren Kleischicht in etwa 17 m Tiefe begrenzt ("zweidimensionaler Kolk"). Die Entstehung und Entwicklung der binnen- und seeseitigen Kolke, sowie die umfangreichen Sanierungsmaßnahmen werden ausführlich beschrieben in DIETZ (1995).

Der Bau des Eidersperrwerks war ein weitreichender Eingriff in das natürliche System. Ökologische Aspekte und verständliche Hintergrundinformationen zur Situation der Eider und Auswirkungen des Sperrwerks auf Ökologie, Tourismus, Fischerei und Landwirtschaft vermittelt beispielsweise FOCK (1998).

2.4 Hydrographie

Das Verständnis der hydrodynamischen Zusammenhänge an Küstengebieten und in Ästuarien ist Voraussetzung für die Bewertung und Modellierung morphodynamischer Zusammenhänge. Für weitergehende Modelluntersuchungen sind ausführliche Naturmessungen und die sorgfältige Prüfung, Bearbeitung und Auswertung der erhobenen Daten notwendig. Dabei ist die Kenntnis der Messmethoden, ihrer Anwendung und Beschränkungen elementar für die Beurteilung der Daten.

In diesem Kapitel werden die Methoden zur Erfassung der wichtigsten hydrographischen Prozesse in ihrem Kern beschrieben. Der Wissensstand und eigene Untersuchungen werden vorgestellt und Aussagen zur Hydrographie getroffen.

2.4.1 Verformung der Tidewelle

Die auf der offenen Nordsee symmetrische Gezeitenwelle, die gemäß dem amphidromischen System die Deutsche Bucht mit einer Periode von 12 Stunden und 25 Minuten entgegen dem Uhrzeigersinn durchläuft, wird beim Eintritt in die Flussmündungen durch abnehmende Wassertiefe, Querschnittsverengung und Oberwasserzufluss abgebremst. Im Falle der Eider wirkt das Eidersperrwerk durch die erhöhte Sohlrauigkeit zusätzlich verlangsamer auf die Strömung. Die Tidewelle erfährt so eine Umformung: Der Flutstromast der Tidewelle steilt sich auf und die Flutdauer verkürzt sich; die Ebbphase wird entsprechend länger. Entsprechend erhöhen sich die Flutstromgeschwindigkeiten und verringern sich die Ebbstromgeschwindigkeiten. Mit zunehmender Entfernung von der Mündung prägt sich diese Asymmetrie der Tide immer mehr aus.

Die Entwicklung der Tidewelle im Ästuar kann durch Wasserstands-, und Strömungsgeschwindigkeitsmessungen verfolgt werden. Dazu sind zeitgleiche Messungen an

verschiedenen Stellen des Untersuchungsgebietes notwendig, deren Auswertung die zeit- und ortsabhängige Entwicklung der physikalischen Zustandsgrößen erschließt.

2.4.2 Vertikale Tide

Der Wasserstand der Tideeider wird an mehreren Punkten gemessen. Kontinuierlich aufzeichnende Pegel befinden sich am Eidersperrwerk (see- und binnenseits (AP, BP) an den nördlichen Molenköpfen), in Tönning (Straßenbrücke der Bundesstraße 5), in Friedrichstadt (Eisenbahnbrücke) und in Nordfeld, ober- und unterhalb des Siels. Zusätzlich werden zeitweise sogenannte Sommerpegel aufgestellt. Zwei Standorte sind ebenfalls markiert: "Olversum" und "Katinger Watt". Die Standpunkte der Stationen zwischen Sperrwerk und Tönning sind auf Abbildung 7 markiert. Die zuständigen Behörden archivieren die gemessenen Zeitreihen digital, bezogen auf ein Referenzniveau PN (Pegelnul) und eine Referenzzeit MEZ (Mittleuropäische Zeit). Diese Pegelabdeckung des Gebietes der Tideeider erlaubt eine Beschreibung und Auswertung des Tideverlaufes vom Sperrwerk bis zur Tidegrenze in Nordfeld.

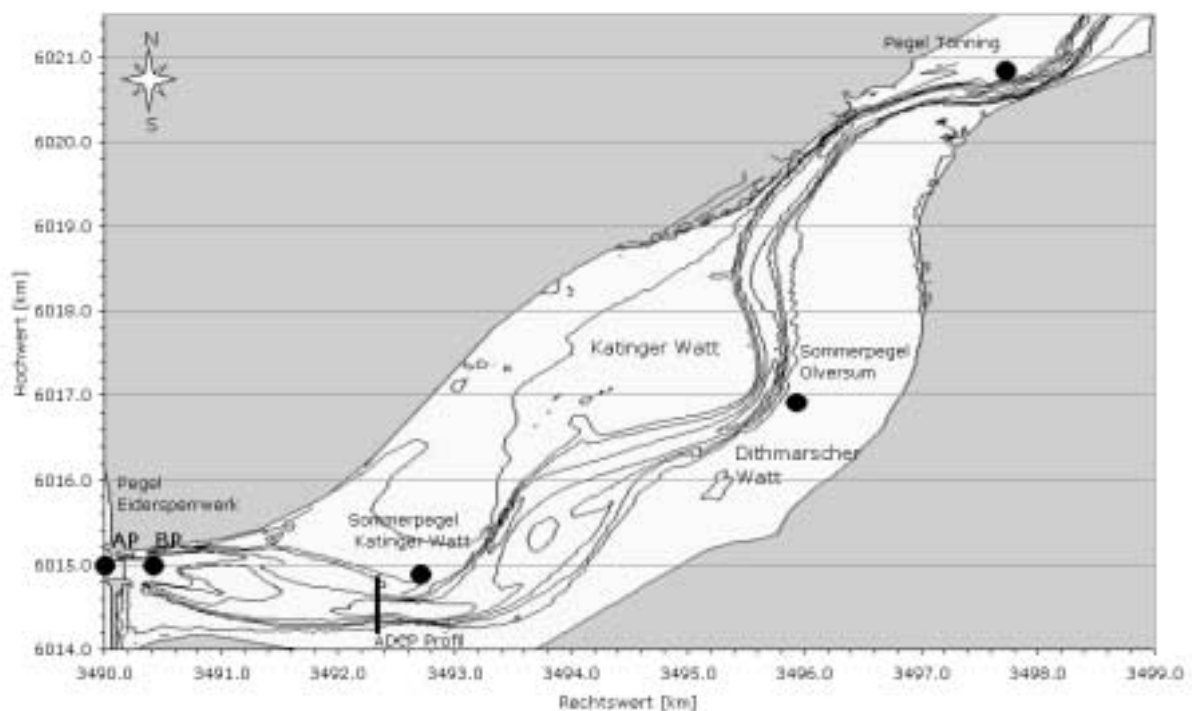


Abbildung 5: Tideeider von Tönning bis zum Eidersperrwerk. Markiert sind die im Text erwähnten Pegel- und Messstationen, sowie die Lage der Querprofilmessungen

Die Beschreibung der typischen Tidecharakteristik erfolgt idealerweise über Wasserstandsganglinien der Stationen für eine mittlere Tide, also einer Tide, die sich aus MTnw, MThw eines möglichst langen

Zeitraumes zusammensetzt. Die Berechnung dieser Tidekennwerte ist mathematisch trivial, im Falle der Eider jedoch nur mit Hinweis auf die Problematik der Sperrwerkssteuerung erlaubt: Die freie Tideschwingung durch vollständig geöffnete Tore findet kaum noch statt. Vielmehr wird als Regelbetrieb die Flut gedrosselt. Weiterhin wird zeitweise durch Sperr- und Sonderbetriebe die Tideschwingung unterbrochen. Die durch Steuerung des Sperrwerks veränderten Wasserstände beeinflussen so bei der arithmetischen Mittelung die berechneten mittleren Wasserstandskennwerte im Ästuar.

Zur Definition von mittleren Wasserständen ist es notwendig, zwischen ungestörten, also den vom Sperrwerksbetrieb unbeeinflussten Tiden, und gestörten, den durch wasserwirtschaftliche Maßnahmen beeinflussten Tiden zu unterscheiden.

Ein Vergleich zwischen Scheitelwasserständen ungestörter und gestörter Tiden gibt Wieland (1999). Demnach liegen die unbeeinflussten Thw höher als die beeinflussten Thw - für die Jahresreihe 1975/1980 zwischen 15 cm am Sperrwerk und 22 cm in Nordfeld. Die unbeeinflussten Tnw liegen für den gleichen Zeitraum um 32 cm bzw. 17 cm niedriger als die beeinflussten Tnw. Für die Jahresreihe 1975/1980 (vor Einführung des Flutdrosselbetriebes) ergeben sich die in folgende Werte:

Tabelle 1: Tidewasserstand am Eidersperrwerk und in Nordfeld (1975-1980).

	MTnw ungest. [cm PN]	MTnw gest. [cm PN]	MThw ungest. [cm PN]	MThw gest. [cm PN]
Eidersperrwerk	337	367	627	612
Nordfeld	444	461	647	625

Für den Zeitraum nach 1980 liegen die Auswertungen des ALR Husum vor. Die Entwicklung der MThw zeigt Abbildung 6. Diese Werte wurden durch die Mittelung über alle Tiden, einschließlich der gestörten berechnet.

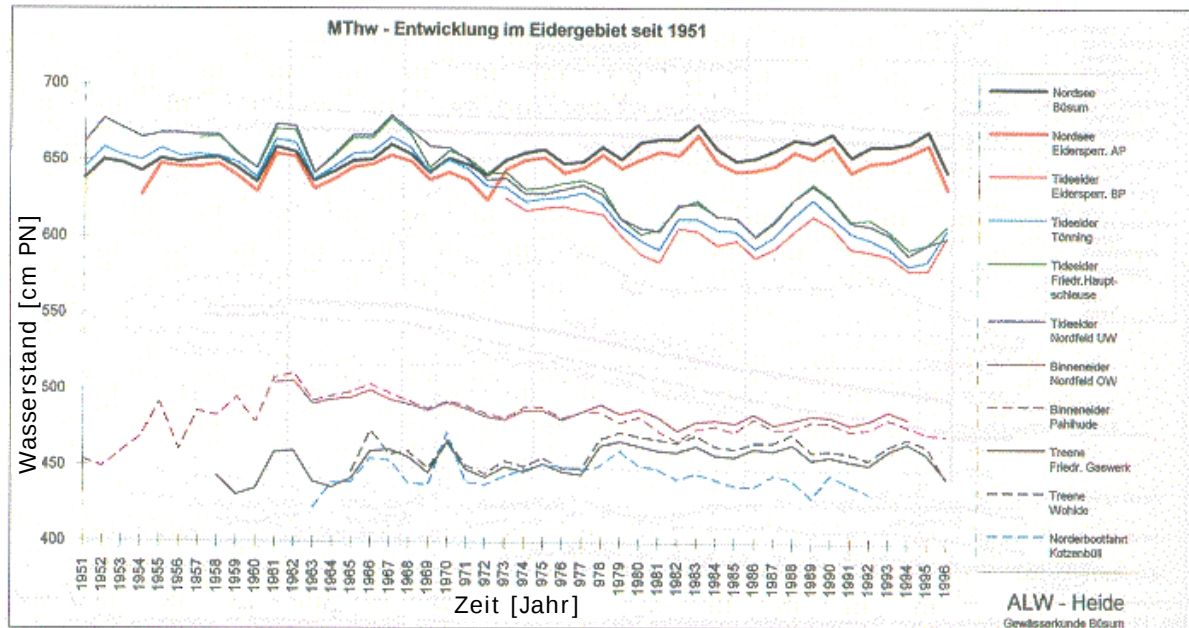


Abbildung 6: Entwicklung des MThw für die Pegel in der Eider 1951 bis 1996 (entnommen WIELAND 1999)

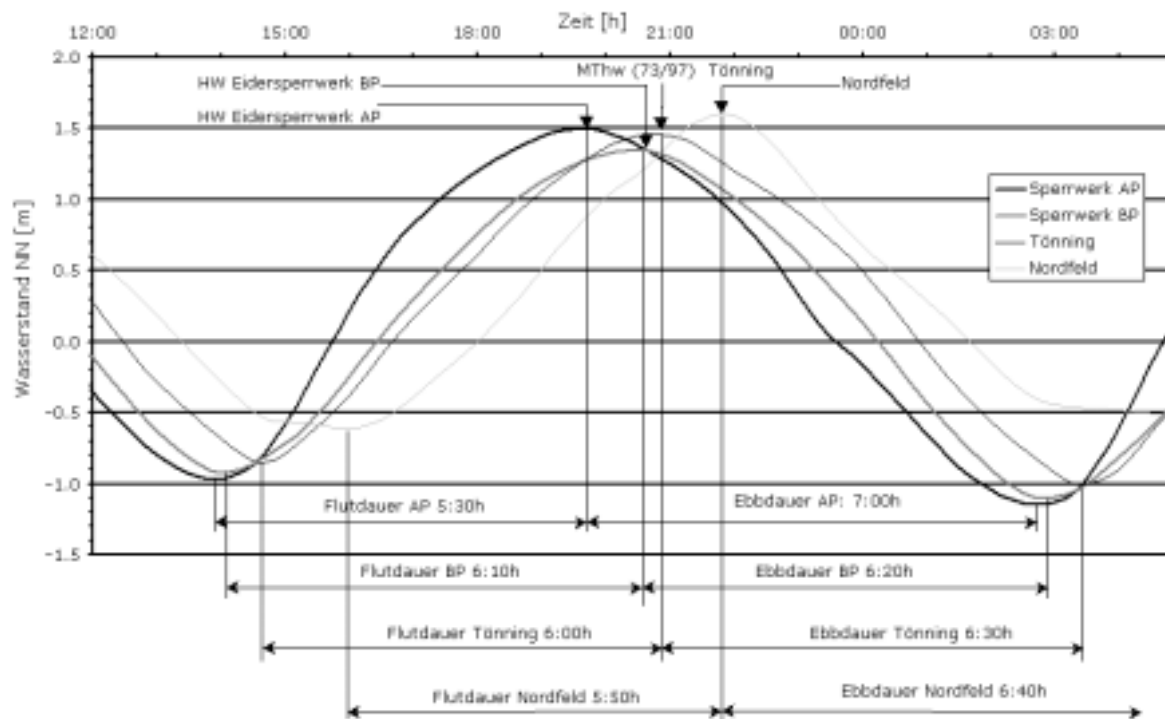


Abbildung 7: Beschreibung der Verformung der Tide anhand Wasserstandsganglinien der Stationen Sperrwerk Außenpegel und Binnenpegel, Tönning und Nordfeld

Die Entwicklung der vertikalen Tide im Eiderästuar zeigt Abbildung 7. Die stark asymmetrische Tide der Außeneider (AP) wird durch das Bauwerk und die Wehrsteuerung verformt: Das Verhältnis von Flut- zu Ebbdauer verschiebt sich von 0.79 zu 0.95 vom Außen- bis zum Binnenpegel (BP). Im Ästuar verformt sich die Tidewelle wiederum in Richtung kürzerer Flutzeiten: In Tönning ist das Verhältnis 0.92 und in Nordfeld nur noch 0.86. Der Tidehub nimmt landeinwärts ab. Im Bereich des Eidersperrwerks beträgt dieser ca. 2.5 m, an der Abdämmung Nordfeld dagegen nur noch gut 2 m.

Ein alternativer Ansatz zur Definition einer mittleren Tide für die Tideeider unter Verwendung einer harmonischen Tideanalyse wird in Kapitel 3.4.1 vorgestellt. In die Analyse wurden nur Zeiträume ohne Sonderbetriebsweisen einbezogen. Für das Jahr 1998 ergibt sich beispielsweise am Sperrwerk ein MThw von 578.4 cm PN und ein MTnw von 368.6 cm PN.

2.4.3 Horizontale Tide

- **Methode für punktuelle Messungen**

Im Rahmen dieser Untersuchung wurden in Zusammenarbeit mit dem Amt für ländliche Räume, Husum und dem Wasser- und Schifffahrtsamt Tönning Geschwindigkeitsmessungen an mehreren Punkten im Untersuchungsgebiet durchgeführt. Im Einsatz waren drei Geräte gleichen Typs: Die Strömungssensoren von Aanderaa Instruments bestehen aus einem Flügelrad und Gehäuse, in dem sich ein Kompaß, Speichermodule und Batterien zur Energieversorgung befinden. Zusätzlich sind Sensoren zur Aufnahme des Wasserdrucks, der Leitfähigkeit und Temperatur vorhanden. Die Geräte werden in einem Schutzkorb am Seeboden frei drehbar aufgestellt und richten sich durch den Leitflügel in die Strömungsrichtung. Strömungsgeschwindigkeit- und Richtung, Leitfähigkeit, Temperatur und Wasserdruck werden digital in Speicherintervallen von fünf Minuten aufgezeichnet.

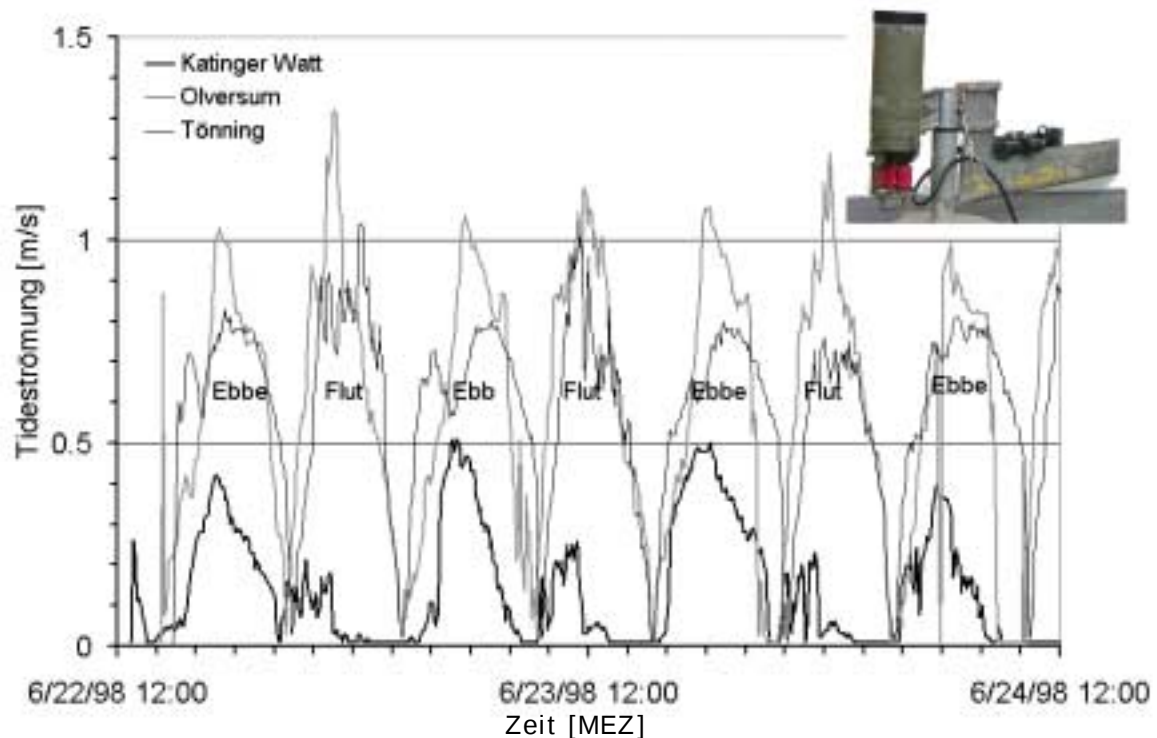


Abbildung 8: Beispiel von Aanderaa Geschwindigkeitsmessungen. Aufgetragen sind die Beträge der Geschwindigkeiten an den Stationen Katinger Watt (verkrautet), Olversum und Tönning.

Abbildung 8 zeigt ein Beispiel für Ergebnisse von Geschwindigkeitsmessungen in etwa 30cm Abstand zum Boden. Dargestellt ist die Strömungsgeschwindigkeit an drei Positionen für einen zweitägigen Zeitraum. Das Gerät auf der Position 'Katinger Watt' lieferte durch Verkrautung schon nach kurzer Zeit nicht mehr brauchbare Werte (Strömungswerte sind während der Flut gleich Null und sehr gedämpft während Ebbe).

An der Position Olversum werden Geschwindigkeitsmaxima von etwa 1.2 m/s erreicht. Die Flutstromspitzen liegen geringfügig höher als die Ebbgeschwindigkeiten. An der Station Tönning liegen die Flutstromgeschwindigkeiten bei etwa 1 m/s, die Ebbstromgeschwindigkeiten bei 0.8 m/s. Die unterschiedliche Charakteristik des Verlaufes der Flut- und Ebbstromgeschwindigkeiten hinsichtlich ihrer Dauer ist ebenfalls zu erkennen. Die Ebbphase ist etwa halbstündig verlängert gegenüber der Flutdauer. Die starken Geschwindigkeitsschwankungen während der Flutphasen lassen sich auf die Steuerung der Tore des Eidersperrwerks zurückführen (siehe Abbildung 4). Während der untersuchten Messperioden konnte keine eindeutige Abhängigkeit der Geschwindigkeiten vom Oberwasserabfluss festgestellt werden.

Besonders sei auf die Problematik dieser Art punktueller Messungen hinsichtlich ihrer Repräsentativität hingewiesen: Das Gerät liefert einen Strömungswert für einen Punkt, in bestimmten

Abstand vom Boden. Die genaue Bestimmung mittlerer Strömungsgeschwindigkeiten für diese Position ist im Tidegebiet nicht möglich, da nicht immer von einem gleichförmigen, etwa logarithmischen Strömungsprofil ausgegangen werden kann. Die Positionierung des Gerätes erfolgt zudem meist an nicht optimaler Stelle, da Dauermesseinrichtungen nicht in der Fahrrinne, in der höhere Strömungsgeschwindigkeiten auftreten, angeordnet werden dürfen. Eine weitere Schwachstelle dieser Messgeräte ist die mechanische Anfälligkeit: Behinderung des Rotors durch Verkrautung oder Stillstand¹, Verrutschen oder Kippen des Korbes und andere Beeinträchtigungen die erst bei der Auswertung der Daten bemerkt werden können.

So sind Daten punktueller Strömungsmessungen eher qualitativ verwertbar: Weniger die absolut gemessenen Geschwindigkeitswerte als der qualitative Verlauf der Geschwindigkeit helfen in der Charakterisierung des Strömungsbildes. Außergewöhnliche Geschwindigkeitsverläufe müssen dabei vorsichtig interpretiert werden.

• Messmethoden für Strömungsprofile

Zur Messung von Strömungsprofilen wurden schiffsgestützte ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) verwendet. ADCP werden für Messungen der dreidimensionalen Strömungsgeschwindigkeit an Gewässerquerschnitten eingesetzt. Die akustische Messmethode benutzt die Dopplerverschiebung des Echos ausgesendeter Signale zur Bestimmung der Geschwindigkeit rückstreuender Schwebstoffpartikel. Die gleichzeitige Verwendung von vier Schallquellen und -empfängern ermöglicht den dreidimensionalen Bezug. Neben der Strömungsgeschwindigkeit wird auch die Rückstreuintensität (Backscatter) der Signale von Schwebstoffpartikeln gemessen. Eine Einführung in das Messprinzip und die Funktionsweise von ADCP gibt GORDON(1996).

Abbildung 9 zeigt schematisch die Elemente einer schiffsgestützten ADCP Strömungsmessung. Während der Fahrt des Schiffes über ein Profil (Transect) werden laufend Vertikalprofile (Ensembles) der Strömungsverteilung gemessen. Das Vertikalprofil besteht aus Einheiten (Bins), an denen jeweils Strömungsgeschwindigkeit, -richtung und Rückstreuintensität als Information vorliegen.

Abbildung 10 zeigt zwei Beispiele für gemessene Profile in der Tideeider. Abgebildet ist die Strömungsgeschwindigkeit bei vollentwickeltem Flut- bzw. Ebbstrom.

¹ Während einer Messkampagne des ALR Husum, Gewässerkunde Büsum 1989 waren die Rotoren mehrerer Strömungsmessgeräte durch Strandkrabben gestoppt worden, die ihre Scheren in die Rotorblätter gesteckt hatten (mündl. Auskunft H. Bergheim; ALR Husum).

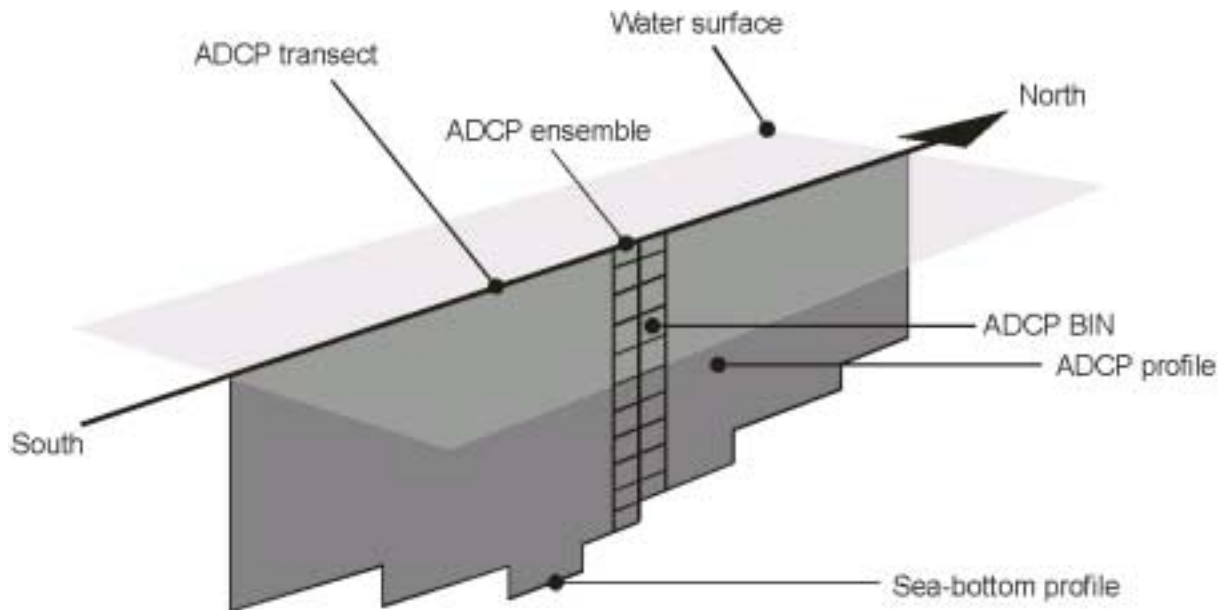


Abbildung 9: ADCP Querprofil

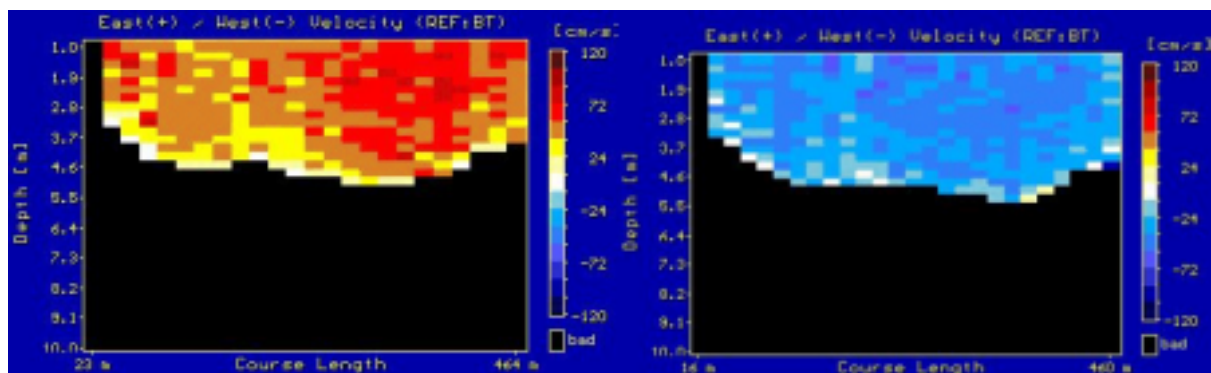


Abbildung 10: ADCP Profile: Links Flutstrom. Dargestellt sind die Strömungsgeschwindigkeiten in Ost-West-Richtung. Man erkennt die Konzentration des Flutstroms auf den rechten (südlichen) Bereich des Querschnitts. Rechts ADCP Profil Ebbstrom. Dargestellt sind die Strömungsgeschwindigkeiten in Ost-West-Richtung. Man erkennt die im Vergleich zum Flutstrom gleichmäßigere Verteilung der Ebbgeschwindigkeiten über den Querschnitt

Eine Auswertung der durchgeführten ADCP Messungen an dem in Abbildung 5 bezeichneten Querprofil im Hinblick auf die numerische Modellierung des Ästuars führte zu folgenden Ergebnissen:

- Maximale Strömungsgeschwindigkeiten liegen bei 1.1 m/s (0.9 m/s tiefengemittelt),
- während der Flut werden Durchflusswerte von etwa 1000 m³/s erreicht,
- Vertikalprofile zeigen keine gegenläufigen Strömungen,
- der Flutstrom konzentriert sich auf die südliche Seite des Ästuars und
- der Ebbstrom ist über den Querschnitt homogener verteilt.

2.4.4 Wind

Als Beispiel für die Verteilung der Windgeschwindigkeiten und -richtungen im Untersuchungsgebiet zeigt Abbildung 11 die Werte der Jahre 1969 bis 1982 (JENSEN 1992) für die Station Hallig Hooge. Diese Station liegt exponierter an der offenen See, etwa 50 Kilometer nord- westlich von der Eidermündung. Die Absolutwerte der Windgeschwindigkeiten aus westlichen Richtungen sind für die Eider also etwas niedriger anzusetzen. Über das Jahr verteilt sind westliche Windrichtungen vorherrschend (210° bis 320°).

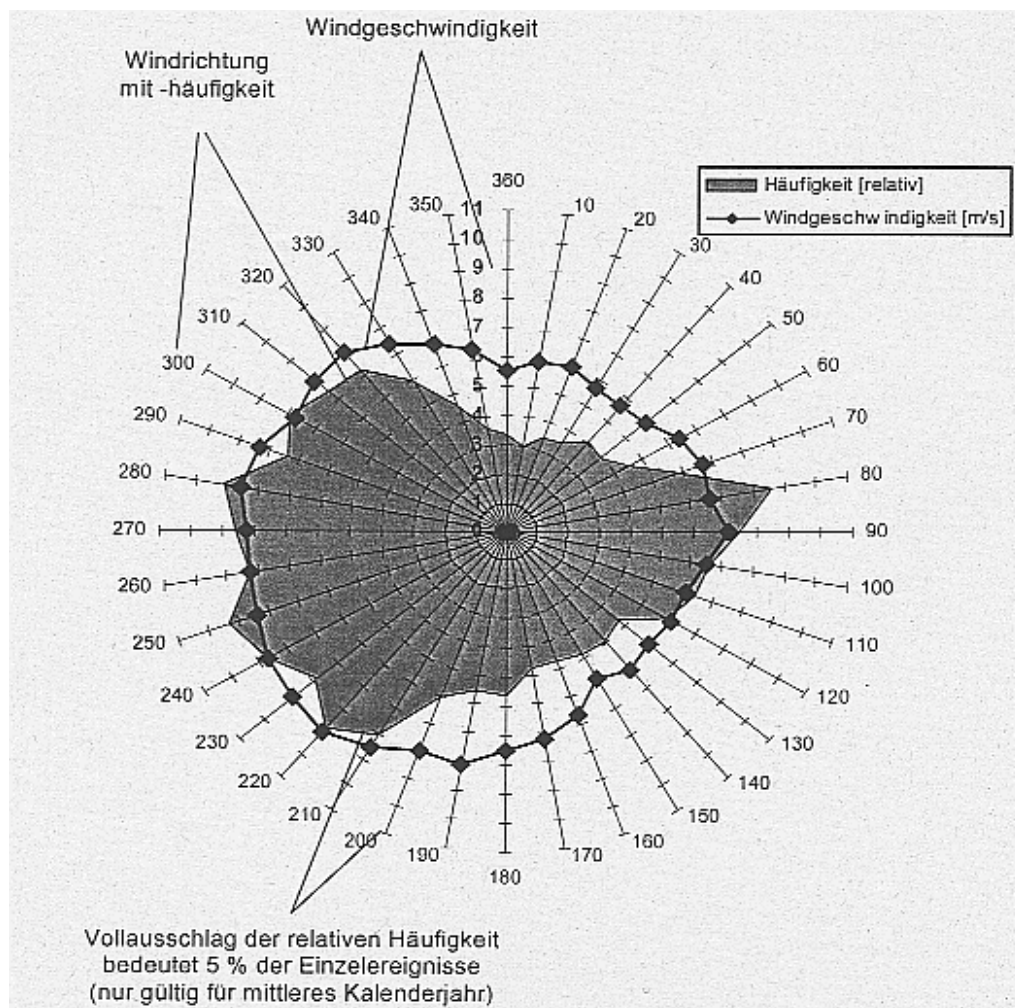


Abbildung 11: Verteilung der Windgeschwindigkeiten und -richtungen für die Station Hallig-Hooge (aus JENSEN 2001)

2.4.5 Oberwasserabfluss

Der Oberwasserabfluss in die Tideeider erfolgt im Sielbetrieb bei Nordfeld aus der Binneneider und bei Friedrichstadt aus der Treene. HARTEN & VOLLMERS (1978) geben einen mittleren Oberwasserabfluss in die Tideeider von $14 \text{ m}^3/\text{s}$ und Maximalwerte von $140 \text{ m}^3/\text{s}$ an.

Der Abfluss aus dem 798 km^2 großen Einzugsgebiet der Treene wird seit 1996 mit einer kontinuierlich arbeitenden Ultraschall Durchflussmessanlage gemessen. Das Messprinzip dieses indirekten Verfahrens beruht auf der Messung der Laufzeitdifferenz eines akustischen Signals zwischen zwei Ultraschallgebern. Eine Schallwelle, die sich in einer Strömung entgegen der Durchflussrichtung bewegt, benötigt eine längere Laufzeit als eine Schallwelle, die mit der Strömung wandert. Die Differenz der Laufzeiten ist proportional der Strömungsgeschwindigkeit und damit bei bekanntem Fließquerschnitt proportional dem Durchfluss.

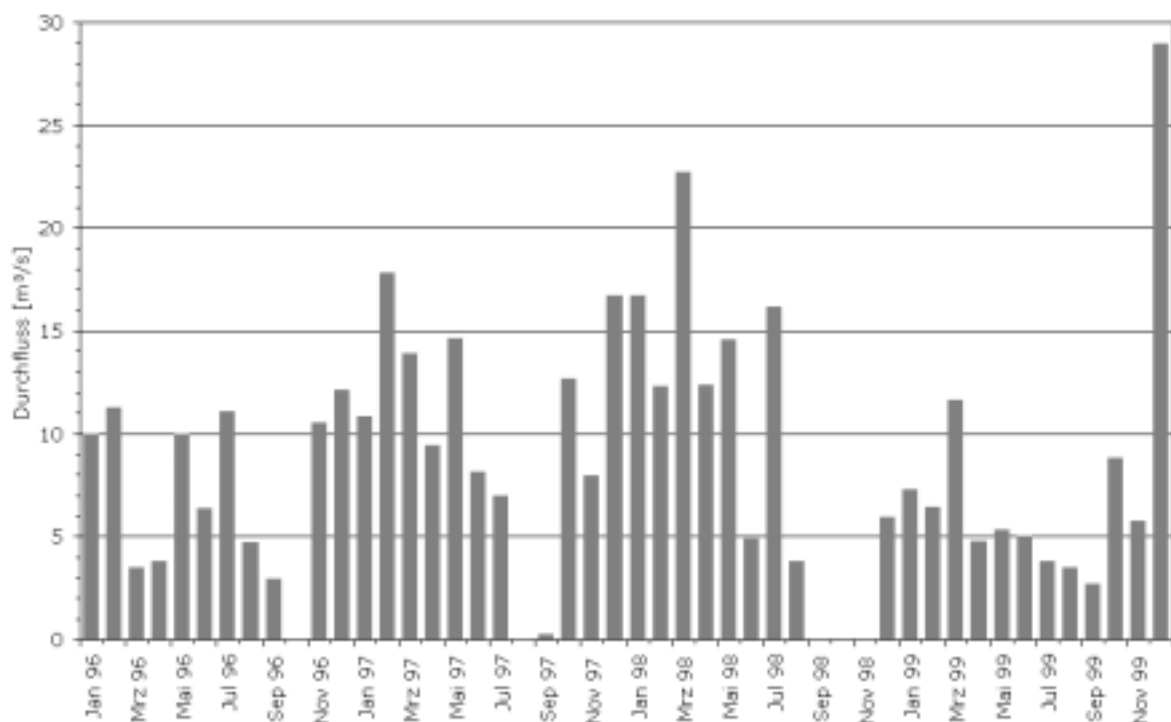


Abbildung 12: Mittlerer Abfluss der Treene in Friedrichstadt.

Ein Durchfluss erfolgt nur während der Sielzeiten, an etwa zwei Stunden pro Tide. Aus der zur Verfügung stehenden Datenreihe (Januar 1996 bis Oktober 1999) ergibt sich ein mittlerer Abfluss für die Treene von ca $10 \text{ m}^3/\text{s}$ (Abbildung 12). Die während der Sielzüge gemessenen Abflüsse liegen bei

10 bis 50 m³/s. In dieser Periode lag der registrierte Maximalwert für den Abfluss bei 143 m³/s (Juli 1997). Für Oktober 1996, August 1997 und September bis November 1999 liegen keine Werte vor.

Der Abfluss der Binneneider wird nicht kontinuierlich gemessen. SCHENDEL (1974) gibt aber als Ergebnis von Niederschlags- Abflussberechnungen für den Zeitraum 1957 bis 1967 einen mittleren Jahresabfluss von 428 mm/a (entspricht ca. 12.5 m³/s) mit maximalen Abflussspenden von 137 m³/s im September 1965 an. Er extrapoliert angesichts der klimatischen, morphologischen und physiographischen Ähnlichkeit der Gebiete von einem Teil des Einzugsgebietes der Binneneider auf deren gesamtes Einzugsgebiet.

Aufgrund der ähnlichen Verhältnisse der Einzugsgebiete von Binneneider und Treene wird im Rahmen dieser Untersuchung aus dem in Friedrichstadt gemessenen auf den in Nordfeld erwarteten Abfluss geschlossen: Das Einzugsgebiet der Binneneider umfaßt etwa 940 km², das der Treene 790 km². Bei gleichen Abflusswerten dieser Einzugsgebiete gilt vereinfacht der mittlere Binnenabfluss in die Tideeider von 10 m³/s (Treene) + $10 / 790 * 940 = 21.9$ m³/s. Die gleiche Rechnung für die Maximalwerte ergibt Spitzenabflusswerte mit einer Größenordnung von 300 m³/s.

2.4.6 Zusammenfassung Hydrologie

Das Untersuchungsgebiet umfaßt die Tideeider, den tidebeeinflussten Abschnitt der Eider von der Abdämmung Nordfeld bis zum Eidersperrwerk. Der Tidehub liegt bei etwa 2.5 Metern. Dies entspricht, der Klassifizierung nach DAVIES (1964) zufolge, einer mesotidalen² Charakteristik. Die morphologische Klassifizierung des langen, schmalen trompetenförmiges Ästuars nach PETHICK (1984) weist auf "niedrig makrotidale" Verhältnisse hin.

Maximale Strömungsgeschwindigkeiten von über 3 m/s werden am Eidersperrwerk erreicht, die Strömungsgeschwindigkeiten im übrigen Ästuar erreichen etwa 1.2 m/s.

Etwa 30 Mm³ fließen pro Tide durch die fünf Tore des Sperrwerks, Durchflussmaxima liegen bei 1000 m³/s. Der Oberwassereinfluss aus Binneneider und Treene ist unter normalen Verhältnissen gering (1:10). Nach CAMERON & PRITCHARD (1963) klassifiziert die Tideeider als teilweise durchmisches Ästuar.

Die Auswertung der Aufzeichnungen der Pegelstationen erlaubt die Beschreibung und Auswertung der vertikalen Tide, der Entwicklung der Tidewelle und den Einfluss der Steuerung des Sperrwerks. Hauptbetriebsart während des Untersuchungszeitraums war der Flutdrosselbetrieb. Weiterhin werden

²DAVIS(1964) klassifiziert Ästuar nach der Größe des Tidehubs: Die Gliederung erfolgt in mikrotidale (Tidehub 0 - 2 m), mesotidale (Tidehub 2 - 4 m) und makrotidale (Tidehub > 4 m) Ästuar.

Reparaturmaßnahmen an einzelnen Toren durchgeführt, so dass teilweise im (n-1) Betrieb gesteuert wurde.

Mit den freundlicherweise von den zuständigen Ämtern (Staatliches Umweltamt Schleswig (STUA), Amt für ländliche Räume, Husum (ALR), Gewässerkunde Büsum des ALR, Wasser- und Schifffahrtsamt Tönning (WSA) und dem Landesamt für Natur und Umwelt (LANU)) zur Verfügung gestellten Daten und zusätzlich durchgeführten eigenen Messkampagnen stehen für den Modellaufbau und die Validierung des numerischen Modells ausreichend Daten zur Verfügung.

2.5 Sedimentologie

Im folgenden Kapitel wird kurz der Wissenstand über die sedimentologische Situation im Ästuar der Eider zusammengefasst. Die gängigen Methoden zur Beprobung und Analyse werden vorgestellt und die im Rahmen dieser Arbeit analysierten Messungen beschrieben. Ergebnisse dieser Analysen und eigener Messungen werden erläutert.

2.5.1 Anstehendes Sediment

- **Vertikale Schichtung**

Im Rahmen der Projektierung des Eidersperrwerks waren von RUCK (1969) anhand von 103 Bohrkernen Schichtenfolgen, Lagerungsverhältnisse und Bodenkennwerte untersucht worden. Als Ergebnis zeigt er ein geologisches Profil durch die Eidermündung auf Höhe der Abdämmung. Das Profil ist über den Querschnitt nahezu gleichmäßig horizontal geschichtet. Der oberste Horizont besteht aus einer etwa acht Meter mächtigen, sehr gut sortierten Feinsandschicht, die von der Eiderinne durchschnitten wird (Abbildung 13). Es folgt ein Kleihorizont mit einer Mächtigkeit von etwa zwei Metern. Der Klei ist kornanalytisch ein schwachtoniger Schluff mit wechselndem Feinsandanteil. Dieser ist sehr erosionsbeständig und bremst bis heute die Vertiefung des binnenseitigen Kolks am Eidersperrwerk (DIETZ 1994). Die weiteren liegenden Schichten sind in RUCK (1969) beschrieben.

Weitere vertiefende Untersuchungen, wie Kernbohrungen oder seismische Messungen wurden in der vorliegenden Arbeit nicht durchgeführt, da eine für die zu erwartende Morphodynamik ausreichende Mächtigkeit des anstehenden, erodierbaren Materials angenommen werden kann. Weiterhin wurde für

das weitere Vorgehen angenommen, dass die Eigenschaften des beprobten Oberflächensediments für den gesamten obersten Horizont gelten können.

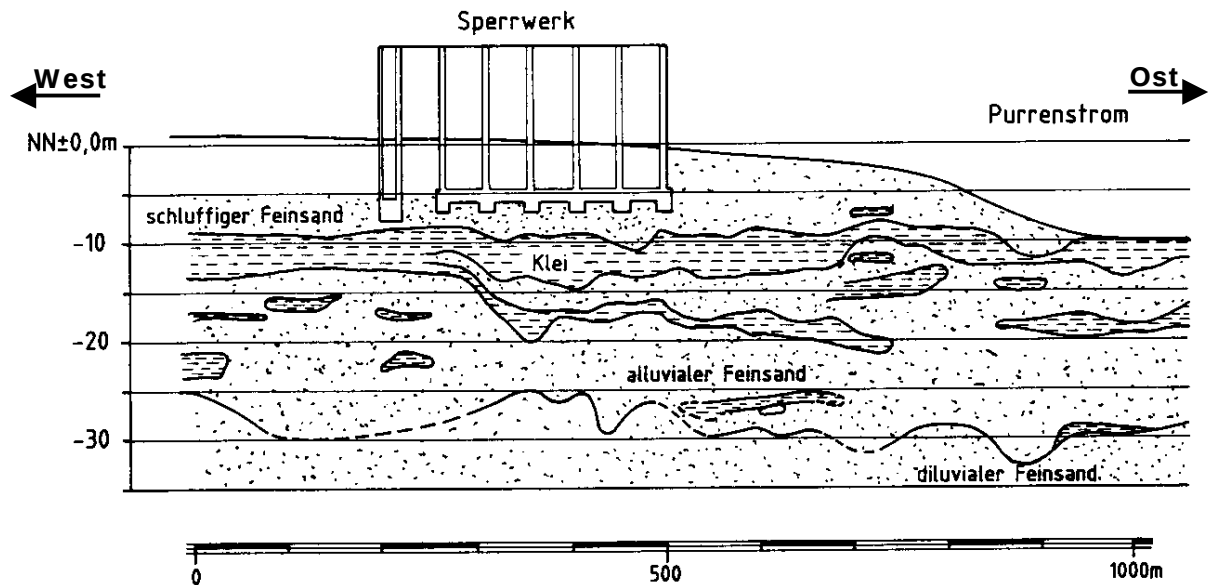


Abbildung 13: Geologisches Profil (West-Ost) auf Höhe des Sperrwerks. Erkennbar ist der oberste Feinsandhorizont über der durchgängigen Kleischicht. Im Bereich des binnenseitigen Kolks ist der Feinsand erodiert (aus DIETZ 1994).

• Horizontale Verteilung

Eine ausführliche Untersuchung der Verteilung und Charakteristik von Oberflächensedimenten der Außen- und Tideeider findet sich bei RICKLEFS (1989). Demnach weisen die überwiegend feinsandigen Sedimente im Eidermündungsgebiet ein enges Korngrößenspektrum mit einem ausgeprägten Maximum der Häufigkeitsverteilung auf. Kartiert sind dort unter anderem die prozentualen Anteile der Korngrößenfraktionen $<63\mu\text{m}$. Bei überwiegend feinsandigen Sedimenten besteht nach RICKLEFS (1989) ein linearer Zusammenhang zwischen dem Anteil kleiner $63\mu\text{m}$ (Schluff und Ton) und dem mittleren Korndurchmesser. Dies erlaubt die Charakterisierung und flächenhafte Darstellung der Verteilung durch einen die mittlere Korngröße beschreibenden Parameter. Im Rahmen dieser Untersuchung wird der ingenieurwissenschaftlich übliche prozentuale Siebdurchgang verwendet. Die Bezeichnung D50 entspricht beispielsweise der Siebgitterweite, bei der 50 Prozent einer Sedimentprobe nicht zurückgehalten wird.

Abbildung 14 zeigt eine vereinfachte Darstellung der Untersuchungsergebnisse von Oberflächenproben von RICKLEFS (1989) für den Bereich der Tideeider vom Sperrwerk bis Tönning.

