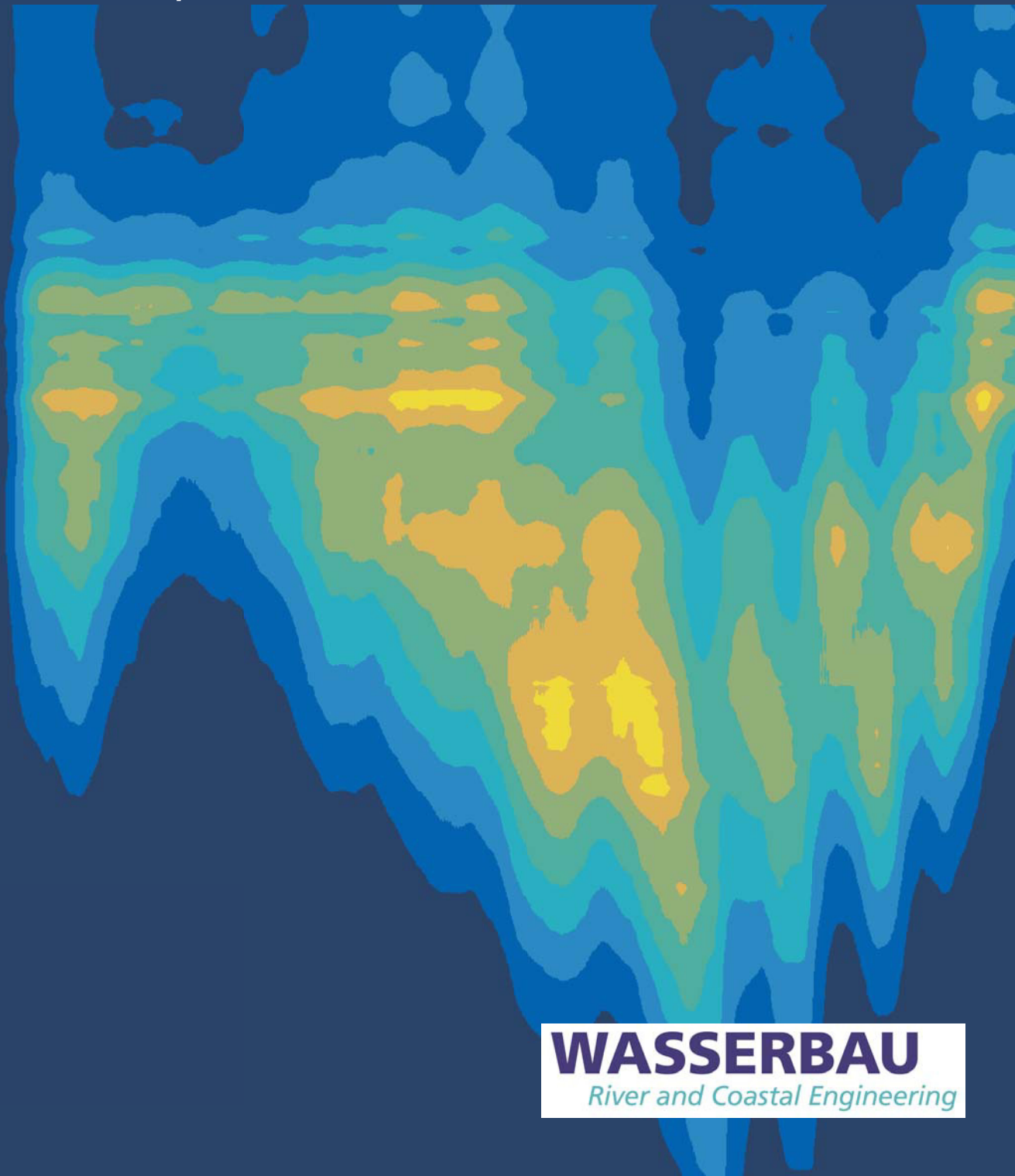


Roland F. Hesse

*Zur Modellierung des Transports
kohäsiver Sedimente
am Beispiel des Weserästuars*



Zur Modellierung des Transports kohäsiver Sedimente am Beispiel des Weserästuars

Roland F. Hesse

Hamburger Wasserbauschriften, Band 23

Herausgegeben von Prof. Dr.-Ing. Peter Fröhle

Bibliografische Information der Deutschen Nationalbibliothek

Die Deutsche Nationalbibliothek verzeichnet diese Publikation in der Deutschen Nationalbibliothek; detaillierte Daten sind im Internet über <http://www.dnb.de> abrufbar.

Impressum

Institut für Wasserbau

Denickestraße 22

21073 Hamburg

Tel.: +49 40 42878-3761

Fax: +49 40 4273-10199

E-Mail: wasserbau.office@tuhh.de

Lizenz

Das Werk einschließlich aller seiner Teile ist urheberrechtlich geschützt. Das Werk steht unter der Creative-Commons-Lizenz Namensnennung 4.0 International (CC BY 4.0, <https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/legalcode.de>). Ausgenommen von der oben genannten Lizenz sind Teile, Abbildungen und sonstiges Drittmaterial, wenn anders gekennzeichnet.



1. Auflage Mai 2020

DOI: [10.15480/882.2631](https://doi.org/10.15480/882.2631)

 Roland Hesse: <https://orcid.org/0000-0001-9155-9501>

Zur Modellierung des Transports kohäsiver Sedimente am Beispiel des Weserästuars

Vom Promotionsausschuss der
Technischen Universität Hamburg
zur Erlangung des akademischen Grades
Doktor-Ingenieur (Dr.-Ing.)

genehmigte Dissertation

von

Roland F. Hesse

aus

Verden an der Aller

2020

Aufzählung der Gutachter:

1. Prof. Dr.-Ing. Peter Fröhle
2. Prof. Dr.-Ing. habil. Torsten Schlurmann
3. Dr. rer. nat. Frank Kösters

Tag der mündlichen Prüfung: 10.12.2019

Vorwort

Die Untersuchung der Dynamik kohäsiver Sedimente und insbesondere der Ausbildung und Dynamik der Trübungszone in Ästuaren ist seit vielen Jahrzehnten Gegenstand der Forschung. Es gibt eine internationale Community zum Thema „Cohesive Sediment Research“, die im zwei-jährlichen Rhythmus spezifische Konferenzen, die INTERCOH-Konferenzen durchführt.

Zudem ist das Thema „Dynamik kohäsiver Sedimente“ von besonderer gesellschaftlicher Relevanz und von besonderem gesellschaftlichen Interesse, welches sich unter anderem auf die wirtschaftliche Bedeutung von Ästuaren zurückführen lässt, die als natürliche Wasserstraßen zu Häfen führen. Wichtige natürliche Wasserstraßen wurden im Zuge der Vergrößerung von Schiffseinheiten immer weiter vertieft und verbreitert und stehen nach den Anpassungsmaßnahmen im Allgemeinen nicht mehr im Gleichgewicht mit der natürlicherweise in einem Ästuar zu erwartenden Sedimentdynamik. Für die Nutzung der Ästuar macht dies Unterhaltungsmaßnahmen (Unterhaltungsbaggerungen) erforderlich, die nicht unerhebliche Kosten erzeugen. Zudem haben die Anpassungsmaßnahmen natürlich auch nicht unerhebliche Auswirkungen auf die Hydrodynamik und die Ökologie im Ästuar gehabt.

Obwohl Fragestellungen zur Dynamik kohäsiver Sedimente und zur Dynamik der Trübungszone in Ästuaren seit langem wissenschaftlich bearbeitet werden und es eine Vielzahl von wissenschaftlichen Arbeiten und Veröffentlichungen zu den zugehörigen Fragestellungen gibt, ist die numerische Modellierung der zugrunde liegenden Prozesse mit qualitativer (räumlicher) und quantitativer (Mengen) Identifikation von Sedimentationsschwerpunkten auf der Grundlage verfügbarer Modellsysteme und Modellansätze bisher nicht ohne weiteres möglich.

Hier setzt die in diesem 23. Band der Hamburger Wasserbauschriften veröffentlichte Arbeit von Herrn Dr. Roland Hesse an. Er hat sich zum Ziel gesetzt, als Grundlage für ein verbessertes Systemverständnis von Ästuaren einen verbesserten Ansatz zur modellmäßigen Abbildung des Transportverhaltens kohäsiver Sedimente in Ästuaren zu erarbeiten, zu implementieren und im Hinblick auf die Abbildbarkeit der relevanten Prozesse zu bewerten.

Herr Hesse hat somit ein sehr aktuelles und wissenschaftlich aber auch gesellschaftlich relevantes Thema aufgegriffen, welches zudem hochkomplex ist. Er hat eine umfassende Arbeit zum aktuellen Stand der Prozessbeschreibung und zur numerischen Modellierung der Dynamik kohäsiver Sedimente in Ästuaren vorgelegt und mit der von ihm entwickelten Methodik eindrucksvoll die aktuellen Möglichkeiten zur Simulation der Dynamik kohäsiver Sedimente in Ästuaren dargestellt. Mit dem von ihm entwickelten Modellierungsansatz gelingt es, die räumliche Verteilung der Sedimentation und auch die sedimentierten Mengen im Weserästuar vergleichsweise sehr gut abzubilden.

Besonders interessant finde ich in diesem Zusammenhang die von Herrn Hesse vorgeschlagene weiterentwickelte Anwendung des sogenannten „fluff-layer“-Ansatzes zur Modellierung von Bodenaustauschprozessen für kohäsive Materialien. Zudem werden die wesentlichen Prozesse der Dynamik kohäsiver Sedimente im Ergebnis der Arbeit deutlich herausgearbeitet.

Es gelingt Herrn Hesse sehr gut, die relevanten Prozesse und die zumeist nichtlinearen Zusammenhänge zwischen der treibenden Hydrodynamik und der von vielen Einflüssen jenseits der Hydrodynamik abhängigen resultierenden Morphodynamik kohäsiver Sedimente klar gegliedert darzustellen und die von ihm gewählte Methodik überzeugend zu erläutern. Darüber hinaus bleibt Herr Hesse immer auch kritisch gegenüber der Aussagekraft der eigenen Ansätze und der von ihm erarbeiteten Ergebnisse. Die Ergebnisse der Arbeit helfen, das morphodynamische System „Ästuar“ besser zu verstehen und bilden zudem die Grundlage für eine gezielte, tiefergehende wissenschaftliche Bearbeitung einzelner Aspekte des Transportverhaltens kohäsiver Sedimente.

Es ist mir eine Ehre, darauf hinzuweisen, dass Herr Hesse anlässlich der INTERCOH – Konferenz in 2017 in Montevideo den Ray-Krone Preis für das beste Paper eines Nachwuchswissenschaftlers erhalten hat.

Ich freue mich, dass Herr Dr. Hesse sein Dissertation erfolgreich und auch in vergleichsweise kurzer Bearbeitungszeit bearbeitet und fertiggestellt hat. Die Arbeit enthält viele wichtige Aspekte und Ansätze für das Verständnis des Transportverhaltens kohäsiver Sedimente und wird sicher auf breites Interesse in der Fachwelt stoßen.

Peter Fröhle

Leiter des Instituts für Wasserbau

Danksagung

Eine Dissertation dient dem Nachweis der Befähigung zur wissenschaftlichen Bearbeitung eines Forschungsthemas des Doktoranden im Rahmen seines Promotionsverfahrens. Während der gesamten Ausbildung stellen solche Prüfungen Herausforderungen dar, die dem Prüfling – aufgrund der Rahmenbedingungen des Verfahrens und der Motivation zur Erlangung des angestrebten Abschlusses – eine fachliche und persönliche Entwicklung ermöglichen sollen.

In diesem Sinne bin ich für die mir ermöglichte Entwicklung sehr dankbar. Diese Entwicklung war mir nur durch die Unterstützung einer Vielzahl von Personen möglich, die mich vor und während der Zeit meiner Promotion in unterschiedlichster Weise unterstützt haben. Mein Dank gilt allen Personen, die mir während meines Werdegangs hilfreich zur Seite standen, aber an dieser Stelle nicht namentlich genannt werden.

Ich bedanke mich bei meinen Gutachtern und Prüfern. Herrn Prof. Dr.-Ing. habil. Schlurmann möchte ich für die Übernahme der Begutachtung und die hilfreichen Hinweise zur Arbeit danken.

Mein besonderer Dank gebührt dem Institutsleiter Herrn Prof. Dr.-Ing. Fröhle, der an seinem Institut diese Dissertation ermöglicht und betreut hat. Ich habe stets die sehr sachliche und konstruktive Zusammenarbeit geschätzt. Die Impulse und Ratschläge zu dieser Arbeit waren sehr hilfreich. Rückblickend bin ich zudem sehr dankbar für den mir eingeräumten Freiraum und das so entgegengebrachte Vertrauen, was ein unbedarfter Wimi – insbesondere am Anfang seiner wissenschaftlichen Laufbahn – noch nicht in vollem Maße schätzen konnte.

Des Weiteren bedanke mich ausdrücklich bei allen Kommilitonen, Studierenden und Kollegen, die ich während meiner Zeit an der Technischen Universität Hamburg Harburg und insbesondere am Institut für Wasserbau kennen und schätzen lernen durfte. Die Atmosphäre habe ich stets als sehr freundlich und kollegial wahrgenommen. Die von Seiten der Kollegen entgegengebrachte Hilfsbereitschaft war insbesondere am Anfang eine sehr große Unterstützung.

In diesem Kontext bin ich sehr dankbar für die Unterstützung von Herrn Dr. Edgar Nehlsen, der trotz der Fertigstellung seiner eigenen Dissertation und der Übernahme der umfassenden Aufgabe des Oberingenieurs während dieser Zeit immer ein offenes Ohr und Zeit für Diskussionen hatte.

Diese Arbeit wurde maßgeblich durch die Bundesanstalt für Wasserbau geprägt. Ich bin sehr dankbar für die mir von dieser Seite ermöglichte Entwicklung, die freundliche und fördernde Unterstützung aller beteiligten Mitarbeiter und den fachlichen Austausch und Diskussionen im Rahmen der Bearbeitung dieses Forschungsvorhabens.

Insbesondere danke ich Herrn Dr. Frank Kösters mit Nachdruck für die Initiierung des zugrunde liegenden Forschungsvorhabens und die fortwährende und verlässliche Unterstützung während der gesamten Promotion.

Daneben danke ich Frau Dr. Anna Zorndt, die mich während dieser Zeit stets durch den fachlichen Austausch und viele Diskussionen zu konkreten Fragestellungen in der Bearbeitung unterstützt hat. Diese Unterstützung war eine große Hilfe für meine Arbeit.

Schließlich bedanke ich mich bei meinen Freunden und meiner Familie, die mich immer unterstützt haben, auf die ich mich immer verlassen kann und – so hoffe ich – Verständnis dafür hatten, dass während dieser Zeit manchmal weniger Zeit verfügbar war.

Insbesondere danke ich meinen Eltern, die mich fortwährend gefördert, in meinen Entscheidungen und meiner Entwicklung stets unterstützt und bestärkt sowie mir meine Ausbildung ermöglicht haben, die in dieser Promotion gemündet ist. Ohne diese Unterstützung wäre dieser Weg in dieser Form nicht möglich gewesen.

Ich danke meiner Frau Johanna, die ich während dieser Zeit geheiratet habe und meiner Tochter Thea, die in dieser Zeit zur Welt gekommen ist. Diese Ereignisse haben einen bestimmenden Stellenwert in meinem Leben und relativieren alles andere. Dennoch oder gerade deshalb hat mich dies zur Fertigstellung dieser Arbeit motiviert. Meine Frau stand mir dabei stets verlässlich und liebevoll zur Seite, hat immer wieder aufkommende Zweifel zerstreut und hatte viel Verständnis für die aufgebrauchte Zeit. Meiner Tochter möchte ich in Zukunft mehr Zeit widmen, als während der Bearbeitungszeit der Dissertation möglich schien.

Roland Hesse, Januar 2020

Abriss

Sehr feine, kohäsive Sedimente weisen im Vergleich zu anderen Sedimentfraktionen ein deutlich abweichendes hydrodynamisches Transportverhalten auf. Dies führt insbesondere in Ästuaren aufgrund der während der unterschiedlichen Tidephasen auftretenden Strömungs- und Durchmischungsasymmetrien in der Regel zu einer Akkumulation dieser Sedimente in bestimmten Abschnitten. Diese Asymmetrien werden maßgeblich durch salzinduzierte Dichtegradienten hervorgerufen, die in Ästuaren aufgrund der Vermischung von Oberwasser des einmündenden Flusses mit dem Salzwasser des angrenzenden Meeres auftreten. Die Vermischung wird neben der Gestalt des Ästuars im Wesentlichen durch das Verhältnis von Oberwasserabfluss und Tideströmung bestimmt. Die Ästuarine Trübungszone stellt ein typisches Phänomen in Ästuaren dar, das als Resultat im Bereich der Vermischungs- bzw. der sog. Brackwasserzone auftritt und als die Folge der beschriebenen Akkumulation angesehen werden kann. Die Trübungszone ist als longitudinales Maximum der Schwebstoff- bzw. Sedimentkonzentration aufzufassen, welches eine entsprechend erhöhte Trübung in der Wassersäule bewirkt und häufig mit einer erhöhten Sedimentation verbunden ist. Das Auftreten von Trübungszonen bzw. der zugrunde liegenden Sedimentakkumulation erfordert in vielen Ästuaren aufwendige Baggermaßnahmen zur Erhaltung der ausgebauten Wasserstraßen. Zudem hat die Trübung einen maßgeblichen Einfluss auf das ästuarine Ökosystem. Die Ausbildung der Trübungszone hat eine starke Auswirkung auf die lokale Sedimentdynamik in einem Ästuar.

Die Abbildung und Untersuchung der Dynamik von Sedimenten in Gewässern kann grundsätzlich mit hydrodynamisch-numerischen Modellierungsverfahren erfolgen. Dazu sind aufgrund der zugrunde liegenden komplexen Transportprozesse – insbesondere für die kohäsive Fraktion in Ästuaren – geeignete Vereinfachungen zu treffen, um eine effiziente und für praktische Fragestellungen geeignete Anwendung dieser Verfahren zu ermöglichen. In diesem Sinne wurde im Rahmen dieser Arbeit ein Modellierungskonzept entwickelt und ein Modellansatz verwendet, der die anwendungsbezogene Abbildung der Dynamik der kohäsiven Sedimentfraktion für die ästuarine Umgebung mit numerischen Verfahren erlaubt. Das Weserästuar dient als konkreter Anwendungsfall. Dies ermöglicht die Bewertung des Modellansatzes anhand vorliegender Messdaten. Der Fokus liegt auf einer prozessbasierten und dynamischen Abbildung der Trübungszone unabhängig von den initialen Bedingungen im Modell.

Sowohl gemessene Trübungsverläufe als auch die Größenordnung von dokumentierten Baggermengen können für ein repräsentatives Jahr mit dem Modell des Weserästuars auf Grundlage des verwendeten Ansatzes abgebildet werden. Die zugrunde liegende Tidedynamik und Salzgehaltsverteilung können im Vergleich zu gemessenen Zeitreihen des Wasserstandes und des Salzgehaltes zufriedenstellend im Modell reproduziert werden. Insbesondere die saisonale Verlagerung der Brackwasserzone kann im Modell wiedergegeben werden, was als wesentliche und notwendige Grundlage für die Abbildung des residualen Sedimenttransportes sowie der Sedimentdynamik mit dem Modell angesehen wird. Die modellierte resultierende Sedimentdynamik zeigt ein plausibles Verhalten, das sich unabhängig von den Anfangsbedingungen im Modell einstellt: Die modellierte Trübungszone bildet sich dynamisch im Modell aus, verlagert sich saisonal in Abhängigkeit der vorgegebenen Randbedingungen und entspricht den Messungen an einzelnen Messstationen im Ästuarverlauf. Es ergibt sich zudem ein deutlicher modellierter Sedimentationsschwerpunkt im Bereich der Trübungszone in der Größenordnung der abschnittsweise dokumentierten Baggermaßnahmen. Zusammenfassend ergibt sich die modellierte Trübungszone gemäß Zielstellung dieser Arbeit wie in der Natur durch Akkumulation als dynamisches Gleichgewicht zwischen residualem Sedimentimport und Sedimentation unabhängig von den initialen Bedingungen im Modell. Die angestrebte Abbildung der Dynamik der kohäsiven Fraktion im Modell kann durch den getesteten prozessbasierten Ansatz im Vergleich zu Messungen in einem realen Ästuar erzielt werden.

Inhaltsverzeichnis

1	Einführung	1
1.1	Einordnung und Relevanz.....	1
1.2	Zielstellung und Abgrenzung	3
1.3	Aufbau der Arbeit.....	5
2	Grundlagen und Stand der Forschung.....	7
2.1	Ästuare	9
2.2	Residuale hydrodynamische Transportmechanismen in Ästuaren.....	12
2.3	Eigenschaften und Transportverhalten kohäsiver Sedimente	18
2.4	Trübungszone in Ästuaren	34
2.5	Weserästuar	36
2.6	Modellierung von Trübungszone	46
3	Modellentwicklung.....	47
3.1	Hypothesen	47
3.2	Konzept.....	50
3.3	Methodik und Vorgehen	56
4	Umsetzung des Modellkonzeptes für das Weserästuar.....	61
4.1	Ansatz für Sedimenttransport	61
4.2	Verfahren.....	64
4.3	Datengrundlage.....	65
4.4	Modell des Weserästuars.....	68
4.5	Auswertungsmethoden	72
5	Modellergebnisse	75
5.1	Hydrodynamik und Salzgehalt.....	75
5.2	Trübungszone und Sedimentdynamik.....	91
5.3	Diskussion der Ergebnisse	105
5.4	Zusammenfassung der Ergebnisse	107
6	Zusammenfassung und Ausblick	109
6.1	Zusammenfassung.....	109
6.2	Ausblick.....	112
	Schrifttum.....	I
	Index.....	VII
	Abbildungsverzeichnis.....	IX
	Tabellenverzeichnis	XIII
	Gleichungsverzeichnis	XV
	Symbolverzeichnis.....	XVII

Abkürzungsverzeichnis	XXI
Anhang	XXIII
A Grundlagen und Stand der Forschung	XXV
A.1 Ästuarine Zirkulation	XXV
A.2 Sedimenttransport	XXV
A.3 Bodenklassifikation.....	XXV
A.4 Sinkgeschwindigkeitsformulierungen	XXVI
A.5 Weserästuar	XXVIII
B Modellierung	XXXV
B.1 Verfahren.....	XXXV
B.2 Datengrundlage	XL
B.3 Auswertungsmethoden	XLIV
C Modellergebnisse	XLVII
C.1 Hydrodynamik und Salztransport.....	XLVII
C.2 Ästuarine Zirkulation und Tideasymmetrien.....	LV
C.3 Trübungszone und Sedimenttransport	LXII

1 Einführung

1.1 Einordnung und Relevanz

Sehr feine Sedimente weisen aufgrund ihrer kohäsiven Bindungseigenschaften ein hydrodynamisches Transportverhalten auf, das sich deutlich von dem Transportverhalten nicht-kohäsiver Sedimenten wie z.B. reinen Quarzsanden unterscheidet. Dies führt in vielen Gewässern und insbesondere in Ästuaren aufgrund der dort auftretenden Tidedrömungen, Vermischungsprozesse und resultierenden residuellen Transporte zu einer Akkumulation und Dominanz dieser Sedimentfraktionen in bestimmten Abschnitten. Die Ausbildung der sogenannte Ästuarinen Trübungszone¹ ist ein typisches Ausprägungsmerkmal der kohäsiven Sedimente in Ästuaren. Die Ausbildung ist als das Resultat der Akkumulation aufzufassen, die sich aus den spezifischen Bindungseigenschaften von kohäsiven Sedimenten und den komplexen Transportprozessen (u. a. Ästuarine Zirkulation¹) in Ästuaren ergibt. Die Trübungszone stellt ein Maximum der Schwebstoffkonzentration im longitudinalen Ästuarverlauf dar. Die erhöhte Sedimentkonzentration in der Wassersäule verursacht eine entsprechend erhöhte Trübung des Gewässers und kann eine verstärkte Ablagerung von feinen Sedimenten in diesem Bereich bewirken. Die Ausbildung bzw. Dynamik der Trübungszone hat maßgebliche Auswirkung auf die lokale Sedimentdynamik.

Die Untersuchung der Dynamik kohäsiver Sedimente und insbesondere der Ausbildung und Dynamik der Trübungszone ist seit vielen Jahrzehnten Gegenstand der Forschung (vgl. Postma 1967). Das wissenschaftliche Interesse lässt sich großteils auf die gesellschaftliche Bedeutung von Ästuaren zurückführen: Die Tiderinnen vieler Ästuarie dienen schon lange als natürliche Wasserstraßen zu den dort entstandenen Häfen, wobei es durch Anpassungsmaßnahmen u.a. im Zuge der Zunahme der Schiffsgrößen zum fortschreitenden Ausbau und zur Vertiefung der Fahrrinnen kam. Diese anthropogenen Anpassungen des morphodynamischen Systems Ästuar stehen dabei in der Regel nicht im Gleichgewicht mit der natürlichen Sedimentdynamik im Ästuar. Dies macht oftmals Baggermaßnahmen für die Erhaltung der angepassten Fahrrinnen und angelegten Hafenbecken notwendig (Partheniades 2009; Winterwerp 1999). Diese Erhaltungsmaßnahmen der verkehrlichen Infrastruktur führen z.B. in Deutschland zusätzlich zu den eigentlichen Anpassungsmaßnahmen zu erheblichen Folgekosten im Bundeshauhalt (Bundesministerium der Finanzen 2016). Exemplarisch ergeben sich für das Jahr 2017 Kosten für Unterhaltungsbaggerung in den Bundeswasserstraßen von ca. 250 Millionen Euro (jährlich), wobei 30% für entsprechende Baggermaßnahmen in den drei großen Ästuaren Elbe, Ems und Weser anfallen. Dabei sind die Unterhaltungsmaßnahmen in der Hoheit der Länder sowie in den Häfen nicht berücksichtigt. Neben dieser ökonomischen Bedeutung ergibt sich mit der gesellschaftlichen Sensibilisierung für Naturschutz zudem ein immer stärkeres Interesse Ästuarie als wichtige Lebensräume zu erhalten, was in der europäischen Wasserrahmenrichtlinie und deren Umsetzung im Wasserhaushaltsgesetz Ausdruck findet. Ästuarie stellen in diesem Zusammenhang Übergangs- bzw. Küstengewässer dar, für die ein guter ökologischer und ein guter chemischer Zustand bzw. Potenzial erhalten oder erreicht werden sollen (Europäisches Parlament 2000, Art. 1,4; Bundesrepublik Deutschland 2009, § 27,43). Der vom Gesetzgeber geforderte gesellschaftliche Schutz und die Erhaltung dieser Ökosysteme auf der einen Seite sowie der angestrebte weitere Ausbau und damit verbundene stetige Erhaltungsmaßnahmen zur wirtschaftlichen Nutzung als Wasserstraßen auf der anderen Seite stehen aus gesellschaftlicher Sicht oft im Gegensatz zueinander. Dies wird zum Beispiel durch die Klagen gegen weitere geplante Ausbaumaßnahmen in der Elbe und in der Weser deutlich.

¹ Die **Ästuarine Trübungszone/ Zirkulation** werden als feststehende Ausdrücke angesehen und in dieser Arbeit konsistent mit dieser Schreibweise verwendet.

Vor diesem Hintergrund stellt die Erforschung und eine verbesserte Abbildbarkeit der Dynamik kohäsiver Sedimente in Ästuaren einen wichtigen Beitrag zum Systemverständnis dar, was für ein nachhaltiges und wirtschaftliches Sedimentmanagement sowohl im Hinblick auf die wirtschaftliche Nutzung und verkehrliche Erhaltung als auch auf ökologische Fragestellungen der Gewässerqualität relevant ist. Insbesondere zur Untersuchung und Beurteilung der Auswirkung weiterer Anpassungsmaßnahmen auf das Gesamtsystem ist die Abbildbarkeit der Dynamik kohäsiver Sedimente notwendig. Das Verständnis des Transportes kohäsiver Sedimente und der resultierende Ausbildung der Trübungszone ist in diesem Zusammenhang als sehr relevant anzusehen, da diese Prozesse unmittelbare Auswirkung auf die zuvor beschriebenen Themenbereiche haben.

Die Untersuchung der Auswirkung von historischen Anpassungsmaßnahmen auf die Tidedynamik für ausgewählte Ästuarie (im Wesentlichen veränderte Geometrie und hydraulischer Widerstand in Abhängigkeit der Schwebstoffverfügbarkeit) anhand vereinfachter, schematisierter Modelle lässt folgende Schlussfolgerung zu: Die Anpassungsmaßnahmen führen zu einer veränderten Tidedynamik (Malcherek 2010) und können des Weiteren eine irreversible, selbstverstärkende Verlagerung des Gleichgewichtszustandes für die Sediment- und Tidedynamik mit resultierender deutlich erhöhter Trübung bewirken (vgl. Winterwerp und Wang 2013, Winterwerp et al. 2013). Neben dieser diskutierten potentiellen grundlegenden Systemveränderung treten in vielen Ästuaren schon gegenwärtig Sedimentationsschwerpunkte feiner Sedimente auf. Dies führt oftmals zur Notwendigkeit von Baggermaßnahmen in diesen Abschnitten zur Sicherung einer leichten und sicheren Schifffahrt. In vielen Ästuaren kann dies direkt auf die erhöhte Sedimentverfügbarkeit aufgrund residualer Transporte und der Akkumulation in der Trübungszone zurückgeführt werden, wobei auch andere Ursachen genannt werden (Partheniades 2009). In der Unterweser stellen beispielsweise Unterhaltungsmaßnahmen im Bereich der Trübungszone den wesentlichen Schwerpunkt dieser Maßnahmen für die gesamte Unterweser dar. Dabei fallen in diesem Abschnitt trotz auftretender verhältnismäßig hoher Fließgeschwindigkeiten im Wesentlichen feine, kohäsive Sedimente in der Fahrrinne an (BfG 2014b). Die Größenordnung der langfristigen saisonalen Nettodeposition übersteigt die Oberwasserfracht der Weser deutlich. Die langfristige Ablagerung insbesondere in der Fahrrinne kann durch die lokale Reduzierung der Erosion der deponierten Sedimente erklärt werden (Schrottke et al. 2006), wobei die detaillierten Stabilisierungsprozesse unbekannt sind.

Die lokale Sedimentverteilung hat zudem eine große Bedeutung für das Ökosystem des Ästuars. Die für die Erhaltung der verkehrlichen Infrastruktur notwendigen Unterhaltungsmaßnahmen und vorangegangene Ausbaumaßnahmen stellen Eingriffe in dieses natürliche Ökosystem dar. Die ästuarinen Ökosysteme zeichnen sich insbesondere durch den tidegeprägten Übergang von fluvialen zu maritimen Gewässern aus und bilden so einzigartige Lebensräume. Aus der erhöhten Trübung bzw. suspendierten Sedimentkonzentration in der Trübungszonen ergeben sich zudem sehr spezifische Umweltbedingungen, die u.a. bestimmte biochemische Abbauprozesse begünstigen. Viele Substanzen binden sich in Gewässern aufgrund der besonderen Bindungseigenschaften insbesondere an kohäsive Sedimente. Sowohl die Verteilung von Schadstoffen als auch von Nährstoffen ist dadurch maßgeblich vom Transport der kohäsiven Fraktion abhängig. Die Sedimentpartikel dienen zudem als Substrat für Organismen in der Wassersäule, führen aufgrund der erhöhten Trübung zur Lichtextinktion und beeinflussen somit viele biochemische Prozesse im Ästuar mit Auswirkung auf höhere Trophiestufen (Kennedy 1984; Herman und Heip 1999; Turner und Millward 2002; Kappenberg und Fanger 2007; Bianchi 2007). So sind Ästuarie z.B. global für den Abbau von Stickstoffverbindungen sehr bedeutend.

Neben der Auswirkung der Trübung bzw. der Sedimentkonzentration auf die Ökologie ergeben sich aus ökologischen Prozessen ebenfalls Rückwirkungen auf den Sedimenttransport und somit auf die resultierende Trübung selbst. So können Organismen starken Einfluss auf die Erosionseigenschaften

und das Absinkverhalten von insbesondere kohäsiven Sedimenten haben und beeinflussen somit wiederum maßgeblich deren Transportverhalten. Dies müsste bei der Abbildung des Transportes dieser Fraktion in Modellen berücksichtigt werden. Trotz vieler Studien in diesem Forschungsgebiet kann die Interaktion zwischen Organismen bzw. biochemischen Prozessen und dem resultierenden Transportverhalten kohäsiver Sedimente nur unbefriedigend abgebildet werden (Grabowski et al. 2011; Black et al. 2002) und ist weiterhin intensiver Gegenstand der Forschung. Dies kann auf die Komplexität des Transportverhaltens dieser Sedimentfraktion zurückgeführt werden, das neben den erwähnten biologischen Aspekten von einer Vielzahl weiterer relevanter Parameter und Prozesse abhängt (Berlamont et al. 1993). Die Übertragbarkeit von Laborversuchen auf das natürliche System ist deshalb i. d. R. nur sehr eingeschränkt möglich und In-situ-Messungen sollten angestrebt werden. Diese unterliegen wiederum anderen Limitationen (Winterwerp und van Kesteren 2004) und sind insbesondere in Fahrrinnen von Ästuaren als sehr aufwändig anzusehen.

Für ein optimiertes Sedimentmanagement in Ästuaren, das sowohl einen nachhaltigen Ausbau und ökonomische Betrachtungen der Unterhaltung sowie ökologische Belange und Fragen der Wasserqualität für den besonderen Lebensraum Übergangsgewässer einschließt, ist das Verständnis und die verbesserte Abbildbarkeit der Dynamik kohäsiver Sedimente somit unerlässlich.

1.2 Zielstellung und Abgrenzung

Ziel dieser Arbeit ist die verbesserte modellmäßige Abbildung der Dynamik der kohäsiven Sedimentfraktion in Ästuaren. Dies erfolgt für ein spezifisches Ästuarsystem mit Hilfe eines numerischen Modellierungsverfahrens. Dabei liegt der Fokus auf der Abbildung der Ausbildung und der Dynamik der Trübungszone im Modell ohne Vorgabe einer initialen Sedimentverteilung. Dazu wird das Konzept der Sedimenttransportlimitation (van Maren et al. 2011; 2015) auf diese Fragestellungen übertragen um die Abbildung der saisonalen Dynamik einschließlich der Akkumulation zu ermöglichen: Sowohl die Lage der Trübungszone und somit der saisonale Trübungsverlauf als auch die Größenordnung der Sedimentakkumulation sollen mit dem Modell unabhängig von den Anfangsbedingungen wiedergegeben werden. In der Natur sind dafür zahlreiche Prozesse mit stark variierender räumlicher Ausdehnung und auf verschiedenen Zeitskalen maßgeblich. Die Sedimenteigenschaften in Abhängigkeit kleinskaliger Bindungsprozesse (z. B. Flokkulation) über das lokale Bodenaustauschverhalten (u. a. Ausbildung von Flüssigschlick oder Konsolidierung) bis hin zu großräumigen residualen Strömungsmustern (u. a. Ästuarine Zirkulation) sind in diesem Zusammenhang zu berücksichtigen. Die relevanten Zeitskalen und Dimensionen reichen beispielsweise von vertikalen turbulenten Durchmischungsprozessen während der Tide bis hin zum residualen Transport u.a. in Abhängigkeit des saisonalen Oberwasserabflusses (vgl. van Leussen 2011). Der ausreichend genauen Abbildung der dreidimensionalen Salzverteilung wird aufgrund der Auswirkung auf die großräumigen Strömungen und residualen Transportprozesse dabei eine besondere Bedeutung beigegeben (Geyer und MacCready 2014).

Aufgrund der Komplexität der Sedimenteigenschaften sowie der räumlichen Ausdehnung, Dimension und Zeitskalen der relevanten Prozesse wird eine vereinfachte Abbildung der Sedimenteigenschaften (Absinken und Bodenaustausch) in Kombination mit einer naturnahen Abbildung des dreidimensionalen Sedimenttransports (Advektion und Diffusion) auf Grundlage einer ausreichend detaillierten Abbildung der relevanten hydrodynamischen Strömungsprozesse für ein gesamtes Ästuar angestrebt. An der Gewässersohle werden die resultierenden Bodenaustauschflüsse (Erosion/ Deposition) während des Tidezyklus wiedergegeben ohne die Morphologie und Zustandsformen (z. B. Flüssigschlick) im Detail nachzubilden. Dieses Vorgehen ermöglicht die praxisorientierte, ingenieurtechnische Anwendbarkeit des Modellansatzes auf konkrete Fragestellungen des Sedimentmanagements durch eine relativ geringe Anzahl bestimmbarer Eingangsparameter zur Abbildung der Sedimenteigenschaften sowie die modelltechnische Umsetzungen mit gegenwärtig verfügbarer Modellierungstechnik. Zudem erlaubt

dieses Vorgehen die effiziente Modellierung trotz sehr begrenzter Datengrundlage und bisher ungenügender quantitativer Abbildbarkeit von Detailprozessen sowie der grundsätzlichen Komplexität und des Umfangs der zugrunde liegenden Transportmechanismen.

Im Vordergrund dieser Arbeit stehen die Abbildung der Größenordnung der regionalen Sedimentakkumulation mittels der Bilanzierung des Bodenaustausches sowie die Abbildung des resultierenden saisonalen, intertidalen Trübungsverläufe bzw. insbesondere der Trübungszone. Der Fokus liegt auf der Ausbildung und Dynamik der Trübungszone im Modell als ein dynamisches Gleichgewicht zwischen Sedimentimport, mittlerer lokaler Sedimentkonzentration in der Wassersäule und Sedimentation. Die Sedimentverteilung bildet sich unabhängig von den initialen Bedingungen, sondern auf Grundlage der gegenwärtig bekannten hydrodynamischen Prozesse (Ästuarine Zirkulation und Tidesymmetrien) aus, die gemäß des gegenwärtigen Forschungsstandes auch in der Natur zur Ausbildung der Trübungszone führen. Die so erzielte großräumige und dynamische Abbildung der Sedimentverteilung kann als Grundlage für entsprechende weiterführende Arbeiten angesehen werden. So ermöglichen diese Ergebnisse weiterführende, detaillierte Untersuchungen der lokalen intratidalen Trübungsvariation und der Verteilung der Sedimente über die vertikale Wassersäule sowie temporär auftretender hochkonzentrierter Suspensionen an der Gewässersohle und deren konkrete Zustandsform im Rahmen der in dieser Arbeit nachgebildeten übergeordneten Dynamik. Gemäß der gegenwärtigen Ergebnisse kann bereits die qualitative Entwicklung lokaler intratidale Trübungsverläufe dynamisch für unterschiedliche saisonale Bedingungen reproduziert werden. Des Weiteren können auf Grundlage der in dieser Arbeit verwendeten dynamischen und prozessbasierten Beschreibung der Sedimentdynamik weitergehende Untersuchungen zum Einfluss von veränderten Randbedingungen wie durch Extremereignisse und potentielle Auswirkung der zukünftigen Entwicklung auf den Transport und die Verteilung der feinen Sedimente erfolgen. Demgemäß dienen die in dieser Arbeit vorgestellten Untersuchungen zunächst vordergründig dem Nachweis der grundsätzlichen dynamischen Abbildbarkeit der Trübungszone im Modell. Neben der Verbesserung der modelltechnischen Abbildbarkeit der entsprechenden Prozesse, erfolgt dies übergeordnet um das generelle Systemverständnis zu verbessern und die bekannten Ausbildungsmechanismen gemäß des den gegenwärtigen Forschungsstandes anhand der naturnahen Modelluntersuchungen zu verifizieren.

Zur modelltechnischen Abbildung des Bodenaustausches wird das bestehende Fluff Layer Konzept (van Kessel et al. 2011) verwendet, aber durch eine neue Parametrisierung aus umfangreichen systematischen Parameterstudien auf diese Fragestellung übertragen um die genannten Effekte prozessbasiert im Modell abbilden zu können. Aufgrund der verfügbaren Referenz- bzw. Messdaten für die Sedimentverteilung, die eher als Indikatoren angesehen werden können, erfolgt dies nicht durch klassische Kalibrierung, sondern durch umfangreiche Sensitivitätsanalysen im Rahmen der Parameterstudien. In Abgrenzung zu anderen Untersuchungen (wie u.a. van Maren et al. 2015) erfolgt die Anwendung mit Fokus auf die saisonale Dynamik und insbesondere der dynamischen Ausbildung der Trübungszone unter der dazu notwendigen Berücksichtigung der Auswirkung von hochkonzentrierten sohnnahen Suspensionen auf den Bodenaustausch.

Ein entsprechendes Modell des Weserästuars dient im Rahmen dieser Arbeit als konkreter Anwendungsfall. Dies ermöglicht die Beurteilung der erzielten Modellergebnisse anhand vorliegender Messdaten und dokumentierter Baggermengen im Bereich der natürlichen Trübungszone. Das Weserästuar ist ein trichterförmiges, mesotidales, hypersynchrones, teilgeschichtetes bis gut durchmisches Ästuar mit einer semidiurnalen Tide und maßgeblichem Oberwasserzufluss. Die Trübungszone in diesem Ästuar ist vergleichsweise gut beschrieben und war bereits Gegenstand verschiedener Forschungsarbeiten (z.B. Lang 1990; Grabemann 1991; Schrottke et al. 2006). Zur Untersuchung der saisonalen Entwicklung wird der Verlauf eines Jahres betrachtet. Als konkretes Jahr wird im Rahmen dieser Arbeit 2009 gewählt. Für dieses Jahr liegen Daten zur Vorgabe der Randbedingungen und für den Vergleich

mit den Modellergebnissen vor. Die quantitative Bewertung des Modellansatzes kann somit sowohl in Bezug auf die modellierte Sedimentkonzentration als auch auf die berechnete Akkumulation im Modell erfolgen. Das Modell soll auf Grundlage der prozessbasierten Abbildung grundsätzlich die Erklärung der beobachteten, wesentlichen Phänomene ermöglichen, die aus der Dynamik kohäsiver Sedimente im Weserästuar resultieren. Dies kann auch als verbesserte Grundlage zur Beurteilung des gegenwärtigen Sedimentmanagements sowie bei der Planung und Optimierung zukünftig geplanter Maßnahmen einbezogen werden.

Grundsätzlich kann die Ausbildung einer Trübungszone mit verstärkter Sedimentation als ein typisches Phänomen in vielen Ästuaren angesehen werden. Die konkreten zugrunde liegenden Ausbildungsmechanismen hängen dabei allerdings von den spezifischen Bedingungen (z.B. Tide, Oberwasser, Ästuar-geometrie, Sedimentverfügbarkeit) des jeweiligen Ästuars ab (Partheniades 2009, S. 293 ff.). Die im Rahmen dieser Arbeit verwendeten und entwickelten Konzepte und im Modell des Weserästuar getesteten Ansätze sind grundsätzlich auf ähnliche Ästuar mit gleichen Ausbildungsmechanismen der Trübungszone übertragbar, wobei insbesondere Unterschiede in der Tidedynamik global (vgl. Allen et al. 1980) sowie in der Morphologie jeweils zu sehr ästuar-spezifischen Ausprägungen führen können (Burchard et al. 2018). Der wesentliche Ansatz dieser Arbeit zur Abbildung der Dynamik der kohäsiven Sedimente und der Trübungszone auf Grundlage u. a. vereinfachter Sedimenttransporteigenschaften und detaillierten Abbildung der großräumigen Transportströmung ist bei entsprechender Abbildung der spezifischen hydrodynamischen Bedingungen prinzipiell auch auf andere Ästuar übertragbar.

1.3 Aufbau der Arbeit

Diese Arbeit untergliedert sich in sechs Kapitel mit zusätzlichen Information im Anhang, auf die im Text entsprechend verwiesen wird. Im ersten Kapitel wurde eine einführende Übersicht über die wesentlichen Aspekte und Phänomene gegeben, die sich aus der Dynamik feiner, kohäsiver Sedimente in der ästuarinen Umgebung ergeben oder mit deren Auftreten verbunden sind (1.1). Zudem wird die Relevanz dieser Arbeit für andere Forschungsgebiete dargelegt und es wird kurz auf die allgemeine, gesellschaftliche Bedeutung des Themas eingegangen. Im nachfolgenden Abschnitt folgte die Beschreibung der Zielstellung sowie die Abgrenzung der Arbeit (1.2). Das zweite Kapitel wird durch eine grundlegende Einführung in den Themenbereich Sedimentdynamik bzw. Transport von Sedimenten in natürlichen Gewässern eingeleitet. In den zugehörigen, nachfolgenden Abschnitten werden übersichtliche Einführungen mit grundlegenden Definitionen für verschiedene relevante Themenbereiche für den gegenwärtigen Stand der Forschung gegeben. Zudem wird das Weserästuar beschrieben, welches als Anwendungsfall ausgewählt wurde. Im dritten Kapitel sind Hypothesen (3.1) aufgeführt, die auf Basis der im zweiten Kapitel erörterten Grundlagen aufgestellt werden. Diese Hypothesen lassen die Abbildung der Dynamik kohäsiver Sedimente in einem Modell im Sinne des zugrunde liegenden Systemverständnisses zu. Im Abschnitt 3.2 wird das hieraus entwickelte grundlegende Modellierungskonzept beschrieben. Dazu wird einführend auf grundlegende Arten von Modellen eingegangen und das hier gewählten Modellierungskonzept eingeordnet. Folgend werden die zugrunde liegenden, in dieser Arbeit verwendeten, bestehenden Konzepte und Ansätze vorgestellt. Deren neuartige Anwendung bzw. Anpassung für die Fragestellungen dieser Arbeit wird beschrieben und als Herausstellungsmerkmal von bisherigen Arbeiten abgegrenzt. Im letzten Abschnitt (3.3) dieses Kapitels wird die aus dem Modellierungskonzept abgeleitete konkrete Methodik und das erfolgte Vorgehen für den Modellaufbau, die Simulationen und die Auswertung des Modells erörtert. In den nachfolgenden Kapiteln 4 und 5 wird zunächst das aufgebaute Modell des Weserästuars sowie nachfolgende die erzielten Ergebnisse beschrieben. Für das Modell (4.4) wird der entwickelte Ansatz für die Abbildung der Sedimentdynamik (4.1) einschließlich des verwendeten 2-Layer-Konzeptes für den Bodenaustausch (4.1.2.2), das zugrunde liegende Modellierungsverfahren (4.2), die verwendeten Daten (4.3) sowie die angewendeten Auswertungs- und Vergleichsmethoden (4.5), der in Kapitel 5 dargestellten Ergebnisse, vorgestellt. Im

fünften Kapitel werden zuerst die Ergebnisse für modellierte Tidedynamik und Salzverteilung (5.1) gezeigt, da diese die Grundlage für die nachfolgend gezeigten Ergebnisse für die modellierte Trübungszone und Sedimentdynamik (5.2) bilden. Die Ergebnisse werden anschließend diskutiert (5.3) und zusammengefasst (5.4). Abschließend erfolgen die Zusammenfassung der Arbeit (6.1) mit einem vorangestellten abgrenzenden Resümee und Fazit zur Arbeit sowie die Darstellung einer möglicher Anpassung und Weiterentwicklung des Modells bzw. Modellansatzes im Rahmen eines Ausblicks (6.2) im sechsten Kapitel.

2 Grundlagen und Stand der Forschung

In Fließgewässern (offenes Gerinne) findet eine Interaktion der Strömungen mit dem Gewässerbett (Sohle) statt. Bei einer Sohle aus beweglichen Sedimenten erfolgt eine resultierende Anpassung der Sohle mit potentieller Rückwirkung auf die Strömung. Die Sedimente bestehen in natürlichen Gewässern i. d. R. aus Korngemischen aus anorganischen Mineralpartikeln einschließlich anteiliger organischer Beimengungen unterschiedlicher Substanzen. Die Interaktion mit der Strömung kann zur Ablösung von der vorhandenen Sohle (Erosion), zum Absinken und Absetzen aus der Wassersäule an die Sohle (Deposition), zur erneuten Aufwirbelung (Resuspension) oder zur längerfristigen Anlagerung bzw. zum Übergang der Sedimente in die Sohle (Sedimentation) führen. Es kann sich demgemäß ein kontinuierlicher Wechsel von Erosion/ Resuspension und Deposition/ Sedimentation an der Sohle (Bodenaustausch) in Abhängigkeit der Strömungsbedingungen sowie die resultierende Umlagerung über die Wassersäule mit der Strömung (Sedimenttransport) ergeben. Diese Sedimentdynamik führt zur Ausprägung der Gewässergestalt mit Sohlformen und Strukturen (Morphologie), die einer kontinuierlichen Veränderung (Morphodynamik) unterliegen.

Die Untersuchung des hydrodynamischen Transportverhaltens von Sedimenten und der Morphodynamik in Gewässern ist seit langem u. a. in Bereichen der Geowissenschaften, Biologie oder des Wasserbauingenieurwesens Gegenstand der Forschung. Die Strömungsprozesse und die Morphologie beeinflussen und bedingen sich grundsätzlich gegenseitig und bilden ein dynamisches Gleichgewicht. Je nach betrachteter zeitlicher und räumlicher Skala kann die gegenwärtige Erscheinungsform eines Gewässers als Resultat der großräumigen, langfristigen (geologischen) Strömungsbelastung des anstehenden Bodens bzw. der Sohle oder des Ufers sowie der Verlagerung von Sedimenten im Gewässer angesehen werden (vgl. Roelvink und Reniers 2011; Wilcock und Iverson 2003; Cowell et al. 2003). Andererseits wird die unmittelbar auftretende Strömung maßgeblich durch die bestehende Morphologie eines Gewässers beeinflusst (Hibma et al. 2004). So können anthropogene Eingriffe in ein bestehendes morphodynamisches System, wie der Ausbau vieler Ästuare, eine längerfristige Veränderung bzw. Anpassung des Systems bewirken (Winterwerp et al. 2013; Malcherek 2010).

Das resultierende hydrodynamische Transportverhalten für eine gegebene Gewässermorphologie, das typischerweise der Gegenstand einer ingenieurmäßigen Betrachtung im Wasserbau ist, ergibt sich im Wesentlichen aus den Eigenschaften der vorhandenen Sedimente in der Wassersäule und an der Sohle (u.a. Korngröße und Zusammensetzung) sowie den auftretenden Strömungsbedingungen. Dabei wird das Transportverhalten üblicherweise in Abhängigkeit bestimmter Sedimenteigenschaften beschrieben. Der Korngröße kommt dabei u. a. aufgrund der resultierenden Sinkgeschwindigkeit des Partikels in der Wassersäule und der kritischen Schubspannung für den Bewegungsbeginn an der Sohle eine große Bedeutung zu. Gemäß der auftretenden Strömungsbedingungen ergibt sich für die jeweilige Korngrößenfraktion ein Verbleib in der Sohle oder Erosion, Transport in der Wassersäule oder Deposition (Shields 1936). Erfolgt der Transport überwiegend in der Wassersäule, spricht man von Schwebstofftransport bzw. Transport in Suspension, während bei einem Transport an der Sohle durch Gleiten, Rollen oder Springen der Sedimentpartikel von Geschiebetransport gesprochen wird. In natürlichen Fließgewässern werden gröbere Sedimente wie Sande hauptsächlich als Geschiebe transportiert, wohingegen für die feine Sedimentfraktion der Transport in Suspension als Schwebstoff dominiert. Der dominierende Anteil des Sedimenttransports in Flüssen zur Küste erfolgt i.d.R. in Suspension (Bianchi 2007, S. 111). Für diesen Transport kann wiederum zwischen dem Transport mit der mittleren Strömung (Advektion) sowie dem Transport durch Vermischungsprozesse (Diffusion), der Konzentrationsgradienten entgegenwirkt, unterschieden werden. In Fließgewässern resultiert letzteres im Wesentlichen aus turbulenter Durchmischung. Die Turbulenz der Strömung kann als hochfrequente fluktuierende Abweichung vom mittleren Strömungsfeld aufgefasst werden und kann im Mittel den

Verbleib von Schwebstoffen in der Wassersäule bewirken, sodass es nur u. a. bei geringerer Turbulenzbildung, z.B. während Stauwasser in Tidegewässern, zur maßgeblichen Deposition kommt. Sehr feine Partikel, die kaum einem maßgeblichen Absinken unterliegen, demgemäß nicht deponieren, sondern in der Wassersäule verbleiben, werden als Feinstschwebstofffracht (wash load) bezeichnet (Woo et al. 1986; van Rijn 1993, 11.35). Diese Definition bezieht sich allerdings immer auf die gegenwärtig auftretenden Strömungsbedingungen in einem Gewässer wie z.B. die (stationären) gleichförmigen Fließbedingungen in einem Flussabschnitt und kann für andere Bedingungen maßgeblich abweichen (Winterwerp und van Kesteren 2004, S. 73).

Grundsätzlich zeigen feine Sedimente ab Unterschreitung einer gewissen Korngröße ein kohäsives Bindungsverhalten, was zu einem deutlich abweichenden Transport- und Bodenaustauschverhalten im Vergleich zu nichtkohäsiven Sedimenten wie Sanden führt (Zanke 1982; van Rijn 1993, S.7.49f.; Winterwerp und van Kesteren 2004, S. 2f.). Dies kann nicht mehr eindeutig nur anhand der Korngröße der Einzelpartikel beschrieben werden. Insbesondere in Tidegewässern ist die Unterscheidung zwischen Geschiebe- und Schwebstofftransport sinnvoll, da sich für die feine (kohäsive) Fraktion ein deutlich abweichender Transport in Suspension einstellen kann (Postma 1967, S. 163). Die Ausbildung und Dynamik der Ästuarinen Trübungszone ist in diesem Sinne ein typisches Ausprägungsmerkmal bzw. Phänomen der kohäsiven Sedimentfraktion in Ästuaren, das deren Dynamik deutlich von anderen Fraktionen abgrenzt. Die Ausbildung ist im Wesentlichen auf wiederkehrende Resuspensions-Depositions-Zyklen der Tideströmungen zurückzuführen (Jay und Musiak 1994; van Leussen 2011). Die spezifischen Sedimenteigenschaften und das resultierende hydrodynamischen Transportverhalten dieser Sedimente können in Kombination mit aus der Tidedynamik resultierenden großräumigen residualen Transporten gemäß auftretender residualer Strömungen und Tideasymmetrien dabei als wesentliche Grundlage für die sich einstellende Dynamik der feinen, kohäsiven Sedimente in Ästuaren angesehen werden (Burchard et al. 2018).

2.1 Ästuare

Als „Ästuar“ wird eine trichterförmige Flussmündung bezeichnet². Gemäß DIN ist dies als „Trichterförmiger Bereich eines in das Meer mündenden Tideflusses“ definiert (DIN 4049-3). Ein Ästuar stellt somit ein Gewässer dar, in welchem sich der Übergang von einem limnischen (Fließ-) Gewässer zu einem marinen Gewässer vollzieht. Dementsprechend kann nach Prandle (2009) dort von einem Ästuar gesprochen werden, wo sich Süß- und Salzwasser mischen. Nach Valle-Levinson (2010) kann noch weiter verallgemeinert werden, sodass unabhängig vom Süßwasserzufluss das Auftreten von Dichtegradienten maßgeblich für die Ästuardefinition ist. Je nach Wissenschaftsdisziplin und untersuchten Aspekten dieser Gewässer wird üblicherweise eine genauere Definition zur eindeutigen Abgrenzung gewählt. So wird in vielen Veröffentlichungen auf die Definition von PRITCHARD verwiesen: „An estuary is a semi-enclosed costal body of water which has a free connexion with the open sea and within which sea water is measurably diluted with fresh water derived from land drainage“ (Dyer 1973). Zur klar definierten räumlichen Abgrenzung wird in dieser Arbeit eine erweiterte Definition eines Ästuars in Anlehnung an Perillo 1995, als halb eingeschlossenes Küstengewässer zwischen Land und Meer, das sich bis zum effektiven Limit des Tideeinfluss erstreckt und wo Seewasser signifikant durch den Zufluss von Süßwasser verdünnt wird (Bianchi 2007, S. 5), verwendet. Abbildung 2.1 zeigt eine skizzenhafte Darstellung eines entsprechend schematisierten abgegrenzten Ästuars. Dementsprechend kann die Definition bzw. Abgrenzung eines Ästuars anhand der Veränderung der dominierenden hydrodynamischen Prozesse und Gewässereigenschaften erfolgen. Als Kriterien können im Wesentlichen der Salzgehalt, die hydrodynamischen Einflussbedingungen wie u.a. der dominierende Einfluss der Tide oder des Oberwassers sowie die Sedimentherkunft und -verteilung herangezogen werden. Bei Vorhandensein eines (Tide-) Wehres kann dessen Lage die oberwasserseitige Grenze definieren. Bei einem Auslaufen der Tidewelle im Ästuar kann alternativ ein willkürlich gewählter Grenzwert für die Tideamplitude zur Eingrenzung angesetzt werden (vgl. Malcherek 2010). Die seeseitige Grenze lässt sich i. d. R. nur unscharf durch eine entsprechende (willkürliche) Festlegung anhand der genannten Kriterien definieren.

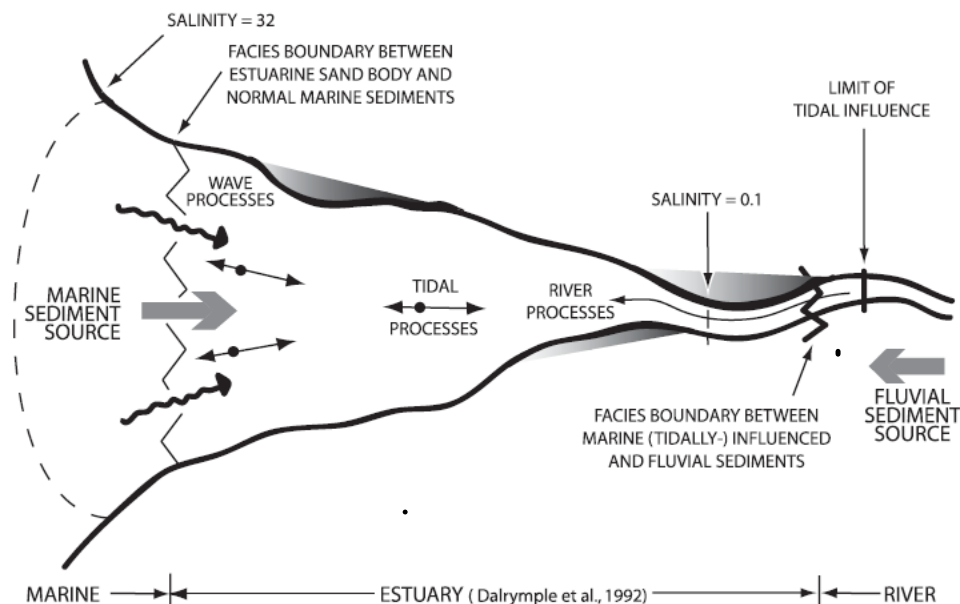


Abbildung 2.1: Schematische räumliche Abgrenzung eines Ästuars (basierend auf Dalrymple et al. 1992; entnommen aus: Bianchi 2007, S. 5).

² Definition: **Ästuar** gemäß Duden, Stand 22.03.2018

Auf Grundlage der getroffenen Abgrenzung lassen sich Einflussfaktoren bestimmen, die im Ästuar stattfindende Prozesse und Veränderung determinieren. Dies sind im Wesentlichen die gegenwärtige Gestalt (Geometrie/ Bathymetrie und Rauheit sowie die bestehende Verteilung von Stoffen und Organismen wie Salz, Sedimente, Biomasse) sowie von außen einwirkende Faktoren (hydrodynamische Randbedingungen wie Tide und Oberwasserzufluss sowie der Eintrag der genannten Stoffe). Daneben gibt es weitere Faktoren (Corioliskraft, Wind, Wellen, Sonneneinstrahlung, Temperaturen, Niederschlag, etc.), die sowohl die Prozesse innerhalb des Ästuars direkt beeinflussen als auch Auswirkung auf die genannten äußeren Einflussfaktoren haben. Insbesondere die auf das Ästuar einwirkende Tide und so eindringendes salzhaltiges Meerwasser führen zu den charakteristischen Eigenschaften eines Übergangsgewässers. Die Intensität der Tide ist maßgeblich für viele Prozesse im Ästuar, weshalb der Tidehub als ein sinnvolles Kriterium zur Klassifizierung von Ästuaren nach DAVIES herangezogen wird (Hayes 1975, S. 3):

mikrotidal: Tidehub < 2 m

mesotidal: 2 m < Tidehub < 4 m

makrotidal: Tidehub > 4 m

In Abhängigkeit der Ästuarform kommt es zur Verformung der einlaufenden Tidewelle. Die Fortschrittsgeschwindigkeit ist abhängig von der lokalen Wassertiefe, so dass eine Asymmetrie zwischen Voranschreiten des Flutscheitels und des Ebttals resultieren kann. Desweiteren erfolgt durch die Energiedissipation aufgrund der Reibung eine Dämpfung. Hingegen kann ein sich verengender, konvergierender Fließquerschnitt eine Aufsteilung der Tidewelle bewirken. Je nach Veränderung der Tidewelle können Ästuare bzw. Ästuarabschnitte zusätzlich nach SALOMON und ALLEN, 1983, folgend klassifiziert werden (Kappenberg und Fanger 2007, S. 30):

synchro: Die Effekte gleichen sich aus und die Amplitude bleibt konstant.

hypersynchro: Die Querschnittsverengung überwiegt und die Amplitude nimmt zu.

hyposynchro: Die Energiedissipation überwiegt und die Amplitude wird gedämpft.

Schließlich kann es durch Bauwerke oder ausgeprägte topographische Unstetigkeiten (z.B. Sohlspünge oder Tidewehr) zu einer Reflexion der Welle kommen. Dies kann eine ausgeprägte Phasenverschiebung zwischen der Schwingung der Amplitude des Wasserstands und der Strömungsgeschwindigkeit bewirken, die zu der in vielen Ästuaren typischen Verschiebung um ca. 90° führt (Malcherek 2010; Kappenberg und Fanger 2007). Als Folge der resultierenden Tidedynamik kann eine ausgeprägte Asymmetrie zwischen Flut- und Ebbphase in Bezug auf die Dauer und Zeitpunkt (Kenterpunktabstand) der Tidephasen und des Stauwassers, auf die auftretenden mittleren oder maximalen Fließgeschwindigkeiten sowie auf die resultierende Durchmischung (Turbulenzentwicklung) entstehen. Lokal können sich für die residuale Betrachtung einer Größe entsprechende flut- oder ebbdominierte Bereiche für diese ergeben.

Aufgrund der unterschiedlich hohen Salzgehalte zwischen dem angrenzenden Meer und dem Oberwasser bildet sich in Abhängigkeit der Tide und des Oberwasserabflusses ein Salzgradient im Ästuar aus. Die räumlich und zeitlich variierende Salzverteilung stellt ein dynamisches Gleichgewicht dar. Die konkrete Ausbildung ist dabei grundsätzlich von den genannten Faktoren abhängig, wobei die zeitlich mittlere, horizontale Eindringlänge für ein gegebenes Ästuar im Wesentlichen vom Verhältnis der Tide (Tidehub) und des Oberwassers (Zufluss) bestimmt wird. Die resultierende Mischungszone mit Salzgehalten zwischen 2 und 20 psu wird als Brackwasserzone bezeichnet. Je nach resultierender vertikaler Schichtung in Abhängigkeit der Durchmischung aufgrund der Tide können Ästuare ebenfalls folgend klassifiziert werden (Olausson und Cato 1980; Dyer 1973):

schlecht (kaum) durchmischt: Eine starke, permanente vertikale Schichtung bzw. ein ausgeprägter vertikaler Salzgradient („Salzkeil“) bildet sich aus.

teilweise (periodisch) durchmischt: Eine (temporäre) Schichtung tritt auf, sodass sich im Mittel sowohl ein ausgeprägter vertikaler als auch ein horizontaler Gradient ergibt.

gut (vollständig) durchmischt: Es stellt sich im Wesentlichen aufgrund der starken (vertikalen) Durchmischung während der Tide nur ein horizontaler Salzgradient ein.

Neben den vorgestellten Klassifikationssystemen gibt es weitere, u.a. auf Grundlage der Wasserbilanz oder der Geomorphologie (Valle-Levinson 2010). Fjorde, Mündungslagunen und Flachlandästuare fallen u.a. grundsätzlich unter die in dieser Arbeit verwendete Definition, unterscheiden sich aber durch ihre geologische Entstehung (Dyer 1973). Auf diese Unterscheidung wird im Folgenden nicht weiter eingegangen und es wird die Betrachtung eines Flachlandästuars zugrunde gelegt. Desweiteren kann insbesondere in Bezug auf die Ästuarine Zirkulation eine weitere Einordnung anhand des dominierenden hydrodynamischen Mischungsregimes erfolgen (Abschnitt 2.2.1, Abbildung 2.4).

Grundsätzlich sind die vorgestellten Klassifikationen nicht als nebeneinander unabhängig aufzufassen. Vielmehr bedingen sich die einzelnen Klassen. So wird beispielsweise ein makrotidales Ästuar i.d.R. gut durchmischt sein. Neben den vorherrschenden Tidebedingungen ist dies allerdings stark von der Ästurgestalt (Tiefe, Form) sowie der relativen Größenordnung des Oberwasserabflusses abhängig. Zudem können die zugrunde liegenden Größen der Kriterien für ein konkretes Ästuar sowohl räumlichen als auch für zeitlich veränderliche Randbedingungen variieren. Insbesondere die Spring-Nipp-Variation des Tidehubs und des saisonal veränderlichen Oberwasserzuflusses können zu einer temporären Verschiebung des Vermischungsregimes führen (vgl. Allen et al. 1980). Ebenso können im Verlauf eines Ästuars aufgrund der lokalen Bathymetrie und der Veränderung der Tidedynamik unterschiedliche Klassen zutreffend sein.

2.2 Residuale hydrodynamische Transportmechanismen in Ästuaren

Der wesentliche Anteil an der Akkumulation von feinen Sedimenten in Ästuaren kann in Abhängigkeit der auf das Ästuar wirkenden Einflussgrößen und der resultierenden hydrodynamischen Strömungen und Mischungsvorgänge auf unterschiedliche dominierende hydrodynamischen Transportmechanismen zurückgeführt werden. Während in schlecht und teilweise durchmischten Systemen der residuale advective Transport und die resultierende Akkumulation im Wesentlichen auf barokline Prozesse wie der sog. Ästuarine Zirkulation zurückgeführt werden, können insbesondere für markotidale Ästuar zusätzlich barotrope Transportmechanismen unabhängig von Dichtegradienten, sondern aufgrund verschiedener Tideasymmetrien und Verzögerungseffekte, als mindestens ebenso bedeutend eingestuft werden. Dabei ist zu berücksichtigen, dass die Tideasymmetrie der vertikalen Durchmischung ebenfalls maßgeblich für die Ausbildung der Ästuarinen Zirkulation sein kann.

In dieser Arbeit wird demgemäß zwischen dem ersten Transportmechanismus als horizontale „residuale Advektion“ (Ästuarine Zirkulation) und weiteren, tideinduzierte Transportmechanismen als horizontales „residuales Verdriften“ unterschieden. Bei letzteren kann es u. a. trotz einer vollständigen residualen Ebbstromdominanz der Strömung über die gesamte Wassersäule dennoch im zeitlichen Mittel zu einem Flut gerichteten, residualen Transport kommen. Während sich bei der Ästuarinen Zirkulation eine residuale Strömung mit einem entsprechenden residualen advectiven Transportstrom ergibt, können für bestimmte Sedimente bzw. Fraktionen weitere Transportmechanismen auftreten, die vom charakteristischen vertikalen Transportverhalten dieser Sedimente abhängen. Der horizontale residuale advective Transport aufgrund der Ästuarinen Zirkulation erfolgt grundsätzlich auch für gelöste Stoffe (z.B. Salz). Eine resultierende Akkumulation ergibt sich aber nur für bestimmte absinkende Stoffe, die wieder resuspendiert werden. Das horizontale residuale Verdriften ist hingegen grundsätzlich nur bei einem entsprechenden vertikalen Transportverhalten wirksam, das zu Abweichungen von bzw. Verzögerungen gegenüber dem reinen advectiven Transport führt. Gemäß Burchard et al. (2013) kann für die getroffene Unterscheidung verallgemeinert auch von „Transportfluss“ („transport flux“ aufgrund der Ästuarine Zirkulation) und von „Fluktuationsfluss“ („fluctuation flux“ nur durch Tideprozesse induzierter Transport) gesprochen werden. Letzteres wird teilweise auch mit „tidal pumping“ bezeichnet, wobei dies oft nicht klar definiert wird und mitunter allgemein zur Bezeichnung eines auftretenden seeseitigen Importes von Sedimenten ins Ästuar verwendet wird.

2.2.1 Ästuarine Zirkulation (barokline, horizontale residuale Advektion)

Als Ästuarine Zirkulation wird eine (residuale) horizontal konvergierende Austauschströmung in Ästuaren bezeichnet, die sich ursächlich aus internen Dichtegradienten bei Vermischung von Wasserkörpern unterschiedlicher Dichte ergibt, wie beim oberwasserseitigen Süßwasserzufluss in das salzhaltige Wasser des angrenzenden Meeres. Geyer und MacCready (2014) geben eine Übersicht über die verschiedenen Ausbildungsmechanismen, die zur Ausbildung der Ästuarinen Zirkulation führen. Grundsätzlich kann sich aufgrund des sich einstellenden Dichtegradienten und der Vermischung in vielen Ästuaren eine entgegen dem Oberwasserabfluss gerichtete Ausgleichsströmung im unteren Bereich der Wassersäule und ein oberflächlicher Abfluss entsprechend des Oberwasserzuflusses ergeben (vgl. Dyer 1973, S. 7–8). Dies wird auch als Gravitationszirkulation bezeichnet. Für eine residuale (tidegemittelte) Betrachtung kann sich auch für gemischte Ästuar mit einer vollkommen Strömungsumkehr über die gesamte Wassertiefe während der jeweiligen Tidephase eine entsprechende residuale, entgegen dem Oberwasser in Flutrichtung gerichtete Strömung an der Sohle ergeben. In Abbildung 2.2 wird der beschriebene Mechanismus der Ästuarinen Zirkulation durch die schematische Darstellung der residualen Ausgleichströmungen und Salzverteilung im Längsschnitt eines Ästuars gezeigt (Abbildung 2.2a, b). Die Darstellung der entsprechenden resultierenden Salzgehalts- und Geschwindigkeitsprofile (Abbildung 2.2c, d) über die Tiefe verdeutlicht die Ausbildung der ins Ästuar gerichteten Strömung an der Sohle und den vertikalen Dichtegradienten aus der Salzverteilung.

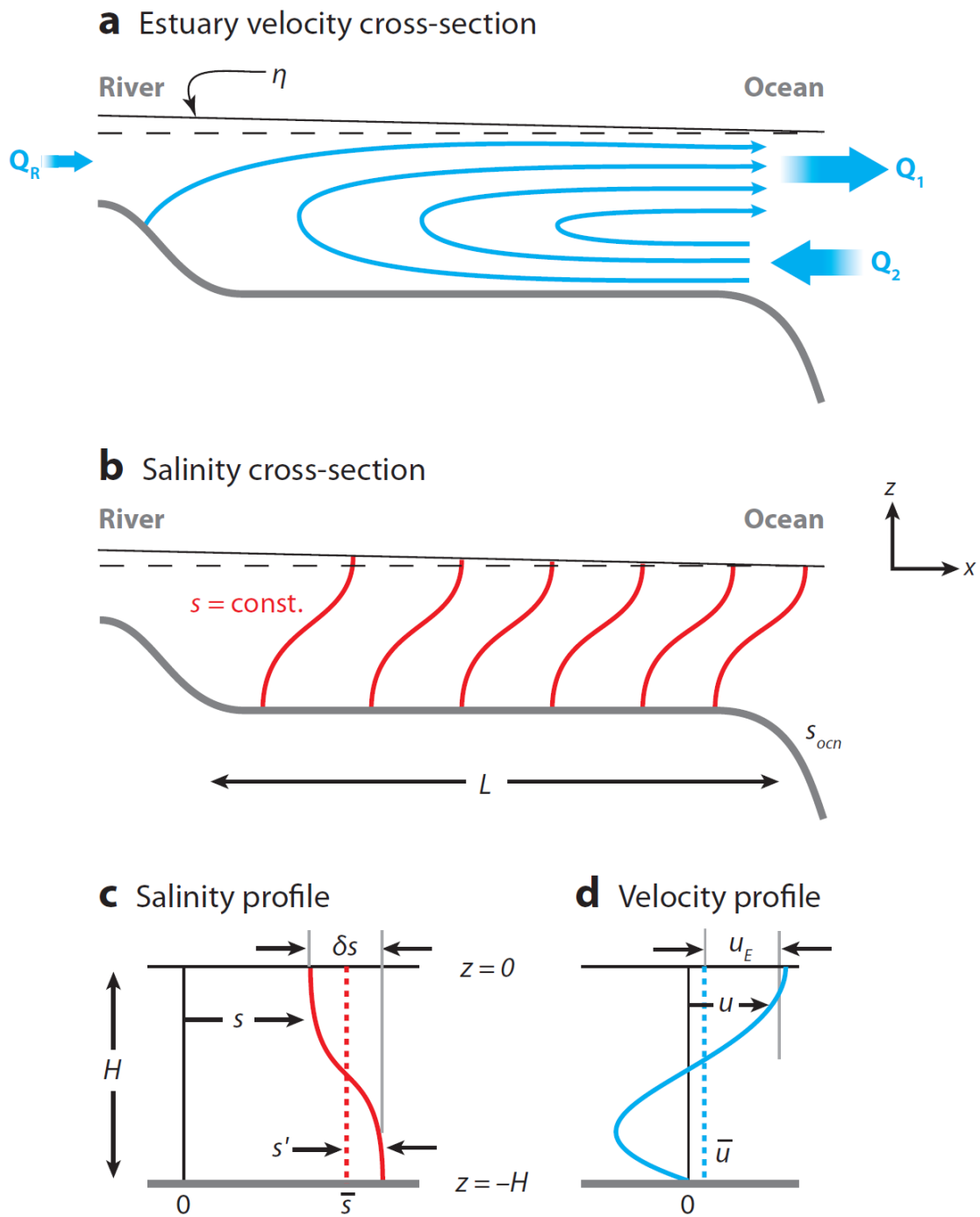


Abbildung 2.2: Schematische Darstellung der Ästuarinen Zirkulation als residuale Ausgleichsströmung im Schnitt (x,z) eines Ästuars. a) Residuale Strömung (Q) mit Wasserspiegel (η); b) Mittlere Salzverteilung (s); c und d) Salzgehalts- (s) und Geschwindigkeitsprofil (u) über die Tiefe (z) (entnommen aus: MacCready und Geyer 2010, S. 37).

Postma (1967) identifizierte erstmals die Ästuarine Zirkulation als maßgeblichen Mechanismus für den residualen Import von marinen Sedimenten in Ästuaren gegenüber anderen Erklärungsansätzen. Mittels numerischer Modellierung konnte an einem schematisierten Ästuarmodell gezeigt werden, dass die Ausbildung einer Trübungszone im Modell auf Grundlage dieses Erklärungsansatzes gemäß der Gravitationszirkulation erzeugt werden kann (Festa und Hansen 1978). Für dieses Modell wurden u.a. allerdings nur stationäre Bedingungen und konstante Sinkgeschwindigkeiten abgebildet. Zudem wurde der Einfluss der Tide nur durch entsprechende mittlerer Parameter insbesondere in Bezug auf die Durchmischung (Diffusionskoeffizienten) modelliert, sodass die Variation nicht berücksichtigt wurde. Durch Untersuchung des Einflusses der Variation der vertikalen Vermischung durch die Tidedrömlungsbelastung konnte in anderen Arbeiten gezeigt werden, dass es in Gewässern mit horizontalen Salzgradienten und Tideeinfluss zu einer asymmetrischen Mischung bzw. Schichtung während der Tidephasen kommen kann. Bei Ebbe wird eine vertikale Schichtung durch die Scherung des vertikalen Geschwindigkeitsfeldes erzeugt und stabilisiert während es bei der Flut zur Destabilisierung kommt (Strain induced periodic stratification – SIPS; Simpson et al. 1990). Daraus ergibt sich eine Tideasymmetrie in Bezug auf die vertikale Durchmischung mit geringerer Durchmischung während der Ebbphase als während der Flutphase mit entsprechend asymmetrischen Geschwindigkeitsprofilen. Diese interne Tideasymmetrie wurde von Jay und Musiak (1994) auf Grundlage von Frequenzanalysen der Geschwindigkeitsamplitude von Messdaten und Berücksichtigung der entstehenden Obertide neben der Gravitationszirkulation als bedeutender Mechanismus für die Ausbildung der residualen Strömung der Ästuarinen Zirkulation identifiziert (Jay und Musiak 1994). Die nachfolgende Abbildung 2.3 verdeutlicht die sich ausbildende Asymmetrie für eine Tidekomponente der Strömung zwischen Flut (f) und Ebbe (e).

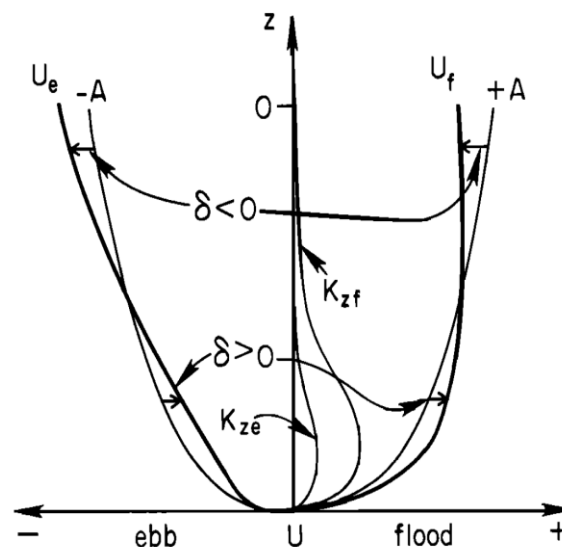


Abbildung 2.3: Schematische Darstellung der Ausbildung einer residualen Strömung für eine Komponente der Tidedrömlung über die Tiefe (z). Indizes: Flut (f); Ebbe (e). Dargestellt sind die Fließgeschwindigkeit (U), vertikaler Diffusionskoeffizient (K_z), Asymmetrie/ Differenz zwischen Flut und Ebbe (δ). Aufgrund einer temporären Dichteschichtung (Tidescherung) ergibt sich eine Asymmetrie im vertikalen Geschwindigkeitsprofil sowie in der vertikalen Durchmischung (entnommen aus: Jay und Musiak 1994, S. 450).

Um verschiedene Ästuarie in Bezug auf den dominierenden Ausbildungsmechanismus der Ästuarinen Zirkulation einzuordnen, wurden Klassifikationen anhand dimensionsloser Kennzahlen entwickelt. Ein neueres dieser Klassifikationssysteme ordnet die Ausbildungsmechanismen mittels der dimensionslosen Beschreibung der effektiven vertikalen Durchmischung durch die Tide (M) sowie der Süßwasserfroudezahl (Fr_f) ein (Geyer und MacCready 2014). Die zugrundeliegenden Gleichungen A.1 und A.2 sind im Anhang A.1 wiedergegeben. Die Abbildung 2.4 gibt eine Übersicht für die entsprechende Zuordnung zu den für einen bestimmten Parameterraum dominierenden Transportmechanismus und für exemplarisch ausgewählte Ästuarie mit entsprechenden Bedingungen. Die Rechtecke spiegeln die Variation der Einflussgrößen (u.a. Spring-Nipp-Variation, Oberwasservariation) des jeweiligen Ästuars wieder.

2.2.2 Weitere Transportmechanismen (tideinduziertes horizontales residuales Verdriften)

Neben der Ausbildung der Ästuarinen Zirkulation im Sinne einer residualen konvergierenden Ausgleichsströmung, die im Mittel zu einem (advektiven) Sedimentimport ins Ästuar führt, können weitere (teilweise barotrope) tideinduzierte Transportmechanismen identifiziert werden, die einen sukzessiven Transport bestimmter Sedimentfraktionen ins Ästuar ohne direkte Abhängigkeit von Dichtegradierten bewirken. Dabei muss berücksichtigt werden, dass die variierende Dichteschichtung und Durchmischungsprozesse gemäß des vorangegangenen Abschnittes 2.2.1 grundsätzlich natürlich auch einen Einfluss auf die (globale) Tidedynamik in einem Ästuar haben und somit alle Transportprozesse indirekt beeinflussen können (vgl. Lang 1990, S. 4). Insbesondere die beschriebene Durchmischungsasymmetrie kann neben der Ausbildung einer residualen Strömung an der Sohle (gemäß der turbulenten Impulsdiffusion; SIPS) zu einem davon unabhängigen Nettotransport von Sedimenten (aufgrund der turbulenten Stoffdiffusion) führen, wobei dies streng genommen ursächlich auch aus der Dichteschichtung resultieren kann. Während sich bei der Ästuarinen Zirkulation ein residualer advektiver Transportstrom ergibt, können für bestimmten Sedimente bzw. Fraktionen weitere Transportmechanismen auftreten, die nur für ein entsprechendes charakteristisches vertikales Transportverhalten auftreten. Wie beschrieben, erfolgt der residuale advektive Transport aufgrund der Ästuarinen Zirkulation grundsätzlich auch für gelöste Stoffe, wobei sich eine resultierende Akkumulation nur für in der Wassersäule absinkende Stoffe und bei einem Austausch an der Sohle ergibt. Die im Folgenden beschriebenen Transportprozesse wirken hingegen überhaupt nur auf Stoffe, die ein entsprechendes vertikales Transportverhalten aufweisen, das zu Abweichungen vom reinen advektiven Transport führt. Die effektive Sinkgeschwindigkeit und kritische Schubspannung können dabei für ein gegebenes Strömungsfeld als relevante Größen bzw. Kriterien zur Abgrenzung angesehen und z. B. durch die sog. Rouse-Zahl (Abschnitt A.2) als dimensionslose Kennzahl beschrieben werden.

Eine unter dieser Abgrenzung fallende Transportart wird auch als „tidal pumping“ bezeichnet und beschreibt einen resultierenden residualen (Netto-)Transport infolge einer Phasenverschiebung zwischen Tideströmungsgeschwindigkeit und Schwebstoffkonzentration in der Wassersäule, der im Wesentlichen auf den Bodenaustausch zurückzuführen ist (Dyer 1988, S. 303f.). In Dyer (1988) wird auf Grundlage der Betrachtung für über den Fließquerschnitt und die Tide gemittelten Transportkomponenten eine mathematische Unterscheidung der Transportmechanismen gegeben und von der residualen Advektion abgegrenzt. Tidal pumping wird demgemäß als der residuale Transportanteil bezeichnet, der aus der zeitlichen Abweichungen vom Tidemittel der Fließgeschwindigkeit, Fließquerschnittsfläche und der Sedimentkonzentration resultiert. Dies kann einen residualen Sedimenttransport unabhängig von der residualen Strömung bewirken. Daneben werden weitere Terme dem STOKES-Transport sowie Verzögerungseffekten zwischen Sedimentkonzentration und Fließgeschwindigkeit im Tidezyklus zugeordnet. In ähnlicher Weise erfolgt in Burchard et al. (2018, S.378f.) eine Differenzierung der Transportmechanismen (Transportdekomposition).

Allgemeiner kann demgemäß sowohl die Asymmetrie von einzelnen Größen (u. a. Fließgeschwindigkeit, Fließquerschnittsfläche, turbulente Diffusivität bzw. Sedimentverteilung über die Wassersäule

und Sohlschubspannung) als auch die zeitliche Dauer der vertikalen Austauschprozesse über den Tidezyklus in Kombination mit dem spezifischen Absink- und Bodenaustauschverhalten und resultierenden Verzögerungseffekten zur Erklärung eines sukzessiven, gerichteten Transportes herangezogen werden. Beispielsweise können höhere Flutgeschwindigkeiten mit resultierenden höheren Schubspannungen während der Flut zu einem Flut gerichteten Nettotransport über einen Tidezyklus führen. Ebenso führt eine unterschiedliche temporäre Verteilung von Sedimenten in der Wassersäule wie bereits erwähnt, u.a. aufgrund der Asymmetrien in der Durchmischung bei höheren Konzentrationen, in der oberen Wassersäule während der Flut zu einem entsprechend gerichteten Transport. Des Weiteren kann eine deutlich längere Flut- als Ebbkenterung die sukzessive gerichtete Verlagerung von Sedimenten für wiederkehrende Deposition-Resuspensions-Zyklen bewirken. In ähnlicher Weise wurden bereits von Postma theoretische Überlegung zu Verzögerungseffekten (settling und scour lag) für den Sedimenttransport in Tidergewässern angestellt (vgl. Postma 1967), wobei diese nicht direkt auf die Tidedynamik in Ästuaren übertragbar sind.

Insbesondere in makrotidalen Ästuaren kann ein entsprechender sukzessiver Sedimenttransport aufgrund der Intensität der Tide und der entsprechenden Verstärkung der Effekte aus den Tideasymmetrien bedeutsam sein. Allen et al. (1980) konnten für die makrotidalen Ästuarie der Gironde und Aulne in Frankreich zeigen, dass nur als barotrop bezeichnete, tideinduzierte Transportmechanismen die Ausbildung einer Trübungszone bzw. deren Verlagerung erklären. Auch für weitere Ästuarie wie z.B. der Seine in Frankreich (Brenon und Le Hir 1999) und des Yalu in China (Qian et al. 2014) wurde dieser Transport ebenfalls als bedeutend identifiziert. So konnten Brenon und Le Hir (1999) beispielsweise mit einem 2DH und einem 3D-Modell das Trübungsmaximum der Seine modellieren. Mit dem 2DH-Modell wurde die Ausbildung entsprechend ausschließlich mit aus der Tide resultierenden Prozessen im Modell erzielt, die mit „tidal pumping“ benannt werden. Es wird anhand der Modellergebnisse gezeigt, dass die baroklinen zusammen mit den rein tideinduzierten (3D) im Vergleich zu nur tideinduzierten (2DH) Prozessen jeweils zu einer unterschiedlichen Ausprägung der modellierten Trübungszone führen. Für die Beschreibung von Allen et al. (1980) ist zudem einschränkend anzumerken, dass während Nipp-Bedingungen der residuale Transport durch die Ästuarine Zirkulation dominiert und der maßgebliche tideinduzierte Transport zur Verlagerung während der Springtide führt. Zudem ergibt sich für den tideinduzierten Transport ebenfalls ein Einflussbereich bzw. eine oberwasserseitige Grenze, dessen longitudinale Lage und Ausdehnung, wie auch für die Brackwasserzone bei der Ästuarinen Zirkulation, eine Abhängigkeit vom Oberwasserabfluss aufweist. Diese Orts- und Zeitabhängigkeit verdeutlicht, dass eine strikte Unterteilung in einzelne dominierende Transportmechanismen auch für ein konkretes System ggf. nur lokal und temporär zutreffend sein kann und sich die Dominanz des jeweiligen Transportmechanismus vielmehr als transients Zustand ausprägt.

2.3 Eigenschaften und Transportverhalten kohäsiver Sedimente

Als kohäsive Sedimente werden Sedimente bezeichnet, deren Partikel ausgeprägte Bindungseigenschaften aufweisen. Bei abnehmender Korngröße gewinnen Oberflächenkräfte, die am Partikel angreifen, gegenüber Massenkräften am Partikel an Bedeutung und führen zu einer die Sedimenteigenschaften dominierenden Bindung zwischen den Partikeln. Aufgrund der Dominanz der Oberflächenkräfte kommt es zur Veränderung der Gesamteigenschaft des Korngemisches. Dies wird nicht mehr durch die Einzelpartikel bestimmt, sondern durch den Partikelverbund. Dies hat weitreichende Auswirkungen auf die Partikelinteraktion bzw. auf die resultierenden Eigenschaften eines entsprechenden Bodens sowie auf das Transportverhalten dieser Sedimente in Gewässern. Das Transportverhalten natürlicher Sedimente, die ein kohäsives Verhalten aufweisen, ändert sich grundlegend. Dies macht deutlich abweichende und komplexere mathematische Formulierungen für die Abbildung des Transportes notwendig (Berlamont et al. 1993; Black et al. 2002). Zudem ist zu berücksichtigen, dass die natürlich vorkommenden Sedimente bzw. Schwebstoffe tatsächlich keine klar definierbare homogene Substanz bilden, sondern vielmehr ein heterogenes Gemisch aus zahlreichen Bestandteilen darstellen (Mueller und Puls 1996).

Des Weiteren sind auf Grund der vielen Einflussgrößen i. d. R. nur In-situ-Messungen zur Bestimmung der Eigenschaften wie dem Absinkverhalten aussagekräftig (Winterwerp und van Kesteren 2004, S. 121, C-24; Mehta 2014, z.B. S. 395), wobei zu berücksichtigen ist, dass das Messverfahren sowie der Ort und die Zeit der Messung einen maßgeblichen Einfluss auf die Ergebnisse haben können (vgl. van Rijn 1993, S.11.11f.; Winterwerp und van Kesteren 2004, S. 122; Dyer et al. 1996; van Leussen 1994, S. 418). Gegenwärtig muss die insbesondere quantitative Beschreibung der relevanten Prozesse für das resultierende Transportverhalten noch als ungenügend angesehen werden (Partheniades 2009, S. 153; Hillebrand 2008, S. 155; Grabowski et al. 2011, S. 102). Die nachfolgenden Ausführungen können demgemäß nur Teilaspekte beschreiben und sind nicht als abschließende bzw. „in sich geschlossene“ Zusammenfassung aufzufassen, sondern geben einen begrenzten Überblick über die wesentliche Modellvorstellung und Abbildungsansätze zur Beschreibung der Eigenschaften und des komplexen Transportverhaltens der kohäsiven Sedimentfraktion in natürlichen Gewässern. Für eine weitergehende Beschreibung wird auf die Monographien von Mehta (2014), Partheniades (2009) sowie Winterwerp und van Kesteren (2004) verwiesen, in denen eine grundlegende und detailliertere Einführung in den Themenbereich gegeben wird. In García (2008) ist eine kürzere, übersichtliche Beschreibung der wesentlichen Konzepte, Prozesse und Phänomene zusammengestellt. In den Monographien von Jasmund und Lagaly (1993) und VanOlphen (1991) wird eine grundlegende, detailliertere und anschauliche Einführung in Eigenschaften und die Chemie von Tonsuspensionen gegeben.

2.3.1 Abgrenzung von kohäsiven Sedimenten

Wegen der maßgeblich veränderten Eigenschaften werden Böden bzw. Sedimente in der Geologie und im Wasserbau sowie insbesondere in der Geotechnik üblicherweise in rollig (nicht kohäsiv) und bindig (kohäsiv) unterschieden, wobei schon die fachsprachliche Bezeichnung den wesentlichen Unterschied im entsprechenden Verhalten der Böden verdeutlicht. Zur Abgrenzung wird üblicherweise die Korngröße als Klassifizierungskriterium herangezogen, wobei dazu unterschiedliche Klassifizierungen verschiedener Autoren und Institutionen existieren (DIN EN ISO 14688-2; Vorgänger: DIN 4022 nach ATTENBERG: in Jasmund und Lagaly 1993; USGS: Wentworth 1922; AGU: in van Rijn 1993), die aber alle grundsätzlich zwischen Sanden, Schluff und Tonen unterscheiden und diese in ähnlicher Weise einordnen. Gemäß DIN werden ab Unterschreitung von 63 Mikrometern (Siebdurchgang) Böden als feinkörnig bezeichnet (Schluff) und ab 2 µm wird von Ton gesprochen, wobei sich diese Klassifizierung im Wesentlichen auf die geotechnische Anwendung bezieht. Tabelle A.1 im Anhang A.3 gibt eine Übersicht über die Bodenklassen gemäß DIN EN ISO 14688. Üblicherweise wird die Unterschreitung von einer Korngröße von 63 µm als Kriterium zur Abgrenzung der kohäsiven Fraktionen herangezogen. Das

kohäsive Verhalten geht dabei neben der Partikelgröße aber im Wesentlichen auf die Tonminerale zurück, die in der Tonfraktion i. d. R. den maßgeblichen Anteil an der mineralischen Zusammensetzung haben (vgl. Winterwerp und van Kesteren 2004, S. 32). Die Korngröße ist demgemäß streng genommen mehr als ein Indiz anzusehen anstatt eines direkten Kriteriums für das kohäsive Verhalten. Dies lässt sich u. a. aus der technisch-historischen Entwicklung der Bestimmungsmethoden insbesondere in der Geotechnik erklären. Grundsätzlich ist diese Abgrenzung in Bezug auf die Eigenschaften als übliche und sinnvolle praktikable Definition anzusehen. Zudem ist zu berücksichtigen, dass die Eigenschaften von Sedimenten, welche nur einen Anteil von bis zu ca. 10 % Ton haben, maßgeblich durch die Eigenschaften der Tonpartikel dominiert werden können und somit ein insgesamt kohäsives Verhalten zeigen (van Rijn 1993, 11.). Deshalb kann eine sedimentologische Klassifizierung des Sedimentgemisches in Bezug auf die dominierenden Eigenschaften in Abhängigkeit der relativen Zusammensetzung aus den Fraktionen Sand, Schluff und Ton sinnvoll sein (Flemming 2000). Geringe Anteile von Ton können beispielsweise bereits maßgeblichen Einfluss auf das Erosionsverhalten von Sanden haben (van Ledden 2002 / vgl. Abschnitt 2.3.4). Sedimente mit einem Feinkornanteil von über 50% werden auch als Schlick bezeichnet (Kappenberg und Fanger 2007).

2.3.2 Bindung von Tonpartikeln und Flockung

Tonminerale gehören zu den Schichtsilikaten (Phyllosilicaten). Diese sind je nach Mineralgruppe aus unterschiedlich vielen Schichten von Silizium-Sauerstoff-Tetraedern und Magnesiumhydroxid-Oktaedern aufgebaut. Ein Tonpartikel setzt sich dabei aus vielen dieser Grundeinheiten in unterschiedlicher Anordnung zusammen. Häufige Vertreter sind beispielweise Kaolinit, Illit, Chlorit und Montmorillonit. Der mineralogische Aufbau hat grundsätzlich u.a. eine große spezifische Oberfläche sowie eine negative Ladung zur Folge. Die negative Ladung kann einerseits aus Gitterdefekten (isomorpher Ersatz) sowie aus der Oberflächenladung durch die Anlagerung oder Bindung und Dissoziation von Protonen (präferentielle Adsorption³) resultieren. Somit können sich neben permanenten Ladungen aus dem Gitteraufbau an der Oberfläche von Mineralen grundsätzlich auch variable Ladungen ergeben. Diese sind abhängig von Umgebungsbedingungen wie dem pH-Wert und gelösten Salzen in der umgebenden Lösung (Jasmund und Lagaly 1993; VanOlphen 1991). Das Bindungsverhalten von zwei suspendierten (Ton-)Partikeln in einer Lösung ergibt sich aus der Überlagerung von elektrostatischen abstoßenden (Coulomb⁴) und von anziehenden (Van-der-Waals⁵) Kräften, wobei sich in Abhängigkeit des Abstandes bzw. der Reichweite von der Partikeloberfläche ein anziehendes oder abstoßendes Gesamtpotential ergibt. Dabei haben die anziehenden Van-der-Waals-Kräfte eine maßgeblich geringere Reichweite. Ab sehr geringen (atomaren) Abständen führt die Born-Wechselwirkung⁶ schließlich zu keiner weiteren Annäherung der verbundenen Partikel. Aufgrund der negativen Ladung von Tonmineralen bildet sich um diese eine sog. elektrische Doppelschicht in Lösungen mit Ionen aus. An der Oberfläche kompensieren Kationen (+) die permanente Ladung (STERN-Schicht). Angrenzend bildet sich eine kontinuierliche Ab-

³ **Adsorption:** Allg. Anreicherung von Substanzen an der Oberfläche eines Festkörpers bzw. Phasengrenzfläche durch physikalische oder chemische Prozesse. Bei chemischer Adsorption kommt es zur Ausbildung chemischer (kovalenter) Bindungen, während es bei der physikalischen Adsorption zur Anlagerung durch elektrostatische Kräfte (vgl.^{4,5,7}) kommt.

⁴ **Coulomb-Kraft:** Elektrostatische Kraft, die aus zwei Punktladungen resultiert. Die Kraft ist proportional zur Ladung und antiproportional zum Quadrat des Abstandes. Die Kraft wirkt in Abhängigkeit der Ladung anziehend (entgegengesetzte Ladung) oder abstoßend (gleichartige Ladung).

⁵ **Van-der-Waals-Kraft:** Nicht-kovalente Wechselwirkung zwischen Atomen oder Molekülen, die zur Anziehung führt. Diese nimmt annäherungsweise mit der sechsten Potenz des Abstandes ab. Unter diese Kraftdefinition fallen Dipol-Dipol-Kräfte, Debye-Wechselwirkung (Dipol-induzierter Kraft) sowie die London-Kräfte (Dispersionswechselwirkung zwischen zwei polarisierbaren Molekülen).

⁶ **Born-Wechselwirkung:** Die Elektronenschalen zweier Atome können sich nicht überlagern. Dies führt auf atomarer Ebene zu einer abstoßenden Kraft, die der fortschreitenden Annäherung von Atomen entgegenwirkt.

nahme von Kationen und Zunahme von Anionen (-) aus (Diffuse Schicht) bis sich ein von der Partikelladung unbeeinflusstes Gleichgewicht der Lösung einstellt. Die Doppelschichten zweier Tonpartikel bewirken bei Annäherung bzw. Überlagerung in Abhängigkeit der Stärke der Diffusen Schicht die Abstoßung der Partikel. Je nach Konzentration der gelösten Ionen (Salzgehalt) sowie deren Valenz (z.B. Na^{1+} oder Ca^{2+}) in der umgebenden Lösung variieren der Einfluss der diffusen Grenzschicht sowie die variable Ladung. Diese Modellvorstellung erklärt vereinfacht, dass es für höhere Salzgehalte verstärkt zu Bindung und Ausbildung von Flocken aufgrund der Reduzierung der Diffusen Schicht und der so wirksam werdenden anziehenden Kräfte kommt (VanOlphen 1991, S.13). Es lassen sich demgemäß für die jeweilige Tonmineralart kritische Salzgehalte definieren, ab denen Flockung in einer Suspension von Tonpartikeln beginnt bzw. dominierend wird (vgl. Mehta 2014, S. 171f.; VanOlphen 1991, S. 22). Neben der Wirksamkeit der anziehenden Kräfte in Abhängigkeit des Salzgehaltes kann auch der Impuls eines Partikels aus dessen relativer Bewegung zu einem zweiten Partikel zur Überwindung der abstoßenden Kräfte bei geringeren Salzgehalten führen (Partheniades 2009, S. 72).

Neben der reinen Bindung von anorganischen Partikeln können auch organische Substanzen direkt an diese binden bzw. an der Bindung beteiligt sein. Polymere können sich beispielsweise ebenfalls durch Van-der-Walls-Kräfte, aber auch durch bipolare Kräfte (Coulomb Kraft) und Wasserstoffbrückenbindungen⁷ anlagern. Für verschiedene Substanzen können sich sehr unterschiedliche und komplexe Arten von Bindungen einstellen (VanOlphen 1991). In Abhängigkeit der Länge können z.B. Polymere an mehreren Stellen an Tonpartikel binden. Zudem können so weitere Partikel an die Schlingen und Enden der Polymere binden und so einen größeren Verbund bilden (Winterwerp und van Kesteren 2004; VanOlphen 1991). Die Bindungen mit organischen Substanzen können bei entsprechender Verfügbarkeit für den Zusammenschluss vieler Partikel bedeutsamer werden als die beschriebenen elektrostatischen Bindungskräfte zwischen den reinen Tonpartikeln. Die Quantifizierung dieser Effekte kann aber bisher für eine ingenieurmäßige Beschreibung des Transportverhaltens in natürlichen Gewässern noch als unzureichend angesehen werden (Mehta 2014, S. 132).

Die Anziehung bzw. Bindung von gleichartigen (Ton-)Partikeln aufgrund der beschriebenen elektrochemischen Kräfte bei Vorhandensein einer minimal ausreichenden Konzentration gelöster Ionen (Salze) wird als Kohäsion bezeichnet, während die Bindung von unterschiedlichen Partikeln wie organischen Substanzen an Tonpartikel als Adhäsion definiert ist. Die Aggregation von Partikeln im Wasser durch Kohäsion wird als Koagulation und die durch Adhäsion als Flokkulation bzw. Flockung bezeichnet (Grabowski et al. 2011; VanOlphen 1991, S. 11). Für die in natürlichen Gewässern wie in Ästuaren typischerweise auftretenden minimalen Salzgehalte sowie maximalen turbulenten Scherkräfte kann die Flockung als reversibler Prozess angesehen werden, während die Koagulation eine irreversible Aggregation darstellt (Winterwerp und van Kesteren 2004).

Als Resultat der interpartikulären Bindungen bilden suspendierte kohäsive Sedimente in natürlichen Gewässern Flocken, deren Größe und Struktur in Abhängigkeit der Zusammensetzung und der Umgebungsbedingungen variiert und die ein sehr komplexes Absink- und Bodenaustauschverhalten zeigen. Natürliche Flocken weisen keine homogene Struktur aus einzelnen Tonpartikeln auf. Krone (1963, 1986) stellte die (idealisierte) Hypothese auf, dass sich Flocken vielmehr in einer bestimmten Ordnung aus zugrunde liegenden Primärpartikeln aufbauen (vgl. Abbildung 2.5). Als Primärpartikelaggregat (0. Ordnung; p_0a) können relativ stabile, koagulierte Aggregate mit homogener Porosität aus Tonpartikeln angesehen werden. Je nach Umgebungsbedingungen können sich aus diesen Bausteinen Flocken höherer Ordnung ($p_{i>a}$) ausbilden. In Abhängigkeit der jeweiligen Aggregatstufe können sich so deutliche Unterschiede für den weiteren Flockungsprozess ergeben. Zudem lassen sich aus Messungen

⁷ **Wasserstoffbrückenbindung:** Anziehende Wechselwirkung von kovalent polar gebundenen Wasserstoffatomen mit freiem Elektronenpaar eines weiteren Moleküls.

bei einem gegebenen Sediment für die jeweilige Stufe spezifische Dichten und Scherfestigkeiten ableiten: Je niedriger die Stufe desto höher ist die resultierende Dichte und Scherfestigkeit. Dieses qualitative Verhalten ergibt sich in Übereinstimmung für unterschiedliche natürliche Sedimente verschiedener Herkunft (Krone 1963, S. 70f., 80f.).

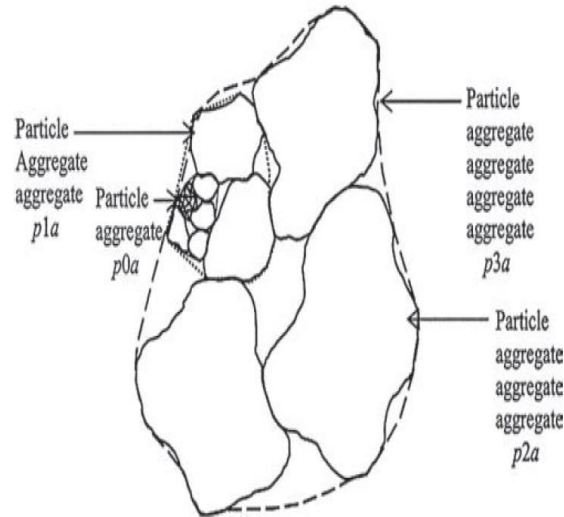


Abbildung 2.5: Hierarchischer Flockenaufbau nach dem Konzept der Aggregierungsordnung nach Krone (Entnommen aus: García 2008, S. 259; Krone 1963, S. 66).

Zur Beschreibung der Flocken bzw. des Flockenaufbaus wurden aus Ähnlichkeitsbetrachtungen sog. Fraktale Dimensionen abgeleitet (vgl. Mehta 2014; Winterwerp und van Kesteren 2004). Dieses Konzept ermöglicht, dass in parametrisierter Form ein Zusammenhang zwischen Größe und u. a. Dichte, Sinkgeschwindigkeit und Scherfestigkeit hergestellt werden kann, mit dem Flockeneigenschaften annäherungsweise quantitativ beschrieben werden können. Mathematisch lässt sich gemäß Gleichung 2.1 die Fraktale Dimension D_f als Exponent auffassen, welcher die Anzahl der Subaggregate N_f in Beziehung zum Größenverhältnis des Aggregates höherer Ordnung a_f und der Subaggregate niedriger Ordnung a_c setzt.

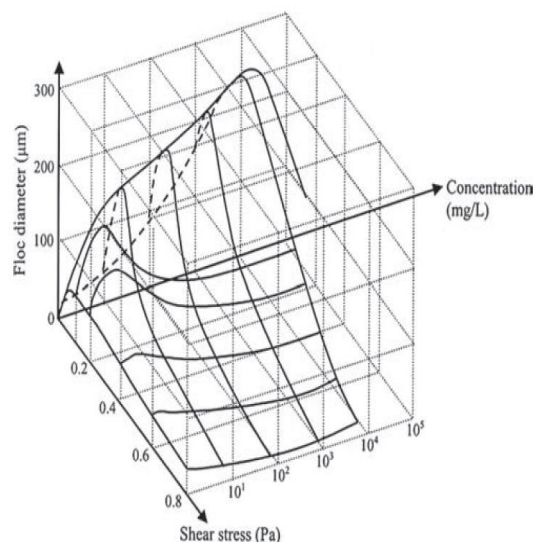
$$N_f = \left(\frac{a_f}{a_c}\right)^{D_f} \quad (2.1)$$

Die resultierende Struktur von natürlichen Flocken ist gemäß der vorangegangenen Ausführungen stark vom Flockungsprozess bzw. von der Flockenbildungshistorie abhängig. So unterscheiden sich Flocken maßgeblich, die z.B. in Süß- oder Salzwasser sowie während turbulenter (ggf. hauptsächlich Primäraggregate) oder beruhigter hydrodynamischer Bedingungen (höhere Ordnung) gebildet wurden. Zudem kann die Flockenstruktur während des Absetzens an der Sohle bei zunehmender Auflast durch das Zusammendrücken maßgeblich verändert werden (Partheniades 2009, S. 83f). Die resultierende Gestalt von Flocken in natürlichen Gewässern wird dabei neben dem Flockungsprozess maßgeblich durch die zugrunde liegende Zusammensetzung (an-/ organische Substanz, Mineralart, Organismen, eingeschlossenes Fluid, etc.) beeinflusst. Dies hat wiederum starke Auswirkungen auf die resultierende Dichte, Form, Stabilität und die sich daraus wiederum ergebenden Transporteigenschaften. Diese werden demgemäß maßgeblich durch die Eigenschaften der Flocken und nicht mehr durch die des einzelnen Partikels bestimmt. In der marinen Umgebung kommen kohäsive Sedimente i. d. R. in Form von Flocken mit variierender Größe vor (Winterwerp und van Kesteren 2004). Bis zu kritischen Salzgehalten von ca. 1–2 ppt (teilweise bis 10 ppt) hat der Salzgehalt in Abhängigkeit der Tonmineralart wesentliche Auswirkung auf den Flockungsprozess (Mehta 2014, S. 170) und erklärt sich aus der beschriebenen

Beeinflussung der Doppelschicht und variablen Ladung. Für höhere Salzgehalte können hingegen die im Folgenden beschriebenen Faktoren als dominierend angesehen werden: Grundsätzlich bedingt die Aggregation durch Bindung einzelner Partikel die gegenseitige Kollision der Partikel. Diese kann aus der Brownschen Bewegung⁸, unterschiedlich großer bzw. schnell absinkender Flocken (differentiellem Absinken) sowie aus der Bewegung der Partikel durch turbulente Fluktuation (turbulente Diffusion) resultieren. Dabei kann letztere durch die Scherrate bzw. durch den (turbulenten) Geschwindigkeitsgradienten G beschrieben werden (Gleichung 2.2).

$$G = \frac{\partial u}{\partial z} \quad (2.2)$$

Für gegebene Bedingungen in einem Gewässer stellt sich ein Gleichgewicht zwischen Anlagerung bzw. Flockenwachstum und Zerbrechen ein und es resultiert eine entsprechende mittlere Flockengröße. Für die ästuarine Umgebung kann angenommen werden, dass die Flockung maßgeblich von der turbulenten Scherung und Kollision der Flocken bzw. Partikel und der gegenwärtigen Kollisionswahrscheinlichkeit der verfügbaren Partikel gemäß der suspendierten Konzentration abhängt und die Brownsche Bewegung sowie differentielles Absinken keine oder nur sehr geringere Bedeutung haben (Winterwerp und van Kesteren 2004, S. 89; Winterwerp 1999; Krone 1986). Abbildung 2.6 zeigt den qualitativen Zusammenhang zwischen Partikelkonzentration, auftretender (turbulenter) Scherspannung und resultierender Flockengröße. Für geringe Scherspannungen und entsprechend geringe Turbulenz sowie für zu geringe Konzentrationen ist die Kollisionswahrscheinlichkeit herabgesetzt und es ergeben sich nur kleinere Flocken. Für zu hohe Scherspannung kommt es wieder verstärkt zum Zerbrechen von Flocken. Bei sehr hohen Konzentrationen ergibt sich aus der gegenseitigen Beeinflussung ebenfalls ein hemmender Effekt. Für die mittlere Größenordnung der Parameter ergeben sich hingegen das Flockenwachstum begünstigende Bedingungen im Sinne einer höheren Kollisionswahrscheinlichkeit bei noch moderater Scherung. Grundsätzlich treten in der Natur Flocken allerdings nicht als einzelne „Gleichgewichtsflockenklasse“ auf, sondern können sich - u. a. aufgrund von Vermischungsvorgängen von Flocken verschiedener Bildungshistorien - aus multimodalen Flockenspektren zusammensetzen (vgl. Lee et al. 2011).



⁸ **Brownsche Bewegung:** Die aus der thermodynamische Bewegung der Fluidmoleküle und aus deren Kollision mit suspendierten Partikeln hervorgerufene kleinskalige, unregelmäßige Bewegung der Partikel im Fluid. Die resultierende Bewegung ist abhängig vom Größenverhältnis der Partikel und Wassermoleküle und ist nur bis zu einer gewissen Partikelgröße von Bedeutung (VanOlphen 1991, S. 4).

Abbildung 2.6: Flockengröße suspendierter kohäsiver Sedimente in Abhängigkeit der Sedimentkonzentration und turbulenter Scherspannung (Entnommen aus: García 2008, S. 259; Dyer 1989).

2.3.3 Absinken in der Wassersäule von Gewässern

Das Absinken von (idealen) sphärischen Partikeln in Fluiden wurde von STOKES auf Grundlage der Betrachtung des stationären Sinkvorgangs und der Berücksichtigung der Gravitations- und Auftriebskraft sowie der beim Absinken resultierenden Reibungskraft beschrieben. Dieses Absinken kann gemäß Gleichung A.4a im Anhang A.4 in Abhängigkeit des Partikeldurchmessers, des Dichteverhältnisses von Partikel und umgebenden Fluid sowie der kinematischen Viskosität des Fluids ermittelt werden. Die Berücksichtigung weiterer Einflussfaktoren wie der Kornform, die insbesondere bei größeren Partikeln zunehmenden Einfluss hat, führten zur weiteren Anpassung der Gleichung. Das Absinken von Sandkörnern kann beispielsweise annäherungsweise mit der Gleichung A.4 im Anhang abgebildet werden (van Rijn 1993). Auf Grundlage der Gleichung A.4 und der Korngrößenfraktionen gemäß DIN 14688 würden sich zur Veranschaulichung – stark vereinfacht, ohne Berücksichtigung der Flockung – folgende (freie) Sinkgeschwindigkeiten der einzelnen Partikelfraktion (Obergrenze DIN) in reinem Wasser gemäß Tabelle 2.1 (vgl. Tabelle A.2) ergeben. Für einzelne Tonpartikel würde es demgemäß kaum noch zu einem unmittelbar wahrnehmbaren Absinken kommen.

Tabelle 2.1: Berechnete Sinkgeschwindigkeiten nach Gleichung A.4 (vgl. Tabelle A.2) für feine Korngrößenfraktionen gemäß DIN EN ISO 14688-1 in reinem Wasser bei 20°C. Kohäsive Fraktionen sind grau unterlegt. Weitere Prozesse wie Flockung sind nicht berücksichtigt.

Kornfraktion (DIN EN ISO 14688)	Durchmesser d (Obergrenze DIN) [µm]	Sinkgeschwindigkeit ws nach Gleichung A.10 [mm/s]
Feinsand	200,0	16,5584
Grobschluff	63,0	1,9944
Mittelschluff	20,0	0,2010
Feinschluff	6,3	0,0199
Ton	2,0	0,0020

Daneben gibt es noch weiterführende Formulierungen zur detaillierteren Abbildung des Absinkens von einzelnen Partikeln (vgl. Dietrich 1982). Ab einer gewissen (relativ hohen) Konzentration der Partikel in der Wassersäule kommt es zur gegenseitigen Beeinflussung des Absinkens u.a. aufgrund der gegenseitigen Interaktion und der Ausgleichsströmung des verdrängten Wassers. Dies wird als gehindertes Absinken („hindered settling“) bezeichnet (z.B. Winterwerp und van Kesteren 2004). Dieser Effekt kann z.B. durch Gleichung 2.3 abgebildet werden, wobei $w_{s,0}$ die freie, unbeeinflusste und w_s die durch die Konzentration c verringerte Sinkgeschwindigkeiten sind. Diese werden über empirische Koeffizienten α und β in Beziehung gesetzt (van Rijn 1993). Die Berücksichtigung weiterer Prozesse, die bei höheren Konzentrationen auftreten, ergibt weitere, detailliertere Formulierungen bzw. Modellierungsansätze (vgl. Winterwerp 2002).

$$w_s = w_{s,0}(1 - \alpha c)^\beta \quad | \quad c > 10 \text{ kg/m}^3 \quad (2.3)$$

Aufgrund des in Abschnitt 2.3.2 beschriebenen Flockungsverhaltens kohäsiver Sedimente ist grundsätzlich der (eindeutige) Zusammenhang zwischen Partikelgröße und Sinkgeschwindigkeit des Einzelkorns für diese Sedimente in der Natur nicht gültig, da diese Sedimente unter natürlichen Bedingungen i. d. R. gebunden in Flocken auftreten. Messungen von Flocken in der Natur und deren Sinkgeschwin-

digkeiten zeigen, dass kohäsive Sedimente tatsächlich deutlich höheren effektiven Sinkgeschwindigkeiten unterliegen als sich gemäß Tabelle 2.1 vereinfacht rechnerisch für die Einzelpartikel ergeben. Tabelle 2.2 gibt eine unvollständige Übersicht über Messergebnisse verschiedener Autoren für die Sinkgeschwindigkeit von Flocken und für die Mediane der resultierenden Sinkgeschwindigkeitsverteilung für variierende suspendierte Konzentrationen und verdeutlicht die große Varianz der in der Natur auftretenden Sinkgeschwindigkeiten.