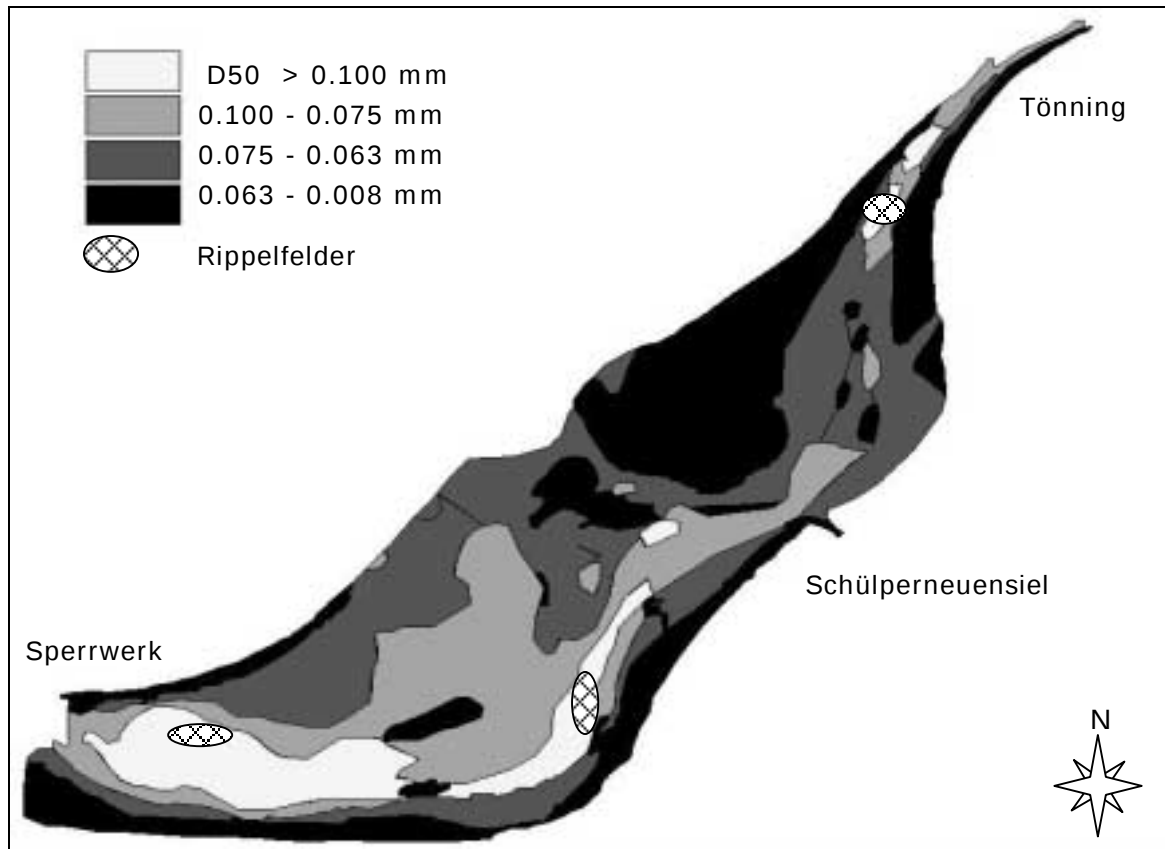


Abbildung 14: Verteilung des D50 Korngrößen in der Tideeider 1984 (verändert nach RICKLEFS, 1989)

Die räumliche Verteilung der Sedimente folgt den hydrodynamischen Verhältnissen: Die Ablagerung feinkörniger Sedimente in Bereichen geringer Strömungsintensitäten und gröberer Sedimente in Bereichen transportintensiverer Wasserbewegung ergibt laut RICKLEFS (1989) für die Tideeider vom Sperrwerk bis zur Abdämmung in Nordfeld folgende Verteilung der anstehenden Sedimente:

Im Kolk, binnenseitig hinter der befestigten Sohle des Sperrwerks, steht die oben beschriebene bindige Kleischicht an, die für die Modelluntersuchungen als nicht erodierbar angesehen wird. Daran schließt sich die Eiderhaupttrinne mit Fein- bis Mittelsanden an. Bis auf ein lokal begrenztes Rippelfeld mit mittleren Korngrößen von bis zu 300 µm, weist die Gewässersohle zum Zeitpunkt der Untersuchungen keine Strukturen auf (ABEGG, 1989). Im unmittelbaren Anschluß an das Sperrwerk noch sehr feinkörnig ausgebildet, wird die Sohle von Sedimenten mit mittleren Durchmessern von 125 µm bestimmt. In der Kehre der Haupttrinne befindet sich ein Kolk, der bis in den Kleihorizont reicht. Den anschließenden Teil der Haupttrinne bestimmen wieder feinsandige Sedimente mit mittleren Korndurchmessern von 75µm bis 150µm. In einem Rinnenbereich nördlich Schülperneuensiel, finden sich für die Stromrinne eher untypische feinkörnige Sedimente ($D_{50} < 75\mu\text{m}$). In diesem Abschnitt der Tideeider fand zum Zeitpunkt der Beprobung noch die Umlagerung der Stromrinne von Norden nach

Süden statt. Südlich von Tönning bis zur Straßenbrücke finden sich dann wieder mittlere Korngrößen von 150 bis 200 μm . Diese Sande formen sich zu einem kleinen Rippelfeld. Die Wattflächen nördlich und südlich der Eiderrinne sind feinkörniger als die Rinne selbst: Im Norden finden sich mittlere Korngrößen von 75 bis 125 μm , auf den höherliegenden Wattflächen auch kleiner 63 μm . Südlich der Rinne treten überwiegend Sedimente mit mittleren Korngrößen kleiner 75 μm auf.

Die Sedimentverteilung oberhalb Tönning verzeichnet eine Abnahme der mittleren Korndurchmesser. Zunächst sind die Sedimente recht uneinheitlich. Ab der Straßenbrücke in Friedrichstadt nehmen die mittleren Korngrößen bis Nordfeld von 63-75 μm bis auf 20-40 μm ab.

Eine deutliche Unterscheidung der Rinnensedimente von Sedimenten der hochliegenden Wattflächen beschreibt die Korngrößenverteilung der Fraktionsanteile $>125 \mu\text{m}$ in RICKLEFS (1989). Auf allen Wattflächen liegen die Fraktionsanteile des Materials $>125 \mu\text{m}$ unterhalb 10%. Die Rinnensedimente dagegen liegen deutlich darüber. Nur ein Bereich oberhalb Schülperneuensiel (siehe Abbildung 14) weist ähnlich feine Kornverteilungen auf wie die Wattsedimente. Generell nehmen die Fraktionsanteile $>125 \mu\text{m}$ flussaufwärts ab, betragen oberhalb Tönning schon weniger als 10% und bilden ab Reimersbude mit 0-2% nur noch untergeordnete Beimengungen.

Nach RICKLEFS (1989) hat sich die Zusammensetzung der Sedimente des Gebietes vom Sperrwerk bis Tönning seit der Untersuchung von ROHDE (1963) nicht verändert. Der Vergleich mit dessen Kornverteilungslängsschnitten aus den Probennahmen von 1953 und 1960 zeigt oberhalb Tönning allerdings eine Zunahme feinkörniger Sedimente.

Eine Übertragung der damals kartierten Werte auf die heutige Situation und deren Parameterisierung auf ein Modell, mußte sowohl die stark veränderte Morphologie der Eiderrinne und angrenzenden Wattflächen berücksichtigen, als auch eine zu erwartende Änderung der sedimentologischen Verhältnisse.

Bei eigenen Untersuchungen wurde deshalb an ausgewählten Punkten stichprobenartig der sedimentologische Zustand der Rinne der Tideeider überprüft.

• **Untersuchungsmethoden**

Ziel dieser Sedimentbeprobungen war eine Überprüfung und gegebenenfalls Aktualisierung der in RICKLEFS (1989) für das Gebiet der Tideeider gezeigten Verteilung anstehender Sedimente. Die schiffsgestützte Beprobung im August 1998 beschränkte sich auf die Hauptrinne der Eider zwischen Sperrwerk und Tönning und wurde von hydroakustischen Messungen mit Zweifrequenzecho- und

Seitensicht-Sonar begleitet. Die per Backengreifer gewonnenen Proben wurden mit Hilfe einer Laser-Korngrößenanalyse ausgewertet.

Navigation

Die Positionierung des Messschiffes erfolgte über GPS (Global Positioning System). Seit dem Wegfall der absichtlichen Reduzierung der GPS Genauigkeit ("Selective Availability" SA) der US Behörden können Genauigkeiten im Zehnmeterbereich erreicht werden. Mit Hilfe von differentiellen Messverfahren (DGPS) lassen sich Positionsabweichungen unterhalb 1-3 Metern erreichen. Ausschlaggebend für die erreichte Genauigkeit sind die Distanz zum Korrekturdatensender und die Signalqualität.

Zweifrequenzecholot

Das akustische Messverfahren zur Bestimmung der Wassertiefe unter dem Schiff wird zur Vermessung der Bodentopographie eingesetzt. In Abhängigkeit von der Frequenz des ausgesendeten Schallsignals werden Schallsignale von Bodenschichten unterschiedlicher Dichte reflektiert. Das hier verwendete Zweifrequenzecholot (200 und 15 kHz) ermöglicht die Abbildung zweier Reflektoren. Abbildung 15 zeigt beispielsweise eine Schicht offensichtlich feinkörnigeren Materials mit rippelförmigen Wellenstrukturen über einem sandigen Reflektor.

Seitensichtsonar

Die horizontale Verteilung von Strukturen der Bodenoberfläche kann durch Seitensichtsonar visualisiert werden. Das schiffgeschleppte Messgerät sendet in einem in Fahrtrichtung stark gebündelten, transversal aber offenen Schallpegel akustische Signale aus und empfängt die vom Boden rückgestreuten Echos (Backscatter). Die Breite des erfassten Bereiches ist dabei abhängig von der Wassertiefe und dem Öffnungswinkel des Schallkegels. Die Stärke der Rückstreuung läßt Schlüsse auf bestimmte physikalische Charakteristika (Geometrie, Struktur, Dichte) der Oberfläche zu. So reflektieren harte Sedimente (z. B. Kiese) das Ausgangssignal stärker als Weichsedimente, wobei sich erstere als dunkle, letztere als helle Bereiche in der Sonographie abzeichnen. Dem Schallsignal zugewandte Flächen erscheinen ebenfalls dunkel, dem Signal abgewandte heller, wodurch die Identifizierung von Sohlformen ermöglicht wird.

Das Ergebnis einer sonographischen Vermessung ist eine georeferenzierte, d.h. auf ein Referenzkoordinatensystem bezogene Rastergraphik, wenn die Position des Gerätes zu jedem Zeitpunkt der Messung bekannt ist (siehe Navigation). Die weitere Auswertung und Interpretation erfordert die manuelle Lokalisierung von Strukturen, sowie die Identifikation der abgebildeten Strukturen mit Hilfe von Sedimentproben.



Abbildung 15: Beispiel für Zweifrequenzecholotschrieb, rippelartige Strukturen im feinkörnigen Material überlagern den flachen Reflektor

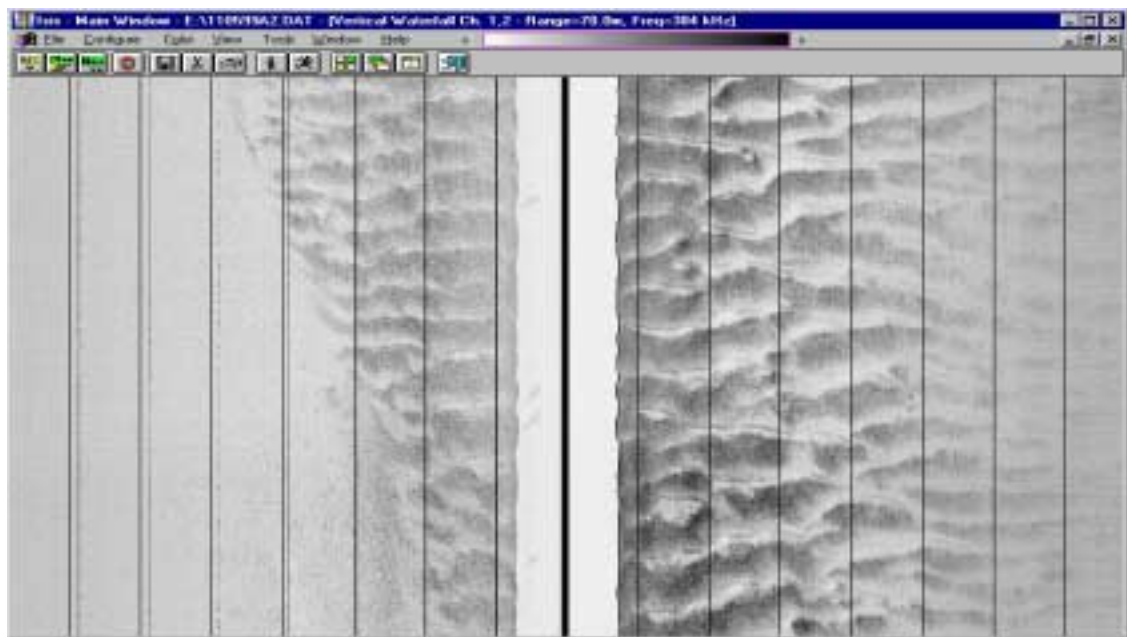


Abbildung 16: Beispiel für Sonogramm

Backengreifer

Die Entnahme der Oberflächenproben erfolgte durch einen Van-Veen- Backengreifer, dessen detaillierte Beschreibung bei HOLLER (1995) zu finden ist. Die Art der Beprobung ist bei der Interpretation der Sedimentproben und deren Weiterverarbeitung (Kornanalyse) zu berücksichtigen.

Die Beprobung des Sediments erfolgte in festgelegten Abständen für eine flächendeckende Aufnahme und bei ungewöhnlichen oder fraglichen Strukturen am Meeresboden, um die unterschiedliche Rückstreuung beim Sidescan-sonar dem entsprechenden Sedimenttyp zuzuordnen.

Lasergranulometrie

Zur Bestimmung der Korngrößen der feinkörnigen Sedimentproben wurde ein laseroptisches Verfahren gewählt. Das verwendete CIS (computerized inspection system) Lasergranulometer misst Korngrößen und Partikelzahl von Sedimentproben (LOT GmbH, 1989). Im Durchflussverfahren erfasst ein Laser eine in Trägerflüssigkeit transportierte Sedimentprobe. Das Gerät ermittelt die Zahl und Größe der durch eine Kontrollebene strömenden Partikel anhand ihrer Abschattungsdauer beim Passieren eines Detektors.

- **Ergebnisse**

Zweifrequenzecholot

Die Sohle der Fahrrinne der Eider zeigt überwiegend sehr flache Sohlstrukturen. Die in Abbildung 15 gezeigten Wellenkonturen im weicheren Sediment konnten nur an zwei Stellen detektiert werden. Sandrippelfelder wurden nur in einem Bereich bei Schülperneuensiel lokalisiert (siehe Abbildung 17).

Seitensichtsonar-Messungen

Größtenteils zeichnet sich das Sonogramm der Fahrrinne durch eine gleichmäßig schwache Tönung (medium backscatter) aus. Bis auf die im Folgenden beschriebenen Ausnahmen lassen sich keine Sohlformen oder charakteristische Zonen erkennen. Der größte Teil der Fahrrinne lässt sich gemäß der Referenzbeprobung dem feinsandigen Milieu zuordnen.

An mehreren Stellen, die in der Seekarte (SK 104, BSH) der Eider als 'unrein' markiert sind, lassen sich grobe Strukturen durch starken Backscatter erkennen. Dabei könnte es sich um verklappten Bauschutt o.ä. handeln. Die im Echolotschrieb lokalisierten Rippelstrukturen lassen sich auch im Sonogramm nachweisen. Abbildung 17 faßt die wesentlichen Ergebnisse der Sidescan- und Echolotmessungen, sowie die Beprobungspunkte in einer Übersicht zusammen.

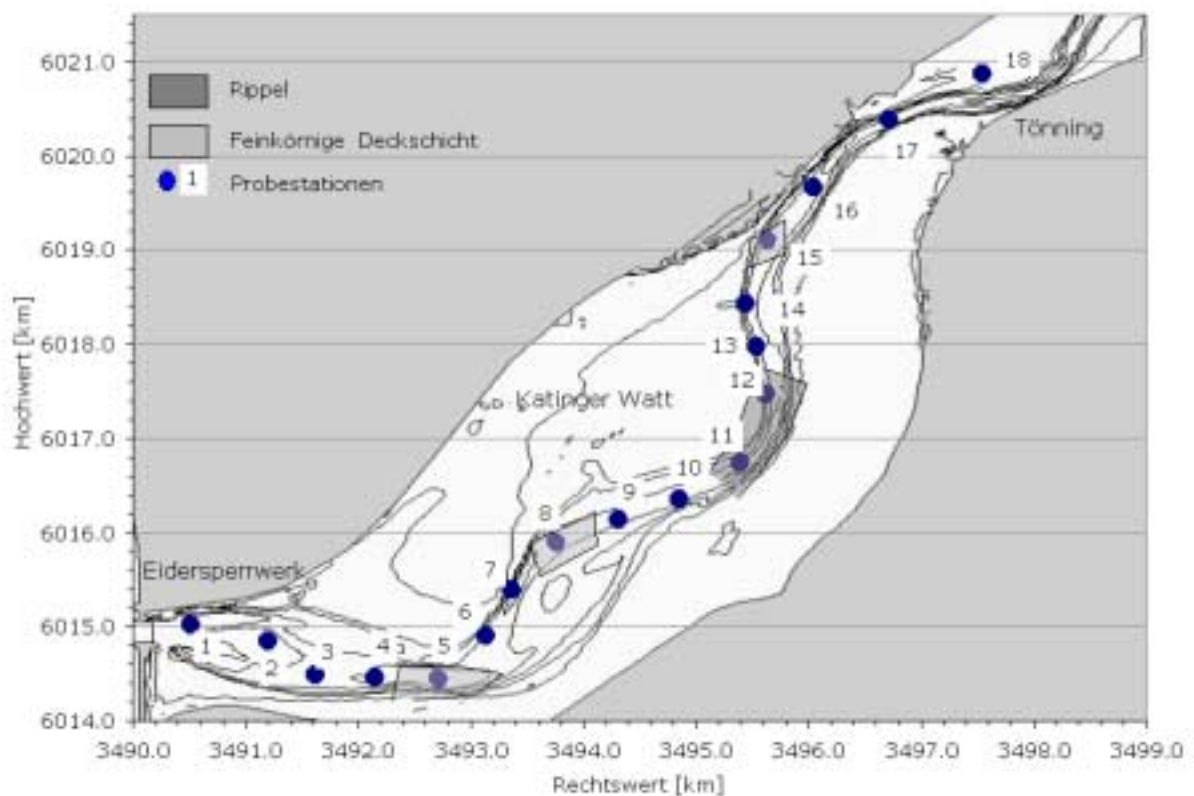


Abbildung 17: Positionen der Probestationen und Strukturen aus Seitensichtsonarschrieb

Ergebnisse der Korngrößenanalysen

Abbildung 17 zeigt die Positionen, an denen Bodenproben entnommen wurden. Unter Annahme ausreichender Repräsentativität wurde diesen jeweils vier Teilproben entnommen, die einzeln im Lasergranulometer analysiert wurden. Abbildung 19 zeigt die Mittelwerte der D50 und D90 aus vier Teilproben an den Probestationen. Die Kennwerte im Gewässerlängsschnitt zeigt Abbildung 19. Die Proben sind, wie oben beschrieben, zur Zuordnung bestimmter charakteristischer Elemente der Sonographie und des Echolotschriebs entnommen worden. Der Eindruck landeinwärts steigender mittlerer Korngrößen beruht auf der gezielten Probennahme in den Feinkorn- und Rippelfeldern.

Der weitaus größte Teil der Fahrrinne wird von Sedimenten mittlerer Korngrößen von 80-120 μm bestimmt. Diese Werte liegen etwas unterhalb der in der Literatur angegebenen mittleren Korndurchmesser von 0.12 mm (HARTEN & VOLLMERS 1978) oder der Verteilung für die Rinne der Tideeider bei RICKLEFS (1989) (Abbildung 14).

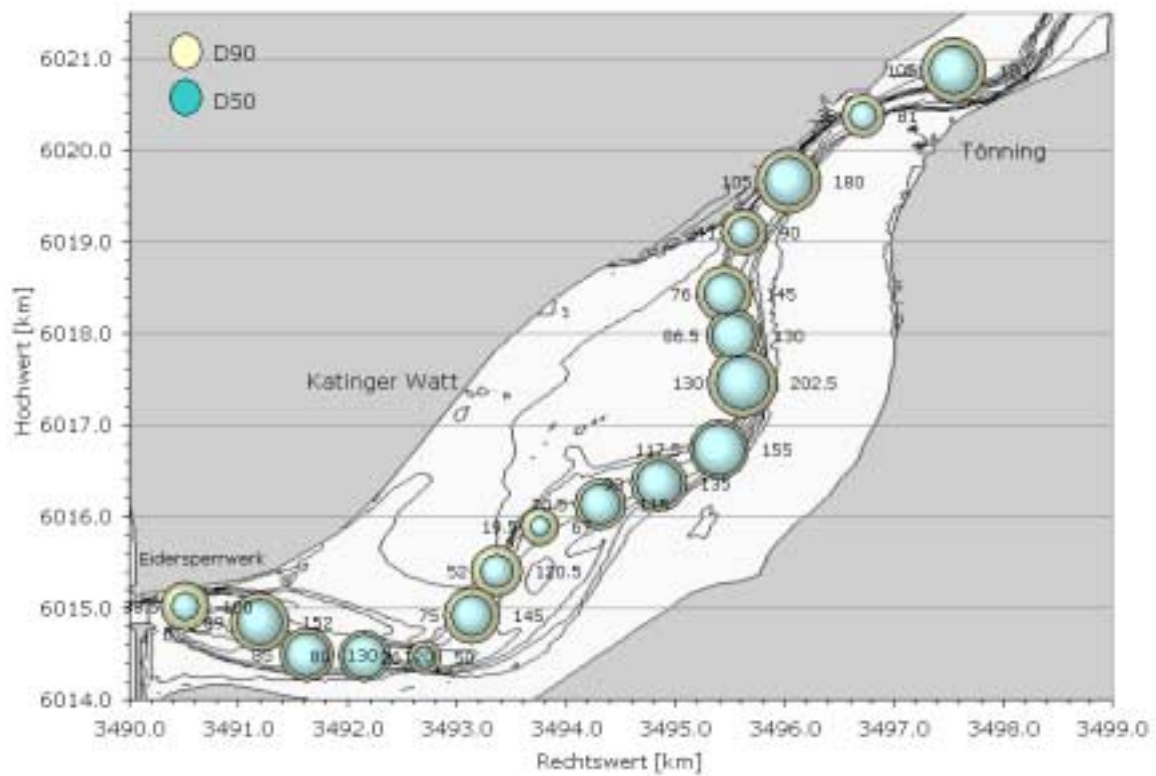


Abbildung 18: Positionen und Korngrößen der Sedimentproben: D50 (Beschriftung links [μm]) und D90 (Beschriftung rechts [μm])

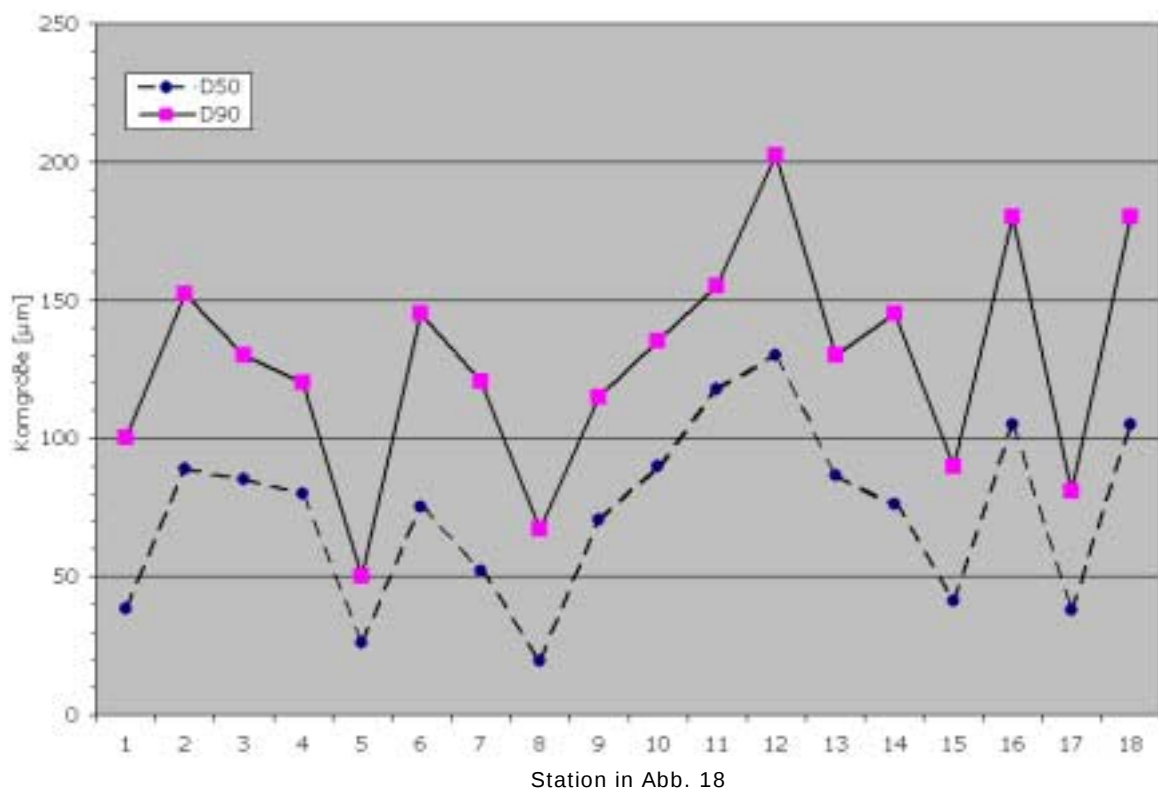


Abbildung 19: Korngrößen D50 und D90 im Gewässerlängsschnitt

2.5.2 Transportiertes Sediment

- **Untersuchungsmethoden**

Die Messmethoden zur Untersuchung suspendierter Sedimente lassen sich in direkte und indirekte Verfahren einteilen. Zu den direkten Verfahren, also der unmittelbaren Analyse des Materials, gehört beispielsweise die Entnahme einer Wasserprobe mit suspendiertem Sediment zur Bestimmung der Feststoffkonzentration durch Filterung oder eine Kornanalyse.

Der Vorteil direkter Verfahren liegt in der Bestimmung der Feststoffmengen durch einfaches Auswiegen der festen Suspensionsanteile. Der Nachteil liegt im verhältnismäßig hohen Arbeitsaufwand und der Beschränkung auf punktuelle Messungen. Räumlich integrierende und zeitlich kontinuierliche Aussagen sind durch die Auswertung von Einzelproben nur in starker Vereinfachung möglich.

Indirekte Messverfahren zur Suspensionmessung beruhen auf der Wechselwirkung einer Primärgröße mit den festen Bestandteilen einer Suspension. Zum Einsatz kommen akustische oder optische Verfahren. Bei einer lichtoptischen Messung wird aus der Streuung oder Schwächung des primären Lichtstrahls nach dem Durchgang einer Messstrecke auf die Konzentration suspendierten Materials geschlossen. Der Vorteil indirekter Messverfahren liegt in der Automatisierbarkeit räumlich- und zeitlich integrierter Messungen. Nachteilig ist die Abhängigkeit der Güte der Messung von der Kalibrierung der Messgröße.

Einen Überblick über den Stand der Forschung über die Messung von Sedimenttransport geben beispielsweise WREN ET AL. (2000), WHITE (2000) oder VAN RIJN (1993). Das in Kapitel 2.4.3 beschriebene ADCP ist ein Beispiel für ein indirektes Messverfahren zur Bestimmung der Konzentration suspendierten Sediments.

Im Rahmen von Schwebstoffmessungen im Gebiet der Tideeider wurde von RICKLEFS (1989) ein automatisiertes direktes Messverfahren vorgestellt. Die Untersuchung kontinuierlich entnommenen Wassers durch eine gekoppelte Anordnung von Hydrozyklon, Wägeeinrichtung und Resttrübesensoren ist beschrieben in DVWK (1986).

- **Korngrößen suspendierter Sedimente**

Anhand raster-elektronenmikroskopischer Analysen zeigt RICKLEFS (1989), dass die Suspensionsfracht im Eider Ästuar überwiegend aus feinkörnigen, flockenartig aufgebauten Agglomeraten besteht.

- Organisch-anorganische Teilchenkomplexe : Bindungsstrukturen aus Tonmineralien und bindungsfreudigen organischen Stoffen (z.B. Humuskomplexe)
- Kotpillen : Ausscheidungen von filtrierenden Organismen
- Mikrobielle Agglomerate : Mikrobielle Lebensformen und ihre Ausscheidungen sind auf nahezu allen geflockten Schwebteilchen zu finden. Als schleimige Überzüge oder fadenartige Gebilde tragen sie zur Bildung und zur Stabilisierung von Agglomeraten bei.

Aus methodischen Gründen werden Feinkornanalysen meist mit dispergierten Proben durchgeführt. Dabei werden bereits vor der Analyse durch mechanische (beispielsweise durch Ultraschall) oder chemische Vorbehandlung Flockenstrukturen vor der Analyse der Einzelkörner zerstört.

Mit der Dispergierung geht zwangsläufig eine Verschiebung der Korngrößenverteilung in Richtung feiner Korngrößen einher. Das Ausmaß dieser Veränderung ist abhängig vom Flockungsgrad des Ausgangsmaterials und der Dauer der Behandlung.

Die Transporteigenschaften von Flocken unterscheiden sich von denen ihrer einzelnen Bestandteile, und von Sedimentpartikeln vergleichbaren Korndurchmessers. So weisen organisch-anorganische Teilchenkomplexe und Kotpillen höhere, andere Flockenstrukturen durch die vergrößerte Oberfläche geringere Sinkgeschwindigkeiten auf als die ihrer Einzelkörner. Da hauptsächlich die feinen Teilchen agglomerieren, wirkt sich die Dispersion (etwa durch Behandlung mit Ultraschall) weitgehend auf den feinkörnigen Anteil (kleiner als 20-30 μm) der Verteilung aus, das heißt bei einer stark geflockten Probe verschiebt sich durch die Dispersion der D50 stärker zum Feineren als der D90 .

- **Zeitabhängige Veränderung der Korngrößenverteilung**

Im Tidezyklus verändert sich nicht nur die Konzentration, sondern auch die Zusammensetzung suspendierter Sedimente. Ein Beispiel zeigt Abbildung 20.

D16 (16. Perzentil entspricht 16 % Siebdurchgang = D16) und auch der Median (50. Perzentil = D50) weisen über den Messzeitraum kleine Schwankungen auf. Der D50 liegt bei 6 - 10 μm . Der D84 zeigt eine deutliche Abhängigkeit von der Strömungsgeschwindigkeit.

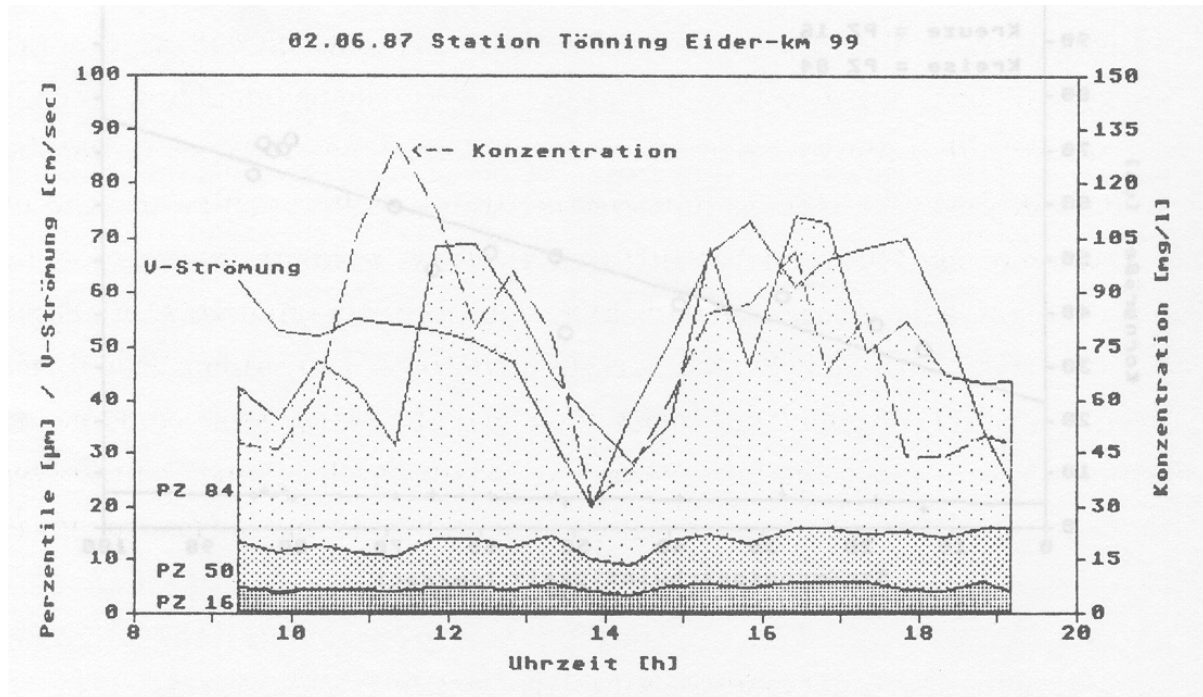


Abbildung 20: Ganglinien von Strömungsgeschwindigkeit, Konzentration und Korngrößen. Aufgetragen sind die Ganglinien von Strömungsgeschwindigkeit, Konzentration und Korngrößen verschiedener Perzentile der Sedimentverteilung. (entnommen RICKLEFS 1989)

Hier schwanken die Korngrößen zwischen 10 µm zur Zeit des Kenterpunkts und 55 µm bei maximalen Strömungsgeschwindigkeiten. Die Korrelation der Strömungsgeschwindigkeiten und Korngrößen eines anderen Tidezyklus' in Abbildung 21 zeigt diesen Zusammenhang: Die Korngröße des Sediments nimmt bei Zunahme der Geschwindigkeiten nicht gleichmäßig zu, sondern die Zusammensetzung des Sediments verschiebt sich.

Es läßt sich eine ‚homogene Grundlast‘ der feinstkörnigen Anteile (D16) erkennen, die über den Tidezyklus konstant bei etwa 5 µm verbleibt. Die gröberen Anteile (D84) dagegen reagieren deutlich auf die Änderungen der Strömungsgeschwindigkeiten. Der strömungsabhängige instationäre Sedimenttransport beschränkt sich also auf den gröberen Anteil des suspendierten Sediments. Feinstkörnige Sedimente bestimmen demnach das morphodynamisch wichtige Transportgeschehen in geringem Maße. Die Definition charakterisierender Sedimentparameter zur Verwendung in Sedimenttransportmodellen muß diesen Zusammenhang berücksichtigen. Die durch Korngrößenanalyse der Schwebstoffproben gewonnenen Sedimentparameter (D50, D90 etc.) müssen demnach in Richtung gröberer Sedimente korrigiert werden. Dies gilt um so mehr bei stark geflockten Ausgangsmaterial.

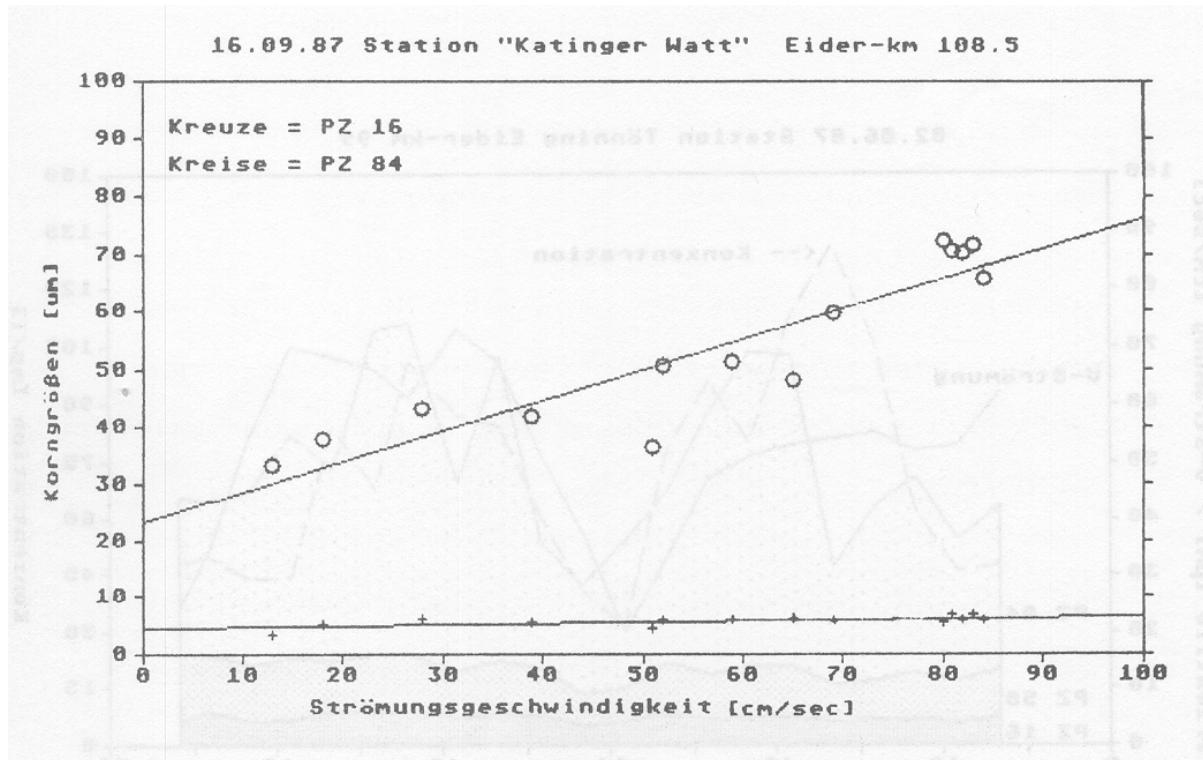


Abbildung 21: Korrelation von Strömungsgeschwindigkeit und Korngröße für einen Tidezyklus. Dargestellt sind PZ 84 (entspricht D84) und PZ 16 (entspricht D16) in Abhängigkeit von der Strömungsgeschwindigkeit. Entnommen RICKLEFS (1989).

Zur qualitativen Verteilung der Sedimente über den Sperrwerksquerschnitt liegen Messungen von RICKLEFS(1989) und RENG(1996) für mehrere Tiden an der Südseite, im mittleren Tor und an der Nordseite des Eidersperrwerks vor. Demnach finden sich an der Nordseite bei Ebbe und Flut ähnliche Zusammensetzung der Sedimente. An der Südseite wurden während der Ebbphasen höhere Konzentrationen und in der Zusammensetzung gröbere Sedimente gegenüber der Nordseite gemessen. Bei Flut sind die Sedimentcharakteristika ähnlich.

Aussagen über die vertikale Verteilung wurden dabei durch Einzelmessungen in verschiedenen Höhen der Wassersäule getroffen: Durch die hohe Turbulenz in Sperrwerksnähe wird das transportierte Sediment stark durchmischt. Die vertikale Verteilung kann so annähernd als homogen angenommen werden.

- **Konzentration im Tidezyklus**

Die Menge des vom Tidestrom transportierten Sediments ist starken Schwankungen unterworfen. In Abhängigkeit von der Art des Sediments und der hydrodynamischen Einflüsse schwankt die Konzentration suspendierter Sedimente ständig.

Für das Verständnis von Transportprozessen, die Steuerung eines Sedimenttransportmodells und dessen Kalibrierung und Validierung sind Naturmessungen unbedingt notwendig. Erst die Interpretation von Zeitreihen gemessener Konzentrationen an verschiedenen Punkten des Systems kann einen Einblick in den Ablauf physikalischer Prozesse ermöglichen.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden Daten einer Messkampagne ausgewertet, die bereits im November und Dezember 1996 an der Binnenseite des Eidersperrwerks durchgeführt wurde (AG KÜSTENGEOLOGIE, 1997). Dabei wurden die Strömungsgeschwindigkeit mit einer Flügelsonde und die Konzentration suspendierten Sediments an einem Punkt kontinuierlich gemessen. Die Anordnung der Messgeräte ist Abbildung 22 zu entnehmen. Die Interpretation dieser Messdaten hat vorsichtig zu erfolgen, da Strömungsmesser und Saugkopf aus technischen Gründen nah der Nordmole installiert wurden. Diese Positionierung der Messgeräte nicht unproblematisch war. Insbesondere die Geschwindigkeitsmessungen wurden teilweise durch Ablösewirbel und Rückströmungen an der Molenwand verfälscht.

Trotz der Positionierung und Unsicherheiten in der Datenqualität konnte diese mehrwöchige Zeitreihe als wertvolle Information zum Transport suspendierten Sediments in der Tideeider Verwendung finden.



Abbildung 22: Anordnung der Probeentnahme und des Strömungssensors

Im Folgenden werden die Ergebnisse der Messkampagne des November/Dezembers 1996 analysiert und ein für diesen Zeitraum typischen Konzentrationsverlauf definiert.

Die gemessenen Gewichtskonzentrationen c_g [mg/l] wurden auf Volumenkonzentrationen c_v [m³/m³] umgerechnet, diese sind über die Sedimentdichte verknüpft ($c_g = \rho_s c_v$). Vereinfachend wurde hier eine konstante Dichte von $\rho_s = 2650 \text{ kg/m}^3$ angesetzt.

Wie oben angedeutet, sind diese Daten unter anderem wegen zum Teil fehlerhafter Geschwindigkeitsmessungen, nicht idealer Entnahmeposition und außergewöhnlichen Randbedingungen nicht geeignet, repräsentative Zeitreihen für die Sedimentkonzentration der Tideeider zu definieren. Dennoch lassen sich quantitative und qualitative Aussagen machen, die für die spätere Anwendung eines Modells notwendig sind. Es wird deshalb zunächst ein für den Zeitraum der Messungen typischer Verlauf der Konzentration gesucht.

- **Analyse der Konzentrationsmessungen**

Abbildung 23 und Abbildung 24 zeigen die Ergebnisse der Messungen im November und Dezember 1996 für die Position Eidersperrwerk Nordmole. Aufgetragen sind die Wasserstandsganglinien des

Außen- und Binnenpegels, die an der Entnahmestation gemessene lokale Strömungsgeschwindigkeit sowie die gemessene Gesamtkonzentration suspendierten Sediments in Volumenprozent. Die Zeitreihen lassen sich grob in vier Phasen unterschiedlicher Charakteristik einteilen:

Die erste Phase vom 23.11 bis 26.11.1996 wird von starken Konzentrationsschwankungen während der Messungen und hohen Maximalwerten von bis zu $4.5 \cdot 10^{-4} \text{ m}^3/\text{m}^3$ (entspricht 1200 mg/l) bestimmt. Zur Erklärung dieser Werte ist die Kenntnis zusätzlicher Randbedingungen notwendig: Nach einem Sturm mit Böen bis 10 Bft aus westlichen Richtungen, flaute der Wind im Laufe des 23.11.96 ab. Während des Sturms wurden die Hochwasserscheitel durch Schließen der Tore vom 21.-23.11 gekappt. Am 23. und 24. wurde eine Schleusenspülung durchgeführt. Hohe Niederschläge ließen die Pegel von Binneneider und Treene bis zum 23.11. um rund einen Meter steigen. Dieses zusätzliche Volumen wurde in den Tagen bis zum 27.11. abgeführt. Die Durchflusswerte der Anlage der Treene übersteigen allerdings die normalen Werte bis $60 \text{ m}^3/\text{s}$ nicht. Diese Phase eignet sich aufgrund der vielen außergewöhnlichen Randbedingungen nicht zur Definition einer typischen Ganglinie.

Die zweite Phase bildet die Woche vom 26.11. - 1.12.1996 (keine Messwerte am 30.11.). Sie weist tideabhängige Konzentrationsschwankungen zwischen $0.2 \cdot 10^{-4}$ und $1.63 \cdot 10^{-4} \text{ m}^3/\text{m}^3$ (entspricht 50-430 mg/l) auf. Die Charakteristik der einzelnen Tiden ist ähnlich. Das Sperrwerk wurde über diesen Zeitraum gleichmäßig im Flut- und Ebbedrosselbetrieb gefahren.

Die Messungen der dritten Phase (2.12. - 7.12.1996) sind wiederum geprägt von außergewöhnlichen Maßnahmen: Nach zwei Sturmflutkehrungen schließen sich vier Sieltiden an. Am 6. Und 7.12. erfolgte wieder eine Schleusenspülung. Die Messungen des 8. Und 9.12. wurden wieder während eines gleichmäßigen Flut- und Ebbedrosselbetriebs durchgeführt.

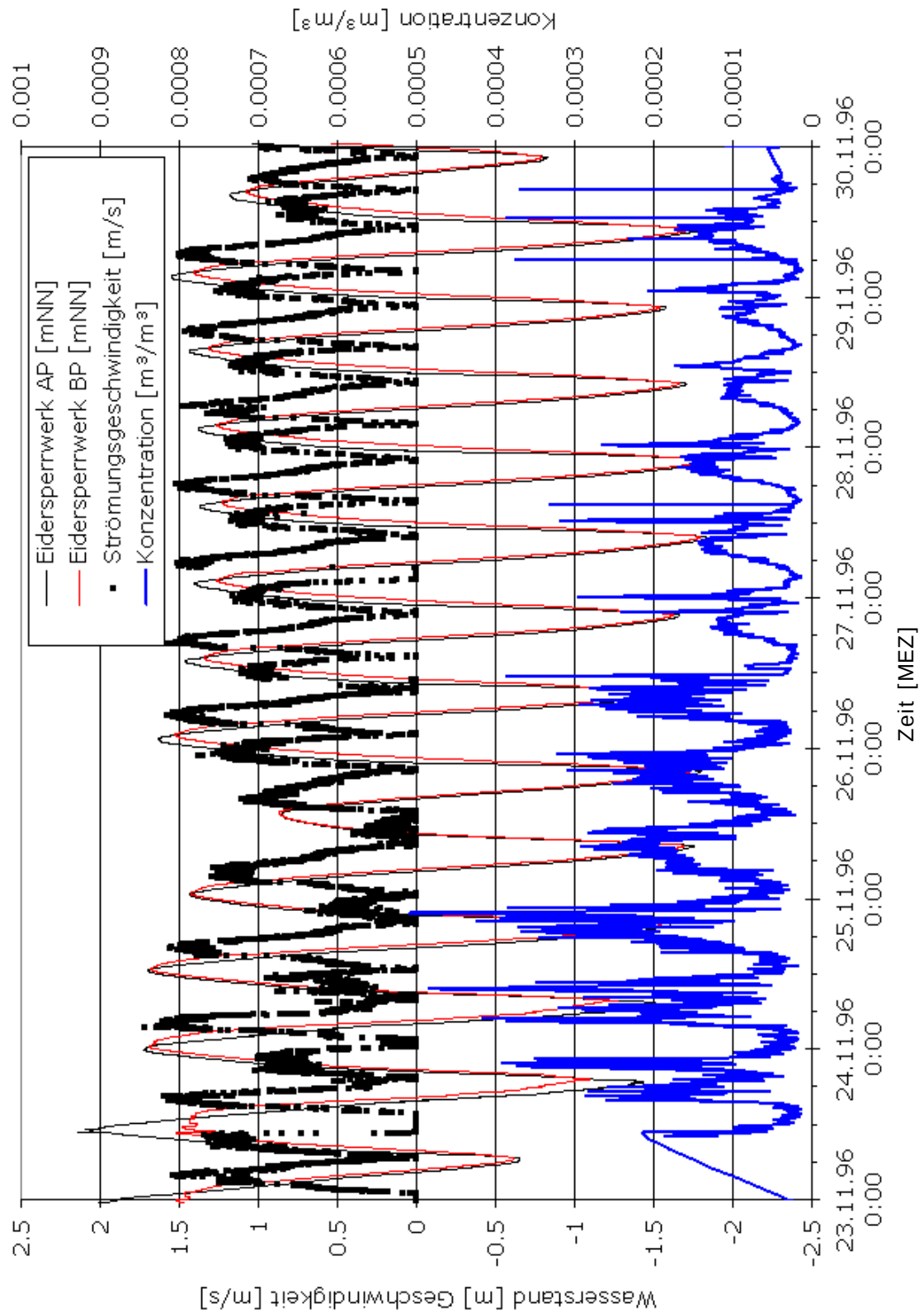


Abbildung 23: Ganglinien der Wasserstände Eidersperrwerk AP, BP, Strömungsgeschwindigkeit, Konzentration der Phasen I und II

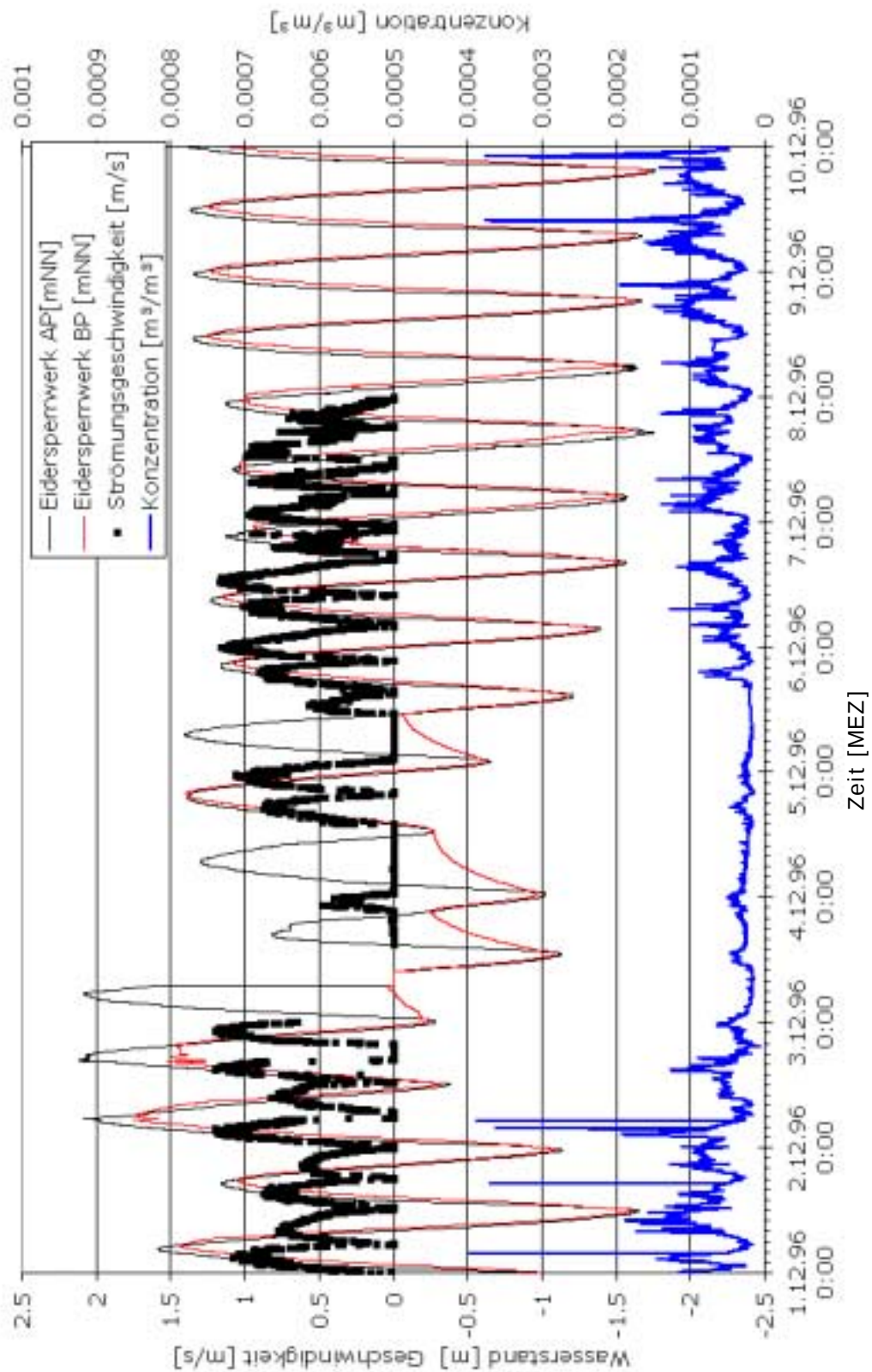


Abbildung 24: Ganglinien der Wasserstände Eidersperrwerk AP, BP, Strömungsgeschwindigkeit, Konzentration der Phasen III und IV

Durch die Wahl des Messzeitraumes im Winter 1996 sind durch Sturmweatherlagen bedingte Sperrwerksschließungen und durch starke Niederschläge im Einzugsgebiet der Tideeider notwendige Sieltiden abgedeckt. Die Wirkung dieser und weiterer Sonderbetriebsweisen des Sperrwerks (Schleusenspülung) auf den Sedimenttransport kann durch einen qualitativen Vergleich der Messwerte erfolgen. Eine quantitative Aussage zur typischen Sedimenttransportganglinie ist allerdings durch die Kürze einer "normalen" Betriebsweise (und den oben aufgeführten Gründen) unsicher.