Tabelle 2.2: Übersicht zu gemessenen Sinkgeschwindigkeiten in der Natur von verschiedenen Autoren für verschiedene Ästuare mit unterschiedlichen Messverfahren. Es sind sowohl die Mediane der Verteilung als auch die direkten Sinkgeschwindigkeiten einzelner Flockengrößen dargestellt.

Autoren	Messung	Messergebnisse		
Puls et al. (1988)	<ul style="list-style-type: none"> - Feldmessung - Absetzsäule (Owen) - Elbe und Weser 	Flockenparameter		
		Größe [μm]	Dichte [kg/m^3]	Sinkgeschwindigkeit [mm/s]
		7,0	1367,0	0,010
		26,0	1180,0	0,085
		75,0	1112,0	0,350
		201,0 411,0	1069,0 1048,0	1,447 3,508
van Leussen (2011)	<ul style="list-style-type: none"> - Feldmessungen - Video in situ (VIS) - Emsästuar, verschiedene Stationen im Längsverlauf mit unterschiedlichen Salzgehalten 	Makroflockenparameter		
		Größe [μm]	Sinkgeschwindigkeit [mm/s]	
		200 ... 500 (>500)	0,5 ... 5,0 (8,0)	
		Summenparameter		
		Konzentration suspendierter Stoffe [kg/m^3]	Median der Sinkgeschwindigkeitsverteilung [mm/s]	
Mueller und Puls (1996)	<ul style="list-style-type: none"> - Zusammenstellung von Messergebnissen - Deutsche Ästuare/ Bucht 	0,002 0,1 (>1,0)	0,0010 ... 2,0	
Pejrup und Mikkelsen (2010)	<ul style="list-style-type: none"> - Zusammenstellung von Ergebnissen verschiedener Autoren - verschieden Verfahren - verschiedene Ästuare 	0,002 ... 0,1 (>1,0)	0,0006 ... 10,0	
van Leussen (2011)	<ul style="list-style-type: none"> - Feldmessung - Absetzsäule (RWS) - Emsästuar 	0,005 ... 2,0	0,0070 ... 2,0	

Dabei ist zu berücksichtigen, dass unterschiedliche Messverfahren eingesetzt wurden (vgl. Winterwerp und van Kesteren 2004, C-24f.). Für videobasierte Messverfahren werden tendenziell eher größere Flocken gemessen, während mit Absetzsäulen vorrangig das Absetzen kleiner Flocken bestimmt wird (van Rijn 1993, S. 11.14; van Leussen 2011, S.395). Daneben gibt es noch weitere Messverfahren wie zum Beispiel lasergestützte Verfahren (Laser In Situ Scattering and Transmissiometry – LISST) zur Bestimmung der Flockengrößenverteilung und Sinkgeschwindigkeiten (van Wijngaarden und Roberti 2002). Grundsätzlich können sich in Abhängigkeit des jeweiligen Verfahrens und insbesondere zwischen Messungen in der Natur und im Labor maßgebliche Unterschiede ergeben (Winterwerp und van Kesteren 2004, C-24ff.; Tolhurst et al. 2000a; Tolhurst et al. 2000b). Für die Korrelation von Sinkgeschwindigkeit und Gesamtkonzentration muss zudem insbesondere in natürlichen Gewässern berücksichtigt werden, dass größere Flocken bzw. höhere Sinkgeschwindigkeiten nicht zwangsläufig kausal aus der erhöhten Konzentration resultieren, sondern das Resultat der lokalen Sedimentdynamik darstellen können. Vielmehr können diese Konzentrationen das Resultat eines verstärkten Absinkens mit (bereits) hohen Sinkgeschwindigkeiten sein oder aus der Erosion von ggf. großen Flocken der Sohle resultieren (Winterwerp und van Kesteren 2004, S. 122; Mueller und Puls 1996, S.347-347).

Die Sinkgeschwindigkeit von kohäsiven Sedimenten in natürlichen Gewässern wie Ästuaren kann somit aufgrund der stattfindenden Flockung nicht aus dem Durchmesser der Einzelpartikel ermittelt werden, sondern nur für einen äquivalenten Partikeldurchmesser der Flocken beschrieben werden (Postma 1967). Die Flockung und die resultierende Größe, Form, Aufbau und Dichte von Flocken hängen von vielen weiteren Parametern ab. Diese können maßgeblich in Ästuaren variieren, weshalb eine Beschreibung der Sinkgeschwindigkeit der Flocken grundsätzlich nicht ausschließlich in Abhängigkeit der Sedimenteigenschaften erfolgen kann, sondern die gegenwärtigen hydrodynamischen Bedingungen berücksichtigen muss. Gemäß Winterwerp und van Kesteren (2004, S. 126) ist es eine zulässige Annahme für die Betrachtung des Absinkens von Flocken diese als undurchlässiges absinkendes Gesamtpartikel im Sinne der Beschreibung mittels äquivalentem Partikeldurchmesser anzusehen. Das Absinken einzelner Flocken kann bei dieser Betrachtung grundsätzlich mit der angepassten STOKES-Formel (Gleichung A.4a im Anhang) für die Flockengröße, die aus der Fraktalen Dimension (vgl. Abschnitt 2.3.2 / Gleichung 2.1) bestimmt werden kann, beschrieben werden (Gleichung A.5).

Das (mittlere) Absinken als Depositionsfluss ($F=w_s C$) aus der suspendierten Sedimentgesamtkonzentration (C) in der Wassersäule und der effektiven Sinkgeschwindigkeit (w_s) wird hingegen für natürliche Gewässer üblicherweise – insbesondere in hydrodynamisch-numerischen (HN) Modellen, die den großräumigen Sedimenttransport abbilden – durch empirische Formulierungen aus Summenparametern der suspendierten Sedimente und hydrodynamischen Bedingungen abgeleitet. Für jede Modellfraktion können so variierende Sinkgeschwindigkeiten berechnet werden. Die mittlere Sinkgeschwindigkeit kann bei ggf. mehreren Fraktionen anteilig aus den einzelnen Fraktionen abgeleitet werden. Gemäß Abschnitt 2.3.2 können in der ästuarinen Umgebung die Sedimentkonzentration sowie die turbulente Kollision und Scherung der Flocken grundsätzlich als dominierende Einflussgrößen für die Flockung angesehen werden. Abbildung 2.7 gibt eine qualitative Übersicht über die konzeptionelle Unterscheidung verschiedener Absinkregime in Abhängigkeit der suspendierten Gesamtkonzentration C . Ab C_1 ergeben sich aufgrund der zunehmenden Flockung bis zu einem Maximum ansteigende Sinkgeschwindigkeiten. Für höhere Konzentrationen $C > C_2$ nehmen die Sinkgeschwindigkeiten aufgrund des gehinderten Absinkens wieder ab. Ab C_3 erfolgt der Übergang zur Sedimentation bzw. zum Ausbilden der Sohle. Des Weiteren wurden Formulierungen in Abhängigkeit der Gesamtkonzentration C und zusätzlich der turbulenten Scherrate bzw. Geschwindigkeitsgradienten G abgeleitet (Gleichung 2.4), die sowohl die Zunahme als auch Abnahme der effektiven Sinkgeschwindigkeit w_s abbilden (vgl. Abschnitt A.4, Gleichung A.6 und A.7).

wird gezeigt, dass sich im gesamten Längsschnitt des Emsästuars trotz geringer Sedimentkonzentrationen im seeseitigen Bereich des Ästuars große Makroflocken mit entsprechend großen Sinkgeschwindigkeiten ausbilden können (van Leussen 2011, S. 395).

Die vorgestellten Messergebnisse und Ansätze zur Abbildung der Sinkgeschwindigkeit von kohäsiven Sedimenten in natürlichen Gewässern verdeutlichen, dass eine einzige einheitliche, umfassende und konsistente Formulierung der Sinkgeschwindigkeit von Flocken nicht existiert. Je nach Zielstellung einer Untersuchung werden unterschiedliche Ansätze verwendet, die verschiedene Aspekte bzw. Effekte abbilden. Aufgrund der Komplexität und der bisher unzureichenden quantitativen Abbildbarkeit des Absinkens kann es demgemäß sinnvoll sein für die jeweilige Fragestellung eine charakteristische Sinkgeschwindigkeit zu definieren, die es zulässt den Transport und Verbleib kohäsiver Sedimente für ein bestimmtes System abzubilden (Winterwerp und van Kesteren 2004, S.122; van Leussen 1994, S. 421). Diese Sinkgeschwindigkeit ist allerdings nicht als allgemein gültig zu verstehen, sondern vielmehr in Abhängigkeit der relevanten Skalen als ein Parameter aufzufassen, der zugrunde liegende Detailprozesse einschließt und in parametrisierter Form im Mittel abbildet.

2.3.4 Zustandsformen und Austausch an der Sohle von Gewässern

Neben dem Absinken in der Wassersäule beeinflusst das Bindungsverhalten und die resultierende Flockung ebenfalls maßgeblich den Bodenaustausch an der Sohle. Dies reicht von der Erhöhung der Wahrscheinlichkeit der Adhäsion an der Sohle von einzelnen Flocken über die Ausbildung von vernetzten hoch konzentrierten Suspensionen (Gel) bei hohen Depositionsflüssen bis hin zu langfristigen Konsolidierung von sedimentierten kohäsiven Sedimenten mit maßgeblicher Zunahme der Scherfestigkeit und Erosionsstabilität (Krone 1986). Aus diesen Prozessen ergeben sich teilweise sehr differenzierte vertikale Strukturen bzw. Schichten in natürlichen Gewässern, die mit unterschiedlichen Zustandsformen von kohäsiven Sedimenten einhergehen. Abbildung 2.8 zeigt die konzeptionelle Unterscheidung verschiedener Schichten und Zustandsformen, während Abbildung 2.9 die damit verbundenen Austauschprozesse wiedergibt.

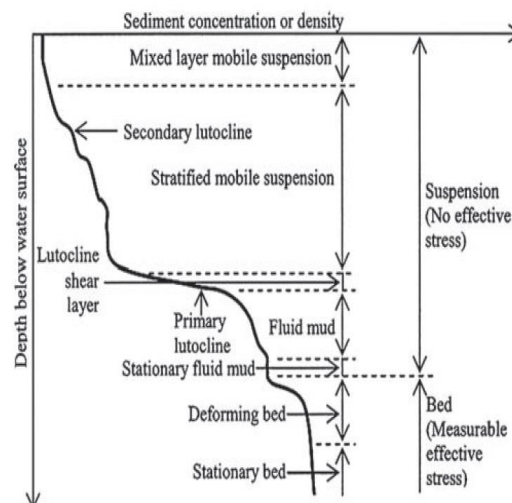


Abbildung 2.8: Konzeptionelle Darstellung der vertikalen Struktur der Sedimentverteilung und Zustandsformen in der Wassersäule und an der Sohle für kohäsive Sedimente (Entnommen aus: García 2008, S. 259; vgl. Winterwerp und van Kesteren 2004, S. 74; vgl. Mehta 2014, S. 372).

In Ästuaren sind i. d. R. für verschiedene räumliche Bereiche und Tidephasen alle gezeigten Zustände und Austauschprozesse anzutreffen (Winterwerp und van Kesteren 2004, 72ff.), wobei die jeweilige Zustandsform ggf. als transienter Zustand in Abhängigkeit der hydrodynamischen Bedingungen aufzufassen ist. In der oberen Wassersäule dominiert bei mäßigen Konzentrationen das freie Absinken ohne maßgebliche gegenseitige Beeinflussung der Partikel bzw. Flocken (vgl. Abschnitt 2.3.3, Abbildung 2.7). Während eine homogene Dispersion von sehr feinen Partikeln ($< 1 \mu\text{m}$) noch als kolloide Lösung oder Sole definiert ist, wird die Dispersion von größeren Partikeln ($> 1 \mu\text{m}$), die einem Absinken unterliegen, als Suspension bezeichnet (VanOlphen 1991, S.5). Aufgrund der Flockung treten in natürlichen Gewässern i. d. R. nur Suspensionen auf. Gemäß der auftretenden turbulenten Durchmischung ist die vertikale Sedimentsuspension in natürlichen Gewässern zudem ggf. dennoch relativ gleichmäßig verteilt (Mixed Layer) und gemäß der geringen Konzentration hat die Suspension praktisch noch das Verhalten eines newtonschen Fluids (Mehta 2014, S. 371). Aus der auftretenden Feinstschwebstofffracht ($\sim < 50 \mu\text{m}$) kann sich je nach Strömungsbedingungen zudem eine relativ konstante Hintergrundtrübung ausbilden (van Rijn 1993, S.1.1, 11.35; van Leussen 1994, S. 418). Diese Hintergrundtrübung kann als das bei Messung über mehrere Tidezyklen auftretende absolute Minimum der Schwebstoffkonzentration aufgefasst werden (vgl. Yang et al. 2016). Während der Stauwasserzeiten, in denen geringe Strömungsgeschwindigkeiten vorherrschen, bildet sich in Ästuaren typischerweise ein vertikales Konzentrationsprofil mit deutlichen Konzentrationshorizonten (Lutoclinen) aus, während es bei voller Tideströmung i. d. R. wieder zu einer starken vertikalen Durchmischung kommt. Je nach Intensität des Depositionsflusses, Dauer der Stauwasserzeit und erneuter Resuspension kann es zu einer unterschiedlichen Intensität und Grad der Ausbildung unterschiedlicher Konzentrationsbereiche bzw. Zustandsformen der absinkenden bzw. deponierten Sedimente kommen. Bei fortschreitendem kontinuierlichen Absetzen bzw. fortschreitender kontinuierlicher Entwässerung kommt es zum sukzessiven Übergang von Absinken in Suspension zu einem Anwachsen eines (teil-) konsolidierenden Bodens. Für diesen Vorgang ist nicht mehr das Absinken der Partikel bzw. Flocken gemäß Abschnitt 2.3.3, sondern die Entwässerung des Porenraumes der Suspension maßgebend.

In Abhängigkeit u. a. der resultierenden Konzentration/ Dichte ergeben sich unterschiedliche physikalische, rheologische Struktureigenschaften, die maßgeblich das Fließ- und Erosionsverhalten der Suspension beeinflussen. Demgemäß ist es sinnvoll verschiedene Bereiche und Zustandsformen mit unterschiedlichen Verhalten zu differenzieren. Als primäre Lutocline wird der sich oberhalb der Sohle gemäß der zeitweise starken Zunahme der dortigen Konzentration ausbildende, deutliche Konzentrationshorizont bezeichnet. Beim horizontalen Fließen der darüber liegenden Suspension, z.B. bei einsetzender Tideströmung, kann sich eine deutliche Scherung der Strömung an dieser Grenzfläche ergeben. Weitere, ggf. darüber auftretende Konzentrationshorizonte werden als sekundäre Lutoclinen bezeichnet. Für erhöhte Suspensionen, die aber noch ein maßgebliches newtonsches Fließverhalten zeigen, kann als Ausdruck konzentrierte benthische Suspension (concentrated benthic suspension CBS) verwendet werden (Toorman 2000). Daneben kann noch folgende Unterscheidung erfolgen: Niedrig konzentrierte Sedimentsuspensionen (low-concentrated mud suspensions - LCMS) haben noch keinen maßgeblichen Einfluss auf das Strömungsfeld während hoch konzentrierte Sedimentsuspensionen (high-concentrated mud suspensions HCMS) das turbulente Strömungsfeld beeinflussen (Winterwerp und van Kesteren 2004, S. 73, 180ff.; Winterwerp 1999). Mit zunehmender Konzentration wird zudem die Flockung begünstigt mit einer Erhöhung der resultierenden Sinkgeschwindigkeiten (Flockungsabsinken; Abschnitt 2.3.3, Abbildung 2.7).

Die klare Abgrenzung zwischen Suspension und einer (festen) Sohle ist auf Grundlage der Konzentration bzw. Dichte für auftretende sehr hoch konzentrierte Suspensionen nicht mehr eindeutig möglich. Das Auftreten einer effektiven Normalspannung (Differenz zwischen Porenwasserdruck und Gesamtspannung) zwischen den Partikeln kann in diesem Zusammenhang als Abgrenzungskriterium zwischen Sohle (Messbare effektive Normalspannung) und Suspension (keine effektive Normalspannung)

herangezogen werden. Ab gewissen Konzentrationen wird das weitere Absetzen, wie erwähnt, nicht mehr durch das Absinken der Partikel in Suspension, sondern durch die Entwässerung der Suspension sowie durch die Interaktion der Partikel dominiert (gehindertes Absinken; vgl. Abschnitt 2.3.3, Abbildung 2.7). Die Flocken können ein Netzwerk ausbilden (Gelling), das gegenüber der freien Suspension einen messbaren Zusammenhalt aufweist. Unter Laborbedingungen mit einer homogenen Tonsuspension kann die Ausbildung eines Gels als die Ausbildung einer großen Gesamtflocke und als Spezialfall der Flockung bei sehr hohen Konzentrationen aufgefasst werden (VanOlphen 1991, S. 27). Die Konzentration, ab der sich bei natürlichen Suspensionen in Gewässern ein Netzwerk ausbildet, wird als Gelpunkt bzw. Gelkonzentration (gelling point/ concentration) bezeichnet (Winterwerp 1999, S. 58). Ab Konzentrationen von $C \approx 10 - 100 \text{ kg/m}^3$ über der Sohle spricht man schließlich von Flüssigschlick („fluid mud“). In diesem Konzentrationsbereich erfolgt der Übergang zu einer Suspension mit nicht-newtonschen Fließverhalten (Winterwerp und van Kesteren 2004, S. 81f., 111). Die Ausbildung von Flüssigschlick ist u. a. das Resultat eines intensiven Depositionsflusses z.B. während einer begrenzten Ruhephase wie der Stauwasserzeit in Tidegewässern, des sich einstellenden gehinderten Absinkens (vgl. Abschnitt 2.3.3, Abbildung 2.7) und der geringeren Konsolidierungsrate an der Sohle. Alternativ kann auch die zyklische Belastung von konsolidierter Sohle durch Wellen zur einer Verflüssigung und Ausbildung von Flüssigschlick führen. Flüssigschlick kann wiederum in Abhängigkeit von der auftretenden horizontalen Fließgeschwindigkeit dieser Suspension in mobilen und stationären Flüssigschlick unterschieden werden. Bei auftretender effektiver Bodenspannung erfolgt der Übergang von Flüssigschlick zur konsolidierenden Sohle (Mehta 1991), die aufgrund der Eigenlast entwässert. Neben der Konzentration können zur Differenzierung der unterschiedlichen Zustandsformen weitere Parameter wie die resultierende Viskosität, der Anteil an organischen Material und der Anteil von nicht kohäsiven Fraktionen bzw. der Korngrößenverteilung herangezogen werden (Papenmeier 2012). Bei fortschreitendem Absetzen und Entwässerung kommt es zur weiteren Verdichtung (Konsolidierung) aufgrund des Eigengewichtes des Sediments. Durch die Belastung kann sich auch die Flockenstruktur ändern, sodass kompaktere Flocken mit größerer Dichte entstehen (Partheniades 2009, S. 87f.). Bei weiterer Auflast durch kontinuierliche Deposition kann es zur Überkonsolidierung kommen, sodass es bei einem Wegfall der Auflast z.B. durch erneute Erosion wieder es zur Volumenausdehnung (Schwellen) des überkonsolidierten Sediments kommt (Mehta 2014, S. 370ff.).

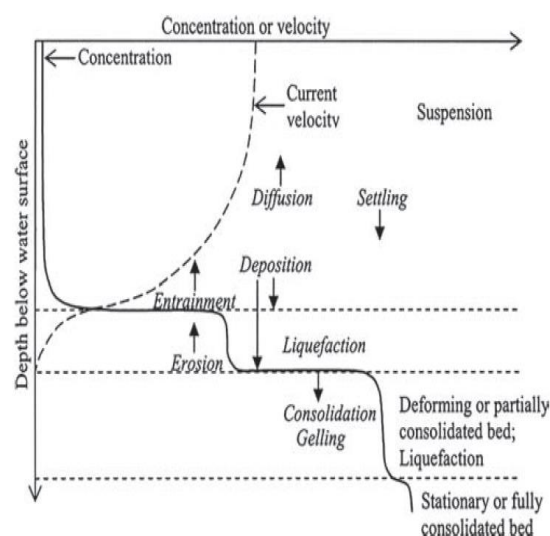


Abbildung 2.9: Konzeptionelle Darstellung der vertikalen Sedimentauschprozesse (Entnommen aus: García 2008, S. 261; vgl. Mehta 2014, S. 378).

In Abhängigkeit der Strömungsbedingungen und Sediment- bzw. Flockeneigenschaften sowie der vorliegenden Zustandsform stellt sich wie erläutert an der Gewässersohle ein Bodenaustausch zwischen den suspendierten Sedimenten in der Wassersäule und den Sedimenten an der Sohle ein (vgl. Abbildung 2.9). Die Abbildung dieses Austausches kann aus der Ermittlung des Depositions- (D) und Erosionsflusses (E) in Abhängigkeit der Strömungsbedingungen und Sedimenteigenschaften erfolgen. Der Depositionsfluss kann in Abhängigkeit der zugrunde gelegten Sinkgeschwindigkeit w_s und der gegenwärtigen Sedimentkonzentration an der Sohle c_b bestimmt werden. Je nach Betrachtungsweise können in Abhängigkeit der auftretenden Schubspannungen τ entweder Deposition oder Erosion stattfinden (exklusiver Bodenaustausch nach Krone; Gleichung 2.5) oder Deposition kann als kontinuierlicher Prozess unabhängig von der Schubspannung auch parallel zur Erosion auftreten (simultaner Bodenaustausch nach Winterwerp; Gleichung 2.6). Verschiedene Beobachtungen des Bodenaustauschverhaltens in Laborversuchen oder Feldmessungen können jeweils besser mit einem der Konzepte beschrieben werden. Für die Abbildung der Sedimentdynamik in natürlichen Tidegewässern kann gemäß Winterwerp und van Kesteren (2004) Gleichung 2.5 als geeigneter angesehen werden.

$$D = \begin{cases} w_s c_b \left(1 - \frac{\tau_b}{\tau_{cr,e}}\right) & | \tau_b < \tau_{cr,d} \\ 0 & | \tau_b \geq \tau_{cr,d} \end{cases} \quad (2.5)$$

$$D = w_s c_b \quad (2.6)$$

Durch die hydrodynamische Belastung der bestehenden Sohle kommt es zur Ablösung von Sedimenten und Eintrag in die Wassersäule als Erosionsfluss, wobei keine generell anwendbare, geschlossene Erosionstheorie existiert (Mehta 2014, S. 536). Demgemäß ist es sinnvoll einzelne Arten bzw. Zustände der Erosion unabhängig zu betrachten bzw. abzubilden, wobei zu berücksichtigen ist, dass sich der tatsächliche Erosionsfluss in der Natur ggf. aus der Überlagerung verschiedener Erosionsarten einstellt. Je nach Ablösungsprozess kann bei kohäsiven Sedimenten zwischen Flocken-, Oberflächen- und Massenerosion unterschieden werden. Während man beim Übergang von einzelnen Partikeln bzw. Flocken von Flockenerosion und beim Ablösen der oberen Sohlschicht durch Wassereintrag (drainierte Bedingungen) von Oberflächenerosion spricht, stellt die Massenerosion das episodische Versagen des untrainierten Bodengefüges mit Ausbildung von Bruchstellen und Ablösung ganzer Bruchstücke dar. Bei der einseitigen Einmischung von Sedimenten bzw. Flocken aus einer hoch konzentrierten sohlnahen Suspension (Flüssigschlick), die wie beschrieben aufgrund der Zustandsform und Eigenschaften von der eigentlichen Sohle abzugrenzen ist, spricht man hingegen von „Entrainment“ (vgl. Abbildung 2.9). Dies ist wiederum vom Vermischen durch Eintrag von Wasser in diese konzentrierte Suspension zu unterscheiden. Die resultierenden Bodenaustauschflüsse unterscheiden sich für die einzelnen Erosionsformen maßgeblich und sind stark von der Zusammensetzung und der Struktur der Sohle abhängig. Es können demgemäß je nach Erosionsart unterschiedliche Formulierungen und Parameter zur Abbildung des Prozesses verwendet werden. Üblicherweise erfolgt in HN-Modellen die Abbildung der resultierenden Bodenaustauschflüsse des Erosionsprozesses an der Gewässersohle in vereinfachter parametrisierter Form in Abhängigkeit von Schwellenwerten (kritische Schubspannung) und der Erosionsrate (Erodibilität). Zumeist werden hierzu Formulierungen in Anlehnung an den vereinfachten (linearisierten) Ansatz nach Ariathurai-Partheniades verwendet, der den Erosionsfluss bei (Oberflächen-) Erosion einer einheitlichen Sohle abbildet (Gleichung 2.7). Ausgehend von dieser Formulierung wurden zahlreiche Anpassungen entwickelt.

$$E = M \begin{cases} \frac{\tau_b}{\tau_{cr,e}} - 1 & | \tau_b \geq \tau_{cr,e} \\ 0 & | \tau_b < \tau_{cr,e} \end{cases} \quad (2.7)$$

Der Erosionsfluss E bestimmt sich demgemäß aus der Erodibilität M und aus dem Verhältnis einer kritischen Schubspannung $\tau_{cr,e}$ und der tatsächlich auftretenden bzw. berechneten Schubspannung τ_b . Die Erodibilität und kritische Schubspannung werden dabei häufig als konstante Parameter der Sediimenteigenschaften vorgegeben. Zudem wurde diese Formulierung ebenfalls zur Abbildung anderer Erosionsarten (Massenerosion) für entsprechend angepasste Parameter angewendet (vgl. Mehta 2014, S. 594). Tatsächlich unterliegen diese Parameter in der Natur aber maßgeblichen räumlich und zeitlich Variationen und sind von einer Vielzahl von physikalischen, biochemischen und biologischen Prozessen und Parametern abhängig (Berlamont et al. 1993). Um den Effekt der zunehmenden Verfestigung durch variierende Zusammensetzung und verschiedene Prozesse wie der Konsolidierung abbilden zu können, wurden Bodenaustauschformulierungen u.a. in Abhängigkeit der Bodentiefe bzw. der Dichte und des Wasser- oder des Sandgehaltes (Grabowski et al. 2011) abgeleitet. Dies erfordert allerdings eine entsprechend Abbildung der Depositionshistorie bzw. Sohlstruktur. Biochemische und biologische Effekte können zudem bisher nur ungenügend quantitativ beschrieben werden, wobei eindimensionale Modellansätze mit einem Mehrschichtbodenmodell existieren (vgl. Sanford 2008). Zudem wurden Modelle entwickelt zur Abbildung der beschriebenen vertikalen Austauschprozesse und Sediimentverteilung unter Berücksichtigung der Flockung in der Wassersäule (Winterwerp et al. 2002; Winterwerp 1999). Diese ermöglichen die detailliertere Abbildung der lokalen (1D-Punkt-Modell) vertikalen Sediimentverteilung, können aber für die Modellierung des großräumigen Sediimenttransportes auf Grund der Komplexität als bisher ungeeignet angesehen werden (Winterwerp 2002, S. 1354). In van Kessel et al. (2011) wird des Weiteren ein vereinfachter parametrisierter Ansatz zur Abbildung des Bodenaustausches für verschiedene Austauschregime vorgestellt. Dieser erweitert die klassische Erosionsformulierung nach Ariathurai und Partheniades gemäß Gleichung 2.7 um eine dimensionslose Austauschschicht. Dies ermöglicht die Abbildung sowohl des kurzfristigen als auch des längerfristigen Bodenaustauschverhaltens und somit die Wiedergabe der großräumigen saisonal variierenden Schwebstoffkonzentration in der Wassersäule (vgl. Abschnitt 3.2, 4.1.2.2).

Gemäß Laborversuchen von Been und Sills (1981) sowie Merckelbach et al. (2000) ist das Konsolidierungsverhalten von Ton-Schluff-Suspensionen stark von der initialen Sediimentkonzentration abhängig. Zudem zeigt sich in den Versuchen erst nach einigen Stunden bis Tagen eine deutliche Zunahme der Raumdichte. Für konsolidierte Sediimente kann sich u.a. in Abhängigkeit der Dichte eine deutliche Zunahme des Erosionswiderstands ergeben (Grabowski et al. 2011). Zudem ergeben sich insbesondere für Sand-Tongemische bereits bei geringen Tonanteilen deutlich höhere kritische Schubspannungen als für die Einzelfractionen (van Ledden 2002). Für kolloidale Böden unter Fließbelastung in Gerinnen können bei unterschiedlichen Verfestigungsgeraden Schleppspannungen von $\tau_{cr,e} = 2,0 \text{ N/m}^2$ (lehmiger Sand) bis $\tau_{cr,e} = 12,0 \text{ N/m}^2$ (festgelagerter Ton bzw. Schlamm) mit kritischen Fließgeschwindigkeiten, die zwischen $u_{cr} = 0,1 - 1,0 \text{ m/s}$ angesetzt werden (Bollrich et al. 1992).

Neben der Stabilisierung im Sinne einer zunehmenden kritischen Schubspannung der abgelagerten, bereits verfestigten Sediimente, können sohlnahe Suspensionen auch zur Verminderung der effektiv an der (festen) Sohle angreifenden Schubspannung führen, sodass es ebenfalls zu einer Reduzierung der Erosion kommt (vgl. Toorman 2000; Mehta 2014, S. 540; Winterwerp und van Kesteren 2004, S. 161ff.). Dies ist u. a. gemäß der vorangegangenen Ausführungen auf die veränderte Viskosität und die von der übrigen Wassersäule abweichenden Fließeigenschaften zurückzuführen. Es ergeben sich nicht-newtonsche Fließ- und Turbulenzeigenschaften der Suspension mit potentieller Auswirkung auf den gesamten hydrodynamischen Strömungsprozess (u.a. Turbulenzdämpfung, veränderte Reibung). Die

Annahme einer Phase über die gesamte Wassersäule ist nicht mehr zutreffend (hohe Richardson-Zahl) und die Abbildung der Strömung und Turbulenz mit klassischen Ansätzen für die gesamte Wassersäule ist für diese Zustandsformen ggf. nicht mehr uneingeschränkt gültig. Konzepte und Formulierungen, die den Bodenaustausch sowie die Auswirkung auf die Hydrodynamik bei Vorhandensein und Ausbildung von Flüssigschlick an der Sohle für eine ingenieurtechnische Anwendung von dreidimensionalen HN-Modellen korrekt abbilden und effizient lösen, sind Gegenstand der Forschung (Wehr, D. und Malcherek, A. 2012; Le Hir et al. 2000; Toorman 2000; Winterwerp 1999) und bestehender Forschungsprojekte⁹.

⁹ Forschungsprojekt: **Die Beeinflussung der Dynamik der Tideästuare durch Flüssigschlick**, Universität der Bundeswehr München, Institut für Wasserwesen, Professur für Hydromechanik und BAW.

2.4 Trübungszonen in Ästuaren

Als Trübungszone wird ein Maximum des Trübungsniveaus im longitudinalen Verlauf von Ästuaren bezeichnet. Diese Trübung resultiert im Wesentlichen aus der abschnittswisen Akkumulation von feinen Sedimenten (einschließlich organischer Beimengungen), die zu einer erhöhten Trübung des Gewässers im Bereich der erhöhten Sedimentverfügbarkeit führt. Die tatsächlich auftretende Trübung bzw. lokale Trübungsverläufe sind dabei abhängig vom akkumulierten Sedimentinventar sowie dem lokalen vertikalen Austausch und der horizontalen Verlagerung der Sedimente gemäß der auftretenden Strömung. Dies führt zu einer starken zeitlichen und vertikalen Variation der Sedimentkonzentration bzw. Trübung in der Wassersäule während des Tidezykluses im Bereich der Trübungszone. Bei einer tidegemittelten Betrachtung ergibt sich eine Zone erhöhter mittlerer Trübung im Längsschnitt. Diese sich dynamisch verlagernde Zone wird als Ästuarine Trübungszone oder Trübungsmaximum (Estuarine Turbidity Maximum – ETM) bezeichnet, wobei es auch zur Ausbildung mehrerer Maxima im Ästuarverlauf in Abhängigkeit der spezifischen lokalen Gegebenheiten kommen kann.

Die Ausbildung von Trübungszonen in Ästuaren kann gemäß der vorangegangenen Abschnitte auf zugrunde liegende (residuale) hydrodynamische Transportmechanismen und charakteristische Sediimenteigenschaften zurückgeführt werden. Dabei sind, wie beschrieben, sowohl kleinstskalige [~ Mikrometer] Bindungsprozesse (Flockung) in Abhängigkeit der hochfrequenten turbulenten Scherung [~ Sekunden] über lokale vertikale Austauschprozesse in der Wassersäule [~ Meter] im Tidezyklus [~ Stunden] als auch sehr großräumige [> Kilometer] residuale [~ Monate] Strömungsprozesse relevant (vgl. Grabemann 1991, S. 31). Aufgrund der Tideströmungen, der Salzgradienten, der sich (teilweise temporär) ausbildenden vertikalen Dichteschichtung und der auftretenden Tideasymmetrien ergibt sich eine Ästuar Zirkulation sowie teilweise unabhängige davon tideinduzierte Nettosedimenttransporte. In Kombination mit den spezifischen (vertikalen) Transporteigenschaften bestimmter Sedimente führen diese Transportmechanismen zum residual gerichteten Transport ins Ästuar und zur dortigen Akkumulation. Dies erklärt die Ausbildung von Trübungszonen in Ästuaren (vgl. Postma 1967; Jay und Musiak 1994; van Leussen 1994; Geyer und MacCready 2014; Burchard et al. 2018).

Die konkrete Gestalt eines Ästuars kann dabei aufgrund der sehr spezifischen Strömungsprozesse maßgeblichen Einfluss auf die Ausbildung und Lage eines ETM bzw. mehrerer ETM haben. Der resultierende residuale longitudinale Transport für eine charakteristische Fraktion in der Wassersäule wird wesentlich durch das dynamische Gleichgewicht zwischen Absinken aufgrund der effektiven Sinkgeschwindigkeit der Partikel bzw. Flocken und des Bodenaustausches sowie der (räumlich und zeitlich) variierenden vertikalen Durchmischung determiniert. Neben diesen großräumigen hydrodynamischen Prozessen, die aufgrund des residualen Transportes langfristig zur Akkumulation und lokalen Sedimentverfügbarkeit führen, wird die lokale Sedimentdynamik maßgeblich durch die Abfolge von Resuspension, advektiver Verlagerung und Deposition der verfügbaren Sedimente im Tidezyklus geprägt (vgl. Grabemann et al. 1997; Grabemann 1991, S. 31, Kap. 4). Das vorhandene, natürliche Sedimentinventar eines ETM beeinflusst gemäß der auftretenden Resuspension maßgeblich die auftretenden (lokalen) Sedimentkonzentrationen in der Wassersäule, ist aber langfristig als das Resultat der Akkumulation anzusehen. Gemäß Grabemann (1991, S. 21, 48f., 54) kann zwischen „primären“ (aus dem Oberwasser und dem Meer) sowie „sekundären“ (lokal verfügbare und während der Kenterung an der Sohle deponierte) Sedimentquellen unterschieden werden. Dies führt lokal zu sehr charakteristischen Trübungsverläufen im Bereich der Trübungszone, die sich maßgeblich aus der relativen Lage und Verlagerung der Trübungszone ergeben. Grabemann bezeichnet die wiederkehrenden Phasen von gemessenen Konzentrationsverläufen in Bezug auf die Tideströmungsgeschwindigkeiten in der Weser mit „Advektion“ (Anstieg bei Verlagerung), „Absetzen“ (Abfall zur Kenterung), „Aufwirbelung“ (Anstieg bei Rückverlagerung) und „Erschöpfungsfall“ (Abfall während der Tideströmung nach Rückverlagerung aufgrund des Verbrauchs der sekundären Quelle). Insbesondere die Bezeichnung "Erschöpfungsfall"

verdeutlicht die Bedeutung der sekundären Sedimentquelle. Je nach relativer Lage der Messposition in Bezug auf die mittlere Lage der Trübungszone ergibt sich die beschriebene Reihenfolge für die Abfolge von Flut- und nachfolgender Ebbströmung (oberwasserseitig) oder entgegengesetzt für Abfolge von Ebb- und nachfolgender Flutströmung (seeseitig). Es bilden sich daraus sehr charakteristische, für gleichbleibende Randbedingungen wiederkehrende Verläufe der Trübung über die Tidezyklen aus. In Abhängigkeit der relativen Position ergeben sich gemäß der zutreffenden Phase entsprechende charakteristische Unterschiede für die jeweilige Tideströmung. Anhand idealisierter Modelluntersuchungen konnte zudem gezeigt werden, dass die (lokale) Verfügbarkeit im Sinne des Resuspensionspotenzials der sekundären Quelle lokal maßgeblich über die Dominanz des jeweiligen Transportmechanismus (Abschnitt 2.2) entscheiden kann (Burchard et al. 2013).

Die vertikalen Austauschprozesse sind sehr spezifisch für die jeweilige Sedimentfraktion bzw. Flockenklasse und hängen für kohäsive Sedimente maßgeblich von kurzzeitigen, kleinskaligen Bindungsprozessen auf Ebene der Sedimentpartikel ab (Flockung). Diese sind zudem abhängig von der lokalen Turbulenzbildung, die sich zwischen den Tidephasen unterscheiden kann. Dies hat großen Einfluss auf die resultierende Sinkgeschwindigkeit in der Wassersäule und den Bodenaustausch. Dabei ist zu berücksichtigen, dass die Turbulenzbildung ebenfalls maßgeblich den residualen Transport beeinflusst, der auf der sukzessiven Remobilisierung der Sedimente über eine Vielzahl von Tidezyklen beruht. Gemäß Ausführungen von van Leussen (2011) können die kontinuierlichen Resuspensionszyklen während der Tide als Grundlage für den langfristigen residualen Sedimenttransport angesehen werden. Diese werden als „Bausteine“ für den residualen Transport bezeichnet. Ein ETM ergibt sich demgemäß letztlich als Resultat aus längerfristiger Akkumulation und kurzfristiger lokaler Sedimentdynamik. Die Akkumulation kann dabei als die Nettodeposition aus der Bilanz von residualem Transport, suspendierter Konzentration und Bodenaustausch für einen zugrunde gelegten Zeitraum aufgefasst werden und ggf. in Abhängigkeit der Nutzung des Ästuars Baggermaßnahmen notwendig machen. Die Abbildung eines ETM ist somit nicht ausschließlich durch den gegenwärtig stattfindenden (residualen) Transport in Abhängigkeit der gegenwärtigen Randbedingungen möglich, sondern muss auch das (zuvor akkumulierte) vorhandene Sedimentinventar einbeziehen. Andererseits kann die Abbildung der langfristigen Sedimentdynamik nicht nur anhand des lokal verfügbaren Sedimentinventars erfolgen.

Die Beschreibung eines konkreten ETM wird üblicherweise aus Messungen der Konzentration oder Trübung an einzelnen Positionen im Ästuar oder entlang von Transekten bei Messfahrten abgeleitet. Sowohl die räumliche Lage und der Zeitpunkt der Messung als auch die durchgeführte Auswertung der Messdaten ist dabei entscheidend für die Ableitung des ETMs im Sinne der Intensität (mittlere Konzentration) als auch der (mittleren) Lage und Ausdehnung, für die ein (willkürlicher) Grenzwert der Konzentration zugrunde gelegt werden kann. Aufgrund der Randbedingungen (u.a. Tide, Oberwasser) unterscheiden sich sowohl die horizontale Lage und Ausdehnung sowie die Intensität insbesondere für die Tide über die Tiefe und während den Tidephasen. Dies verdeutlicht, dass die Trübungszone ein räumlich und zeitlich sehr dynamisches Phänomen ist, deren Ausprägung maßgeblich von der zugrunde gelegten Betrachtungsweise (z.B. an einem bestimmten Ort und Zeitpunkt oder mit einer zeitlichen und/oder räumlichen Mittelung) und den Eingrenzungskriterien (z.B. relative/ absolute Konzentration für bestimmten Tiefenbezug) abhängt.

Ein ETM lässt sich zusammenfassend allgemeiner als sich dynamisch verlagernde, durch residualen Transport limitierte Akkumulationszone von Sedimenten mit spezifischen vertikalen Transporteigenschaften auffassen, die zu einer lokal gesteigerten Verfügbarkeit dieser Sedimente führt. Aus der Akkumulation kann sich in diesem Bereich eine verstärkte Sedimentation ergeben und es stellt sich eine erhöhte Trübung in der Wassersäule ein.

2.5 Weserästuar

Das Ästuar der Weser erstreckt sich im Nordwesten Deutschlands ausgehend vom Bremer Weserwehr im Südosten. Das Ästuar ist der tidebeeinflusste Übergang des Weserflusses in die Nordsee und bildet den Abschluss eines Einzugsgebiets von ca. 46 000 km². Eine übersichtliche Beschreibung des Ästuars wird in Lange et al. 2008 gegeben. Abbildung 2.10 zeigt die Lage und Ausdehnung des Ästuars. Zudem sind der Verlauf der Fahrrinne der Bundeswasserstraße mit Kilometrierung und die Lage ausgewählter Messstationen dargestellt. Der Nullpunkt der Kilometrierung des Ästuars liegt bei der Wilhelm-Kaisen-Brücke in Bremen. Das Wehr im Süden bei Hemelingen (Km -4) begrenzt den Tideeinfluss und bildet die Grenze des Ästuars zum Oberwasser. Der dort beginnende Abschnitt bis zur Mündung in die Nordsee bei Bremerhaven (Km -4 bis 65) wird als Unterweser bezeichnet, weist einen kanalartigen Querschnitt auf und stellt den südlichen Teil des Weserästuars dar. Seeseitig von Bremerhaven weitet sich der trichterförmige Querschnitt kontinuierlich nach Nordwesten auf und es erfolgt der Übergang zur offenen See. Dieses Gebiet wird als Außenweser bezeichnet und bildet den nördlichen Teil des Weserästuars. Im Süden schließt der Jadebusen, eine Bucht ohne nennenswerten Süßwasserzufluss, an die Außenweser als Teil des Ästuarsystems an (vgl. Lang 2003). In der Außenweser prägen Tiderinnen und ausgedehnte Wattflächen das Erscheinungsbild des Ästuars, die durch den Einfluss von Wind und Gezeiten einer kontinuierlichen Veränderung unterliegen. Der Fedderwader Arm/ die Hohewegrinne im Südwesten und der Wurster Arm/ die Tegler Rinne im Nordosten bilden ab ca. Km 80 die zwei bedeutendsten durchgehenden Rinnensysteme, die durch die Wattflächen Robbenplate und Tegeler Plate getrennt werden. Der gegenwärtige Verlauf der Fahrrinne führt durch die südwestliche Rinne, deren Verlauf durch Stabilisierungsbauwerke und kontinuierliche Baggermaßnahmen erhalten wird. Zur Nutzung des Ästuars für die Schifffahrt erfolgten in der Vergangenheit zahlreiche Anpassungsmaßnahmen und Ausbauten der Fahrrinne. Das heutige morphologische Erscheinungsbild des Weserästuars ist teilweise das Ergebnis dieser historischen Anpassungsmaßnahmen zur Korrektur des natürlichen Verlaufes. Die sogenannte erste Unterweser-Korrektur zwischen 1887 und 1895 stellt den Beginn gezielter Anpassungsmaßnahmen dar, mit der u.a. eine Schiffbarkeit bis Bremen für einen Tiefgang von 5 m angestrebt wurde. Es folgten weitere Ausbaumaßnahmen mit zunehmender Vertiefung des Fahrwassers bis hin zur letzten Anpassung der Außenweser im Jahr 1999. Die Fahrrinne hat heute eine Ausbautiefe von 9 m u. SKN (ca. - 11 m NHN) in der Unterweser und ab Km 65 von 14 m u. SKN (ca. - 16,5 m NHN). Diese Maßnahmen haben zu einer deutlichen Veränderung der Tidedynamik geführt. So erhöhte sich der Tidehub von ursprünglich 20 cm in Bremen heute auf im Mittel 4,1 m (2003-2007, Große Weserbrücke, WBR; Km 0). Bei Weser Km 65 liegt dieser im Mittel noch bei 3,8 m (Bremerhaven Alter Leuchtturm; Km 66,64), während der Tidehub in der Außenweser im Mittel 2,8 m beträgt (Lange et al. 2008). Demgemäß kann das Weserästuar als mesotidales, hypersynchrones Ästuar eingeordnet werden. Die semidiurnale Tide in der Nordsee führt dabei zu einem halbtäglich wiederholenden Fall und Anstieg des Wasserstandes im Ästuar, wobei es zur Verschiebung der Flut- und Ebbsdauer mit Vordringen der Tidewelle und deren Reflexion kommt. Es ergeben sich daraus unterschiedlich ausgeprägte Asymmetrien zwischen den Tidephasen. Zwischen Spring (4 m) und Nipp (3 m) Tide ergibt sich im Mittel ein Unterschied von ca. 1 m im Tidehub bei Bremerhaven (Grabemann et al. 1997). Der exemplarisch gezeigte Tidewasserstand in Tabelle 2.3 für den Pegel BAL (Km 66,64) schwankt im Mittel (2004 - 2013) zwischen -1,96 m NN (MTnw) und +1,84 m NN (MThw). Der Oberwasserzufluss beträgt im Mittel 322 m³/s am Pegel Intschede (INT, ca. Km - 35, Oberststrom) und variiert im Mittel (1941 – 2014) zwischen 116 m³/s (MNQ) und 1200 m³/s (MHQ) (vgl. Tabelle 2.3). Der bei INT gemessene Abfluss stellt den wesentlichen Anteil am Süßwassereintrag in die Unterweser dar (Grabemann 1991). Neben der Weser münden noch weitere, deutlich kleinere Gewässer ins Weserästuar, wovon die Ochtum (917 km²), die Lesum (2187 km²) und die Hunte (2635 km²) die mit Abstand größten Einzugsgebiete aufweisen.

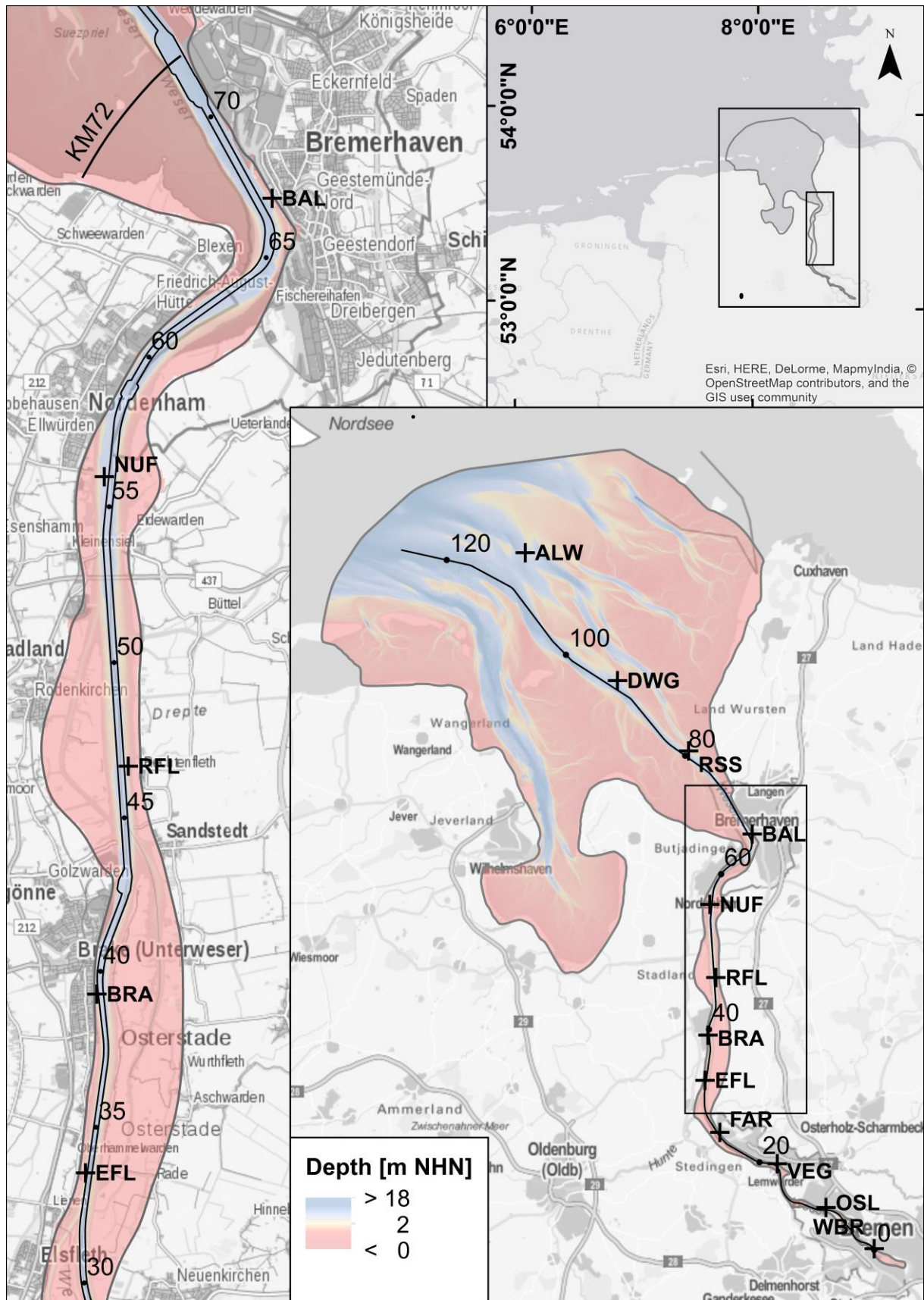


Abbildung 2.10: Übersicht zur Lage des Weserästuars entsprechend des gewählten Modellgebietes mit Messstationen und Fahrrinne mit Kilometrierung. Tiefenausschnitt der verwendeten Bathymetrie (BfG 2014a; Heyer und Schrottke 2013). Detaillierte Darstellung des Fokusgebietes im nördlichen Abschnitt der Unterweser (Km 30 bis 75).

Durch den Süßwasserzufluss kommt es zur Vermischung mit dem Salzwasser der Nordsee und es bildet sich eine Brackwasserzone (2...20 ppt) aus, die sich im Wesentlichen in Abhängigkeit der Tide und des Oberwassers verlagert. Im Mittel liegt die Brackwasserzone zwischen Km 45 und 70 zur Flutkenterung und zwischen Km 60 und 92 bei Ebbkenterung, wobei es während der Kenterung zu einer temporären Schichtung kommt. Demgemäß kann das Ästuar als teilweise durchmischte klassifiziert werden. Die Schwebstoffkonzentration im Oberwasser (Messstation Intschede) liegt im Mittel (1970-2014) bei $0,036 \text{ kg/m}^3$. Extremwerte können den Mittelwert allerdings deutlich übersteigen. Daraus ergibt sich eine mittlere jährliche Schwebstofffracht von $4,86 \text{ E}+5 \text{ t/a}$ ins Ästuar (vgl. Tabelle 2.3). Die genaue Größenordnung des seeseitigen Eintrags ist unbekannt (Grabemann und Krause 2001). Im Ästuar wird als typische Schwebstoffkonzentration $0,05 \text{ kg/m}^3$ genannt, während im Bereich der Trübungszone (Abschnitt 2.5.3) und insbesondere an der Sohle während der Kenterung deutlich höhere Konzentrationen auftreten können (Kösters et al. 2014).

Tabelle 2.3: Gewässerkundliche Größen für die Weser für die Jahre 2009 und 1941–2014 aus dem Deutschen Gewässerkundlichen Jahrbuch Weser und Emsgebiet (NLWKN 2009, 2014).

Gewässerkundliche Größen	Abk.	Ort	2009	1941 – 2014	
Abfluss		INT	[m ³ /s]	[m ³ /s]	
Niedrigster Abfluss	NQ	31.08.2009	93	15.09.1959	60
Mittlerer niedrigster Abfluss	MNQ		-		116
Mittelwert	MQ		234		322
Mittlerer höchster Abfluss	MHQ		-		1200
Höchster Abfluss	HQ	15.03.2009	761	12.02.1946	3500
<hr/>					
			2009	1970 – 2014	
Schwebstoffkonzentration		INT	[g/m ³]	[g/m ³]	
Mittlere Konzentration			28		36
Größte Konzentration		26.03.2009	144	06.10.1993	851
Schwebstofffracht			[t/a]	[t/a]	
Jährliche Fracht ¹			2.9E+5		4.9E+5
<hr/>					
			2009	2005 – 2014	
Tidewasserstand		BAL	[mNN]	[mNN]	
Niedr. Tideniedrigwasser	NTnw	21.10.2009	-2,91	14.02.2013	-3,24
Niedr. Tidehochwasser	NThw	02.02.2009	0,4	23.03.2013	-0,36
Mittl. niedr. Tideniedrigwasser	MNTnw		-		-3,06
Mittl. niedr. Tidehochwasser	MNThw		-		0,34
Mittl. Tideniedrigwasser	MTnw		-1,92		-1,94
Mittl. Tidehochwasser	MThw		1,78		1,83
Mittl. höchst. Tideniedrigwasser	MHTnw		-		0,90
Mittl. höchst. Tidehochwasser	MHThw		-		3,99
Höchst. Tideniedrigwasser	HTnw	04.10.2009	0,06	05.12.2013	1,61
Höchst. Tidehochwasser	HThw	04.10.2009	3,52	06.12.2013	4,99

¹ unvollständige Messreihe für 2009 (Datenlücken im Dezember)

2.5.1 Hydrologische und meteorologische Bedingungen in 2009

Gemäß Gewässerkundlichem Jahrbuch 2009/2010 kann das Abflussjahr 2009 als geringfügig zu warm und zu trocken im Vergleich zum langjährigen Mittel eingestuft werden. Das Sommerhalbjahr 2009 war nahezu durchschnittlich feucht und nur geringfügig wärmer als im Vergleich zum mehrjährigen Jahresdurchschnitt. Der Winter 2009/2010 kann als deutlich zu warm und zu trocken eingestuft werden, wobei im März 2009 überdurchschnittliche hohe Niederschläge (+21%) aufgetreten sind. Es ergeben sich demgemäß für das Jahr 2009 geringfügig geringere Abflüsse. Der mittlere Abfluss im Kalenderjahr 2009 lag gemäß Tabelle 2.3 mit $234 \text{ m}^3/\text{s}$ (MQ) unter dem langjährigen Mittel ($322 \text{ m}^3/\text{s}$). Der höchste Abfluss trat entsprechend der hohen Niederschläge im März auf, während sich der geringste Abfluss am Ende des Monats August nach einer Periode anhaltend geringer Abflüsse einstellte, bevor es wieder zur Zunahme im Winter kam. Die mittlere Schwebstofffracht des Oberwassers lag bei einer mittleren Konzentration von $0,028 \text{ kg}/\text{m}^3$ mit $2,9 \text{ E}+5 \text{ t/a}$ unter dem langjährigen Mittel, aber in der gleichen Größenordnung. Dies lässt sich ggf. auf den mit $761 \text{ m}^3/\text{s}$ vergleichsweise geringen Spitzenabfluss zurückführen.

Des Weiteren können die metrologischen Bedingungen im Jahr 2009 in Bezug auf die mittlere Windstärke, Sturmintensität und Anzahl von Sturmtagen als durchschnittlich angesehen werden (vgl. Abschnitt A.5.3). Der niedrigste Wasserstand liegt somit erwartungsgemäß über den langfristigen Extremwerten und der höchste Wasserstand deutlich unter den langfristigen Extremwerten. Die mittleren Tidewasserstände weichen kaum vom langjährigen Mittel ab (Tabelle 2.3).

Zusammenfassend können die Bedingungen für 2009 als relativ repräsentativ gemäß der geringen Abweichung von den mittleren hydrologischen und metrologischen Bedingungen angesehen werden. Zudem konnten für 2009 keine außergewöhnlichen Zustände oder Extremereignisse festgestellt werden. Die verwendeten Daten für die Modellierung sind detaillierter in Abschnitt 4.3 beschrieben.

2.5.2 Morphologie und Sedimentinventar

Das oberflächennahe Sedimentinventar der Weser variiert im Wesentlichen zwischen feinen bis hin zu groben Sanden. An einzelnen flacheren, ufernahen Bereichen dominieren feinere, kohäsive Sedimente. Entlang der Fahrrinne wechseln Abschnitte von vorrangig groben Sanden und Mittel- bis Feinsanden (Lange et al. 2008, Heyer und Schrottke 2013). Es bilden sich teilweise komplexe Dünenstrukturen unterschiedlicher Größen, die z.B. in der Unterweser von im Mittel 2-3 m Höhe und 50 m Länge reichen, wobei Höhen von bis zu 6 m und Längen von bis zu 150 m auftreten können. Als Riffelstrecke wird der Abschnitt zwischen Km 20 und 50 bezeichnet, der sich durch entsprechende ausgeprägte Sohlformen auszeichnet (BfG 2014b). Durch die kontinuierlichen Unterhaltungsbaggermaßnahmen ergeben sich teilweise deutliche Störungen der natürlichen Sohlstrukturen.

Eine Ausnahme der natürlichen Sedimentverteilung bildet der von der Trübungszone geprägte Abschnitt zwischen Nordenham und Bremerhaven ($50 > \text{Km} > 70$). In diesem Abschnitt dominieren sehr feine Sedimente, die ein kohäsives Verhalten aufweisen (vgl. Abbildung 2.11). Die Sohle ist abschnittsweise sehr eben (Schrottke et al. 2006; Becker 2011). Die Deposition von vorrangig feineren Sedimentfraktionen in der Fahrrinne führt zu Notwendigkeit aufwendiger Unterhaltungsbaggermaßnahmen (BfG 2014b). Abbildung 2.11 zeigt die Verteilung der kohäsiven Fraktion entlang der Fahrrinne und verdeutlicht die Dominanz im Bereich zwischen Km 50 bis 70. Abbildung A.1 im Anhang A.5.1 zeigt ergänzend die interpolierte räumliche Verteilung der kohäsiven Fraktion ($<63 \mu\text{m}$) im Weserästuar und verdeutlicht ebenfalls die Dominanz dieser Fraktion im Abschnitt bei Km 60. Während es im übrigen Ästuar im Wesentlichen nur in flacheren Seitenbereichen zu einem erhöhten Anteil dieser Fraktion kommt, ergeben sich für diesen Bereich auch in der Fahrrinne deutlich erhöhte Anteile.

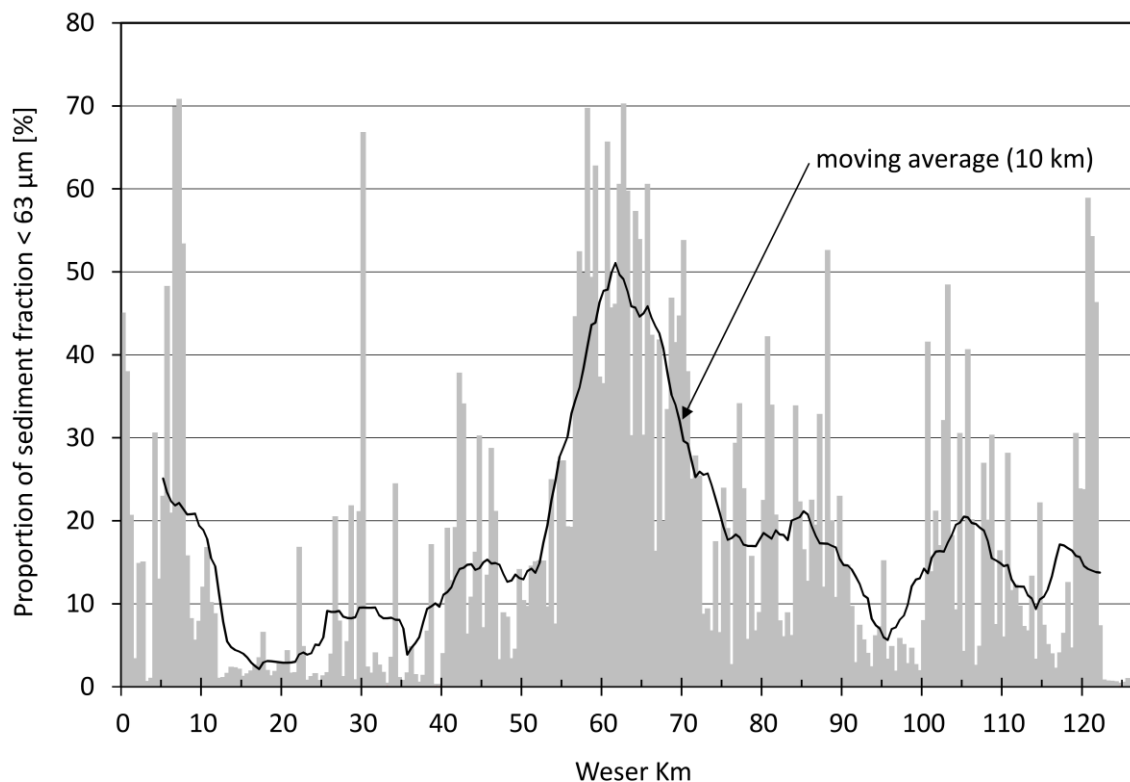


Abbildung 2.11: Anteil der kohäsive Sedimentfraktion (< 63 µm) entlang der Fahrrinne im Weserästuar auf Grundlage interpolierter zeitlicher Mittel der Korngrößenverteilung (Quelle:Heyer und Schrottke 2013).

2.5.3 Sedimentdynamik, Trübungszone und Sedimentation

Die wissenschaftliche Untersuchung der Trübungszone der Weser reicht bis zum Ende des vorletzten Jahrhunderts zurück. Erste Untersuchungen der Sedimentverteilung im Weserästuar wurden von SEYFERT in den Jahren 1890/91 durchgeführt. Danach folgten in den 50er Jahren des zwanzigsten Jahrhunderts Untersuchungen von LÜNEBURG sowie in den 70er/80er Jahren von WELLERHAUS (Grabemann 1991, S. 18). In den Jahren 1983/85 wurden umfangreiche Messkampagnen im Rahmen des Feldexperiments MASEX (Mud and Suspended Sediment Experiment) als Kombination von Dauermessstellen und Messung von Transekten von Schiffen durchgeführt (Fanger 1986; Rietmöller et al. 1988). Es wurden neben der Messung von Temperatur und Salzgehalten im Wesentlichen umfangreiche Trübungsmessungen im Bereich der Trübungszone durchgeführt. Die Messdaten wurden insbesondere in Bezug auf die Variabilität der Schwebstoffkonzentration in der Arbeit von Grabemann (1991) und weiteren Untersuchungen (u.a. Grabemann und Krause 1989; Grabemann et al. 1997) ausgewertet. Zudem wurden diese für den Vergleich mit den Ergebnissen von numerischen Modelluntersuchungen der Sedimentdynamik in Arbeiten von Lang (1990) und Malcherek (1995) verwendet. Weitere Feldmessungen wurden mit dem Fokus auf die Untersuchung der Ausbildung von Flüssigschlück in den Jahren 2004/05 sowie 2009/10 durchgeführt. Diese umfassen umfangreiche Probenahmen, Strömungsgeschwindigkeitsmessungen mittels ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) sowie insbesondere weitere akustische Messungen in unterschiedlichen Frequenzbereichen, die das Detektieren von Flüssigschlückschichten zulassen. Diese Messungen wurden u.a. in folgenden Veröffentlichungen und Arbeiten dargestellt und ausgewertet: Schrottke et al. (2006), Becker (2011) und Papenmeier (2012).

Aus der Messung der lokalen Schwebstoffdynamik im Tidezyklus wird gezeigt, dass verschiedene Randbedingungen (Tide, Spring-Nipp, Oberwasser, Sturmereignisse) einen relevanten Einfluss auf die Trübungszone haben. Der Oberwasserabfluss kann als der wesentliche Faktor für die jährliche, saisonale Verlagerung der Trübungszone angesehen werden (Grabemann und Krause 2001). Verschiedene Untersuchungen grenzen die typische Lage zwischen Weser Km 30 und 90 im Bereich der Brackwasserzone ein. Bei geringen Oberwasserabflüssen befindet sich das ETM weiter stromaufwärts und bei größeren Abflüssen weiter stromabwärts. Am häufigsten befindet sich das ETM im Bereich zwischen Weser Km 45 und 70 (Kösters et al. 2014; Grabemann 1991). Außerhalb der Trübungszone liegen die Jahresmittel der Schwebstoffgehalte bzw. suspendierten Sedimentkonzentration (*ssc*) bei $ssc = 0,03 - 0,05 \text{ kg/m}^3$, wobei größere tägliche Schwankungen auftreten. Die täglichen Mittelwerte liegen i. d. R. unter $ssc < 0,1 \text{ kg/m}^3$, wobei $ssc \geq 0,6 \text{ kg/m}^3$ überschritten werden können (Grabemann 1991, S. 18). In der Trübungszone wird von um den Faktor 5-10 erhöhten Konzentrationen berichtet, die zwischen $ssc = 0,03 - 1,50 \text{ kg/m}^3$ variieren können (Grabemann 1991). In Sohlhöhe können Konzentrationen deutlich über $ssc > 10 \text{ kg/m}^3$ auftreten (Grabemann 1991; Grabemann et al. 1997; Grabemann und Krause 2001; Papenmeier 2012; Kösters et al. 2014). Grabemann (1991, S. 33) grenzt beispielsweise die räumliche Ausdehnung der Trübungszone mit einer auftretenden Konzentration $ssc \geq 0,25 \text{ kg/m}^3$ in Sohlhöhe ein. Die Verlagerung der Trübungszone während der Tide führt zu charakteristischen Trübungsverläufen, die auf die Kombination aus lokaler Resuspension, der advektiven Verlagerung und Erschöpfung des lokalen Sedimentinventars (sekundäre Quellen) sowie der Deposition während der Kenterung erklärt werden können (Abschnitt 2.4). In Abhängigkeit der relativen Position einer festen Messstation zur relativen Lage der Trübungszone ergeben sich so sehr spezifische lokale Verläufe. Die mittlere Lage der Trübungszone im Sinne der Lage der sekundären Sedimentquellen wird dabei maßgeblich durch das Oberwasser sowie weitere Randbedingungen (Spring-Nipp-Verlauf, Wind bzw. Sturmereignisse) beeinflusst. Daraus ergibt sich eine relative Verschiebung der lokalen charakteristischen Verläufe in Abhängigkeit der relativen Messposition (Grabemann 1991, S. 23, 48, 54, 97).

Durch die genannten, späteren Feldmessungen (Schrottke et al. 2006) in der Weser kann deutlich gezeigt werden, dass sich in der Fahrrinne im Bereich der Trübungszone, temporär zur Kenterung, tatsächlich sehr hoch-konzentrierte sohlnahe Sedimentsuspensionen in Form von Flüssigschlick ($ssc \geq 10 \text{ kg/m}^3$) ergeben. Während der Großteil der deponierten Sedimente wieder resuspendiert wird, geben die Messungen deutliche Hinweise, dass ein geringer Teil nach jedem Tidezyklus an der Sohle verbleibt. Dies wird u.a. auf Prozesse wie Konsolidierung zurückgeführt und kann zu einer langfristigen (Netto-) Deposition an der Sohle führen (Schrottke et al. 2006), was eine Erklärung der erforderlich gewordenen Baggermaßnahmen an diesen Stellen ist. Gemäß der Auswertung der Feldmessungen von Papenmeier (2012) treten verschiedenen Zustandsformen von deponierte Sedimenten an der Sohle u.a. in Abhängigkeit der suspendierten Sedimentkonzentration ($ssc < 10 \text{ g/l} < \text{Flüssigschlick I} < 200 \text{ g/l} < \text{Flüssigschlick II} < 500 \text{ g/l}$) auf. Während Flüssigschlick I eine geringe Viskosität aufweist, ergibt sich für Flüssigschlick II eine so hohe Viskosität, die die Messung mit dem verwendeten Verfahren (Rotationsrheometer) nicht mehr zulässt (Papenmeier 2012, S. 6). Die Ausbildung von Flüssigschlick II wird dabei mit der auftretenden, erosionsstabilen, langfristigen Deposition in Verbindung gebracht, die zu den Baggermaßnahmen führt. Die akustischen Messungen (Detektion einer akustischen Grenzfläche aufgrund des sich einstellenden Lutocline) zeigen, dass die Flüssigschlickschichtung bis zu einige Stunden vor und nach Kenterung auftreten kann. Die Schichtmächtigkeit von der Sohle kann dabei 3 – 4 m betragen (Papenmeier 2012). Diese Beobachtung decken sich mit dem genannten, aus den früheren Messungen abgeleiteten Vorhandensein der sekundären Schwebstoffquellen (Grabemann 1991, S. 23). Desweiteren wurde beobachtet, dass mobile Flüssigschlickschichten eine erhöhte Resistenz gegen Entrainment aufweisen und so teilweise bis zur nächsten Kenterung erhalten bleiben, was auf durch mäßige Turbulenz begünstigte Entwässerung und Konsolidierung zurückgeführt wird. Zudem kann es durch die hoch konzentrierte Suspension zu einer Dämpfung der Turbulenz kommen

(Becker 2011, S.6, 72ff.; vgl. Abschnitt 2.3.4). Dies kann ebenfalls die Ausbildung erosionsstabiler Ablagerungen erklären. Welche Prozesse im Detail und quantitativ in welchem Ausmaß an einer Stabilisierung bzw. Erosionsreduzierung der deponierten Sedimente beteiligt sind, ist Gegenstand der Forschung. Des Weiteren konnte gezeigt werden, dass sich das Entrainment für Flüssigschlick in Dünentälern deutlich von dem zuvor beschriebenen Verhalten von mobilen Flüssigschlick in Abschnitten mit ebener Sohle unterscheidet. Aufgrund des advektiven Eintrags von sich an den Dünenkuppen ausbildenden Turbulenzen kommt es zum deutlich stärkeren Entrainment, das sich zudem mit auftretenden Geschiebetransport, der ebenfalls vorkommenden Sande, überlagert (Becker 2011, S. 6, 60ff.).

Grundsätzlich ist zu berücksichtigen, dass die beschriebenen Messkampagnen zeitlich und räumlich begrenzt sind und somit kein allgemeingültiges Bild des Bodenaustausches geben können. Bisher kann nicht quantifiziert werden, mit welcher Rate und in welcher Größenordnung die Stabilisierung bzw. Verfestigung (resultierende kritische Schubspannung) stattfindet oder in welchem Umfang es zur Reduzierung der Erosion (effektiven Schubspannung) kommt. Zudem tritt Flüssigschlick grundsätzlich nicht als eine kontinuierliche Schicht auf, sondern formt sich teilweise nur an einzelnen Stellen. Demgemäß können lokale Punktmessungen ggf. kein repräsentatives Bild ergeben (Becker 2011).

Für die Ausbildung der Trübungszone in der Weser wurde bisher die Tideasymmetrie als wichtigster Mechanismus identifiziert (vgl. Lang 1990 sowie Grabemann 1991), welcher die Bedeutung der reinen Gravitationszirkulation bei der Ästuarinen Zirkulation übersteigt. Gemäß Lang (1990) wird tidal pumping (vgl. Abschnitt 2.2.2) eine maßgebliche Bedeutung zugeschrieben, wobei die zugrunde liegende Modelluntersuchung sich im Wesentlichen auf die kurzfristige lokale Ausbildung und Dynamik der Trübungszone in der Unterweser beziehen und Prozesse im äußeren Ästuar nicht betrachten. Als primäre Sedimentquelle kann die Nordsee angesehen werden. Das Weserästuar kann als temporär geschichtetes, teilweise bis gut durchmischtes Ästuar mit maßgeblichem Oberwasserzufluss charakterisiert werden (vgl. Abschnitt 2.1). Zudem wurde die Tideasymmetrie in der vertikalen Durchmischung für die ETM-Ausbildung im das Weserästuar als entscheidend identifiziert. In Bezug auf den *Fr-M*-Parameterraum (Abbildung 2.4) kann demgemäß das Weserästuar dem unteren rechten Bereich „teilweise“ (partially mixed) bis „gut durchmischt“ (well mixed) zugeordnet werden. Eine detailliertere Einordnung erfolgt mit Verweis auf den Umfang und die Zielstellung dieser Arbeit (Abschnitt 1.2) nicht.

Von Lang (1990) und Malcherek (1995) wurden numerische Modelle der Weser aufgebaut, um die lokale Sedimentdynamik im Bereich der Trübungszone wiederzugeben. Aufgrund der zu dieser Zeit verfügbaren Modellierungstechnik, Rechenressourcen und zur Verfügung stehenden Messdaten ist die Ausdehnung und Auflösung der Modelle sowie die Simulationsdauer begrenzt. Durch Abbildung des lokalen Bodenaustausches und des Sedimenttransportes in Abhängigkeit der modellierten hydrodynamischen Prozesse sowie initialer Sedimentbelegung und der vorgegebenen Randbedingungen können dennoch gemessene Sedimentkonzentrationen für die Abbildung eines begrenzten Zeitraums (einige Tidezyklen) für einen Abschnitt bzw. die gesamte Unterweser wiedergegeben werden. Lang konnte eine ähnliche Sedimentdynamik im Modell im Vergleich zu den Messungen reproduzieren. U. a. aufgrund einer konzentrationsabhängigen Sinkgeschwindigkeitsformulierung (ähnlich Gleichung A.6a) kann allerdings eine starke Abnahme der Konzentration während der Kenterung nicht abbildet werden. Für geringe, konstante Sinkgeschwindigkeiten ($w_s = 0,2$ mm/s) stellte sich im Modell von Malcherek keine Trübungszone ein. Hingegen konnte hier durch Verwendung einer Formulierung in Abhängigkeit der Turbulenz und Konzentration (entsprechend Gleichung A.6 in Kombination mit A.7) kurzfristig der charakteristische Verlauf Sedimentkonzentration während einiger Tidezyklen in Übereinstimmung zu Messungen wiedergegeben werden. Die Modelle können somit auf Grundlage der initial vorgegebenen Sekundärquelle im Sinne eines klassischen, erosionslimitierten Modellansatzes die gemessene Schwebstoffdynamik nur für einen begrenzten Zeitraum wiedergeben. Die Ausbildung der Trübungszone im Sinne eines residualen Importes (Abschnitt 2.2) aus einer Primärquelle kann gemäß der

Modellausdehnung grundsätzlich nicht im Modell abgebildet werden. Dies führt für die Abbildung der Trübungszone im Modell allerdings dazu, dass es – gemäß der notwendigen Erosion entsprechend der beobachteten Trübung – zum langfristigen Verlust statt zur Akkumulation von Sediment im Modell kommt (Lang 1990, S. 65; Malcherek 1995, S. 162, 184ff.).

2.5.4 Unterhaltungsmaßnahmen

Der Unterhaltungsschwerpunkt der Unterweser fällt mit der typischen Lage der Trübungszone zusammen. Im Mittel ergeben sich 80 % der jährlichen Baggervolumen der Unterweser im 14 Km langen Gewässerabschnitt zwischen Km 51 und 65 (20 % der Gesamtlänge der Unterweser). Wie beschrieben dominieren in diesem Bereich kohäsive Sedimente (Abbildung 2.11) und es fallen bei Unterhaltungsbaggermaßnahmen der Fahrrinne entsprechend hauptsächlich feine Sedimente an. Die Sedimentation der feinen Fraktion findet trotz relativ hoher, während der Tideströmung auftretender Fließgeschwindigkeiten statt. Bis zu 90 % der bei den Baggermaßnahmen anfallenden Korngrößenverteilung in der Fahrrinne ist geringer als 0,2 mm. Im Bericht 1794 der Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG) zum Sedimentmanagementkonzept Tideweser (BfG 2014b) werden die Schlickstrecke Nordenham (Weser Km 55 bis 58.5) sowie der Blexer Bogen (Weser Km 62 bis 65) als Schwerpunkte für die Unterhaltungsbaggerungen in der Unterweser genannt. Der jeweilige Anteil an den jährlichen Baggermengen für die Unterweser beträgt für die Schlickstrecke zwischen 31 – 55 % und für den Blexer Bogen zwischen 26 – 50 %.

Für die Unterhaltung der Fahrrinne der Bundeswasserstraße und die Gewährleistung einer Sohltiefe des Gewässers für die Sicherheit und Leichtigkeit des Schiffsverkehrs ist die Wasser- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes (WSV) zuständig. Durch diese werden die auftretenden Baggervolumen dokumentiert, wobei die Bilanzierungsabschnitte (Peilblätter) eine Auflösung von ca. 3 Kilometern entlang der Fahrrinne aufweisen und Baggermaßnahmen tagesgenau zugeordnet werden. Eine detailliertere operative Überwachung und Aufzeichnung der Baggermaßnahmen findet über das EDV-System MoNa¹⁰ statt. Im Bereich der Trübungszone kommen im Wesentlichen Hopperbagger zum Einsatz und das feine Baggergut aus diesen Abschnitten wird hauptsächlich in ausgewiesenen Bereichen in der Außenweser bei Km 80 – 90 verklappt. Für „schlickiges“ (kohäsives) Material wird das Baggervolumen einheitlich durch Messung des Sedimentvolumens nach Trennung von Wasser und Sediment durch Zentrifugation der Sedimentprobe bestimmt. Die Probe wird in der mittleren Höhe des Laderaumes entnommen (BfG 2014b). Für die Durchführung der konkreten Baggermaßnahme ist zu berücksichtigen, dass diese nicht ausschließlich von der gemessenen Sedimentation (Mindertiefen) durch vorherige Peilung in der Fahrrinne, sondern auch von operativen Gesichtspunkten abhängen. Zudem ergibt sich immanent aus dem Unterhaltungsablauf eine gewisse zeitliche Verzögerung zwischen tatsächlicher Sedimentation, Feststellung des Handlungsbedarfs (Peilung) und Durchführung der einzelnen Beseitigungsmaßnahme (BfG 2014b). Die monatlichen Bilanzen können aber durchaus als guter Indikator für die mittlere saisonale Intensität und Lage der auftretenden Sedimentation angesehen werden, welche mittelfristig zur Veranlassung der Maßnahmen führt.

Abbildung 2.12 zeigt für das Jahr 2009 die monatlichen Summen der Baggermengen, wobei die einzelnen Maßnahmen mit einer deutlich höheren Frequenz durchgeführt werden (vgl. Abbildung A.3). Das anfallende Baggergut im Bereich Km 51 und 65 teilt sich im Wesentlichen innerhalb der Abschnitte (vgl. Abbildung A.2) zwischen den zugrunde liegenden Peilabschnitten Schlickstrecke Nordenham (Km 55 – 58.5) und Blexer Bogen (Km 62 – 65) auf. Außerhalb und zwischen diesen Bereich fällt deutlich weniger Baggergut an (vgl. Abbildung A.3). Für 2009 kann gemäß Abbildung 2.12 exemplarisch gezeigt werden,

¹⁰ MoNa – Monitoring Nassbaggerarbeiten (vgl. www.hmt-dredging.de/index.php/mona.html; Stand 16.03.2018)

dass es nach einer Phase von erhöhtem Oberwasser zu einer verstärkten Ablagerung im Abschnitt Blexen kommt und eine Verschiebung nach Nordenham in Richtung Oberwasser für eine Phase längeren geringen Oberwasserabflusses erfolgt. Für andere Jahre ergeben sich ähnliche Muster und eine vergleichbare Größenordnung der Baggermengen (vgl. Abschnitt A.5.2, Abbildung A.4 und A.5). Für 2009 resultiert daraus insgesamt eine Baggermenge von ca. 2,2 Mio. m³ zwischen Km 51 und 68, wovon der Großteil von 2,0 Mio. m³ auf die Schwerpunkte (ca. 0,5 Mio. m³ bei Blexen, Km 62 – 65 und ca. 1,5 Mio. m³ bei Nordenham, Km 55 – 58.5) entfällt. Bei einer gemäß der Volumenermittlung angesetzten Trockendichte von ca. $\rho_d = 1,65 \text{ t/m}^3$ (Porosität von ca. $n \approx 0,4$) ergibt sich insgesamt eine Masse von 3,6 Mio. t zwischen Km 52 – 65. Die ermittelte Masse ist aufgrund der Bestimmung als Abschätzung aufzufassen. Gemäß der einheitlichen und definierten Volumenbestimmung bei der Messung ist zu erwarten, dass diese allerdings deutlich genauer ausfällt als eine Abschätzung aus ermittelten Mindertiefen und gewissen vertikalen Baggertoleranzen (30 ... 50 ± 20cm) bei der Beseitigung. Auch wenn sich aufgrund der Volumenbestimmung und Umrechnung ggf. gewisse Abweichungen ergeben, wird angenommen, dass die Größenordnung somit (Mio.t/a) ausreichend gut abgeschätzt und demgemäß als Indikator für die saisonale Sedimentation angesetzt werden kann.

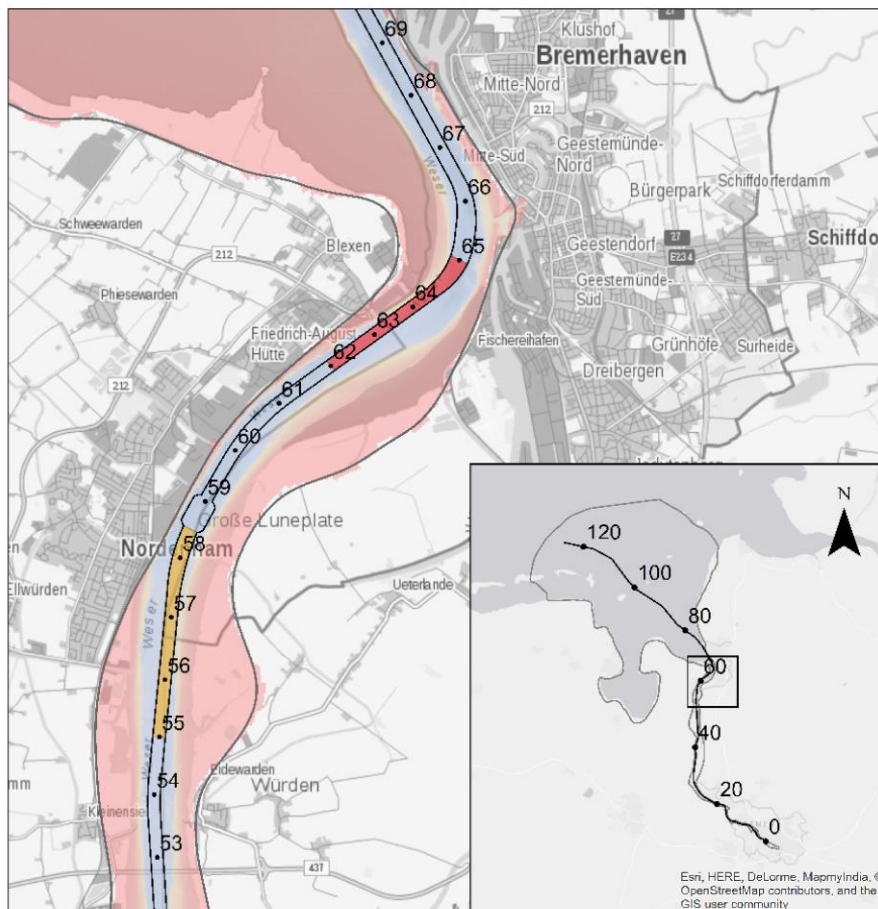
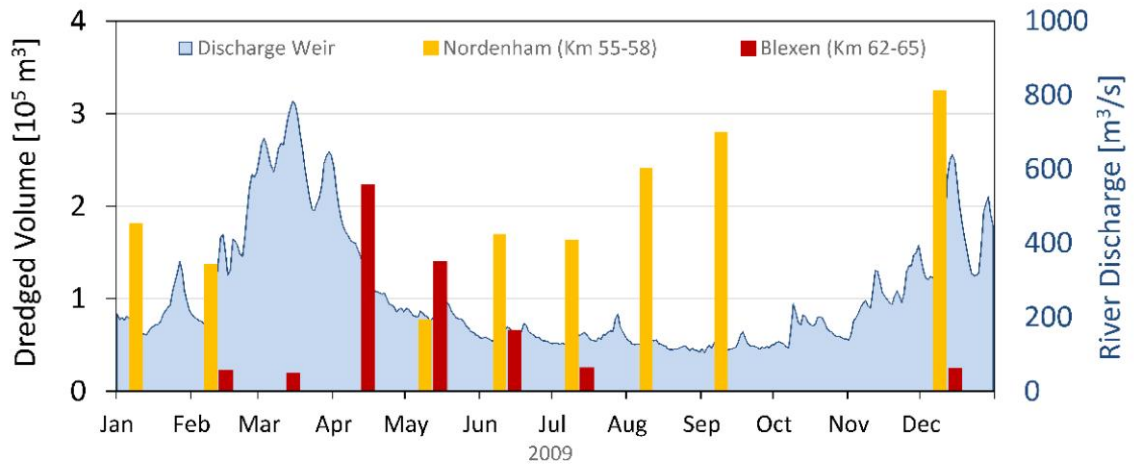


Abbildung 2.12: Schwerpunkte der Unterhaltungsbaggerungen in der Unterweser in 2009 (gelb: Schlickstrecke Nordenham, Km 55–58; rot: Blexer Bogen, Km 62–65). Gebaggertes Volumen und Oberwasserabfluss sowie Lage der zugehörigen Unterhaltungsabschnitte (Datenquelle: WSV).

2.6 Modellierung von Trübungszonen

Die Abbildung des großräumigen Sedimenttransports in Küstengewässern und Ästuaren erfolgt u.a. in der wasserbaulichen Praxis und anwendungsbezogener Forschung üblicherweise mittels numerischer Modellierungsverfahren. Dazu werden entsprechende hydrodynamisch-numerische (HN) Modelle aufgebaut, die den Sedimenttransport auf Grundlage des modellierten Strömungsfeldes und der Turbulenz abbilden können. Dies erfolgt i. d. R. durch Kopplung eines HN-Modellierungsverfahrens mit einem Verfahren zur Berechnung des Sedimenttransports als Lösung der Advektions-Diffusions-Transportgleichung. Die zugrunde liegenden mathematischen Gleichungen werden für diskretisierte Zeitschritte auf einem Modellgitter zur diskreten Abbildung eines bestimmten Gebiets numerisch gelöst. Zur Abbildung des Transportverhaltens werden i. d. R. aufgrund der nur begrenzt zeitlich und räumlich verfügbaren Messdaten, der möglichen Modellauflösung sowie der berücksichtigten Skalengebiete und abbildbaren Prozesse in Abhängigkeit der verfügbaren Rechenleistung deutlich vereinfachte, parametrisierte empirische Formulierungen verwendet (Abschnitt 2.3.3 und 2.3.4). Diese Modelle können neben der Verbesserung des grundsätzlichen Systemverständnisses sowie der Modellierungsverfahren selbst unterschiedlichen Anwendungszwecken dienen. Dies sind z. B. die Abbildung der morphodynamischen Entwicklung zur Optimierung von Baggermaßnahmen oder der Trübungsentwicklung für Fragestellungen der Wasserqualität (Abschnitt 1.1).

In klassischen Sedimenttransportmodellen werden dazu, neben Randwerten, initial Sedimentbelegungen zur Beschreibung der Anfangsbedingungen an der Sohle vorgegeben, die i. d. R. aus Messungen der Sedimentverteilung abgeleitet werden. Die in Abschnitt 2.5.3 dargestellten Modelle der Weser sind Beispiele für dieses klassische Vorgehen. Auch viele weitere, auf Grundlage verschiedener Modellierungsverfahren entstandene Ästuarmodelle, in denen mit unterschiedlichen Transportformulierungen die Abbildung der Schwebstoffdynamik und der ästuarinen Trübungszone fokussiert wird, verwenden dazu entsprechende initiale Bedingungen (Brenon und Le Hir 1999; Cheviet et al. 2002; Burchard et al. 2004; BAW 2012; Bi und Toorman 2015). Das in Grasso et al. (2018) und in Schulz et al. (2018) veröffentlichte umfangreiche und komplexe Ästuarmodell der Seine berücksichtigt viele der in Abschnitt 2.3.3 und 2.3.4 aufgeführten Prozesse. So wird beispielsweise für die kohäsive Modellfraktion die Sinkgeschwindigkeit in Abhängigkeit der modellierten suspendierten Sedimentkonzentration und Turbulenz berechnet. Für den Bodenaustausch dieser Fraktion werden Prozesse wie Konsolidierung und stabilisierende Effekte aus der Interaktion von Sand-Tongemischen berücksichtigt. Auch hier wird eine initiale Sedimentbelegung aus Messungen der Sedimentverteilung abgeleitet. Das Modell kann die gemessene Sedimentdynamik grundsätzlich sehr gut reproduzieren. Dennoch zeigt sich, wie auch für die beschriebenen Modelle der Weser (Abschnitt 2.5.3), trotz deutlich größerer Modellausdehnung und längerer Simulationszeit, ein Nettoverlust der initial vorgegebenen feinen, kohäsiven Sedimentfraktion. Die Bewertung der modellierten Bilanzen ist aufgrund der Unsicherheiten in vorhandenen Messungen nicht möglich (Schulz et al. 2018). Des Weiteren wird berichtet, dass im Modell die Sedimentkonzentration im Bereich des ETM während geringer Oberwasserabflüsse unterschätzt wird (Grasso et al. 2018).

In van Maren et al. (2011), van der Wegen et al. (2011) sowie Ganju und Schoellhamer (2009) werden neue Modellansätze beschrieben, die die Abbildung der ästuarinen Sedimentdynamik im Modell unabhängig von gemessenen Anfangsbedingungen ermöglichen (vgl. Abschnitt 3.2). Durch diese Ansätze können im Modell Sedimentbelegungen generiert werden, die in einem Gleichgewicht zur Hydrodynamik stehen und als initiale Bedingungen geeignet angesehen werden können, um die langfristige Sedimentdynamik in Ästuaren zu modellieren.

3 Modellentwicklung

3.1 Hypothesen

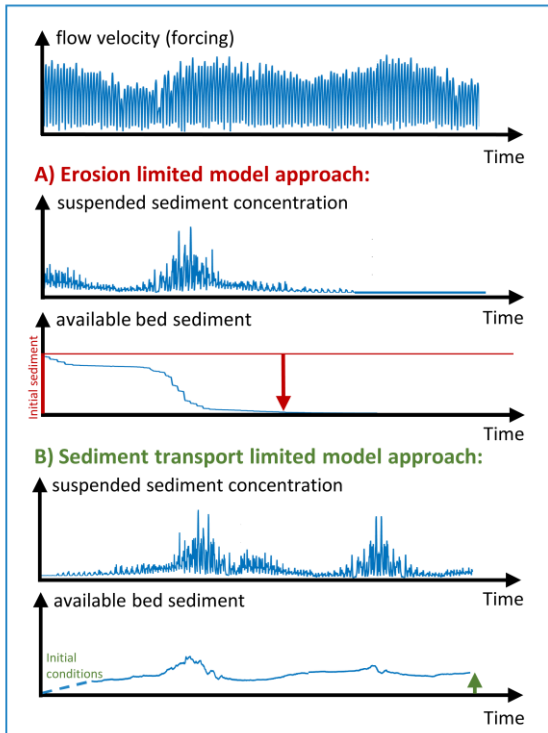
Für das Modellierungskonzept (Abschnitt 3.2) und den darauf basierenden Modellaufbau (Kapitel 4) werden auf Grundlage der Ausführungen in Kapitel 2 folgende Hypothesen abgeleitet, die der Beschreibung des Systems und der Sedimentdynamik im Sinne des Systemverständnisses zugrunde liegen sowie die Abbildung und Untersuchung mit einem Modell zulassen:

1. **Die Ausbildung der Ästuarinen Trübungszone** sowie die Sedimentation, wie in den Abschnitten 2.4, 2.5.3 und 2.5.4 beschrieben, und die dadurch bedingte Notwendigkeit der Veranlassung von Baggermaßnahmen zur Erhaltung der Fahrrinntiefe werden auch für die Weser auf die Akkumulation von feinen, kohäsiven Sedimenten in diesem Bereich zurückgeführt. Diese Akkumulation ist gemäß der Ausführungen in Kapitel 2 als Resultat der auftretenden residualen Transporte (2.2) in Kombination mit dem spezifischen vertikalen Transportverhalten (2.3) von feinen, kohäsiven Sedimenten anzusehen. Deren Verhalten wird maßgeblich durch die Flockung beeinflusst und führt zu erhöhten Depositionsflüssen und sukzessiven Transport durch wiederholende Resuspensions-Depositions-Zyklen über die Tidephasen. Dies muss bei der Abbildung des Transportes berücksichtigt werden. Die Wiedergabe des residualen Transports erfordert zudem, unabhängig vom konkreten Transportmechanismus, die zugrunde liegende dreidimensionale Abbildung der Tidedynamik und der turbulenten Vermischung sowie der resultierenden Salzverteilung im Ästuar. Es wird angenommen, dass sich ein korrekter residualer Transport bei entsprechend korrekter Abbildung der dreidimensionalen Salzverteilung und Tidedynamik im Modell gemäß dieser Transportmechanismen ausbildet (Abbildung 3.1 I B, III). Sowohl die Ausbildung der Trübungszone als auch die Sedimentation sind somit als Folge dieser Akkumulation (Abschnitt 2.4) anzusehen. Als die maßgebliche primäre Sedimentquelle wird im Fall der Weser die Außenweser bzw. die Nordsee angesehen.
2. **Die Position und Verlagerung der Akkumulationszone** ist aufgrund der Abhängigkeit von den residualen Transporten maßgeblich durch die äußeren, auf das Ästuar wirkenden Einflussfaktoren bestimmt (Abschnitt 2.1). Demnach lässt sich gemäß der Sedimentverfügbarkeit eine Verlagerung der Sedimentationsbereiche bzw. der Schwerpunkte der Baggermaßnahmen in Übereinstimmung mit der Verlagerung der Trübungszone beobachten. Neben dem Wind sind die Tide sowie das Oberwasser (Abschnitt 2.2) als die maßgeblichen Einflussfaktoren anzusehen. Es ergeben sich daraus sowohl periodische, saisonale als auch von Einzelereignissen abhängige Verlagerungen auf unterschiedlichen Zeitskalen. Während es zu einer sich wiederholenden Verlagerung im Tidezyklus kommt, die durch den Spring-Nipp-Zyklus moduliert wird, ergibt sich aus dem Oberwasser eine saisonale Verschiebung der mittleren Lage. Der Wind bzw. Sturmereignisse können in Abhängigkeit der Windrichtung und Intensität sowie der grundsätzlichen Beeinflussung der hydrodynamischen Prozesse die Verlagerung entsprechend gerichtet beeinflussen. Zur Abbildung der tatsächlich auftretenden Sedimentdynamik – wie z.B. für den Vergleich mit Messwerten – müssen diese Einflussgrößen berücksichtigt bzw. überlagert werden.
3. **Hoch konzentrierte Suspensionen an der Sohle** bilden sich durch große Depositionsflüsse insbesondere während der Kenterung im Bereich der Trübungszone aufgrund der Akkumulation und des Absinkverhaltens der kohäsiven Sedimente (Abschnitt 2.3). Die spezifischen Sedimenteigenschaften führen zur Ausbildung einer vertikal differenzierten Verteilung der Sedi-

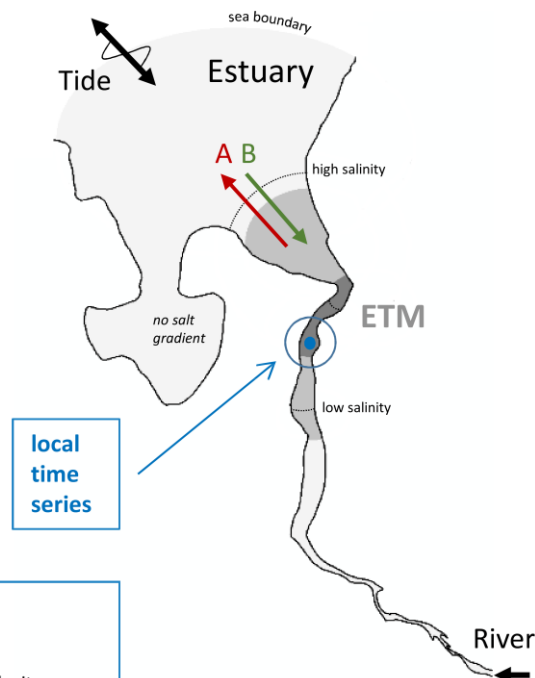
mentkonzentration mit ausgeprägten Lutoclinen und hoch konzentrierten Suspensionen (Flüssigschlick) an der Sohle (Abschnitt 2.5.3). Diese Suspension kann im Vergleich zur übrigen Wassersäule ein deutlich anderes (nicht-newtonsches) Fließverhalten aufweisen und einen messbaren Erosionswiderstand ausbilden. Diese temporären Ablagerungen können als sekundäre Sedimentquellen bezeichnet werden, die lokal zu einer erhöhten Sedimentverfügbarkeit führen. Es wird angenommen, dass sich für die Zielstellung dieser Arbeit (Abschnitt 1.2) das vertikale Transportverhalten mittels einer charakteristischen Modellfraktion mit einer entsprechenden Parametrisierung der Transport- und Austauschigenschaften abbilden lässt. Folgende Effekte resultieren aus den beschriebenen temporären Ablagerungen und müssen bei der Abbildung des lokalen Bodenaustausches berücksichtigt werden (vgl. Abbildung 3.1):

- a. Die aufgrund der erhöhten Sedimentverfügbarkeit resultierende erhöhte Sedimentkonzentration bei Resuspension der sekundären Quelle durch die Tideströmung führt gemäß der einhergehenden erhöhten Trübung zum phänomenologischen Erscheinungsbild der Trübungszone. Aufgrund der sich wiederholenden Zyklen von Resuspension und Verlagerung der sekundären Sedimentquellen mit jeder Tideströmung sowie der anschließenden Deposition während der nachfolgenden Kenterungen ergeben sich die charakteristischen Trübungsverläufe im Verlagerungsbereich der Trübungszone. In Abhängigkeit der mittleren Lage der Trübungszone ergibt sich eine relative Verschiebung der charakteristischen Muster für die Beobachtung an ortsfesten Punkten im Ästuar (vgl. Abschnitt 2.3.4, 2.5.3; Grabemann 1991). Demgemäß müssen die zugrunde liegenden Bodenaustauschflüsse für die Abbildung der lokalen Sedimentdynamik korrekt wiedergegeben werden.
- b. Neben der erhöhten Sedimentverfügbarkeit ergibt sich aus dieser hoch konzentrierten Suspension ebenfalls eine anteilige Stabilisierung, der an der Sohle angelagerten Sedimente, während des Tidezyklus. Dies kann einerseits auf verfestigende Prozesse wie u.a. Konsolidierung, aber auch auf die temporäre Reduzierung der effektiven Sohl Schubspannung aufgrund des Widerstands und des Fließverhaltens der Suspension zurückgeführt werden. Eine detaillierte Beschreibung und Quantifizierung der Prozesse ist bisher nicht möglich. Aufgrund der relativ kurzen Dauer der Kenterung von maximal einigen Stunden ($\ll 6$ h) wird angenommen, dass die initiale Stabilisierung im Tidezyklus nicht ausschließlich durch Konsolidierung erklärt werden kann (Abschnitt 2.3.4). Es wird angenommen, dass ein resultierender stabilisierender Gesamteffekt der auftretenden temporären Ablagerung zur langfristigen Sedimentation im Sinne einer Netto-deposition an der Sohle führt. Trotz verhältnismäßig hoher Fließgeschwindigkeiten in der Fahrrinne wird die erneute Erosion der stabilisierten Sedimente für eine bestimmte Dauer verhindert, die deutlich die Tideperiode überschreitet. Dies erklärt bei der auftretenden Akkumulation die sukzessive Sedimentation und Notwendigkeit von wiederholten Baggermaßnahmen (vgl. Abbildung 3.1 II).
- c. Die aus der hoch konzentrierten Suspension resultierende potentielle Rückwirkung auf die Strömung (Turbulenzdämpfung, verminderte Reibung; Abschnitt 2.3.4) wird für die Bedingungen in der Weser in Bezug auf die Abbildung der großräumigen Tidedynamik und dem resultierenden Sedimenttransport bzw. der (mittleren) Sedimentdynamik als gering angesehen und kann durch eine entsprechende konstante oder mittlere, parametrisierte Beschreibung des Systems (u.a. durch entsprechende Rauheitsbeiwerte und Verwendung bestehender Strömungs- und Turbulenzmodelle für die gesamte Wassersäule bei separater vereinfachter Abbildung der Sohlstruktur) erfolgen.

I. Local sediment dynamics (several tides):



III. Large-scale residual sediment transport:



II. Local bed exchange (one tide):

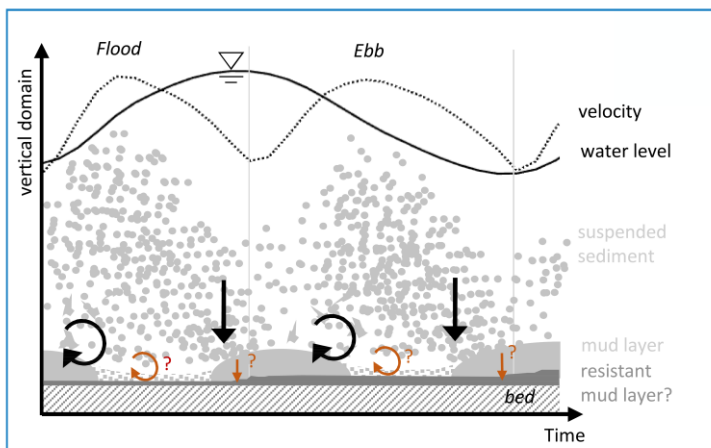


Abbildung 3.1: Konzeptionelle Darstellung zu Grundlagen für die Entwicklung des Modellierungskonzept in Bezug auf großräumigen residualen Transport sowie lokale Dynamik von feinen kohäsiven Sedimenten in Ästuaren: **I.)** Lokale Sedimentdynamik für zwei unterschiedliche Modellierungsansätze: A) Erosionslimitierter Ansatz: Sedimentbelegung wird initial vorgegeben. Die Sedimentdynamik ist von der lokalen Erosion abhängig. B) Sedimenttransportlimitierter Ansatz: Das lokal verfügbare Sediment ist vom großräumigen (residualen) Transport abhängig (van Marren et al. 2011; 2015). Die lokale Sedimentdynamik hängt von der verfügbaren Sedimentmenge der transportlimitierten (sekundären) Sedimentquelle ab (vgl. Grabemann 1991). **II.)** Bodenaustausch im Bereich der Trübungszone für einen Depositions-Resuspensions-Zyklus während der Tide mit Andeutung der resultierenden Austauschflüsse durch entsprechende Pfeile. Aufgrund der hohen Depositionsflüsse aus der Wassersäule kommt es zur Ausbildung von Flüssigschlick und einer angenommenen anteiligen Stabilisierung. **III.)** Schematische Darstellung zur räumlichen Einordnung der zeitabhängigen Prozesse im Ästuar mit residualen Transportflüssen für die Modellierungsansätze A und B sowie mittlere Salz- und Sedimentkonzentrationen und den wesentlichen Einflussfaktoren.

Zusammenfassend bildet sich im Weserästuar eine Trübungszone mit erhöhter Konzentration und Sedimentation als dynamische, sedimenttransportlimitierte Akkumulationszone aufgrund des Sedimentportes der feinen, kohäsiven Sedimentfraktion von der Nordsee aus. Der Import ist im Wesentlichen auf residuale Transporte zurückzuführen, die wiederum aus der Tidedynamik und Salzverteilung resultieren und sich in Abhängigkeit von äußeren Einflüssen wie im Wesentlichen des Oberwassers und der Tide ausbilden. Die resultierende Position und Verlagerung der Akkumulationszone hängt somit von diesen Einflussfaktoren ab. Die Sedimentation führt zur Veranlassung von Baggermaßnahmen. Der Schwerpunkt der Maßnahmen verlagert sich, wie auch die Trübungszone, gemäß der Verlagerung der Akkumulationszone. Die Abbildung des residualen Transportes bzw. der Akkumulation erfordert die dreidimensionale Wiedergabe des Sediment- und Salztransportes sowie zeitliche Auflösung der Tidedynamik und Turbulenzausbildung während der Tidephasen. Der Einfluss von hoch konzentrierten Suspensionen ist zu berücksichtigen und kann in Bezug auf die hydromechanischen Strömungsprozesse – für die Bedingungen in der Weser – durch eine mittlere, parametrisierte Beschreibung des Systems erfolgen.

3.2 Konzept

Bei der Modellierung von geomorphologischen Prozessen kann gemäß Murray (2003) zwischen „Simulationsmodellen“ (simulation model) und „Erkundungsmodellen“ (exploratory model) unterschieden werden, wobei der Übergang fließend ist. Während Simulationsmodelle die natürlichen Bedingungen möglichst umfassend und detailliert auf Ebene der kleinskaligen Prozesse abbilden, werden für Erkundungsmodelle Regeln aufgestellt, die die Beobachtung auf der Ebene der Beobachtungsskala stark vereinfacht beschreiben, um geringfügig verstandene Prozesse zu untersuchen und zunächst möglichst einfache Erklärungskonzepte zu entwickeln oder zu verifizieren. Demzufolge wird gemäß Murray für diese Modelle angestrebt nur so viele Prozesse zu berücksichtigen, wie zur (grundlegenden) Abbildung des betrachteten Phänomens notwendig sind. Da ein Modell immanent immer nur eine vereinfachte (im Sinne von reduzierte) Ab- bzw. Nachbildung der Natur darstellen kann und die Definition der Skalenbereiche zudem immer von der Ebene der betrachteten Fragestellung abhängig ist, ergeben sich natürlich auch für Simulationsmodelle Vereinfachungen. Simulationsmodelle sind demgemäß laut Murray als Modelle aufzufassen, die ein System anhand fundamentaler Erhaltungsgleichungen möglichst allgemeingültig und umfassend beschreiben. Sie sind deshalb i. d. R. auf verschiedene ähnliche Systeme übertragbar. Ein Beispiel für ein Simulationsmodell kann die Abbildungen der Hydrodynamik eines Gewässers mittels NAVIER-STOKES-Gleichung sein, während hingegen die Parametrisierung des Bodenaustausches mittels (empirischer) Summenparameter als Beispiel für eine Regel in einem Erkundungsmodell angesehen werden kann. Simulationsmodelle dienen gemäß Murray primär der Nachbildung von quantifizierbaren Prozessen u.a. im direkten Vergleich zu Messungen, während Erkundungsmodelle die qualitative Beschreibung im Sinne der Erklärung bestimmter Phänomene zum Ziel haben. In diesem Zusammenhang kann das hier vorgestellte Modellkonzept als eine Mischung dieser Modelltypen aufgefasst werden, wobei die Ausrichtung und Zielstellung eher der eines Erkundungsmodells entspricht.

Zusätzlich zur Klassifizierung gemäß Murray können in ähnlicher Weise prozessbasierte (process-based) von verhaltensorientierten (behaviour-oriented) Modellen unterschieden werden (Hibma et al. 2004): Während verhaltensorientierte Modelle auf empirisch abgeleiteten Zusammenhängen bzw. Regeln beruhen, werden in prozessbasierten Modellen Vorgänge auf Grundlage physikalischer Abhängigkeiten in Bezug auf die Modellauflösung bzw. Skala ggf. vereinfacht (idealisiert) oder unter Einbeziehung vieler Prozesse (komplex) abgebildet. Unter Einbeziehung dieser Untergliederung kann das im Folgenden abgeleitete Modellkonzept in Bezug auf den Gesamtsedimenttransport einem komplexen, prozessbasierten Modell zugeordnet werden, wobei die Abbildung des Bodenaustausches und der Sohlstruktur eher als verhaltensorientiert anzusehen ist.

Während zur Abbildung der kurz- bis mittelfristigen Sedimentdynamik in der Wassersäule ein klassischer Modellansatz als räumlicher Ausschnitt eines Ästuars mit entsprechenden Anfangs- und Randbedingungen gewählt werden kann (initiale Vorgabe der sekundären Sedimentquelle; vgl. Abbildung 3.1 I A; Abschnitt 2.6 und 2.5.3), muss gemäß der abgeleiteten Hypothese 1 für eine Abbildung von Baggerschwerpunkten im Sinne von Nettodepositionsbereichen, die sich dynamisch aus Sedimentakkumulation ergeben, ein großer Bereich bzw. das gesamte Ästuar gemäß der räumlichen Abgrenzung in Abschnitt 2.1 berücksichtigt werden, um großräumige residuale Transportflüsse wiedergeben zu können. Zudem muss die Simulationszeit ausreichend lang gewählt werden, sodass sich die sekundäre Sedimentquelle gemäß der residualen Transporte ausbilden kann.

In diesem Zusammenhang kann nach van Maren et al. zwischen erosionslimitiertem (erosion rate limited) gemäß Abbildung 3.1 I A und sedimenttransportlimitiertem (supply limited) Modellansatz gemäß Abbildung 3.1 I B unterschieden werden. Die Unterscheidung geht auf van Maren et al. (2011) zurück. Im Rahmen u. a. dieser Studie wurde geschlussfolgert, dass die lokale Sedimentdynamik insbesondere im Bereich des ETM maßgeblich von der lokalen Sedimentverfügbarkeit abhängt, die wiederum das Resultat des residualen Transportes darstellt (vgl. Hypothese 2+3a). Daraus wurde von van Maren et al. ein sedimenttransportlimitierter Modellierungsansatz vorgeschlagen: Sedimente werden nicht initial im Modell, sondern nur an den Modellrändern vorgegeben, sodass es in Abhängigkeit der Sedimentparameter und nur bei Ausbildung von residualen Transporten zur Ausbildung eines ETM im Modell kommt (van Maren et al. 2011; 2015). In van der Wegen et al. (2011) wird ein ähnlicher Ansatz gewählt: Aus einer homogenen, initialen Sedimentverteilung aus mehrerer Fraktionen wird durch Simulation einer charakteristischen Belastung eine Sedimentverteilung generiert, die für nachfolgende Modellierung als initiale Bedingungen verwendet wird. Die Gemeinsamkeit beider Ansätze liegt in der Generierung von initialen Bedingungen, die in einem gewissen Gleichgewicht zu den vorherrschenden hydrodynamischen Bedingungen stehen. Trotz unzureichender Datengrundlage aus Messungen können so passende Anfangsbedingungen erzeugt werden. Aufgrund der notwendigen Ausdehnung und der morphodynamischen Variabilität sind entsprechende Datensätze aus Messungen i. d. R. nicht mit der notwendigen räumlichen und zeitlichen Auflösung für die ausreichend detaillierte Initialisierung der Modellierung des lokalen Bodenaustausches und der Sedimentdynamik insbesondere der feinen Sedimentfraktionen in Ästuaren verfügbar. Die aus der Auflösung resultierenden Abweichungen können demgemäß für erosionslimitierte Modellansätze aufgrund der Abhängigkeit von den Anfangsbedingungen dieser Modelle langfristig zu wesentlichen Abweichungen zwischen der modellierten Entwicklung im Modell und der anhand von Messungen beobachteten natürlichen Entwicklung führen (Ganju und Schoellhamer 2009).

Im Rahmen dieser Arbeit wird aus diesen Gründen der sedimenttransportlimitierte Modellansatz (Randwertansatz) nach van Maren et al. (2011; 2015) in angepasster Form verwendet. Abbildung 3.2 stellt das grundlegende Modellierungskonzept konzeptionell im Längsschnitt eines Ästuars dar. Die Ausbildung der Trübungszone bzw. des ETM ist durch den residualen Transport von den Modellrändern bzw. der primären Sedimentquelle limitiert. Aufgrund der Akkumulation ergibt sich eine sekundäre Sedimentquelle, die mittels Bodenaustauschformulierung abgebildet wird. Durch diese Quelle ergibt sich eine erhöhte Sedimentverfügbarkeit in diesem Bereich, die zu einer wiederkehrenden Umlagerung der akkumulierten Sedimente mit der Tide führt (vgl. Grabemann 1991). Im Mittel stellen sich in diesem Bereich entsprechend erhöhte Sedimentkonzentrationen in der Wassersäule ein und es ergibt sich eine Trübungszone mit charakteristischen Trübungsverläufen im Tidezyklus. Dies ist nur durch die Kombination des Randwertansatzes und der Bodenaustauschformulierung gemäß 2-Layer-Konzept (Abschnitt 4.1) möglich.