Anhand einer Tide der zweiten Phase (Abbildung 25) soll der Gang der Konzentrationsänderung für die Betriebsweise Flut- und Ebbdrosselung beschrieben werden:

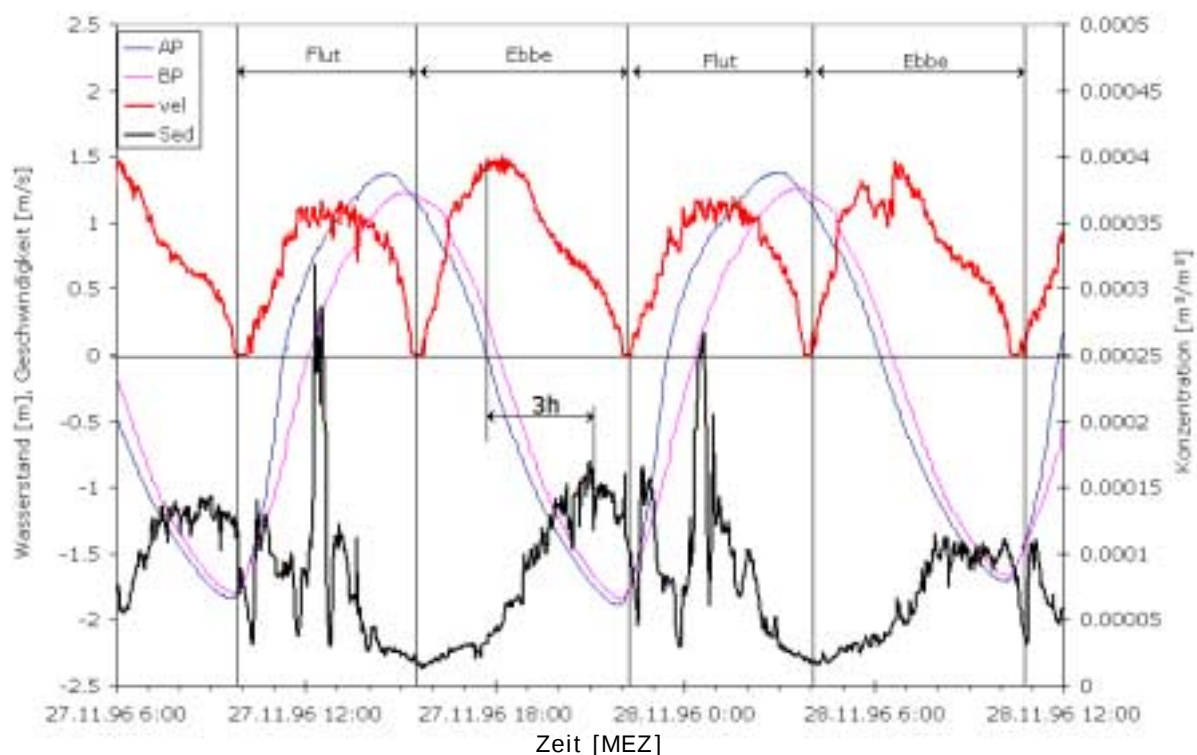


Abbildung 25: Ganglinien des Wasserstands am Außen- und Binnenpegel, der Strömungsgeschwindigkeit und Schwebstoffkonzentration für zwei Tiden im November 1996

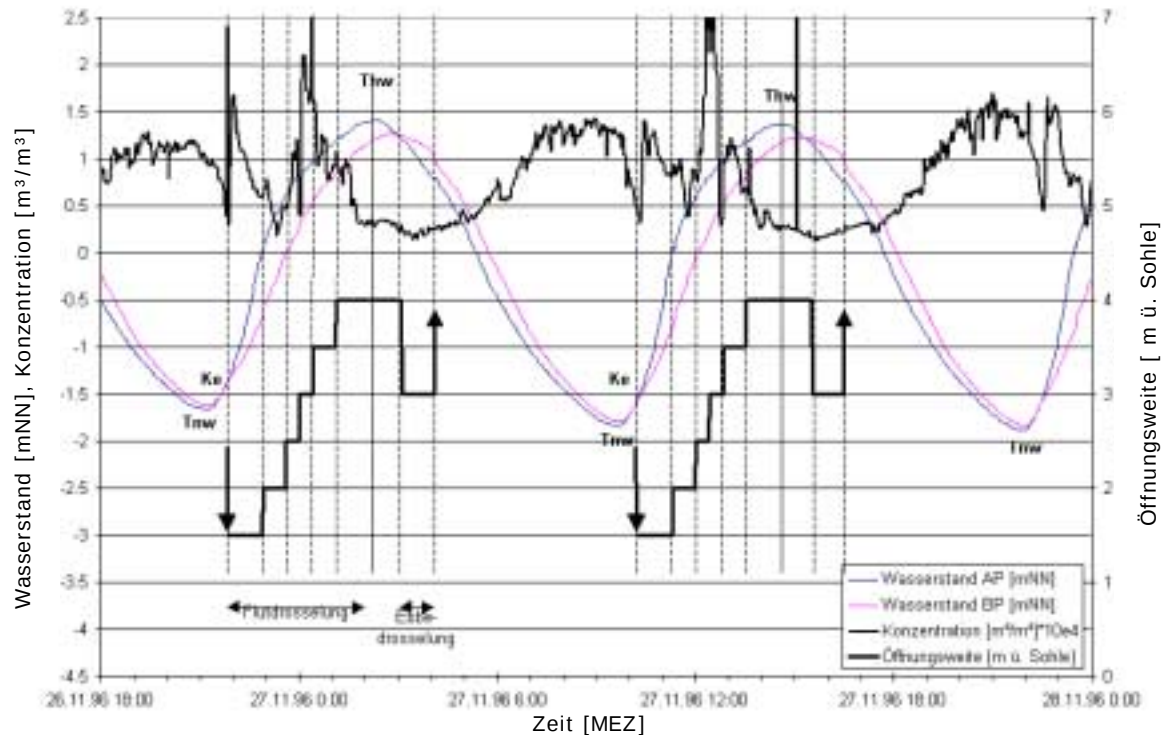
Der Einfluss der Sperrwerkssteuerung auf die Wasserstände wurde in Kapitel 2.3.2 beschrieben. Er wird auch hier anhand des Vergleiches der Wasserstandsganglinie des Außenpegels und des Binnenpegels deutlich: Eine Verformung der Tidewelle durch die verzögerte Öffnung der Sperrwerkstore hin zu einer symmetrischeren vertikalen Tide ist zu erkennen.

Absolutwerte der Strömungsgeschwindigkeiten sind aufgrund der erwähnten Sonderbedingungen am Ort der Messung nicht repräsentativ. Die Eintrittszeiten des Flut- und Ebbstroms sowie die Charakteristik des Strömungsverlaufes werden aber deutlich:

Die zunehmende Verformung der Tidewelle im Mündungstrichter eines Ästuars führt zu einem schnelleren Anstieg des Wasserspiegels während der Flutphase. Die Beschleunigung des Wasserkörpers durch die Verengung des Querschnitts in den schmalen Rinnen bewirkt eine verstärkte Suspendierung von Material in der ersten Phase der Flut. Maximalwerte der Konzentration werden so zu Beginn der Flutphase erreicht. Diese von vielen Ästuarien bekannte Charakteristik wird auch in der Eidermündung sichtbar: Gleich nach der Kenterung der Strömung zur Flutphase werden hohe Sedimentkonzentrationen gemessen. Im weiteren Verlauf der Flutphase läßt sich eine starke Störung der Konzentrationsganglinie durch die Flutdrosselung erkennen. Es treten starke Schwankungen mit Konzentrationsspitzen in Höhe der dreifachen mittleren Flutkonzentration (ca. $1.5 \cdot 10^{-4} \text{ m}^3/\text{m}^3$) jeweils nach Änderung der Öffnungsweite auf (Abbildung 26). Diese können beispielsweise durch die Mobilisierung von zusätzlichen Sedimentmengen aufgrund der durch Sunkwellen erhöhten Turbulenz in der Außeneider entstehen. Die hohen Konzentrationswerte zu Beginn der Flut legen nahe, dass die Sedimente entweder in unmittelbarer Nähe des Sperrwerks mobilisiert werden oder sich noch in der Wassersäule befinden.

Im weiteren Verlauf der Flutphase wird trotz steigender Strömungsgeschwindigkeit keine Steigerung der Schwebstoffkonzentration erreicht. Proportional zur nachlassenden Strömungsgeschwindigkeit verringert sich diese Konzentration im zweiten Zeitabschnitt der Flutphase bis zu einer Grundkonzentration von etwa $2 \cdot 10^{-5} \text{ m}^3/\text{m}^3$.

Die Reaktion des suspendierten Sediments auf die Ebbströmung in Form von Konzentrationsveränderungen erfolgt stark verzögert, da die Strömungsgeschwindigkeiten nur langsam zunehmen. Die maximalen Konzentrationen treten daher während des Ebbstroms erst mit mehrstündiger Verzögerung auf. Bei Wasserständen um NN erreichen die Sohlschubspannungen auf den Wattflächen durch die hohen Strömungsgeschwindigkeiten und geringen Wasserstände Extremwerte und bringen vermehrt Sediment in Suspension. Konzentrationsmaxima von etwa $1.5 \cdot 10^{-4} \text{ m}^3/\text{m}^3$ werden nach der Hälfte der Ebbphase erreicht. Sie bleiben trotz abnehmender Geschwindigkeiten bis zum Ende der Ebbphase erhalten. Die Konzentrationen am Ende der Ebbphase nehmen nur zur Flutkenterung kurzzeitig ab. Mit dem Eintreten des Flutstroms werden gleich wieder Maximalwerte erreicht.



**Abbildung 26: Steuerung der Sperrwerkstore und gemessene Konzentration an der Binnenseite:
Zusammenhang zwischen schrittweiser Öffnung und Konzentrationsschwankungen.**

Querverteilung der Konzentration über die Breite des Sperrwerks

Für die zeitgleiche Messung an mehreren Punkten des Sperrwerkquerschnitts liegen nur ausdrücklich als 'vorläufig' gekennzeichnete Messungen des LANU (1986) vor. Für zwei Tage wurden an drei Punkten Konzentrationsmessungen durchgeführt. Dabei lag die Konzentration während der Flut an der Nordseite höher als während der Ebbe. An der Südseite wurde während des Ebbstroms höhere Schwebstoffkonzentration gemessen, als während der Flut. RICKLEFS (1989) beschreibt während der Flut an Nord- und Südseite gleichförmige Verhältnisse, während der Ebbphase dagegen höhere Konzentrationen an der Südseite des Sperrwerks.

Vertikalverteilung der Schwebstoffkonzentration am Sperrwerk

Die Verteilung der Konzentration in der Vertikalen wurde vom LANU(1986) in drei Tiefen am Eidersperrwerk gemessen. In Sperrwerksnähe sind demnach weder bei Flut- noch bei Ebbstrom ausgeprägte Konzentrationsgradienten in der Vertikalen feststellbar. Die hohe Turbulenz im Wehrbereich sorgt hier offenbar für eine Durchmischung des suspendierten Sediments.

Schwebstoff-Konzentrationsverteilung im Gewässerlängsschnitt

Für die Tideeider liegen an mehreren Positionen Ganglinien der Schwebstoffkonzentration im Gewässerlängsschnitt vor, die jedoch nicht zeitgleich gemessen wurden (RICKLEFS 1989). Dennoch sind deren Ergebnisse zumindest qualitativ vergleichbar. Abbildung 27 zeigt die Ergebnisse einer Messreihe in Tönning. Der qualitative Verlauf der Konzentrationsganglinie unterscheidet sich sehr von der zuvor beschriebenen Situation unmittelbar am Sperrwerk: Es dominieren hohe Konzentrationen während der Ebbphase. Sie erreichen mehr als doppelt so hohe Werte wie in der Flutphase. Die Maximalkonzentrationen während der Ebbphasen entsprechen in etwa den beschriebenen Werten am Sperrwerk ($1.0 \cdot 10^{-4} \text{ m}^3/\text{m}^3$). Die Flutkonzentrationen liegen deutlich darunter. Die für Wattgebiete typische Verzögerung zwischen Eintrittszeitpunkt der maximalen Flutstromgeschwindigkeit und der maximalen Schwebstoffkonzentration, sowie das typische zeitgleiche Auftreten von maximaler Strömungsgeschwindigkeit und maximaler Schwebstoffkonzentration während der Ebbphase ist an der Station Tönning ausgeprägter als bei der Messreihe am Eidersperrwerk.

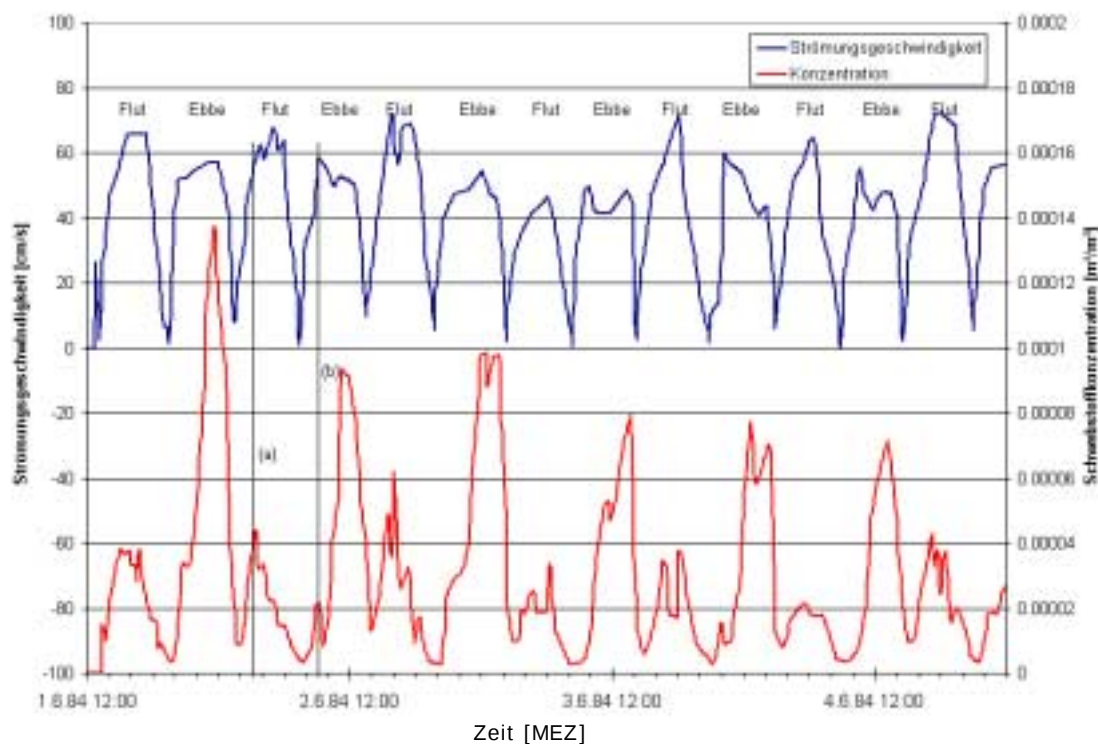


Abbildung 27: Konzentration und Geschwindigkeitsmessungen in Tönning (nach Ricklefs 1989)

Kritische Erosionsgeschwindigkeiten

Ricklefs (1989) ermittelt kritische Erosionsgeschwindigkeiten von ca. 40 cm/s in Tönning und von etwa 35 cm/s in Friedrichstadt und Nordfeld als Ergebnis von Strömungs- und Konzentrationsmessungen. Die ähnlichen kritischen Erosionsgeschwindigkeiten in Tönning und Friedrichstadt lassen darauf schließen, dass die Zusammensetzung des erodierten anstehenden Materials an beiden Orten gleichförmig ist.

Im Rahmen einer Untersuchung von Eidersanden gibt FRANZIUS-INSTITUT (1986) für einen "typischen Eidersand" kritische Erosionsgeschwindigkeiten von 35 cm/s an.

- **Zusammenfassung Sedimentologie**

Die wichtigsten Ergebnisse der sedimentologischen Eigenschaften des Eiderästuars hinsichtlich einer Verwendung in Sedimenttransportmodellen werden wie folgt zusammengefaßt.

Die vertikale Verteilung des anstehenden feinsandigen Sediments wird im Rahmen dieser Untersuchung als homogen angenommen. Die Mächtigkeit dieses Horizontes wird von einer liegenden Schicht verfestigten Kleis beschränkt, die nur an den erwähnten Kolken angeschnitten wird. Die Kleischicht wird für die Modelluntersuchungen als 'nicht erodierbare' Begrenzung angesehen.

Die horizontale Verteilung anstehender Sedimente ist in Abbildung 14 dargestellt. Der größte Teil der Fahrrinne wird von mittleren Korngrößen von 80-120µm bestimmt. Gebiete mit ausgeprägten Bodenformen treten nur vereinzelt auf. Auf den hochliegenden Wattflächen finden sich feinkörnigere Sedimente.

Mittlere Korngrößen (dispergierter) suspendierter Sedimente liegen bei 10-50 µm, überwiegend in agglomerierten Strukturen. Die Bestimmung repräsentativer Korngrößen für die Modellierung des suspendierten Transportes muß die Flockenstruktur der Schwebstoffe und die Verfahren zur Korngrößenanalyse ebenso berücksichtigen wie die Variabilität der Zusammensetzung im Tidezyklus. Die Verschiebung der mittleren Korngrößen bei der Dispergierung der Flocken in Richtung geringerer Werte und die beobachtete Beschränkung der strömungsabhängigen Transporte auf gröbere Bestandteile erfordert eine Korrektur der analysierten Korngrößen. Im Rahmen dieser Untersuchung wurden mittlere Durchmesser von 20-80 µm für die Schwebstoffmodellierung verwendet.

Die Konzentration suspendierten Sediments in der Tideeider ist stark instationär. Aus punktuellen Messungen an verschiedenen Positionen des Untersuchungsgebietes wurden Konzentrationsverläufe gemessen. Die Konzentration schwankt demnach tideabhängig zwischen 50 und 500 mg/l.

2.6 Morphologie

Die Änderung der Morphologie eines Küstengebietes lässt sich in Klassen zeitlicher und räumlicher Skalierung einteilen. Von der mikroskaligen Bewegung des Einzelkorns bis hin zur großskaligen Veränderung einer Küste im geologischen Maßstab, sind zeitliche und räumliche Skalen verbunden.

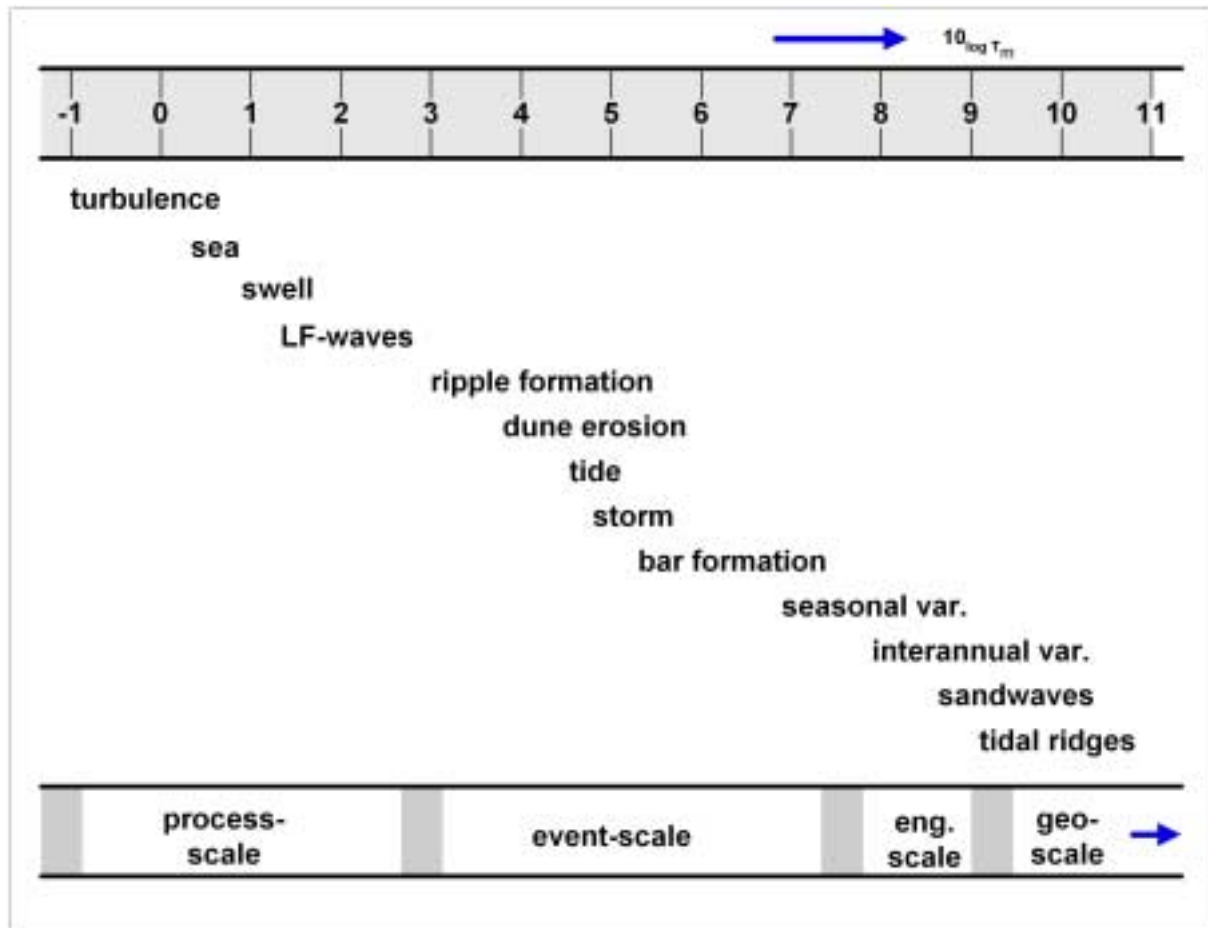


Abbildung 28: Zusammenhang zwischen räumlichen und zeitlichen Skalen (entnommen aus DE VRIEND, 1997)

Im Rahmen dieser Arbeit für die Tideeider werden schwerpunktmäßig klein- bis mittelskalige morphodynamische Prozesse betrachtet. Diese räumlichen Skalen reichen von den kurzfristigen Umlagerungen in Sperrwerksnähe von einigen Dekametern (event scale) bis zu Verlagerungen der Hauptrinne um mehrere Kilometer in zeitliche Skalen von einigen Jahren bis zu Jahrzehnten (eng. scale).

2.6.1 Datenerhebung

Topographische Daten im Küstengebiet, das heißt hochliegende Wattflächen, Vorstrände und Strände werden durch geodätische Einmessung oder fernerkundliche Verfahren erhoben.

Bathymetrische Daten werden durch Echolotpeilungen erfasst. Dabei wird das zu vermessende Gebiet systematisch mit Messschiffen abgefahren. Die Abstände zwischen den Echolotprofilen sind abhängig von der Anforderung an die Genauigkeit der Auflösung morphologischer Strukturen. Im Nahbereich des Eidersperrwerks beträgt der mittlere Abstand zwischen Messprofilen etwa 10m, zwischen Sperrwerk und Tönning etwa 70m und zwischen Tönning und Nordfeld 100m und mehr. Die im Tidegebiet gemessenen Wassertiefen werden durch zeitlichen Bezug auf einen Wasserstandspegel auf ein Referenzniveau (Seekartennull SKN, Normalnull NN) umgerechnet (beschickt).

Neben der Erfassung und Archivierung der erhobenen Daten, ist die Sicherung der sogenannten Metainformation wie Messzeitpunkt, Bezugssystem u.s.w. notwendig, da diese nachträglich nur schwer beschaffbar sind.

Bei der Auswertung des morphologischen Datenmaterials ist besondere Beachtung auf die Bezugssysteme³ und Referenzhöhen der Daten aus verschiedenen Quellen zu legen. Im Rahmen dieser Arbeit sind morphologische Daten auf NN (Normal Null) und auf das rechtwinklige Gauss-Krüger Koordinatensystem bezogen. Soweit nicht anders gekennzeichnet, sind Tiefenwerte als nach unten positiv definiert.

2.6.2 Darstellung

Die graphische Abbildung der Bathymetrie und Topographie eines Ästuars oder Flusses erfolgt flächenhaft durch Isobathen (Linien gleichen Tiefenwertes) oder Isoflächen. Lokal können anhand ausgesuchter Quer- oder Längsschnitte vertikale Strukturen gezeigt werden. Isobathen werden entweder direkt zwischen Messpunkten oder nach der Interpolation der Messwerte auf ein Gitter durch lineare oder höherwertigere Interpolation erzeugt. Diese Darstellungsweisen bedeuten meist eine Vereinfachung durch Reduktion von Daten. So werden Isobathen in mehr oder weniger eng gestaffelten Tiefenwerten (Für Wattgrundkarten etwa 0.5 bis 1.0 Meter) abgebildet, die nicht unbedingt an die morphologische Eigenschaften des Gebietes angepasst sind. Quer- oder Längsschnitte lösen zwar die vertikale Struktur feiner auf, der räumliche Zusammenhang läßt sich aber nicht darstellen.

³ Abweichung bei der Umrechnung von geodätischen Koordinaten in Gauss Krüger bei falschem Bezugssystem (WGS84 vs. ED50) : 82 Meter im Rechtswert, 76 Meter im Hochwert entspricht einer Abweichung von 111 Metern in der Totalen.

Aussagen zur Morphodynamik eines Küstengebiets ergeben sich aus dem Vergleich topographischer und bathymetrischer Information zu verschiedenen Zeitpunkten.

Dafür ist die Interpolation der an unterschiedlichen Positionen (Rechtswert, Hochwert, Tiefenwert) erhobenen Daten auf Bezugspunkte, beispielsweise ein gleichmäßiges Gitter notwendig. Die Visualisierung horizontaler Rinnendynamik kann dann anhand gleicher Isobathen verschiedener Zeitpunkte erfolgen. Die Abbildung geeigneter Querprofile mehrerer Zeitpunkte ermöglicht die Darstellung der vertikalen Änderung des Querschnitts.

Eine Differenzenbildung der Daten zweier Zustände erlaubt eine flächenhafte Darstellung der morphologischen Unterschiede dieser Zustände. So können beispielsweise erosive (Konvention: Negative Werte) und akkumulative (Konvention: Positive Werte) Bereiche visualisiert werden, wenn ein später erhobener morphologischer Datensatz von einer Initialmorphologie subtrahiert wird. Hilfreich ist oft die Normierung berechneter Differenzen auf eine Bezugsgröße.

Die Analyse quantitativer Entwicklung, etwa die Bilanzierung von Wasserraum oder Sedimentationsvolumen erfordert die Kubisierung, etwa durch planimetrische Verfahren für bestimmte Teilgebiete oder das Gesamtsystem. Eine ausführliche Zusammenstellung verschiedener Verfahren zur Berechnung und Bewertung küstenmorphologischer Entwicklung findet sich beispielsweise in GÖNNERT (1995) oder HOFSTEDE (1989).

2.6.3 Die Morphodynamik der Tideeider

Die Tideeider ist ein hochdynamisches System. Im Rahmen eines Beweissicherungsverfahrens werden die hydrologischen und morphologischen Entwicklungen der Eider von den zuständigen Ämtern WSA und ALR seit 1975 kontinuierlich untersucht, so dass für diese Arbeit auf umfangreiche Daten zurückgegriffen werden konnte. Die morphologische Aktivität der Tideeider in verschiedenen zeitlichen und räumlichen Skalen wird anhand Beispielen gezeigt.

- **Kleinskalige Entwicklung**

Die Entwicklung der Sohle in einem Bereich bis 500 Meter Entfernung von der Sperrwerksachse wird vom WSA Tönning etwa vierzehntägig vermessen. Die Aufnahme erfolgt per Echolot in Profilen mit ca. zehn Metern Abstand. Seit 2000 kommt ein Fächerecholot zum Einsatz.

Eine Auswertung der Daten dieser in kurzfristiger Folge erhobenen Messungen zeigt den unmittelbaren Einfluss der Sperrwerkssteuerung auf die Morphologie im Nahbereich des Sperrwerks.

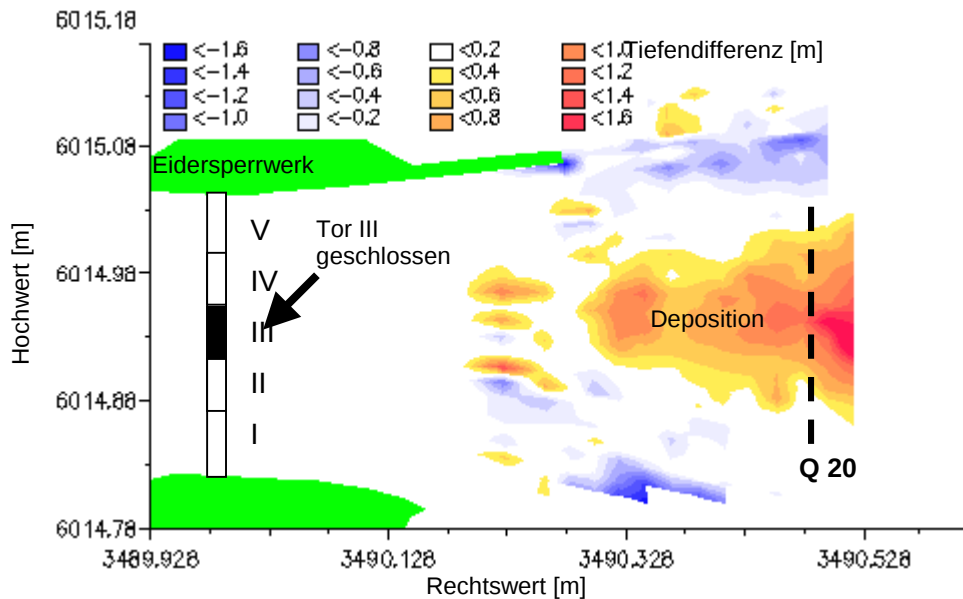


Abbildung 29: Einfluss der (n-1) Steuerung: Gemessene Tiefendifferenz März - Mai 1998

Abbildung 29 zeigt beispielhaft die Differenz zwischen zwei Echolotpeilungen im März und Mai 1998. Das mittlere Tor III wurde hier nach der Messung im März wegen Reparaturarbeiten für mehrere Monate geschlossen. Die morphologischen Folgen dieser (n-1) Betrieb genannten Betriebsweise sind durch eine Darstellung der Erosions- (blau) und Sedimentationsflächen (rot) sichtbar: In etwa 300 Metern Entfernung von der Sperrwerksachse lagert sich auf Höhe des geschlossenen Tors Sediment ab. In den Randbereichen hinter Tor I und V zeigen sich durch die Erhöhung der lokalen Geschwindigkeiten erosive Tendenzen.

Der Einfluss des durch die Schließung des Tor IV erzeugten asymmetrischen Strömungsfeldes zeigt die Differenz zwischen April und Juni 1999. Die Schließung erfolgte im April nach den Peilarbeiten. Schon nach wenigen Wochen lassen sich akkumulative Tendenzen hinter dem geschlossenen Tor erkennen. Der erosive Bereich unterhalb dieses Ablagerungsgebietes wird durch den Abtrag des hinter Tor III abgelagerten Sediments der Vormonate erzeugt.

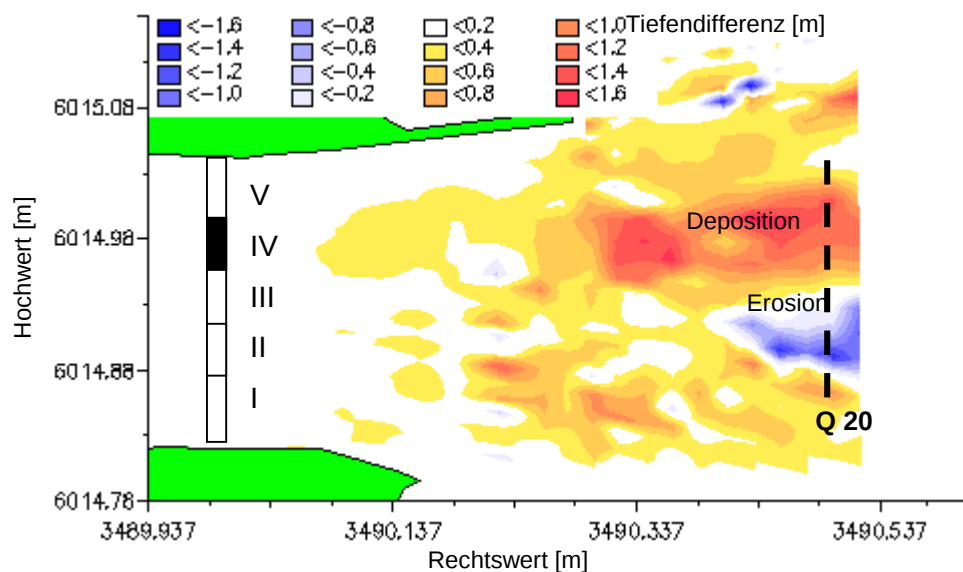


Abbildung 30: Einfluss der Asymmetrie: Gemessene Tiefendifferenz April – Juni 1999

Abbildung 31 zeigt die Differenz einer Echolotpeilung im Januar 1998 und im März 1998. Nach mehrmonatigem n-1 Betrieb, bei dem Tor II geschlossen war, wurden ab Januar wieder alle Tore geöffnet. Das direkt hinter dem geschlossenen Tor abgelagerte Sediment wird ebenso erodiert (blau in der Darstellung), wie ein in etwa dreihundert Metern Entfernung aufgeschütteter Bereich. In den Randbereichen hinter Tor I und V hat eine Sedimentation stattgefunden, die die vorher stattgefundene Erosion in diesen Bereichen ausgleicht.

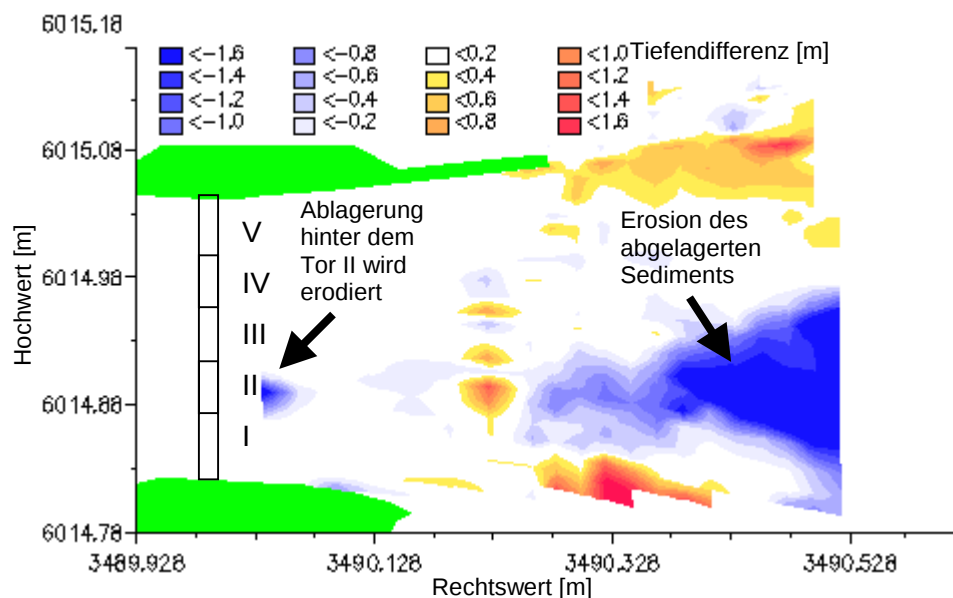


Abbildung 31: Ausgleichsverhalten nach asymmetrischer Sperrwerkssteuerung: Gemessene Tiefendifferenz Januar - März 1998

• Mittel- bis großskalige Entwicklung

Die Hauptrinne der Eider konnte bis zur Konstruktion des Sperrwerks frei auf einer Breite von etwa vier Kilometern durch das Katinger Watt mäandrieren. WIELAND (1999) zeigt die Verschiebung des Talwegs der Eiderinne seit 1784 von der nördlichen Seite des Katinger Watts nach Süden, bis nah an den Deich des Wesselburener Koogs bei Hundsknöll. In den Jahrzehnten vor dem Bau des Sperrwerks war die Rinne dort relativ stabil. Anfang der siebziger Jahre verlegte man die Rinne durch die Abdämmung der Eider und den Bau des Sperrwerks um 500 Meter nach Norden. Beidseitig des Sperrwerks mäandrierte die Rinne zunächst aber weiter. Die morphologische Entwicklung der Außeneider vor und nach dem Bau des Sperrwerks ist ausführlich in GÖNNERT (1995) beschrieben. Folgend ist die Entwicklung der Eider im Bereich zwischen Sperrwerk und Tönning herausgearbeitet.

Die großskalige Umlagerung der Rinne zwischen Sperrwerk und Tönning auf Höhe Schülperneuensiel vom nördlichen Katinger Watt auf die südliche Seite erfolgte in den Jahren nach Sperrwerksbau bis zum Anfang der neunziger Jahre. Diese Entwicklung betrifft besonders den Bereich zwischen der Biegung des Talwegs etwa 3.5 km binnenseitig des Sperrwerks (Querschnitt 76 auf Abbildung 33) und Tönning.

- Nach dem Bau des Sperrwerks bis Mitte der achtziger Jahre bewegte sich der Rinnenabschnitt nordwestlich Schülperneuensiel jährlich um mehrere hundert Meter in Richtung Süden ("A", rot markiert in Abbildung 32), während sich der in nord-südlicher Richtung verlaufende Abschnitt ("B", grün markiert in Abbildung 32) kaum verändert. Abbildung 38 zeigt diese Entwicklung anhand des Profils Querschnitt 136. Im gleichen Zeitraum sind am Querschnitt 95 nur geringe Entwicklungen zu beobachten (siehe Abbildung 35).
- Direkt nach dem Bau des Sperrwerks setzt die Ausbildung eines zunächst flachen Flutastes ("C", schwarz markiert in Abbildung 32) südöstlich der Hauptrinne ein. Dieser schließt etwa 1974 an die Hauptrinne an.
- Mitte der achtziger Jahre wird die Verlagerung des Abschnitts "A" nach Süden von den befestigten Lahnungsfeldern vor Schülperneuensiel aufgehalten. Dies ist im Bereich der Querschnitte 111, 126 und 136 nach 1983 anhand der nur noch geringen Entwicklung festzustellen (siehe Abbildung 36ff). Unter zeitweisem Aufspalten der Stromrinne verlagert sich um 1985 die Hauptrinne (und auch die betonnte Fahr Rinne) in den südlichen Priel. Der Abschnitt "B" versandet in den folgenden Jahren. Abbildung 35 zeigt die Bewegung der Rinne ab 1988 am Querschnitt 95.
- Die großskalige Umlagerung der Rinne scheint gegen Anfang der neunziger Jahre abgeschlossen zu sein. Die Entwicklung der Querprofile auf Abbildung 34ff beschränkt sich auf geringe

Verschiebungen der Rinnen. Es zeigt sich aber die Tendenz der Ausbildung steilerer Rinnenböschungen und teilweise die Vertiefung der Rinnen.

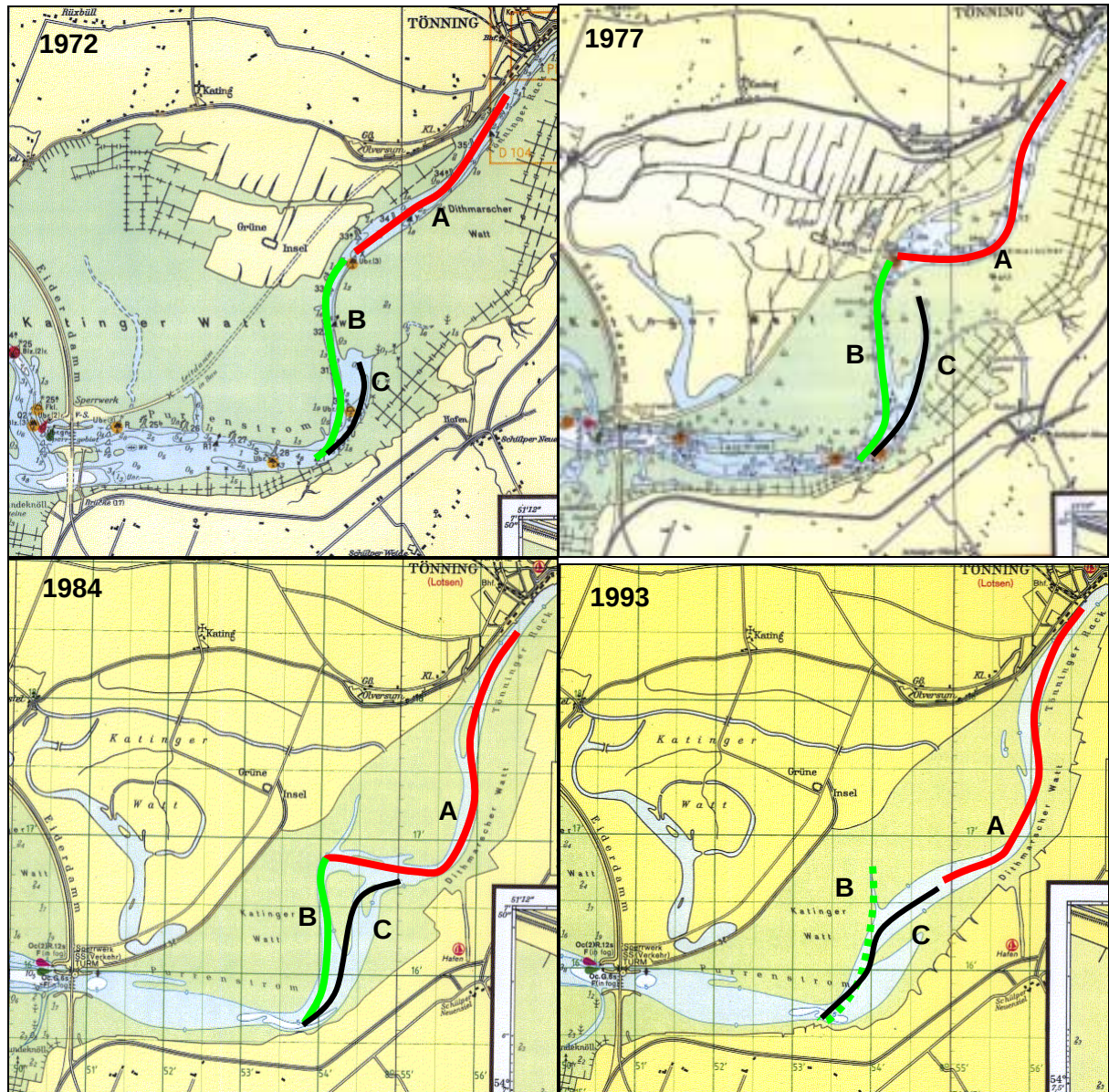


Abbildung 32: Entwicklung der Tideeider zwischen Sperrwerk und Tönning. Dargestellt sind Ausschnitte der Seekarte 105 der Jahre 1972, 1977, 1984 und 1993.