Die fokussierte und konsequente Anwendung dieser Ansätze für die Modellierung der Trübungszone und der resultierenden Sedimentdynamik ohne bzw. unabhängig von initialen Bedingungen erfolgte

bisher nicht (vgl. Abschnitt 2.6). In van Maren et al. (2015) wird ein grundsätzlich ähnliches Vorgehen beschrieben, wobei sich die Anwendung der vorgestellten modelltechnischen Ansätze (2-Layer-Konzept und Sedimenttransportlimitation) und die Ausrichtung der Untersuchung maßgeblich von dieser Arbeit unterscheiden: In der Arbeit von van Maren et al. (2015) liegt der Fokus auf der Auswirkung von Vertiefungen der Fahrrinne eines Ästuars sowie von Baggermaßnahmen in Häfen mit entsprechender Verklappung im Ästuar. Dies erfolgt am Beispiel des Emsästuars u.a. mit Bathymetrien verschiedener Zeiträume. Es wird im Wesentlichen die Veränderung der mittleren suspendierten Konzentration und der bilanzierten Akkumulation der modellierten feinen Sedimentfraktionen für diese Einflussfaktoren untersucht. Die saisonale Dynamik wird nur sehr begrenzt untersucht und dargestellt. In Abgrenzung dazu liegt der Fokus dieser Arbeit in der Untersuchung und Abbildung der Trübungszone bzw. des ETM und insbesondere der entsprechenden saisonalen Sedimentdynamik sowie der zugrunde liegenden Akkumulation in der Fahrrinne am Beispiel des Weserästuars. Insbesondere die Berücksichtigung bzw. Abbildung einer hochkonzentrierten Suspensionen (Fluid Mud) in der Fahrrinne erfolgt in van Maren et al. (2015) nicht, sondern wird ausdrücklich vernachlässigt. Grundsätzlich wird diesem Aspekt allerdings eine maßgebliche Bedeutung für die Abbildung der Sedimentdynamik und der langfristigen Akkumulation beigemessen: Die zeitweise Unterschätzung der gemessenen Sedimentkonzentration wird u.a. auf die unzureichende Abbildung der Bodenaustauschprozesse im Modell bei Auftreten dieser hochkonzentrierten Suspensionen in der Natur zurückgeführt (van Maren et al. 2015, S. 12). Die Nachbildung der Auswirkung dieser Suspension auf die Bodenaustauschprozesse im Modell steht hingegen im Zentrum der Untersuchungen dieser Arbeit. Dazu wird das ebenfalls verwandte 2-Layer-Konzept in Abgrenzung zu van Maren et al. entsprechend angepasst um gerade die Bodenaustauschflüsse bei den beschriebenen Bedingungen abbilden zu können. Dieses Vorgehen ermöglicht es im Gegensatz zu van Maren et al. die sich ergebende dynamische Ausbildung der sekundären Sedimentquelle und somit des ETMs sowie die sich entsprechend einstellende saisonale Sedimentdynamik (vgl. Grabemann 1991) auch in der Fahrrinne prozessbasiert im Modell abzubilden.

Die dynamische Nachbildung des ETM aufgrund der Akkumulation als sekundären Sedimentquelle mittels 2-Layer-Konzept erfordert im Modell die Abbildung des großräumigen Sedimenttransportes (Advektion und Diffusion) im Sinne der Sedimenttransportlimitation. Dazu müssen die dreidimensionalen hydrodynamischen Prozesse mit Berücksichtigung des Salztransportes sowie der variablen Turbulenzbildung über den Tideverlauf für ein gesamtes Ästuar relativ detailliert modelliert werden. Dabei werden allerdings im Sinne eines Erkundungsmodells nur die als wesentlich identifizierten Prozesse sowie Einflussgrößen als Randwerte (Tidewasserstand, Oberwasserabfluss und Windschubspannung) berücksichtigt, während weitere Prozesse, wie der Einfluss von Seegang bzw. Wellen, nicht abgebildet werden. Dies ermöglicht die Abbildung der residualen Transporte, die sowohl durch residuale horizontale Advektion (Ästuarine Zirkulation; Abschnitt 2.2.1) oder durch residuales horizontales Verdriften (u.a. tidal pumping, Abschnitt 2.2.2) erklärt werden. Gemäß der Hypothese 1 wird von einer korrekten Ausbildung der residualen Transporte im Modell bei korrekter Abbildung der zugrunde liegenden Tide-dynamik und Salzverteilung ausgegangen.

Nettodeposition in Bereichen mit hohen Depositionsflüssen und entsprechend hoher temporärer Sedimentakkumulation an der Sohle aufgrund der lokalen Sedimentverfügbarkeit (vgl. Abbildung 3.1 II) sowie die Wiedergabe der Resuspensions-Depositions-Zyklen, die sukzessive zur Ausbildung des residualen Transportes gemäß des beschriebenen transportlimitierten Modalsatzes führen (van Leussen 2011; Hypothese 1+3b; vgl. Abbildung 3.2). Für die modelltechnische Trennung der vertikalen Transportprozesse in der Wassersäule (Parametrisierung durch Sinkgeschwindigkeit) sowie an der Sohle in Abhängigkeit der dortigen Zustandsformen/ Dichte/ Konzentration und der resultierenden Austauschflüsse (2-Layer-Konzept) stellt gemäß Abschnitt 2.3.3 und 2.3.4 die Verwendung einer konstanten Sinkgeschwindigkeit eine begründete Vereinfachung dar. Maßgeblich erhöhte Konzentrationen, die ggf. zu einer entsprechenden Veränderung der effektiven Sinkgeschwindigkeit in der Natur führen (Abschnitt 2.3.3), werden im Modell im Rahmen der Parametrisierung des Bodenaustausches abgebildet und müssen demgemäß nicht in der Formulierung der Sinkgeschwindigkeit berücksichtigt werden. Insbesondere für die Abbildung des großräumigen und langfristigen Sedimenttransportes und der resultierenden mittleren saisonalen Trübung und Akkumulation wird dies als sinnvolle Modellannahme im Sinne des Erkundungsmodells angesehen. Potentielle Rückwirkungen der in der Natur tatsächlich auftretenden Zustandsformen an der Sohle auf die hydrodynamischen Prozesse werden im Modell nicht abgebildet. Der mittlere Einfluss in der Natur wird mittels der resultierenden Energiedissipation durch die Kalibrierung anhand modellierter Wasserstände mit der parametrisierten Sohlrauheit erzielt (Hypothese 3c).

Aufgrund der vereinfachten Abbildung der Sohle sowie der in der Natur stattfindenden Baggermaßnahmen werden des Weiteren morphostatische Simulationen ausgeführt. Durch die Baggermaßnahmen wird das natürliche System u.a. im Bereich der Trübungszone künstlich im bestehenden Zustand gehalten, weshalb die Abbildung einer festen, unveränderlichen Sohlage im Modell bei ausschließlicher Abbildung der Bodenaustauschflüsse als eine sinnvolle Festlegung angesehen wird. Zudem wird die Auflösung des Modells so gewählt, dass die effiziente Abbildung der beschriebenen Tidedynamik sowie der lokalen Sedimentdynamik im Vergleich zu verfügbaren Messungen an einzelnen Messstationen und der dokumentierten Baggermengen anhand von Peilblättern bei gleichzeitig möglichst geringem Rechenaufwand und kurzer Rechenzeit möglich ist. Detaillierte Bodenstrukturen wie Dünen können mit dieser Auflösung allerdings nicht mehr abgebildet werden. Es wird demgemäß nur die Abbildung des mittleren lokalen Bodenaustausches gemäß der Sedimentverfügbarkeit im Vergleich zu den Bilanzierungsabschnitten der Baggermaßnahmen (Abschnitt 2.5.4) angestrebt. Dieses Vorgehen ermöglicht in Kombination mit den getroffenen Vereinfachungen, trotz Abbildung aller relevanten Prozesse im Modell, die effiziente Durchführung von Parameterstudien sowie die angestrebte ingenieurtechnische Anwendbarkeit.

Für die Ableitung der Größenordnung der Sinkgeschwindigkeit der Modellfraktion für sinnvolle Parametervariationen werden Messergebnisse von Makroflocken zur Orientierung herangezogen, da das Absinken dieser Flocken als maßgebend für den residualen Transport angesehen werden kann (vgl. Abschnitt 2.3.3, 2.3.4; van Leussen 2011). Im Rahmen dieser Arbeit werden diese als charakteristische Sinkgeschwindigkeiten in Bezug auf die Sedimentdynamik für das gewählte Modellierungskonzept angesehen (vgl. Winterwerp und van Kesteren 2004, S. 122). Für die Parameter der Bodenaustauschformulierung des 2-Layer-Konzeptes stehen grundsätzlich Ergebnisse anderer Modelluntersuchungen zur Verfügung (van Kessel et al. 2011; van Maren et al. 2015), wobei diese aufgrund anderer Fragestellungen und der lokalen Bedingungen als nicht direkt übertragbar angesehen werden. Zudem wird das Bodenaustauschkonzept in dieser Arbeit zur Abbildung des „Gesamteffektes“ der auftretenden hochkonzentrierten Suspensionen auf den Bodenaustausch im Sinne eines verhaltensorientierten Modells verwendet. Die Parameter beschreiben demgemäß, wie auch die Sinkgeschwindigkeit für die Flocken, nicht mehr ausschließlich Sedimenteigenschaften, sondern schließen ebenfalls Effekte ein, die aus

dem Zusammenspiel der Struktur und Zustandsform sowie der hydrodynamischen Belastung resultieren. Grundsätzlich können die Sinkgeschwindigkeit sowie der Bodenaustausch für das Modellkonzept nicht als unabhängige Parameter betrachtet werden, sondern bedingen sich in Bezug auf den modellierten residualen Transport gemäß der zugrunde liegenden wiederholenden Depositions-Resuspension-Zyklen gegenseitig. Der residuale Transport kann sich nur als das Resultat einer gültigen Parameterkombination aus Sinkgeschwindigkeit und Bodenaustausch ergeben. Zur Ableitung gültiger Parameter wird wie beschrieben der sedimenttransportlimitierte (I B) Randwertansatz gewählt. Als Resultat ergibt sich ein dynamisches Gleichgewicht zwischen Import, lokaler Resuspension, suspendierter Sedimentkonzentration und Sedimentation im Modell, welches unabhängig von den Anfangsbedingungen der Sedimentbelegung ist. In Ganju und Schoellhamer (2009) wird ein ähnliches Vorgehen für die Kalibrierung bzw. Einstellung eines Sedimenttransportmodells der San Francisco Bay anhand von über Querschnitten bilanzierte Sedimentflüsse beschrieben.

Eine klassische Kalibrierung des Modells wäre für den gewählten Randwertansatz und aufgrund der verfügbaren relativ unpräzisen und räumlich grob aufgelösten Messdaten nur begrenzt möglich. Einzelne Parameter, wie die Sinkgeschwindigkeit, sind nicht als maßgeblich anzusehen, sondern nur im Rahmen der genannten Parameterkombination sinnvoll zu interpretieren. Aus diesem Grund werden umfangreicher Sensitivitäts- bzw. Parameterstudien durchgeführt. Dabei ist zu berücksichtigen, dass die Variation einzelner Parameter zu einem entgegengesetzten Verhalten für die genannten Punkte führen kann. Demgemäß ermöglichen nur umfangreiche Sensitivitätsuntersuchungen die Ableitung eines grundlegenden Systemverständnisses im Hinblick auf die Wirkung der betrachteten Parameter. Die Parameterstudien ermöglichen so die Bestimmung von Werten der genannten Parameterkombination, die zu einer korrekten Größenordnung der Akkumulation (sekundäre Sedimentquelle) und der lokalen suspendierten Konzentration in der Wassersäule im Vergleich zu dokumentierten Baggermengen bzw. zu Messungen führen. Dieses Vorgehen ermöglicht zudem die saisonale Abbildung der Schwebstoffdynamik für einen prinzipiell unbegrenzten Zeitraum, da die Ausbildung der lokalen sekundären Sedimentquelle tatsächlich dynamisch modelliert und nicht statisch initial vorgegeben wird. In diesem Zusammenhang wird zur Validierung der Ergebnisse der saisonale Verlauf für die grundlegende Abbildung der Ausbildung und Dynamik der Trübungszone gemäß Zielstellung dieser Arbeit als maßgeblich erachtet. Es wird demgemäß die saisonale Variation innerhalb eines repräsentativen Jahres betrachtet und nicht die Variation zwischen verschiedenen Jahren untersucht.

Die Abbildung und effiziente Untersuchung der Sedimentationsdynamik im Sinne eines Erkundungsmodells ist nur aufgrund der getroffenen Vereinfachung und Reduzierung der zugrunde liegenden Detailprozesse möglich. Alle berücksichtigten Prozesse sind für die Abbildung notwendig und können insbesondere für die realistische (im Vergleich zu Messwerten) Abbildung der Trübungszone nicht vernachlässigt werden. Aufgrund der getroffenen Vereinfachung kann mit diesem Modellierungskonzept die Sedimentverfügbarkeit aber nur im Sinne der mittleren, saisonalen Sedimentdynamik abgebildet werden. Die detaillierte, kleinräumige Auflösung der Prozesse während eines Tidezykluses wie z.B. die tatsächliche vertikale Konzentrationsverteilung in der Wassersäule sowie die tatsächliche Sohlstruktur und dortige Zustandsformen, wird nicht angestrebt und kann gemäß der Vereinfachung mit Modellierungskonzept nur als begrenzt abbildbar eingestuft werden (vgl. Abschnitt 2.3.3, 2.3.4; Winterwerp 2002). Gerade durch die Vereinfachung können aber die grundlegenden wesentlichen Prozesse wie die Ausbildung und Dynamik der Trübungszone als eine dynamischen Akkumulationszone mit diesem Modellkonzept im Sinne eines Erkundungsmodell im Rahmen sehr umfangreicher Parameterstudien untersucht, parametrisiert und abgebildet werden. Dies wäre aufgrund der Komplexität und des Umfangs an zu berücksichtigenden Prozessen und Parametern sowie ggf. mehreren Modellfraktionen in detaillierten Simulationsmodellen z.B. mittels klassischer Kalibrierung auf Grundlage der i.d.R. verfügbaren Daten nicht oder nur mit unverhältnismäßig großem Aufwand möglich.

3.3 Methodik und Vorgehen

Die Abbildung und Untersuchung der im Kapitel 2 beschriebenen Prozesse und resultierenden Effekte erfolgt mittels numerischer Modellierung. Auf Grundlage der in Abschnitt 3.1 dargestellten Hypothesen wurde ein neues Modellierungskonzept (Abschnitt 3.2) entwickelt, das aufgrund der getroffenen Annahmen und Vereinfachungen eine effiziente Untersuchung der Sedimentdynamik der kohäsiven Sedimentfraktion in numerischen Modellen zulässt und so die Ableitung und das Testen eines verbesserten Ansatzes zur Abbildung ermöglicht. Zur Bewertung dieses Konzeptes wird ein entsprechendes numerisches Modell aufgebaut, das der Abbildung und Überlagerung verschiedener Einflussfaktoren auf die im Ästuar resultierenden hydrodynamischen Transportprozesse dient. Dies soll die Wiedergabe und Vergleichbarkeit mit der tatsächlichen, gemessenen bzw. dokumentierten Sedimentdynamik ermöglichen. Dabei steht die Abbildung der großräumigen und saisonalen Variation der Sedimentdynamik der feinen, kohäsiven Sedimentfraktion gemäß der Zielstellung dieser Arbeit auf Grundlage des Modellierungskonzeptes im Fokus. Es werden dementsprechend nur die als wesentlich identifizierten Prozesse berücksichtigt und übrige weniger bedeutende Prozesse bewusst vernachlässigt. Die Quantifizierung des jeweiligen Anteils der Transportmechanismen am Gesamtimport für die Weser ist im Rahmen dieser Arbeit nicht möglich. Langfristige Messreihen, die z.B. einen Vergleich des residualen Geschwindigkeitsprofils sowie der Variation der Dichteschichtung bzw. turbulenten Durchmischung ermöglichen würden, liegen nicht vor. Um die großräumigen residualen Transporte sowie deren saisonale Variation in Bezug auf den resultierenden Sedimenttransport zu analysieren, wird das Modellgebiet in Anlehnung an die getroffene Abgrenzung eines Ästuars gemäß Abschnitt 2.1 gewählt. Zudem wird gemäß der typischen saisonalen Variation (Abschnitt 2.5) der Verlauf eines Jahres betrachtet. Da die Sedimentdynamik maßgeblich durch die saisonale Variation des Oberwassers bestimmt wird, wird die Betrachtung eines Jahres mit einer entsprechend auftretenden Variation im Sinne der Validierung der Prozesse als sinnvoll erachtet. Demgemäß ist die Betrachtung eines anderen Jahres nicht zwingen erforderlich. Vielmehr ist die saisonale Variation mit unterschiedlichen saisonalen Abflusszuständen innerhalb eines repräsentativen Jahres in Bezug auf die untersuchte Dynamik als maßgebend einzustufen.

Das Ästuar der Weser wird im Rahmen dieser Arbeit als konkreter Anwendungsfall gewählt, um ein entsprechendes numerisches Modell aufzubauen. Der entwickelte Ansatz wird auf diesen konkreten Anwendungsfall übertragen bzw. entsprechend für das Wesermodell umgesetzt und getestet. Für dieses Ästuar liegen verschiedene, teilweise sehr umfangreiche Untersuchungsergebnisse bezüglich der Sedimentdynamik und der Trübungszone vor (vgl. Abschnitt 2.5). Demgemäß ergibt sich in der Weser eine deutliche Trübungszone, deren Lage und Verhalten vergleichsweise gut beschrieben sind (Abschnitt 2.5.3). Zudem existieren langfristige, über mehrere Jahre reichende, zusammenhängende Messreihen der Trübung an verschiedenen Messstationen und eine Dokumentation über erfolgte Baggermaßnahmen im Bereich der Trübungszone (vgl. Abschnitt 4.3). Die Verhältnisse für 2009 können dabei sowohl in Bezug auf die hydro- und meteorologischen Bedingungen (Abschnitt 2.5.1) als auch für die dokumentierten Baggermaßnahmen bzw. Baggermengen (Abschnitt 2.5.4) als durchschnittlich und repräsentativ angesehen werden. Aufgrund der Bedingungen in 2009 wird von der grundsätzlichen Übertragbarkeit auf andere Zeiträume mit mittleren Bedingungen ausgegangen. Als konkreter Simulationszeitraum wird demgemäß sowie aufgrund der verfügbaren Datengrundlage (Abschnitt 4.3) das Jahr 2009 gewählt. Dies ermöglicht einen entsprechenden Vergleich der Modellergebnisse mit dem Naturzustand und lässt die Beurteilung des Modells insbesondere auf die saisonale Entwicklung im Jahresverlauf zu. Des Weiteren sind gemäß der gewählten Abgrenzung des Ästuars der Weser zudem für dieses Jahr modellierte und gemessene Daten zur Abbildung der Randbedingungen verfügbar und ermöglichen so eine realistische Überlagerung der maßgeblichen Einflussgrößen.

Die Beurteilung der Modellergebnisse sowie die Bewertung der verwendeten Ansätze erfolgt durch den Vergleich für ausgewählte Zielgrößen zwischen erzielten Modellergebnissen und vorliegenden Messdaten. Tabelle 3.1 gibt eine Übersicht über die für die Beurteilung definierten Zielgrößen. Für die Zielgrößen liegen entsprechende gemessenen Zeitreihen an einzelnen Messstationen bzw. dokumentierte, abschnittsweise bilanzierte und auf eine konkretere Maßnahme bezogene Baggervolumen vor (Abschnitt 2.5.4). Die gemessenen Zeitreihen umfassen Wasserstände an verschiedenen Pegeln sowie Salzgehalte und äquivalente Sedimentkonzentration aus Trübungsmessungen in einer bestimmten Wassertiefe an verschiedenen Messstationen im Gebiet des Weserästuars (vgl. Abschnitt 2.5; Abbildung 2.10). Zum Vergleich werden die gemessenen und die entsprechenden modellierten Zeitreihen synchronisiert, so dass Werte jeweils für identische Zeitpunkte (t) und Positionen (x,y,z) an einer Station vorliegen. Es erfolgt ein qualitativer Vergleich der Verläufe auf unterschiedlichen Zeitskalen sowie die quantitative Auswertung durch Berechnung der mittleren quadratischen Abweichung zwischen modellierter und gemessener Zeitreihe. Für die Salzgehalte sa [ppt] werden ausgewertete, umgerechnete Leitfähigkeitsmessungen verwendet.

Die suspendierte Sedimentkonzentration ssc [kg/m^3] wird als Äquivalent aus optischen Trübungsmessungen [NTU] mittels vorliegender konstanter Umrechnung bestimmt. Grundsätzlich kann von einer linearen Beziehung zwischen Trübung und äquivalenter Konzentration ausgegangen werden, wobei es u.a. auf Grund variierender Sedimentzusammensetzung zu Abweichungen kommen kann (Downing 2006; Holliday, C., P. et al. 2003). Für die Verwendung in dieser Arbeit wird ein linearer Zusammenhang angenommen.

Für den Vergleich mit den Baggermengen werden entsprechende kumulierte modellierte Transporte bzw. Sedimentation für vergleichbare Modellabschnitte herangezogen. Es werden die kumulierten Verläufe und resultierenden absoluten akkumulierten bzw. gebaggerten Massen verglichen. Für die Bestimmung der Baggermassen ist zu berücksichtigen, dass diese auf begrenzten Probennahmen im Laderaum und einer Abschätzung der zugrunde liegenden Porosität beruhen (vgl. Abschnitt 2.5.4, 4.3.3.2). Grundsätzlich wird angenommen dass die Größenordnung (Mio.t/a) gut abgeschätzt wird und als Indikator für die saisonale Sedimentation angesetzt werden kann.

Tabelle 3.1: Zielgrößen für die Bewertung des Modells durch Vergleich von erzielten Modellergebnissen und Messdaten für diese Größen.

Zielgröße	Symbol	Einheit	Beschreibung
Wasserstand	<i>wl</i>	[m NHN]	Der Wasserstand an einzelnen Messstationen ¹ ermöglicht die Beurteilung der abgebildeten Tidedynamik sowohl in Bezug auf die absoluten Werte (Differenz zu Messung) als auch der Dynamik (Dauer der Tidephasen, Zeitpunkt der Kenterung, ggf. relative Phasenverschiebung im Vergleich zur Messung)
Salzgehalt	<i>sa</i>	[ppt]	Gemessene Zeitreihen des Salzgehaltes an einzelnen Messstationen ¹ dienen der Beurteilung der modellierten Salzverteilung und Dynamik.
Suspendierte Sedimentkonzentration	<i>ssc</i>	[kg/m ³]	Die Konzentration wird aus Trübungsmessungen an Messstationen ¹ abgeleitet. Die umgerechneten äquivalenten Konzentrationen dienen der Beurteilung der modellierten Dynamik sowie des sich einstellenden Konzentrationsniveaus im Sinne des Gleichgewichtes zwischen Akkumulation, Resuspension und Sedimentation.
Kumulierte Deposition/ Transportflüsse bzw. Baggermassen	<i>CumDep/ CumTotT</i>	[kg]	Für bestimmte Modellabschnitte ² erfolgt die Bilanzierung der Akkumulation bzw. Sedimentation. Diese bilanzierten Massen werden mit entsprechend bilanzierten gebaggerten Sedimentmassen verglichen. Die zugrunde liegende Trockenmasse wird aus dokumentieren Baggervolumen abgeleitet. Die Bilanzen ² ermöglichen die quantitative Beurteilung des modellierten Sedimenttransportes bzw. der Akkumulation.

¹ Tabelle B.3 gibt eine Übersicht über die Messstationen; Abbildung 2.10 zeigt die Lage und Tabelle B.4 die verfügbaren Messgrößen an der jeweiligen Messstation.

² Abbildung 2.12 zeigt die Lage der berücksichtigten Abschnitte sowie die monatlichen Baggervolumen, Abbildung A.2 und A.3 die Baggermassen in und zwischen diesen Abschnitten sowie die anfallenden Baggermassen für andere Jahre, Abbildung B.11 die Bilanzierungspolygone im Modell.

Im Rahmen des Modellaufbaus des Weserästuars erfolgte zunächst die grundlegende Überarbeitung und Anpassung einer bestehenden Diskretisierung (Modellgitter) des Ästuargebietes. Diese wurde von der BAW zur Verfügung gestellt¹¹. Eine grundlegende Optimierung der Rechenzeit wurde durch Anpassung der Auflösung und der Berechnungseinheiten (Domian Decomposition) erzielt. Dies ermöglicht Simulationen mit einer entsprechend langen Simulationszeit von einem Jahr bei vertretbarer Rechenzeit und begrenzten Rechenressourcen im Sinne der beabsichtigten ingenieurtechnischen Anwendbarkeit. Diese Optimierung bildet zudem die Grundlage zur praktischen Durchführbarkeit zahlreicher Parameterstudien zur Umsetzung und zum Testen des neuen Modellansatzes sowie der Ableitung gültiger Parameterkombinationen zur Abbildung der anhand der Messungen beobachteten Sedimentdynamik. Neben dieser Optimierung wurden Zeitreihen für Randwerte zur Abbildung der Randbedingungen anhand vorliegender Datensätze erstellt. Das zugrunde liegende Höhenmodell basiert gemäß des gewählten Zeitraumes auf den zur Verfügung stehenden Bathymetriedatensätzen und wurde gemäß Modellauflösung räumlich interpoliert.

Aufgrund der fundamentalen Bedeutung der Tidedynamik und Salzverteilung für die Sedimentdynamik wurde das Modell gemäß der erfolgten Anpassung der Auflösung und der Bathymetrie vor der Durchführung von Sedimenttransportsimulationen im Hinblick auf Wasserstände und Salzgehalte kalibriert. Dabei wurde im Wesentlichen die räumlich, maßgeblich im Längsschnitt variierende Sohlrauheit angepasst und eingestellt. Die in Abschnitt 5.1.1 sowie im Anhang C.1 im Vergleich zu Messdaten gezeigten Modellergebnisse für Hydrodynamik und Salzgehalt sind als Resultat der Kalibrierung aufzufassen und stellen das beste erzielte Ergebnis der Kalibrierung dar. Für die entsprechenden Simulationsläufe stellen sich zudem plausible residuale Strömungen und Tidesymmetrien ein (Abschnitt 5.1.2).

Auf Grundlage des kalibrierten Modells gemäß der erzielten Modellergebnisse für die Hydrodynamik und den Salztransport bzw. die Salzverteilung wurde die Abbildung der Sedimentdynamik anhand entsprechender Vorgaben und Modelleinstellungen gemäß des beschriebenen Modellansatzes getestet. Durch eine Vielzahl von Simulationen konnten Modelleinstellungen ermittelt werden, die grundsätzlich zur Ausbildung der Prozesse im Modell gemäß der aufgestellten Hypothesen führen. Durch umfangreiche Parameterstudien wurden verschiedene Parameterkombinationen getestet und deren Sensitivität untersucht: Im Zuge umfangreicher systematischer Simulationsläufe wurde die Auswirkung verschiedener sinnvoll gewählter Parameterkombinationen auf die sich im Modell einstellende Sedimentdynamik und die resultierende Verteilung der Sedimente untersucht. Die Ergebnisse wurden für konkrete Zielgrößen (vgl. Tabelle 3.1) mit entsprechenden Referenzgrößen aus Messungen ausgewertet: So werden im Wesentlichen (1) die residualen Transporte anhand entsprechender Bilanzierung sowie (2) das sich lokal im Bereich der Trübungszone einstellende Niveau der Sedimentkonzentration beurteilt. Als Ergebnis konnten entsprechende Parametersätze (Tabelle C.7) abgeleitet werden, welche die Wiedergabe der Akkumulation im Hinblick auf die Ausbildung der Trübungszone und Sedimentation im Modell ermöglichen. Einen ausgewählten, sehr kleinen Ausschnitt der durchgeführten Simulationen zeigt Tabelle C.8 im Anhang. Auf Grundlage der umfangreichen Parameterstudien konnte schließlich ein Simulationsszenario (S0346) abgeleitet werden, das sowohl die lokale Dynamik der Sedimentkonzentration im Vergleich zu äquivalenten Trübungsmessungen als auch die Größenordnung der Akkumulation im Vergleich zu den dokumentierten Baggermengen für den Verlauf des Jahres 2009 wiedergeben kann.

¹¹ Interner BAW Bericht: BAW, 2009, Modellvalidierung eines Delft3D Prozessmodell der Hydrodynamik des Jade-Weser-Ästuars, 27 S.

4 Umsetzung des Modellkonzeptes für das Weserästuar

4.1 Ansatz für Sedimenttransport

Zur Abbildung der Sedimentdynamik der feinen, kohäsiven Fraktion wird entsprechend des entwickelten Modellierungskonzeptes (Abschnitt 3.2) nur eine Modellfraktion mit charakteristischen Transporteigenschaften verwendet. Zudem wird nur der Transport in Suspension abgebildet. Geschiebetransport wird nicht berücksichtigt.

4.1.1 Advektiver-Diffusiver Sedimenttransport

Der großräumige Transport für diese Fraktion wird auf Grundlage der modellierten hydrodynamischen Strömungsprozesse (vgl. Abschnitt 4.2; B.1) mittels Gleichung 4.1 (Massenerhalt) berechnet. Die zeitliche Änderung der Konzentration c ergibt sich in Abhängigkeit des advektiven Transportes mit den Reynolds-gemittelten Fließgeschwindigkeiten u, v, w in den entsprechenden Raumrichtungen x, y, z sowie des diffusiven Transportes für die Diffusionskoeffizienten k in der vertikalen (v) bzw. horizontalen (h) gemäß der sich einstellenden Konzentrationsgradienten.

$$\frac{\partial c}{\partial t} + \frac{\partial uc}{\partial x} + \frac{\partial vc}{\partial y} + \frac{\partial (w - w_s)c}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial x} \left(k_h \frac{\partial c}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(k_h \frac{\partial c}{\partial y} \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left(k_v \frac{\partial c}{\partial z} \right) = 0 \quad (4.1)$$

4.1.2 Vertikales Transportverhalten

4.1.2.1 Sinkgeschwindigkeit

Die Absinkeigenschaften der Fraktion werden durch eine konstante Sinkgeschwindigkeit w_s abgebildet (Gleichung 4.2). Diese wird allerdings im Rahmen einer Parameterstudie aus mehreren Simulationsläufen (Szenarien) zur Sensitivitätsabschätzung variiert. In Abhängigkeit der übrigen Transportparameter können bestimmte konstante Sinkgeschwindigkeiten als charakteristisch bezüglich der untersuchten Transportprozesse (Abschnitte 2.2, 2.3.3, 2.3.4, 2.4) angesehen werden (vgl. Winterwerp und van Kesteren 2004, S. 122). Dabei wird dem Absinken von Makroflocken mit deutlich erhöhten Sinkgeschwindigkeiten im Vergleich zu mittleren Sinkgeschwindigkeiten eine maßgebende Bedeutung beigemessen (vgl. van Leussen 2011, Abschnitt 2.3.3). Ab sehr hohen Konzentrationen bezogen auf eine Referenzkonzentration $C_s = 1600,0 \text{ kg/m}^3$ würde die Sinkgeschwindigkeit gemäß Gleichung B.33 reduziert werden, um den Effekt des gehinderten Absinkens ab sehr hohen Konzentrationen grundsätzlich zu berücksichtigen.

$$w_s = \text{konst.} \quad | \text{ für } c < C_s \quad (4.2)$$

4.1.2.2 Bodenaustausch

Der Bodenaustausch im Sinne der Randbedingung für den Sedimenttransport an der Modellsohle wird mittels 2-Layer-Konzept (van Kessel et al. 2011) abgebildet. Die klassische Bodenaustausch Formulierung gemäß Ariathurai-Partheniades (Abschnitt 2.3.4) wird für dieses Konzept um eine weitere dimensionslose Austauschschicht (Fluff Layer) ergänzt. Die Gleichungen 4.3 bis 4.8 werden verwendet, um die Bodenaustauschflüsse zu berechnen. Für den Depositionsfluss wird der Argumentation von Winterwerp und van Kesteren (2004, S. 149) gefolgt und kontinuierliche Deposition (vgl. Abschnitt 2.3.4) nur in Abhängigkeit der suspendierten Sedimentkonzentration und der Sinkgeschwindigkeit im Modell abgebildet. Sowohl die Erosion E aus dem Fluff Layer (F) als auch aus der Sohlschicht (B) wird in Abhängigkeit der Erodibilität M sowie einer kritischen ($\tau_{cr,e}$) und der modellierten Schubspannung (τ_b) gemäß Gleichung B.22 berechnet, wobei für die Schichten entsprechend unterschiedliche Werte für die kritische Schubspannung angesetzt werden. Zudem ist der Erosionsfluss E_F ebenso wie der zusätzliche Sedimentationsfluss B_F in erster Ordnung von der Masse des dimensionslosen Fluff Layers m_F abhängig. Die Masse m_F ergibt sich als Bilanz aller Austauschflüsse.

$$D_{(F)} = w_s c_b \quad (4.3)$$

$$E_F = M_F \begin{cases} \tau_b - \tau_{cr,e,F} & | \tau_{cr,e,F} \leq \tau_b \\ 0 & | \tau_{cr,e,F} > \tau_b \end{cases} \quad (4.4)$$

$$M_F = \min(m_F M_1, M_0) \quad (4.5)$$

$$B_F = \min(m_F B_1, B_0) \quad (4.6)$$

$$E_B = M_B \begin{cases} \frac{\tau_b}{\tau_{cr,e,B}} - 1 & | \tau_{cr,e,B} \leq \tau_b \\ 0 & | \tau_{cr,e,B} > \tau_b \end{cases} \quad (4.7)$$

$$m_F = \sum (-E_F, -B_F, D_{(F)}) \quad (4.8)$$

Ziel des Konzeptes ist die Wiedergabe der Bodenaustauschflüsse für die großräumige Sedimentdynamik unter Berücksichtigung verschiedener Erosionsregime aufgrund variierender Belastung (z.B. sowohl für mittlere Bedingungen als auch Extremereignisse). Die Auflösung der tatsächlichen Sohlstruktur bzw. der Zustandsformen erfolgt nicht. Das Konzept wurde bereits zur Abbildung der saisonalen Sedimentdynamik u. a. im Markermeer (van Kessel et al. 2009) sowie für das Emsästuar (van Maren et al. 2015) verwendet.

Im Rahmen dieser Arbeit wird das 2-Layer-Konzept in Kombination mit charakteristischen konstanten Sinkgeschwindigkeiten w_s (Gleichung 4.2) und der Abbildung des großräumigen Sedimenttransportes (Gleichung 4.1) angewendet, um die Sedimentdynamik der feinen kohäsiven Fraktion in der ästuarinen Umgebung effizient reproduzieren zu können. Abbildung 4.1 gibt einen konzeptionellen, prozessorientierten Überblick für das Ästuarmodell über die Sedimentaustauschprozesse in der vertikalen Modelldomäne (vertikale Achse; linke Seite) mit Fokus auf den Bodenaustausch sowie über die resultierende Auswirkung für verschiedene horizontale Skalenbereiche (horizontale Achse; beide Seiten). Der Flockungsprozess wird im Modell nicht im Detail abgebildet, sondern nur teilweise im Rahmen der Parametrisierung berücksichtigt. Lokal, auf Ebene eines Gitterelements (Abb. 4.1: linke Seite), wird der vertikale Austausch gemäß der zuvor eingeführten Gleichungen des 2-Layer-Konzeptes abgebildet. In Abhängigkeit der lokalen Sedimentverfügbarkeit (gemäß c_b bzw. m_F) ergeben sich für gegebene, modellierte Schubspannungen τ_b unterschiedliche Größenordnungen der Austauschflüsse. Somit kann lokal sowohl die wiederkehrende kurzfristige Resuspension (D_F, E_F) durch die Tideströmung als auch die langfristige Sedimentation (B_F) bei sehr hoher temporärer Deposition (gemäß m_F) abgebildet werden.

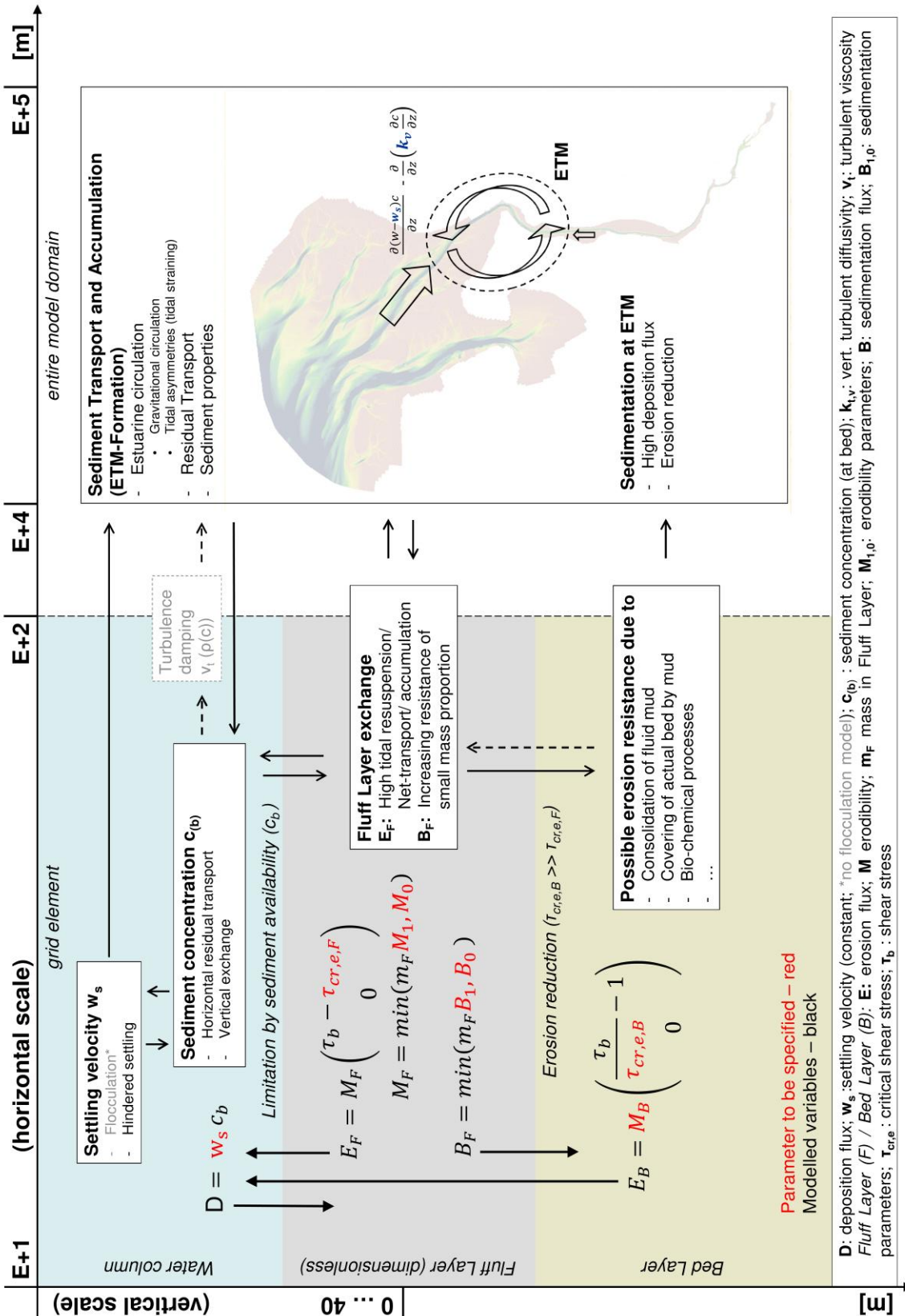


Abbildung 4.1: Konzeptionelle Prozessskizze zum Modellansatz zur Abbildung der Sedimentdynamik für verschiedene Skalenbereiche und Raumdimensionen. **Linke Seite:** Vertikale Austauschprozesse in der Wassersäule und an der Sohle auf Ebene eines Modellelementes. **Rechte Seite:** Auswirkung der lokal modellierten Austauschprozesse auf die globale Sedimentdynamik im Ästuar.

Daraus ergeben sich in Abhängigkeit einer charakteristischen Sinkgeschwindigkeit entsprechende Deposition-Resuspensions-Zyklen, die in Kombination mit der Abbildung des großräumigen Transportes bei Vorhandensein von residualen Strömungen (Ästuarine Zirkulation) und Tideasymmetrien die Abbildung eines residualen Imports und entsprechende Akkumulation im Modell ermöglichen. Auf dieser Grundlage kann sich im Modell das bereits beschriebene (Abschnitt 3.2) dynamische Gleichgewicht zwischen residualem Import, lokaler Sedimentverfügbarkeit und langfristiger Sedimentation einstellen. Dies hängt maßgeblich vom Verhältnis zwischen vorgegebener Sinkgeschwindigkeit (w_s) und turbulenter Durchmischung gemäß der modellierten turbulenten Diffusionsrate (k_v) und den lokalen vertikalen Konzentrationsgradienten ($\partial c/\partial z$) ab (Abbildung 4.1: rechte Seite). Auf Grund der mit der Akkumulation einhergehenden lokalen Sedimentverfügbarkeit kann sich im Modell lokal eine erosionsstabile Schicht ausbilden bzw. anwachsen. Gemäß Modellierungskonzept wird die Höhenlage der Modellsohle allerdings konstant gehalten, sodass nur die Bilanzierung der Austauschflüsse erfolgt.

4.2 Verfahren

Zur Modellierung der hydromechanischen Strömungsprozesse und des Sedimenttransportes wird die umfassende und integrierte HN-Strömungs- und Transport-Modellierungsumgebung Delft3D verwendet. Es werden die Module Delft3D-FLOW (hydrodynamische Strömungs- und Transportprozesse, Delft3D-SED (Sedimenttransport) sowie Delft3D-MOR (Bodenaustausch) angewandt.

Delft3D-FLOW kann verwendet werden, um dreidimensionale instationäre, ungleichförmige Strömungsprozesse in flachen Gewässern zu simulieren und eignet sich zur Modellierung der tidegeprägten Strömungen in Ästuaren. Die Simulation erfolgt mittels numerischer Lösung der Reynolds-gemittelten NAVIER-STOKES-Gleichungen (Flachwassergleichung; Abschnitt B.1, Gleichung B.10, B.14, B.15) über finite Differenzen unter Annahme von Flachwasserbedingungen, BOUSSINESQ-Approximation und hydrostatischer Druckverteilung sowie Berücksichtigung der Corioliskraft. Für die zeitliche Lösung der Transportgleichung (Gleichung B.27) werden finite Volumen verwendet. Die (anisotrope) Wirbelviskosität kann mittels verschiedener Turbulenzmodelle berechnet werden. Im Rahmen dieser Arbeit wird das k - ϵ -Modell verwendet. Die modellierten Strömungen können aus Randbedingungen u.a. für den Wasserstand und Zufluss an den offenen Modellrändern sowie aus der Windschubspannung an der Oberfläche oder aus freien Oberflächengradienten (barotrop) und Dichtegradienten (baroklin) resultieren. Der Einfluss von transportierten, suspendierten oder gelösten Stoffen auf die Dichte wird berücksichtigt. Die vertikalen Geschwindigkeiten werden aus der Kontinuitätsgleichung abgeleitet. Des Weiteren wird das Trockenfallen für variable Wasserstände numerisch stabil in Abhängigkeit von Schwellenwerten abgebildet. Die horizontale Diskretisierung kann anhand krummliniger Koordinaten (ξ, η) entlang eines an die Modellränder angepassten orthogonalen, gekrümmt-linearen Gitters erfolgen. Die vertikale Auflösung kann mittels sog. σ -Schichten erfolgen. Diese ermöglichen eine relative Auflösung der Wassersäule in Abhängigkeit der Wassertiefe (Gleichung B.8). Diese Diskretisierung erlaubt eine gute Wiedergabe von i. d. R. gekrümmten und stetigen Geometrien von natürlichen Gewässern, insofern keine großen Sohneigungen auftreten.

Mittels Delft3D-SED können die spezifischen Transporteigenschaften (Abschnitt B.1.5) von Sedimenten für die Transportprozesse berücksichtigt bzw. wiedergegeben werden. Es existieren spezifische Ansätze für die Modellierung der kohäsiven Fraktionen. Diese werden gemäß des beschriebenen Modellsatzes (Abschnitt 4.1) verwendet bzw. angepasst.

Delft3D-MOR ermöglicht grundsätzlich die Wiedergabe einer morphodynamischen Entwicklung der Sohle. Im Rahmen dieser Arbeit wird dieses Modell ausschließlich zur Abbildung der Bodenaustauschflüsse gemäß des beschriebenen Modellsatzes (Abschnitt 4.1) verwendet bzw. angepasst. Es werden gemäß Modellierungskonzept (Abschnitt 3.2) nur morphostatische Simulationen durchgeführt.

4.3 Datengrundlage

Für den Aufbau und die Auswertung des Modells des Weserästuars stehen verschiedene Datensätze für das Jahr 2009 zur Verfügung. Die erzielten Modellergebnisse können anhand ausgewählter modellierter Zielgrößen (Abschnitt 3.3) im Vergleich zu entsprechend gemessenen Zeitreihen beurteilt werden. Dies ist nur bei realistischer, naturnaher Nachbildung der wesentlichen Strömungs- und Transportprozesse im Ästuar bei Überlagerung verschiedener Randbedingungen möglich. So kann die realitätsgetreue Wiedergabe der Sedimentdynamik im Modell erzielt werden. Dies ermöglicht den direkten Vergleich mit äquivalenten Trübungsmessungen. Die Messdaten ermöglichen sowohl die Kalibrierung des Modells anhand von gemessenen Wasserständen und Salzgehalten sowie die Beurteilung der modellierten Sedimentdynamik und die Bewertung der vorgestellten Ansätze. Die verwendeten Daten umfassen gemessene Zeitreihen, dokumentierte Baggermaßnahmen und bestehende Modellergebnisdaten. Die Messdaten dienen neben der Kalibrierung dem direkten Vergleich mit den erzielten Modellergebnissen. Die Modellergebnisse eines bestehenden Nordseemodells (BAW 2012) werden zur Vorgabe der Randwerte am nördlichen Modellrand zur Nordsee verwendet, da dort keine Messdaten mit ausreichender Ausdehnung vorliegen. Die Tabelle B.5 gibt eine Übersicht aller verwendeten Daten mit Verwendungszweck und Quellenreferenzen.

4.3.1 Verwendete Datensätze

4.3.1.1 Bathymetrie

Zur Festlegung der Ausdehnung des Modellgebietes und der Höhenlage an den Modellknoten wird ein Bathymetriedatensatz mit einer Auflösung von 25 m verwendet, der Messdaten bis zum Jahr 2012 berücksichtigt und als räumlich und zeitlich interpolierte Bathymetrie zusammenfasst (BfG 2014a). Dieser Datensatz wird an Datenlücken durch eine weitere Bathymetrie (AufMod; Heyer und Schrottke 2013) mit einer Auflösung von 50 m ergänzt. Die Auflösung der Bathymetrie ist deutlich höher als die Gitterauflösung und ermöglicht die korrekte Ableitung der verwendeten Höhen an den Knoten des größeren Rechengitters (vgl. Abschnitt 4.4.3). Die Übersichtskarte des Modells im Weserästuars (Abschnitt 2.5; Abbildung 2.10) zeigt die verwendete Bathymetrie für einen ausgewählten Höhenbereich innerhalb des Modellgebietes.

4.3.1.2 Wind

Zur Abbildung der Schubspannung an der der Wasseroberfläche wird eine an der Station ALW in der Außenweser (ca. Km 115) gemessene Zeitreihe der Windgeschwindigkeit und Richtung des DWD für das gesamte Modellgebiet verwendet (DWD 2013). Abbildung B.10 zeigt die verwendete Zeitreihe der Windgeschwindigkeit und Richtung. Gemäß Abschnitt 2.5.1 können die meteorologischen Bedingungen 2009 als durchschnittlich erachtet werden.

4.3.1.3 Wasserstand und Salzgehalt in der Nordsee

Die Abbildung der Randbedingungen für den Wasserstand (wl) und Salzgehalt (sq) am Modellrand zur Nordsee erfolgt mittels der Vorgabe von extrahierten Modellergebnissen (Zeitintervall 10 min) eines bestehenden Modells der Nordsee der BAW (BAW 2012). Abbildung 4.2 zeigt exemplarisch eine verwendete Zeitreihe für einen Randabschnitt (b_sea_10) am nördlichen offenen Modellrand zur Nordsee. Zur Verdeutlichung des saisonalen Verlaufes sind die Verläufe tidegemittelt dargestellt. Insgesamt wurden an 12 Randabschnitten extrahierte Zeitreihen vorgegeben und für die Vorgabe der Randbedingung modellintern interpoliert, um eine realistische Tidedynamik im Modell zu erzeugen.

4.3.1.4 Zufluss, Salzgehalt und Schwebstoffkonzentration im Oberwasser der Weser

Zur Wiedergabe der Randbedingungen für den Oberwasserzufluss und die Oberwasserfracht werden gemessene Zeitreihen der WSV verwendet (WSV 2014). Der Abfluss (Q) wird standartmäßig an der Messstation INT beim letzten Wehr oberstrom vom Tidewehr in Bremen-Hemelingen (HEM) gemessen und als Randbedingung für den Zufluss am Modellrand (b_HEM_weir) verwendet. Da im ca. 30 Km

langen Flussabschnitt zwischen diesen Stationen in der Natur kein nennenswerter Zufluss auftritt und der Abfluss demgemäß annähernd konstant bleibt, wird diese Übertragung als zulässig erachtet. Abbildung 4.3 zeigt die verwendete Zeitreihe der täglichen Abflusswerte Q . Der höchste Abfluss tritt 2009 am 15.03.2009 und der niedrigste am 31.08.2009 auf (vgl. Abschnitt 2.5.1, Tabelle 2.3). Für die Randwertvorgabe der suspendierte Sedimentkonzentration (ssc) werden ebenfalls tägliche Messungen der Schwebstoffkonzentration an der Station INT verwendet. Für den Salzgehalt werden verfügbare Zeitreihen mit täglichen Werten verwendet, die direkt an der Station HEM gemessen wurden. Abbildung B.9 zeigt die verwendeten Zeitreihen an der südlichen, offenen Modellgrenze (b_{weir_HEM}). Gemäß Abschnitt 2.5.1 können die Abflussbedingungen für 2009 als relativ durchschnittlich angesehen werden, wobei sich etwas geringere Abflüsse als im langfristigen Mittel ergeben. Die Schwebstofffracht liegt unter dem langfristigen Mittel (vgl. Tabelle 2.3), hat aber die gleiche Größenordnung.

4.3.1.5 Messdaten an Stationen im Modellgebiet

Für den Vergleich der Modellergebnisse stehen Messdaten an 12 Messstationen innerhalb der Ausdehnung des Modellgebietes zur Verfügung. Grundsätzlich werden der Wasserstand (wl), der Salzgehalt (sa) sowie die Trübung (tu) als äquivalente suspendierte Sedimentkonzentration (ssc ; vgl. Abschnitt 4.3.3) gemessen. Tabelle B.3 und B.4 geben einen Überblick über die Messstationen und die jeweils gemessenen Größen. Während Messdaten für den Wasserstand an allen 12 Stationen innerhalb des Modellgebietes vorliegen, sind nur an 9 Stationen Salzgehaltmessungen sowie nur an 5 Stationen durchgehende Trübungsmessungen für das Jahr 2009 verfügbar.

4.3.1.6 Dokumentierte Baggermaßnahmen

Die WSV erstellt eine Dokumentation über veranlasste, erfolgte Baggermaßnahmen und die resultierenden Baggervolumen je Maßnahme (BfG 2014b). Im Rahmen dieser Arbeit wurden für das Jahr 2009 dokumentierten Volumen gemäß der Peilblätter für den Abschnitt Km 50 bis 65 der Fahrrinne (vgl. Abschnitt 2.5.4, A.5.2) ausgewertet und als Sedimentbilanzen für den Vergleich mit den Modellergebnissen verwendet. Die angefallenen Baggervolumen weisen eine ähnliche Größenordnung und saisonale Dynamik auf, welche auch für andere Jahre beobachtet wurden.

4.3.1.7 Sedimentverteilung

Für die Darstellung der Verteilung der kohäsiven Fraktion (Abbildung 2.11, Abschnitt 2.5.2; Anhang A.5.1) wurden Daten des Projektes AufMod (Heyer und Schrottko 2013) verwendet. Diese Daten umfassen Sedimentverteilungen aus mehreren Messungen bis zum Jahr 2012. Durch zeitliche und räumliche Interpolation der Messdaten können so für ein bestimmtes Jahr zusammenhängende und vollständige Datensätze der Sedimentverteilung bezogen werden. Für die in dieser Arbeit gezeigten Abbildungen wurde der bezogene Datensatz für das Jahr 2009 für die entsprechende Darstellung (z.B. entlang der Fahrinnenachse; Abbildung 2.11) interpoliert.

4.3.2 Datenbezug

Für alle verwendeten Daten werden konsistent einheitliche, räumliche sowie zeitliche Referenzsysteme verwendet:

4.3.2.1 Horizontaler Raumbezug

Die horizontalen räumlichen Koordinaten (x,y) aller verwendeten Daten beziehen sich auf das projizierte UTM-Koordinatensystem (Zone: 32N, System: ETRS 89; Bezugsellipsoids: WSG84). Dies betrifft die Lage der Bezugspunkte von Messstationen und der verwendeten Datensätze für Randwerte. Für die Koordinaten des Rechengitters und die Koordinaten aller Attribute die auf dem Gitter diskretisiert werden, wird dieses Koordinatensystem entsprechend übernommen. Die anhand krummliniger Koordinaten (ξ,η) berechneten Modellergebnisse werden auf die entsprechenden rechtwinkligen Koordinaten (x,y) bezogen ausgegeben und dargestellt.

4.3.2.2 Vertikaler Raumbezug

Alle absoluten Höhen (z) beziehen sich auf Normalhöhennull (NHN). Für den Vergleich von Modellergebnissen mit lokalen Messdaten wird der relative Tiefenbezug der σ -Koordinate (s) im Modell auf den entsprechenden absoluten Höhenbezug (z) der Messung umgerechnet.

4.3.2.3 Zeitbezug

Alle absoluten Zeitangaben (Daten und Uhrzeiten) beziehen sich auf Mitteleuropäische Zeit (MEZ). Dies betrifft die Zeitreihen für Messwerte und Modellergebnisse sowie die Referenzzeit für die relativen Zeitreihen der Randwerte in der Simulation. Demgemäß können modellierte und gemessene Zeitreihen direkt verglichen werden und zusammen für die gleiche Bezugszeit ausgewertet und dargestellt werden.

4.3.3 Umrechnung

4.3.3.1 Trübung

Für die Umrechnung der gemessenen Trübung tu (WSV 2015) der in der Weser verwendeten RCM9 Trübungsmesseinheiten in suspendierte Sedimentkonzentration ssc wird gemäß Angaben der BAW (Maushake und Grünler 2015) folgender Zusammenhang zugrunde gelegt: Die Schwebstoff- bzw. suspendierte Sedimentkonzentration [mg/l] beträgt das (3 ± 1) -fache der Trübung [NTU]. Für die Umrechnung wird vereinfacht Gleichung 4.9 zugrunde gelegt. Diese Zuordnung wird entsprechend der Kalibrierung der verwendeten Sonden zur Trübungsmessung für alle einbezogenen Trübungsmessungen als gültig angenommen.

$$ssc \text{ [kg/m}^3\text{]} = 0,003 tu \text{ [NTU]} \quad (4.9)$$

4.3.3.2 Baggervolumen

Zur Umrechnung der dokumentierten Baggervolumen V_{LR} in die entsprechende Trockenmasse $m_{d,LR}$ wird bei der Laderaumbeprobung eine Dichte von $\rho_d = 1650,0 \text{ kg/m}^3$ (Porosität von $n = 0,38$) angenommen (vgl. Abschnitt 2.5.4). Da die Bestimmung des Volumens V_{LR} einheitlich nach Zentrifugation der Sedimentprobe erfolgt, ist die Verwendung einer konstanten Dichte gerechtfertigt. Grundsätzlich ist zu berücksichtigen, dass keine direkte messtechnische Bestimmung der Dichte bei der Probenahme bzw. für die Dokumentation der Baggermaßnahmen erfolgt. Die mögliche Abweichung innerhalb eines möglichen Schwankungsbereiches dieser Raumdichte in Abhängigkeit der Reindichte ($\rho_s = 2650,0 \text{ kg/m}^3$) und der möglichen Werte der Porosität bzw. des Porenanteils ($0 << n << 1$) eines nach Zentrifugation bestimmten Volumens ($0,3 \lesssim n \approx 0,4 \lesssim 0,5$) ist allerdings gemäß Gleichung 4.10 begrenzt. Demgemäß wird die Abschätzung der Größenordnung der Baggermenge in Bezug auf die saisonale Akkumulation anhand der abgeleiteten Massen als zulässig angesehen. Die Ableitung einer Dichte für das Baggergut im Laderaum bezogen auf ein definiertes Volumen bei der Beprobung wird zudem als deutlich genauer angesehen als eine Abschätzung für das Volumen auf Grundlage der ermittelten Mindertiefen aus der Peilung mit einer ggf. sehr inhomogen und variablen Lagerung der anstehenden Ablagerungen an der Sohle (vgl. Abschnitte 2.3.4, 2.5.4).

$$\rho_d = (1 - n)\rho_s \quad (4.10)$$

$$m_{d,LR} = \rho_d V_{LR} \quad (4.11)$$

4.4 Modell des Weserästuars

Auf Grundlage des in Kapitel 3 beschriebenen Modellierungskonzeptes, das aus den abgeleiteten Hypothesen entwickelt wurde (Abschnitte 3.1, 3.2), wird im Rahmen des vorgestellten Vorgehens (Abschnitt 3.3) und der entsprechend abgeleiteten Ansätze (Abschnitt 4.1) für das ausgewählte Modellierungsverfahren Delft3D (Abschnitt 4.2) ein konkretes Modell für das Weserästuar aufgebaut. Dieses dient als Anwendungsfall zum Testen und zur Beurteilung der Ansätze anhand der vorliegenden Messdaten (Abschnitt 4.3). Zur Abbildung der in Kapitel 2 beschriebenen Transportmechanismen sowie des Transportverhaltens im Modell unter Verwendung des entwickelten Ansatzes zur Abbildung des Sedimenttransportes werden neben der grundlegenden Abbildung der Hydrodynamik (Abschnitt 4.2) folgende Prozesse des Modellierungsverfahrens (Delft-Nomenklatur) für dieses Modell berücksichtigt:

- Der Transport und die Verteilung von Salz (Salinity) mit entsprechendem Dichteeinfluss,
- der Einfluss des Windes (Wind) über die Oberflächenschubspannung,
- der Transport und die Verteilung der Sedimentkonzentration (Sediment) mit entsprechendem Dichteeinfluss einer einzelnen charakteristischen Sedimentfraktion mit vereinfachten Transporteigenschaften (Abschnitt 4.1.1 und 4.1.2.1) sowie
- der Bodenaustausch dieser Fraktion mit entsprechenden Sedimentflüssen gemäß 2-Layer-Konzept (Abschnitt 4.1.2.2) wird abgebildet.

Diese Prozesse werden als zwingend erforderlich für die Abbildung der langfristigen Sedimentdynamik im Modell gemäß der Zielstellung dieser Arbeit (Abschnitt 1.2) sowie der abgeleiteten Hypothesen und des entwickelten Modellierungskonzeptes angesehen. Weitere Prozesse werden entsprechend der getroffenen Annahmen und Vereinfachungen gemäß des Konzeptes nicht berücksichtigt.

4.4.1 Modellgebiet und Randbedingungen

Um die Tidedynamik und die großräumigen Sedimenttransportprozesse (vgl. Abschnitt 2.2) im Modell abbilden zu können und die vollständige Ausbildung eines ETM innerhalb des Modellgebietes zu ermöglichen (Abschnitt 2.4) wird das gesamte Ästuar gemäß Definition in Abschnitt 2.1 gewählt (vgl. Abbildung 2.10). Zur realistischen, naturnahen Abbildung der Tidedynamik und der Salzverteilung wird der Jadebusen im Südwesten im Modell berücksichtigt (Schwingungsbecken; Strömung zur Weser vgl. Lang 2003). Die Begrenzung des Modellgebietes erfolgt durch geschlossene Modellränder gemäß der Topographie (Überflutungsbereiche bzw. Deichlinie) sowie durch zwei offene Modellränder zur Nordsee im Nordwesten und zum Oberwasser im Südosten. Das Tidewehr in Bremen (HEM, Km -4) wird als südlicher offener Modellrand gewählt. Der Oberwasserzufluss (Q) mit der Salz- (sa) und Sedimentkonzentration (ssc) (Abschnitt 4.3.1.4; Abbildung 4.3, B.9) werden als Randwerte in Form einer Zuflussrandbedingung (vom Modell geschlossen; Reflexion der Tidewelle) vorgegeben. Am nördlichen Modellrand werden Modellergebnisse eines bestehenden Nordseemodells als Randwerte für den Wasserstand (w) und die Salzgehalte (sa) als Zeitreihen an 12 Randabschnitten interpoliert, um eine realistische Wiedergabe der Tidedynamik und Salzverteilung im Modell zu erzielen. Die Lage des nördlichen Randes wurde so gewählt, dass die Salzgehalte nicht mehr bzw. nur geringfügig vom Oberwasser beeinflusst werden und im Mittel relativ konstant sind ($30 \text{ ppt} > sa > 35 \text{ ppt}$), sodass die Brackwasserzone ($2 \text{ ppt} < sa < 20 \text{ ppt}$) sich nur innerhalb des Modellgebietes erstreckt (Abschnitt 4.3.1.3; Abbildung 4.2). Zur Vorgabe der primären Sedimentquelle werden zeitlich konstante Sedimentkonzentrationen vorgegeben, da diesbezüglich keine langfristigen und für den gesamten Modellrand gültigen Daten vorliegen. Die vorgegebene Konzentration wird für einen realistischen Variationsbereich ($0,01 \text{ kg/m}^3 \leq ssc \leq 0,3 \text{ kg/m}^3$) gemäß vorliegender Messungen und Veröffentlichungen (Abschnitt 2.5.3) im Rahmen einer Parameterstudie untersucht (Abschnitt 5.2.4). Die so abgeleitete Konzentration von $ssc = 0,1 \text{ kg/m}^3$ ist allerdings, wie bereits erläutert, gemäß Modellierungskonzept weniger als tatsächlicher Randwert sondern vielmehr als modelltechnische Umsetzung der primären Sedimentquelle aufzufassen (vgl. Abschnitt 2.4, 2.5.3, 3.2).

Scenario: S0346 | simulation
 Statistics: mov.mean [12.5 h] (TMM)
 Time: 2009 (TS09A1)
 Location: b_sea_010
 Layer: 1 (s)

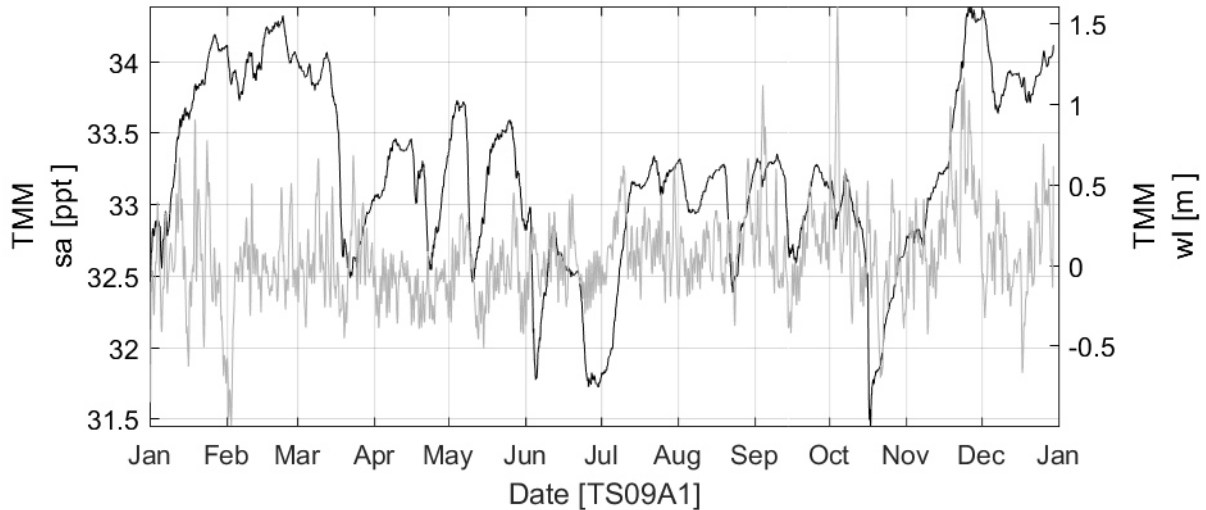


Abbildung 4.2: Übernommene externe Modellergebnisse für Wasserstand wl und Salzgehalt sa in der Nordesse für 2009 (Datenquelle BAW 2012). Verwendung als Randbedingungen an einem der nördlichen seeseitigen Modelrandabschnitte (b_sea_010).

Scenario: S0346 | simulation
 Time: 2009 (TS09A1)
 Location: b_weir_Hem
 Layer: 1 (s)

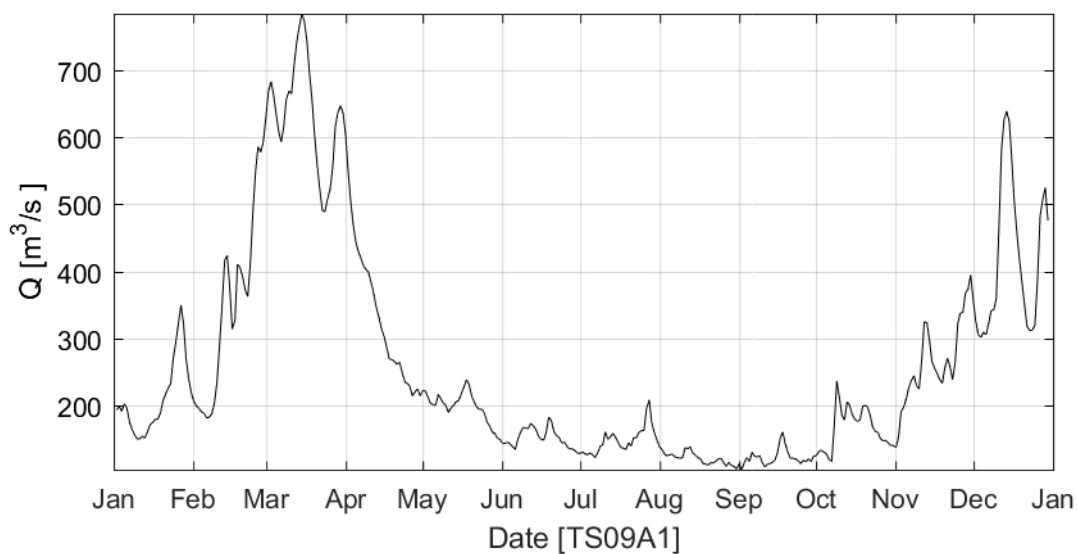


Abbildung 4.3: Gemessener Oberwasserabfluss Q bei HEM (Mittelweser Km 361,10) für 2009 (Datenquelle: WSV 2014). Verwendung als Randbedingung am südlichen oberwasserseitigen Modellrand (b_weir_HEM).

4.4.2 Anfangsbedingungen

Gemäß Modellierungskonzept (Sedimenttransportlimitation, Randwertansatz; Abschnitt 3.2) wird für die Sedimentfraktion zur Untersuchung der Sedimentdynamik und Parameterbestimmung keine initiale Verteilung innerhalb des Modells sowohl in der Wassersäule (ssc) als auch an der Sohle (SedMa) vorgegeben. Für die Salzgehalte (sa) werden aus den an einzelnen Stationen vorliegenden Messdaten räumlich interpolierte und über die Tiefe konstante Salzverteilungen für die Simulationsstartzeit generiert und als Anfangswerte vorgegeben. Dies dient der Verringerung der Einschwingzeit bis sich ein Gleichgewicht aus den Randwerten im Modell einstellt. Dieses Vorgehen ist für die gemessene äquivalente suspendierte Konzentration gemäß der Transportlimitation nicht sinnvoll, da die Konzentration maßgeblich von der Resuspension der sekundären Sedimentquellen bestimmt wird. Für diese liegen keine ausreichend zeitlich und räumlich aufgelösten Messdaten vor, was u.a. den gewählten Randwertansatz begründet. Für eine ausgewählte Simulation werden allerdings initiale Bedingungen aus bestehenden Simulationsergebnissen auf Grundlage dieser abgeleiteten Parameterkombination vorgegeben. Dies dient ausschließlich der Demonstration der Unabhängigkeit der erzielten Modellergebnisse von den Anfangsbedingungen auf Grundlage der abgeleiteten Parameter. Für den initialen Wasserstand wird 0 m NHN vorgegeben, da die Einstellung der Tidedynamik innerhalb einer relativ kurzen Einschwingzeit im Modell erfolgt. Des Weiteren werden durch dieses Vorgehen Dissonanzen zwischen Schwingungen aus Anfangswerten und Randwerten vermieden. Aus diesem Grund wird die Startzeit der Simulationen (01.01.2009 05:15 Uhr) zudem so gewählt, dass diese zeitlich auf den Nulldurchgang bei fallendem Wasserstand während der Ebbe am Modellrand zur Nordsee fällt.

4.4.3 Diskretisierung

Zur Simulation wird ein orthogonales gekrümmt-lineares Rechengitter mit einer variierenden horizontalen Auflösung verwendet. Abbildung 4.4 zeigt das verwendete Rechengitter und die Auflösung als äquivalente Elementlänge $[m = \sqrt{m^2}]$ der Elemente. Die ξ -Achse verläuft i.d.R. von Südwesten (Außenweser; südliche Unterweser) bzw. Westen (nördliche Unterweser) nach Nordwesten bzw. Norden, während die η -Achse dem Verlauf des Ästuars von Nordwesten nach Südosten folgt. Das Modellgebiet wird mit ca. 15 000 horizontalen Elementen abgebildet. Die Auflösung variiert zwischen ca. 80 und $1370,0 \sqrt{m^2}$. Die Unterweser (Km -4 bis 65) sowie insbesondere der Fokusbereich am nördlichen Ende sind feiner aufgelöst, während die Außenweser (Km > 65) einschließlich des Jadebusens deutlich gröber aufgelöst ist. Die Wahl der Auflösung stellt den Kompromiss zwischen möglichst effizienter Berechnung und ausreichender Auflösung zur Abbildung der beschriebenen Prozesse dar. Einem Element wird jeweils eine Höhenlage der Sohle durch Interpolation der verwendeten Bathymetriedaten zugeordnet. Gemäß Courant-Kriterium wird für diese Auflösung in Abhängigkeit der Wellenfortschritts- geschwindigkeit bzw. einer mittleren Referenzwassertiefe von 0 m NHN ein konstanter Simulations- zeitschritt von $\Delta t = 25s$ verwendet. Zur Auflösung der vertikalen Raumdimension werden σ -Schichten verwendet. Die für die jeweiligen Elemente abgebildete Wassersäule wird durch 10 Schichten mit einer relativen Mächtigkeit von $d\sigma = 20, 20, 15, 12, 10, 8, 6, 4, 3, 2\%$ von der Oberfläche zur Sohle unterteilt. Die feinere Auflösung an der Sohle erlaubt die ausreichend detaillierte Abbildung von vertikalen Gra- dienten an der Sohle. Dies wird insbesondere für das gewählte Modellierungskonzept mit maßgebli- cher Bedeutung der Abbildung der Diffusion auf Grundlage sich einstellender Gradienten als wichtig erachtet. Da in der Bathymetrie keine großen Sohlneigungen auftreten, ist die Verwendung der σ -Schichten für die Diskretisierung der vertikalen Modelldomäne zulässig und ermöglicht eine effizi- ente Auflösung der vertikalen Prozesse und Gradienten in der Wassersäule. Zudem ergibt sich somit eine ebene Auflösung der Wassersäule für verschiedene Tiefenbereiche mit einer gleichbleiben- den Anzahl von vertikalen Berechnungsschichten.

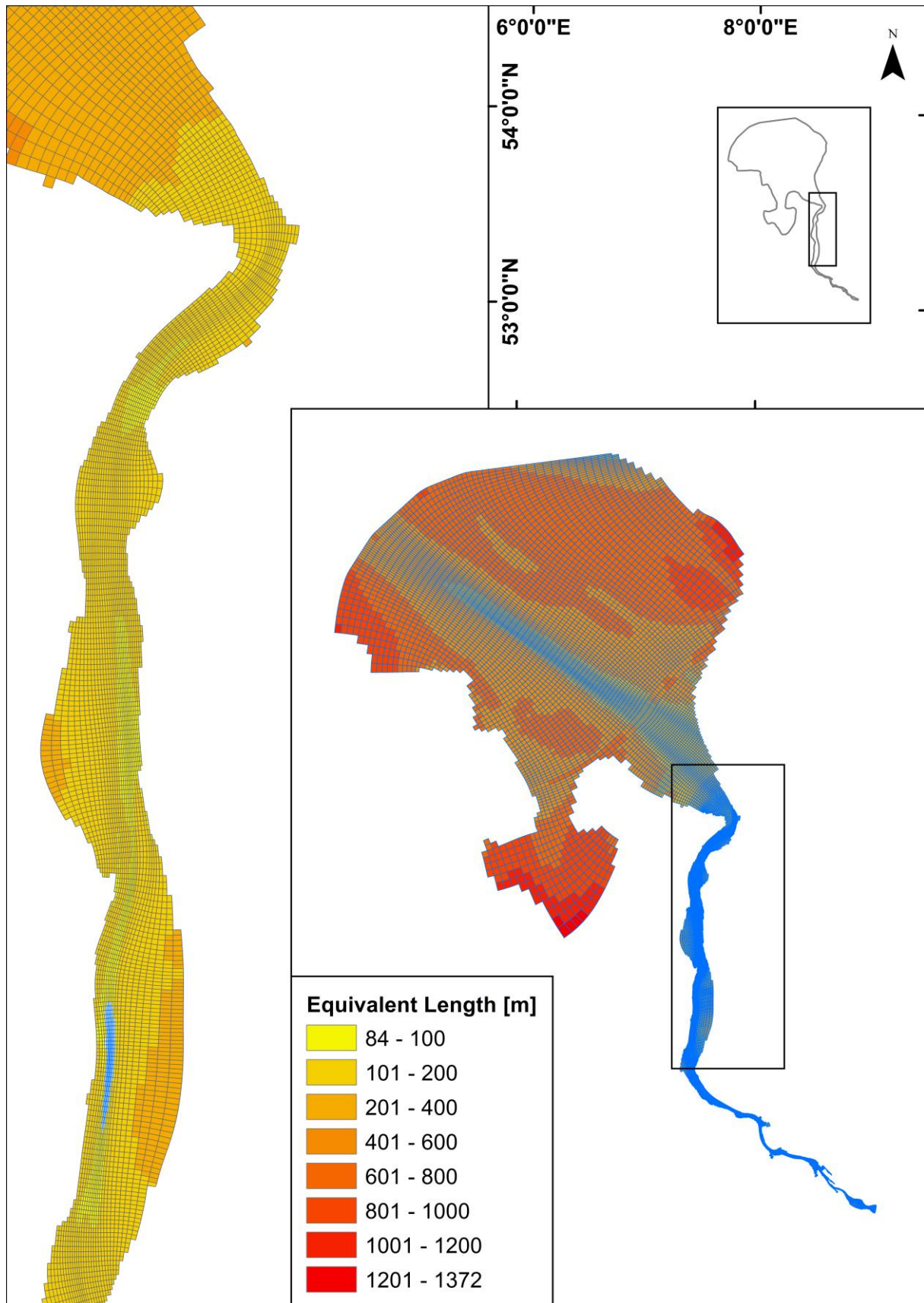


Abbildung 4.4: Horizontale Auflösung des Modells mit äquivalenter Elementlänge (Wurzel der Elementfläche).

4.4.4 Simulationszeitraum

Als Simulationszeitraum wird für das Modell in Bezug auf die Vorgabe der Rand- und Anfangsbedingungen im Rahmen dieser Arbeit das Jahr 2009 vom 01.01.09 05:15 Uhr bis zum 31.12.2009 00:00 Uhr gemäß der vorliegenden Daten und Bedingungen gewählt. Dies ermöglicht die Untersuchung der saisonalen Dynamik wie der Verlagerung der Brackwasserzone und Trübungszone. Die für diesen Zeitraum vorliegenden Messdaten ermöglichen die qualitative als auch quantitative Beurteilung des im Modell simulierten saisonalen Verhaltens.

4.5 Auswertungsmethoden

Zur Darstellung, Auswertung und Beurteilung der auf Grundlage des verwendeten Modellansatzes erzielten Modellergebnisse bzw. der Modellgüte werden die zugrunde liegenden Daten prozessiert. Dies stellt eine grundsätzliche Vergleichbarkeit der Werte her und ermöglicht den quantitativen Vergleich bzw. die übersichtliche vergleichende Darstellung verschiedener Datensätze (Szenarien) mit ggf. unterschiedlichen Auflösung und Bezugsgrößen. Zu diesem Zweck werden modellierte und gemessene Zeitreihen synchronisiert. Es erfolgt eine zeitliche Interpolation sowohl der Modell- als auch der Messdaten zur Ableitung von Werten mit gleichem Zeitbezug unter Beibehaltung der Originalwerte. Zudem werden die mit relativem Tiefenbezug (s) vorliegenden Modelldaten auf einen absoluten Tiefenbezug (z) transformiert und entsprechend der Messtiefe interpoliert. Dies lässt den absoluten Vergleich von Messungen mit den Modellergebnissen zu und erlaubt die Berechnung der absoluten Differenz (DIF) sowie statistischer Größen auf Grundlage des synchronisierten Zeit- und Raumbezugs. Des Weiteren wird zur vergleichenden Darstellung von mehreren Zeitreihen aus verschiedenen Simulationsläufen sowie den Messungen das absolute zeitliche Mittel (TM) des angegebenen Zeitabschnittes ΔT oder eine dynamische Mittelung bzw. Filterung (TMM) einer Größe (Var) zum Zeitpunkt t verwendet. Auf Grundlage der diskreten Zeitschritte ts über eine Zeitspanne Δt in Abhängigkeit der beabsichtigten zeitlichen Auflösung erfolgt die Filterung für den betrachteten Zeitabschnitt ΔT mit allen diskreten Zeitschritten TS , um mehrere Zeitreihen von unterschiedlichen Datensätzen zusammen darstellen zu können und um das Verhalten für die betrachtete Zeitskala hervorzuheben (Gleichung 4.12, 4.13). In ähnlicher Weise kann die Bestimmung der Einhüllenden, für die innerhalb einer Zeitspanne Δt auftretenden Maxima und Minima (TEP, TEL), erfolgen. So werden beispielsweise tidegemittelte Zeitreihen gezeigt, um die saisonale Entwicklung oder den Einfluss von Spring-Nippbedingungen hervorzuheben. Das absolute zeitliche Mittel wird verwendet, um u.a. das residual Strömungsmuster darzustellen. Für die absolute Mittelung zur Darstellung residualer Werte werden grundsätzlich nur Zeiträume verwendet, die ganze, abgeschlossene Tidezyklen [m Tiden] umfassen.

$$TM\langle Var(\Delta T) \rangle = \frac{\sum Var(TS)}{\Delta TS} \quad (4.12)$$

$$TMM\langle Var(t) \rangle = \frac{1}{\Delta ts} \left[\sum_{ts_a | t - \frac{\Delta t}{2}}^{ts_e | t + \frac{\Delta t}{2}} Var(ts) \right] \quad (4.13)$$

Zur flächigen Darstellung einer Größe (z.B. Ausdehnung der Trübungszone auf Grundlage der modellierten suspendierten Konzentration ssc) werden teilweise tiefengemittelte Werte (d.a. – depth averaged) verwendet (Gleichung 4.14). Zur Berechnung der Werte für eine bestimmte Tiefe z werden diese aus dem σ -Bezug gemäß Gleichung 4.15 linear interpoliert. Die bei entsprechenden Abbildungen dargestellte Bezugsgröße Z wird analog abgeleitet und ggf. in gleicher Weise gemittelt oder es wird die relative Wassertiefe H gemäß σ -Bezug verwendet. Die beschriebenen zeitlichen und räumlichen Umrechnungen sowie Mittelungen werden auch in Kombination angewendet, um bestimmte Aspekte der betrachteten Datensätze hervorzuheben.

$$da\langle Var(t) \rangle = \frac{\sum_1^{10} [Var(\sigma, t) \cdot d\sigma(\sigma)]}{100} = \frac{\sum_1^{10} [Var(\sigma, t) \cdot dz(\sigma, t)]}{H(t)} \quad (4.14)$$

$$Var(t, z) = Var(t, z_{\sigma_2} < z) + [Var(t, z_{\sigma_1} > z) - Var(t, z_{\sigma_2} < z)] \frac{z - z_{\sigma_2}}{z_{\sigma_1} - z_{\sigma_2}} \quad (4.15)$$

4.5.1 Darstellungsformen

Grundsätzlich erfolgt die Darstellung der Modellergebnisse grafisch in Form von Abbildungen sowie vereinzelt tabellarisch. Für Abbildungen wird je nach Datensatz die räumliche Darstellung mit relativem ($s - \sigma$ -Schicht; Oberfläche: $\sigma = 1$, Sohle: $\sigma = 10$) oder absolutem Tiefenbezug ($z - m$ NHN) gewählt. Zudem werden modellierte oder gemessene Referenzgrößen, wie der lokale Wasserstand oder die Entwicklung der Randwerte, für den Betrachtungszeitraum dargestellt. Dies dient der Beschreibung der Einflüsse auf die vordergründig gezeigte Größe sowie der Einordnung der dargestellten Entwicklung dieser Größe. Bei der grafischen Darstellung werden im Wesentlichen 1D-Zeitreihen zum Vergleich der Entwicklung der betrachteten Größe von mehreren Szenarien an einem Ort, synoptische 2D-Darstellungen zur Visualisierung der zeitlichen Variation entlang einer Raumdimension (Hovmöllerdiagramm) sowie für einzelne Zeitpunkte bzw. zeitliche Mittelwerte über zwei Raumdimensionen (z.B. Schnitte und flächige Darstellungen) verwendet. Insbesondere die Dynamik der Trübungszone kann in Form eines Hovmöllerdiagramms als zeitliche Variation der Sedimentkonzentration in einer Tiefe oder tiefengemittelt entlang eines Längsschnittes übersichtlich und intuitiv verständlich dargestellt werden.

4.5.2 Vergleich mit Mess- und Baggerdaten

Der Vergleich mit Messdaten erfolgt qualitativ durch Abbildung von synchronisierten und ggf. zeitlich gemittelten oder gefilterten (TMM, TEP, TEL) Zeitreihen unterschiedlicher Länge für die jeweils betrachtete zeitliche Auflösung sowie quantitativ durch Berechnung der mittleren quadratischen Abweichung (root mean square error – RMSE; Gleichung 4.16). Diese wird zur Normierung bzw. Einordnung auf die maximale örtliche Variation bezogen (NRMSE).

$$RMSE\langle Var(\Delta T) \rangle = \sqrt{\frac{\sum_{TSa}^{TSe} (Var_{sim} - Var_{mes})^2}{\Delta TS}} \quad (4.16)$$

Zudem erfolgt die gemeinsame, vergleichende Darstellung im Längsschnitt unterschiedlicher statistischer Kenngrößen (Mittelwert, Median, Quantile) zur Beschreibung der Variabilität der Mess- und Modellgröße an einzelnen Stationen.

Zum Vergleich der Modellergebnisse mit den dokumentierten Baggermengen erfolgt die Umrechnung der dokumentierten Volumen in Massen (Abschnitt 4.3.1.6) und die Bilanzierung der Modellergebnisse entsprechend der vorliegenden Bilanzierungsabschnitte der WSV. Dieser liegen ca. 3 km lange Peilabschnitte zugrunde. Für den Vergleich werden die Modelldaten kilometergenau bilanziert und für den direkten Vergleich entsprechend aufsummiert. Für die Größe „kumulierte Deposition“ (*CumDep* [kg]) wird die erfolgte Nettodeposition in die Sohle gemäß der modellierten Masse in der Sohle (*SedMa* [kg/m²]) zum jeweiligen Zeitpunkt für entsprechende Polygone (vgl. Abschnitt B.3) bilanziert und für den Vergleich mit den Baggermassen verwendet.

Zur allgemeinen Bilanzierung der Transportflüsse und Sedimentation werden Polygonränder (vgl. Abschnitt B.3) verwendet. Diese ermöglichen die Bilanzierung je Kilometer entlang der Fahrrinne, innerhalb der Fahrrinne sowie über den gesamten Modellquerschnitt in der Unterweser (ab Km < 80). Die

Größe „kumulierter totaler Transport durch Polygonrand“ (CumTotT [kg]) bildet die auf Rechenzeit-schrittebene bilanzierten, totalen Transporte am jeweiligen Querschnitt für den gesamten Modell-querschnitt (in ξ -Richtung) über den entsprechenden Polygonrand ab.

4.5.3 Tideasymmetrien und Ästuarine Zirkulation

Zur Darstellung der modellierten Asymmetrien zwischen Flut- und Ebbphase werden neben der exemplarischen synoptischen Darstellung über einige Tidezyklen zudem Verhältnisse aus den Mittelwerten zur Flut- und zur Ebbphase gebildet (MFE<Größe>). Dies ermöglicht die repräsentativere Darstellung der mittleren räumliche Variation der Asymmetrien z.B. für die modellierte mittlere Verteilung der Fließgeschwindigkeit sowie der vertikalen turbulenten Durchmischung entlang des longitudinalen Ästuarverlaufes.

Zur Darstellung der modellierten residualen Strömung in den unteren Wasserschichten wird die orthogonale, zu den Querschnitten (in ξ -Richtung) horizontale (in η -Richtung) Fließgeschwindigkeitskomponente (v_{hn}) ausgewertet. Zur sinnvollen flächenhaften Darstellung wird der vertikal gemittelte, in Flutstromrichtung (per Definition) negative Anteil der Fließgeschwindigkeitskomponente (v_{N2Dn}) aus dieser Modellausgabe berechnet. Dies ermöglicht im Gegensatz zur gesamt-tiefengemittelten Darstellung der orthogonalen horizontalen Komponente (v_{2Dn}) die Darstellung der residualen Strömung auch für Bereiche, in den im Tiefenmittel die residuale Ebbströmung in der oberen Wassersäule überwiegt. Diese Darstellung ist allerdings nur für die Betrachtung der horizontalen Strömungskomponente innerhalb bzw. entlang der Rinnen (wie z.B. der Fahrinne) sinnvoll interpretierbar, in denen sich die Tideströmung im Wesentlichen in Längsrichtung ausbildet und an deren Verlauf das krummlinige Gitter angepasst ist. Für übrige Bereiche (z.B. Wattflächen mit keiner in Bezug auf das Gitter klar definierten Tidestromachse) lässt sich die beschriebene Größe nicht sinnvoll auswerten.

5 Modellergebnisse

5.1 Hydrodynamik und Salzgehalt

5.1.1 Vergleich mit Messwerten

Die modellierte Hydrodynamik und die Salzverteilung bilden die Grundlage für die Abbildung und Untersuchung des Sedimenttransportes im Modell (vgl. Abschnitt 2.2). Entsprechend der modellierten Tideströmung und Salzverteilung gemäß der resultierenden lokalen Wasserstände und Salzgehalte ergibt sich der residuale Sedimenttransport, der zur Akkumulation und Ausbildung der Trübungszone führt (vgl. Abschnitt 2.4). Die nachfolgenden Abbildungen 5.1ff. sowie die Abbildung im Abschnitt C.1 im Anhang zeigen Modellergebnisse im Vergleich zu verfügbaren Messdaten für ausgewählte Zeiträume und Messstationen. Die gezeigten Modellergebnisse beziehen sich auf das im nachfolgenden Abschnitt 5.1.2.3 für die Ergebnisse der Sedimentdynamik verwendete Referenzszenario S0346. Die Abbildungen geben sowohl einen qualitativen (Zeitreihen) sowie quantitativen (statistische Kenngrößen) Überblick über die räumliche und zeitliche Variation der gemessenen und modellierten Wasserstände und Salzgehalte. Zunächst werden die Mittelwerte und weitere statistische Größen zur Beschreibung der Variabilität an mehreren Stationen im longitudinalen Verlauf dargestellt. Darauf folgt die exemplarische Darstellung der saisonalen intertidale sowie der intratidale Verläufe für einzelne ausgewählte Zeiträume und Messstationen. Zur quantitativen Beurteilung der Modellergebnisse wird zudem die mittlere quadratische Abweichung (RMSE und NRMSE) für die Modellergebnisse in Bezug auf die Messwerte berechnet. Tabelle C.6 im Anhang gibt eine Übersicht über die Abweichungen der Modellergebnisse an einzelnen Pegeln bzw. Messstationen.

Die mittleren Fehler für den Wasserstand liegen im Bereich zwischen $RMSE = 6...25$ cm ($NRMSE < 3\%$) in der Außenweser bis einschließlich der Mischungszone bzw. dem Fokusgebiet (ca. Km 30 ... 75). In der weiter südlichen Unterweser liegen die Abweichungen bei $RMSE = 25...44$ cm ($NRMSE < 6\%$). Die modellierten Salzgehalte weisen eine Abweichung der Messwerte von $RMSE = 0,04 ... < 3,0$ ppt ($NRMSE < 12\%$ im Bereich der Mischungszone/Fokusgebiet; $< 8\%$ in der Unterweser und $< 20\%$ in der äußeren Nordsee) auf.

Abbildung 5.1 und 5.2 zeigen die zeitlichen Mittelwerte (TM) für 2009 an verschiedenen Messstationen und zusätzlich die gemittelten Modellergebnisse entlang der Fahrrinne zwischen Km 25 und 85 zur Verdeutlichung des räumlichen Verhaltens im Modell. Dabei ist zu beachten, dass die Messstationen in einem gewissen Abstand zur Fahrrinne liegen, was geringfügige Abweichung zwischen den Modellergebnissen aufgrund des lateralen Versatzes erklärt. Für den mittleren Wasserstand (w) wird die gesamte Simulationszeit ab zwei Tagen nach Simulationsstart und für den Salzgehalt der Zeitraum ab einem Monat nach Simulationsstart einbezogen, um Einflüsse aus den initialen Bedingungen auszuschließen. Im Anhang ist zudem die entsprechende zeitliche Variation durch die Mediane und mittlere Verteilung im longitudinalen Verlauf dargestellt (Abbildung C.12, C.13). Sowohl die mittleren zeitlichen (TM) Verläufe als auch die Variabilität aufgrund der Tidedynamik können grundsätzlich im Modell wiedergegeben werden. Dies gilt für verschiedene Zeitabschnitte mit unterschiedlichen saisonalen Bedingungen. Im Mittel werden die Wasserstände an den Stationen entlang der Fahrrinne im Fokusgebiet seeseitig (ab Km 40) geringfügig (\sim cm) überschätzt und oberwasserseitig geringfügig unterschätzt (Abbildung 5.1). Grundsätzlich wird der mittlere Verlauf der Wasserstände im Längsschnitt des Ästuars gemäß der gezeigten Messergebnisse gut wiedergegeben. Sowohl die Messwerte als auch die Modellergebnisse zeigen den typischen Anstieg der mittleren Wasserstände innerhalb des Ästuars. Zudem kann auch die Variation u.a. aufgrund der Tidedynamik gut reproduziert werden. Die mittlere zeitliche Variation für den gesamten Simulationszeitraum deckt sich mit der Variation der Messwerte (Abbildung C.12) und es ergibt sich eine gute Übereinstimmung für die modellierten und gemessenen Wasserstände.

Parameter: water level (wl)
 Statistics: mean (TM)
 Time: 2009 (TS090103A1)
 Location: Km 25-85
 Layer: 1 (s)

+ M0001 | TM
 + S0346 | TM

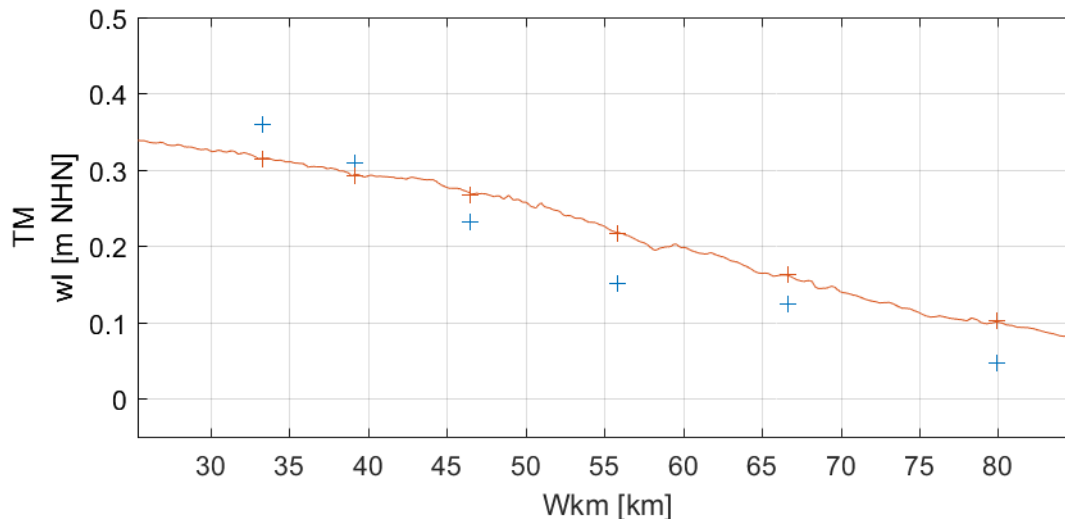


Abbildung 5.1: Mittlerer (2009) gemessener (M0001) und modellierter (S0346) Wasserstand (wl) an Messstationen (EFL, BRA, RFL, NUF, BAL, RSS) und im Längsschnitt der (Km 25–85).

Die mittleren Salzgehalte werden für die Betrachtung der Stationen im Fokusgebiet seeseitig von Km 60 gering ($\Delta sa < 3$ ppt) überschätzt und oberwasserseitig sehr geringfügig unterschätzt (Abbildung 5.2). Grundsätzlich kann der sich zwischen Oberwasser und Nordsee einstellende mittlere Gradient gut im Modell reproduziert werden. Die lokalen mittleren Abweichungen an einer Messstation liegen weit unter der Variation im Längsschnitt zwischen den Messstationen. Zudem weisen die Messwerte und Modellergebnisse für den Salzgehalt die gleiche Größenordnung der Variation unter Einbezug der annähernd gesamten Simulationszeit (Februar bis Dezember) auf (Abbildung C.13). Oberwasserseitig, ab Km 40, sind die auftretenden Salzgehalte und deren Variation im Mittel für den betrachteten Zeitraum und in Bezug auf die im Längsschnitt auftretenden absoluten Werten bzw. Änderungen erwartungsgemäß nur noch sehr gering. Dies zeigt sich in Übereinstimmung sowohl im Modell als auch in den Messungen. Die mittlere Lage der Brackwasserzone ($2 < sa < 20$ ppt) kann im Modell im Hinblick auf die zeitlichen Mittelwerte im Längsschnitt gut abgebildet werden. Neben der mittleren Lage kann gemäß der übereinstimmenden Größenordnung der Variabilität zwischen Modell und Messung auch die saisonale Verlagerung der Brackwasserzone abgebildet werden (vgl. Abbildung 5.4, C.18, C.19). Die lokalen saisonalen Verläufe für den Salzgehalt bzw. die Verlagerung der Brackwasserzone können im Wesentlichen durch die Änderung des Oberwasserabflusses (vgl. Abbildung 4.3) erklärt werden. Für hohe Oberwasserabflüsse kommt es in Übereinstimmung mit den Messwerten zur seeseitigen Verlagerung und für geringe Oberwasserabflüsse zu höheren Salzgehalten an den oberwasserseitigen Messstationen gemäß der Verlagerung des Gradienten. Für von der mittleren Lage der Brackwasserzone oberwasserseitig liegende Messstationen treten grundsätzlich größere Variationen zu Zeiten mit im Mittel erhöhte Niveaus der Salzgehalte auf. Dies ist maßgeblich auf die Verlagerung der Brackwasserzone mit der Tideströmung bzw. auf den advektiven Salztransport zurückzuführen und zeigt sich entsprechend auch in den Messwerten. Zusammengefasst wird sowohl die mittlere Lage des Salzgradienten bzw. der Brackwasserzone als auch die Variabilität insbesondere im Fokusgebiet trotz bestehender geringer Abweichung im Modell reproduziert.

Parameter: salinity (sa)
 Statistics: mean (TM)
 Time: Feb-Dec 2009 (TS0902M11)
 Location: Km 26-86
 Layer: -3 m NHN (z)

+ M0001 | TM
 + S0346 | TM

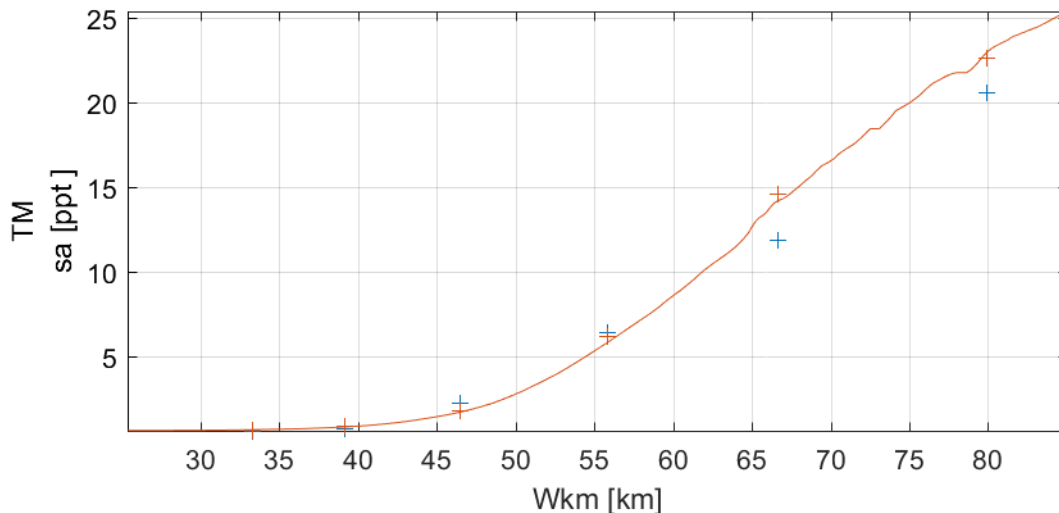


Abbildung 5.2: Mittlerer (Februar bis Dezember 2009) gemessener (M0001) und modellierter (S0346) Salzgehalt (sa) an Messstationen (EFL, BRA, RFL, NUF, BAL, RSS) und im Längsschnitt (Km 25–85).

Exemplarisch werden im Folgenden für den Wasserstand und die Salzgehalte an der Messstation NUF (Nordenham Unterfeuer, Km 55,81) die tidegemittelten (TMM) Zeitreihen (Abbildung 5.3, 5.4), ein zeitlich aufgelöster Spring-Nipp-Verlauf mit den vollständigen Tidezyklen bei verhältnismäßig moderatem Oberwasserabfluss im Juni (Abbildung 5.5, 5.6) und der detaillierte Verlauf am Beginn dieses Zeitabschnittes für vier Tiden (Abbildung 5.7) gezeigt. Im Anhang werden zusätzlich Spring-Nipp-Verläufe bei hohem Oberwasserabfluss im März (Abbildung C.14, C.15) sowie im Oktober am Ende der Phase von längerem niedrigem Abfluss während des Sommers (Abbildung C.16, C.17) gezeigt. Die darauf nachfolgenden Abbildungen zeigen des Weiteren die Verläufe seeseitig des Fokusgebietes (Messstation RSS, Km 79,94) und am oberwasserseitigen Ende (Messstation RFL, Km 46,46) im Juni (Abbildung C.18ff.). Die intratidalen und saisonalen (intertidalen) Verläufe des Wasserstandes und des Salzgehaltes können im Modell ebenfalls reproduziert werden.

Die entsprechenden tidegemittelten Verläufe zeigen eine gute Übereinstimmung für die Modellergebnisse im Vergleich zu den Messdaten. Abbildung 5.3 zeigt dies exemplarisch für den Wasserstand an der Station NUF. Sowohl die gleitenden Mittelwerte (TMM) als auch die gleitenden Extremwerte (TEP, TEL) der Mess- und Modelldaten decken sich. Die absoluten Differenzen (DIF) sind im Vergleich zur gesamten zeitlichen Variation am Pegel sehr gering und lassen sich teilweise auf eine leichte Phasenverschiebung zurückführen und begründen sich weniger aus den modellierten absoluten Scheitelwerten (vgl. Abbildung 5.7). Grundsätzlich ergibt sich auch für andere Stationen trotz der geringen mittleren Abweichung (vgl. Abbildung 5.1) eine sehr ähnliche Güte der Abbildung. Abbildung 5.4 zeigt die entsprechende saisonale Entwicklung für den Salzgehalt an der Station NUF. Die Verlagerung der Brackwasserzone lässt sich, wie bereits beschrieben, sowohl anhand der Messdaten als auch im Modell gut nachvollziehen. Dies lässt sich ebenfalls für die Station RSS (Km 79,94) sowie RFL (Km 46,46) zeigen (Abbildung C.18, C.19). Für RSS werden die tidegemittelten Salzgehalte allerdings in der zweiten Jahreshälfte tendenziell gering überschätzt, während es bei RFL zu einer phasenweisen Unterschätzung bei saisonal auftretenden höheren Niveaus der Salzgehalte kommt. Grundsätzlich zeigt sich dennoch eine gute Wiedergabe der Verschiebung der Brackwasserzone (vgl. zus. Abbildung C.37).

Parameter: water level (wl)

Statistics: mov.mean [12.5 h] (TMM), max (TEP), min (TEL)

Time: 2009 (TS09A1)

Location: Nordenham Unterfeuer (Km 55.81)

Layer: 1 (s)

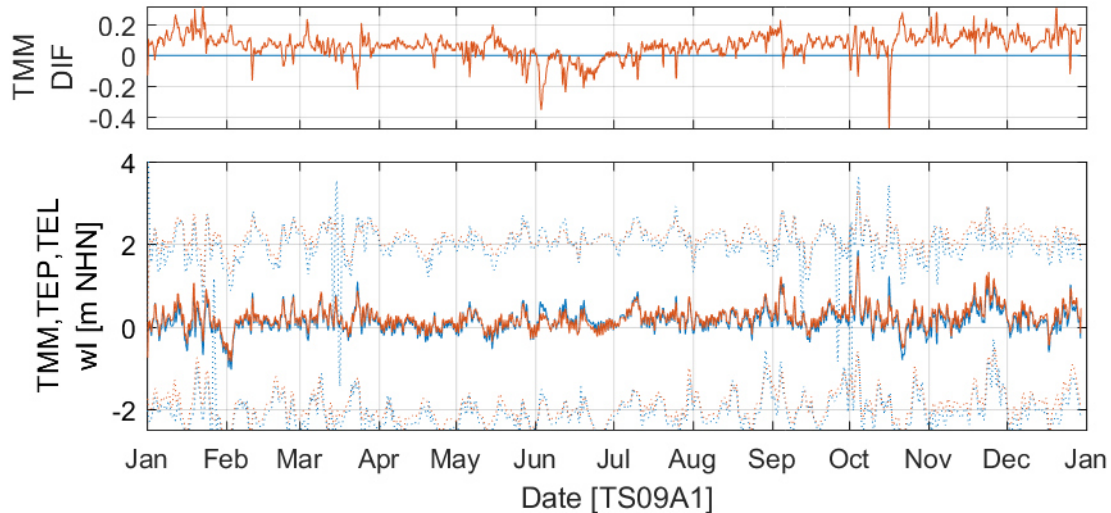


Abbildung 5.3: Tidegemittelter gemessener (M0001) und modellierter (S0346) Wasserstand (wl) und tidegemittelte Differenz zu Messung (DIF) an Messstation NUF für 2009.

Parameter: salinity (sa)

Statistics: mov.mean [12.5 h] (TMM), max (TEP), min (TEL)

Time: 2009 (TS09A1)

Location: Nordenham Unterfeuer (Km 55.81)

Layer: -3.48 m NHN (z)

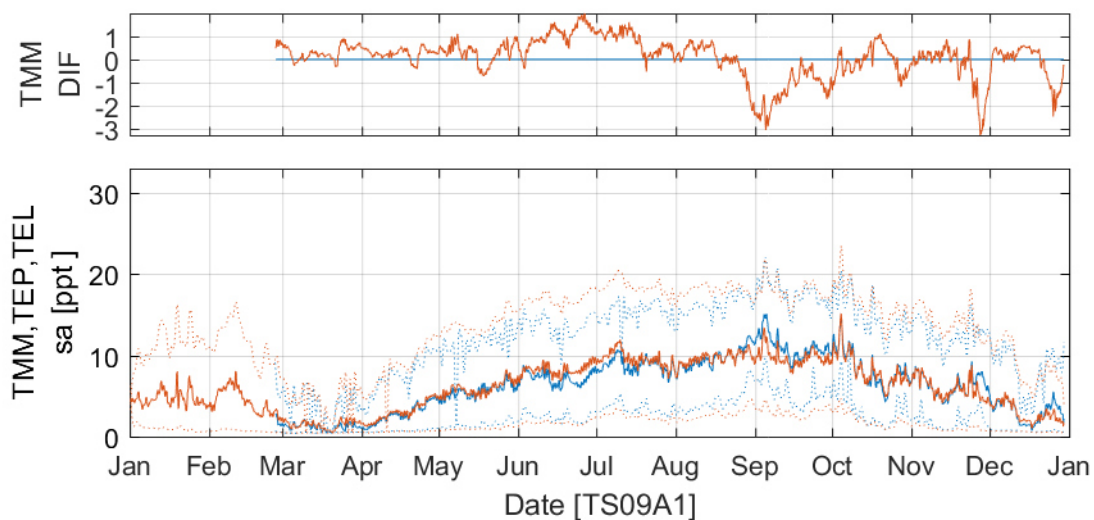


Abbildung 5.4: Tidegemittelter gemessener (M0001) und modellierter (S0346) Salzgehalt (sa) und tidegemittelte Differenz zu Messung (DIF) an Messstation NUF für 2009 (Messdatenlücke bis März).

Parameter: water level (wl)
 Time: 06.06-23.06.2009 (TS090606D17)
 Location: Nordenham Unterfeuer (Km 55.81)
 Layer: 1 (s)

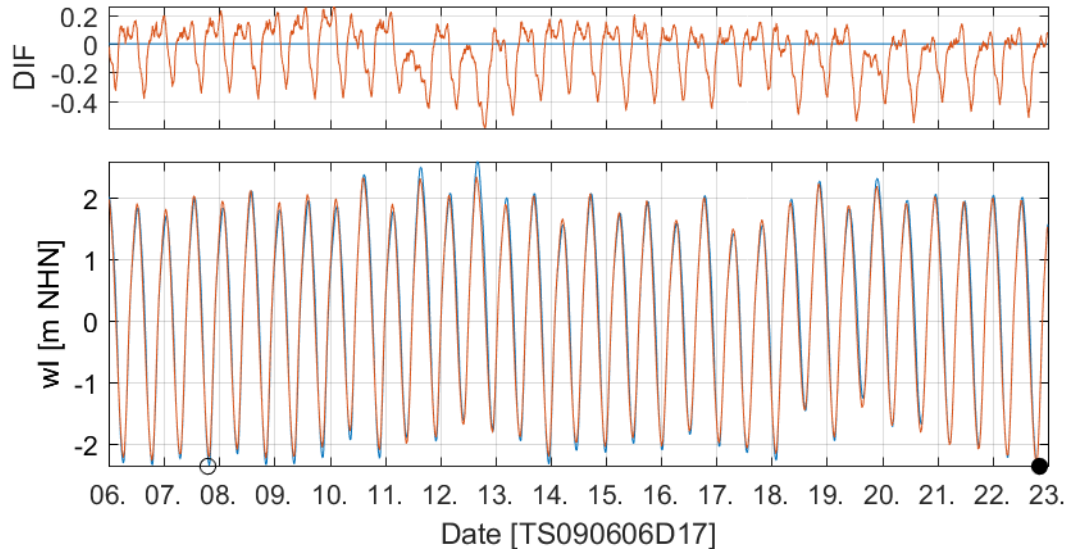


Abbildung 5.5: Gemessener (M0001) und modellierter (S0346) Wasserstand (wl) und Differenz zu Messung (DIF) an Messstation NUF vom 06.06. – 23.06.2009 (Vollmond: ●; Neumond: ○).

Parameter: salinity (sa)
 Time: 06.06-23.06.2009 (TS090606D17)
 Location: Nordenham Unterfeuer (Km 55.81)
 Layer: -3.48 m NHN (z)

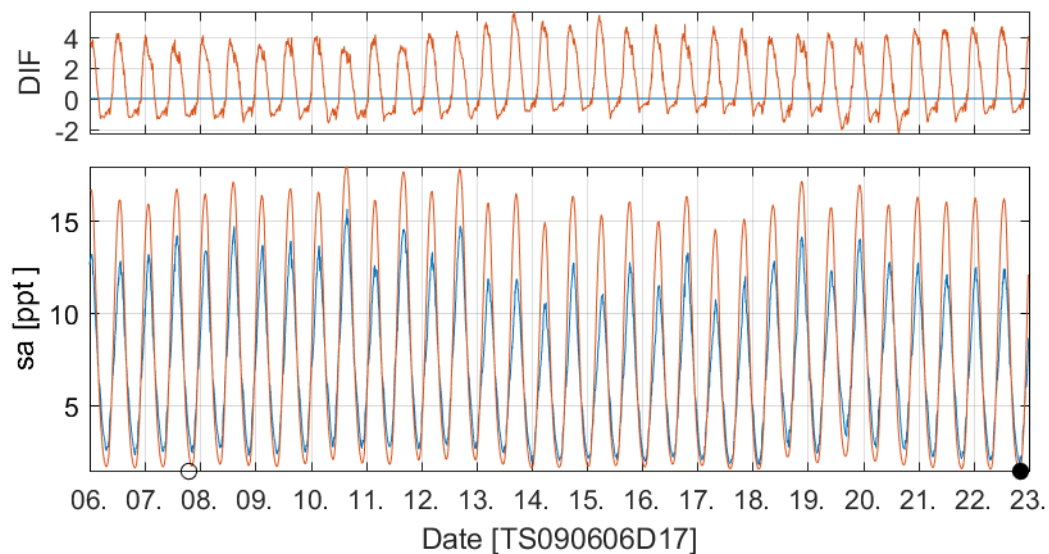


Abbildung 5.6: Gemessener (M0001) und modellierter (S0346) Salzgehalt (sa) und Differenz zu Messung (DIF) an Messstation NUF vom 06.06. – 23.06.2009 (Vollmond: ●; Neumond: ○).

Auch für die zeitlich aufgelöste Betrachtung der Wasserstände und Salzgehalte über Spring-Nipp-Zyklen (Vollmond ● bis Neumond ○) zeigt sich eine gute Übereinstimmung zwischen Modell und Messung. Abbildung 5.5 und 5.6 zeigen exemplarisch die Wasserstände und Salzgehalte an der Station NUF im Juni. Die gemessenen Wasserstände und die Tidedynamik können mit nur sehr geringfügigen Abweichungen sehr gut im Modell reproduziert werden (vgl. Detailausschnitt in Abbildung 5.7). Für die Salzgehalte werden die Maximalwerte zur Flutkenterung überschätzt und die Minimalwerte zur Ebbkenterung geringfügig unterschätzt. Grundsätzlich ergibt sich eine gute Wiedergabe der Dynamik der Salzgehalte über mehrerer Tidephasen im Spring-Nipp-Verlauf. Für weitere Stationen ergeben sich grundsätzlich ähnliche Verläufe mit guter Wiedergabe der Messung durch die Modellergebnisse. Bei Station RSS (Km 79,94) werden die Minimalwerte allerdings, z. B. während des ausgewählten Zeitraums im Juni, deutlich überschätzt. Während hoher Oberwasserabflüsse im März ergibt sich für den Salzgehalt bei NUF teilweise, für einzelne Tiden eine deutliche Unterschätzung der Maximalwerte der Messungen (Abbildung C.15). Nach länger anhaltendem geringem Oberwasserabfluss bis zum Herbst werden im Oktober an Station NUF die Extremwerte des Wasserstandes und der Salzgehalte gering unter- bzw. überschätzt (Abbildung C.17). Grundsätzlich kann die zeitliche und räumliche Abbildung der wesentlichen Tidedynamik unter Berücksichtigung der Spring-Nipp-Variation mit dem Modell in ausreichender Güte erfolgen.

Abbildung 5.7 verdeutlicht die Übereinstimmung zwischen Messwerten und Modellergebnissen exemplarisch für die Wiedergabe einiger, zeitlich im Detail aufgelöster Tidezyklen. Dies hebt die Güte der wiedergegeben Tidedynamik im Modell hervor. Zudem zeigt sich, dass sich die größten Abweichungen für den Wasserstand im Wesentlichen aus einer geringfügigen Phasenverschiebung nach der Flutkenterung ergeben. Die absoluten Scheitelwerte werden im Modell gut abgebildet.