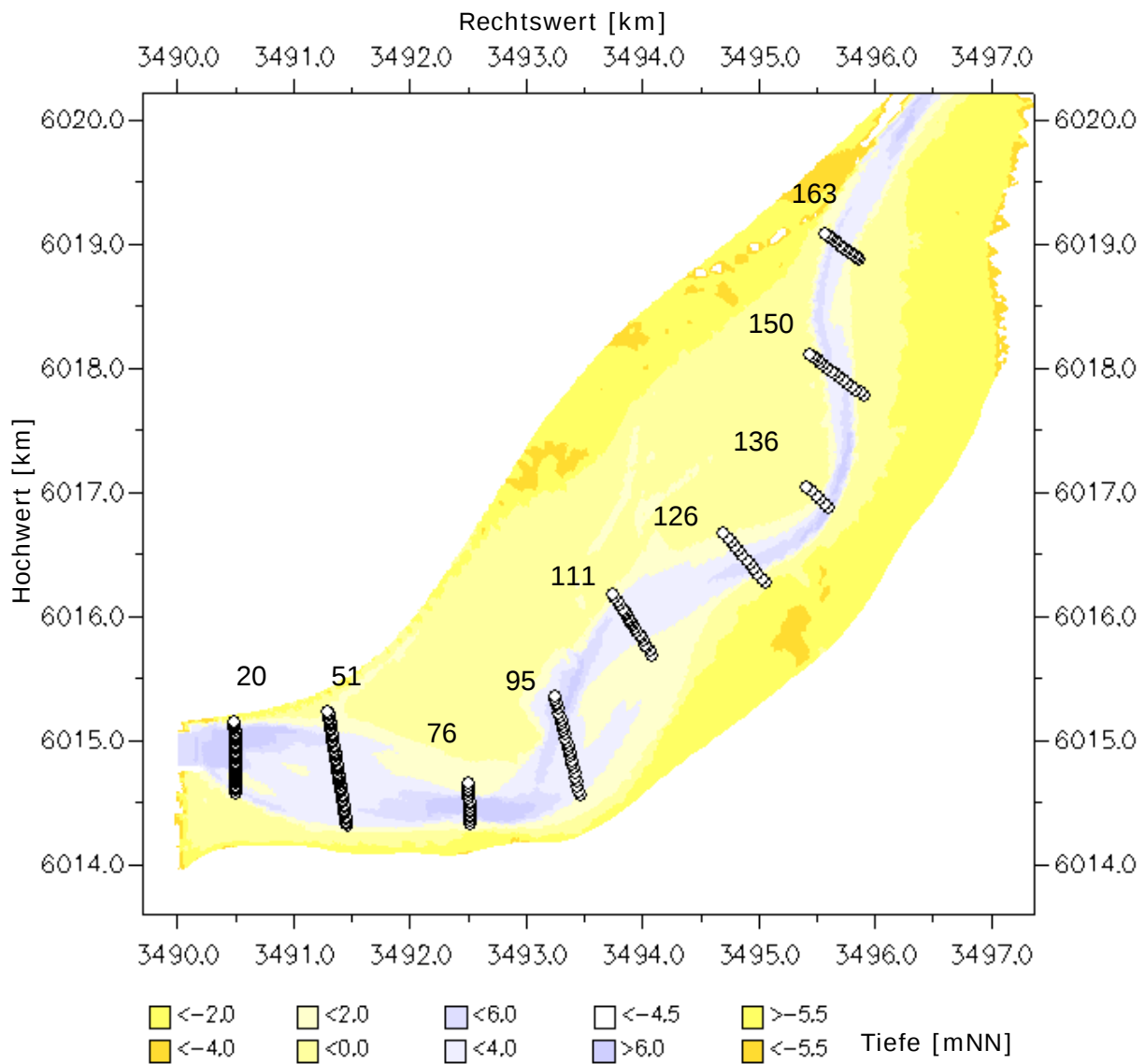


Abbildung 33: Positionen der Kontrollquerschnitte

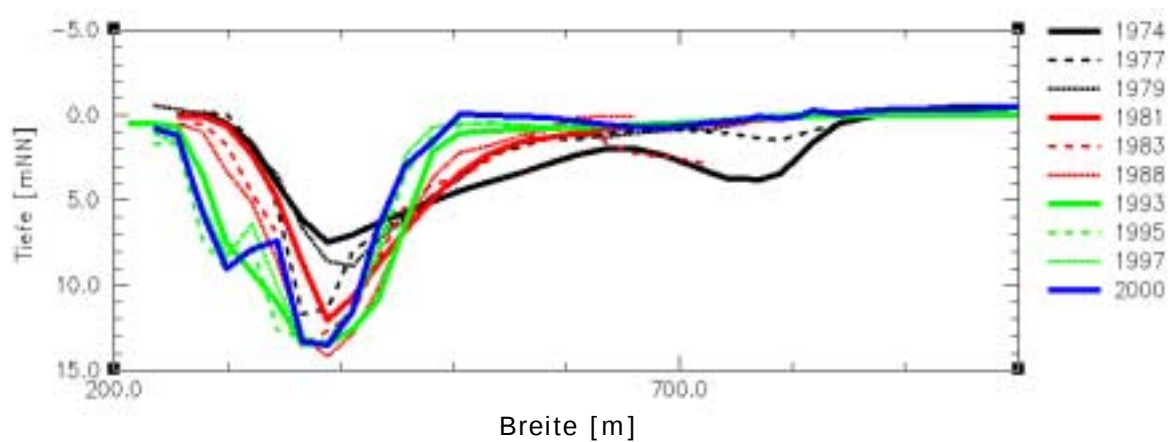


Abbildung 34: Morphologische Entwicklung am Querschnitt 76 (siehe Abbildung 33)

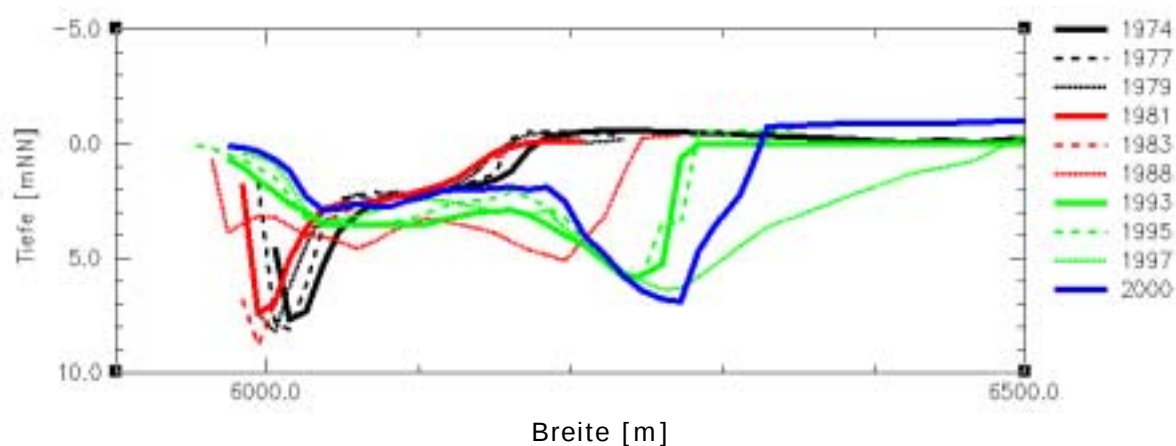


Abbildung 35: Morphologische Entwicklung am Querschnitt 95 (siehe Abbildung 33)

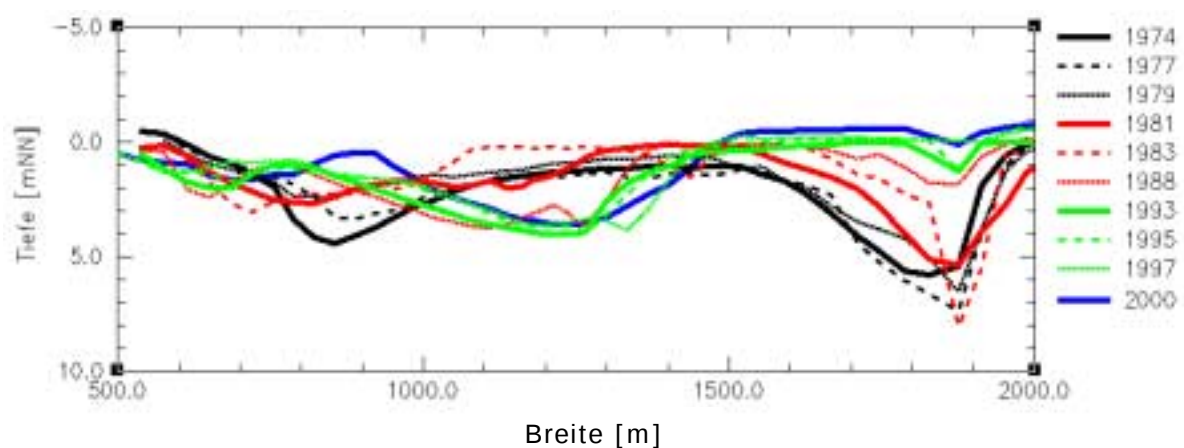


Abbildung 36: Morphologische Entwicklung am Querschnitt 111 (siehe Abbildung 33)

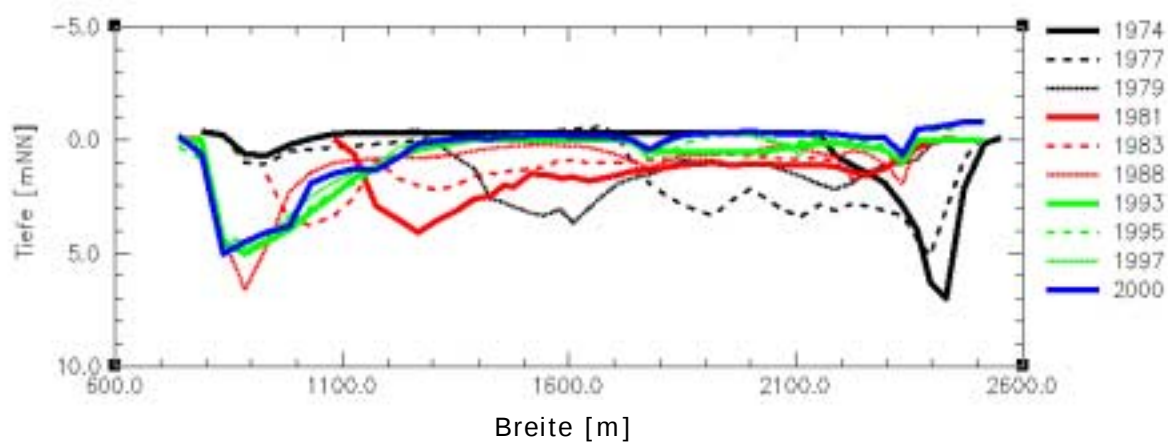


Abbildung 37: Morphologische Entwicklung am Querschnitt 126 (siehe Abbildung 33)

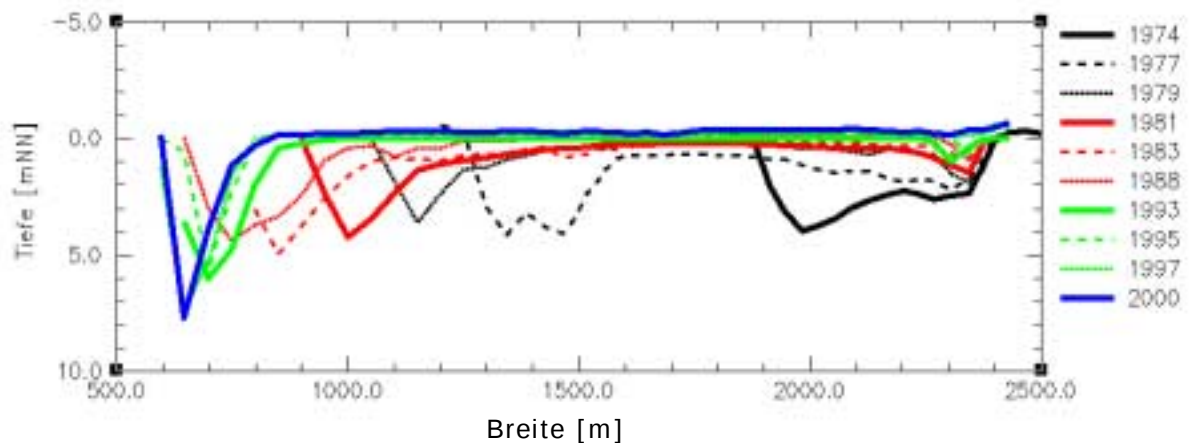


Abbildung 38: Morphologische Entwicklung am Querschnitt 136 (siehe Abbildung 33)

Die großskalige Entwicklung des Wasserraumes unterhalb des Bezugsniveaus NN-1.64m wird bei WIELAND (1999) kurz zusammengefaßt: In den zwanzig Jahren vor dem Bau des Sperrwerks bis 1968 entwickelte sich der Wasserraum (Rinnenvolumen) der Tideeider um ca. 7 Mm³ unterhalb des Bezugsniveaus von von NN-1.64m (entspricht dem MTnw in Nordfeld). Somit waren etwa 0.35Mm³ Sand pro Jahr in der Tideeider sedimentiert. Während der Bauzeit erhöhte sich das Volumen durch die erhöhte Mobilisierung von Material beim Verbau der Rinne wieder um einige Mm³. Nach Abschluß der Baumaßnahmen 1973 verringerte sich das Volumen bis 1979 wiederum um etwa 3.6Mm³.

Der im Dezember 1979 eingeführte Flutdrosselbetrieb, durch den das im Flutstrom binnenwärts transportierte Sediment reduziert wurde, scheint zunächst die weitere Versandung der Tideeider aufgehalten zu haben (WIELAND 1999). Bis zur Aufnahme des Sperrbetriebs im Rahmen von Kolksicherheitsmaßnahmen 1993 veränderte sich der Wasserraum nur geringfügig. Von 1993 bis 1996 verringerte sich das Volumen erneut um jährlich etwa 0.7 Mm³.

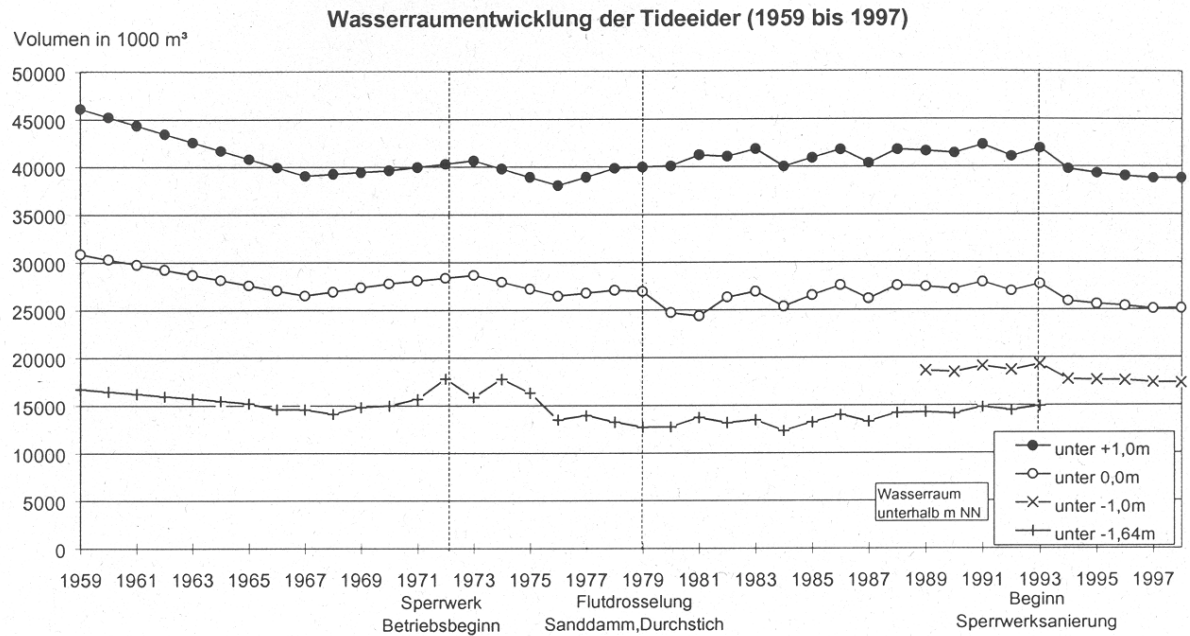


Abbildung 39: Wasserraumentwicklung in der Tideeider, aus JENSEN(2001)

3 Morphodynamische Modellansätze

Die Berechnung morphodynamischer Prozesse mit einem numerischen Modell verfolgt mehrere Ziele. Ein hinreichend validiertes Modell, das die natürliche Entwicklung im erforderlichen Rahmen wiedergibt, ermöglicht neben dem vertieften Verständnis ablaufender Prozesse die Berechnung verschiedener Szenarien und damit die Möglichkeit der Prognose zukünftiger Entwicklung. Die Modellierung morphologischer Entwicklung wird - je nach Aufgabenstellung und Anspruch mit Modelltypen unterschiedlichen Ansatzes durchgeführt. Gedankenmodelle oder empirische Gleichgewichtsbeziehungen stellen Modellansätze für die Abschätzung von Volumenänderungen dar. Diese Systemansätze werden auch als "top-down" Ansätze bezeichnet. Dynamische Modelle dagegen berechnen prozessorientiert ("bottom-up") das Systemverhalten.

3.1 Modelltypen

3.1.1 Empirische Modelle

Empirische Modelle basieren auf Beziehungsgleichungen, die das natürliche Gleichgewicht eines Systems beschreiben. Unter der Annahme, dass ein gestörtes morphologisches System sich wieder in seinen Gleichgewichtszustand entwickelt, können Folgen von Eingriffen abgeschätzt werden.

Empirische Modelle unterscheiden sich in der zugrundeliegenden Gleichung und den in Beziehung gesetzten Parametern, zum Beispiel Zusammenhänge zwischen physikalischen Parametern (etwa Tidehub) und der Geometrie eines Ästuars (etwa Tideprisma).

Untersuchungen zur Abhängigkeit von Durchflussquerschnitt und Tidevolumen veröffentlichte bereits O'BRIEN (1931). An zahlreichen sandigen Ästuaren Nordamerikas wurden Tidevolumen V_{Tide} und Durchflussquerschnitt bei Tideniedrigwasser A_{Tnw} am seeseitigen Ende des Wasserkörpers in Beziehung gesetzt. O'BRIEN (1969) findet eine lineares Verhältnis zwischen minimalem Durchflussquerschnitt und Tidevolumen.

$$A_{\text{Tnw}} = a \cdot V_{\text{Tide}} \cdot 10^{-4} \quad (3-1)$$

Für Ästuaren mit einem Tidevolumen von $V_{\text{Tide}} > 5 \text{ Mm}^3$ und mit Durchflussquerschnitten von $A_{\text{Tnw}} > 500 \text{ m}^2$ schwankt der Koeffizient a zwischen 0.5 und 0.7 (O'Brien Kriterium). GIESE (1971) hat diese

Auswertungen für Verhältnisse der deutschen Tideästuarien Eider, Elbe, Weser, Jade und Ems ergänzt. Demnach reihen sich auch die deutschen Ästuarien in die gefundenen Abhängigkeiten ein, die Koeffizienten bewegen sich zwischen $0.5 < a < 0.6$. SCHWARZE (1998) weist die Anwendbarkeit des O'Brien Kriteriums auf die Tideeider nach Sperrwerksbau nach.

Das Tidevolumen der Eider vor Sperrwerksbau wird in dieser Untersuchung mit 38 Mm^3 und die minimale Durchflussfläche bei Hundeknöll mit 1960 m^2 angegeben. Für die Zeit vor Sperrwerksbau ergibt sich für die Eider demzufolge ein Wert $a=0.51$.

Durch den Sperrwerksbau verringerte sich der Durchflussquerschnitt A_{Tnw} für $T_{\text{nw}}=-1.5 \text{ m NN}$ auf $5 \cdot 40 \cdot (4.60 - 1.5) = 620 \text{ m}^2$. Die nach O'Brien erwartete Reduktion des Tidevolumens auf etwa 12 Mm^3 unterschätzt in diesem Fall den tatsächlichen Wert von etwa 30 Mm^3 .

Andere empirische Gleichgewichtsbeziehungen setzen den Durchflussquerschnitt mit dem Durchfluss oder mittlere Geschwindigkeiten mit dem hydraulischen Radius (GERRITSEN & DE JONG, 1990) in Beziehung. Obwohl empirische Modelle meist nur die Gleichgewichtssituation eines Systems beschreiben, aber keine Aussagen über die Entwicklungsgeschwindigkeit- oder den Ablauf der Entwicklung treffen, sind sie ein nützliches Hilfsmittel zur schnellen Abschätzung erwarteter morphologischer Entwicklung.

3.1.2 Dynamische Modelle

Dynamische, prozessbasierte Modelle bilden die physikalischen Prozesse des morphodynamischen Systems durch Zustandsgleichungen ab, die numerisch auf einem diskreten Gitter gelöst werden. Durch die Trennung der Prozesse nach Skalen lassen sich Vereinfachungen definieren, die eine Entkopplung der Prozesse im Modell erlauben. Die Trennung zwischen hydrodynamischer und morphodynamischer Skala ermöglicht etwa die Annahme einer unveränderten Bathymetrie während der Berechnung der Hydrodynamik und des Sedimenttransports (WANG ET AL. 1995).

3.2 Modellklassen

Grundsätzlich lassen sich prozessorientierte morphodynamische Modelle in drei Gruppen klassifizieren: Küstenlinienmodelle, Küstenquerprofilmodelle und Flächenmodelle (Abbildung 40). Die ersten beiden Klassen beinhalten Ansätze für offene Küstensysteme, bei denen jeweils der Küstenquertransport bzw. Küstenlängstransport vernachlässigt wird. Für die Modellierung morphodynamischer Aktivität in Ästuarien kommen diese Ansätze zwar nicht in Frage, sie seien der Vollständigkeit der Klassifizierung halber hier dennoch aufgeführt.

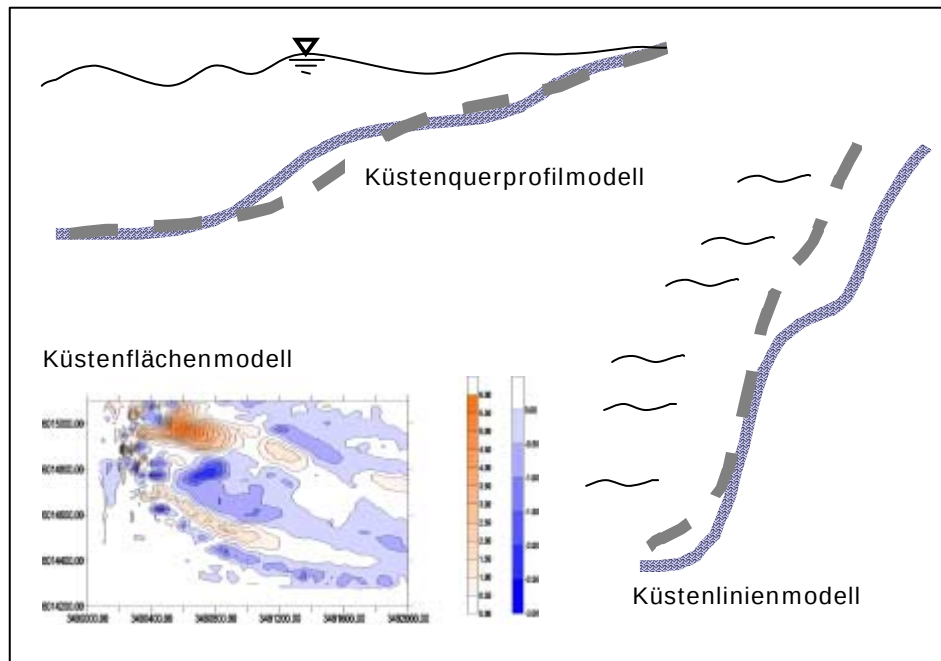


Abbildung 40: Morphodynamische Modellklassen. Schematisch sind für Küstenquerprofil- und Küstenlinienmodell die initiale und veränderte Topographie gezeigt. Küstenflächenmodelle zeigen flächenhafte Bodenänderungen.

3.2.1 Küstenlinienmodelle

Eindimensionale Küstenlinienmodelle beschreiben die langfristige horizontale Verlagerung einer strandparallelen Höhenlinie (z.B. Küstenlinie) unter dem Einfluss von Wellen und Strömung als Resultat des Sedimenttransports längs der Küste. Die Anwendung dieser Modellklasse setzt die Annahme voraus, dass die Verlagerung in See- oder Landrichtung ohne Formänderung des küstennormalen Profils stattfindet, also die Annahme einer vereinfachten küstenparallelen Verlagerung der Höhenlinien im Modell. Eine detaillierte Beschreibung analytischer und numerischer Ansätze für Küstenlinienmodelle findet sich in HANSON ET AL. (1999). Eine Erweiterung dieses Ansatzes auf Mehrlinienmodelle beschreiben beispielsweise SCHEFFNER & ROSATI (1987) und DE VRIEND (1998).

3.2.2 Küstenquerprofilmodelle

Eindimensionale Küstenquerprofilmodelle berechnen die kurzfristigen vertikalen Formänderungen küstennormaler Strandprofile als Ergebnis des Küstenquertransports. Eine weitere Unterteilung in analytische und numerische Gleichgewichtsmodelle (raum- und zeitintegrierte Modelle), Quasi-Gleichgewichtsmodelle (Raumintegrierte Modelle) und Prozessauflösende Modelle (lokal auflösende Modelle) geben beispielsweise ROELVINK & BRØKER (1993) und HANSON ET AL. (1999). Eine

vergleichende Studie der Validierung von vier prozessbasierten Küstenprofilmodellen anhand physikalischer Modellversuche findet sich in BROEKER ET AL. (1992).

3.2.3 Küstenflächenmodelle

Dynamische Küstenflächenmodelle werden eingesetzt, wenn die morphodynamischen Eigenschaften der Anwendungsgebiete eine Vernachlässigung der zweidimensional-horizontalen Ebene nicht erlauben. Prozessbasierte gekoppelte Module für Hydrodynamik, Sedimenttransport und Bodenentwicklungsmodell berechnen die Zustandsgrößen auf einem zwei- oder dreidimensionalen Gitter. Eine Beschreibung dieser Einzelmodule findet sich in Kapitel 4. Beispiele für den Aufbau von Küstenflächenmodellen und deren Unterschiede finden sich in Kapitel 3.5.

3.3 Modellzeitskalen

Prozessbasierte Küstenflächenmodelle sind vielfältig einsetzbar. Sie lassen sich für kurzzeitige Ereignisse bis hin zu Langzeitvorgängen auch in komplex aufgebauten Gebieten anwenden. Abbildung 41 zeigt die zeitabhängige Klassifizierung morphodynamischer Modelle:

- Sedimentations-Erosionsmodelle (SEM): Die Programmsequenz der gekoppelten Module wird dabei einmalig durchlaufen. Ergebnis sind lokalisierte Zonen erosiver und akkumulativer Tendenz. Diese Art der Modellbildung kann bei bestimmten Fragestellungen ausreichend sein, die Berechnung initialer Sedimentations-Erosionsfelder erweist sich aber nicht immer als repräsentativ für die folgende morphologische Entwicklung (ROELVINK 2000). So bewegen sich Sedimentations-Erosionsfelder in Richtung des Transports, ein Verhalten, dass sich durch SEM nicht erfassen lässt (DE VRIEND 1993).
- Morphodynamische Modelle (MD): Die Programmsequenz wird wiederholt durchlaufen, die geänderte Bodentopographie wird jeweils für die nächste Berechnung der Hydro- und Sedimentdynamik verwendet.

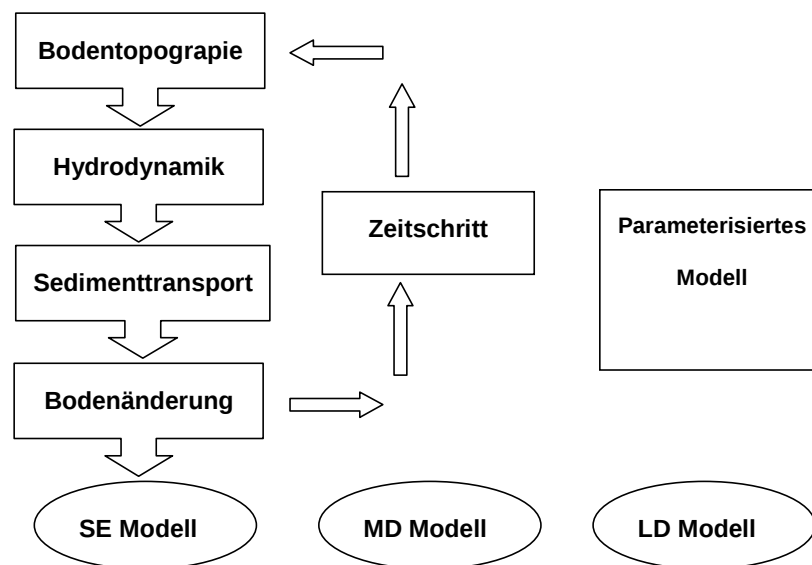


Abbildung 41: Morphodynamische Modelltypen (nach DE VRIEND 1993)

- Für die Simulation großskalig-langfristiger Prozesse ist die Extrapolation der auf hydrodynamischer Skala berechneten Sohlentwicklung nur bedingt einsetzbar. Das nichtlineare Systemverhalten der Natur ist langfristig, das heißt in Zeitbereichen mehrerer Jahrzehnte nur durch empirische Parametrisierung der Prozesse zu berechnen. Weiterführende Literatur für Ansätze langfristiger morphodynamischer Modellierung findet sich beispielsweise in DE VRIEND (1998).

3.4 Optimierung morphodynamischer Modellierung

Das natürliche morphodynamische System ist voll gekoppelt. Permanent beeinflussen sich Klima, Wellen, Strömung, Transportvorgänge und Bodenentwicklung gegenseitig. Diese Interaktion läuft in allen räumlichen und zeitlichen Skalen ab, die wiederum miteinander verknüpft sind. Eine naturgemäße Modellierung von morphodynamischen Prozessen würde also die Notwendigkeit einer kontinuierlichen Berechnung aller Zustandsgrößen unter ständiger Rückkopplung bedeuten.

Diese natürliche Dynamik kann von Modellen nicht aufgelöst werden und auch durch Naturmessungen lassen sich nicht alle Prozesse - schon gar nicht gleichzeitig - erfassen und auswerten. Je größer die Raum- und Zeitskala, desto mehr muß bei der Modellierung von Prozessen und der Auswertung von Daten gefiltert und reduziert werden.

Dabei reduzieren morphodynamische Modellansätze Information auf drei Ebenen (DE VRIEND ET AL. 1993):

- Bei der Filterung der Eingangsdaten z.B. durch die Definition repräsentativer Randbedingungen,
- beim Modellaufbau z.B. durch Beschränkung auf signifikante Prozesse,
- bei der Auswertung und Interpretation von Modellergebnissen.

3.4.1 Repräsentative Randbedingungen

Die oben beschriebene Trennung von Prozessen nach Skalen ermöglicht die Annahme, dass höherskalige Prozesse wie die morphologische Entwicklung eines Küstenabschnitts durch *repräsentative* kleinskalige Prozesse, wie der auf hydrodynamischer Zeitskala berechnete Sedimenttransport beschrieben werden können.

Ein verbreiteter und generell akzeptierter Ansatz⁴ zur Definition von Randbedingungen ist das Verfahren der morphologisch repräsentativen Tide nach LATTEUX (1987, 1995). Ebenfalls anerkannt ist die Definition des morphologischen Faktors nach LATTEUX (1992). Diese Ansätze, die die Tideform als morphodynamisch ausschlaggebenden Parameter voraussetzen, seien hier kurz vorgestellt.

- **Repräsentative Tide**

LATTEUX (1995) definiert: "Der kumulative Effekt des repräsentativen Tidezyklus' (Einzeltide oder geringe Anzahl von Tiden) sei nah genug am Effekt des ganzen Zyklus (Jahr, Saros-Periode)." So gilt eine Einzeltide, oder eine kleine Anzahl Tiden, als repräsentativ für einen bestimmten Zeitraum, wenn ausschließlich diese eingesteuert ähnliche Wirkung erzielen, wie eine Referenzrechnung aus einer Kombination verschiedener Tidezyklen. Die Bestimmung dieser repräsentativen Tiden wird wie folgt beschrieben:

Repräsentative Tide aus Strömungsmessungen:

Gemessene Strömungsgeschwindigkeiten an einzelnen Stationen unterschiedlicher Küstengebiete werden in Klassen nach dem bezogenen Tidehub eingeteilt. Für jede Tideklasse werden Einzeltransportraten berechnet. Ein *Referenztransport* wird dann als Kombination von nach ihrer Vorkommenshäufigkeit gewichteten Einzeltransportraten definiert.

⁴ Beispielsweise in BARTHEL & ZANKE (1998), CAYOCCA (2001), HIRSCHHÄUSER & ZANKE (1999), RANASINGHE ET AL.(1999).

Als repräsentative Tide gilt die Einzeltide, deren Einzeltransportrate dem Referenztransport am ähnlichsten ist. Die so bestimmten repräsentativen Einzeltiden sind, abhängig von der verwendeten Transportformel und vom Sohlmaterial, um 7-20% größer als die mittlere Tide (LATTEUX 1995).

Repräsentative Tide aus berechneter Morphodynamik:

Ein Tidezyklus beliebiger Länge (1 Jahr, 18.6 Jahre) wird in Klassen bestimmten Tidehubs diskretisiert. Für jede Tideklasse wird mit einem SE Modell eine resultierende Einzelbodenänderung berechnet. Eine *Referenzbodenänderung* wird definiert als die Summe der nach Vorkommenshäufigkeit gewichteten Einzelbodenänderungen.

Als *repräsentativer* oder *morphodynamischer* Tidezyklus gilt die Einzel-, Doppel-, oder Mehrfachtide, deren resultierende Morphologieänderung nach der gleichen Anwendungsdauer der der Referenzentwicklung gleicht. Als repräsentativ wurden Tiden zwischen mittlerer Tide und Springtide gefunden, deren Geschwindigkeitsmaxima um 12% über dem mittleren Geschwindigkeitsmaximum liegen. STEIJN (1992) nennt für das gleiche Verfahren für drei Testgebiete unterschiedlicher Charakteristik Werte um 10%.

Nach LATTEUX (1995) verringert sich der morphologische Fehler (Definiert als Quotient von mittlerer quadratischer Differenz (zwischen Referenz-- und Einzeltidemorphodynamik) und Referenzmorphodynamik bei der Verwendung von Doppeltiden von 6% auf 1.5%. Eine Verwendung von mehr als 2 Tiden verbessert das Ergebnis nur unwesentlich.

Repräsentative Tide aus gemitteltem Transport:

ROELVINK (2000) schlägt ein pragmatisches, leicht modifiziertes Verfahren vor: Für einem Monat mit mittlerem Nipp-Springtideverhältnis wird der gemittelte Transport T_{ma} über 59 Tidezyklen berechnet. Für jede Doppeltide des Monats wird ebenfalls der gemittelte Transport T_{mi} berechnet. Die Doppeltide, bei der T_{mi} gleich T_{ma} ist, gilt nach Harmonisieren und dem Entfernen der täglichen Ungleichheit als repräsentativ.

- **Morphologischer Faktor**

Ein Zeitfaktor wird definiert, der nach Multiplikation mit der berechneten Morphologieänderung einer Einzeltide, diese der Referenzmorphologieänderung annähert (tide-stretching). LATTEUX (1995) zeigt anhand Nipp-, Spring-, und mittlerer Tide die Änderung des morphologischen Faktors. Beispielsweise ist für die Berechnung der Referenzmorphologieänderung eines Jahres eine Steuerung durch eine Nipptide über 12 Jahre notwendig. Der morphologische Faktor beträgt also 12 Jahre. Bei der

Verwendung von Springtiden reduziert sich der Faktor auf 5 Monate. Die Anwendung dieses Konzeptes zeigen beispielsweise HIRSCHHÄUSER & ZANKE (1999).

3.4.2 Modellaufbau

Das Ziel der Optimierung morphodynamischer Modellierung auf Modellebene ist die Reduktion von Rechenzeit durch Parametrisierung und angepasster Modulsteuerung. Die unterschiedlichen Zeitskalen hydrodynamischer Prozesse und morphodynamischer Entwicklung macht eine Entkopplung der physikalischen Prozesse möglich. So wird unter der Vernachlässigung des Einflusses der Bodenänderung auf Strömung- und Sedimenttransport eine quasi-stationäre Berechnung möglich (DE VRIES, 1959; LATTEUX 1987). Diese Modell- oder Prozessfilterung basiert auf der Annahme, dass die morphologische Zeitskala (Zeitraum signifikanter Bodenänderung) viel größer ist, als die hydro- und sedimentdynamische Zeitskala. Die Gewässersohle wird während der Berechnung der Hydrodynamik (Strömung und Wellen) als unbeweglich angenommen. Weiterhin wird der Einfluss des suspendierten Sediments auf die Hydrodynamik vernachlässigt. Abbildung 42 zeigt die Struktur des gekoppelten Modells.

- Die im Strömungsmodul für einen Zeitraum berechneten Zustandsgrößen Wasserstand und lokaler Durchfluss werden an das Sedimenttransportmodul übergeben.
- Das Sedimenttransportmodul berechnet zunächst die lokalen Stömungsgeschwindigkeiten. Lokale Sedimenttransportfelder werden vom Transportmodell für einen Zeitraum berechnet und gemittelte Transportraten an das Bodenevolutionsmodell weitergegeben.
- Aus den gemittelten Transportraten wird vom Bodenevolutionsmodell die Änderung der Bodentopographie berechnet. Dies erfolgt unter Verwendung eines Algorithmus zur Definition des optimalen Zeitschrittes.
- Auf der aktualisierten Bathymetrie werden die Sedimenttransporte (Kontinuitätskorrektur) neu berechnet. Nach einer bestimmten Anzahl von Kontinuitätsschritten erfolgt die Neuberechnung der Hydrodynamik (Kontinuitätsupdate).

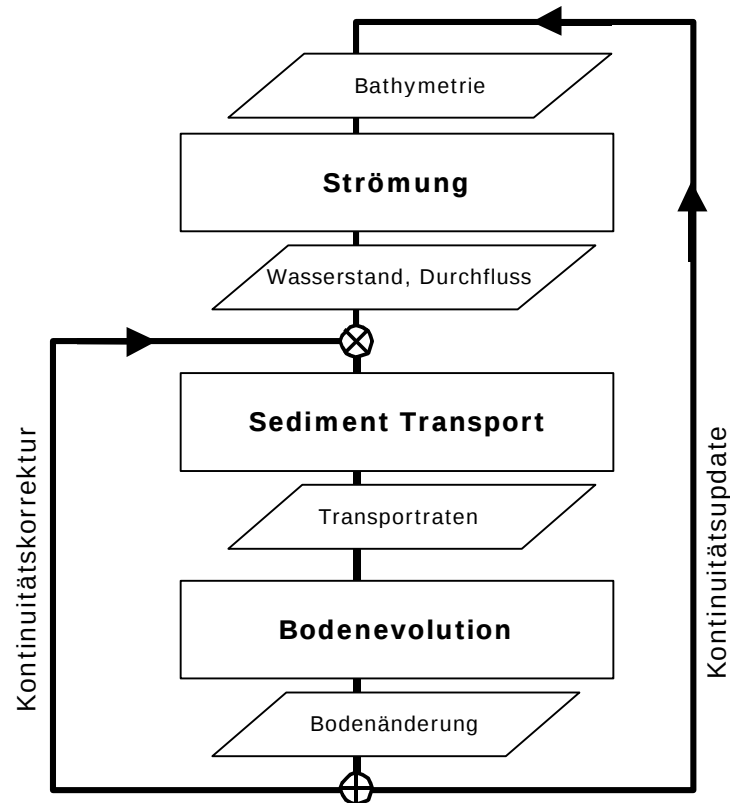


Abbildung 42: Programmablauf der gekoppelten Module Strömung, Sedimenttransport und Bodenevolution

- **Kontinuitätskorrektur**

Das Konzept der Kontinuitätskorrektur vermeidet eine rechenintensive Neuberechnung der Hydrodynamik nach jeder Ausführung des Bodenevolutionsmodells. Der Sedimenttransport S ist eine Funktion der Geschwindigkeit u .

$$\vec{S} = f(\vec{u}) \quad (3-2)$$

Bei einer Änderung der Bathymetrie, ändert sich das Geschwindigkeitsfeld und muß neu berechnet werden. Hier wird angenommen, dass der Durchfluss $\vec{q} = \vec{u}h$ sich bei *kleinen* Änderungen der Bathymetrie nicht ändert:

$$\vec{q} \neq f(t_{mor}) \quad (3-3)$$

Da $\vec{u} = \vec{q}/h$, ist die Anpassung des Transportfeldes nur eine Frage der Anpassung der Geschwindigkeit, die sich aus dem bekannten Durchfluss und der neuen Wassertiefe ergibt.

- **Kontinuitätsupdate**

Nach größerer Änderung des Bodenniveaus muß die Hydrodynamik neu berechnet werden (Kontinuitätsupdate). Diese Berechnung kann nach verschiedenen Kriterien erfolgen:

- Nach einer bestimmten Anzahl von Kontinuitätskorrekturen,
- nach einem physikalischen Parameter, etwa erfolgte Bodenänderung größer als Grenzwert,
- nach einer bestimmten Zeit.

3.5 Modellsysteme

In der Literatur finden sich zahlreiche Beispiele für Anwendungen morphodynamischer Modelle in verschiedenen Küstenregionen. Die zuvor beschriebene Kopplung prozessauflösender Module zu Küstenflächenmodellen wird von verschiedenen Institutionen durchgeführt. Die Modellsysteme unterscheiden sich hauptsächlich in der Auswahl der eingesetzten Module und Lösungsalgorithmen. Eine Auswahl der in der Literatur genannten morphodynamischen Modellsysteme zeigt Tabelle 2. Für den direkten Vergleich zwischen Rechenmodulen wird auf die jeweilig angegebene Literaturstelle verwiesen. Einen Leistungsvergleich anhand idealisierter Testgebiete von fünf Küstenflächenmodellen beschreiben NICHOLSON ET AL. (1997).

Die oben erwähnten vergleichenden Studien verwenden Testfälle oder hypothetische Gebiete mit eindeutigen Strukturen für den Vergleich der Güte verschiedener Modelle. In der Literatur finden sich eine Vielzahl von Anwendungen der oben vorgestellten Modellsysteme für Küstengebiete. Auf eine umfassende, von HR WALLINGFORD (2000) veröffentlichte Zusammenstellung von top-down, bottom-up und hybriden morphodynamischen Modellsystemen zur Berechnung ästuariner Morphodynamik sei hier der Vollständigkeit halber hingewiesen.

Der Stand der Technik im Einsatz und in der Validierung morphodynamischer Küstenflächenmodellsysteme auf natürliche Systeme wird anhand ausgewählter Beispiele kurz skizziert.

Tabelle 2: Zusammenstellung von Modellsystemen zur Berechnung von Morphodynamik, alle Modelle lösen die Massenkontinuitätsgleichung zur Berechnung der Bodenevolution

Institution	Modeling System	Wave Module		Current Module		Sediment Transport Module	Comments
			Governing equations		Numerical Scheme		
Danish Hydraulic Institute Denmark	MIKE21 CAMS	MIKE 21 PMS, Johnson et al. (1994)	MIKE21 PMS: Parabolic approximation to mild slope equation	MIKE 21 (Abbott et. al. 1981)	Finite Difference	Steady state diffusion-advection equation (Deigaard et al. 1986)	2DH scheme, intra-wave period suspended sediment transport
Delft Hydraulics The Netherlands	Delft2d-MOR (Huisen and Verboom, 1994))	HISWA, Holthuisen et. al. (1989) SWAN, Booij et al. (1999)	Wave action density balance equations	FLOW (Stelling and Leendertse, 1992)	Finite Difference	Algebraic Bed Load, Quasi 3D steady state advection diffusion equation for suspended load	2DH scheme
	Delft3d-MOR (Lesser et. al. 2001)			Delft3d-FLOW	Finite Difference		
HR Wallingford United Kingdom	PJSCES	FDWAVE, Southgate and Goldberg (1989)	Mild slope equation		Finite difference	Dynamic Load (Chesher and Miles 1992)	2DH scheme
Service Technique Central des Ports Maritimes et des Voies Navigables France	STC		Time dependent mild slope equation (Berghoff, 1976)		Finite Elements	Algebraic Bed Load, Quasi 3D steady state advection diffusion equation for suspended load	2DH scheme, reflected waves
Civil Engineering Department University of Liverpool United Kingdom			Modified kinematic and energy conservation equations			Potential Load Formula (O'Connor and Nicholson, 1995)	2DH scheme
Laboratoire National d'Hydraulique & Environment France	SISYPHE	ARTEMIS (De Girolamo et. Al., 1988)	Elliptic Mild slope equations	TELEMAC 2D	Finite Element	SISYPHE, algebraic total load approach	
Universität Darmstadt Germany	TJMOR Zanke (1995)	SWAN			Finite Element	algebraic Bed load and suspended load formulation, multi-fractional	
Universität Hannover Germany	Freeflow (Zielke 2000)	none		Freeflow (Plüss, 1994)	Finite Elemente	Algebraic Total Load	
Institut français de recherche pour l'exploitation de la mer France	Cayocca (2001)	HISWA	Wave action density balance equations	2DH (Salomon und Breton, 1993)	Finite Difference	Algebraic Total Load (Bijker 1971)	

3.5.1 Delft2D MOR

Das auch im Rahmen dieser Untersuchung verwendete Modellsystem Delft2D MOR wird in Kapitel 4 ausführlich vorgestellt. ROELVINK (2000) zeigt die Anwendung des Modellsystems für sechs Gebiete an der offenen niederländischen Küste.

Die vom Modell abgedeckten Bereiche erstrecken sich jeweils über weit größere Gebiete (mehrere hundert Kilometer) als das eigentliche Untersuchungsgebiet (einige Dekakilometer). Die Simulationsdauer der Gebiete bewegt sich zwischen einem und sieben Jahren. Die Sedimenteigenschaften werden als über das gesamte Gebiet konstant angenommen ($D_{50} = 0.2 \text{ mm}$). Die repräsentative Randbedingung ist eine Doppeltide, deren gemittelter Transport dem mittleren Transport über einen Spring-Nipptidezyklus gleicht.

Die Kalibrierung und Validierung der morphodynamischen Ergebnisse sind jeweils für den Ausschnitt des Untersuchungsgebietes anhand von Differenzfeldern für berechnete und gemessene Morphologiedifferenzen gezeigt.

Weitere Anwendungen des Modellsystems Delft2D MOR finden sich beispielsweise in WANG ET AL. (1995), ROELVINK ET AL. (1994a), ROELVINK ET AL. (1994b).

3.5.2 Delft RAM

ROELVINK (2001) zeigt die Anwendung des Modells Delft-RAM für eine langfristige (20 Jahre) Simulation der Morphodynamik an der Oosterschelde im Südwesten der Niederlande. Das Modell erfasst einen etwa 30*30 Kilometer großen Bereich an offenen Küste. Als langfristig repräsentative Randbedingung wurde hier eine Einzeltide angesehen, die den gleichen tidegemittelten Transport erzeugt, wie ein Spring-Nipptidezyklus.

Die Kalibrierung des Strömungsmodells durch Anpassung der Bodenrauigkeit wurde an fünf Pegelstationen für Wasserstände und Durchflussmessungen durchgeführt. Die Validierung der morphodynamischen Berechnungen zeigen teilweise Übereinstimmungen zwischen gemessener und berechneter Morphologieänderung. Die Ergebnisse werden anhand zweier Querschnitte und bathymetrischen Karten gegenübergestellt.

3.5.3 TIMOR

BARTHEL & ZANKE (1998) veröffentlichen die Anwendung des morphodynamischen Modellsystems TIMOR3 auf einen etwa 25 Kilometer langen Abschnitt der Elbe bei Glückstadt. Die simulierten Zeiträume umfassen 12 und 22 Jahre. Eine Validierung des Strömungsmodells wird anhand zwei Wasserstandspegeln und einer punktuellen Strömungsmessung beschrieben. Eine Validierung des

Sedimenttransportmodells und morphodynamischer Ergebnisse wird nicht veröffentlicht. Weitere Anwendungen dieses Modellsystems zeigen HIRSCHHÄUSER & ZANKE (2001) im Hörnum-Tief südlich Sylts und WITTING ET AL. (2001) für die Nordzufahrt Stralsund.

3.5.4 Cayocca

CAYOCCA (2001) beschreibt den Aufbau und die Anwendung eines 2DH morphodynamischen Flächenmodells auf das Arcachon-Becken in Frankreich. Das rechtwinklige Gitter mit Kantenlängen von 250 Metern deckt ein 160 km² großes Modellgebiet ab. Die Kopplung des Wellen, Strömungs, Sedimenttransport- und Bodenevolutionsmoduls und ausführliche Untersuchungen zu Modell- und Datenreduktion werden vorgestellt. Die Kalibrierung und Validierung der einzelnen Module wird nicht gezeigt. Die Ergebnisse zeigen Parameterstudien, beispielsweise den Einfluss des Wellenmodells auf den mittleren Sedimenttransport, für mehrjährige Simulationszeiträume. Ergebnisse des gekoppelten morphodynamischen Modells auf einer hypothetischen gleichförmigen Bathymetrie zeigen offenbar die Ausbildung charakteristischer Bodenformen an einigen Stellen des Modellgebietes.

3.5.5 TRIM 2D

Eine Erweiterung des hydrodynamischen Modells TRIM-2D (CASULLI, 1990) für eine morphodynamische Berechnung der Elbemündung veröffentlicht MALCHEREK (1999). Das Finite-Differenzenmodell ist voll gekoppelt, die Strömungsgleichungen, Sedimenttransport und Bodenevolutionsgleichung werden in jedem Rechenschritt gelöst. Hier wird die algebraische Transportgleichung nach VAN RIJN verwendet. Gezeigt werden Ergebnisse einer fünfmonatigen Simulationszeit. Bereiche positiver und negativer Sedimentbilanz werden qualitativ mit einer fünfjährigen gemessenen Änderung der Bathymetrie verglichen.

4 Modellsystem

Das Modellsystem Delft2d-MOR wurde von Delft Hydraulics, Niederlande entwickelt und gehört zu den wenigen kommerziellen Modellsystemen, die eine Anwendung auf morphodynamische Fragestellungen erlauben (HULSEN & VERBOOM, 1994). Eine detaillierte Beschreibung des Modellsystems geben ROELVINK & VAN BANNING (1994) und ROELVINK ET AL. (1994). Es besteht aus gekoppelten Rechenmodulen, die Wellen-, Strömungs-, Sedimenttransport- und Bodenevolutionsprozesse numerisch berechnen. Auf die Steuerung und den Ablauf morphodynamischer Modellrechnungen wird in Kapitel 7 eingegangen.

4.1 Strömungsmodell

Die hydrodynamische Grundlage für die Berechnung der Sedimenttransportraten und der resultierenden Bodenänderung ist die Berechnung der Zustandsgrößen Wasserstand und Strömungsgeschwindigkeit durch das Strömungsmodell. Innerhalb des morphodynamischen Modellsystems Delft2d-MOR wird die zweidimensional tiefengemittelte (2DH) Version des Strömungsmodells eingesetzt. Das Modell löst die instationären Flachwassergleichungen in zwei (tiefengemittelt) oder drei Dimensionen (STELLING & LEENDERTSE, 1992).