Die Tidedynamik kann grundsätzlich im Fokusgebiet (Km 30 – 75) bzw. insbesondere an der Station NUF (Km 55,81) sowie an weiteren, exemplarisch ausgewählten Stationen (RSS, Km 79,94; RFL, Km 46,46) für den gesamten Simulationszeitraum von einem Jahr auf unterschiedlichen Zeitskalen ausreichend gut abgebildet werden. Der Vergleich von Messwerten und Modellergebnissen belegt, dass mit dem Modell sowohl die kurzfristige Tidedynamik als auch die saisonale Variation gemäß der vorliegenden Messdaten im Bereich des Fokusgebietes grundsätzlich zufriedenstellend wiedergegeben werden können. Trotz geringfügiger, temporärer lokaler Abweichungen können die Lage und insbesondere die saisonale Verlagerung der Brackwasserzone mit dem Modell reproduziert werden. Die erzielten Modellergebnisse für die Hydrodynamik und den Salztransport werden entsprechend der modellierten Wasserstände und Salzgehalte in Bezug auf die Zielstellung, das Modellierungskonzept und der entwickelte Modellansatz (Abschnitte 1.2, 3.2, 4.1) als ausreichend genaue Grundlage für die Abbildung und Untersuchung des Sedimenttransportes (Abschnitt 5.1.2.3) bzw. der im folgenden Abschnitt dargestellten zugrunde liegenden Transportprozesse (Abschnitt 5.1.2) angesehen. Es wird demgemäß angenommen, dass die angestrebte Abbildung der Sedimentdynamik im Hinblick auf Trübungsmessungen und dokumentierte Baggermaßnahmen – insbesondere im Sinne eines Erkundungsmodells – für die erzielte Güte und Genauigkeit der Abbildung der Tidedynamik und Salzverteilung mit diesem Modell erfolgen kann.

Parameter: water level (wl)
Time: 06.06-08.06.2009 (TS090606D2)
Location: Nordenham Unterfeuer (Km 55.81)
Layer: 1 (s)

M0001 | measured
S0346 | simulation

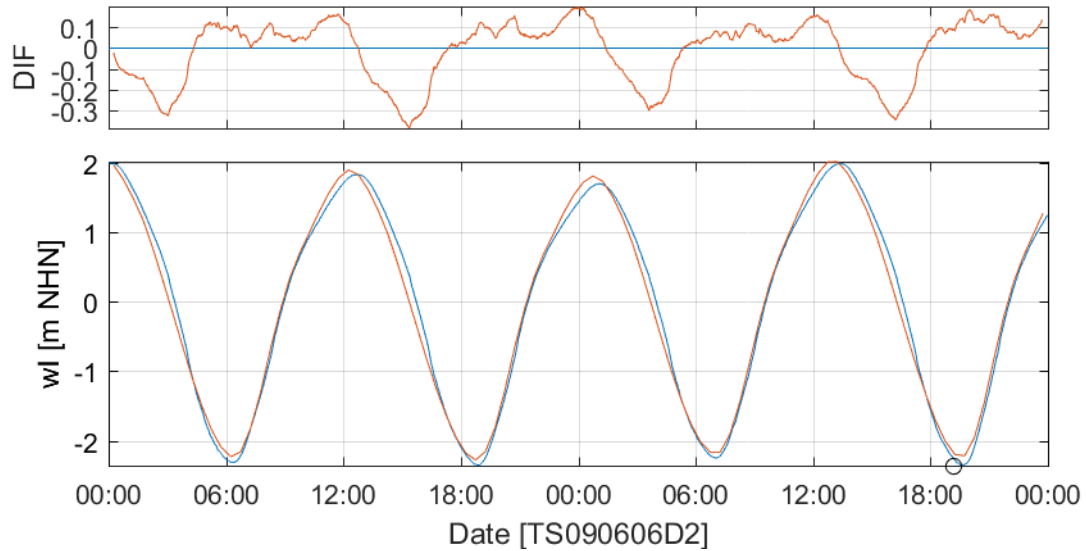


Abbildung 5.7: Gemessener (M0001) und modellierter (S0346) Wasserstand (wl) und Differenz zu Messung (DIF) an Messstation NUF vom 06. – 08.06.2009 (Neumond: ○).

5.1.2 Modellierte Ästuarine Zirkulation und Tideasymmetrien



Die nachfolgenden Abbildungen geben einen Überblick über die sich im Modell einstellenden residuellen Strömungen im Sinne der Ästuarinen Zirkulation sowie Tideasymmetrien. Diese können gemäß der Ausführungen in Abschnitt 2.2 durch die im Modell gemäß Abschnitt 4.2 und 4.4 berücksichtigten Prozesse abgebildet werden. Somit ergeben sich im Wesentlichen aus der Wiedergabe der dynamischen Interaktion der Salzverteilung bzw. temporären Schichtung und turbulenten Durchmischung während der Tide entsprechende residuale Transporte aus den sich im Modell einstellenden Salzgradienten. Da für die modellierten Strömungen und Turbulenzen keine geeigneten Messdaten zur Verifizierung vorliegen, erfolgt nur die Darstellung der Modellergebnisse. Dies lässt eine Bewertung im Sinne einer Plausibilisierung zu. Zudem bilden die gezeigten Auswertungen die Grundlage für die modellinterne Erklärung der in Abschnitt 5.1.2.3 gezeigten Modellergebnisse für die Sedimentdynamik.

5.1.2.1 Residuale Advektion

Abbildung 5.8 und 5.9 zeigen das residuale (TM) vertikale Geschwindigkeitsprofil (v_{hn}) für 572 Tiden (Februar bis Dezember) durch die Querschnitte der Fahrrinne bei Km 75 in der Außenweser und bei Km 55 in der Unterweser mit der mittleren Salzverteilung (sa). Es wird deutlich, dass sich im Modell eine ausgeprägte residuale Strömung in Flutstromrichtung in der unteren Wassersäule in der Außenweser in Übereinstimmung mit der Beschreibung der Ästuarinen Zirkulation in Abschnitt 2.2.1 ausgebildet. Diese Strömung fällt mit den entsprechend erhöhten mittleren Salzgehalten in der unteren Wassersäule zusammen und lässt sich u.a. auf den internen Dichtegradienten zurückführen. Zudem zeigen sich deutliche laterale Salzgradienten in der Unterweser (Abbildung 5.9). Abbildung 5.10 und 5.11 zeigen die Mittelwerte sowie das Verhältnis der absoluten Mittelwerte von v_{hn} zwischen Flut und Ebbphase ($MFEv_{hn}$) entlang der Fahrrinne ebenfalls mit mittleren Salzgehalten. Die Brackwasserzone liegt im Mittel ca. zwischen Km 45 und 75. Während sich für diesen Längsschnitt über die gesamte Wassertiefe eine Flutstromdominanz in der Außenweser ergibt, stellt sich in der Unterweser teilweise eine Ebbstromdominanz ein (Abbildungen 5.9; 5.10, 5.11). Im Übergangsbereich am seeseitigen Ende der Brackwasserzone ergibt sich das bereits in Abbildung 5.8 gezeigte vertikale Profil mit entgegengesetzten residualen Strömungen. Zudem kommt es im Bereich der Brackwasserzone zu einem unstetigen Wechsel zwischen flut- und ebbdominierten Bereichen. Dies kann u. a. gemäß des hier stark gekrümmten Verlaufes des Ästuars in diesem Bereich mit den auftretenden, komplexen Strömungsprozessen (Sekundärströmungen) erklärt werden. Die Beschreibung der residualen Strömung mittels v_{hn} ist in diesem Bereich ggf. nur eingeschränkt aussagekräftig.

Die Abbildungen C.24 bis C.29 zeigen zusätzlich die beschriebenen residualen Strömungsmuster für kürzere Zeiträume (57 Tide) zu unterschiedlichen Oberwasserbedingungen. Im März herrscht eine Phase hoher Oberwasserabflüsse vor, während im Oktober geringe Abflüsse auftreten (vgl. Abbildung 4.3). Demgemäß ergibt sich die Verlagerung der Brackwasserzone in Übereinstimmung mit Messdaten (vgl. Abschnitt 5.1.1) mit Auswirkung auf die residuale Strömung. Im betrachteten Zeitraum im März bei hohen Abflüssen ist die Brackwasserzone deutlich seewärts (~Km 55 ... 85) verlagert. Die Dominanz der Flutströmung in der Außenweser sowie der Ebbströmung in der Unterweser nehmen gemäß des Verhältnisses $MFEv_{hn}$ deutlich zu (Abbildung C.28). Dies zeigt sich ebenfalls in den Querschnittsprofilen. Die modellierte Ästuarine Zirkulation wird intensiviert und verlagert sich seewärts. Die Ausbildung der Zirkulation hängt grundsätzlich vom Oberwasser und den resultierenden Salzgradienten ab. Insofern ist es als plausibel anzusehen, dass sich für Zeiten erhöhter Abflüsse eine intensivere Zirkulation ergeben kann als bei längerfristiger, mittlerer Betrachtung (Februar bis Dezember) mit vorherrschenden geringeren Abflüssen. Für den Zeitraum mit geringen Abflüssen im Oktober ergibt sich erwartungsgemäß eine geringfügige Verlagerung der Brackwasserzone zum Oberwasser (~Km 45 – 70) im Vergleich zur längerfristigen Mittelung (Februar – November). Die Intensität der Zirkulation ist im Vergleich zu den Bedingungen im März deutlich geringer, allerdings reicht die residuale Flutströmung in der unteren Wassersäule deutlich weiter ins Ästuar (Abbildung C.27).

Scenario: S0346 | simulation
 Statistics: mean (TM)
 Time: Feb-Nov 2009 [572 Tides] (TS090209T572)
 Location: Km 75
 Layer: 1...10 (s)

 hor.orth. velocity (vhn)
 salinity (sa)

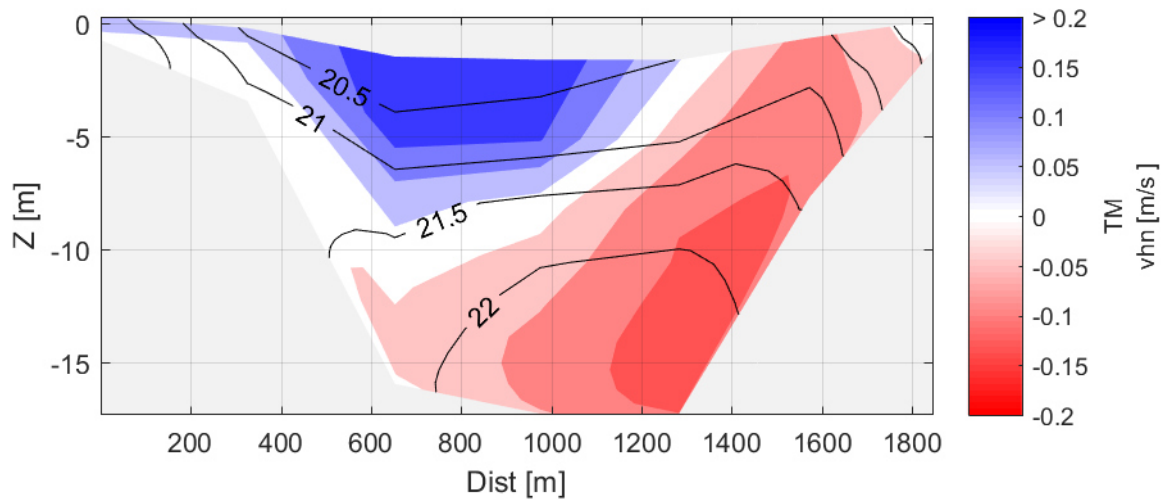




Abbildung 5.8: Modellerte residuale horizontale, orthogonale Strömungsgeschwindigkeitskomponente (v_{hn}) und mittlere Salzverteilung (sa) [ppt] am Querschnitt Km 75 für 572 Tiden von Februar bis November 2009 (Flutstrom: rot; Ebbstrom: blau).

Scenario: S0346 | simulation
 Statistics: mean (TM)
 Time: Feb-Nov 2009 [572 Tides] (TS090209T572)
 Location: Km 55
 Layer: 1...10 (s)

 hor.orth. velocity (vhn)
 salinity (sa)

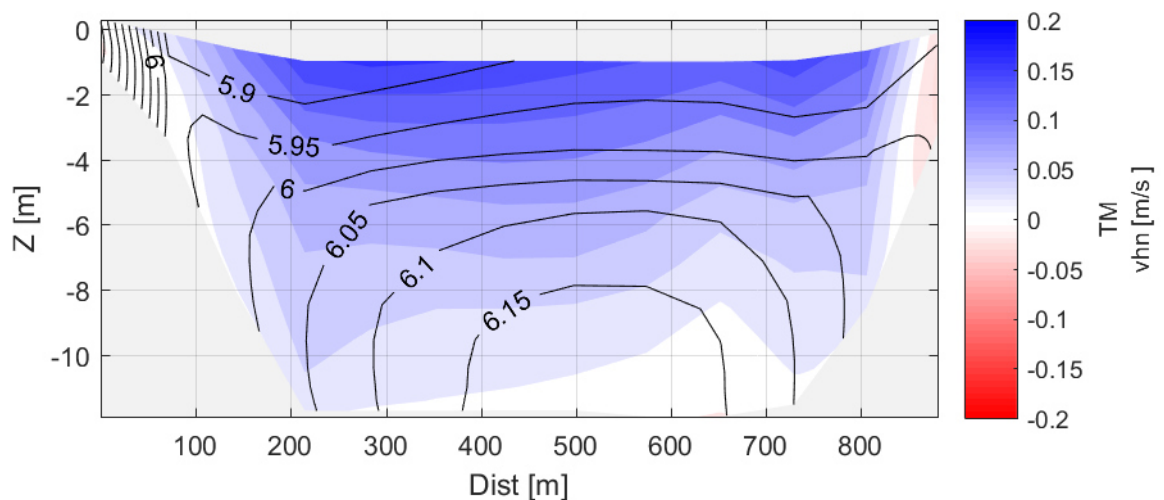
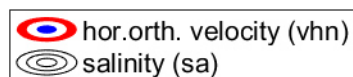


Abbildung 5.9: Modellerte residuale horizontale, orthogonale Strömungsgeschwindigkeitskomponente (v_{hn}) und mittlere Salzverteilung (sa) [ppt] am Querschnitt Km 55 für 572 Tiden von Februar bis November 2009 (Flutstrom: rot; Ebbstrom: blau).

Scenario: S0346 | simulation
 Statistics: mean (TM)
 Time: Feb-Nov 2009 [572 Tides] (TS090209T572)
 Location: Km 0-85
 Layer: 1...10 (s)

 hor.orth. velocity (vhn)
 salinity (sa)

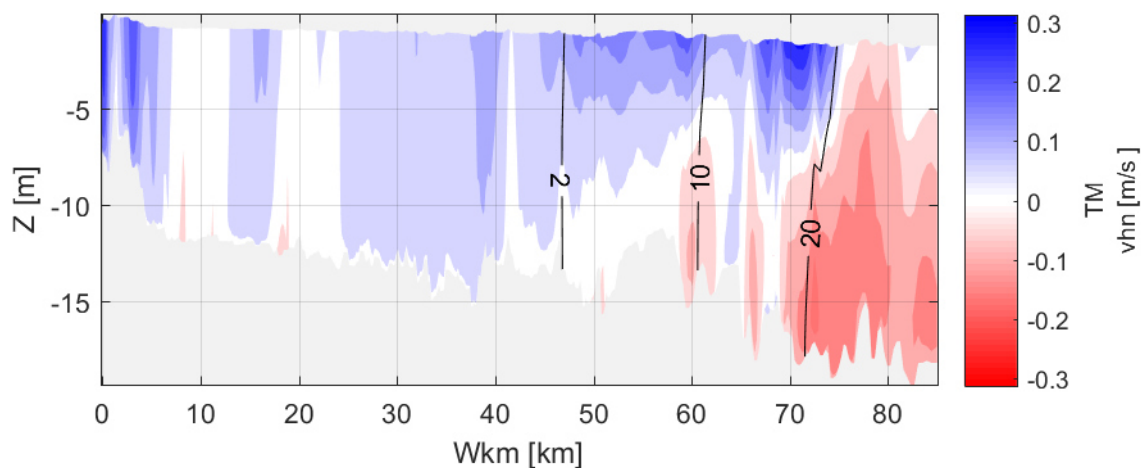
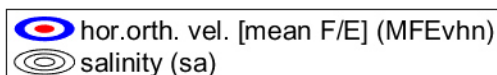


Abbildung 5.10: Modellierte residuale orthogonale, horizontale Strömungsgeschwindigkeitskomponente (v_{hn}) zwischen Km 0–85 mit mittlerem Salzgehalt (sa [ppt]) für 572 Tiden von Februar bis November 2009 im Längsschnitt Km 0–85 (Flutstrom: rot; Ebbstrom: blau; überhöhte Darstellung)

Scenario: S0346 | simulation
 Statistics: mean (TM)
 Time: Feb-Nov 2009 [572 Tides]
 (TS090209T572)
 Location: Km 0-85
 Layer: 1...10 (s)

 hor.orth. vel. [mean F/E] (MFEvhn)
 salinity (sa)

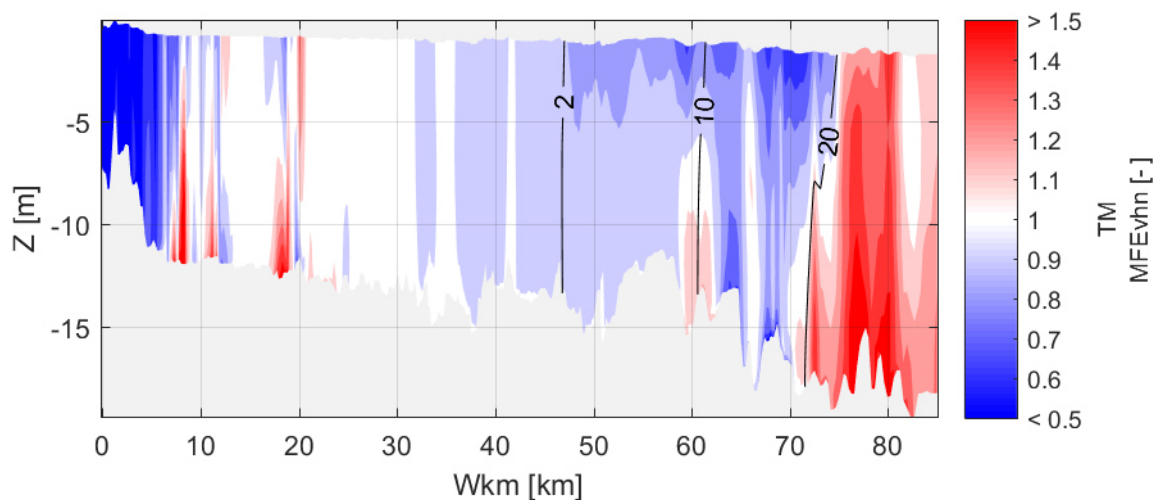




Abbildung 5.11: Verhältnis der modellierten residualen orthogonalen, horizontalen Strömungsgeschwindigkeitskomponente (v_{hn}) zwischen Flut und Ebbe (MFE) mit mittlerem Salzgehalt (sa [ppt]) für 572 Tiden von Februar bis November 2009 im Längsschnitt Km 0–85 (Flutstrom: rot; Ebbstrom: blau; überhöhte Darstellung)

Abbildung 5.12 zeigt die räumliche Verteilung der zeitlich gemittelten (TM) tiefengemittelten orthogonalen Geschwindigkeitskomponente $v2Dn$. Entlang der Fahrrinne kann diese entsprechend des Vorzeichens als residuale Strömung in Ebbrichtung (positiv) und in Flutrichtung (negativ) interpretiert werden. Wie das in Abbildungen 5.8 bis 5.10 dargestellte residuale Geschwindigkeitsprofil sowie das in Abbildung 5.11 dargestellte Flut-Ebbverhältnis der Geschwindigkeit zeigen, ergeben sich sowohl laterale als auch longitudinale Unterschiede in der Ausbildung der residualen Strömungen. Abbildung 5.12 stellt die räumliche Verteilung übersichtlich flächenhaft zwischen Km 50 und 85 dar. Es wird deutlich, dass für die tiefengemittelte Darstellung in der Außenweser auf der Südwestseite der Fahrrinne flutstromdominierte Bedingungen vorherrschen, während im Nordosten entlang der Fahrrinne ebbstromdominanz vorliegt. Dies deckt sich grundsätzlich mit der Beschreibung und der Auswertung weiterer Modelle der Weser (BfG 2014b, S. 97; Schubert und Rahlf 2003). Im weiteren Verlauf Richtung Oberstrom ab ca. Km 65 bis 60 ergibt sich eine vollständige ebbstromdominanz für die gesamte Fahrrinne in der Unterweser für den gezeigten Modellausschnitt bei tiefengemittelter Betrachtung. Die Abbildungen 5.13 ($v2Dn < 0$) und 5.14 ($vN2Dn$) verdeutlichen anhand des vertikal gemittelten negativen Anteils der Geschwindigkeitskomponente ($vN2Dn$), dass die tatsächliche residuale Flutströmung in der unteren Wassersäule deutlich ausgeprägter ist und wesentlich weiter ins Ästuar reicht als mittels der tiefengemittelten Betrachtung gezeigt werden kann. Dies zeigt sich ebenfalls im über die Tiefe aufgelösten Längsschnitt (Abbildungen 5.10, 5.11). Die reine tiefengemittelte Darstellung ist demgemäß nicht ausreichend für eine sinnvolle Beschreibung der residualen Strömung im Ästuar. Wie bereits für die Querschnitte und Längsschnitte gezeigt, lässt sich die saisonale Verlagerung der Zirkulation ebenfalls für diese flächige Darstellung zeigen (Abbildung C.30, C.31). Für Phasen mit erhöhten Abflüssen (März) ist die residuale Flutströmung in der Unterweser deutlich geringer ausgeprägt und erstreckt sich weniger weit ins Ästuar als zu Phasen mit mäßigen Abflüssen (Oktober).

Scenario: S0346 | simulation
 Statistics: mean (TM)
 Time: Feb-Nov 2009 [572 Tides] (TS090209T572)
 Location: Km 50-85
 Layer: 1...10 (s)

 d.a.orth. vel. ($v2Dn$)
 bed elevation (zb)

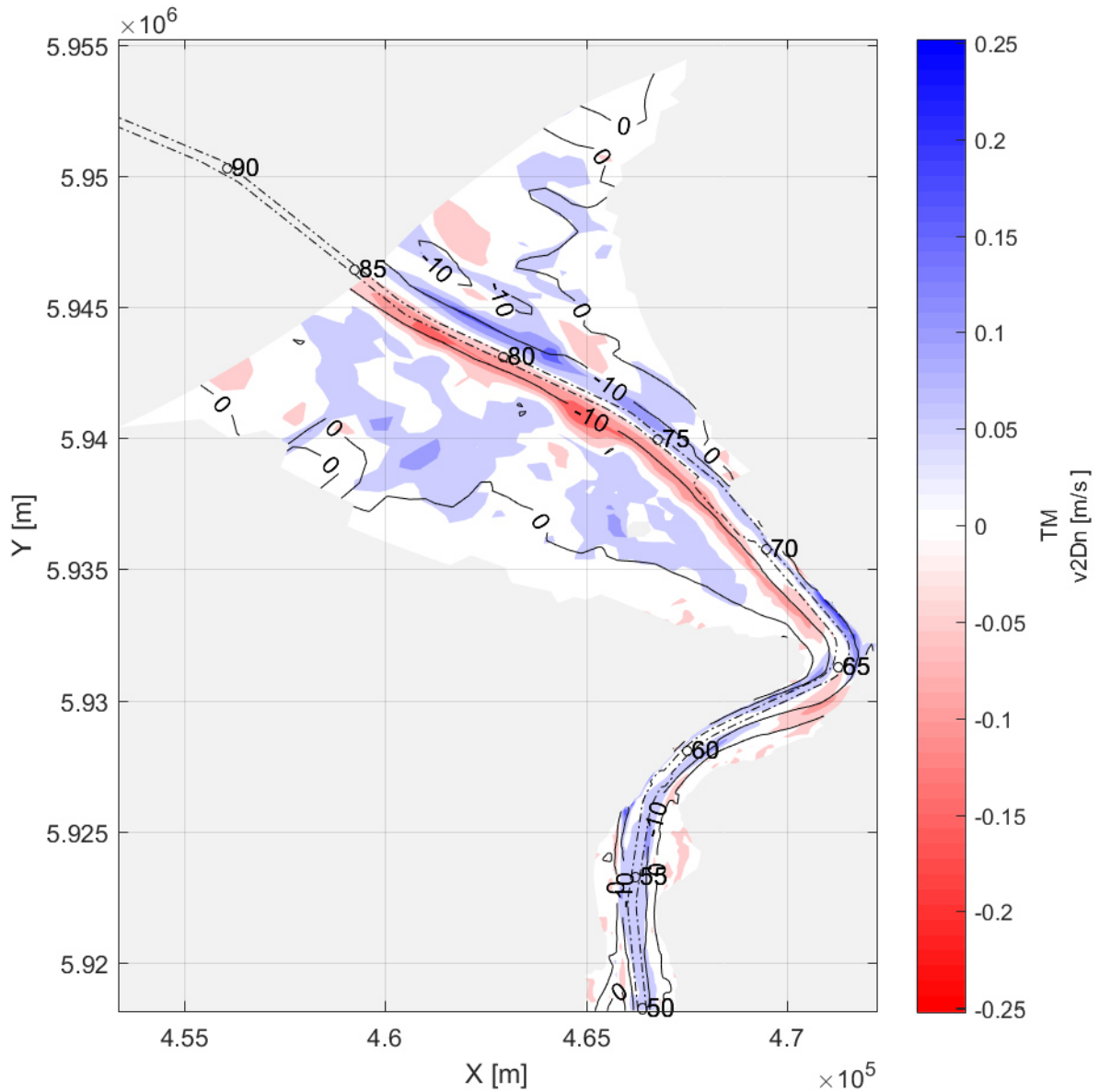


Abbildung 5.12: Modellerte residuale tiefengemittelte orthogonale Strömungsgeschwindigkeitskomponente ($v2Dn$) zu Querschnitten zwischen Km 55–85 mit Tiefenlinien ($z_b = 0; -10$ m NHN) für 572 Tiden von Februar bis November 2009 (Flutstrom: rot; Ebbstrom: blau).

Scenario: S0346 | simulation
 Statistics: mean (TM)
 Time: Feb-Nov 2009 [572 Tides] (TS090209T572)
 Location: Km 50-72
 Layer: 1...10 (s)

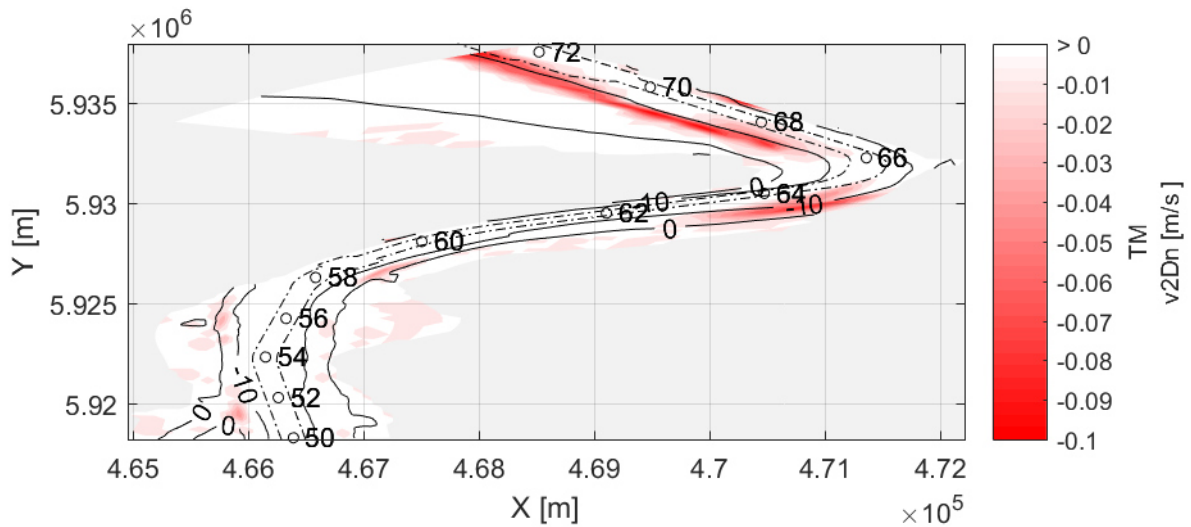


Abbildung 5.13: Modellerte tiegengemittelte residuale orthogonale Strömungsgeschwindigkeitskomponente ($v2Dn < 0$; negative Werte) zu Querschnitten zwischen Km 50–72 für 572 Tiden, von Februar bis November 2009 (Wertebereich: $0 < v2Dn \leq -0,1$ m/s; Flutstrom: neg., rot; verzerrte räuml. Darstellung).

Scenario: S0346 | simulation
 Statistics: mean (TM)
 Time: Feb-Nov 2009 [572 Tides] (TS090209T572)
 Location: Km 50-72
 Layer: 1...10 (s)

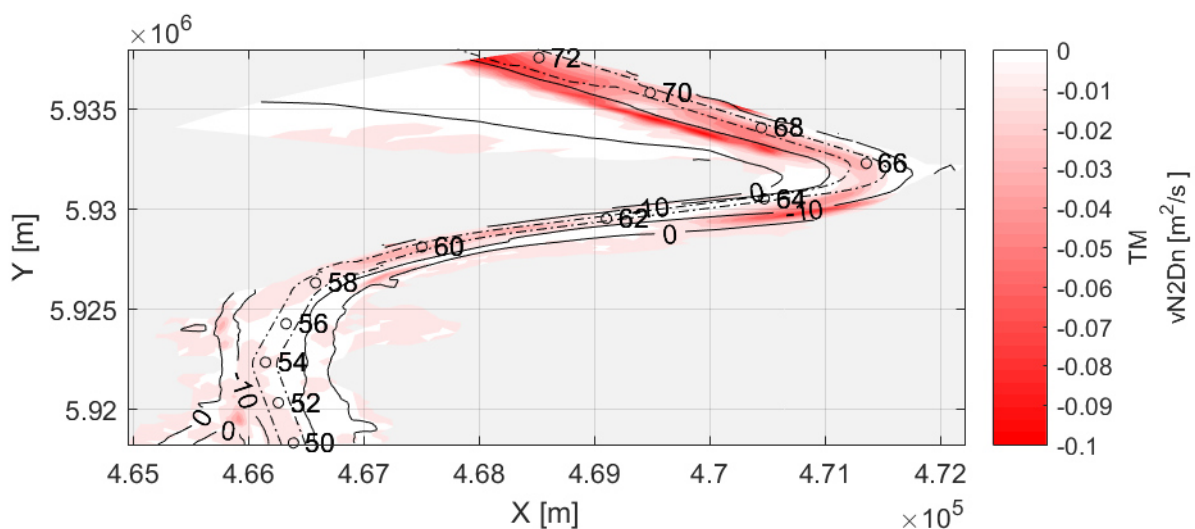


Abbildung 5.14: Modellerte gemittelte (negativer vertikaler Anteil in Flutstromrichtung) residuale orthogonale Flutstromgeschwindigkeitskomponente ($vN2Dn$) zu Querschnitten zwischen Km 50–72 für 572 Tiden, von Februar bis November 2009 (Flutstrom: neg., rot; verzerrte räuml. Darstellung).

5.1.2.2 Residuales Verdriften

Neben der Ästuarinen Zirkulation ergeben sich im Modell ebenfalls deutliche Asymmetrien in der vertikalen turbulenten Durchmischung. Die Abbildungen 5.15 und 5.16 zeigen exemplarisch den modellierten vertikalen turbulenten Diffusionskoeffizienten k_v mit der lokalen tiefengemittelten Strömungsgeschwindigkeit $v2Dn$ und dem Wasserstand wl über vier Tiden. In der Außenweser (Km 80) ergibt sich während der Flut ($v2Dn < 0$) eine potentiell stärkere Durchmischung für die auftretenden Gradienten als bei Ebbe ($v2Dn > 0$). Dies wird in Bezug auf die analog modellierte Impulsdiffusion als SIPS bezeichnet (Abschnitt 2.2.1) und stellt einen weiteren Mechanismus zur Ausbildung der Ästuarinen Zirkulation (Abschnitt 5.1.2.1) dar. In der Unterweser (Km 55) zeigt sich hingegen eine vergleichbare Intensität der potentiellen Durchmischung. Allerdings treten hier deutlich längere Phasen mit geringem Durchmischungspotential während der Flutkenterung im Vergleich zur Ebbkenterung auf. Beide Asymmetrien sind dazu geeignet einen flutstromgerichteten Transport für suspendierte Stoffe zu generieren, die einer Sinkgeschwindigkeit unterliegen und für die ggf. Bodenaustausch bzw. eine Ablagerung an der Sohle stattfindet (vgl. Abschnitt 2.2.2). Die Asymmetrien lassen sich u. a. auf die temporäre, aus der Salzverteilung resultierenden Dichteschichtung sowie die Tidedynamik zurückführen (vgl. Abbildung C.32, C.34). Abbildung 5.17 zeigt das Verhältnis des vertikalen turbulenten Durchmischungspotentials zwischen Flut- und Ebbphase und verdeutlicht, dass sich neben den zeitlichen Asymmetrien ebenfalls räumlich differenzierte flut- und ebbdominierte Bereiche der Durchmischung ergeben. In der Außenweser überwiegt, wie für Km 80 gezeigt, die Durchmischung während der Flut, während im seeseitigen Bereich der Brackwasserzone (Km 60 – 70) eine Ebbdominanz für die Mischung vorherrscht.

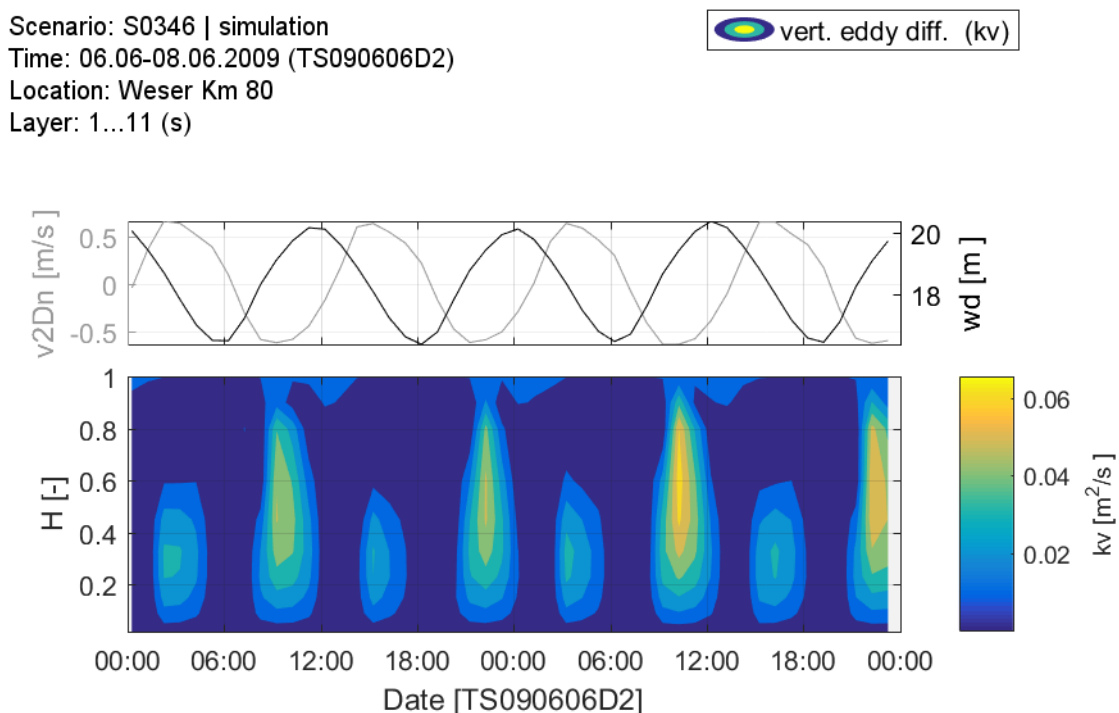


Abbildung 5.15: Exemplarische Darstellung der vertikalen turbulenten Diffusivität (vert. eddy diff. – k_v) über relative Wassertiefe (H) vom 06. – 08.06.2009 bei Km 80 mit lokaler Wassertiefe (wd) und tiefengemittelter horizontaler, orthogonale Geschwindigkeit ($v2Dn$; Flutstrom: negativ; Ebbstrom: positiv).

Scenario: S0346 | simulation
 Time: 06.06-08.06.2009 (TS090606D2)
 Location: Weser Km 55
 Layer: 1...11 (s)

vert. eddy diff. (k_v)

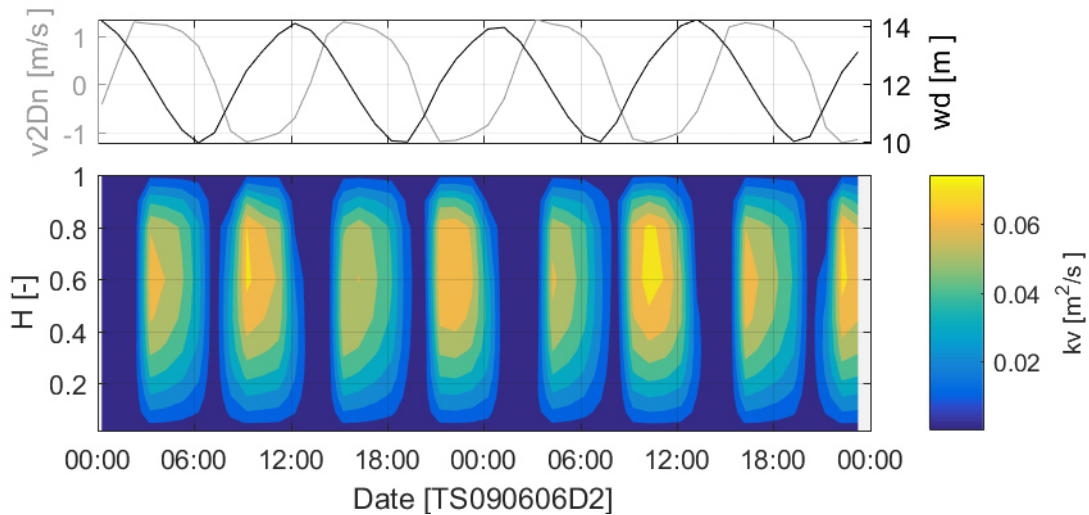


Abbildung 5.16: Exemplarische Darstellung der vertikalen turbulenten Diffusivität (vert. eddy diff. - k_v) über relative Wassertiefe (H) vom 06. – 08.06.2009 bei Km 55 mit lokaler Wassertiefe (wd) und tiefengemittelter horizontaler, orthogonale Geschwindigkeit ($v2Dn$; Flutstrom: negativ; Ebbsstrom: positiv).

Scenario: S0346 | simulation
 Statistics: mean (TM)
 Time: Feb-Nov 2009 [572 Tides]
 (TS090209T572)
 Location: Km 0-85
 Layer: 1...10 (s)

vert.turb. diff. [mean F/E] (MFEkv)
 salinity (sa)

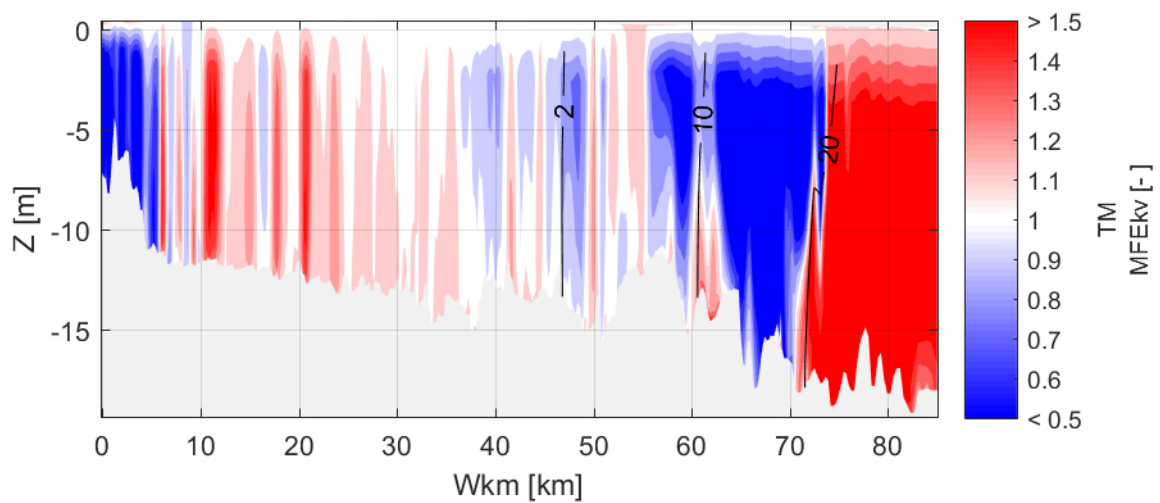


Abbildung 5.17: Verhältnis der modellierten mittleren vertikalen turbulenten Diffusivität (vert.turb. diff. - k_v) während Strömung in Flut- bzw. Ebbsrichtung ($MFEkv$) zwischen Km 0–85 mit mittlerem Salzgehalt sa [ppt] für 572 Tiden von Februar bis November 2009 (Flutstrom: rot; Ebbsstrom: blau; überhöhte Darstellung).

5.1.2.3 Schlussfolgerung

Die Darstellung der residualen Strömungsmuster und Tideasymmetrien verdeutlicht, wie komplex die Strömungsprozesse im Ästuar sind. Es zeigt sich insbesondere eine starke räumliche und zeitliche Variation der Strömungsprozesse. Grundsätzlich können sich aus den gezeigten residualen Strömungen und Tideasymmetrien spezifische Transportkapazitäten in Abhängigkeit der charakteristischen Transporteigenschaften für eine bestimmte Sedimentfraktion ergeben. Für eine entsprechende (primäre) Sedimentquelle kann sich demgemäß ein bestimmter residualer Transport mit entsprechender Akkumulation für eine Sedimentfraktion mit einem geeigneten Transportverhalten ausbilden.

Im Rahmen dieser Arbeit kann keine umfassende und vollständige Auswertung dieser zugrunde liegenden Transportmechanismen erfolgen. Zum einen liegen, wie einleitend erwähnt, keine entsprechenden Messdaten zur Verifizierung vor. Zum anderen stehen die Abbildung und Untersuchung der Sedimentdynamik der feinen Fraktion im Fokus und nicht die hydrodynamischen Prozesse. Für die Abbildung der Sedimentdynamik stellen die gezeigten Prozesse zwar die Grundlage dar, es wird aber gemäß Kapitel 3 sowie Abschnitt 5.1.1 davon ausgegangen, dass in diesem Zusammenhang die ausreichend genaue Abbildung der Tidedynamik und Salzverteilung im Vergleich zu Messungen eine begründete, ausreichende Grundlage für die in den nachfolgenden Abschnitten gezeigten Untersuchungen der Sedimentdynamik mit dem Modell bilden.

5.2 Trübungszone und Sedimentdynamik

Auf Grundlage der gezeigten modellierten Tidedynamik und Salzverteilung (Abschnitt 5.1.1) sowie der resultierenden residualen Strömungen und Tideasymmetrien (Abschnitt 5.1.2) stellt sich im Modell aus den an den Modellrändern vorgegeben Sedimentquellen gemäß des verwendeten sedimenttransportlimitierten Ansatzes (Abschnitt 3.2, 4.4.2) ein residualer Sedimenttransport ein. In Kombination mit den abgebildeten Transporteigenschaften kann sich eine stabile Trübungszone im Modell ausbilden. Zunächst wird im folgenden Abschnitt zur Einordnung und Übersicht über die modellierte Sedimentdynamik für den Simulationslauf (Szenario) S0346 die Ausbildung bzw. Ausprägung der Trübungszone im Modell dargestellt. Im nachfolgenden Abschnitt werden Vergleiche zwischen Modellergebnissen (S0346) und Trübungsmessungen (M0001) gezeigt. Darauf erfolgen der Vergleich mit dokumentierten Baggermengen (M0002) sowie die Darstellung von Parameterstudien zur Verdeutlichung der Sensitivität ausgewählter Modellgrößen. Das Szenario S0346 dient hierbei als Referenz. Tabelle C.7 im Anhang zeigt ergänzend die zugrunde liegenden Bodenaustauschparameter. Tabelle C.8 zeigt eine Übersicht über die dargestellten Szenarien, Messdatensätze bzw. Parametervariationen.

5.2.1 Modellierter Akkumulation und Trübungszone

Für eine Sinkgeschwindigkeit $w_s = 2,0$ mm/s ergibt sich für eine gegebene Bodenaustauschparameterkombination (Tabelle C.7; S0346) die Ausbildung einer stabilen Trübungszone im Modell. Die Ausbildung kann mit dem seeseitigen Import auf Grundlage der gezeigten residualen Transportmechanismen (Abschnitt 5.1.2) plausibel erklärt werden. Abbildung 5.18 zeigt die kumulierten Transporte ($CumTotT$) durch die Querschnitte Km 80, 72, 60 und 40 (Import: positiv). Nach ca. zwei Wochen bildet sich aus den initialen Bedingungen (keine initiale Sedimentbelegung; Randwertansatz; Abschnitt 4.4.2) ein deutlicher residualer Transport aus. Gemäß der Differenz zwischen Km 80 und 40 stellt eine deutliche Akkumulation in diesem Bereich ein. Dies führt zu einer entsprechenden Sedimentverfügbarkeit und Ausbildung eines ETMs im Modell. Abbildung 5.19 zeigt die mittlere (Februar bis Dezember) Ausprägung des modellierten ästuarinen Trübungsmaximums (mETM) im Modell gemäß der zeit- (TM) und tiefengemittelten (d.a.) suspendierten Sedimentkonzentration (ssc) mit dem entsprechend gemittelten Salzgradienten (sa). Das mETM fällt mit dem Salzgradient der Brackwasserzone zusammen. Dies deckt sich mit der allgemeinen Darstellung und Beschreibung des ETMs der Weser (Abschnitt 2.5.3). Aufgrund der vorgegeben realistischen Randbedingungen unterliegt das mETM einer kontinuierlichen Verlagerung in Abhängigkeit der Tide und des Oberwassers. Abbildung 5.20 zeigt die dynamisch gemittelte (TMM) und tiefengemittelte (d.a.) suspendierte Sedimentkonzentration (ssc) sowie den Salzgehalt (sa) im Längsschnitt über den Jahresverlauf (tidegemittelt: Abbildung C.63; tiefengemittelte Monatsmittel C.38). Zudem werden der tägliche Oberwasserzufluss (Q) und der gemittelte (TMM) Tidewasserstand (w) am nördlichen Rand als Referenz gezeigt. Aus den initialen Bedingungen bildet sich das mETM gemäß der gezeigten Akkumulation im Modell aus. Es verschiebt sich in Abhängigkeit des Oberwasserabflusses und wird durch die Variation der Tide moduliert. Für hohe Abflüsse ergibt sich erwartungsgemäß eine Verlagerung des mETMs seewärts und während moderater Abflüsse im Sommer verschiebt sich das mETM mit der Brackwasserzone wieder ins Ästuar. Zudem zeigt sich für geringere Abflüsse eine größere Ausdehnung. Dies deckt sich mit dem modellierten Verhalten und der beschriebenen Auswirkung der Ästuarinen Zirkulation (Abschnitte 2.2, 2.4, 5.1.2.1). Für steigende mittlere Tidewasserstände kommt es temporär zur weiteren Verlagerung ins Ästuar. Dies zeigt sich insbesondere im Herbst. Diese erhöhten Wasserstände fallen mit Sturmereignissen zusammen (wnd $v \gg 15$ m/s; Abbildung B.10). Die Abbildungen 5.21 und 5.22 zeigen die mittlere Lage des mETMs für die mittleren ssc und sa über die Tiefe im Längsschnitt für 57 Tide im März bei hohem und im Oktober bei geringem Oberwasserabfluss und verdeutlichen ebenfalls die saisonale Verlagerung (vgl. zur Abbildung C.38). Die hier dargestellten Auswertungen heben den sehr un stetigen, variablen und dreidimensionalen Charakter der Trübungszone hervor. Dieser kann nur begrenzt und ausschnittsweise mit zweidimensionalen sowie räumlich und zeitlich gemittelten Darstellungen wiedergegeben werden.

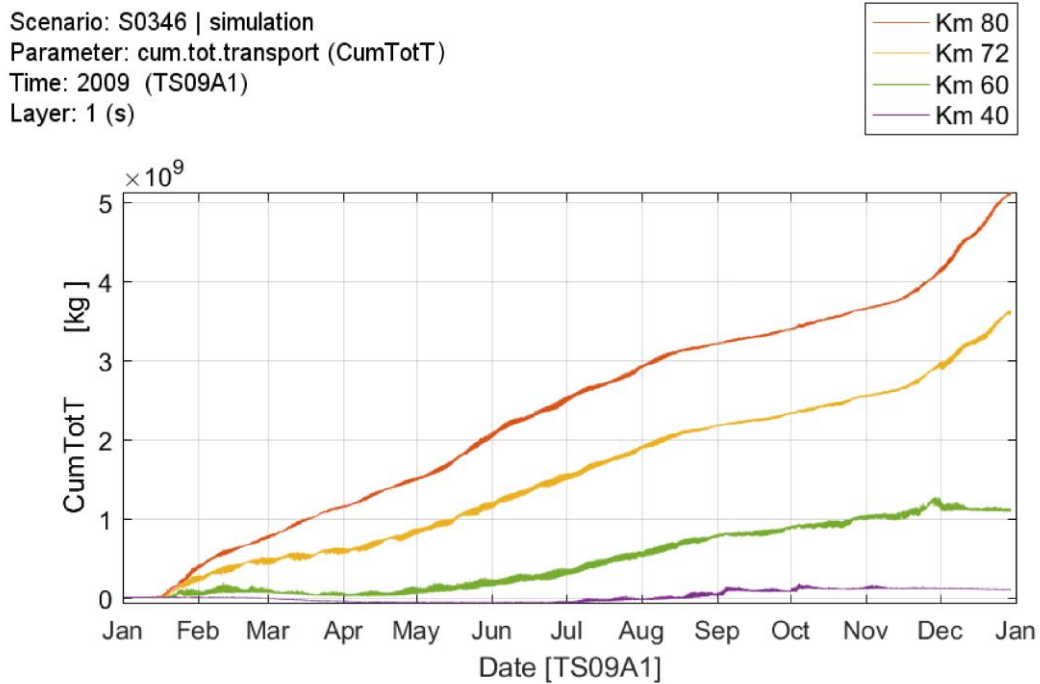


Abbildung 5.18: Kumulierter totaler Sedimenttransport *CumTotT* durch Querschnitte für 2009 (Transport ins Ästuar: positiv).

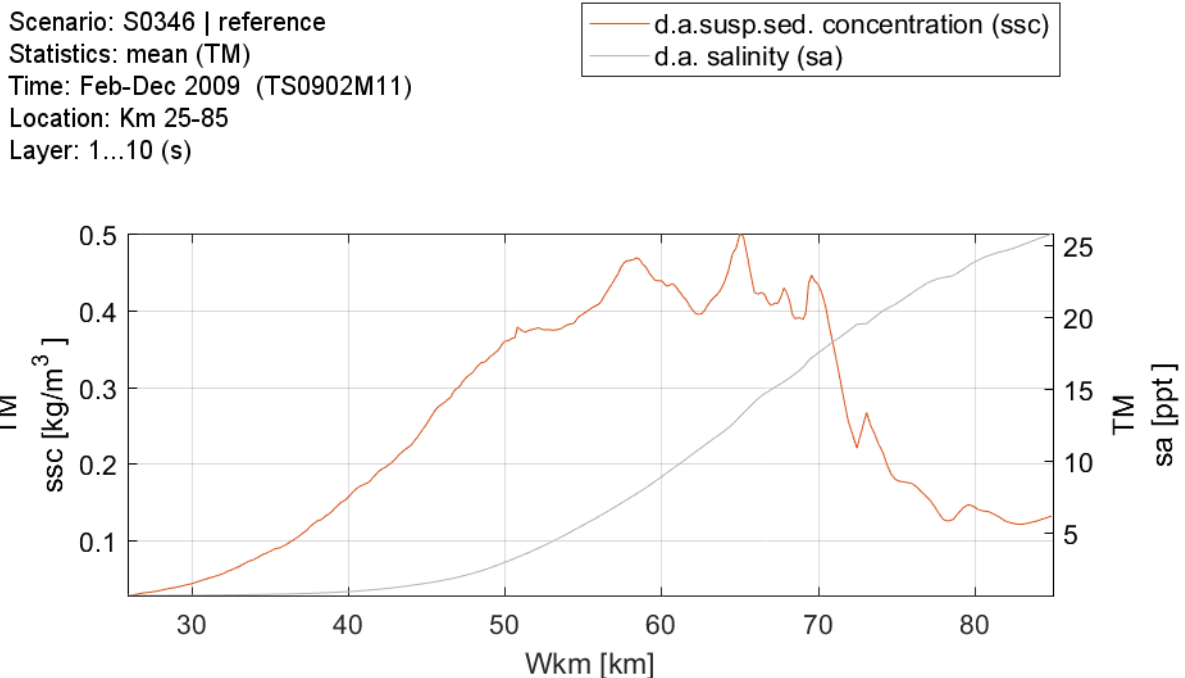


Abbildung 5.19: Mittlere Lage des modellierten ETM bzw. zeit- und tiefengemittelte suspendierte Sedimentkonzentration *ssc* und Brackwasserzone bzw. Salzverteilung *sa* [ppt] im Längsschnitt zwischen Km 25–85 für Februar bis Dezember 2009.

Scenario: S0346 | reference
 Statistics: mov.mean [14 d] (TMM)
 Time: 2009 (TS09A1)
 Location: Km 25-85
 Layer: 1...10 (s)

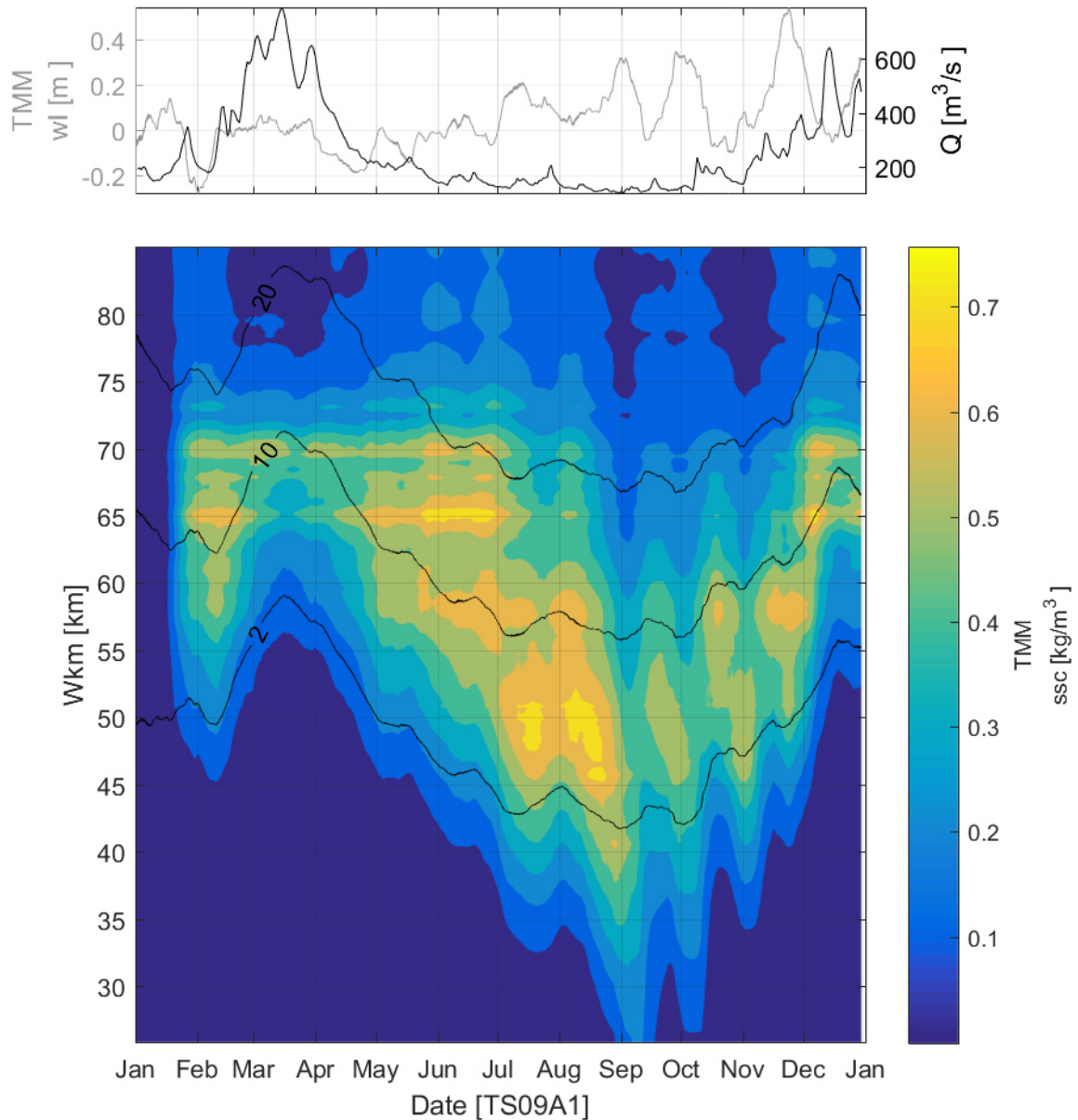
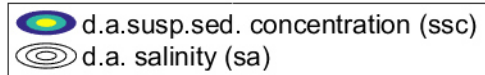


Abbildung 5.20: Modelliertes ETM bzw. tiefengemittelte, zeitlich dynamisch gemittelte (14 Tage) suspendierte Sedimentkonzentration (ssc) und Brackwasserzone (2; 10; 20 ppt) bzw. Salzverteilung (sa [ppt]) im Längsschnitt zwischen Km 25–85 mit Randwerten für Oberwasserabfluss (Q) und mittlerer Wasserstand (wl) am seeseitigen Rand für 2009.