Kontinuitätsgleichung :

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}} \sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial [(d + \zeta) U \sqrt{G_{\eta\eta}}]}{\partial \xi} + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}} \sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial [(d + \zeta) U \sqrt{G_{\xi\xi}}]}{\partial \eta} = Q \quad (4-1)$$

Die tiefengemittelten Impulserhaltungsgleichungen lauten in ξ Richtung:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial U}{\partial t} + \frac{U}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial U}{\partial \xi} + \frac{V}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial U}{\partial \eta} + \frac{UV}{\sqrt{G_{\xi\xi}} \sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\xi\xi}}}{\partial \eta} - \frac{V^2}{\sqrt{G_{\xi\xi}} \sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\eta\eta}}}{\partial \xi} - fV \\ & = -\frac{1}{\rho_0 \sqrt{G_{\xi\xi}}} P_{\xi} - \frac{gU \sqrt{U^2 + V^2}}{C_{2D}^2 (d + \zeta)} + F_{\xi} + F_{s\xi} + M_{\xi} \end{aligned} \quad (4-2)$$

Und die Impulsgleichung in η Richtung:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial V}{\partial t} + \frac{U}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial V}{\partial \xi} + \frac{V}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial V}{\partial \eta} + \frac{UV}{\sqrt{G_{\xi\xi}} \sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\eta\eta}}}{\partial \xi} - \frac{U^2}{\sqrt{G_{\xi\xi}} \sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\xi\xi}}}{\partial \eta} + fU \\ & = -\frac{1}{\rho_0 \sqrt{G_{\eta\eta}}} P_\eta - \frac{gV \sqrt{U^2 + V^2}}{C_{2D}^2 (d + \zeta)} + F_\eta + F_{s\eta} + M_\eta \end{aligned} \quad (4-3)$$

mit :

t :	Zeit
U , V :	Tiefengemittelte Geschwindigkeiten in auf dem curvilinearen Gitter
$\sqrt{G_{\xi\xi}}, \sqrt{G_{\eta\eta}}$:	Transformation von curvilinearen zu rechtwinkligen Koordinaten
d :	Wassertiefe
ζ :	Auslenkung des Wasserspiegels
Q :	Quellterm
f :	Coriolis Parameter
ρ_0 :	Dichte
P_η, P_ξ :	Hydrostatischer Druckgradient
F_η, F_ξ :	Horizontale Reynolds-Stress Terme
M_η, M_ξ :	Zusatzterme für lokale Impulsquellen oder -senken (z.B. durch Bauwerke)
C_{2D} :	2D-Chezy Koeffizient

Das Finite Differenzenmodell löst die Gleichungen auf einem versetzten numerischen Gitter (staggered grid). Das orthogonal-curvilineare Gitter definiert die Position der Wasserstände in der Mitte der Gitterelemente, während die Geschwindigkeitskomponenten an den Elementseiten definiert sind. Die Gleichungen werden in einem ADI Schema (Alternating Direction Implicit) gelöst. Dabei werden in der ersten Hälfte des Zeitschritts die Gleichungen für Wasserstand und Geschwindigkeiten in x-Richtung und in der zweiten Hälfte die Wasserstände und Geschwindigkeiten in y-Richtung gelöst. Details zur Numerik finden sich in WL DELFT (1997) und STELLING (1984).

Randbedingungen

Das Modell kann mit vier verschiedenen Arten von Randbedingungen an den offenen Rändern gesteuert werden:

- Durch die Auslenkung der freien Oberfläche (Wasserstand): $\zeta=f(t)$.
- Durch die Vorgabe von Geschwindigkeiten $U=f(t)$ (Richtung normal zum Randelement).
- Durch die Vorgabe von Durchflüssen $Q=f(t)$

- Durch die Vorgabe teilreflektive Randbedingungen (Riemann Invariante). $U \pm \zeta \sqrt{g/d} = f(t)$

Wasserstand, Geschwindigkeit und Durchfluss werden als harmonische Funktion oder Zeitreihe vorgegeben. Die direkte Vorgabe astronomischer Komponenten zur direkten Steuerung mit harmonischen Wasserständen ist möglich. Die Vorgabe einer teilreflektiven Randbedingung erlaubt die freie Ausbreitung von Wellen über diesen Rand.

An allen geschlossenen Rändern kann die Randschubspannung gleich Null gesetzt werden (gleitender Rand), oder eine Rauigkeitslänge vorgegeben werden, die in die Berechnung der Wandschubspannung (logarithmisches Profil) eingeht.

Turbulenzmodellierung

In der tiefengemittelten Version des Strömungsmoduls wird eine konstante Wirbelviskosität für die Schließung des Gleichungssystems verwendet. In der dreidimensionalen Version des Strömungsmodells sind drei Eddy-Viscosity Modelle implementiert.

- Ein Schließungsmodell erster Ordnung (ALG) mit algebraischer Berechnung des Mischungswegs und der turbulenten kinetischen Energie.
- Ein Schließungsmodell zweiter Ordnung (k-L) mit algebraischer Bestimmung des Mischungswegs und der Lösung einer Transportgleichung für die Berechnung der turbulenten kinetischen Energie
- Ein Schließungsmodell zweiter Ordnung (k-ε) mit numerischer Lösung von Transportgleichungen sowohl für den Mischungsweg- als auch für die turbulente kinetische Energie.

Sekundärströmungsmodell

Der dreidimensionale Effekt von Strömungsvorgängen in Biegungen kann mit Hilfe eines Sekundärströmungsmodells (Spiral Motion) auch im zweidimensional tiefengemittelten Modell berücksichtigt werden. Den Effekt der in der Natur dreidimensionalen Veränderung der Strömung auf die Richtung der Bodenschubspannung wird im Modell durch die Lösung einer Advektions-Diffusionsgleichung für die Berechnung der Entstehung und des Transportes der Spiral-Motion Intensität und weitere Terme für die Impulsgleichung gelöst.

4.2 Sedimenttransportmodelle

Das Sedimenttransportmodell berechnet zunächst die Geschwindigkeitsfelder aus den Durchfluss- und Wasserstandsfeldern. Im Unterschied zu einer direkten Verwendung der vom Strömungsmodell berechneten Geschwindigkeiten ermöglicht diese Operation bei morphodynamischen Simulationen bei

kleinen Sohländerungen eine Kontinuitätskorrektur der lokalen Geschwindigkeiten (vergleiche Kapitel 3.4.2).

Das Transportmodell berechnet die Sedimenttransportraten in x- und y-Richtung und ermittelt einen mittleren Transport für einen vorgegebenen Zeitraum für die Berechnung der Bodenänderung. Das Modell berücksichtigt keine Effekte der Kornsortierung. Im System kann die Kornverteilung zwar orts- aber nicht zeitabhängig sein. Zwei Ansätze zur Berechnung des Sedimenttransports sind:

- Die Lösung einer algebraischen Gesamttransport-Gleichung (total load) für die Gesamttransportraten (=bodennaher und suspendierter Transport)
- Die getrennte Berechnung des bodennahen Transports und des Transports in Suspension. Dabei wird der bodennahe Transport (Bed-Load) mit einer algebraischen Gleichung und der Transport in Suspension durch die numerische Lösung der Advektions-Diffusionsgleichung berechnet

4.2.1 Algebraische Gleichungen

Verschiedene algebraische Transportgleichungen stehen im Transportmodell zur Auswahl. Neben den Formeln von ENGELUND & HANSEN (1976), MEYER-PETER & MÜLLER (1948) und einer weiteren Transportgleichung (WL DELFT 1996), sind die Gleichungen von VAN RIJN (1984) und BIJKER (1971) implementiert, die im Rahmen dieser Arbeit untersucht wurden.

- **Van Rijn (1984)**

Die Transportrate am Boden definiert sich nach Van Rijn als das Produkt der Geschwindigkeit der Einzelpartikel, der Dicke der Bodenschicht, die der Sprunghöhe des Einzelkorns entspricht, und der Konzentration am Boden. Grundlagen der Gleichung sind die Bewegungsgleichungen der Sprunghöhe und Geschwindigkeit eines Einzelpartikels und bodennahe Konzentrationen aus gemessenen Transportraten von 130 Strömungskanalversuchen mit Materialgrößen von $D_{50}=0.2$ bis 2.0 mm.

Die algebraische Gleichung zur Berechnung des Gesamttransports S setzt sich aus der Summe des bodennahen S_b und suspendierten S_s Transports zusammen:

$$S = S_b + S_s \quad (4-4)$$

Mit dem Anteil am Boden:

$$S_b = 0.053(\Delta g_{50}^3)^{0.5} D_*^{-0.3} T^{2.1} \quad \text{für } T < 3.0 \quad (4-5)$$

$$S_b = 0.1(\Delta g_{50}^3)^{0.5} D_*^{-0.3} T^{1.5} \quad \text{für } T \geq 3.0 \quad (4-6)$$

Und dem Transport in Suspension :

$$S_s = F u h C_a \quad (4-7)$$

mit :

$T = (\tau_{b,c} - \tau_{b,cr}) / \tau_{b,cr}$: Dimensionsloser Parameter für die Bodenschubspannung

$\tau_{b,c} = \rho g (u/C')^2$: Effektive Bodenschubspannung

$\tau_{b,cr}$: Kritische Bodenschubspannung nach Shields

$C' = 18 \log(12h / 3d_{90})$: Korngrößenabhängiger Chezy-Beiwert

$\Delta = (\rho_s - \rho_w) / \rho_w$: spezifische Dichte

ρ_s : Dichte Sand

ρ_w : Dichte Wasser

$D_* = d_{50} [(s-1)g/\nu^2]^{1/3}$: Dimensionsloser Korngrößenparameter

d_{50} : Korndurchmesser 50% Siebdurchgang

d_{90} : Korndurchmesser 90% Siebdurchgang

h : Wassertiefe

u : Tiefengemittelte Geschwindigkeit

$s = (\rho_s / \rho_w)$: Relative Dichte

ν = kinematische Viskosität

F = Formfaktor, siehe VAN RIJN (1993)

$Ca = \alpha \frac{0.15 d_{50}}{r T^{1.5} D_*^{0.5}}$: Referenzkonzentration

r : Bodenrauigkeit

α : Kalibrierungsparameter

- **Bijker (1971)**

Eine Kombination der Gleichung von KALINSKE-FRIJLINK (FRIJLINK, 1952) für den bodennahen Transport (Bed-Load) und der Formulierung der Verteilung des suspendierten Transports nach Rouse-Einstein (EINSTEIN (1950)) wird von BIJKER (1971) zur Berechnung der Gesamttransportlast (Total Load) formuliert. Angenommen wird, dass der Bed Load Transport nur in einer Schicht mit der Mächtigkeit der Bodenrauigkeit r stattfindet. Die Wellen induzieren nur die Suspension des Sediments (stirring effect), während der Transport durch die Strömung erfolgt.

Der Gesamttransport S setzt sich aus der Summe aus bodennahem Transport S_b und dem Transport in Suspension S_s zusammen :

$$S = S_b + S_s \quad (4-8)$$

mit:

$$S_b = b d_{50} \frac{U}{C} \sqrt{g} \exp \left[-0.27 \frac{\Delta d_{50} \rho_w g}{\mu \tau_{cw}} \right] \quad (4-9)$$

$$S_s = 1.83 Q S_b \quad (4-10)$$

$$Q = I_1 \ln \left(\frac{33h}{r} + I_2 \right) \quad (4-11)$$

b : Kalibrierungskonstante ($b=1,..5$)

U : Strömungsgeschwindigkeit

$C=18 \log (12h/r)$: Chezy Koeffizient

r : Bodenrauigkeit

g : Gravitationsbeschleunigung

S_b : Bodennaher Transport per Breitereinheit

S_s : Transport in Suspension per Breitereinheit

I_1, I_2 : Funktion der relativen Bodenrauigkeit r/h und $Z^*=w/\kappa u^*$, siehe EINSTEIN (1950)

w : Sinkgeschwindigkeit

$\kappa = 0.4$: Von Karmann Konstante

4.2.2 Kombiniertes Modell

Diese Modellvariante berechnet die Sedimenttransportraten aus den Anteilen bodennaher Transport und Transport in Suspension getrennt.

$$S = S_b + S_s \quad (4-12)$$

Bodennaher Transport S_b

Der bodennahe Transport errechnet sich aus einer algebraischen Gleichung (z.B. Bijker oder Van Rijn), die für ihre Bestandteile Bed Load S_b' und Equilibrium Suspended Load S_{se} gelöst wird. Die Bed Load Transportrate S_b' berücksichtigt die Wirkung eines Bodengradienten α_s und die Existenz einer nicht-erodierbaren Schicht α_f .

$$S_b = S_b' \alpha_s \alpha_f \quad (4-13)$$

Gleichgewichtskonzentration c_{se}

Aus der in der algebraischen Gleichung berechneten Gleichgewichtstransportrate S_{se} wird eine Gleichgewichtskonzentration c_{se} bestimmt.

$$c_{se} = \frac{S_{se}}{\alpha_s u h} \quad (4-14)$$

Suspended Sediment Konzentration c_s

Die Konzentration des suspendierten Sediments c_s wird durch die Lösung der 2D Advektions-Diffusionsgleichung berechnet. Die Lösung der vertikal gemittelten 2D Advektion-Diffusionsgleichung erfordert die Vorgabe einer Randbedingung für die Konzentration am Boden. Diese Randbedingung ist die Gleichgewichts-konzentration c_{se} aus der algebraischen Gleichung in der Höhe z_A über dem Boden.

$$\frac{\partial c_s}{\partial t} + \alpha_u \left(u \frac{\partial c_s}{\partial x} + v \frac{\partial c_s}{\partial y} \right) - \frac{\partial}{\partial x} \left(\epsilon_x \frac{\partial c_s}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\epsilon_y \frac{\partial c_s}{\partial y} \right) = \frac{(c_{se} - c_s)}{T_s} \quad (4-15)$$

mit :

$$\alpha_u = \frac{\gamma_{22}}{\gamma_{21}} : \text{Faktor der vertikalen Formfunktion}$$

$\epsilon_{x,y}$: Horizontaler Diffusionskoeffizient

$$T_s = \frac{\gamma_{21}}{\gamma_{11}} \frac{h}{w_s} : \text{Adaptionszeit}$$

$$\gamma_{11} = \Phi_0(0)$$

$$\gamma_{21} = a_{21}(0), \text{ wobei } a_{21}(\zeta) = D^{-1}(\Phi_0)$$

$$\gamma_{22} = a_{22}(0), \text{ wobei } a_{22}(\zeta) = D^{-1}(p \Phi_0)$$

$\zeta = z/h$: Dimensionslose Höhe

$$D = \frac{\partial}{\partial \zeta} + \frac{\partial}{\partial \zeta} (\epsilon_{ver} \frac{\partial}{\partial \zeta}) : \text{Operator}$$

$\Phi_0(\zeta)$: Vertikales Konzentrationsgleichgewichtsprofil (die Lösung von $D(\Phi_0)=0$)

$p(\zeta)$: Vertikales logarithmisches Profil der Strömungsgeschwindigkeit

w_s : Fallgeschwindigkeit

ϵ_{ver} : Vertikaler Diffusionskoeffizient

Das Modul bietet die Option der numerischen Berechnung der Parameter α_s , α_u , der vertikalen Verteilung der Konzentration in Abhängigkeit von Schubspannungsgeschwindigkeit, Wassertiefe, Zeit, Länge und logarithmischer Verteilung der horizontalen Strömungsgeschwindigkeit mit einem quasi-3d Modell. Zur numerischen Lösung der Koeffizienten der Advektions-Diffusionsgleichung siehe WL DELFT (1996) und GALAPPATTI (1985). ROELVINK (1998) weist angesichts der Unsicherheit algebraisch berechneter Gleichgewichtskonzentrationen auf die fragwürdige Notwendigkeit der numerischen Berechnung der Parameter hin. Er schlägt stattdessen die Verwendung eines analytischen Ansatzes für eine algebraische Formulierung der vertikalen Formfunktion vor.

• Nicht erodierbarer Horizont

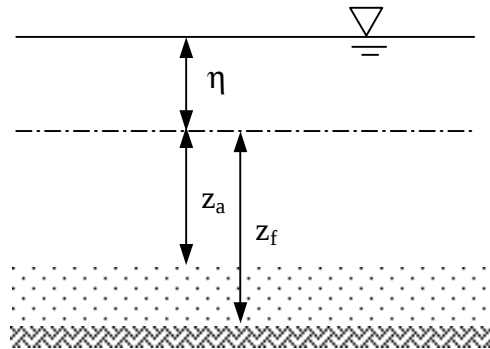
Der Algorithmus beinhaltet den Effekt eines nicht erodierbaren Bodenhorizonts α_f . Die maximale Erosion beschränkt sich dabei auf eine vorgegebene Schichtdicke. Weiterhin kann durch die Vorgabe einer 'virtuellen' Schicht $e_f(\eta+z_a)$, der Transport reduziert werden. Die Reduktion findet statt, wenn die Mächtigkeit des erodierbaren Horizonts kleiner als die virtuelle Schicht wird.

$$\begin{aligned}\alpha_f &= 1 && \text{wenn } \eta_b \geq 1 && : \text{Keine Reduktion} \\ \alpha_f &= \eta_b (2 - \eta_b) && \text{wenn } \eta_b < 1 && : \text{reduzierte Erosion} \\ \alpha_f &= 0 && \text{wenn } \eta_b = 0 && : \text{Keine Erosion, Transport} = 0\end{aligned}$$

mit:

$$\eta_b = \frac{(z_f - z_a)}{e_f(\eta + z_a)}$$

z_a : Tiefe des erodierbaren Horizonts
 z_f : Tiefe des nicht-erodierbaren Horizonts
 e_f : Koeffizient
 η : Wasserstand
 η_b : Relative Schichtdicke



• Einfluss des Bodengradienten

Der Einfluss des Bodengradienten auf die Transportrichtung kann durch einen Faktor α_s beeinflusst werden.

$$\alpha_s = 1 + \alpha_{bs} \frac{\partial z}{\partial s} \quad (4-16)$$

Die tiefenintegrierten horizontalen Transportraten suspendierten Sediments in x- und y-Richtung ergeben sich dann zu :

$$S_x = \alpha_s q_x c_s - h \varepsilon_x \frac{\partial c_s}{\partial x} \quad (4-17)$$

$$S_y = \alpha_s q_y c_s - h \varepsilon_y \frac{\partial c_s}{\partial y} \quad (4-18)$$

Die für einen Zeitraum berechneten mittleren Transportraten T_{bx} , T_{by} , T_{sx} , T_{sy} werden zur Weitergabe an folgende Rechenmodule auf eine zentral verwaltende Bibliotheksdatei geschrieben.

$$T_{bx} = \int S_{bx} dt \quad : \text{gemittelter Bed-Load Transport in x-Richtung} \quad (4-19)$$

$$T_{by} = \int S_{by} dt \quad : \text{gemittelter Bed-Load Transport in y-Richtung} \quad (4-20)$$

$$T_{sx} = \int S_{sx} dt \quad : \text{gemittelter Transport in Suspension in x-Richtung} \quad (4-21)$$

$$T_{sy} = \int S_{sy} dt \quad : \text{gemittelter Transport in Suspension in y-Richtung} \quad (4-22)$$

• Anfangs- und Randbedingungen

Das Transportmodell benötigt an den offenen Rändern im Falle des Einstroms in das System die Vorgabe von Randbedingungen. Die Verwendung des Suspended Load Transportmodul erfordert entweder die Vorgabe der Konzentration oder der Transportrate an den offenen Rändern. Diese werden bei ausströmenden Rändern ignoriert, da die vom Modell am oberen Gitterelement berechnete Transportgröße verwendet wird.

4.3 Bodenevolutionsmodell

Das Bodenevolutionsmodell berechnet aus dem vom Transportmodul berechneten Sedimenttransport die Änderung des Bodenniveaus (Bed-Level) für einen vorgegebenen Zeitschritt. Das Modell löst die Boden - Kontinuitätsgleichung für z :

$$(1 - \epsilon_{POR}) \frac{\partial z}{\partial t} + \frac{\partial T_{bx}}{\partial x} + \frac{\partial T_{by}}{\partial y} = T_d \quad (4-23)$$

mit :

z : Bodenniveau

T_{bx}, T_{by} : Bed Load oder Total Load Sedimenttransport-Komponenten

ϵ_{POR} : Porosität

$T_d = -\frac{\partial S_{sx}}{\partial x} - \frac{\partial S_{sy}}{\partial y}$: Deposition- oder Sedimentationsrate des suspendierten Sediments

S_{sx}, S_{sy} : suspendierte Sedimenttransportkomponenten

Bei der Verwendung einer Gesamttransportformulierung ist $T_d=0$. Die Bodenkontinuitätsgleichung wird mit einem expliziten finite Differenzen Schema, in FTCS (Forward Time, Centered Space) Diskretisierung gelöst. Die Berechnung besteht aus einem Rechenschritt, dessen Größe das Courant-Friedrich-Levy Kriterium ($Cr < 1$) erfüllen sollte. Die Courant Zahl sollte andererseits aus Gründen numerischer Diffusion nicht weit unter 1 liegen. An den offenen Rändern wird eine Zeitreihe der Bodenänderung vorgegeben.

Ein optimaler Zeitschritt dt_{bed} für das Bodenevolutionsmodell kann durch die Courant-Friedrich-Levy Bedingung berechnet werden: Für alle Punkte im System soll die Bedingung gelten:

$$Cr_{bed} = c_{bed} \frac{dt_{bed}}{dx} < 1 \quad (4-24)$$

mit :

$$c_{bed} = \frac{b_c}{(1 - \varepsilon_{por})} \frac{S}{h} : \text{Fortschrittsgeschwindigkeit der Bodenänderung}$$

4.4 Steuerung der Rechenmodule

Die Steuerung der Rechenmodule Hydrodynamik, Sedimenttransport und Bodenevolution erfolgt durch ein zentral verwaltendes Hauptprogramm. Der Aufruf der Module, die Übergabe von Daten und Zeitschrittinformation erfolgt anschaulich in einem baumähnlichen Schema. Die am unteren Ende eines Astes angeordneten Unterprozesse werden jeweils vom oben angeordneten Knoten kontrolliert. Ein Unterprozess kann weitere Unterprozesse oder direkt ein Rechenmodul beinhalten. Die Kontrolle durch den nächsthöheren Knoten beinhaltet die Übergabe der Start- und Endzeit des Unterprozesses und einer generellen Systemzeit. Der variable Aufbau dieses Schemas erlaubt einen Entwurf ausgereifter Abläufe morphodynamischer Berechnungen. Die Übergabe der für den Unterprozess notwendigen Eingangsdaten erfolgt über eine zentrale Verwaltungsdatei, in der alle von mehreren Programmen genutzten Daten abgelegt werden.

5 Natürliches System und Modell

Der Aufbau eines numerischen Modells beginnt mit der Auswahl des Modellgebietes und der Definition von Modellgrenzen. Die Begrenzung des Gebietes isoliert es von seiner Umgebung und entkoppelt die natürliche Interaktion der physikalischen Prozesse des Gesamtsystems an den Rändern. An diesen offenen Rändern des Modellgebietes müssen für die Steuerung des Modells Randbedingungen vorgegeben werden, die die natürlichen physikalischen Prozesse an diesem Ort abbilden. Die Bestimmung von Gebietsgrenzen für eine Modellbildung muß daher die Verfügbarkeit von Information an den Rändern berücksichtigen. Die offenen Modellränder werden also möglichst an Positionen angeordnet, für die ausreichende Information vorliegen, oder aber so weit vom Interessenschwerpunkt positioniert, dass der Einfluss der Randbedingung auf die Verhältnisse im Untersuchungsgebiet vernachlässigbar ist.

Im Rahmen dieser Untersuchung wurde das Ziel verfolgt, die Tideeider als geschlossenes System zu betrachten. Dieser Flussabschnitt erstreckt sich von der Abdämmung in Nordfeld bis zum Sturmflutsperrwerk an der Mündung. Diese baulichen Begrenzungen auf ein Modell zu übertragen liegt nahe, da für beide offenen Ränder kontinuierlich registrierte Wasserstandsdaten verfügbar sind, die eine Steuerung des hydrodynamischen Modells mit Naturmessdaten ermöglichen. Auch der Zufluss der Treene wird kontinuierlich gemessen und kann im Modell vorgegeben werden. Die Steuerung des Sedimenttransportmodells mit Naturdaten, etwa einer gemessenen Konzentrationsganglinie, wäre dagegen nur für die kurzen Perioden, für die Messwerte vorliegen, möglich. Die stark instationären Konzentrationswerte des suspendierten Transports am Eidersperrwerk wurden in Kapitel 2.5.2 anhand Naturmessungen gezeigt. Da am seeseitigen offenen Rand keine eindeutige Abhängigkeit zwischen Strömungsgeschwindigkeit und Konzentration suspendierten Sediments definiert werden kann und eine vereinfachende Parameterisierung der Konzentrationsfunktion somit nicht möglich ist, wurde ein weiteres numerisches Modell für die Berechnung von Schwebstoffkonzentration verwendet.

5.1 Modell der Dithmarscher Bucht

Das Dithmarscher Bucht Modell (CORELAB, 2000) deckt den südwestlichen Bereich der Deutschen Bucht, von der Elbe bis Eiderstedt ab. Die Tideeider ist bis etwa Friedrichstadt diskretisiert. Abbildung 43 zeigt die Ausdehnung und Bathymetrie des Modellgebietes. Das Modell wird an den offenen

Rändern mit astronomischen Konstanten gesteuert und ist so für Zeiträume einsetzbar, in denen Windeffekte vernachlässigbar ist. Das Modell wurde um ein Transportmodul erweitert (WINTER 2001), um Randbedingungen für die Tideeider zu berechnen. Die am Ort des Eidersperrwerks berechnete Schwebstoffkonzentration wird als Randbedingung für das Tideeidermodell verwendet.

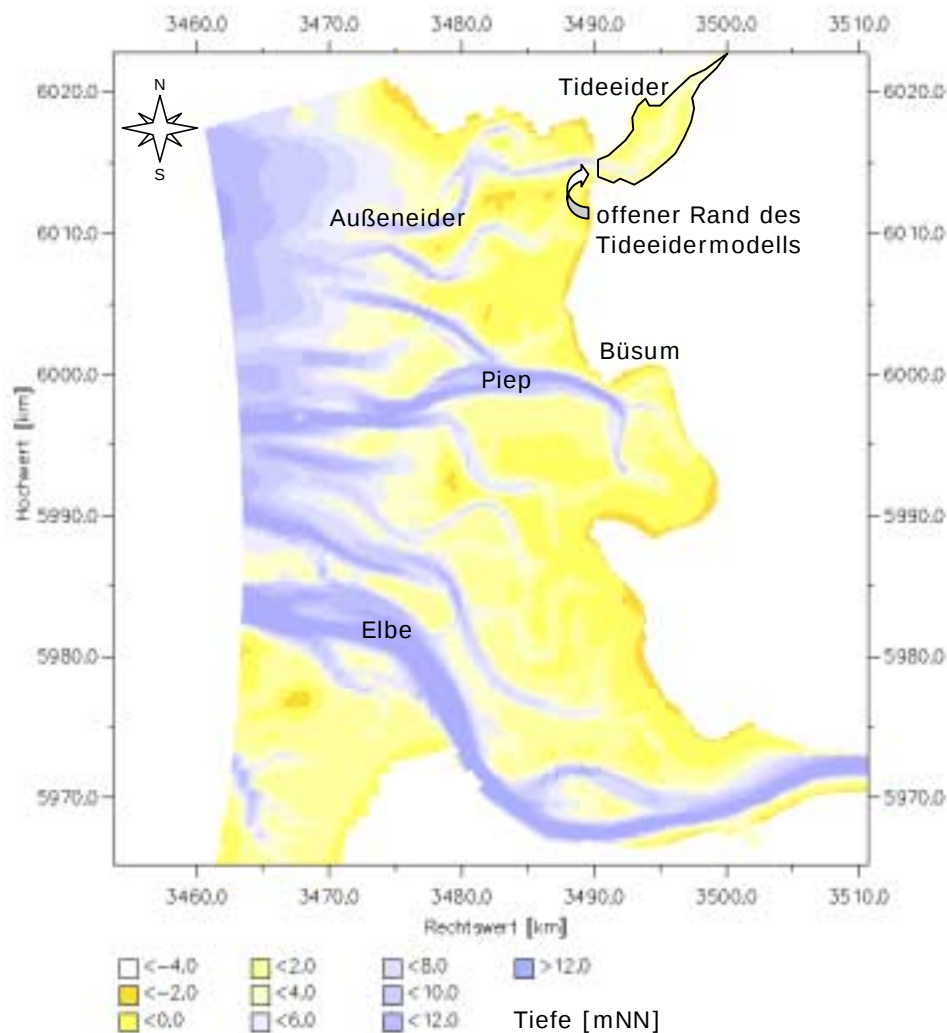


Abbildung 43: Bathymetrie des Dithmarscher Bucht Modells

Zur Berechnung des Sedimenttransports wird das in Kapitel 4.2.1 beschriebene Transportmodell mit einer Berechnung des Bed Load durch eine algebraische Formulierung nach Van Rijn und der numerischen Lösung der Advektions-Diffusionsgleichung eingesetzt. Als für diesen Zweck ausreichend wurde die Verwendung einer über das Gebiet konstanten Sedimentverteilung ($D_{50}=80 \mu\text{m}$) angenommen.

5.2 Modell der Tideeider

Der Aufbau des Tideeidermodells wurde unter Verwendung von Sensitivitätsanalysen optimiert. Sie dienen der Abschätzung der Abhängigkeit von Modellergebnissen von bestimmten numerischen oder physikalischen Parametern.

Gitternetz

Alle Module des Modellsystems lösen die Gleichungen auf dem selben curvilinearen Rechtecksgitter, das geometrisch an den Verlauf der Stromrinne angepasst wurde. Die Größe der Gitterelemente ist ein Kompromiss zwischen wissenschaftlich vertretbarer Rechenzeit⁵, und benötigter Auflösung für die Berechnung und Darstellung der hydrodynamischen und morphologischen Zustandsgrößen. Abbildung 44 zeigt das verwendete Rechengitter aus 375x51 Elementen - davon sind 15000 aktiv - mit Elementkantenlängen von 8 bis 150m. Das im Bereich des Sperrwerkes fein aufgelöste Gitter zeigt Abbildung 45. Die Diskretisierung der Leitdämme des Sperrwerks erfolgt durch die Definition permanent trockener Gitterelemente.

Bathymetrie

Bathymetrische Grundlage für die Interpolation von Tiefenwerten auf das Gitter sind die jährlichen Peilungen des ALR Husum (vergleiche Kapitel 2.6.1). Diese Naturmessungen decken den Bereich unterhalb Geländehöhe 0.8m über NN ab. Die Topographie der Wattflächen oberhalb dieses Niveaus wurde anhand der verfügbaren Wattgrundkarten nachgebildet. Durch die im Verhältnis zur Gitterweite dichte Datengrundlage erwies sich eine lineare Interpolation durch Triangulation zwischen den Messwerten als ausreichend genau. Tests einer höherdimensionalen Interpolation (quadratische, kubische Polynome und Kriging) führten zu keiner sichtbaren Verbesserung der Modelltopographie. Diese Verfahren empfehlen sich allerdings bei lückenhafter bathymetrische Datengrundlage. Abbildung 46 zeigt die Tiefen der Vermessung des ALR von 1996, die auf das Gitter interpoliert wurden.

⁵ Die Halbierung der Kantenlänge der Elemente erzeugt die vierfache Menge an Elementen. Die Rechenzeit für die Lösung des Gleichungssystems steigt proportional zur Anzahl der Elemente..

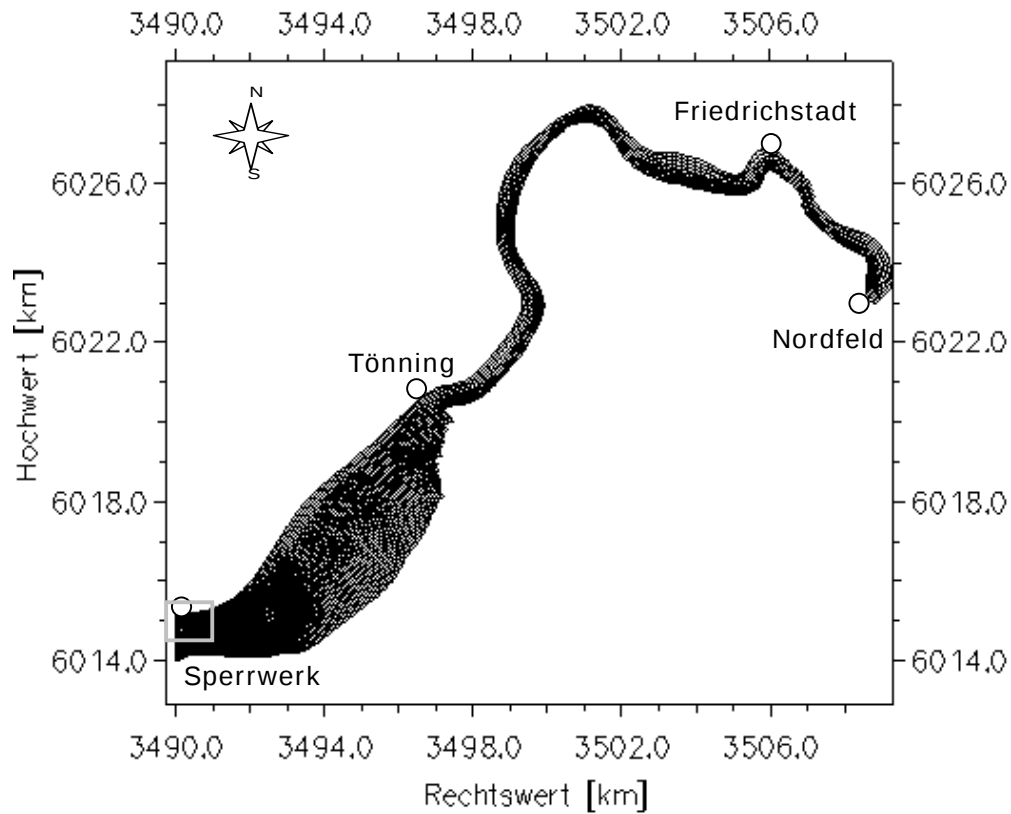


Abbildung 44: Curvilineares Gitter des Tideidermodells

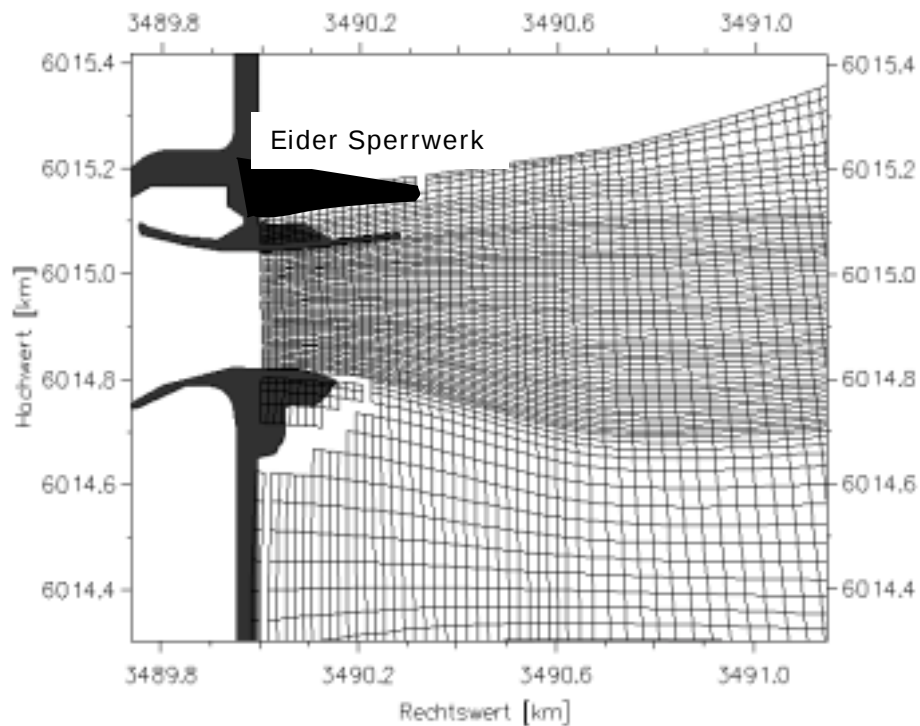


Abbildung 45 Gitternetz des Tideidermodells (Ausschnitt siehe Abbildung 44)

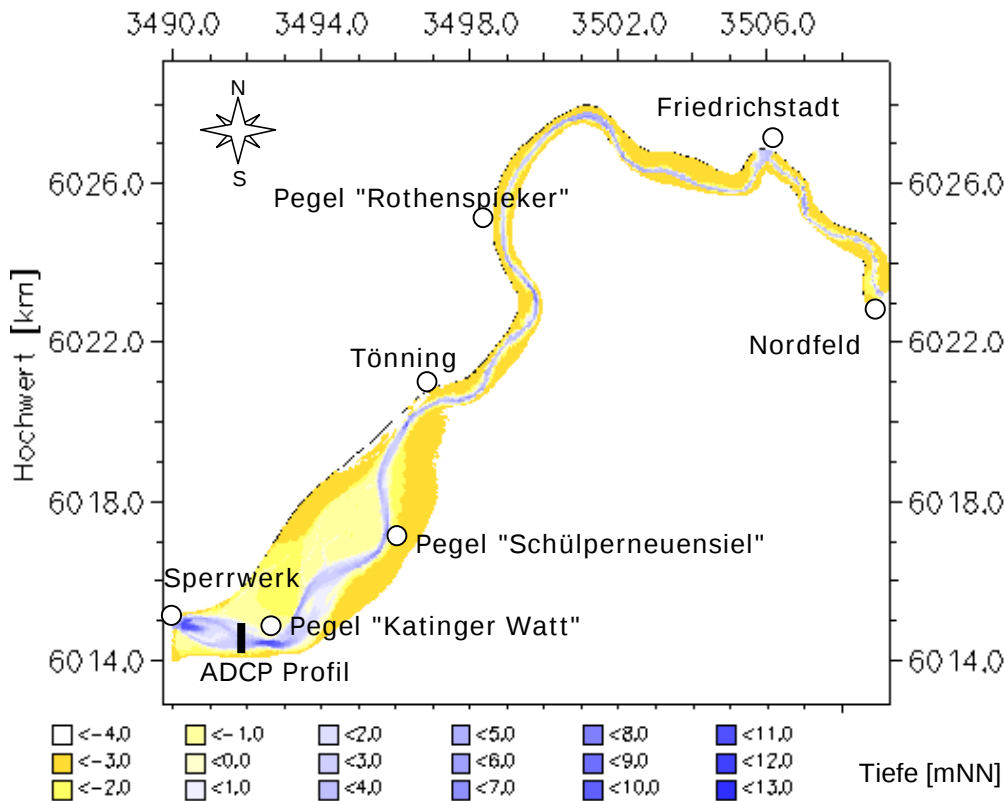


Abbildung 46: Bathymetrie 1996 interpoliert auf das Gitter des Tideeidermodells

5.3 Hydrodynamik

In mesotidalen Verhältnissen gilt die Tidenströmung im Vergleich zu Wind- und Welleneffekten als morphologisch dominant (DAVIES, 1964). Im Rahmen dieser Untersuchung wurde kein Wellenmodell verwendet, da der Einfluss lokaler Wellen durch den geringen Fetch vorwiegend westlicher Winde hinter dem wellenbrechenden Sperrwerk als vernachlässigbar angesehen wird.

Die numerische Lösung der hydrodynamischen Grundgleichungen erfordert die Vorgabe von Anfangs- und Randbedingungen für die hydrodynamischen Zustandsgrößen. Numerische und physikalische Eingabeparameter für das Modell der Tideeider sind in den folgenden Abschnitten aufgeführt.

5.3.1 Anfangsbedingungen

Zur Ersparnis von Rechenzeit für das 'Einschwingen' des Modells wird ein aus einer Vorlaufsimulation generiertes Feld von Wasserstands- und Geschwindigkeitsgrößen beim Start weiterer Simulationen übergeben. Als Startzeit wurde der Zeitpunkt des Kenterpunktes (Geschwindigkeit gleich Null) am Sperrwerk gewählt. Bei der Veränderung von ausschlaggebenden Parametern gegenüber der

Vorlaufsimulation ist allerdings ein erneuter, genügend langer Einschwingvorgang notwendig. Im Falle des Tideeidermodells genügt die Berechnung von zwei Tiden.

5.3.2 Physikalische Parameter

Für die im Modell implementierten physikalischen Parameter wurden Sensitivitätsuntersuchungen durchgeführt, deren Ergebnisse hier nur kurz erwähnt werden.

- Windeffekt: Für durchschnittliche Verhältnisse (siehe Abschnitt 2.4.4) ist die Wirkung des Windschubs auf den Wasserstand und die Strömungsgeschwindigkeiten an den Kontrollpunkten vernachlässigbar. Die Unterschiede liegen bis zu Windgeschwindigkeiten von 20 m/s im Bereich weniger Zentimeter.
- Rauigkeit: Die Schubspannung am Boden berechnet sich aus einer quadratischen Reibungsformel:

$$\tau_b = \rho \frac{g}{C^2} U^2$$

Die natürlichen Verhältnisse vereinfachend, wurde eine Rauigkeit (Chezy Koeffizient) definiert, die für den Sperrwerksnahbereich (befestigte Sohle) und das Restgebiet jeweils einen konstanten Wert aufweist. Insbesondere im Bereich hoher Geschwindigkeiten (Sperrwerksnähe) ist die Lösung stark abhängig von der vorgegebenen Rauigkeit (siehe Abschnitt 7.1.1).

5.3.3 Zeitschritt

Das hydrodynamische Modell FLOW ist ein implizites Modell. Die Stabilität der Lösung ist deshalb unabhängig von der Courant Bedingung:

$$Cr = \frac{\sqrt{gh} \cdot \Delta t}{\Delta x} \leq 1.$$

Stabile Lösungen ergeben sich für Courantzahlen bis 10. Zeitschrittkonvergenz ist erreicht, wenn die Halbierung des Zeitschritts keine Verbesserung der Lösung bewirkt. Für das Eidermodell werden stabile Rechenläufe bis zu Rechenschritten von einer Minute möglich.

5.3.4 Randbedingungen

Die Steuerung des Modells erfolgt durch die Vorgabe von Randbedingungen an den offenen Rändern. Das Eidermodell weist auf Höhe der Sperrwerksachse fünf offene Ränder auf, die die Sperrwerkstore

diskretisieren. Ein weiterer offener Rand ist der Zufluss der Binneneider durch das Siel in Nordfeld. Der Zufluss der Treene auf Höhe Friedrichstadt erfolgt als Quelle.

Zur Steuerung des Modells wurden verschiedene Szenarien zur Definition von geeigneten Randbedingungen getestet. Nach Möglichkeit sollten in einem Modell mit mehreren offenen Rändern verschiedene Formen von Randbedingungen vorgegeben werden. Bei der ausschließlichen Verwendung von Wasserständen besteht die Gefahr von Instabilitäten und beträchtlichen Geschwindigkeitsfehlern vor dem Hintergrund, dass kleine Fehler in der Vorgabe der Wasserstände nur durch starke interne Reaktion des Systems, also hohe Geschwindigkeiten, ausgeglichen werden können.

Am offenen Rand am Eidersperrwerk (seeseitiger Rand) wird eine Wasserstandszeitreihe vorgegeben, die auf den am Sperrwerk gemessenen Daten basiert. Die Messung der am Eidersperrwerk aufgezeichneten Wasserstandsdaten erfolgt an den Molenköpfen der nördlichen Sperrwerksseite, jeweils etwa 280 Meter von der Sperrwerksachse entfernt. Die Steuerung der Tore im Drosselbetrieb und die erhöhte Rauhigkeit der Sohlbefestigung verformen die vertikale Tide stark. Dieser Einfluss des Sperrwerks auf die Hydrodynamik muß bei der Verwendung von Wasserstandsganglinien als Randbedingung berücksichtigt werden. Untersuchungen zeigen, dass eine Steuerung des Modells während des Flutstroms mit der am Binnenpegel (BP) gemessenen, während des Ebbstroms dagegen mit der am Außenpegel (AP) gemessenen Ganglinie diesen Einfluss hinreichend genau wiedergibt. Diese zusammengesetzte Randbedingung entspricht der Minimalfunktion der Zeitreihen AP und BP. Abbildung 47 zeigt diesen Zusammenhang beispielhaft an drei Tiden.

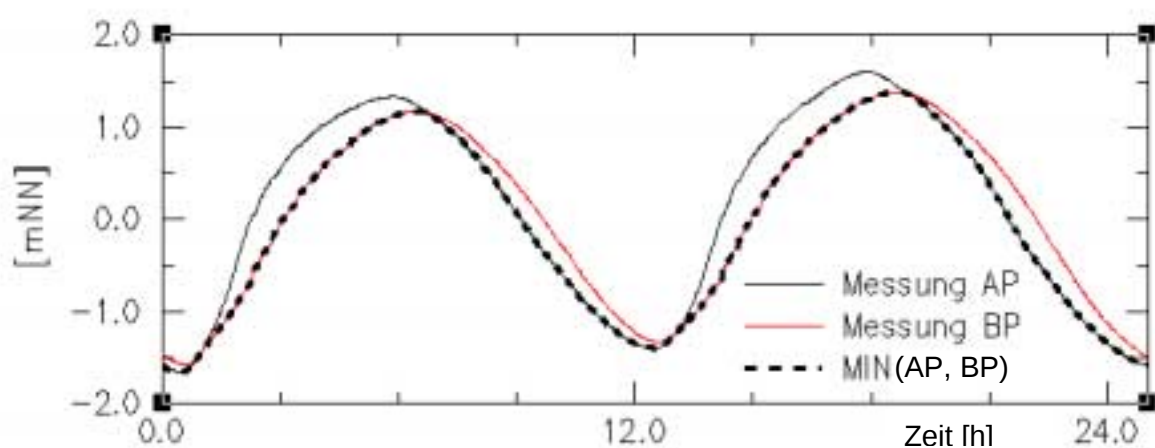


Abbildung 47: Ganglinien für zwei Tiden am Außenpegel Eidersperrwerk (AP), Binnenpegel Sperrwerk (BP) und generierte Randbedingung MIN(AP,BP)

Abbildung 48 zeigt Differenzen zwischen gemessenen und berechneten Wasserständen für die Position Katinger Watt (siehe Abbildung 46) für diese drei Varianten der Steuerung am Sperrwerk. Deutlich erkennbar sind die erhöhten Abweichungen während der Flutphase bei der Steuerung mit der Ganglinie des Binnenpegels und die erhöhten Abweichungen während der Ebbphase bei der Steuerung mit der Ganglinie des Außenpegels. Diese Abweichungen treten bei der Verwendung der zusammengesetzten Randbedingung nicht auf. Die Steuerung durch Wasserstände muß unter der Annahme eines über die Breite des Sperrwerks konstanten Wasserstandes erfolgen, da keine Naturmessungen der örtlichen Variabilität der Wasserstände vorliegen.

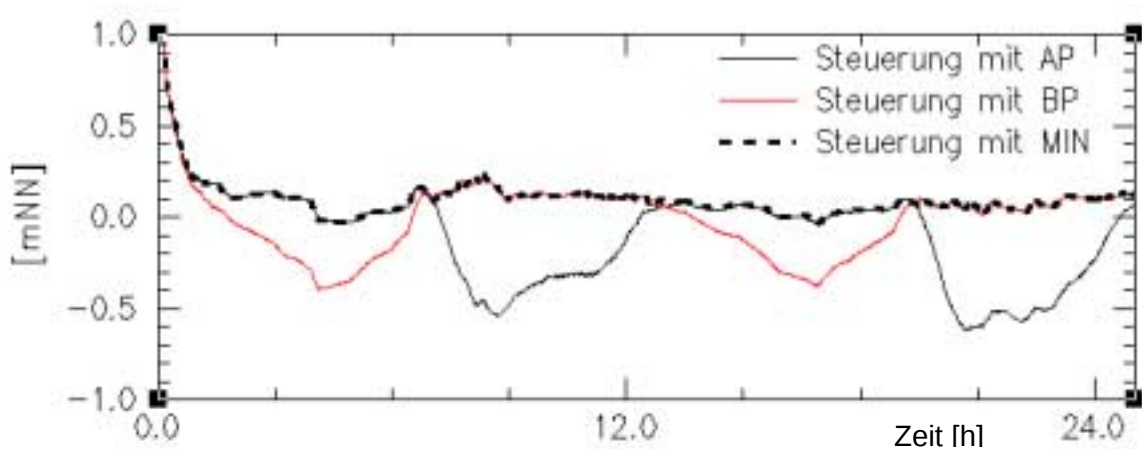


Abbildung 48: Vergleich der Differenzen zwischen gemessenem und berechnetem Wasserstand für den Pegel Katinger Watt für die Steuerung mit der Ganglinie Außenpegel (AP), Binnenpegel (BP) und MIN

Die Vorgabe der Randbedingung am landseitigen offenen Rand (Abdämmung Nordfeld) erfolgt als Durchfluss- oder Wasserstandsganglinie. Unter normalen Bedingungen wird in Nordfeld Sielbetrieb gefahren. Das heißt, dass nur zu den Zeiten Zustrom erfolgt, an dem die Wasserstände der Tideeider unterhalb derer der Binneneider liegen. Da am Siel in Nordfeld keine Durchflüsse gemessen werden, müssen diese Werte berechnet werden. Die Anwendung der Verlusthöhenformel $\Delta h = \xi \frac{v^2}{2g}$ erlaubt bei bekannten Wasserständen oberstrom und unterstrom und bekanntem Verlustbeiwert ξ die Berechnung der Geschwindigkeit. Der Durchfluss pro Breitenmeter ergibt sich dann zu $q = \xi \cdot h \cdot \sqrt{2g \cdot \Delta h}$. Es besteht aber eine Unsicherheit in der Definition von ξ mangels Kontrollmöglichkeit durch gemessene Durchflüsse.

Eine weitere Möglichkeit der Abschätzung des Durchflusses ergibt sich aus der in Kapitel 2.4.4 beschriebenen Ähnlichkeit der klimatischen und hydrologischen Eigenschaften der Einzugsgebiete von Binneneider und Treene. Die am Zufluss der Treene in Friedrichstadt gemessenen Abflusswerte können

so (mit Einschränkungen) für die Berechnung des Abflusses aus der Binneneider dienen. Sensitivitätsrechnungen zeigen für die Steuerung des Modells mit Durchfluss am oberen Rand einen sehr geringen Einfluss der Abflussmenge auf die Lösung. Weiterhin kann am offenen Rand in Nordfeld mit der gemessenen Wasserstandsganglinie gesteuert werden. Für diese Art der ergebnen sich bessere Ergebnisse als bei der Verwendung von Durchflusswerten (siehe Kapitel 6.1.1).

5.3.5 Wirbelviskosität

Die turbulente Viskosität wird durch einen zeitlich- und örtlich konstanten Wert ausgedrückt. Die untersuchten Werte bewegten sich zwischen $0.01 \text{ m}^2/\text{s}$ und $1 \text{ m}^2/\text{s}$, im Rahmen der Untersuchung wurde eine konstante Wirbelviskosität von $1.0 \text{ m}^2/\text{s}$ gewählt.

5.3.6 2DH und 3D Rechnung

Zur Abschätzung der Anwendbarkeit eines tiefengemittelten Modells wurden Vergleiche von Geschwindigkeiten und Wasserständen zu mehreren Zeitpunkten im Tidezyklus durchgeführt. Verglichen wurden die Ergebnisse einer tiefengemittelten Simulation und der gemittelten Werte einer dreidimensionalen Rechnung mit acht Schichten in der Vertikalen. Die Ergebnisse für Wasserstände unterscheiden sich für die verschiedene Modelle nicht. Ein Vergleich der Strömungsgeschwindigkeiten zeigt dagegen, dass in unmittelbarer Nähe des Sperrwerks starke Diskrepanzen zwischen den Rechnungen auftreten. Die stark dreidimensionale Strömungssituation im Bereich des Kolks kann hier vom zweidimensional tiefengemittelten Strömungsmodell nicht erfasst werden. In einiger Entfernung (etwa 400m) vom Kolk zeigen sich allerdings nur noch geringe Differenzen zwischen dreidimensionaler- und zweidimensionaler Rechnung. Abbildung 49 zeigt beispielhaft die Differenzen zwischen tiefengemittelter Geschwindigkeit des 2DH Modells und der Geschwindigkeit der bodennahen Schicht des 3D Modells für den Flutstrom.

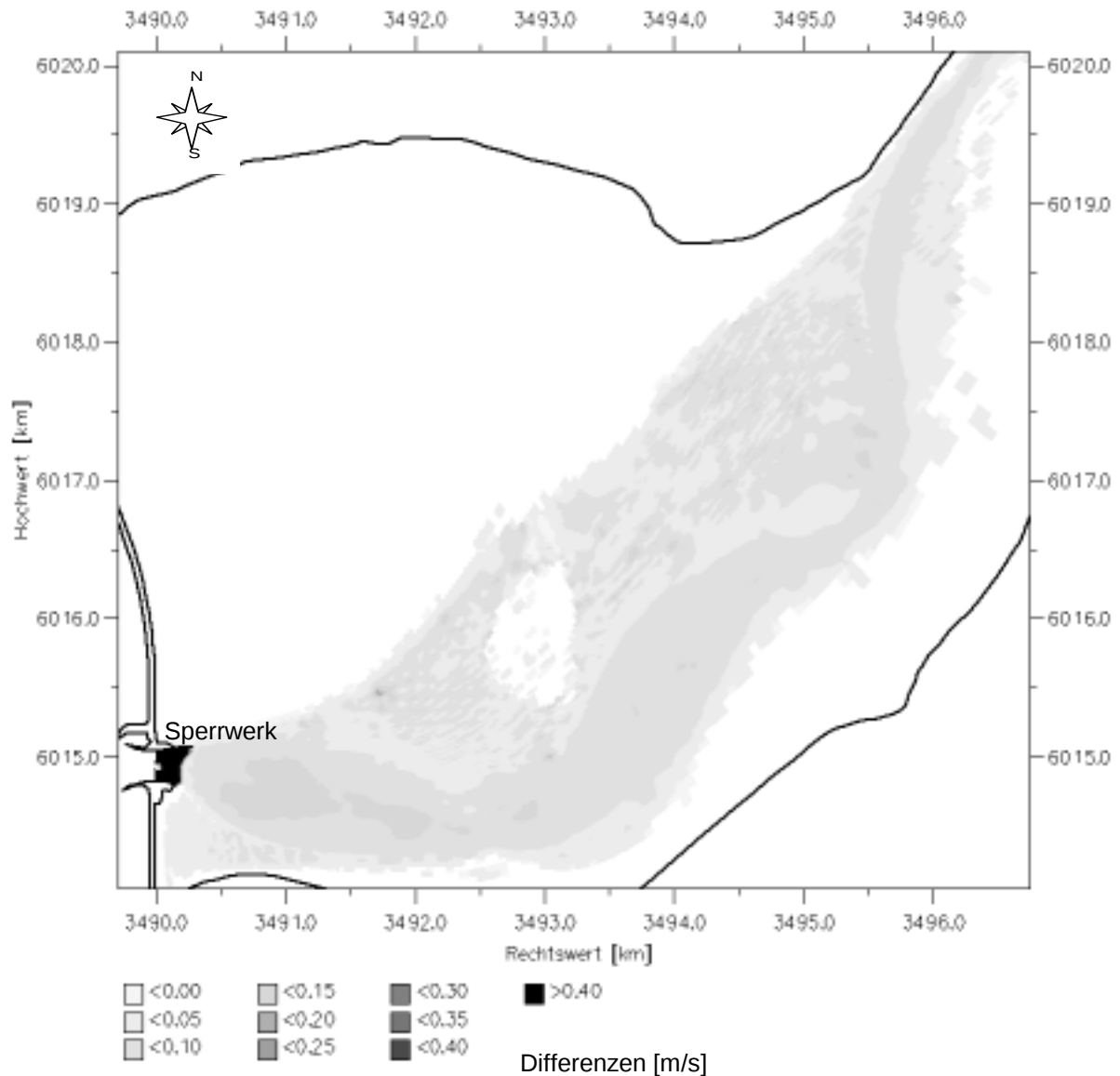


Abbildung 49: Geschwindigkeitsdifferenzen 2DH und 3D Berechnung für maximale Flutstromgeschwindigkeiten. Gezeigt sind die Differenzen zwischen gemittelter Geschwindigkeit und der Geschwindigkeit in Bodennähe des 3D Modells

Erkennbar ist, dass sich die wesentlichen Unterschiede auf den Nahbereich, bis etwa 400m hinter dem Sperrwerk, beschränken. Im übrigen Modellbereich dagegen sind die Differenzen gering. Für das weitere Vorgehen wurde deshalb ein tiefengemittelttes Modell verwendet.

5.3.7 Einfluss der Sekundärströmung

Die Implementierung eines Moduls zur Berechnung der Sekundärströmung erlaubt eine Abbildung dreidimensionaler Strömungsvorgänge an Rinnenbögen im zweidimensionalen Modell. Sensitivitätsstudien zeigen sehr geringe Auswirkung auf Geschwindigkeitsgrößen und -richtungen in

den Rinnen und keine Auswirkung auf den hochliegenden Flächen. Im Mittelwasserbereich (um etwa NN) dagegen zeigt sich im Vergleich eine signifikante Abhängigkeit.

5.4 Sedimenttransport

Das Sedimenttransportmodell berechnet die Konzentration suspendierten Sediments und die Richtungskomponenten des suspendierten Sedimenttransports durch die numerische Lösung der Advektions-Diffusionsgleichung auf dem gleichen curvilinearen Gitter wie das hydrodynamische Modell. Der Transport am Boden (Bed-Load Transport) wird durch eine algebraische Gleichung gelöst. Zur Auswahl der geeigneten Transportformel wurden Voruntersuchungen anhand von Labormessungen durchgeführt.

5.4.1 Auswahl der Transportformel und Sensitivität

Ergebnisse einer Versuchsreihe an einer Umlaufrinne des Franzius-Institutes der Universität Hannover über Suspensionsuntersuchungen bei stationärer und instationärer Strömung (FRANZIUS-INSTITUT 1986) wurden für die Auswahl der passenden Transportformel verwendet. Das als 'typisches' Eidersediment bezeichnete Versuchsmaterial ($D_{50}=80\mu\text{m}$, $D_{90}=110\mu\text{m}$, enges Korngrößenspektrum der Fraktion größer $63\mu\text{m}$), entstammt dem Ästuar. Untersucht wurden qualitative (Korngrößenspektrum) und quantitative (Konzentration) Suspensionsprofile und kritische Erosionsgeschwindigkeiten.

Zur Untersuchung der Anwendbarkeit und für vorläufige Aussagen zur Sensitivität des Sedimenttransportmodells wurde die Strömungsrinne im numerischen Modell (Winter 2001b) nachgebildet. Hier wurden die Gleichungen nach BIJKER und VAN RIJN vergleichsweise angewendet. Die Sedimenttransportmodelle wurde anhand der im physikalischen Modell gemessenen Sedimentkonzentrationen für verschiedene Strömungsgeschwindigkeiten kalibriert. Für die Berechnung des suspendierten Transports wurde eine Sinkgeschwindigkeit des Einzelkorns (mit Durchmesser $80\mu\text{m}$, Temperatur $=15^\circ\text{C}$) nach Stokes $w_s=0.4\text{ cm/s}$ angesetzt.

- **BIJKER (1967)**

Die Sensitivität der berechneten Konzentration suspendierten Sediments auf den Koeffizienten b und die Sohlrauhigkeit r wurde durch Variation dieser Parameter getestet. Abbildung 50 zeigt beispielhaft die berechneten Konzentrationen in Abhängigkeit von der Strömungsgeschwindigkeit.

Die kritische Erosionsgeschwindigkeit wird mit etwa 20 cm/s stark unterschätzt. Der weitere Verlauf der Kurve zeigt deshalb zunächst zu hohe Konzentrationen für Strömungsgeschwindigkeiten bis 60 cm/s. Im Bereich höherer Geschwindigkeiten nähert sich die Kurve der berechneten Konzentrationen den Messungen an. Ab einer Geschwindigkeit von ca. 60 cm/s liegt die Kurve im Bereich der gemessenen Konzentrationen. Der für das Untersuchungsgebiet typische Geschwindigkeitsbereich von 0 bis 80 cm/s wird also nur im Bereich höherer Geschwindigkeiten ähnlich abgedeckt.

Deutlich wird die starke Abhängigkeit der berechneten Konzentration von der Bodenrauigkeit. Das liegt an der Berechnung des Gleichgewichtstransportes in der Formulierung von Bijker, der abhängig von der bodennahen Konzentration ist, die dort durch die Höhe der Schicht, in der bodennaher Transport stattfindet, definiert ist. Jene ist, nach Definition von Bijker, gleich der Bodenrauigkeit. Je geringer die angesetzte Bodenrauigkeit ist, desto höhere Konzentrationen werden demnach berechnet (BIJKER, 1971). Die Kalibrierungskonstante b der Bijker Formel wirkt sich fast linear proportional auf die berechneten Konzentrationen aus.

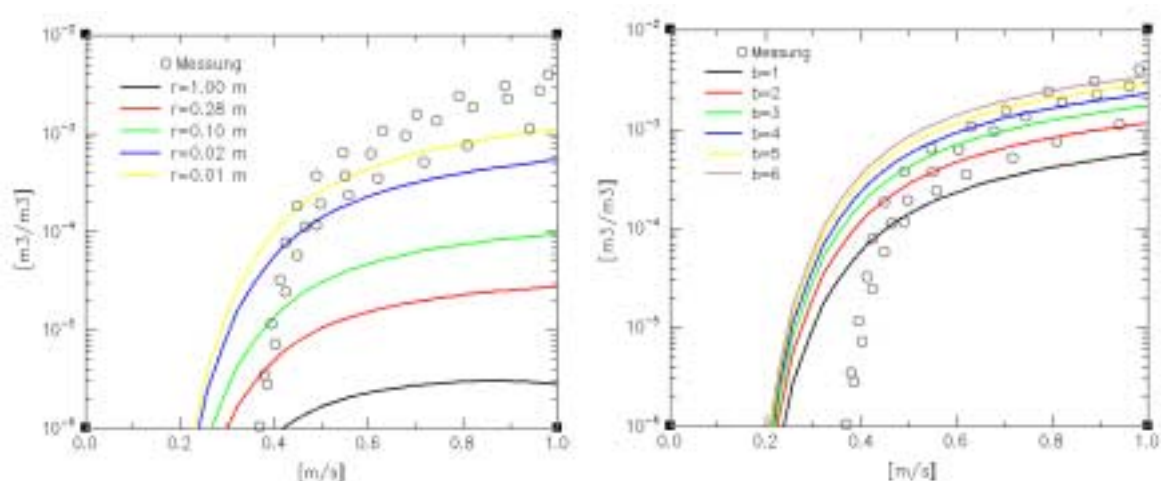


Abbildung 50: Sensitivität des Transportgleichung (Bijker Bed Load und Gleichgewichtskonzentration) hinsichtlich Bodenrauigkeit r und Koeffizient b

- **VAN RIJN (1984):**

Der Einsatz der Formel nach Van Rijn verbessert die Qualität der Ergebnisse. Abbildung 51 zeigt die Sensitivität der Lösung bezogen auf die Variation des Koeffizienten α und der Bodenrauigkeit r . Die Erosionsgeschwindigkeit von 35 cm/s wird vom Modell richtig berechnet. Bis zu einer Strömungsgeschwindigkeit von 40 cm/s wird die Kurve der Messung fast exakt getroffen. Im Geschwindigkeitsbereich 40-60 cm/s werden etwas geringere Konzentrationswerte berechnet.

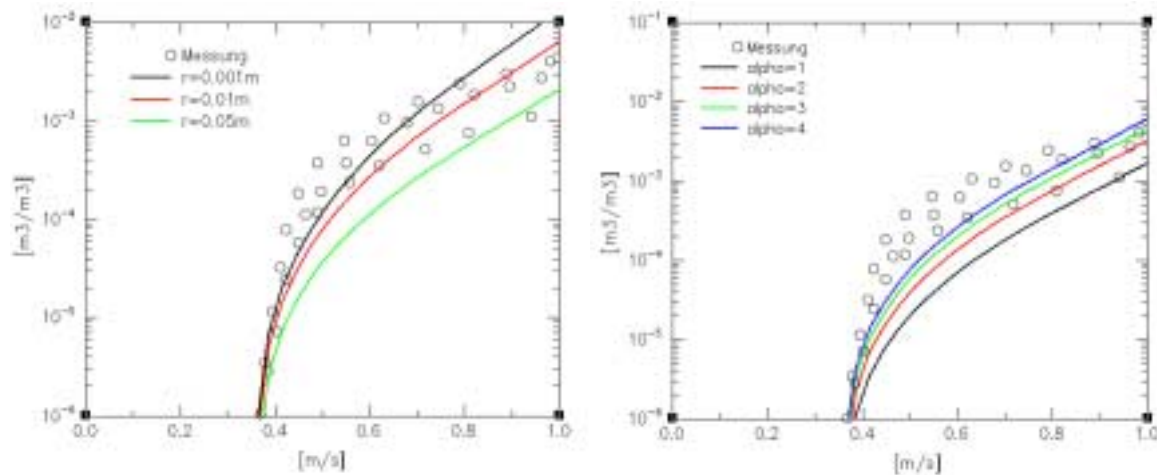


Abbildung 51: Sensitivität der Transportgleichung (Van Rijn Bed Load und Gleichgewichtskonzentration) hinsichtlich Bodenrauigkeit und Koeffizient BS

Ebenfalls wird der Einfluss der Bodenrauigkeit r auf das Ergebnis gezeigt. Für beide Formeln werden die besten Ergebnisse mit $r=0.01m$ erreicht. Die richtige Berechnung des Erosionsbeginns ist notwendig für die Simulation der stark instationären Verhältnisse eines Tidegebietes. Folgend wird deshalb die Formel von Van Rijn für die Berechnung des bodennahen Sedimenttransports eingesetzt.

5.4.2 Intervall Strömungsfelder

Die für die Berechnung der Transportfelder notwendigen Geschwindigkeitsgrößen werden vom Sedimenttransportmodell aus den zuletzt berechneten Durchflussfeldern und der aktuellen Bathymetrie generiert. Das Modell interpoliert zwischen den zeitlich benachbarten Wasserstandsfeldern, verwendet aber statt einer Interpolation zwischen den zeitlich benachbarten Durchflussfeldern das nähere. Die Wahl des Speicherintervalls für die hydrodynamischen Zustandsgrößen hat daher unter Berücksichtigung der numerischen Stabilität zu erfolgen. Numerisch stabile Lösungen konnten mit Intervallen von bis zu 30 Minuten erreicht werden.

5.4.3 Anfangsbedingungen

Für die Anfangsverteilung der Konzentration im System wurde ein konstanter Wert vorgegeben. Die Berechnung eines einzelnen Tidezyklus' als Einschwingzeit für das Transportmodell wurde als ausreichend festgestellt. In die Berechnung der für die Bodenevolution benötigten mittleren Transportraten geht diese Periode nicht ein.

5.4.4 Randbedingungen

Wie oben für das Strömungsmodell erläutert, kann das Problem der Vorgabe von Konzentrationsganglinien für Sedimenttransportmodelle an den offenen Rändern durch eine Verlegung der Modellgrenzen in Gebiete, die weit entfernt vom Untersuchungsgebiet liegen, vermieden werden. Randeffekte im Untersuchungsgebiet werden so vermieden. Die Zustandsgrößen werden dann durch das genügend große Modell selbst generiert und die Transportraten entstehen innerhalb des Systems. Diese Art der Randwertbestimmung war für das Tideeidermodell nicht zu verwenden. Zumindest der seeseitige offene Rand am Sperrwerk erfordert für den Zeitraum der Flut die Vorgabe zeitabhängiger Konzentrationswerte oder Transportraten (vergleiche Kapitel 4.2.2).

Für die Generierung der notwendigen Randbedingungen für des Sedimenttransportmodell wurde ein hydrodynamisches Modell der Dithmarscher Bucht (CORELAB, 2000) um ein Transportmodell erweitert (WINTER, 2001a). Die an der Position Eidersperrwerk generierten Konzentrationsmessungen werden für die Steuerung des Tideeidermodells verwendet. Abbildung 52 zeigt Ergebnisse für die berechnete Konzentration am Punkt Eidersperrwerk des Modells der Dithmarscher Bucht im Vergleich zu Messwerten.

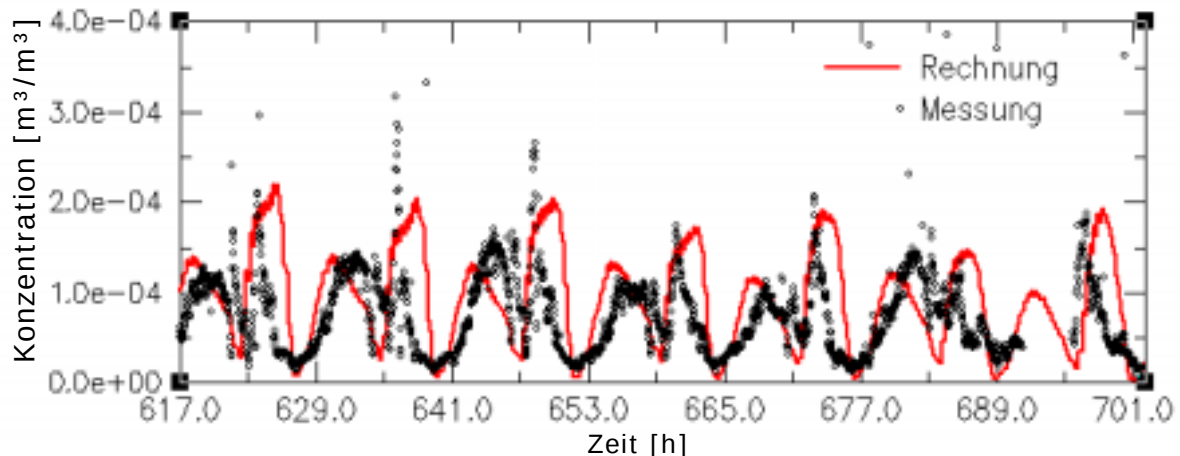


Abbildung 52: Dithmarscher Bucht Modell: Gemessene und berechnete Konzentration an der Position Eidersperrwerk

Das Sedimenttransportmodell der Tideeider wird am seeseitigen Rand mit dieser Konzentrationsganglinie des Punktes Eidersperrwerk des Dithmarscher Bucht Modells gesteuert. Während der Flutphase (Einstromrand) werden diese Konzentrationen als Randbedingung verwendet. Während der Ebbphase (Ausstromrand) verwendet das Modell die am vorherigen Element berechneten Konzentrationswerte als Randbedingung - die vorgegebenen Werte werden also nicht verwendet. Das

Transportmodell der Tideeider kann also anhand der Naturmessungen am Eidersperrwerk für die Ebbphasen validiert werden (siehe Kapitel 6.2).

Am landseitigen Rand liegen keine Schwebstoffmessungen vor. Für die Modellierung wurde unter der Annahme vernachlässigbaren Einflusses der von oberstrom zugeführten Sedimentvariabilität eine konstante Konzentration vorgegeben.

5.5 Bodenevolution

Zur Lösung der Bodenevolutionsgleichung verwendet das Modul die zuvor im Sedimenttransportmodul berechneten mittleren Transportraten und Randbedingungen. Als Randbedingung an den offenen Rändern für das Bodenevolutionsmodul wurde die vertikale Änderung des Bodens zu Null gesetzt (befestigte Sohle des Eidersperrwerks). Das Bodenevolutionsmodell berücksichtigt Modellbereiche mit nicht erodierbarem Horizont. Nach Erreichen dieses Horizonts ist eine fortgesetzte Erosion nicht mehr möglich. Für das Tideeidermodell wurde der gesamte Bereich der befestigten Sohle in Sperrwerksnähe als nicht erodierbar diskretisiert. Zusätzlich wurde der Kleihorizont als nicht erodierbare Schicht in einer Tiefe von 14 m unter NN definiert (siehe Abschnitt 2.5.1).

Die Anzahl von Durchgängen mit Kontinuitätskorrektur in einer morphodynamischen Rechnung kann nach unterschiedlichen Kriterien erfolgen (vergl. Abschnitt 3.4.2). Im Rahmen dieser Untersuchung wurde nach jeweils zwei Kontinuitätskorrekturen eine erneute Berechnung der Hydrodynamik durchgeführt.

6 Kalibrierung und Validierung der Module

Der Nachweis der Güte eines Modells, das heißt der Grad der Übereinstimmung der berechneten Ergebnisse mit den Prozessen in der Natur, wird anhand Vergleichen mit Naturmessungen erbracht. Die Terminologie der wichtigsten verwendeten Begriffe seien hier noch einmal definiert, da sie in der Literatur oft synonym verwendet werden.

Verifikation: Der Prozess der Prüfung, ob eine Modellanwendung der Konzeption und Lösungsansätzen des Modellentwicklers entspricht (AIAA, 1998).

Sensitivitätsanalyse: Bestimmung der Abhängigkeit der Modellergebnisse von Eingabeparametern zum Verständnis des Systems, insbesondere zur Bestimmung von ausschlaggebenden Parametern.

Kalibrierung: Prozess der Justierung numerischer und physikalischer Parameter im Computermodell für die Verbesserung der Übereinstimmung mit experimentellen Daten. (AIAA,1998). Ein Beispiel für die Kalibrierung ist die Anpassung empirischer Faktoren in Sedimenttransportgleichungen.

Validierung: Der Prozess der Bewertung der Naturähnlichkeit eines Modells und seiner Anwendbarkeit hinsichtlich seiner Zweckbestimmung und des natürlichen Systems, das es modelliert (DEE, 1995).

Bisher haben sich keine offiziellen Regeln durchsetzen können, die die Art und den Ablauf einer Modellvalidierung festlegen. Eine Möglichkeit der Standardisierung der Validierung von Modellsystemen schlagen DEE ET AL.(1994) vor. Der Ablauf einer Validierung von Modellanwendungen wartet dagegen noch auf vereinheitlichende Regeln.

Vor dem Aufbau und der Anwendung eines Modells sollte also dessen Verifikation stehen. Die Prüfung, ob die geforderten Ergebnisse durch das Modell zu erbringen sind. Die Kalibrierung eines Modells erfolgt dann anhand Naturmessungen. Die Modellergebnisse werden dabei durch Variation der numerischen und physikalischen Parameter an die in der Natur gemessenen Größen angepasst. Die vorherige kritische Prüfung der Messdaten hinsichtlich Qualität und Plausibilität ist dafür unabdingbare Voraussetzung. Die Validierung des Modells erfolgt wiederum anhand von Naturdaten. Ohne eine weitere Eichung des Modells wird dabei die Güte der Simulationsergebnisse bewertet.

6.1 Hydrodynamik

Zur Prüfung der Qualität des hydrodynamischen Modells liegen Naturmessdaten für verschiedene Zeiträume in unterschiedliche Dichte und Qualität vor:

- Die Kalibrierung des Modells wurde anhand Wasserstands- und Strömungsmessungen einer Messkampagne im November 1997 durchgeführt.
- Die Validierung des Modells wurde anhand Wasserstands- und Strömungsmessungen einer Messkampagne im Juni/Juni 1998 durchgeführt.

6.1.1 Kalibrierung

Die Verbesserung der Ergebnisse des Modells der Tideeider durch Kalibrierung anhand von Naturmessdaten wird im folgenden beispielhaft anhand des Vergleichs gemessener und berechneter Wasserstandsganglinien und Strömungsgeschwindigkeiten gezeigt.

- **Naturmessungen**

Im November 1997 wurden an den Positionen Wesselburen, Schülperneuensiel, Tönning und Rothenspieker punktuelle Strömungsgeschwindigkeiten mit Aanderaa Geräten (siehe Kapitel 2.4.3) gemessen. Zusätzlich wurden am 3.11.1997 Querschnittsmessungen mit ADCP durchgeführt. Weiterhin liegen Wasserstandsganglinien für die Positionen Eidersperrwerk AP und BP, Tönning, Friedrichstadt und Nordfeld vor. Während der gesamten Periode war Sektor 2, das zweite Tor von Süden, geschlossen. Das Sperrwerk wurde im Flutdrosselbetrieb gefahren.

- **Kalibrierung der Rauhigkeit**

Die Kalibrierung der Bodenrauheit wurde durch Variation des Chezy-Beiwertes im Nahbereich des Sperrwerks und übrigen System durchgeführt. Kalibriert wurde für Wasserstände an mehreren Pegeln und Geschwindigkeiten an zwei Positionen.

Sensitivitätsanalysen zeigen, dass eine örtlich variable Vorgabe der Bodenrauheit notwendig ist. Im Bereich der befestigten Sperrwerkssohle weisen die großen Granitblöcke eine hohe, im übrigen Bereich der Tideeider ist der Untergrund durch die fast völlig fehlenden Sohlformen geringe Sohlrauheiten auf. Abbildung 53 zeigt den Einfluss der Bodenrauheit beispielhaft für den Pegel Tönning für eine Tide im November 1997. Die Variation der Rauheit des Sperrwerknahbereichs zeigt einen geringen Einfluss auf die Lösung. Chezy Werte von über $25\text{m}^{1/2}/\text{s}$ im Sperrwerknahbereich erzeugten instabile Lösungen. Beste Ergebnisse werden mit Chezy-Beiwerten von $22\text{m}^{1/2}/\text{s}$ im Bereich der befestigten Sohle bis $70\text{m}^{1/2}/\text{s}$ im restlichen Gebiet erzielt. Diese Werte sind plausibel, da im

Sperrwerksnahbereich durch die Schüttsteinsohle hohe - und im übrigen Modellgebiet durch fehlende Sohlformen geringe Sohlrauhigkeiten vorliegen.

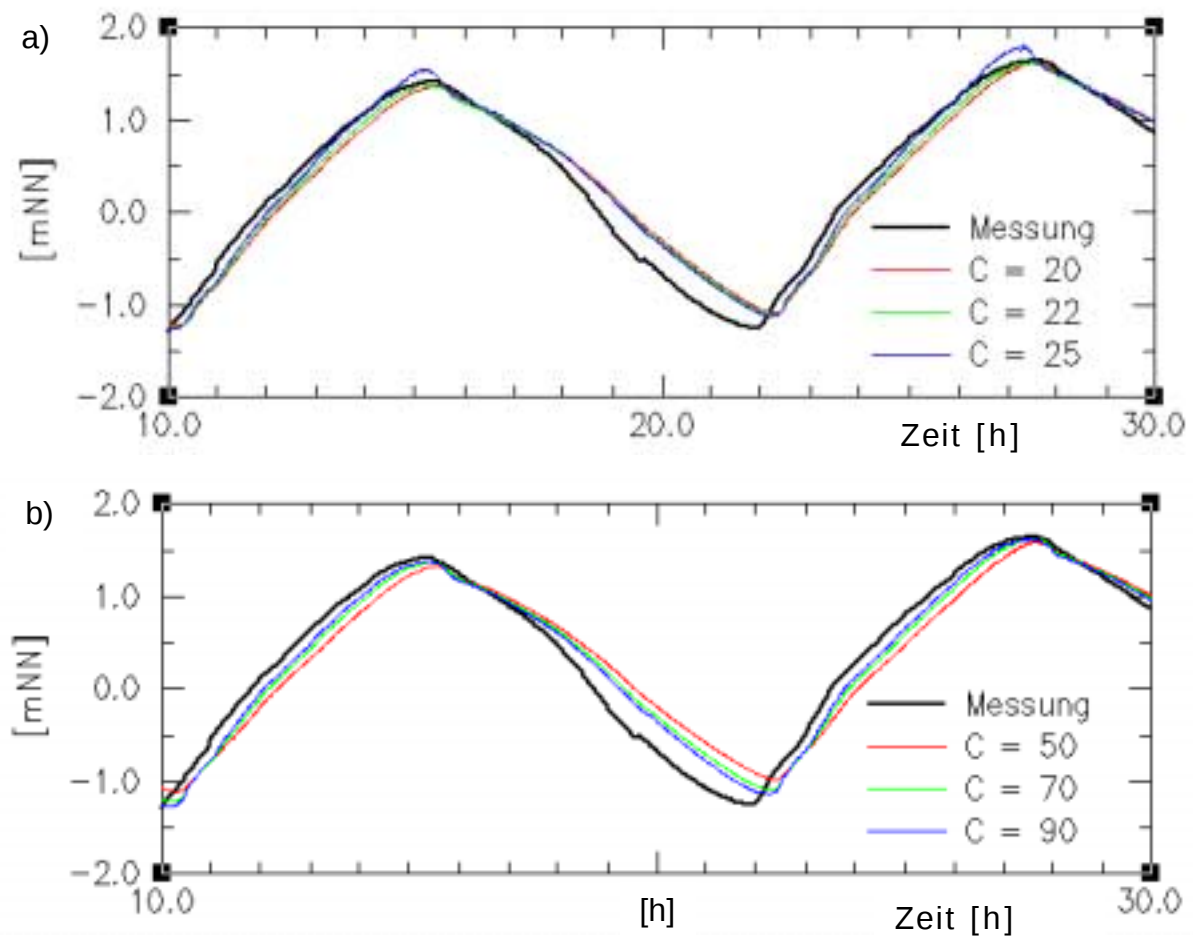


Abbildung 53: Einfluss der Bodenrauhigkeit auf die Wasserstände (Pegel Tönning). (a) Variation der Bodenrauhigkeit C [m^{1/2}/s] im Sperrwerksnahbereich; (b) Variation der Bodenrauhigkeit C [m^{1/2}/s] im übrigen Modellgebiet

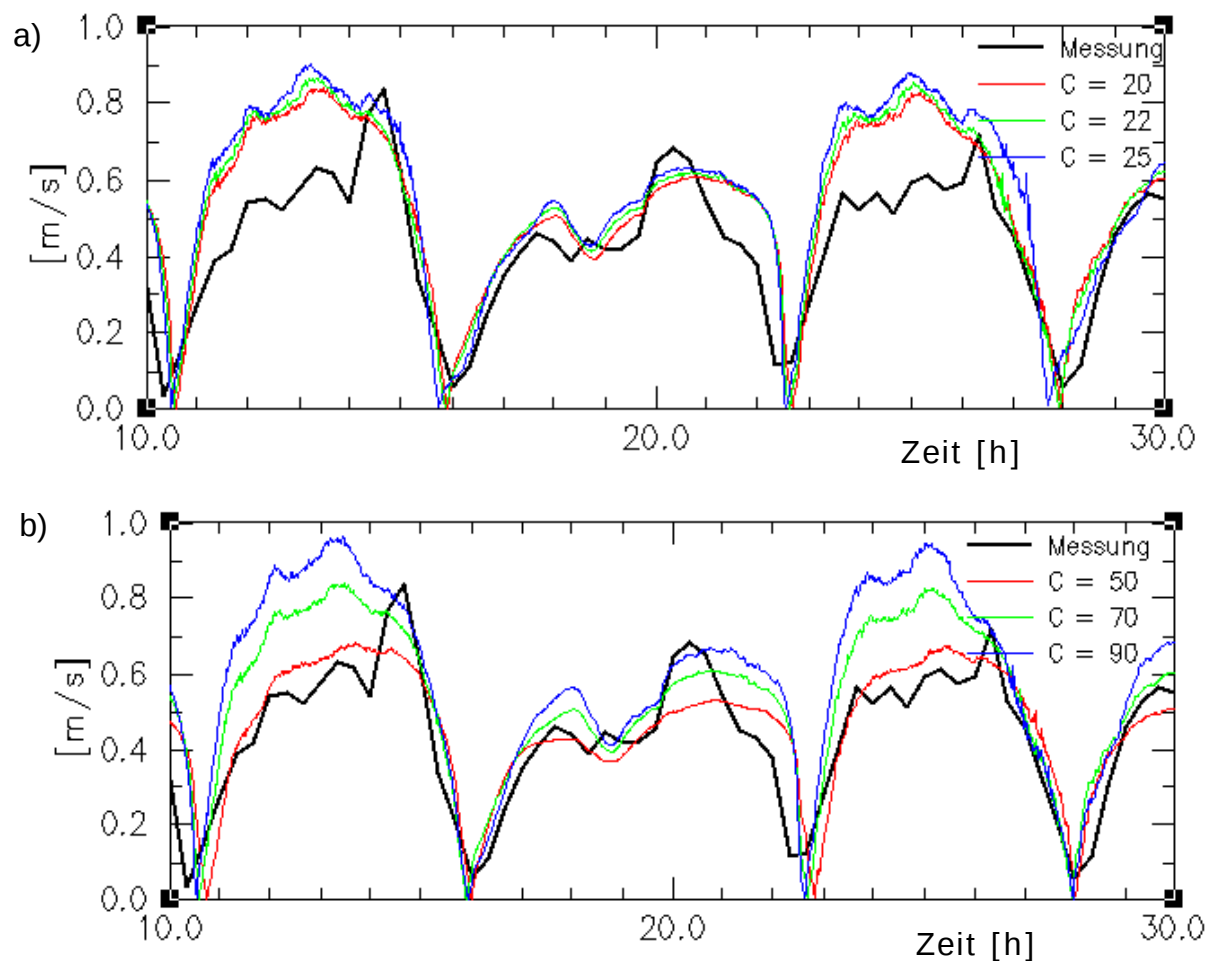


Abbildung 54: Einfluss der Bodenrauigkeit auf die Strömungsgeschwindigkeit (Station Tönning). (a) Variation der Bodenrauigkeit C [$\text{m}^{1/2}/\text{s}$] im Sperrwerksnahbereich; (b) Variation der Bodenrauigkeit C [$\text{m}^{1/2}/\text{s}$] im übrigen Modellgebiet

Abbildung 54 zeigt die Auswirkung der Änderung der Bodenrauigkeit auf die Strömungsgeschwindigkeit beispielhaft für die Station Tönning.

6.1.2 Validierung

Das Strömungsmodell wurde anhand hydrometrischer Daten einer weiteren Messkampagne im Juni 1998 validiert. Ohne weitere Kalibrierung der Systemparameter wird die Qualität der Modellergebnisse dargestellt.

- **Naturmessungen**

Parallel wurden Wasserstände an fünf, und Geschwindigkeitsmessungen an zwei Positionen durchgeführt. Zusätzlich wurden an zwei Querschnitten Geschwindigkeitsprofile mit ADCP gemessen.

Während der gesamten Messkampagne war das mittlere Tor (Sektor 3) des Eidersperrwerks für Reparaturarbeiten geschlossen.

- **Validierung für Wasserstände**

Abbildung 55 zeigt eine Gegenüberstellung von gemessenen und berechneten Wasserstandsganglinien an zwei Positionen. Das Hochwasser wird an allen Pegeln mit Abweichungen im Zentimeterbereich berechnet. Das Niedrigwasser wird am sperrwerksnächsten Pegel mit gleicher Abweichung berechnet. Weiter entfernt von der eingesteuerten Randbedingung verschlechtert sich das Ergebnis zur Zeit des Niedrigwassers etwas. Am Pegel Tönning liegt die mittlere Abweichung während des Niedrigwassers bei etwa 20cm, am Pegel Friedrichstadt bei etwa 10cm.

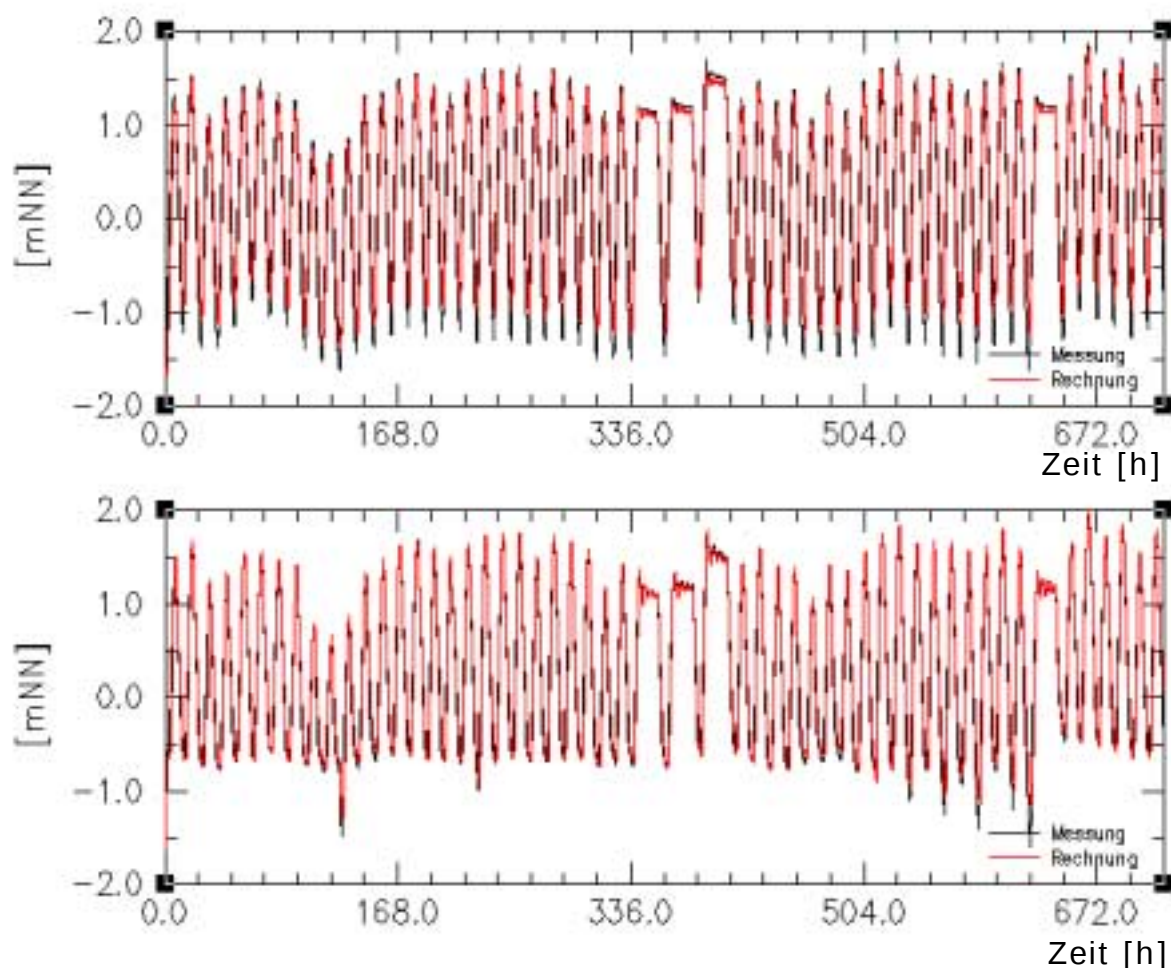


Abbildung 55: Validierung des Strömungsmodells anhand gemessener Wasserstände an den Positionen Tönning (a) und Friedrichstadt (b).

- **Validierung für Strömungsgeschwindigkeiten**

Beispielhaft für die Validierung des Modells anhand punktueller Strömungsmessungen ist ein Zeitraum im Juni 1998 für die Station Tönning in Abbildung 56 abgebildet. Die Ergebnisse zeigen teilweise erhebliche Abweichungen zwischen der punktuellen Messung und der berechneten tiefengemittelten Geschwindigkeit. Die geringeren Geschwindigkeiten der Messung lassen sich jedoch durch die Positionierung des Messgerätes nur wenige Dezimeter über dem Boden erklären. Die Phase und Charakteristik des Geschwindigkeitverlaufes werden vom Modell nachgebildet.

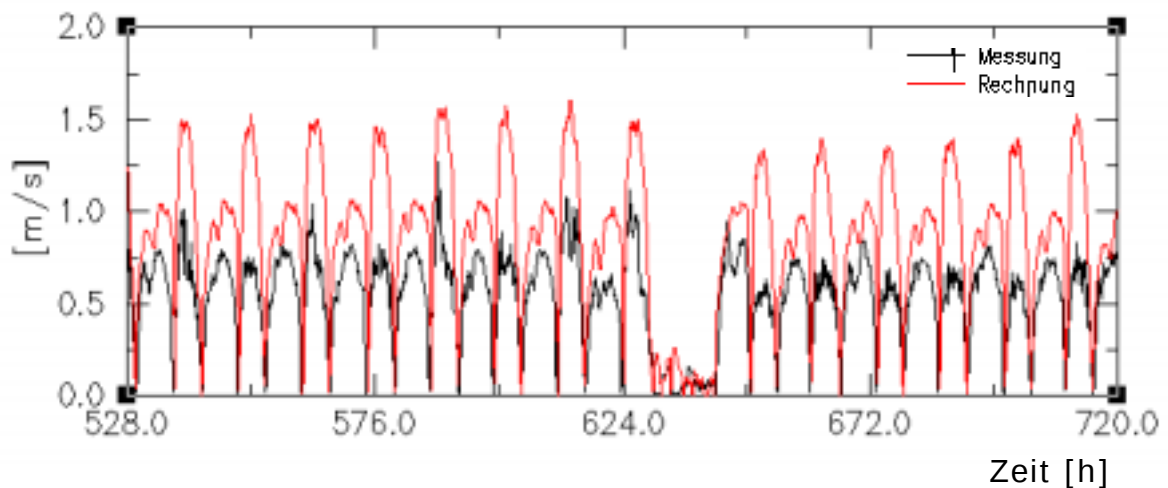


Abbildung 56: Lokale Strömungsgeschwindigkeit am Pegel Tönning

- **Validierung für den Durchfluss**

Der aus den ADCP Messungen zusammengefasste Durchfluss an einem Querschnitt (siehe Abbildung 46) ist auf Abbildung 57 den berechneten Werten gegenübergestellt. Im ersten Teil der Flut wird der gemessene Durchfluss mit geringen Abweichungen berechnet. Der Durchfluss im zweiten Teil der Flut wird vom Modell etwas überschätzt.

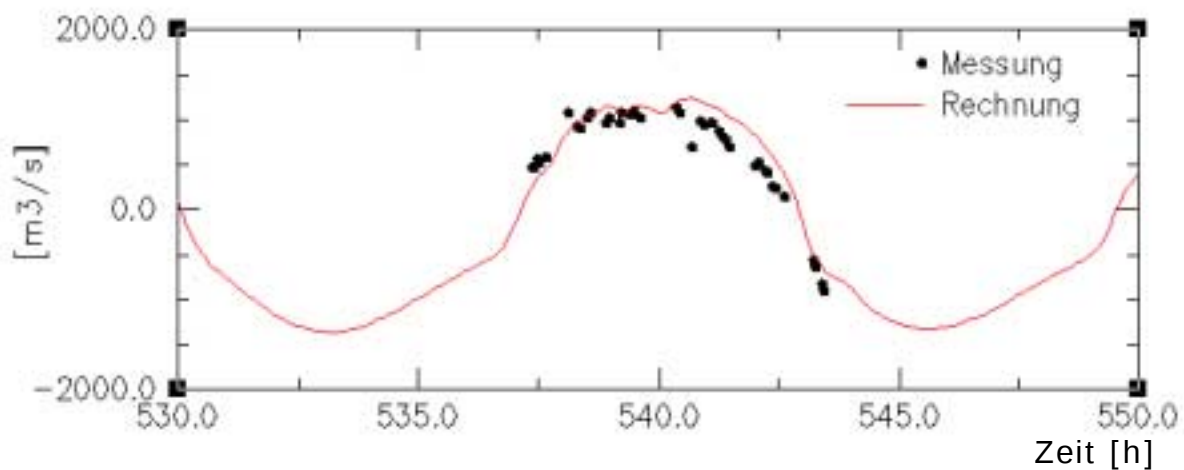


Abbildung 57: Validierung des Strömungsmodells anhand gemessener Durchflüsse (ADCP Messung Juni 1998)

6.2 Sedimenttransport

6.2.1 Kalibrierung

Ein direkter Vergleich gemessener und berechneter Konzentration suspendierten Sediments musste sich auf die in Abschnitt 2.5.2 vorgestellten Messungen am Messpunkt Eidersperrwerk Nordmole beschränken. Wegen der beschriebenen Unsicherheiten bezüglich der Repräsentativität dieser Messungen wurde eine Kalibrierung des Modells an diese Messungen nicht durchgeführt. Lediglich quantitative Änderungen der berechneten Konzentration durch die Kalibrierung des Faktors α der VAN RIJN Gleichung sind in Abbildung 58 dargestellt. Der Vergleich zwischen gemessener und berechneter Konzentration für zwei Tiden im November 1996 zeigt die starke Abhängigkeit der Lösung vom Faktor α . Die Konzentration während der Ebbphase ist die vom Tideeidermodell berechnete (Ausstromrand). Die Konzentration während der Flutphase entspricht der mit Hilfe des Dithmarscher Bucht Modells generierten Randbedingung (Einstromrand).

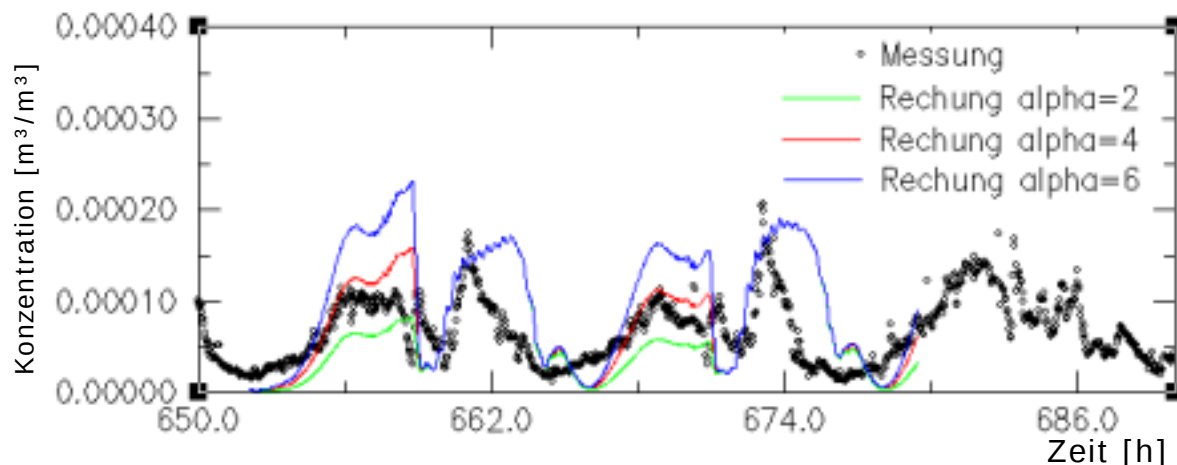


Abbildung 58: Vergleich zwischen gemessenem und berechneten Konzentrationsverlauf am Messpunkt Eidersperrwerk Nordmole für zwei Tiden im November 1996

Die Ergebnisse der Simulation bewegen sich für $\alpha=4$ in derselben Größenordnung wie die Messungen. Hinsichtlich der oben erwähnten Einschränkungen bei der Messung wird das Modell im nächsten Abschnitt indirekt, d. h. anhand der durch das Bodenevolutionsmodell berechneten Morphologieänderungen kalibriert und validiert.

Die in Kapitel 2.5.2 erwähnte gleichmäßige horizontale Verteilung der Konzentration über den Sperrwerksquerschnitt während der Flut ist durch die Vorgabe der gleichen Konzentrationsganglinie an allen offenen Toren gewährleistet. Der gemessene Konzentrationsgradient von höheren Werten an der Südseite und geringeren Werten an der Nordseite während des Ebbstroms wird vom Modell wiedergegeben.

6.3 Kleinskalige Morphodynamik

Eine flächenhafte Kalibrierung des Sedimenttransportmoduls kann indirekt über die resultierende Bodenentwicklung erfolgen. Dabei werden gemessene morphologische Änderungen mit Modellergebnissen verglichen. Dafür bieten sich die vom WSA Tönning in monatlichen Abständen erhobenen Peildaten des Sperrwerknahbereichs (s. Abschnitt 2.6.3) an.

Die stark dreidimensionale Strömungs- und Transportsituation im Bereich des Kolks kann von diesem Modell nicht naturähnlich abgebildet werden, da die abrupte Querschnittsvergrößerung dort zu einer Reduktion der tiefengemittelten Strömungsgeschwindigkeit im Bereich der tiefen Kolkbereiche führt. So berechnet das zweidimensionale Modell eine Ablagerung von Material in Bereichen, die in der Natur durch starke Turbulenz erosive Tendenzen aufweisen. Die kleinskalig-kurzfristige Kalibrierung beschränkt sich deshalb auf einen Querschnitt hinter dem Kolk (Querschnitt 20 in Abbildung 33).

Die in Abbildung 29 gezeigte Bodenentwicklung im Zeitraum März-April 1998 wird im Folgenden zur Kalibrierung des Sedimenttransportmodells verwendet. In diesem Zeitraum lagert sich auf Höhe des (in diesem Zeitraum geschlossenen) mittleren Tores des Sperrwerks eine etwa 1.5m hohe Schicht Sediment ab.

6.3.1 Modellaufbau

Der zweimonatige Zeitraum wurde mit dem Strömungs- und Transportmodell durchgehend berechnet. Aus der Gesamtheit der stündlich gespeicherten Transportfelder wurde ein mittleres Transportfeld berechnet und unter Anwendung des optimalen Zeitschrittkriteriums für die Berechnung der Bodenentwicklung verwendet (siehe 4.3).

6.3.2 Kalibrierung

Folgend wird der Einfluss der Eingabeparameter Sinkgeschwindigkeit, Kalibrierungsparameter α und Bodenrauhigkeit r der VAN RIJN Formel im Sedimenttransportmodell auf die berechnete Morphodynamik gezeigt.

- **Einfluss Sinkgeschwindigkeit suspendierten Sediments**

Der Einfluss der Sinkgeschwindigkeit des suspendierten Sediments auf die kurzfristige Bodenänderung am Querschnitt 20 zeigt Abbildung 59, etwa 450m hinter der Sperrwerksachse. Diese Einflussgröße hat für Werte zwischen 0.1 bis 1.0 mm/s (entspricht der Sinkgeschwindigkeit von Einzelkörnern mit Durchmessern von 11 bis 40 μm) wenig Einfluss auf die berechnete Bodenentwicklung. Erst die Vorgabe einer unverhältnismäßig hohen Sinkgeschwindigkeit von 4mm/s (entspricht etwa einem Einzelkorn von 80 μm) verändert das Ergebnis signifikant.

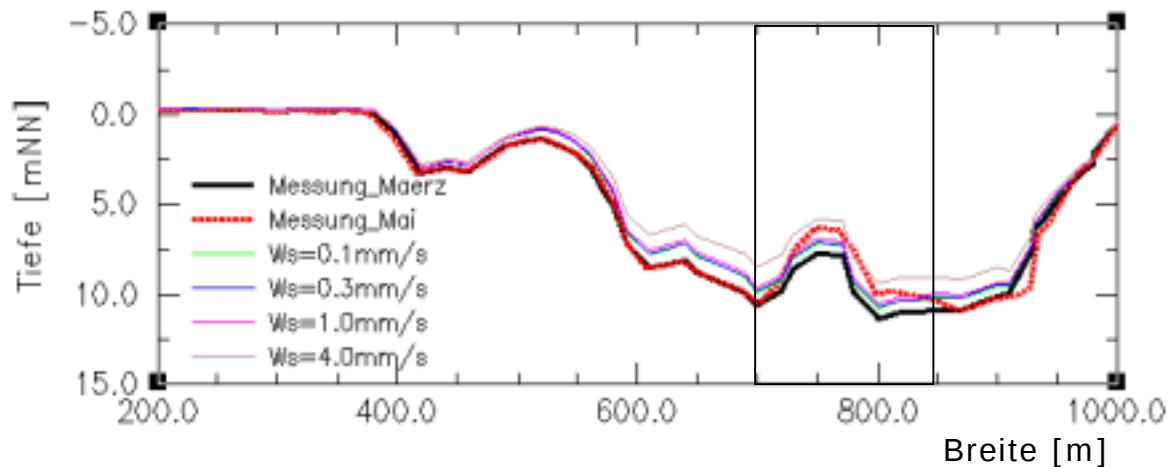


Abbildung 59: Kurzfristige Morphodynamik März-April 1998: Einfluss der Sinkgeschwindigkeit am Querschnitt 20.

- **Einfluss Faktor α**

Der Einfluss des Kalibrierungsparameters α auf die berechnete Morphodynamik zeigt Abbildung 60. Erkennbar ist die geringe Wirkung des Parameters auf das Modellergebnis.

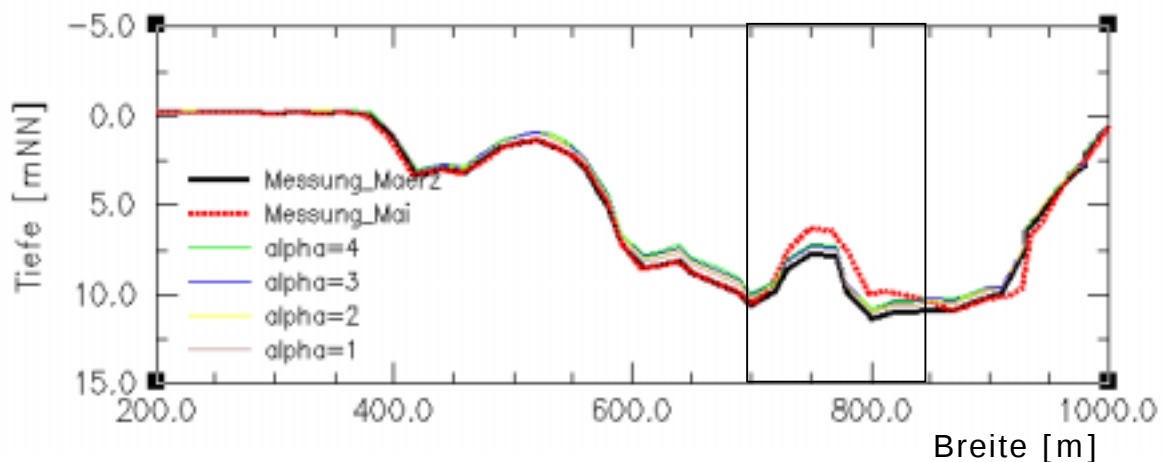


Abbildung 60: Kurzfristige Morphodynamik März-April 1998: Einfluss des Faktors α am Querschnitt 20.

- **Effekt der Bodenrauigkeit r**

Den Effekt des Bodenrauigkeit r auf die kurzfristige Bodenentwicklung zeigt Abbildung 61. Man erkennt den starken Einfluss auf die in diesem Querschnitt berechnete Sedimentation.

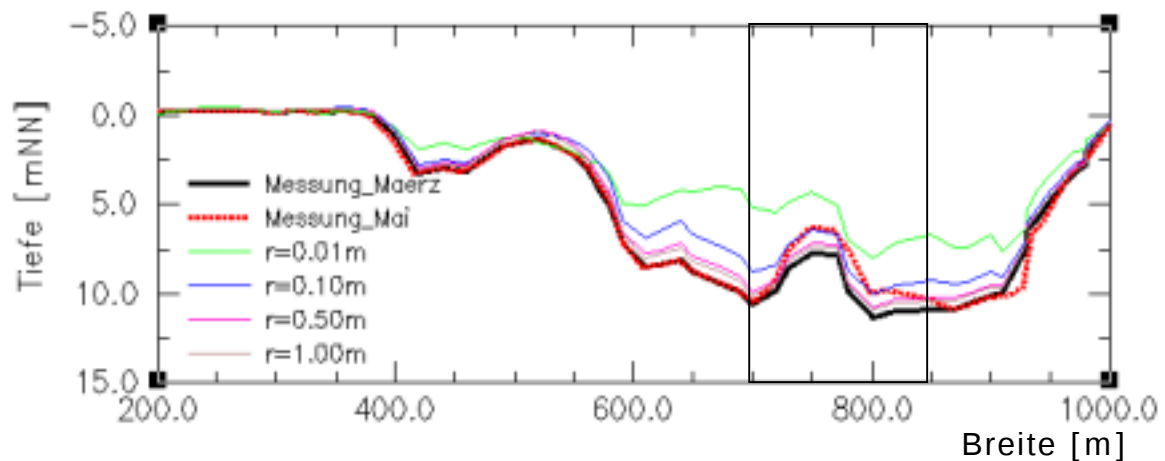


Abbildung 61: Kurzfristige Morphodynamik März-April 1998: Einfluss der Bodenrauigkeit am Querschnitt 20.

Wie schon im Abschnitt 5.4.1 gezeigt, berechnet das Modell für kleine Bodenrauigkeiten hohe Umlagerungsraten. Die gemessene Sedimentation hinter dem geschlossenen Tor (Bereich 700-850m) wird mit einer vorgegebenen Bodenrauigkeit von 0.1 m am ehesten wiedergegeben.

Ein Ergebnis der Simulation der kleinskaligen Morphodynamik mit den durch die Kalibrierung bestimmten Parametern : $w_s=0.1\text{mm/s}$, $\alpha=3$ und $r=0.1\text{m}$ zeigt Abbildung 62.

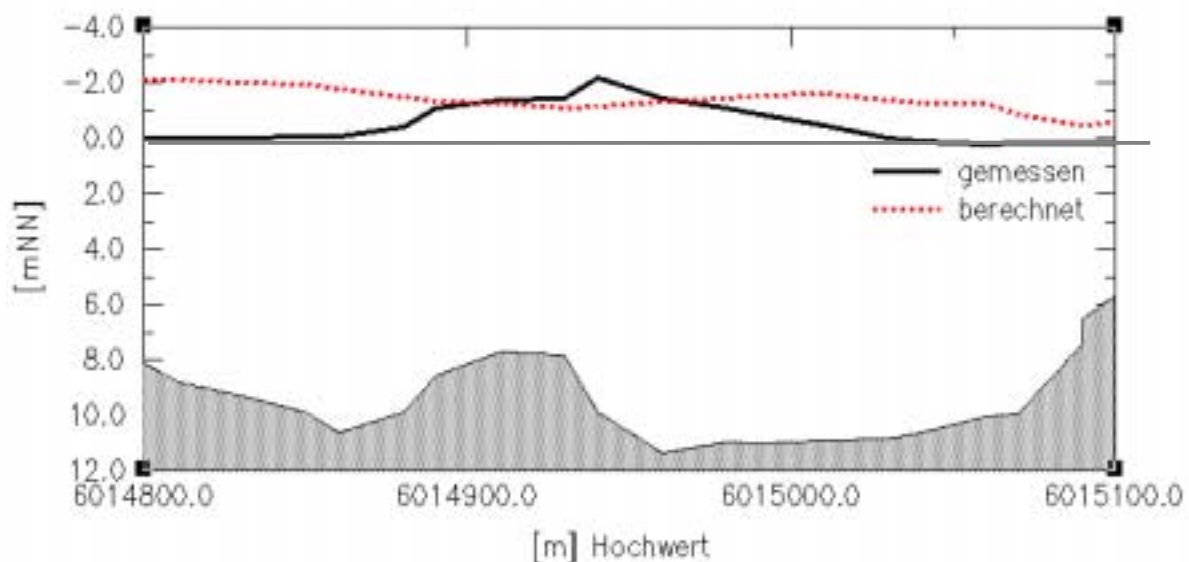


Abbildung 62: Kalibrierung kleinskaliger Morphodynamik anhand der Bodenänderung März-April 1998. Querschnitt 20.

6.3.3 Validierung

Die in Kapitel 2.6.3 gezeigte kleinskalige Morphologieänderung von April bis Juni 1999 dient hier zur Validierung der kleinskaligen Morphodynamik. Das für den Zeitraum März-Mai 1998 kalibrierte Modell wurde ohne weitere Anpassung für diesen Zeitraum angewendet. Für diese Simulation wurde mit den am Sperrwerk gemessenen Wasserständen gesteuert.

Abbildung 63 zeigt beispielhaft die gemessene und berechnete Bodenänderung nach einem Monat am Querschnitt 20. Gezeigt sind die Tiefendifferenzen nach einem Monat. Erkennbar ist das quantitativ und qualitativ ähnliche Ergebnis der Simulation: Den erosiven Bereich im mittleren Teil und die Sedimentation hinter dem geschlossenen Sperrwerkstor berechnet das Modell ähnlich. Die leichte Sedimentation im südlichen Teil dagegen wird nicht korrekt wiedergegeben: Hier berechnet das Modell eine leichte Erosion.

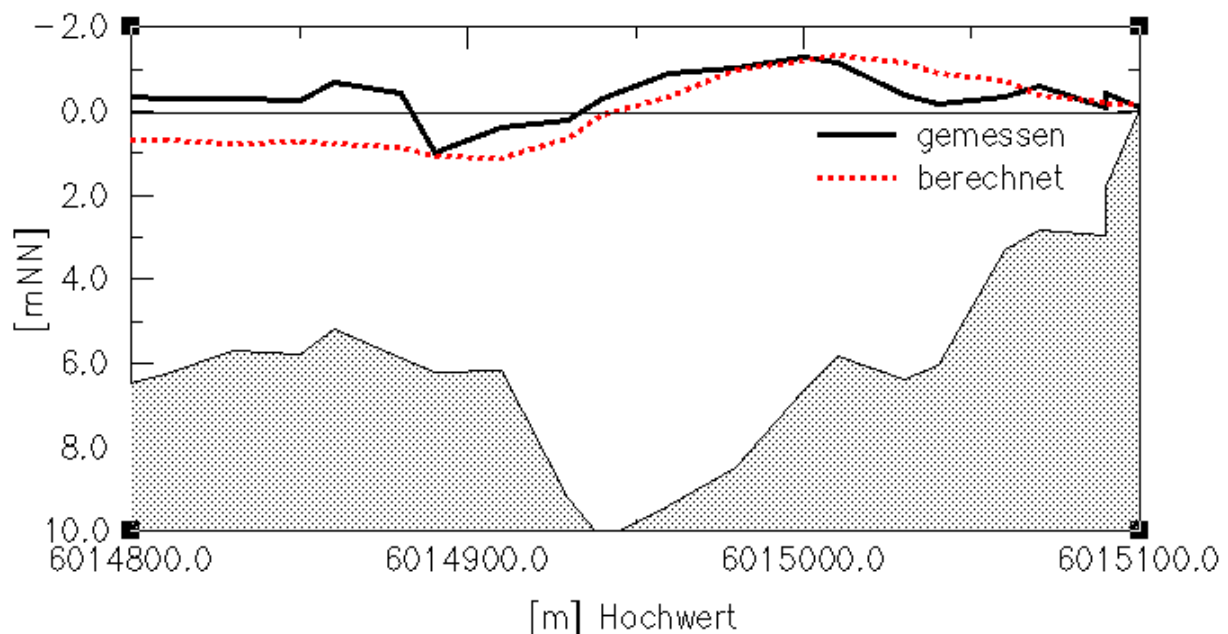


Abbildung 63: Validierung kleinskaliger Morphodynamik anhand der Morphologieänderung April-Juni 1999. Querschnitt 20.

7 Mittel- bis großskalige Morphodynamik

Die numerische Simulation mittel- bis langfristiger Morphodynamik erfordert die Filterung von Eingabedaten und die Verwendung von Reduktionsverfahren bei der Modellsteuerung. So werden nicht mehr alle Ereignisse eines Zeitraumes chronologisch berechnet, sondern durch wenige typische, stellvertretende Ereignisse ersetzt. Beispielsweise wird eine repräsentative Einzeltide zur Steuerung des Modells verwendet, die die gleichen morphologischen Entwicklungen verursacht, wie ein kompletter Nipp- Springtidezyklus.

In Abschnitt 3.4 wurden die allgemein üblichen Verfahren zur Erstellung einer repräsentativen Tide vorgestellt und Beispiele für deren Anwendung in der Literatur genannt. Übereinstimmend verwenden diese Ansätze eine *Referenzsimulation* als Bezugsgröße zur Definition der repräsentativen Tide. Das bedeutet, dass morphologisch repräsentative Tiden anhand ihrer Korrelation zu einer berechneten Referenzmorphologie bewertet werden. In den vorgestellten Ansätzen gilt derjenige Tidezyklus als repräsentativ, dessen morphodynamischer Effekt dem eines Referenzlauf gleicht – nicht der tatsächlich auftretenden Morphodynamik des natürlichen Systems. Die Naturähnlichkeit der berechneten Morphologieänderung wird bei der üblichen Definition einer repräsentativen Tide gemeinhin nicht berücksichtigt.

7.1 Methodik

7.1.1 Berücksichtigung der Naturähnlichkeit

Um die Güte des morphodynamischen Modells möglichst früh im Modellablauf beurteilen zu können, wird hier ein Verfahren vorgeschlagen, welches die Naturähnlichkeit der Simulation schon bei der Definition der repräsentativen Tide berücksichtigt. Es wird eine Randbedingung (Tidesignal) für die Steuerung des Modells gesucht, die, wenn wiederholt bei einer morphodynamischen Rechnung eingesetzt, möglichst naturähnliche Änderungen der Morphologie erzeugt. Sie gilt als repräsentativ, wenn ihre längerfristige Wirkung die der natürlichen Randbedingungen des Systems, mit allen ihren harmonischen und nichtharmonischen Einflussgrößen, weitestgehend entspricht.

Abbildung 64 zeigt schematisch den Unterschied zwischen dem klassischen Ansatz und dem Ansatz mit Berücksichtigung der Naturähnlichkeit:

- Der klassische Ansatz definiert die repräsentative Tide als eine Einzeltide T_i , deren morphologischer Effekt (2) bei ihrer Anwendung über einen bestimmten Zeitraum dem morphologischer Effekt einer Referenzrechnung (1A) gleicht.
- Bei der Berücksichtigung der Naturähnlichkeit wird die Einzeltide T_i als repräsentativ bezeichnet, deren morphologischer Effekt (2) bei ihrer Anwendung über einen bestimmten Zeitraum der gemessenen morphologischen Entwicklung am ehesten entspricht (1B).

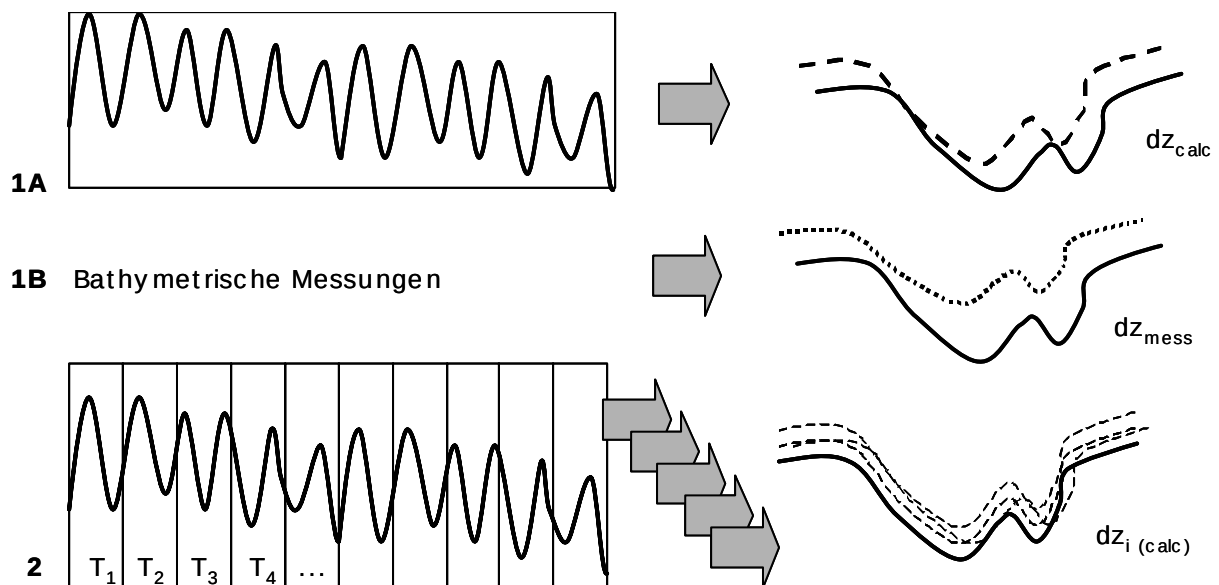


Abbildung 64: Schema zur Methodik zur Bestimmung der repräsentativen Tide. 1A: Referenzsimulation über einen Zeitraum berechnet die Bodenentwicklung dz_{calc} ; 1B: Bathymetrische Messungen zu verschiedenen Zeitpunkten zeigen die Bodenentwicklung dz_{mess} ; 2: Verschiedene Simulationen mit Einzeltiden berechnen verschiedene Bodenentwicklungen $dz_{i(calc)}$

7.1.2 Auswertung

Die Methoden zur Auswertung und Beurteilung von morphodynamischen Prozessen und Modellergebnissen teilen sich in qualitative und quantitative Methoden. Steht bei der qualitativen Auswertung die Betrachtung der Entwicklung charakteristischer Formen ("Verschiebung eines Priels in der Horizontalen") oder die Lokalisierung von Sedimentations- und Erosionszonen im Vordergrund, so

zielt die quantitative Auswertung auf die tatsächliche Größe der Änderung (Volumendifferenz, Größe der Sedimentation/Erosion). Die Automatisierung qualitativer Auswertemethoden ist ungleich aufwendiger gegenüber der einfachen Bilanzierung quantitativer Größen. Hier werden Methoden benötigt, die charakteristische Formen erkennen und verfolgen. Ansätze wie pattern tracing und pattern recognition erläutert DE VRIEND ET AL. (1993).

Die quantitative Beurteilung der Modellgüte verwendet verschiedene Kenngrößen :

- Volumen : Berechnetes Volumen / Referenzvolumen von Teilgebieten oder des Gesamtgebietes
- Sedimentation / Erosion : Berechnete Sedimentation / Referenzsedimentation an einzelnen Elementen, Querschnitten, Teilgebieten oder dem Gesamtgebiet.

Zur Auswertung von Modellergebnissen sind reduzierende Verfahren notwendig, die eine Automatisierung der Beurteilung einer Vielzahl von Ergebnisdateien ermöglichen. Ein einfaches Verfahren zur Bewertung ist beispielsweise die Korrelation von Ergebnissen mit Messungen (oder Referenzrechnungen). Dabei gilt der empirische Korrelationskoeffizient r_{xy} (oder normierte Kovarianz) als Maß für den linearen Zusammenhang von Wertepaaren (x_i ; y_i):

$$r_{xy} = \frac{\sum_i (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_i (x_i - \bar{x})^2 \sum_i (y_i - \bar{y})^2}} \quad (7-1)$$

mit $-1 < r_{xy} < 1$

Das Bestimmtheitsmaß $B_{xy} = r_{xy}^2$ gibt an, wie viel Prozent der Variation (Varianz) der abhängigen y-Variable der unabhängigen x-Variable zugerechnet werden kann. Im Rahmen dieser Arbeit wurden berechnete und gemessene Bodenänderungen an mehreren Querschnitten korreliert.

- Klassischer Ansatz:

$$\text{Repr. Tide} = \text{MAX}(r_1^2 = f(dz_{\text{calc}}, dz_{i(\text{calc})})) \quad (7-2)$$

Mit :

r: Korrelationskoeffizient

Dz_{calc} : berechnete Referenzbodenentwicklung an Querschnitten

$Dz_{i(\text{calc})}$: berechnete Bodenentwicklung bei der Steuerung mit Tide T_i

- Mit Berücksichtigung der Naturähnlichkeit

$$\text{Repr. Tide} = \text{MAX}(r_i^2 = f(dz_{\text{meas}}, dz_{i(\text{calc})})) \quad (7-3)$$

Mit :

Dz_{meas} : gemessene Bodenentwicklung an Querschnitten

7.2 Bestimmung der repräsentativen Tide

Zur näheren Erläuterung der Bestimmung der repräsentativen Tide unter Berücksichtigung der Naturähnlichkeit soll das Verfahren in den folgenden Abschnitten parallel zu einem klassischen Verfahren vorgestellt werden.

Die genannten Verfahren zur Definition von repräsentativen Randbedingungen unter Verwendung einer Referenzmorphologieänderung nach LATTEUX, sind aufgrund der vorgestellten Besonderheiten dieses Untersuchungsgebietes nicht ohne Einschränkungen anwendbar. So kann in der Tideeider eine repräsentative Randbedingung durch eine Wichtung von Gezeitenkomponenten schon wegen der unterschiedlichen Einflussfaktoren im Hinblick auf die Steuerung des Sperrwerks nicht ausgedrückt werden. Im folgenden soll deshalb das Verfahren nach ROELVINK (2000) (siehe Kapitel 3.4.1), welches ebenfalls eine Referenzmorphologieänderung zur Definition einer repräsentativen Tide verwendet, neben dem neuen Verfahren gezeigt werden.

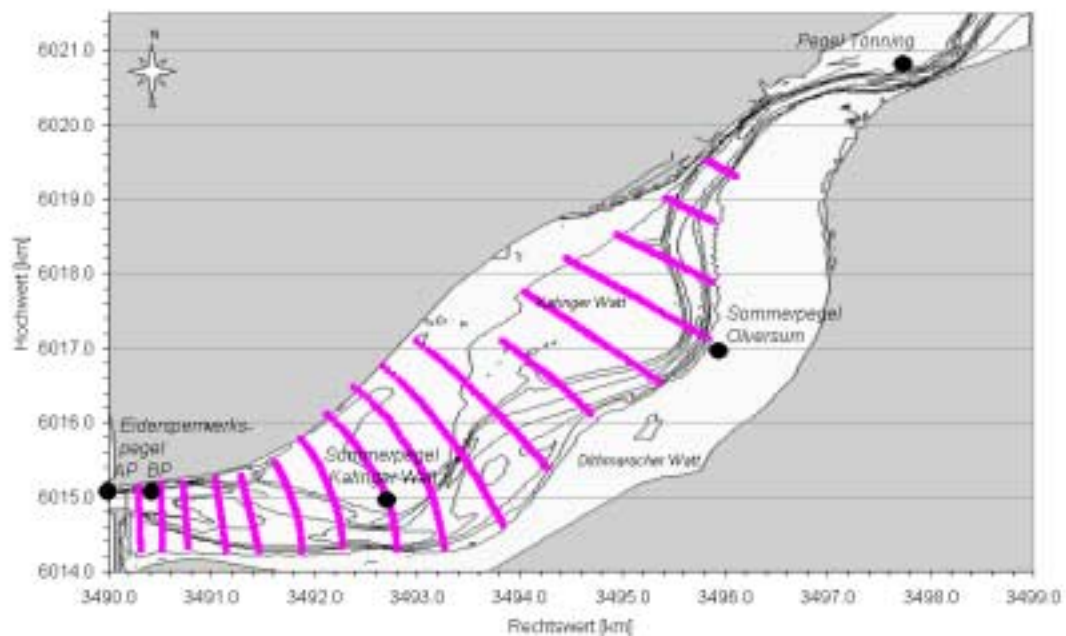


Abbildung 65: Ausgewählte Querschnitte für die Bestimmung der repräsentativen Randbedingung

Für dieses Beispiel wurde die Morphologieänderung eines einjährigen Zeitraumes (1998-99) an 17 Querprofilen in der Tideeider zwischen Sperrwerk und Tönning betrachtet. Abbildung 2 zeigt die Anordnung der Querschnitte, die sich gleichmäßig über das Gebiet verteilen.

7.2.1 Ansatz Referenzmorphologieänderung

Aus den über einen Spring-Nipptidezyklus (siehe Abschnitt 6.3.2) gemittelten Transportraten wurde die Bodenentwicklung der Tideeider für einen einjährigen Zeitraum berechnet. An den in Abbildung 65 gezeigten Querschnitten wurden die Differenzen zwischen Initial- und Endmorphologie gebildet und hintereinander in Abbildung 66 aufgetragen: Negative Werte entsprechen einer lokalen Erosion, positive Werte einer Sedimentation.

Diesem Ansatz folgend gilt jene Einzel- oder Doppeltide des Spring-Nipptidezyklus' als repräsentativ, die bei ihrer kontinuierlichen Anwendung über den Untersuchungszeitraum die der Referenzmorphologieänderung ähnlichste morphologische Änderung bewirkt. Im Rahmen dieser Untersuchung wurde die morphodynamischen Wirksamkeit von Einzel- (12.5 Stunden), Doppel- (25 Stunden) und Tripeltiden (37.5 Stunden) untersucht. Zum Vergleich wurde die jeweils berechnete morphologische Differenz jeder Tide mit der in der Referenzsimulation berechneten Bathymetrieänderung an den oben definierten Querschnitten korreliert. Das Bestimmtheitsmaß dieser Korrelationen für jede Einzeltide ist in Abbildung 67 aufgetragen.

Man erkennt die sehr guten Korrelationen am Anfang und in der Mitte des Tidezyklus'. Die beste Übereinstimmung erreicht 0.98, entspricht einer 98 prozentigen Übereinstimmung der Morphologieänderung durch eine Einzeltide mit der über den Monat gemittelten Referenzmorphologieänderung. Die Abbildung zeigt, dass die Verwendung von Doppel- oder Tripeltiden in diesem Fall keine ausgeprägte Verbesserung des Ergebnisses bringt. In diesem Fall erzeugte eine Tide mit ca. 1.05 fachem Tidehub gegenüber der über diesen Monat gemittelten Tide die beste Korrelation mit der Referenzdifferenz.

7.2.2 Ansatz Berücksichtigung der Naturähnlichkeit

Abbildung 68 zeigt die aus Naturmessungen der Jahre 1998 und 1999 berechneten Differenzen an den in Abbildung 65 definierten Querschnitten. Die Korrelation der durch Einzel-, Doppel- und Tripeltiden berechneten Differenzen mit dieser gemessenen Differenz führt zu den auf Abbildung 69 gezeigten Ergebnissen.

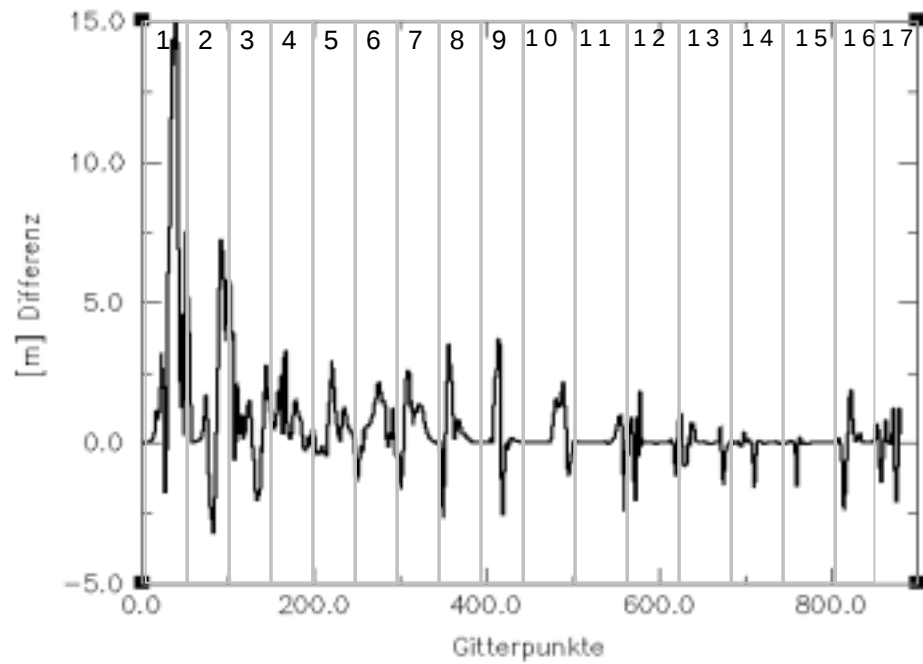


Abbildung 66: In der Referenzsimulation berechnete Bathymetrieänderung an 17 Querschnitten 1998-1999 (siehe Abbildung 65).

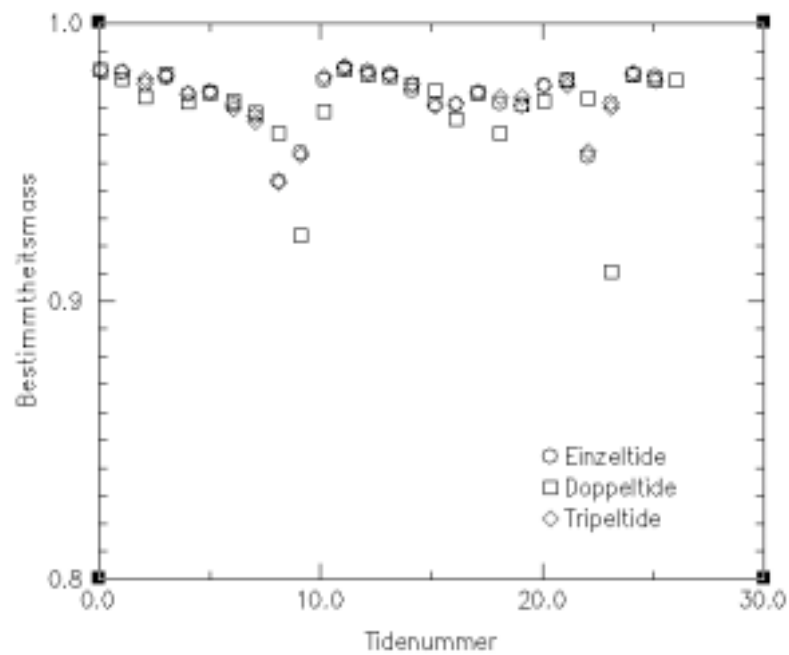


Abbildung 67: Bestimmtheitsmaß für Korrelationen zwischen Referenz und Einzel-, Doppel- und Tripeltiden

Die beste Korrelation zwischen Naturmessung und Modellrechnung erzeugte hier eine Einzeltide mit einem etwa 1.15 fachen Tidehub gegenüber der über diesen Monat gemittelten Tide. Auch in diesem Vergleich verbessert die Verwendung einer Doppel- oder Tripeltide das Ergebnis nicht eindeutig.

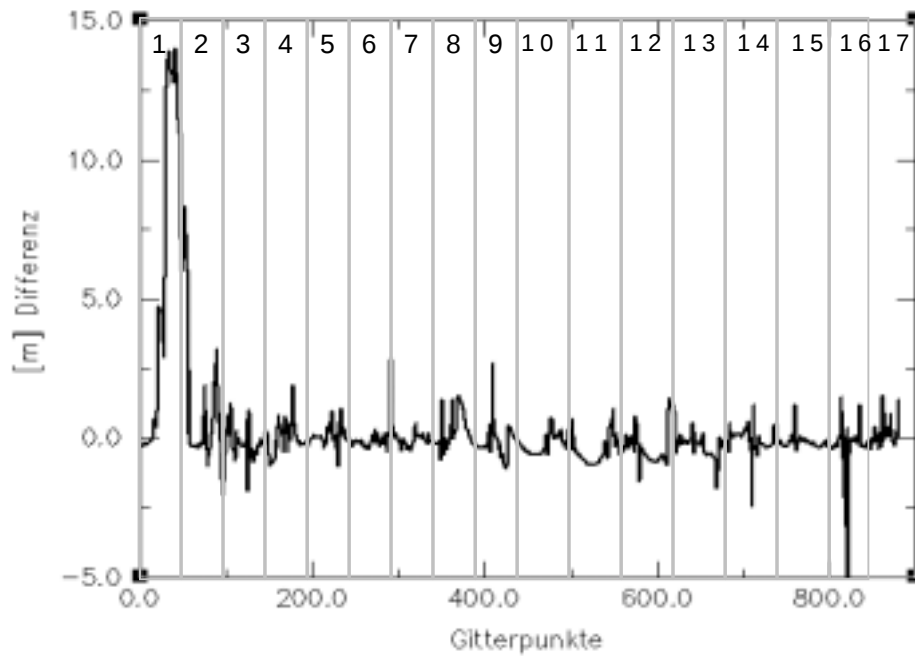


Abbildung 68: Gemessene Bathymetrieänderung an 17 Querschnitten 1998-1999 (siehe Abbildung 65)

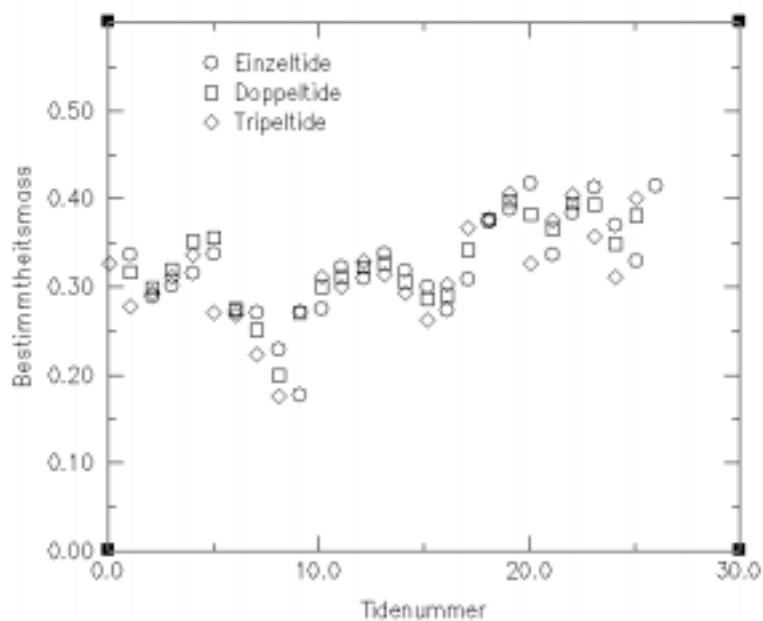


Abbildung 69: Bestimmtheitsmaß für Korrelation zwischen Messung und aus Einzel- Doppel- und Tripeltiden berechneter Morphologieänderung

7.3 Mittelskalige Anwendung

Zur Prüfung der Anwendbarkeit auf beliebige Zeiträume wurde die in Kapitel 7.2.2 definierte, als in der Naturähnlichkeit als repräsentativ bestimmte Randbedingung für die Modellierung mittelfristiger, d. h. in diesem Fall ein- bis zweijähriger Morphologieänderung vorgegeben. Beispielfhaft seien die Simulationen der Perioden 1974-1976 und 1981-1983 gezeigt.

7.3.1 Morphodynamik 1974 bis 1976

Die oben definierte repräsentative Randbedingung wurde kontinuierlich für eine zweijährige Simulationsdauer angewendet. Als Grundlage für die Anfangsbathymetrie wurden die im Frühjahr 1974 durchgeführten Peilungen des BSH verwendet. Abbildung 70 (links) zeigt die Differenzen der Peilungen zwischen 1974 und 1976. Die bereits in Abschnitt 2.6.3 an ausgewählten Querschnitten vorgestellte morphologische Entwicklung ist hier flächenhaft aufgetragen. Eine blaue Färbung von Bereichen entspricht einer negativen Bilanz (Erosion), eine rote einer Sedimentation. Zu erkennen ist eine starke Dynamik im Bereich der Hauptrinne, während die hochliegenden Wattflächen kaum Veränderungen aufweisen. Die Rinnenverlagerung ist durch parallele Streifen von Erosions- und Sedimentationsflächen sichtbar. Abbildung 70 (rechts) zeigt das Ergebnis der zweijährigen morphodynamischen Simulation. Generell werden Umlagerungsraten in gleicher Größenordnung in den Messungen berechnet. Die Verlagerung der Rinnen wird ortsabhängig mit unterschiedlicher Genauigkeit nachgebildet.

Abbildung 71 zeigt die gemessene und berechnete Entwicklung am Querschnitt 76. Die Sedimentation im nördlichen Bereich wird vom Modell mit hoher Genauigkeit wiedergegeben. Die gemessene Vertiefung der Rinne der Südseite wird ebenfalls vom Modell berechnet, allerdings überschätzt. Die in den Messungen im mittleren Bereich des Querschnitts 95 beobachtete Erosion wird vom Modell ebenso wiedergegeben, wie die Sedimentation im südlicheren Bereich.

Abbildung 72 zeigt Querschnitt 111. Auch hier wird die Sedimentation der flacheren Bereiche sehr gut vom Modell berechnet. Die gemessene Rinnenvertiefung wird wiederum etwas überschätzt.

An Profil 136 ist die Verbreiterung der Rinne und die schnelle Verlagerung der Hauptrinne um etwa 500m in den zwei Jahren 1974-1976 zu erkennen. Abbildung 73 zeigt diese Entwicklung und das Modellergebnis. Die Sedimentation im nördlichen Teil der Rinne wird hier mit guter Näherung berechnet, die Verschiebung der Rinne wird allerdings gar nicht wiedergegeben.

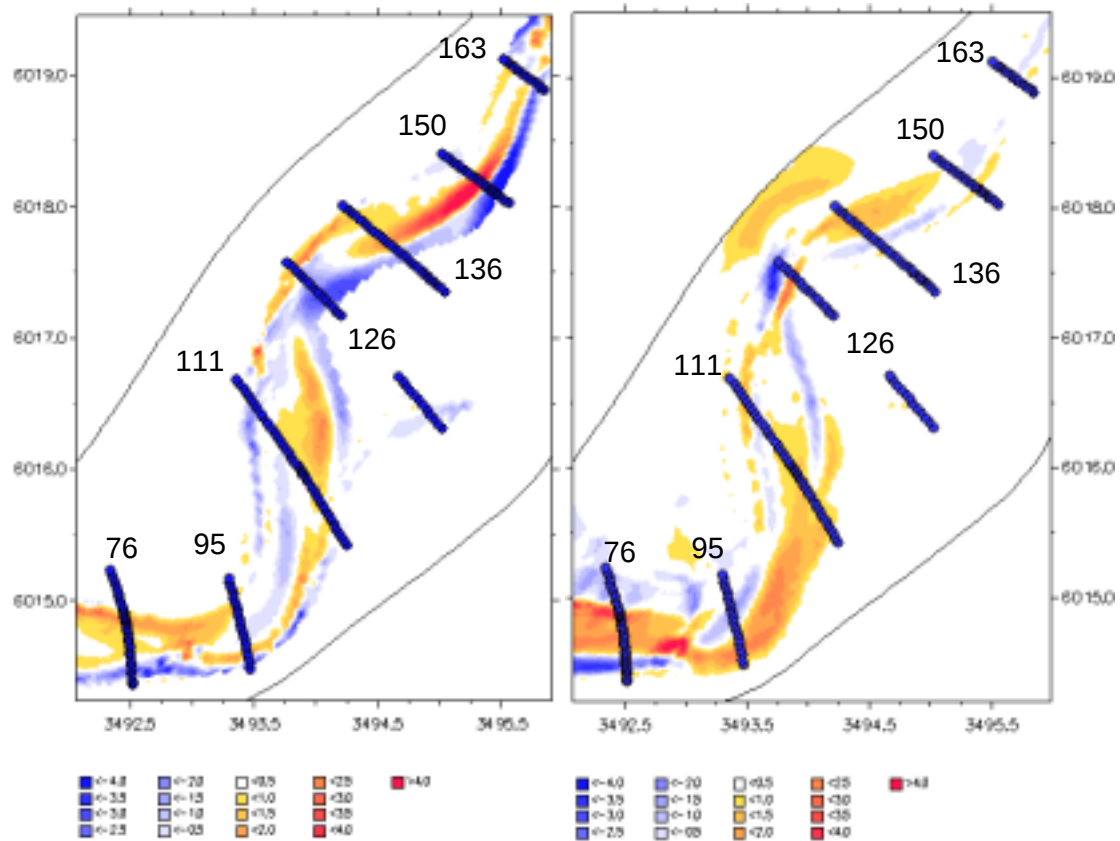


Abbildung 70: Gemessene (links) und berechnete (rechts) Morphologieänderung 1974 – 1976

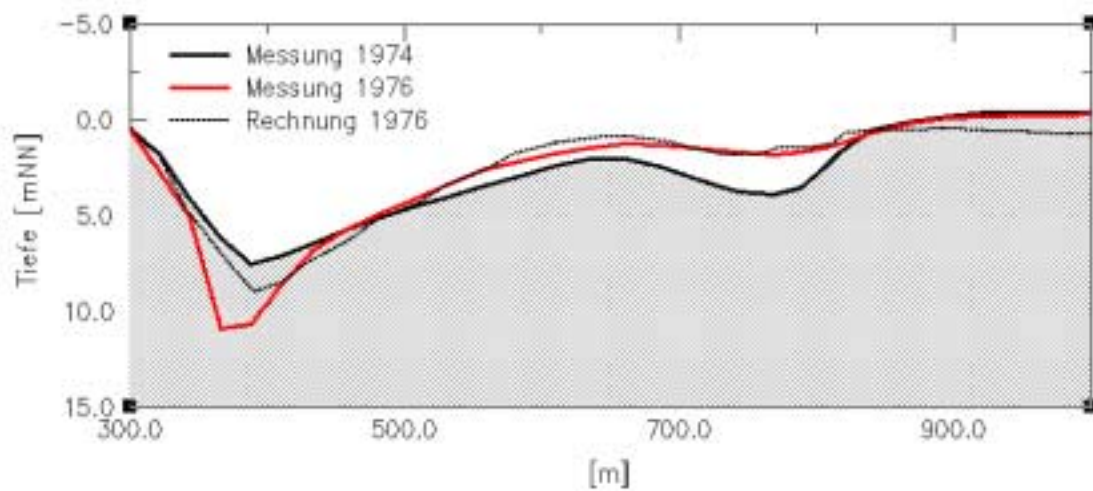


Abbildung 71: Zweijährige Bodenentwicklung am Profil 76

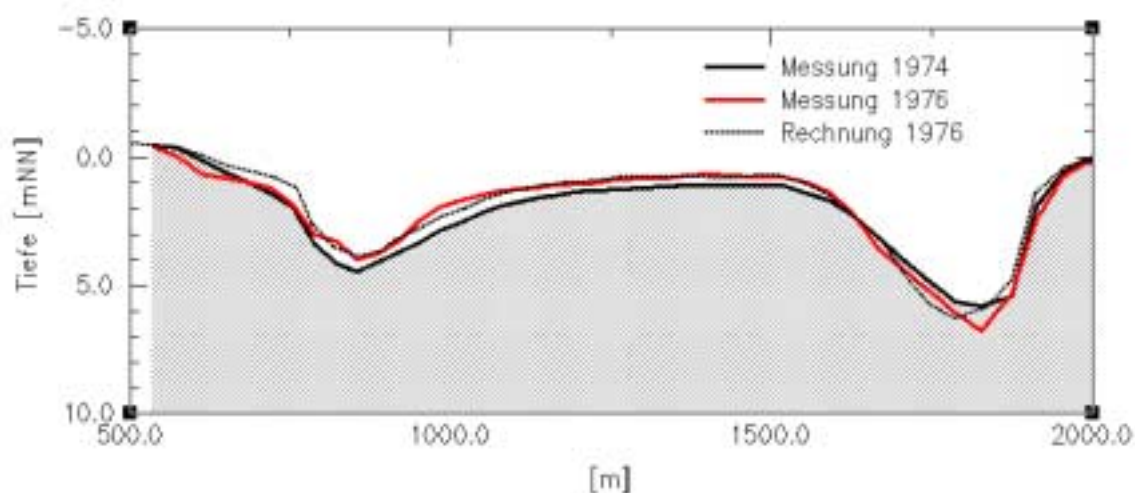


Abbildung 72: Zweijährige Bodenentwicklung am Profil 111

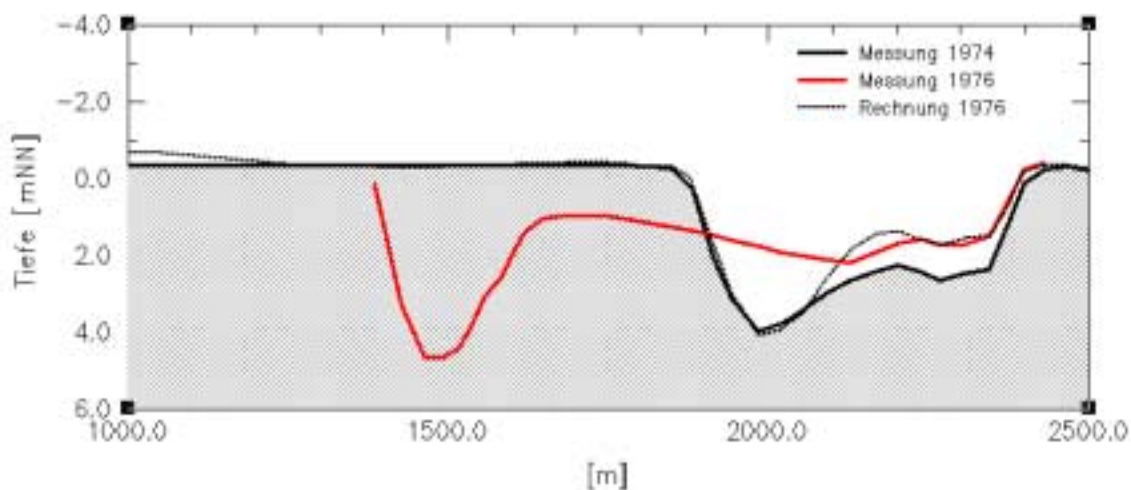


Abbildung 73: Zweijährige Bodenentwicklung am Profil 136

7.3.2 Morphodynamik 1981 bis 1983

Die morphologische Entwicklung der Tideeider im Zeitraum 1981 bis 1983 ist in Abschnitt 2.6.3 beschrieben. In diesem Zeitraum begann die komplizierte Verlagerung der Hauptrinne südlich des Querschnitts 126 in Richtung Süd-Osten. Die aus Naturmessungen generierten Differenzen auf Abbildung 74 (links) zeigen diese Verschiebung anhand der parallelen Streifen erosiver (blau) und akkumulativer (rot) Bereiche. Eine Anwendung der oben definierten repräsentativen Tide auf diesen Zeitraum ist in Abbildung 74 (rechts) dargestellt.

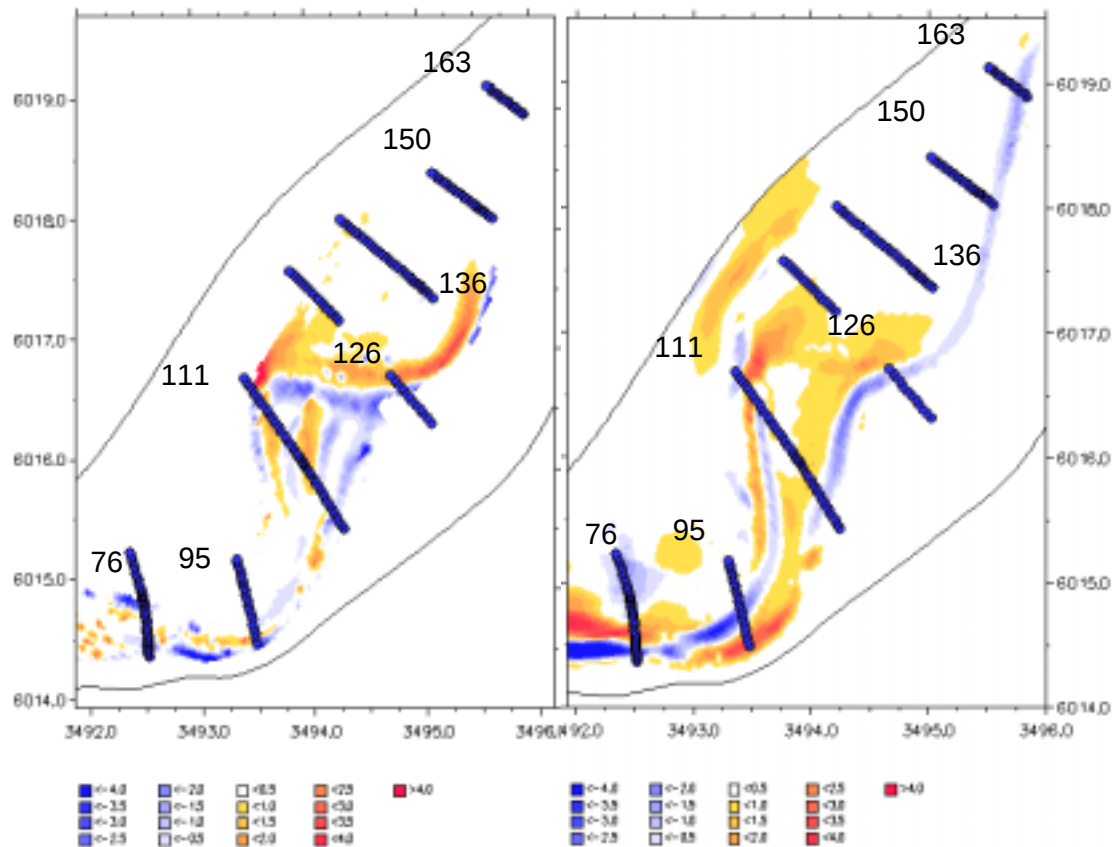


Abbildung 74: Gemessene (links) und berechnete (rechts) Morphologieänderung 1981- 1983

Die Größenordnung der gemessenen und berechneten Sedimentations- und Erosionsflächen ist etwa gleich. Auch zeigen die Modellergebnisse bereichsweise ähnliche Entwicklungen wie die Naturmessungen. Beispielsweise wird die Verlagerung der Hauptrinne zwischen den Querschnitten 95 und 111 vom Modell wiedergegeben. Die rapide Verlagerung der Hauptrinne zwischen den Querschnitten 111 und 126 wird dagegen vom Modell nicht erfasst. Dieses wird auch anhand des in Abbildung 75 dargestellten Querschnitts 126 deutlich: Die Sedimentation in den flachen Bereichen werden annähernd berechnet. Ähnlich der Ergebnisse, die in Abschnitt 7.3.1 beschrieben wurden, erfasst das Modell die Verlagerung der Hauptrinne in südliche Richtung nicht.

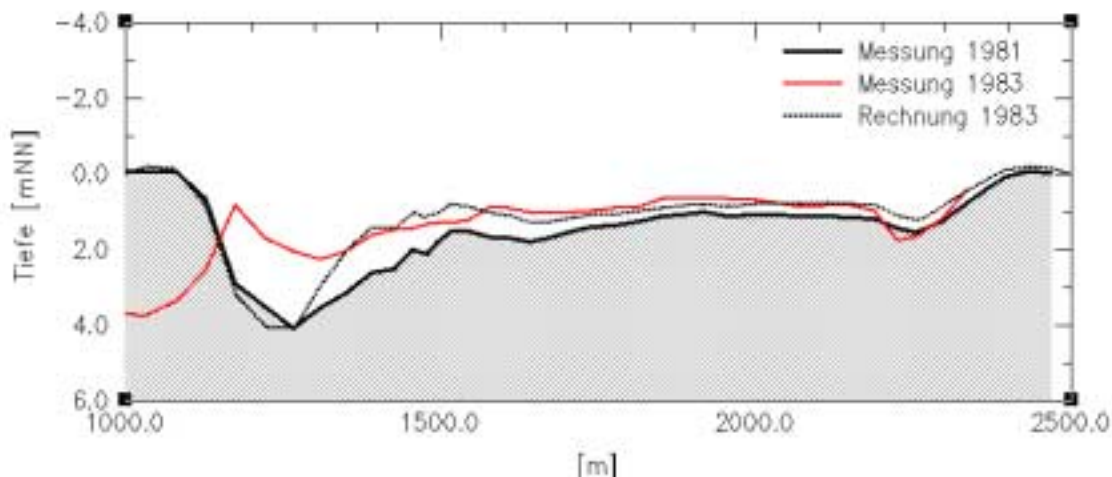


Abbildung 75: Zweijährige Entwicklung am Profil 126

7.3.3 Bewertung der Ergebnisse mittelfristiger Simulationen

Bei der mittelfristigen, (d. h. hier zweijährigen) morphodynamischen Modellanwendung unter Verwendung einer repräsentativen Randbedingung für die Steuerung des Modells, werden bereichsweise naturähnliche Ergebnisse erzielt. Akkumulative und erosive Tendenzen der natürlichen Entwicklung werden vom Modell an prägnanten Stellen des Untersuchungsgebietes in gleicher Größenordnung berechnet. Die akkumulativen Bereiche werden dabei i.A. besser getroffen.

Auffällig ist die fast völlig fehlende Berechnung der horizontalen Verlagerung der Hauptrinne. Die oben definierte repräsentative Randbedingung kann offenbar nicht alle erforderlichen Kräfte, die für diese natürliche Entwicklung sorgen, in das System bringen. Eine detaillierte Betrachtung der mittelskaligen morphodynamischen Wirkung kurzfristiger Ereignisse, etwa hohe Abflussereignisse von oberstrom, lokale Wellen und hohe Strömungsgeschwindigkeiten auf den Wattflächen durch Starkwindereignisse, bleibt wünschenswert.

7.4 Längerfristige Anwendung

Zur Abschätzung der längerfristigen Wirkung der oben für mittelfristige Simulationsperioden ermittelten repräsentativen Randbedingung, wurde eine elfjährige Simulation (1982-1993) durchgeführt. Die gemessene morphologische Entwicklung in diesem Zeitraum ist in Abschnitt 2.6.3 an mehreren Querschnitten beschrieben. Abbildung 76 zeigt die wesentlichen Merkmale :

- (1) Die Rinne vertieft sich nördlich und südlich des Bogens bei Schülperneuensiel, verschiebt sich aber nur geringfügig.

- (2) Der südliche Flutast wird von Südwesten her aufgebaut. Die Hauptrinne verlagert sich vollständig in diesen südlichen Ast. Der nördliche Bereich versandet.
- (3) Im Bereich des südlichen Bogens verlagert sich die Hauptrinne Richtung Westen.

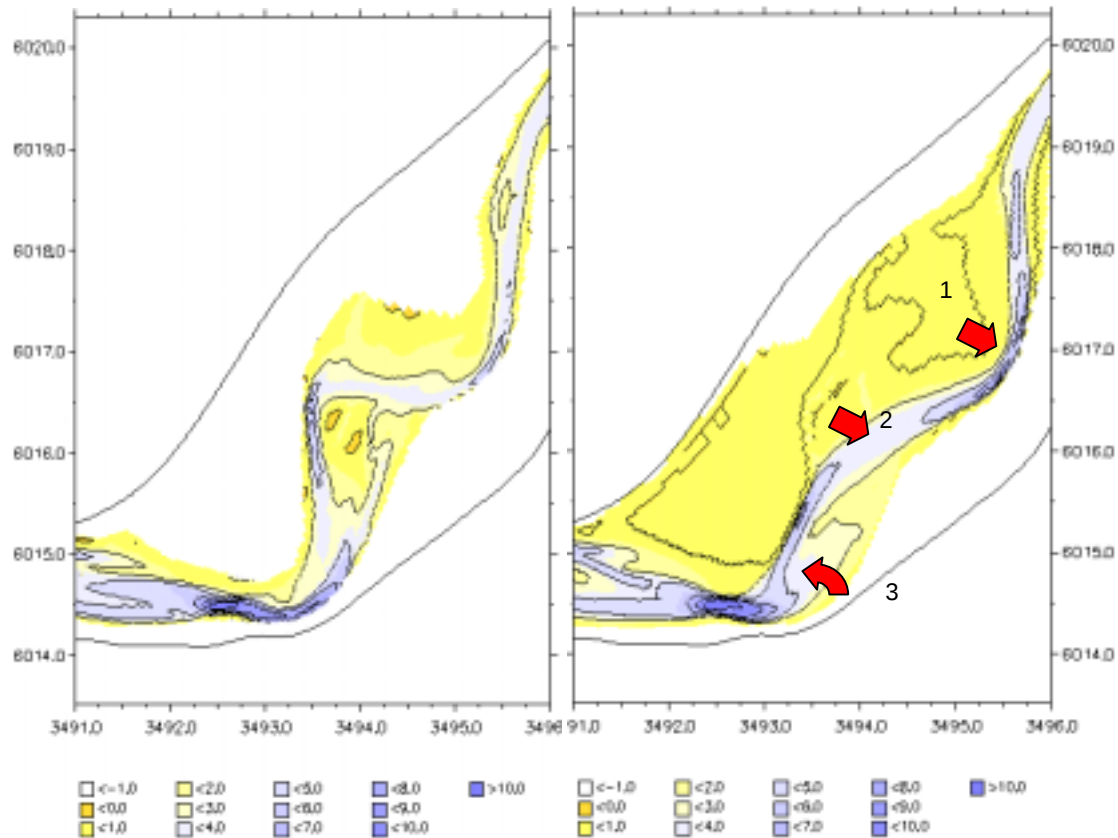


Abbildung 76: Bathymetrie der Tideeider 1982 (links) aus Peilungen des ALR und 1993 (rechts) aus Peilungen des BSH.

Die Anfangs- und Endbathymetrie der elfjährigen Simulation zeigt Abbildung 77. Die Modellergebnisse zeigen durchaus naturähnliche Züge:

- (1) Die Rinne vertieft sich nördlich und südlich des Bogens bei Schülperneuensiel, verschiebt sich aber nur geringfügig.
- (2) Der südliche Flutast wird von Südwesten her aufgebaut. Die Hauptrinne verlagert sich weitgehend in den südlichen Ast. Der nördliche Ast versandet teilweise.
- (3) Im Bereich des südlichen Bogens verlagert sich die Hauptrinne Richtung Westen.

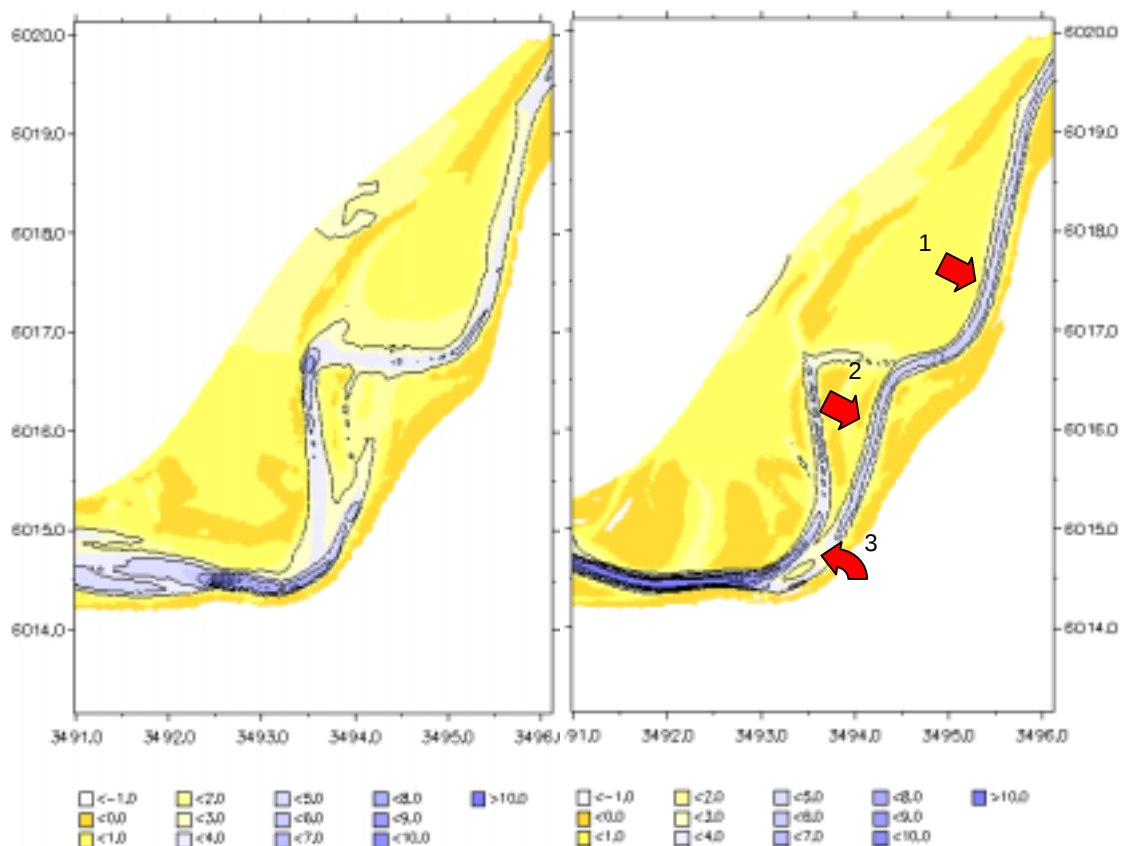


Abbildung 77: Anfangsbathymetrie des Tideeidermodells 1982, und berechnete Bathymetrie nach 11 Jahren Simulationszeit (rechts)

Die aufgeführten Merkmale werden weitgehend simuliert. Auch die Verlagerung der Hauptrinne nach Süden wird hier wiedergegeben. Dennoch zeigt der Ansatz einer Steuerung des morphodynamischen Modells mit einer repräsentativen Tide bei dem Vergleich der gemessenen und berechneten Morphodynamik die Grenzen seiner Anwendbarkeit. Das Modell berechnet, wie bereits in den Abschnitten 7.3.1 und 7.3.2 gezeigt, vertikale Änderungen der Bodentopographie mit akzeptabler Genauigkeit. Die horizontale Dynamik, etwa die Verschiebung von Rinnen dagegen wird nicht gut berechnet. Dieses führt bei einer längerfristigen Simulation zu der Ausbildung tiefer und schmaler Hauptrinnen. Die für die horizontale Dynamik der Topographie notwendigen Randbedingungen können offenbar in der gewählten repräsentativen Einzeltide nicht enthalten sein. Wie schon in Abschnitt 7.3.3 angedeutet, wäre bei zukünftigen Untersuchungen eine detaillierte Betrachtung der mittel- bis großskaligen morphodynamischen Wirkung kurzfristiger Ereignisse, etwa hohe Abflussereignisse von oberstrom, lokale Wellen und hohe Strömungsgeschwindigkeiten auf den Wattflächen durch Starkwindereignisse notwendig. Eine Verbesserung der Modellsteuerung, durch Einbeziehung ausschlaggebender Prozesse wäre dann möglich. Weiterhin könnten Verbesserungen durch eine Überarbeitung der Transportformulierungen hinsichtlich ihrer Eignung für das sehr feinkörnige

Material und die Implementierung von bodenmechanischen Ansätzen in das Bodenevolutionsmodell erreicht werden.

Das in Abbildung 39 gezeigte Systemverhalten einer geringfügigen Zunahme des Wasserraumes in der Tideeider zwischen NN und 1m über NN zwischen 1976 und 1993 wird vom Modell im Bereich zwischen Sperrwerk und Tönning tendenziell richtig angegeben.

8 Zusammenfassung

Die morphologische Dynamik der Eider zeigt sich von kleinskaligen Kolken und Barrenbildung, über mittelskalige Rinnendynamik bis hin zu großskaligen Sedimentations- und Erosionsprozessen. Die kontinuierliche morphologische Aktivität und die Verfügbarkeit morphologischer und hydrologischer Daten macht das Gebiet zu einem interessanten Objekt morphodynamischer Modellstudien.

Ein zweidimensional-tiefengemitteltes (2DH) numerisches Modell der Tideeider, des von der Tide beeinflussten Gebietes zwischen Sturmflutsperrwerk und Nordfeld, einer Abdämmung etwa 36 Kilometer flussaufwärts, wurde erstellt. Hydrodynamik, Sedimenttransport und Bodenevolution werden in einem gekoppelten Modellsystem berechnet. Eine sorgfältige Kalibrierung und Validierung der Einzelmodule anhand Naturmessungen wurde für kleinskalige Ereignisse durchgeführt.

Die Anwendung prozessbasierter numerischer Modelle für mittel- bis großskalige Simulationen bedarf Reduktions- und Vereinfachungsverfahren wie der Filterung von Eingabedaten und Prozessfilterung. Ein Verfahren zur Berücksichtigung der Naturähnlichkeit bei der Definition repräsentativer Randbedingungen wurde vorgeschlagen und mit einem herkömmlichen Verfahren verglichen. Die Modellanwendung auf kurz-, mittel- und längerfristige morphodynamische Szenarien wurde vorgestellt.

8.1 Zusammenfassung der Schlüsselergebnisse

Daten zur Hydrographie, Sedimentologie und Morphologie des Eiderästuars wurden von den zuständigen Behörden beschafft, aus der Literatur entnommen und durch eigene, auf die Belange der numerischen Modellierung abgestimmte, hydrometrische und sedimentologische Naturmessungen ergänzt. Die Auswertung der Naturmessungen war Grundlage für das Verständnis der wesentlichen physikalischen Prozesse des Eiderästuars und Voraussetzung für die Verifikation des Modellsystems, d. h. der Eignungsprüfung des gewählten Modells und dessen Kalibrierung und Validierung. So kann beispielsweise die Annahme einer räumlich konstanten Bodenrauigkeit für das Untersuchungsgebiet durch Ergebnisse von Seitensichtsnar-Aufnahmen begründet werden, in denen sich nur sehr vereinzelt Bodenformen lokalisieren lassen. Nur im Bereich der befestigten Sohle des Sperrwerks wurden die Rauigkeitswerte entsprechend angepasst

Die Möglichkeit der Reduktion der zu modellierenden Prozesse auf zweidimensional-tiefengemittelte Verhältnisse wurde untersucht. Hochauflösende Strömungsmessungen an Querschnitten des Ästuars durch ADCP zeigen beispielsweise die Ausbildung von Strömungsprofilen im Tidezyklus ohne sichtbare Schichtungseffekte bei normaler Tideschwingung. Im Bereich des Kolks hinter der befestigten Sohle des Sperrwerks können die komplizierten Strömungsverhältnisse - besonders im

Hinblick auf das Erosionsverhalten des anstehenden Sediments - dagegen vom 2D Modell nicht naturähnlich wiedergegeben werden. Vergleichende Rechnungen zeigen aber die Beschränkung dieses kritischen Bereiches auf den unmittelbaren Nahbereich des Sperrwerks (etwa 400 Meter ab Sperrwerksachse). Zur Verbesserung der Strömungsdynamik an den Rinnenbögen wurde ein Modul zur Berechnung der Sekundärströmung eingesetzt. Modellparameter wurden anhand einer Vielzahl von Naturmessungen kalibriert und validiert.

Die Betrachtung des Gebietes der Tideeider als abgeschlossenes System definiert die seeseitigen Modellränder am Eidersperrwerk. Dies machte besondere Ansätze zur Vorgabe der Randbedingungen notwendig: Der Einfluss des Sperrwerks auf die Hydrodynamik bei der Vorgabe von Wasserstandsganglinien als seeseitige Randbedingung, konnte durch eine Kopplung der am Außen- und Binnenpegel gemessenen Zeitreihen in das System eingebracht werden. Das Sedimenttransportmodell wurde am seeseitigen Rand mit einer aus einem vorgeschalteten Modell der Dithmarscher Bucht berechneten Konzentration gesteuert.

Das Strömungsmodell konnte für Wasserstände an mehreren Pegeln mit mittleren Abweichungen von weniger als 10cm validiert werden. Berechnete Strömungsgeschwindigkeiten wurden durch punktuelle Messungen validiert. Der durch ADCP gemessene Durchfluss an Querschnitten wird ebenfalls mit nur geringen Abweichungen wiedergegeben.

Im Vergleich mit Ergebnissen von Laboruntersuchungen des FRANZIUS-INSTUTS (1986) an Eidersanden, ergab sich die algebraischen Gleichung nach VAN RIJN (1984) zur Berechnung des bodennahen Transports und als Randbedingung für die Lösung der Advektions-Diffusionsgleichung als geeignet zur Modellierung der sedimentologischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet.

Die Validierung der Berechnung des Transportes in Suspension beschränkte sich im Rahmen dieser Arbeit auf eine Messreihe am Eidersperrwerk, sowie qualitative Aussagen aus der Literatur. Die gemessenen Konzentrationen an der Position Nordmole konnten mit qualitativ stimmiger Charakteristik abgebildet werden. Im Validierungszeitraum bewegen sich die Abweichung zwischen gemessener und berechneter Konzentration zwischen 0 und 20 Prozent.

Die gängigen Ansätze zur Definition einer repräsentativen Tide, das heißt einer obwohl reduzierten, doch die gleichen Ergebnisse produzierenden Randbedingung wie eine kontinuierliche Rechnung wurden erklärt. Ein modifizierter Ansatz zur Definition einer repräsentativen Randbedingung unter Berücksichtigung der Naturähnlichkeit wurde vorgestellt.

Ergebnisse mittelfristiger Simulationen (2 Jahre) zeigen quantitativ und qualitativ ähnliche Charakteristika wie die Naturmessungen: Die berechneten Erosions- und Akkumulationsraten bewegen sich in der gleichen Größenordnung wie die gemessenen. Dabei sind die Sedimentationsbereiche meist besser getroffen. Die schnelle horizontale Verschiebung einer Rinne wird dagegen vom Modell nicht erfasst.

Bei der Simulation längerfristiger Prozesse (11 Jahre) werden die wichtigsten Entwicklungen qualitativ erfasst. So wird beispielsweise die großskalige Verlagerung der Hauptrinne durch eine Vertiefung des Flutastes nach Süden berechnet. Ebenso bleiben in der Simulation die Bereiche stabil, die sich in der Natur kaum bewegen. Dennoch zeigen sich deutlich die Grenzen des Modells: Die Berechnung der Ausbildung einer flussartigen Hauptrinne, die sich im Laufe der Simulation fortschreitend vertieft, zeigt keine Ähnlichkeit mit der Natur. Deutlich wird der fehlende Impuls für die dynamische Entwicklung aus außergewöhnlichen Ereignissen, die im repräsentativen Tidezyklus nicht enthalten sind. Die hier bestimmte morphologische Tide ist also nur mit Einschränkung auf längere Zeiträume anwendbar. Die Betrachtung der berechneten Volumenbilanz zeigt gleiche Trends wie die Naturmessungen.

8.2 Ausblick

Morphodynamische Prozesse im unmittelbaren Nahbereich des Sperrwerks sind nicht mit einem tiefengemittelten Strömungs- und Sedimenttransportmodell abzubilden. Zur Simulation der Kolkungsprozesse wird deshalb der Einsatz eines dreidimensionalen Modells vorgeschlagen.

Die Kombination validierter Einzelmodule formt ein neues System, das insbesondere bei seiner längerfristigen Anwendung, nicht notwendigerweise naturähnliches Verhalten zeigt. Sind im Bereich der Tideeider Extremereignisse auch durch die Schließung des Sperrwerks bei Sturmfluten weniger ausschlaggebend, so fehlt der qualitativen Dynamik bei längerfristigen Simulationen ein richtunggebender Impuls.

Für die Modellierung längerfristiger Prozesse wird die Erweiterung des Modells auf die Außeneider vorgeschlagen, um den morphodynamischen Einfluss zu berücksichtigen. Ebenso müssen Extremereignisse berücksichtigt werden.

Die von der Ämtern ständig durchgeführten Naturmessungen könnten durch auf die Belange der numerischen Modellierung abgestimmten Messkampagnen erweitert werden. Der Einsatz von ADCP zur Messung von Strömungsgeschwindigkeiten hat sich dabei sehr gut bewährt. Die Kalibrierung des

vom ADCP rückgestreuten Backscatters auf die Konzentration transportierten Sediments wäre für die notwendigen höher auflösenden Sedimenttransportmessungen an weiteren Stellen des Untersuchungsgebietes wünschenswert.

9 Literatur

9.1 Arbeitsgrundlagen

- WL DELFT-HYDRAULICS (1996). An Introduction to Delft2D MOR Rel.2.07, 1996, Delft Hydraulics Manual
- AG KÜSTENGEOLOGIE (1997). Messkampagne November/Dezember 1996. Forschungs- und Technologiezentrum der Universität Kiel, 1997 (unveröffentlicht)
- ROELVINK, J.A.(1998). Training Delft3dMOR, WL-Delft Hydraulics. (unveröffentlicht)
- FRANZIUS-INSTITUT FÜR WASSERBAU UND KÜSTENINGENIEURWESEN DER UNIVERSITÄT HANNOVER (1986). Strömungstechnische Untersuchung von Eidersanden, Universität Hannover (unveröffentlicht)
- RENGER, E. (1988). Untersuchungen zur Optimierung der Betriebsordnung des Eidersperrwerks, Eiderdammausschuß Vermerk, (unveröffentlicht)
- SCHWARZER, H. (1998). Hydrologisch-morphologische Untersuchungen in kleinen Tidegewässern zur Prüfung der Anwendbarkeit des O'Brien Kriteriums für die Eider, Bericht Franzius-Institut für Wasserbau und Küsteningenieurwesen der Universität Hannover. (unveröffentlicht)
- WINTER, C. (2001). Extension of the Dithmarschen Bight Model for the generation of sediment transport boundary conditions, Report , Corelab 2001, (unveröffentlicht)
- WINTER, C. (2001b). Nachbildung des physikalischen Modells 'Untersuchung an Eidersanden', Report, Corelab 2001 (unveröffentlicht)
- WL | DELFT (1997). Deutsche Bucht and Dithmarschen Bucht - Set-Up and Calibration of tidal flow models. Delft Hydraulics Report No. H1821 (unveröffentlicht)
- WSD NORD (1977). Betriebsordnung für das Eider-Sperrwerk (unveröffentlicht)

9.2 Literatur

- AIAA (1998). Guide for the Verification and Validation of Computational Fluid Dynamics Simulations (G-077-1998) AIAA Standards ISBN 1-56347-354-2
- BARTHEL, V. & ZANKE, U. (1998). A Morphodynamic Model for River and Estuary Management. Coastal Engineering Conference 1998, Proceedings ASCE, pp. 2992-3007
- BIJKER, E.W.(1971). Longshore transport computations, Journal of waterways, Harbours and Coastal Engineering, Div. Nr. 1971
- BIJKER, E.W. (1967). Some Considerations about Scales for Coastal Models with Movable Bed. Technical Report, Delft Hydraulics Lab, The Netherlands.
- BOOIJ, N. (1999). A third-generation wave model for coastal regions, Part I, Model description and validation, J. Geoph. Research, C4, 104, pp.7649-7666
- BROEKER H., ROELVINK, J.A., SOUTHGATE, H., PECHON, P., NICHOLSON, J., HAMM, L. (1992). Intercomparison of coastal profile models, Coastal Engineering Conference 1992, Proceedings ASCE pp.2108-2120

- CASULLI, V. & CHENG, R.T. (1990). Semi-Implicit Finite Difference Methods for the Three-Dimensional Shallow Water Flow, *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, Vol. 15, pp. 629-648.
- CASULLI, V. (1990b). Semi-implicit Finite Difference Methods for the Two-Dimensional Shallow Water Equations, *J. Computational Physics*, Vol. 86, No. 1, pp. 56-74.
- CASULLI, V., & CATTANI, E. (1994). Stability, Accuracy and Efficiency of a Semi-implicit Method for Three-Dimensional Shallow Water Flow, *Computers Mathematics Applications*, Vol. 27, No. 4, pp. 99-112.
- CAYOCCA, F. (2001). Long-Term morphological modelling of a tidal inlet: the Archachon Basin, France, *Coastal Engineering*, Vol 42, pp. 115-142
- CHAN, K., TARANTOLA, S., CAMPOLONGO F. (Eds.) (1998). *Proceedings of the Second International Symposium on Sensitivity Analysis of Model Output (SAMO98)*, Venice (I), April 19-22, 1998, EUR report 17758 EN, Luxembourg 1998.
- CHENG, R.T., CASULLI, V. & GARTNER, J.W. (1993). Tidal, Residual, Intertidal Mudflat (TRIM) Model and its Applications to San Francisco Bay, California, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, Vol. 36, pp. 235-280. 1.1.2, 1.3
- CHESHER, T.J. & MILES, G.V. (1992). The concept of a single representative Wave. In: R.A. Falconer, S.N. Chandler-Wilde and S.Q. Liu (Editors), *Hydraulic and Environmental Modelling; Coastal Waters*. Ashgate, Brookfield
- CORDES, F. (1972). Eiderdamm Hundeknöll-Vollerwiek. *Die Bautechnik* Heft 11 und 12, 1970; Heft 9, 10, 11, 1971; Heft 7, 8
- DEE, D.; CUNGE, J. LABADIE, G. MATEO, A.R., MATHIESEN, M., PRICE, R., SANTOS, M., WARREN, R. (1994). Guidelines for documenting the validity of computational modelling software; IAHR
- DEE, D. (1995). A pragmatic approach to model validation. *Quantitative Skill Assessment for Coastal Ocean Models; Coastal and Estuarine Studies*, Volume 47, American Geophysical Union
- DE VRIEND, H.J., CAPOBIANCO, M., CHEHER, T., DE SWART, H.E., LATTEUX, B., STIVE, M.J.F. (1993). Approaches to long-term modelling of coastal morphology: A Review, *Coastal Engineering*, 21 (1993) pp. 225-269
- DE VRIEND, H.J. (1997). Prediction of aggregated-scale coastal evolution (PACE). In: E.B. Thornton and D.A. Huntley (Editors): *Coastal Dynamics '97*, ASCE, New York
- DE VRIEND, H.J., ZYSERMAN, J., NICHOLSON, J., ROELVINK, J.A., PÉCHON, P.H., SOUTHGATE, H.N. (1993). Medium term 2DH coastal area modelling. *Journal of Coastal Engineering*, 21(1-3). pp. 193-224.
- DE VRIEND, H.J. (1998). On the predictability of coastal morphology. In: K.-G. Barthel et al. (Eds.): *Third European Marine Science and Technology Conference – Conference*
- DE VRIEND, H.J. (1998b). Large scale coastal morphological predictions: A matter of upscaling ?; *Third International Conference on Hydrosience and Engineering*, Cottbus, Proceedings.
- DIETZ (1995). Strömungsverhältnisse, Kolkbildung und Sohlensicherung am Eider-Sperrwerk; *Mitteilungsblatt der Bundesanstalt für Wasserbau*, 1995 Nr. 73
- DVWK (1986). Das Messsystem "Sedimentwaage" SEDIWA, in: DVWK Regeln zur Wasserwirtschaft: Schwebstoffmessungen. Nr. 125 / 1986
- EINSTEIN, H.A. (1950). The Bed Load Function for Sediment Transportations in open channel flows. United States Department of Agriculture, Soil Conservation Service, Washington DC, Technical Bulletin No. 1026
- ENGELUND, F. & FREDSE, J. (1976). A Sediment Transport Model for Straight Alluvial Channels. *Nordic Hydrology*, Vol 7, pp 296-306.

- FRIJLINK, H.C. (1952). Discussions of the Sediment Transport Formulas of Kalinske. Einstein and Meyer-Peter and Müller in Relation to recent Sediment Transport Measurements in Dutch Rivers. 2me Journal Hydraulique, Soc. Hyd. De France, Grenoble, pp. 98-103
- VRIES, M. DE (1959). Transients in bed-load transport (basic considerations), Report No. R3, Delft Hydraulics, Delft Proceedings, European Commission, Luxembourg, pp. 289-300.
- DEAN, R.G. (1991). Equilibrium Coastal Beach Profiles: Characteristics and Applications: Journal of Coastal Research 7(1)pp. 53-84
- DILorenzo, J.L.(1988). 'The Overtide and Filtering Response of Small Inlet-Bay Systems,' Hydrodynamics and Sediment Dynamics of Tidal Inlets, ed. D.G. Aubrey and L. Weishar, 24-53 Springer-Verlag Publishing, New York, N.Y.
- FOCK, H.O.(1998). Die Eider - Ökologische Folgen des Sperrwerkbaus - In: Landesamt für den Nationalpark Schleswig-Holsteinisches Wattenmeer; Umweltbundesamt (Hrsg.): Umweltatlas Wattenmeer. Bd. 1, Nordfriesisches und Dithmarscher Wattenmeer, Ulmer, Stuttgart.
- GALAPATTI, G. & VREUGDENHIL, C.B. (1985). A depth integrated model for suspended sediment transport ; Journal of hydraulic research , vol.23, no 4
- GERRITSEN, F., DE JONG, H., LANGERAK, A. (1990). Cross-sectional stability of estuary channels in the Netherlands, In: 22nd Coastal Engineering Conference : Proceedings, Vol. 3 pp. 2922-2935
- GIESE, E.(1971). Die Fahrwasserumbildungen in der Unter- und Außenelbe. Die Wasserwirtschaft 61, Heft 3
- GÖNNERT, G. (1995) Mäandrierung und Morphodynamik im Eider Ästuar. Berliner geographische Studien, Band 41, Berlin
- GORDON, R. L. (1996) Acoustic Doppler Current Profiler - Principles of operation; RDI instruments, San Diego, California, Januar 1996
- HANSON, H., AARNINKHOF, S., CAPOBIANCO, M., JIMÉNEZ, J., LARSON, M., NICHOLLS, R., PLANT, N., SOUTHGATE, H., STEETZEL, H., STIVE, M. AND DE VRIEND, H., 1999. Modelling of coastal evolution on yearly to decadal time scales. In Vorbereitung für J. Coastal Res., URL in : <http://aqua.tvrl.lth.se/hh/pace/pace.htm>
- HARTEN, H.. (1970). Abdämmung der Eider, Modellversuche im Tidemodell; Mitteilungen der Bundesanstalt für Wasserbau Nr. 30, 1970
- HARTEN, H. & VOLLMERS (1978): Die Ästuarien der deutschen Nordseeküste; in : Die Küste Heft 32
- HIRSCHHÄUSER, T. & ZANKE, U. (1999). Long-Term morphodynamic modelling of the Hörnum Tidal-Basin near the Island of Sylt Proc. 3rd German-Chinese Joint Seminar on Sediment Transport , Taipei 1999
- HOFFMANN, D. (1992). Erdgeschichtliche Entwicklung der Küstengebiete an Nord- und Ostsee; in: Kramer, J. und Rohde, H. (Hrsg.) Historischer Küstenschutz, DVWK, Wittwer
- HOFSTEDE, J. (1989). Parameter zur Beschreibung eines Wattgebietes, in: Die Küste 50, 1989
- HOLLMER, UWE (1992). Eider und Eidersperrwerk. Garding : Eiderstedter Werbe- und Verl.-Ges.
- HUSEN, L.J.M. & VERBOOM, G.K. (1994). The Delft2D and Delft3D systems: The need for flexible, integrated and user-friendly analysis tools, in: Verwey, A. / Minns, A.W. / Babovic, V. / Maksimovic, C. (eds): Hydroinformatics '94 - Proceedings of the first international conference, Delft, Netherlands, 19-23 September 1994
- JENSEN, J. (1992). Analyse der Wasserstandsentwicklung und Tidedynamik in der Deutschen Bucht, Die Küste, Heft 53, Westholsteinische Verlagsanstalt Boyens & Co.

- JOHNSON, H., BROEKER, I., ZYSERMAN, J.A. (1994). Identification of some relevant processes in coastal morphological modelling, in : Proceedings of the 24th Coastal Engineering Conference 1994
- JOHNSON, H. K. APPENDINI, C. M., SOLDATI, M., ELFRINK, SØRENSEN, B. (2001). Numerical modelling of morphological changes due to shoreface nourishment, 2001 in: Coastal Dynamics '01, Lund, June 2001
- EMPHASYS CONSORTIUM (2000). A Guide to Prediction of Morphological Change within Estuarine Systems. Version 1B. Research by the EMPHASYS Consortium for MAFF Project FD 1401. Report TR 114. HR Wallingford, UK. December 2000
- KÜSTENAUSSCHUSS NORD- UND OSTSEE (1964). Die Küste, Heft 12
- LATTEUX, B. (1992). Long-term morphological simulation under tidal currents with non-cohesive sediment. MAST G6-M Final Workshop paper
- LATTEUX, B. (1995). Techniques for long-term morphological simulation under tidal action - Marine Geology 126, pp.129-141
- LORENZEN, J.M. (1966). Zur Lösung der Eiderprobleme; Die Küste 14.
- LOT GMBH (1989). CIS-Computergestützte Partikelanalyse.- Teil 1: Laseranalyse-Benutzerhandbuch, Version 4.0, Darmstadt
- MALCHEREK, A. (1999). An improved formulation for the Bed Shear Stress in Morphodynamic Simulations, Proc. 5th Int. Conf. Estuarine and Coastal Modeling, 1999
- MANNSDORF (1924). Gutachten zu dem Vorentwurf Abschießung der Eider bei Tönning, 25.1.1924
- WITTING, M., ZANKE, U., MEWIS, P. (2001). Morphodynamische Modellierung der Fahrwasserversandung der Nordzufahrt Stralsund, HANSA, in prep. 2001
- NICHOLSON, J., BRØKER, I., ROELVINK, J.A., PRICE, D., TANGUY, J.M., MORENO, L. (1997). Intercomparison of coastal area morphodynamic models. Coastal Engineering, vol. 31, no. 1-4, pp. 97-123, 1997. DHI ref. 1997/39.
- O'BRIEN, M.P. (1931). Estuary tidal prism related to entrance areas, Civil Engineering, 1 (8), 1931
- O'BRIEN, M.P. (1969). Equilibrium flow areas of inlets and sandy coasts; Journal of the Waterways and Harbours Division; ASCE Proceedings 1969, pp. 43-52
- PARTENSKY, H.W. (1983). Untersuchungen über die Herkunft der Sedimente infolge von flutraumverändernden Baumaßnahmen.
- PELTIER, E., SAUVAGET, P., TANGUY, J.M. (1994). SYSIPHE : A Numerical System for Sediment Transport and Morphological - 1st International Conference on Hydroinformatics, Delft, The Netherlands.
- PLÜSS, A. (1994). Netzbearbeitung und Verfahrensverbesserungen für Tidemodelle nach der Finiten Element Methode. Dissertation, Institut für Strömungsmechanik, Universität Hannover, Bericht Nr. 35/1994.
- RANASINGHE, R. PATTIARATCHI, C., MASSELINK, G. (1999). A morphodynamic model to simulate the seasonal closure of tidal inlets. Coastal Engineering 31, pp.1-36
- RENGER, E. (1996). Naturuntersuchungen für die Steuerung des Eidersperrwerks, in: Festschrift zum 70. Geburtstag von Prof. Partensky, Hannover
- RIBBERINK, J.S., NEGEN, E.H. AND HARTSUIKER, G. (1995). Mathematical modelling of coastal morphodynamics near a tidal inlet system. In: W.R. Dally and R.B. Zeidler (eds.): Coastal Dynamics'95, ASCE, New York, pp. 915-926.
- RICKLEFS, K. (1989). Zur Sedimentologie und Hydrographie des Eider-Ästuars. - Diss. Univ. Kiel, 182 S., Kiel

- ROHDE, H. & TIMON, A.(1963). Die Versandung der Eider. Weiterführende Untersuchungen und künstlicher Spülbetrieb; Die Wasserwirtschaft 1963, H. 6 und 8).
- ROHDE, H. & TIMON, A.(1967). Die Vorarbeiten zur Lösung des Eiderproblems; Die Wasserwirtschaft 1967, H. 58.
- ROELVINK, J.A.(2000). An overview of recent validation studies of a depth-averaged morpho-dynamic model; online URL: <http://hydr.ct.tudelft.nl/wbk/public/mor-valid/home.htm> (14.1.2000)
- ROELVINK, J.A. & BROEKER, I. (1993). Cross-shore profile models. Journal of Coastal Engineering, 21, pp.163-191.
- ROELVINK, J.A., & VAN BANNING, G.K.F.M. (1994a) Design and Development of DELFT3D and application to coastal morphodynamics. Hydroinformatics '94, Verwey, Minns, Babovic & Maksimov (Eds.), Balkema, Rotterdam, 1994, pp.451-455
- ROELVINK, J.A. , WALSTRA, D.J.R. & CHEN, Z. (1994b) Morphological Modeling of Keta Lagoon Case. Proc. 24th Int. Conf. Coastal Engineering, ASCE, Kobe, Japan.
- ROELVINK, J.A., JEUKEN, M.C.J.L., VAN HOLLAND, G., AARNINKHOF, S.G.J., STAM, J.M.T. (2001) Long-Term, Process-based modelling of complex areas. Proc. Coastal Dynamics Conference 2001, Lund, Sweden
- SCHEFFNER, N. W. & ROSATI, J. D. 1987. A User's Guide to the N-Line Model: A Numerical Model to Simulate Sediment Transport in the Vicinity of Coastal Structures, Instructional Report CERC-87-4, Coastal Engineering Research Center, US Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.
- SCHENDEL, U. (1974): Der Wasserhaushalt im Binneneiderraum, in: Die Wasserwirtschaft 1974, Heft 9
- SINDERN, J. & ROHDE, H. (1970). Zur Vorgeschichte der Abdämmung der Eider in der Linie Hundeknöll-Vollerwiek, Die Wasserwirtschaft, 3/1970, pp.85-92
- SOUTHGATE, H. N. (1995), The effect of wave chronology on medium and long term coastal morphology, Coastal Engineering Vol. 26, pp.251-270
- SOUTHGATE , H. N. & CAPOBIANCO, M. (1997). The role of chronology in long-term morphodynamics. Theory, practice and evidence, Coastal Dynamics '97, pp.943-952
- STEIJN, R.C., (1989). Schematisation of the natural conditions in multi-dimensional numerical models of coastal morphology. Delft Hydraulics Rep. H526-1
- STEIJN, R.C., (1992). Input filetrng techniques for complex morphological models. Delft Hydraulics Rep. H824,53
- STELLING, G.S. & LEENDERTSE, I.I. (1992). Approximation of convective processes by cyclic ADI methods, In: M.L. Spaulding et al. (Editors), Proc. Estuarine and Coastal Modeling. (Tampa, FL.) ASCE, New York, pp. 771-782
- STREIF, H.J. & KÖSTER, R. (1978). Zur Geologie der deutschen Nordseeküste. Die Küste, Heft 32
- TERWINDT, J.H.J., BATTJES, J.A., (1990). Research on large-scale coastal behaviour. In: B.L. Edge(ed.), Coastal Engineering 1990 Proc., ASCE New York, pp.1975-1983
- VAN RIJN, L.C. (1997) Sediment Transport Part II: Suspended Load Transport. Journal of hydraulic engineering, ASCE, Vol 110, No. 10
- VIERFUß (1994). Sicherung des Eidersperrwerks gegen Auskolkungen. Hansa Nr. 131
- WANG, Z.B., LOUTERS, T., DE VRIEND, H.J. (1995). Morphodynamic modeling for a tidal inlet in the Wadden Sea. Mar. Geol. 126, pp.289-300
- WIELAND, P. (1992) . Deichschutz und Binnenentwässerung im Eidergebiet. In : Kramer, J. und Rohde, H. (Hrsg.) Historischer Küstenschutz, 1992, DVWK, Wittwer

- WIELAND, P. (1999) Entwicklungen in der Eider nach ihrer mündungsnahen Abdämmung, Jahrbuch der hafenbautechnischen Gesellschaft, Bd. 52, 1999
- WIELAND, P. (2000). Entwicklungen in der Eider: Hansa, Nr 2
- WORK, P.A., GUAN, J., HAYTER, E.J., ELCI, 2001. Mesoscale model for morphologic change at tidal inlets. J. of Waterway, Port, Coastal and Ocean Eng., 127(5), ASCE, pp.282-289.
- WREN, D.G., BARKDOLL, B.D., KUHNLE, R.A., DERROW, R.W.(2000). Field Techniques for Suspended Sediment Measurement. J. of Hydraulic Eng., Vol 126, No. 2, Feb. 2000
- WRIGHT, LD, THOM, BG, AND CHAPPELL, J. (1978). Morphodynamic Variability of High-Energy Beaches. 16th Coastal Engineering Conference
- WSA TÖNNING (1998). Das Eidersperrwerk; Druckschrift
- ZANKE, U. (1982) Grundlagen der Sedimentbewegung, SpringerVerlag (Berlin), 1982