Scenario: S0346 | simulation
 Statistics: mean (TM)
 Time: Mar 2009 [57 Tides] (TS090311T57)
 Location: Km 25-85
 Layer: 1...10 (s)

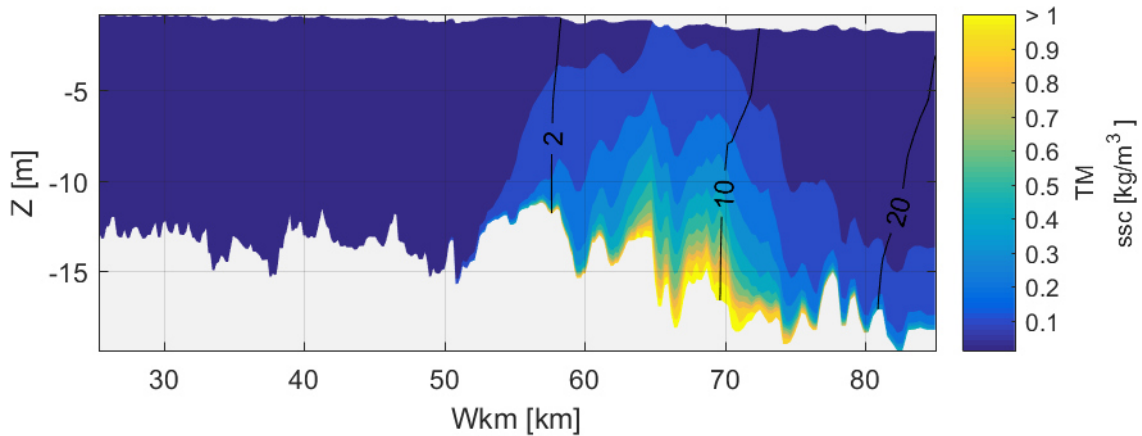
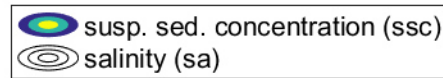


Abbildung 5.21: Zeitlich gemittelt (TM) modelliertes ETM (*ssc*) und Brackwasserzone (*sa* [ppt]) über die Tiefe im Längsschnitt von Km 25–85 für 57 Tiden im März 2009 bei hohem Oberwasserabfluss (vgl. Abbildung 3.2).

Scenario: S0346 | simulation
 Statistics: mean (TM)
 Time: Oct 2009 [57 Tides] (TS091004T57)
 Location: Km 25-85
 Layer: 1...10 (s)

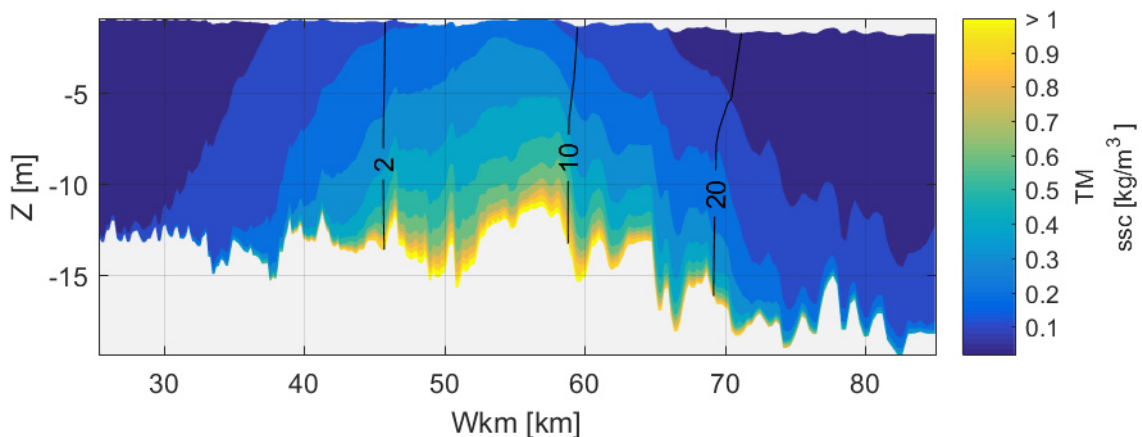
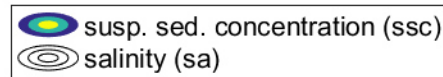


Abbildung 5.22: Zeitlich gemittelt (TM) modelliertes ETM (*ssc*) und Brackwasserzone (*sa* [ppt]) über die Tiefe im Längsschnitt von Km 25 bis 85 für 57 Tiden im Oktober 2009 bei niedrigem Oberwasserabfluss (vgl. Abbildung 3.2).

5.2.2 Vergleich mit Messwerten

Die Beurteilung der gezeigten Ausbildung und mittleren Lage des modellierten ETM (mETM) sowie der saisonalen Sedimentdynamik bzw. Verlagerung des mETM (Abbildungen 5.19, 5.20, 5.21, 5.22) kann anhand des Vergleiches der Modellergebnisse mit Messdaten an einzelnen Messstationen im Modellgebiet erfolgen. Dazu werden in Abhängigkeit der betrachteten Zeitskala bzw. des Zeitraumes die aufgelösten Zeitreihen als auch die zeitlich gemittelten (TM) sowie tidegemittelten (TMM) Verläufe an den Messstationen BAL (Bremerhaven Alter Leuchtturm, Km 66,64), NUF (Nordenham Unterfeuer, Km 55,81), RFL (Rechtenflet, Km 46,46), BRA (Brake, Km 39,18) und EFL (Elsfleth, Km 33,32) im Bereich des Fokusgebietes miteinander verglichen.

Abbildung 5.23 zeigt die entsprechenden Mittelwerte (oben) sowie die tidegemittelten Verläufe (unten) an den Stationen. Zudem sind der Oberwasserabfluss (Q) und der tidegemittelte Wassertand (wl) an der nördlichen Modellgrenze als Referenzgrößen für die tidegemittelten Verläufe dargestellt. Die mittlere Lage des mETM ergibt sich grundsätzlich in Übereinstimmung mit der Größenordnung der gemittelten Messwerte, wobei aufgrund des lateralen Versatzes Abweichungen zwischen Modellergebnissen in der Fahrrinne und den Modellergebnissen an den Messstationen auftreten. Die gemittelten oberwasserseitigen Messwerte werden unterschätzt, während die seeseitigen Messwerte überschätzt werden. Dies kann ggf. neben der Abweichung aufgrund lokaler Effekte als geringer seeseitiger Versatz der mittleren Lage des mETMs gedeutet werden. Die weiteren Diagramme der tidegemittelten Verläufe verdeutlichen die Verlagerung des ETM gemäß Variation des gezeigten Oberwassers. Es zeigt sich sowohl in den Messwerten als auch, wie bereits dargestellt, im Modell die Verlagerung des ETM nach Süden zum Oberwasser für geringe Abflüsse und eine Verlagerung seewärts nach Norden für höhere Abflüsse. Zudem werden die auf die Spring-Nipp-Variation zurückgeführten, wiederkehrenden, kürzeren, intertidalen Schwankungen im Modell in Übereinstimmung zu den Messungen qualitativ gut wiedergegeben. Temporär kommt es zur deutlichen Überschätzung der Konzentrationsniveaus im Modell. Zudem ergibt sich tendenziell eine Unterschätzung der Messwerte bei Abwesenheit des mETMs an der jeweiligen Station. Dennoch kann der grundlegende saisonale Verlauf bzw. die wesentliche Verlagerung des ETMs in der Natur für alle gezeigten Messstationen im Modell wiedergegeben werden. In Abschnitt C.3.4 werden zusätzlich die mittlere quadratische Abweichung ($N/RMSE$), die Variabilität (Median, Quantile und Extremwerte) entlang des Längsschnittes sowie die tidegemittelten Verläufe mit den gleitenden Extremwerten (TEP, TEL) gezeigt. Es ergeben sich gemäß der gezeigten temporären, deutlichen Abweichungen in den saisonalen Verläufen auch entsprechende mittlere Abweichungen zu den Messungen. Der normierte mittlere quadratische Fehler (NRSME) liegt zwischen 10 und 24 % an den gezeigten Messstationen (Tabelle C.9). Auch für die Variabilität ergeben sich entsprechende Abweichungen (Abbildung C.39, C.40). Grundsätzlich ergibt sich aber eine ähnliche Größenordnung der Variation. Diese ist zudem im Bereich des ETM sowohl für die Messwerte als auch für die Modellergebnisse in gleicherweise deutlich erhöht. Allerdings weichen insbesondere die modellierten Extremwerte teilweise deutlich ab (Abbildung C.41ff.).

Das in Abbildung 5.23 zusätzlich gezeigte Szenario S0429 verdeutlicht die Unabhängigkeit von den Anfangsbedingungen der Modellergebnisse für den gewählten Modellansatz und die abgeleitete Parameterkombination sowie die Gültigkeit der modellierten Sedimentverfügbarkeit. Dieses Szenario wird mit den Bedingungen der Sedimentverteilung (in der Wassersäule und Austauschschicht) am Ende des Szenarios S0346 initialisiert. Für das Szenario ergibt sich – gemäß der Lage des mETM zu den Bedingungen am Ende von S0346 – eine deutlich frühere Adaption an die gemessene Sedimentdynamik. Dabei ist zu beachten, dass die Lage des mETM gemäß der Randwerte nicht zwangsläufig der tatsächlichen Lage des ETMs für die Anfangsbedingungen entspricht. Dennoch kann gemäß des unmittelbar verfügbaren Sedimentinventars in der Austauschschicht und der Wassersäule eine deutlich schnellere Anpassung erfolgen. Nach ca. einem Monat gleichen sich die Verläufe an und sind nachfolgend annähernd identisch.

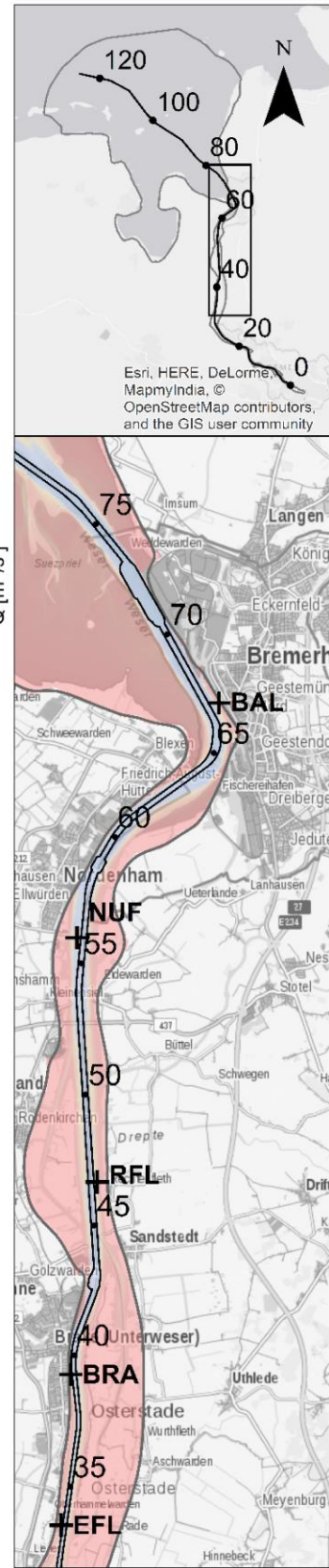
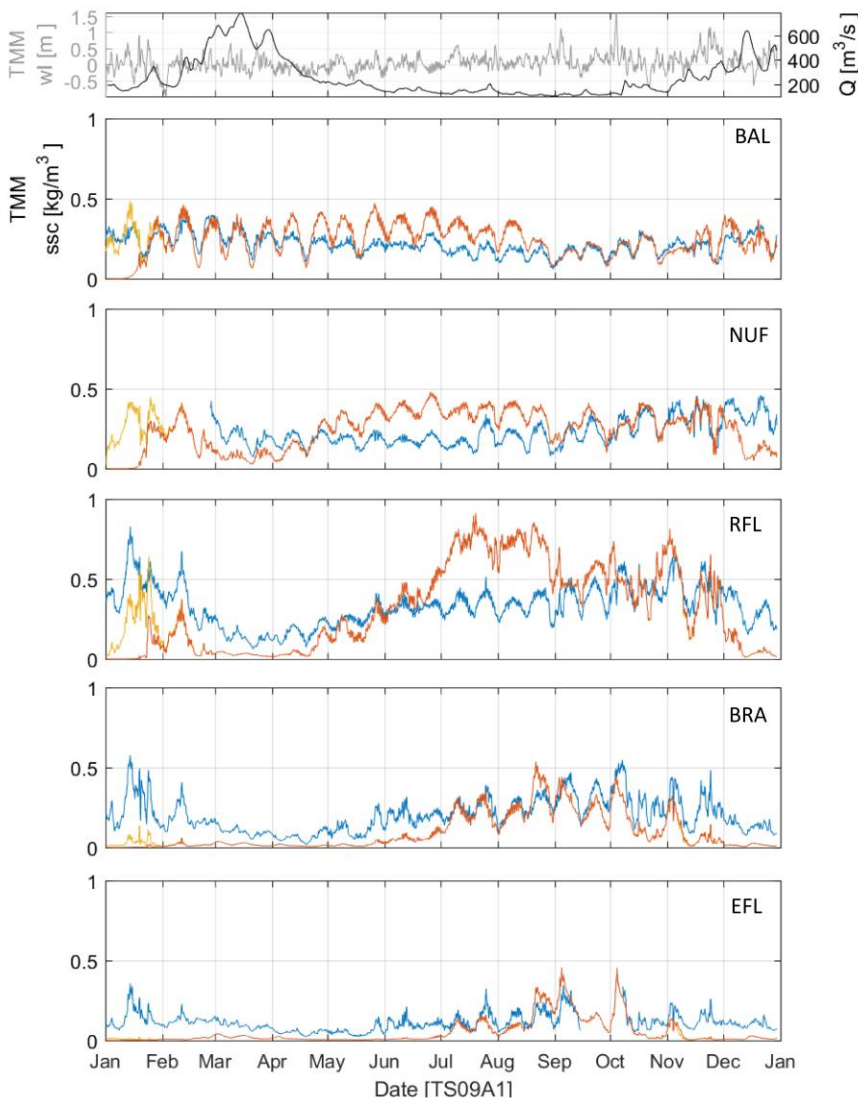
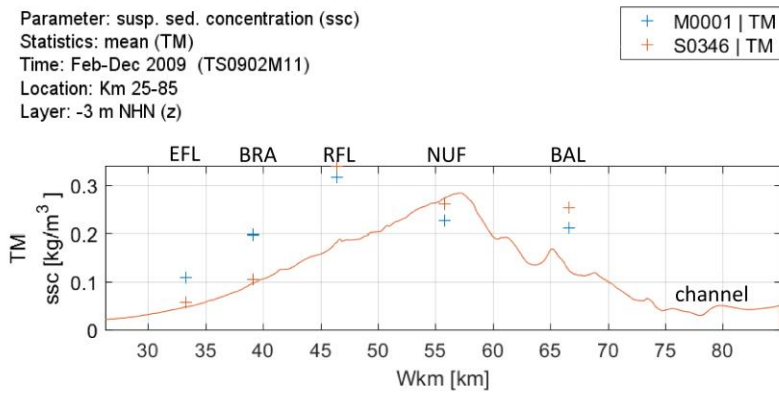


Abbildung 5.23: Mittlere (Februar bis Dezember 2009) gemessene äquivalente (M0001) und modellierte (S0346) Sedimentkonzentration (ssc) an seitlichen Messstationen (EFL, BRA, RFL, NUF, BAL) und im Längsschnitt (Km 25–85) mit Randwerten: Oberwasserzufluss (Q) und tidegemittelter Wasserstand (wl) am seeseitigen Rand. Simulation S0429 ist mit der Sedimentverteilung am Ende von S0346 initialisiert worden.

Grundsätzlich kann die saisonale Variation bzw. die Verlagerung des ETM mit dem Modell im Vergleich zu den Messungen reproduziert werden. Zudem ist hervorzuheben, dass sich die lokale Sedimentdynamik bzw. die Ausbildung des mETM trotz der starken Vereinfachung der Transporteigenschaften gemäß Modellierungskonzept und ohne jegliche initiale Vorgabe der Sedimentfraktion innerhalb des Modells einstellt. Dies erfolgt dynamisch unabhängig von den initialen Bedingungen nur aus den vorgegebenen, deutlich geringeren Konzentrationen an den Modellrändern ($SSC_{RW,See} = 0,1 \text{ kg/m}^3$; $\overline{SSC_{RW,OW}} \lesssim 0,05 \text{ kg/m}^3$) gemäß Sedimenttransportlimitationsansatz (Abschnitt 3.2) und führt zu einer Akkumulation, die sich als Gleichgewicht zwischen Import (Abbildung 5.18), Sedimentation und Resuspension einstellt.

Die Abbildung 5.24 sowie Abbildung C.45 bis C.49 zeigen des Weiteren exemplarisch für einzelne Zeitabschnitte (4 Tage jeweils Spring oder Nipp-Bedingungen im März, Juni und Oktober für verschiedene Oberwasserabflussbedingungen) die über den Tidezyklus aufgelöste Sedimentdynamik an den einzelnen Messstationen. Diese ermöglicht das Nachvollziehen der Auswirkung der Lage und Dynamik der Trübungszone auf die lokale Sedimentdynamik im Tidezyklus. Zur Einordnung der relativen Lage der Stationen in die jeweilige saisonale Lage des mETM wird die Sedimentkonzentration entlang der Fahrrinne ca. in Tiefe der Messung mit der Position der Station gezeigt (oben links). Dazu werden die einzelnen Zeitreihen an den Messstationen (von oben nach unten und links nach rechts) BAL, NUF, RFL, BRA und EFL gezeigt. Zudem ist für jede Station der modellierte lokale Wasserstand (w/l) und die modellierte tiefengemittelte Geschwindigkeit ($v2Dn$) zur Einordnung der Sedimentdynamik in die Tidephasen dargestellt. Den übersichtlichen Vergleich der Konzentrationsniveaus an den Messstationen im saisonalen Verlauf ermöglicht Abbildung 5.23. Die saisonale mittlere Lage und Ausdehnung der modellierten Trübungszone kann zusätzlich anhand Abbildung C.38 nachvollzogen werden. Für den nachfolgend exemplarisch ausgewählten Zeitabschnitt in Abbildung 5.24, im Oktober während der Springtide, wird das mittlere Konzentrationsniveau im Modell im Vergleich zu den Messungen gemäß Abbildung 5.23 gut wiedergegeben. Das mETM befindet sich entsprechend der Oberwasserabflussbedingungen für den gesamten Zeitraum seewärts von Km 30 und erstreckt sich in Abhängigkeit der Tidephase bis ca. bis Km 75. Die Verlagerung mit der Tide beeinflusst demgemäß maßgeblich die Sedimentdynamik an den Stationen BAL bis BRA. An der Station EFL zeigen sich nur mäßige Schwankungen der Konzentration. An der Station BAL (Km 66,64) zeigen sich höhere Konzentrationen während der Flut- als zur Ebbphase. Der Verlauf der Messwerte kann qualitativ relativ gut wiedergegeben werden, wobei die Maxima teilweise überschätzt werden. Für die Station NUF (Km 55,81) ergeben sich ähnlich große Maxima für beide Tidephasen, wobei die Ebbmaxima zeitlich ausgeprägter sind und die Minima zur Flutkenterung länger andauern. Zudem werden die Minima während der Kenterung unterschätzt. Auch für diese Station ergibt sich eine gute qualitative Wiedergabe der Dynamik über die Tide. Für die Station RFL (Km 46,46) wird die Größenordnung der Messwerte im Modell wiedergegeben. Der Tideverlauf kann allerdings nur sehr begrenzt im Modell abgebildet werden. Insbesondere das Minimum zur Flutkenterung wird im Modell nicht bzw. kaum wiedergegeben. Zudem zeigt sich eine deutlich längere Phase geringer Konzentrationen während der Ebbkenterung. An der Station BRA (Km 39,18) zeigt sich hingegen eine deutliche Unterschätzung der Messwerte, wobei deren relativer Verlauf qualitativ wiedergegeben wird. Insbesondere das kurze Minimum während der Flutkenterung stellt sich auch im Modell ein. Grundsätzlich liegt der modellierte Verlauf allerdings grundsätzlich unterhalb der Messwerte. Ein ähnliches Verhalten zeigt sich auch an der Station EFL (Km 33,32) am südlichen, oberwasserseitigen Rand des mETM. Hier ergibt sich gemäß der Verlagerung des mETM nur noch ein deutliches Maximum zur Flutkenterung. Dies zeigt sich sowohl in den Messungen als auch im Modell. Der Verlauf kann trotz Unterschätzung des Konzentrationsniveaus qualitativ wiedergegeben werden. Die relativ gute qualitative Wiedergabe der Verläufe zeigt sich auch für die übrigen Zeiträume für unterschiedliche Oberwasserabfluss- und Spring-Nipp-Bedingungen trotz teilweise deutlicher Abweichungen der

mittleren Konzentrationsniveaus gemäß Abbildung 5.23. Grundsätzlich zeigen sich sehr ähnliche charakteristische Verläufe wie für Abbildung 5.24 beschrieben. Diese sind allerdings je nach relativer Lage der betrachtenden Station im mETM für den jeweiligen Zeitraum verschoben. So zeigt sich beispielsweise bei Springtide im März (Abbildung C.45) bereits ab Station RFL (Km 46,46) die für Oktober bei EFL (Km 33,32) beobachtete geringe Beeinflussung durch das mETM und an Station NUF (Km 55,81) der später im Oktober bei BRA (Km 39,18) auftretende charakteristische Verlauf mit dem ausgeprägten kurzen Flutkenterungsminimum. Gemäß dieser Darstellungen lässt sich schlussfolgern, dass die lokale Sedimentdynamik maßgeblich durch die Verlagerung des ETM beeinflusst wird bzw. geprägt ist. Insbesondere die Unterschiede der Konzentrationsniveaus zwischen den Stationen lassen sich so plausibel erklären und sind nicht maßgeblich von den lokalen hydrodynamischen Bedingungen ($v2Dn$) abhängig. Dies deckt sich mit den Ausführungen von Grabemann (1991), die das beschriebene charakteristische Verhalten anhand systematischer Auswertung von umfangreichen Messdaten zeigt und dies ebenfalls auf die Verlagerung der Sekundärquellen bzw. des ETMs bezieht (Abschnitt 2.5.3).

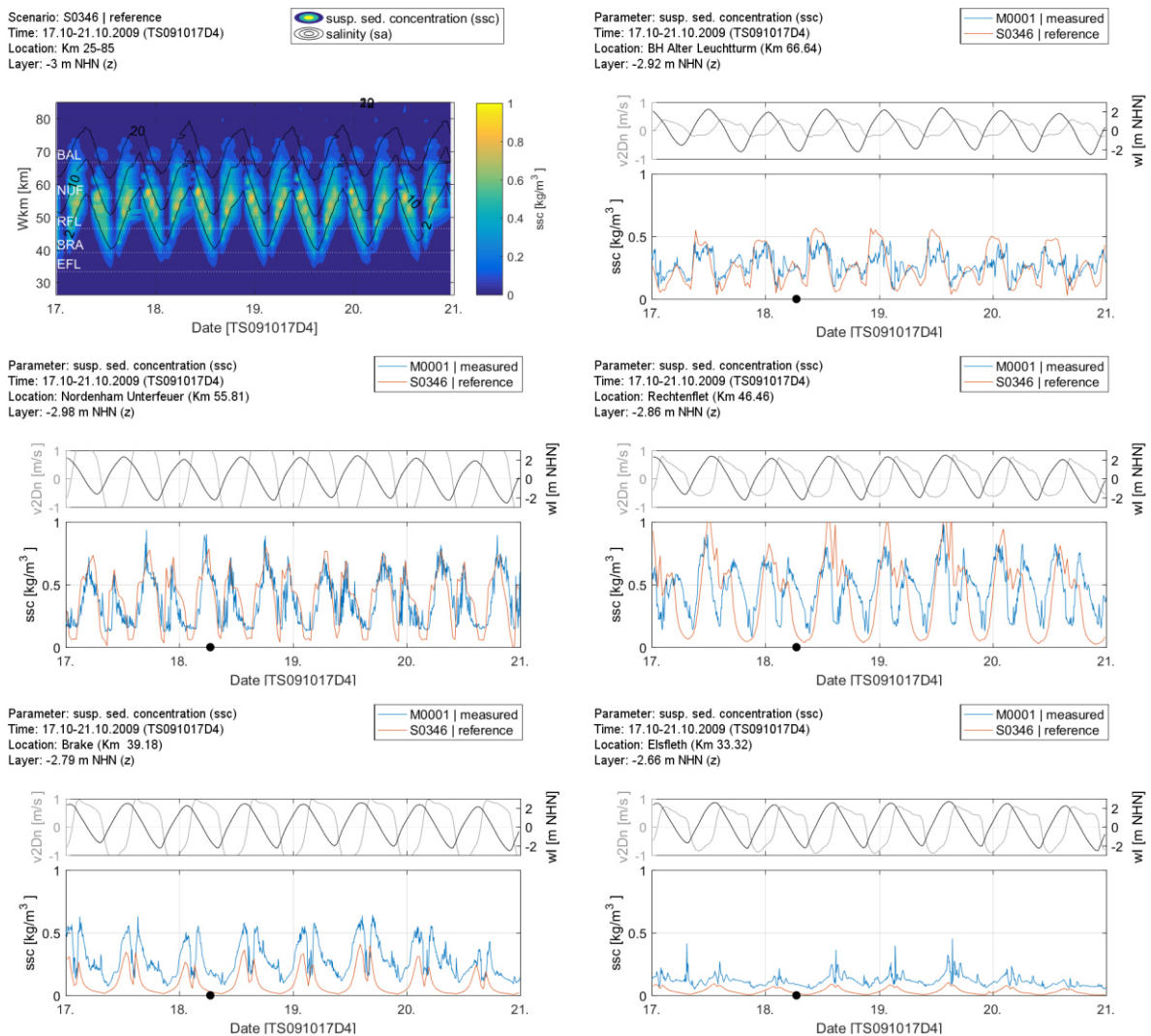


Abbildung 5.24: Gemessene äquivalente (M0001) und modellierte (S0346) Sedimentkonzentration (ssc) an seitlichen Messstationen (EFL, BRA, RFL, NUF, BAL) und im Längsschnitt (Km 25–85) mit lokalem Wasserstand (w) und tiefengemittelter orthogonaler Geschwindigkeitskomponente ($v2Dn$) vom 17. bis 21. Oktober 2009 (vgl. Abbildung C.45ff.).

5.2.3 Sedimentation und dokumentierte Baggermengen

Neben der Sedimentverfügbarkeit, die die Abbildung der saisonalen Sedimentdynamik gemäß der Ausbildung der Trübungszone im Modell zulässt (Abschnitt 3.1, 5.2.1.), ergibt sich für den verwendeten Modellierungsansatz im Modell ebenfalls eine deutliche Sedimentation in der Fahrrinne. Diese ist auf die modellierte Akkumulationszone und die resultierende hohe Sedimentverfügbarkeit zurückzuführen, die wiederum zu entsprechenden Depositionsflüssen im Bereich des mETM führen. Für größere Wassertiefen ergibt sich für die verwendete Sinkgeschwindigkeitsparametrisierung ein entsprechend großer Depositionsfluss während der Kenterung mit entsprechender temporärer Akkumulation von Sedimenten an der Sohle (Austauschschicht) und wiederum ein resultierender, anteiliger Sedimentationsfluss in Abhängigkeit der akkumulierten Sedimentmasse.

Abbildung 5.25 (vgl. zus. Abbildung C.51) zeigt die sich am Ende der Simulationszeit ausgebildete Sedimentation in der Sohle als verfügbare Sedimentmasse (*SedMa*) der Modellfraktion in der Sohlenschicht. Es ergibt sich im Bereich des mETM ca. zwischen Km 72 und 58 ein deutlicher Sedimentationsschwerpunkt in der Fahrrinne des Modells. In den flacheren Randbereichen des gezeigten Modellausschnittes sowie in den übrigen Abschnitten der Fahrrinne (Abbildung C.52, C.53) ergibt sich hingegen auf Grund geringerer Deposition oder mangels ausreichender Sedimentverfügbarkeit keine vergleichbare Größenordnung der Sedimentation. Am nördlichen Modellrand tritt allerdings ebenfalls eine verstärkte Sedimentation auf. Der Randwert der suspendierten Sedimentkonzentration ($ss_{CRW,See}$) stellt die modelltechnische Umsetzung der primären Sedimentquelle dar und steht nicht im Gleichgewicht zu den lokalen, hydrodynamischen Bedingungen (Abschnitt 4.4.1). Dies kann für den gewählten Modellansatz als Randeffect angesehen werden, der für die Untersuchung der Sedimentdynamik im Fokusgebiet als vernachlässigbar anzusehen ist. Im Vergleich zu den dokumentierten Baggermaßnahmen (Abschnitt 2.5.4) ist der modellierte Sedimentationsschwerpunkt um ca. 8 km seewärts verschoben. Dies kann sowohl aus der Lage des mETM (Abschnitt 5.2.1) gemäß der Sedimentverfügbarkeit sowie ggf. aus lokalen Effekten resultieren, die mit dem vereinfachten Modellierungsansatz im Modell nicht abgebildet werden. Grundsätzlich ist der relative Versatz zwischen modelliertem und dokumentiertem Schwerpunkt unter Berücksichtigung der gesamten Modellausdehnung von ca. 100 km und den entsprechenden Entfernungen zu den vorgegeben Sedimentquellen gemäß Sedimenttransportlimitationsansatz (Abschnitt 3.2) als relativ gering anzusehen.

Abbildung 5.26 zeigt den Vergleich für die Bilanz der gebaggerten Massen und der modellierten Sedimentation. Aufgrund der abweichenden Lage des modellierten Schwerpunktes erfolgt ein relativer Vergleich für entsprechend verschobene Abschnitte, die sich allerdings überschneiden und zudem die gleiche longitudinale Ausdehnung aufweisen. Die im gesamten betrachteten (Km 60 – 73) Modellausschnitt (total) akkumulierte Sedimentmasse deckt sich mit der gebaggerten Masse in der Fahrrinne im tatsächlichen Schwerpunkt. Sowohl die saisonale Zunahme als auch die absolute Größenordnung ($4,0 \text{ E}+9 \text{ kg}$) stimmen für dieses Szenario (S0346) mit den dokumentierten Mengen überein. Die modellierte Sedimentation in den tiefen Bereichen ($z < -10 \text{ m NHN}$) und in der Fahrrinne (nc) des betrachteten Modellausschnittes liegt allerdings unter den gebaggerten Massen. Es ergeben sich allerdings qualitativ sehr ähnliche saisonale Verläufe. Die Differenz zwischen der modellierten gesamten Akkumulation und dem Anteil in der Fahrrinne bzw. den tieferen Bereichen ist auf die modellierte Sedimentation in flachen Bereichen zurückzuführen. Gemäß Bodenaustauschformulierung und u. a. der Vernachlässigung des Einflusses von Wellen auf die lokale Schubspannung ist tendenziell, insbesondere für flache Bereiche, eine potentielle Überschätzung der Sedimentation im Modell zu erwarten. Obwohl sich hier keine Schwerpunkte im Vergleich zu den tieferen Berichten ausbilden, kann dies bei Bilanzierung der gesamten modellierten Sedimentation, insbesondere für anteilig große flache Bereiche, bedeutsam werden. Der modellierte Gesamtimport ist gemäß der großräumigen residualen Transporte als relativ unabhängig von der konkreten lokalen Verteilung anzusehen und deckt sich mit den Baggermengen.

Scenario: S0346 | reference
Time: last time step (TS0912292300H1)
Location: Km 50-85
Layer: 10 (s)

sed. mass in bed (SedMa)
bed elevation (zb)

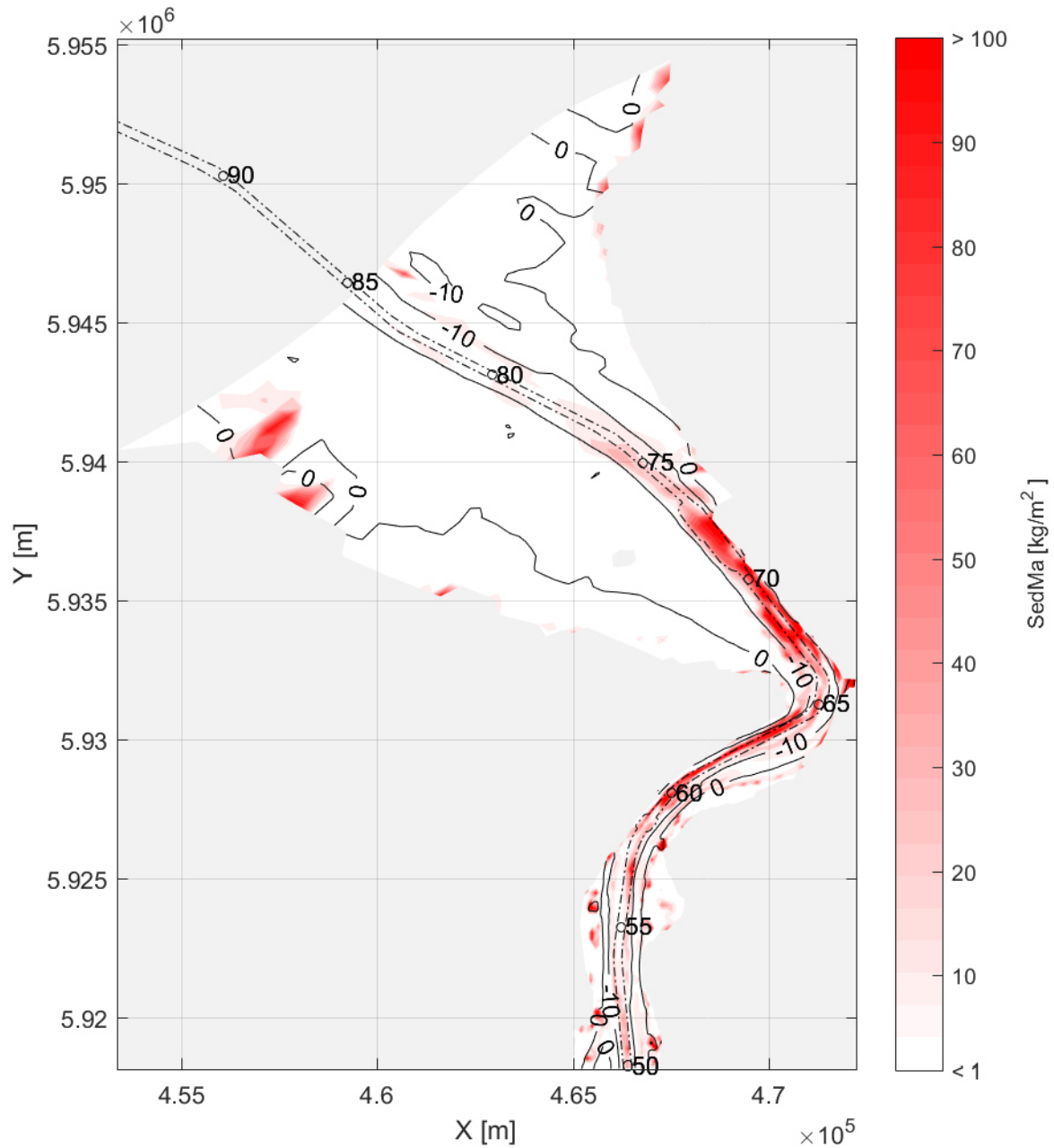


Abbildung 5.25: Modellierte Sedimentmasse in Sohle (SedMa) zwischen Km 50 und 85 am Simulationsende für 2009 (räuml. verzerrte Darstellung).

Parameter: cumulated deposition (CumDep)
 Time: 2009 (TS09A1)
 Location: Km 52-65|60-73
 Layer: 10 (s)

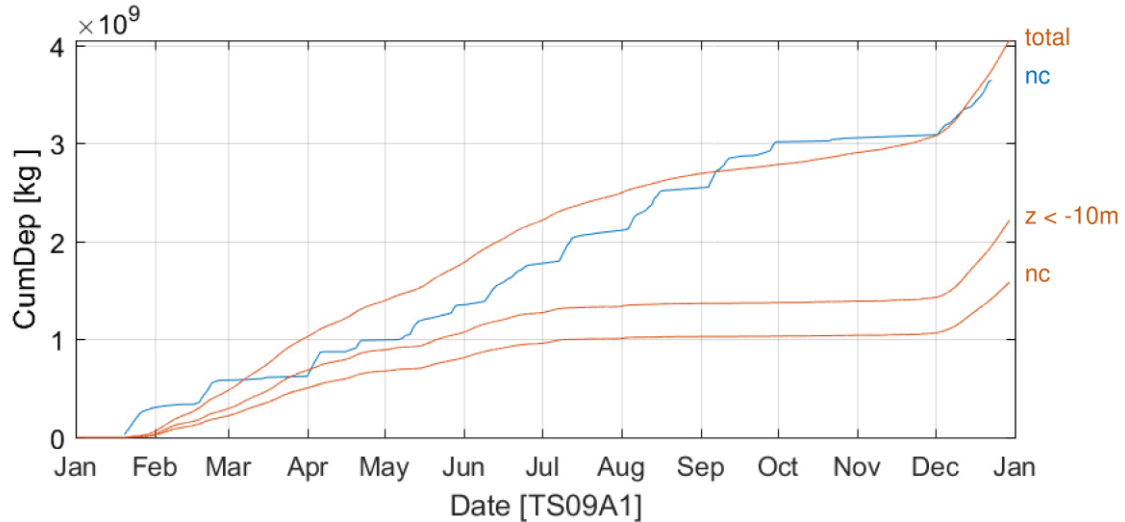


Abbildung 5.26: Modellerte (S0346) kumulierte Deposition (*CumDep*) an der Sohle zwischen Km 60–73 über gesamten Modellquerschnitt (total), für die Rinne mit Tiefe $z < -10$ m NHN sowie in Fahrrinne (nc) am Simulationsende und dokumentierte (M0002) Baggermengen in der Fahrrinne (nc) zwischen Km 52–65 in 2009.

Unter Berücksichtigung der getroffenen Vereinfachungen der Transporteigenschaften – wie insbesondere für den Bodenaustausch –, der getroffenen Annahmen für die Ableitung der Baggermassen und bestehenden Unsicherheiten aufgrund der Beprobungsmethode sowie den gewählten initialen Bedingungen können das grundsätzliche Auftreten sowie die Größenordnung der Sedimentation, die zur Veranlassung der Baggermaßnahmen führt, zusammenfassend mit dem gewählten Modellansatz im Sinne der gesetzten Zielstellung dieser Arbeit zufriedenstellend erklärt werden.

Neben der Wiedergabe der Größenordnung der gebaggerten Massen im Sinne der abschnittswisen Bilanzierung für den gesamten Simulationszeitraum (2009) kann ebenfalls das saisonale Verhalten der Sedimentation im Jahresverlauf mit dem Modell begrenzt wiedergegeben werden. Der saisonale Verlauf der modellierten Sedimentation gleicht gemäß Abbildung 5.26 den kumulierten Baggermengen. Dabei ist zu berücksichtigen, dass sich die Bilanz der gebaggerten Massen aus tagesgenau dokumentierten Einzelmaßnahmen bzw. einzelnen Baggervorgängen zusammensetzt, die ebenfalls operativen Restriktionen unterliegen (Abschnitt 2.5.4), während im Modell in Abhängigkeit der Sedimentverfügbarkeit der natürliche, kontinuierliche Sedimentationsprozess vereinfacht nachgebildet wird. Für den Vergleich ebenfalls verschobener Teilabschnitte der Fahrrinne (Km 62-65 bzw. Km 70 – 73), die jeweils das seeseitige Ende der Akkumulationszone bzw. des Sedimentationsabschnittes in der Natur und im Modell bilden sowie auf Grundlage von monatlichen Massenbilanzen kann gezeigt werden, dass die saisonale Entwicklung eingeschränkt im Modell reproduziert wird (Abbildung C.54). Die Unterschiede können u. a. auf die temporäre Abweichung der Lage des mETM und der entsprechenden Sedimentverfügbarkeit im Modell zurückgeführt werden.

5.2.4 Sensitivität der Sedimentparameter und Randbedingungen

Zur Einordnung der Bedeutung einzelner Parameter des aus dem entwickelten Modellierungskonzept abgeleiteten Ansatzes werden im Folgenden ausgewählte Ergebnisse von Parameterstudien gezeigt. Die systematische Variation der Sinkgeschwindigkeit (w_s), der Sedimentationsrate ($B1$) gemäß 2-Layer-Konzeptes sowie der Randkonzentration ($ss_{CRW,See}$) als vorgegebene primäre Sedimentquelle am Modellrand gemäß Randwertansatz wird dargestellt. Die Auswirkung auf die modellierten residualen Transporte und die resultierende lokale Sedimentdynamik im Modell wird exemplarisch anhand des kumulierten Transportes ($CumTotT$) durch Querschnitt Km 72 sowie anhand des resultierenden modellierten Konzentrationsniveaus an der Station BAL (Km 66,64) beschrieben. Die Tabelle C.8 gibt einen Überblick über die betrachteten Parametervariationen und gibt eine Zuordnung zum jeweiligen Szenario. Das bereits dargestellte (Abschnitt 5.2.1) und mit den Messdaten verglichene (Abschnitt 5.2.2) Szenario S0346 dient als Referenz.

5.2.4.1 Sinkgeschwindigkeit

Der Sinkgeschwindigkeit der Modellfraktion kann eine fundamentale Bedeutung für die Abbildung des großräumigen Transportes sowie der lokalen Sedimentdynamik und der entsprechenden Ausprägung des mETM beigemessen werden. Dies deckt sich mit den Ergebnissen anderer Modelluntersuchungen (z.B. Brenon und Le Hir 1999; Malcherek 1995). Abbildung 5.27 zeigt den Einfluss der gewählten Sinkgeschwindigkeit (w_s) auf den modellierten Transport ($CumTotT$) durch Querschnitt Km 72 für eine gegebene Bodenaustauschparametrisierung (Tabelle C.7). Für höhere $w_s = 1,0 - 5,0$ mm/s ergibt sich ein Import in der Größenordnung der Baggermengen. Grundsätzlich liegen diese Sinkgeschwindigkeiten im oberen Bereich von gemessenen Medianen der Sinkgeschwindigkeit in der Weser und weiteren Ästuaren und decken sich mit der in der Ems gemessenen Größenordnung der Sinkgeschwindigkeit von Makroflocken (Abschnitt 2.3.3). Der größte Import ergibt sich für $w_s = 1,0$ mm/s, wobei der residuale Transport deutlichen saisonalen Schwankungen unterliegt. Für die übrigen w_s ergibt sich eine ähnliche, aber abgeschwächte Tendenz. Die Schwankungen können u. a. auf die variierenden Randbedingungen und deren indirekte Auswirkung über die Tidedrömung und Ästuarinen Zirkulation auf den residualen Transport erklärt werden.

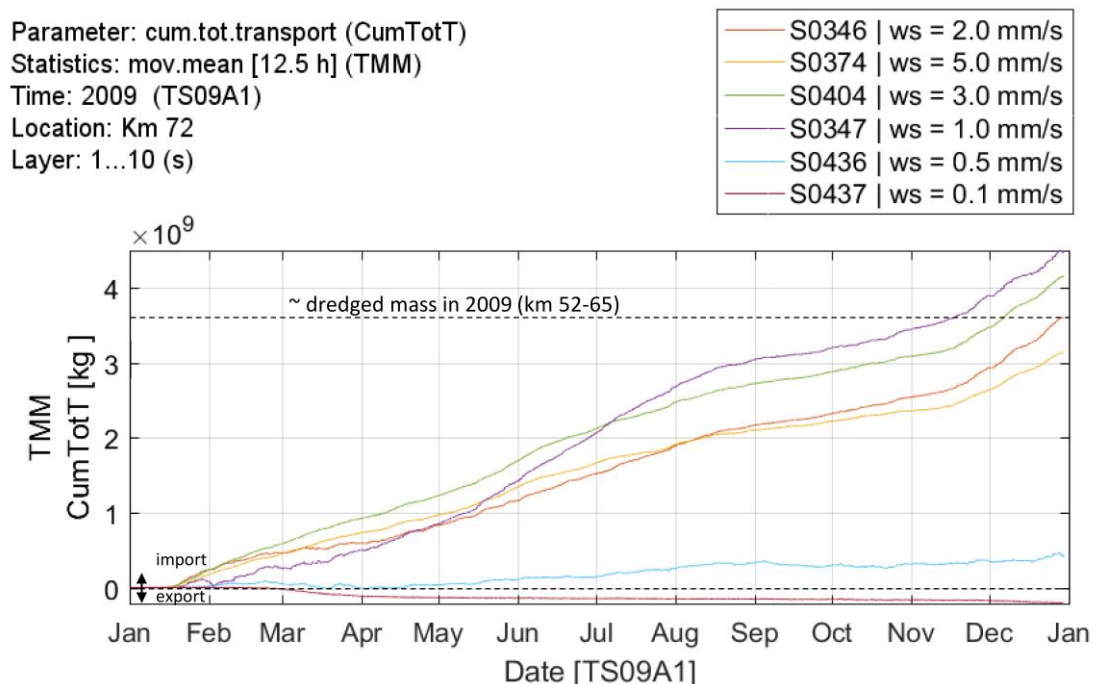


Abbildung 5.27: Kumulierter totaler Sedimenttransport ($CumTotT$) durch Querschnitt Km 72 für verschiedene Sinkgeschwindigkeiten (w_s) in 2009.

Das beschriebene Verhalten lässt sich im Modell im Wesentlichen durch den modellierten vertikalen Austausch gemäß des Verhältnisses zwischen modellierter vertikaler Diffusion, vorgegebenem w_s und den resultierenden wiederkehrenden Depositions-Resuspensions-Zyklen erklären (Vgl. Abschnitt 4.1; Abbildung 4.1). Daraus resultiert der gezeigte residuale Transport im Modell. Für geringere $w_s < 1$ mm/s ergibt sich ein deutlich geringerer Import, bis sich für sehr geringe Sinkgeschwindigkeiten $w_s \approx 0,1$ mm/s ein Export in Größenordnung der Oberwasserfracht einstellt. Demgemäß ergibt sich auf Grundlage dieser Modellergebnisse nur eine Akkumulation für sehr feine Sedimente (vgl. Abschnitt 2.3.3, Tabelle 2.1), wenn diese entsprechend erhöhten Sinkgeschwindigkeiten unterliegen. Diese können in der Natur mit der Flockung erklärt werden.

Gemäß dieser Wirkung von w_s auf die Depositions-Resuspensions-Zyklen ergibt sich ebenfalls ein direkter Einfluss dieses Parameters auf die lokale Sedimentdynamik und die resultierenden Konzentrationsniveaus in der Wassersäule. Für eine gegebene Parameterkombination des Bodenaustausches stellen sich demgemäß für die gezeigten w_s sehr unterschiedliche Konzentrationen im Bereich des mETM bzw. der Akkumulationszone ein (Abbildung C.56). Für die gegebene Parameterkombination des Bodenaustausches ergeben sich nur für einen sehr geringen Variationsbereich von $w_s \approx 2 \dots 3$ mm/s Konzentrationsverläufe in Übereinstimmung mit den gemessenen äquivalenten Konzentrationen gemäß der Trübungsmessungen (Abschnitt 5.2.2) und der Akkumulation gemäß der Baggermaßnahmen (Abschnitt 5.2.3). Dies verdeutlicht die fundamentale globale als auch lokale Bedeutung dieses Parameters für die modellierte Sedimentdynamik auf Grundlage des gewählten Modellansatzes.

5.2.4.2 Sedimentationsrate

Die Auswirkung des Modellparameters Sinkgeschwindigkeit lässt sich, wie erwähnt, nur sinnvoll mit Bezug auf die vorgegebene Parameterkombination des Bodenaustausches beschreiben. Gemäß der Depositions-Resuspensions-Zyklen stellt sich eine dynamische Interaktion zwischen Absinken in der Wassersäule und Austausch an der Sohle im Modell ein. Für diesen Bodenaustausch und die resultierende modellierte Sedimentation kann die Sedimentationsrate $B1$ als maßgebend angesehen werden: Der Sedimentationsfluss ergibt sich in erster Ordnung aus diesem Parameter und der Masse in der Austauschschicht (m_F). In Abhängigkeit der Wahl dieses Parameters lässt sich das Gleichgewicht zwischen Sedimentimport, lokaler Sedimentverfügbarkeit bzw. resultierender suspendierter Konzentration und Sedimentation im Modell einstellen. Für eine gegebene Sinkgeschwindigkeit führt nur ein bestimmter Variationsbereich ($B1 \approx 1,0 \text{ E-6 } 1/s$) im Rahmen der Parameterkombination für den Bodenaustausch – wie auch für die Variation der Sinkgeschwindigkeit – zur Ausbildung eines Importes in der Größenordnung der gebaggerten Masse sowie zu vergleichbaren Konzentrationsniveaus der Trübungsmessungen (Abbildung C.57f.).

5.2.4.3 Randbedingungen

Die am nördlichen Modellrand vorgegebene Randkonzentration ($ss_{C_{RW,see}}$) stellt die modelltechnische Umsetzung der primären Sedimentquelle dar. Gemäß der potentiellen Transportkapazität der sich im Modell ausbildenden Transportmechanismen (residuale horizontale Advektion und residuales horizontales Verdriften) ergibt sich in Abhängigkeit der an der Quelle verfügbaren Sedimentmenge ein residueller Transport im Modell (Abschnitt 2.2, 2.4, 3.1, 3.2, 4.4.1, 5.1.2.3). Insofern die verfügbare Menge die Kapazität unterschreitet, würde sich gemäß des gewählten sedimenttransportlimitierten Ansatzes ein geringerer modellierter Sedimentimport ins Ästuar ergeben. Wird der Transport bzw. die Akkumulation in der Natur durch die Transportkapazität und nicht durch die primäre Sedimentquelle begrenzt, ergibt sich bei Vorgabe einer zu geringen Sedimentquelle eine Unterschätzung des tatsächlichen residualen Transportes im Modell. Für die Untersuchung der Bedeutung der Sedimentverfügbarkeit aus der primären Quelle im Modell durch Variation der konstanten Randkonzentration kann geschlussfolgert werden, dass der Transport durch die Kapazität limitiert ist: Für die Vorgabe geringerer Randkon-

zentration reduziert sich der Sedimentimport deutlich. Dies führt zu entsprechend wesentlich geringeren Konzentrationsniveaus im Bereich des mETM und die Messwerte als auch zur dokumentierten Baggermengen werden entsprechend deutlich unterschätzt. Für die Vorgabe höherer Konzentrationen ergibt sich hingegen ab einer gewissen Größenordnung ($ss_{CRW,See} \geq 0,1 \text{ kg/m}^3$) keine wesentliche Auswirkung auf den Sedimentimport mehr und die lokalen Konzentrationsniveaus stellen sich annähernd in gleicher Weise ein (Abbildung C.59ff.).

Durch Manipulation der Randbedingungen im Modell kann zudem eindeutig nachgewiesen werden, dass es maßgeblich durch den Salzgradienten induzierten Transport aus der Nordsee zur Ausbildung der Trübungszone im Modell kommt. Sowohl bei Vorgabe keiner primären Sedimentquelle am seeseitigen Rand ($ss_{CRW,See} = 0 \text{ kg/m}^3$) als auch bei Einstellung keines Salzgradienten im Modell ($sa_{RW,OW} = \text{konst} = 32 \text{ ppt} \approx sa_{RW,See}$) kommt es zu keiner Ausbildung eines Sedimentimportes, der annähernd in der Größenordnung der Baggermengen liegt und zu keiner Ausbildung eines deutlichen mETMs im Modell. Für die modelltechnische Vorgabe des salzigen Oberwasserzuflusses und daraus resultierenden Vermeidung der Ausbildung eines Salz- bzw. Dichtegradienten im Modell muss allerdings auch berücksichtigt werden, dass dies ebenfalls potentielle Auswirkungen auf die grundlegenden hydrodynamischen Prozesse hat. Im Wesentlichen werden aber der ausbleibende residuale Transport sowie das demgemäß nicht entstehende mETM im Modell auf den fehlenden Dichtegradienten und die fehlende temporären Schichtung zurückgeführt. Bei keiner seeseitigen Sedimentquelle, aber bei Vorhandensein des Salzgradienten, bildet sich ein sehr schwaches mETM im Modell aus. Dies kann auf die Oberwasserfracht zurückgeführt werden. Die Akkumulation und die Intensität liegen demgemäß weit unter den gemessenen äquivalenten suspendierten Konzentrationen und der tatsächlich auftretenden Sedimentation gemäß der dokumentierten Baggermaßnahmen (Abbildung, C.62, C.63).

Diese Modellstudien zu den Randbedingungen lassen die Schlussfolgerung zu, dass die modellierte Trübungszone und die dortige Sedimentation tatsächlich das Resultat der sich aufgrund des Salzgradienten im Modell ausbildenden residualen Strömungen und Tideasymmetrien sind und sich ein entsprechendes dynamisches Gleichgewicht zwischen Import, Akkumulation und Nettodeposition im Modell einstellt.

5.3 Diskussion der Ergebnisse

Grundsätzlich kann die Ausbildung der Trübungszone und Sedimentation durch die sich im Modell einstellenden residualen Strömungen und Tideasymmetrien plausibel erklärt werden (Abschnitt 5.1.2). Eine detaillierte Untersuchung erfolgt im Rahmen dieser Arbeit entsprechend des Umfangs und Zielstellung nicht. Aussagen über die anteilige Bedeutung des jeweiligen Transportmechanismus (residuale Advektion/ Verdriften) für den Gesamttransport können demgemäß nicht erfolgen. Zudem ist gemäß der hohen Variabilität zu erwarten, dass dies grundsätzlich nicht einheitlich für das gesamte Modellgebiet und die gesamte Simulationszeit möglich ist. Der Vergleich mit gemessenen Wasserständen und Salzgehalten zeigt, dass die Tidedynamik und Salzgehaltsverteilung sowie insbesondere die saisonale Verlagerung der Brackwasserzone grundsätzlich mit dem Modell für den Simulationszeitraum reproduziert werden können. Dies kann als die wesentliche Grundlage für die korrekte Ausbildung der beschriebenen Transportmechanismen angesehen werden. Es wird demzufolge und gemäß der gezeigten Auswertungen der Modellergebnisse in Bezug auf die residualen Strömungsprozesse und Asymmetrien angenommen, dass diese Mechanismen entsprechend der berücksichtigten dreidimensionalen Prozesse im Modell (Abschnitt 4.4) in ausreichender und korrekter Weise abgebildet werden. Die Untersuchung und Variation der Randbedingungen (Abschnitt 5.2.4.3) lässt auf dieser Grundlage die begründete Schlussfolgerung zu, dass sich die Akkumulation und resultierende Trübungszone tatsächlich als dynamisches Gleichgewicht aufgrund der salz- und tideinduzierten Transportmechanismen im Modell ausbildet.

Die Lage und Intensität der Trübungszone decken sich mit der Beschreibung der Trübungszone der Weser in anderen Veröffentlichungen (Abschnitt 2.5.3). Zudem kann durch den Vergleich mit Messwerten und mit dokumentierten Baggermaßnahmen (Abschnitt 5.2.2, 5.2.3) gezeigt werden, dass mit dem Modell eine sehr gute Annäherung an die Mess- und Baggerdaten erzielt wird: Im Modell kann sowohl die Größenordnung der Akkumulation gemäß der Baggermengen als auch die suspendierte Konzentration im Vergleich zu äquivalenten Trübungsmessungen wiedergegeben werden. Allerdings treten auch deutliche temporäre Abweichungen zu den Trübungsmessungen auf. Diese Abweichungen können einerseits auf lokale Effekte zurückgeführt werden, die sich aus der vereinfachten (lokalen) Abbildung des Transportverhaltens, der gewählten Modellauflösung sowie der Vernachlässigung weiterer Prozesse ergeben. Andererseits können diese lokalen Abweichungen auch aus der großräumigen abweichenden Ausbildung und Lage des mETMs resultieren. Diese können wiederum aus der langfristigen (residualen) Auswirkung von sich aufsummierenden, wiederholenden, geringen Abweichungen auf Ebene der Tidezyklen als auch aus grundlegenden Abweichungen des modellierten großräumigen Sedimenttransports resultieren.

Grundsätzlich ist zu erwarten, dass bei Verwendung einer Modellfraktion mit einer konstanten Sinkgeschwindigkeit die detaillierte vertikale Sedimentverteilung nicht abgebildet werden kann (Abschnitt 2.3.3; Winterwerp et al. 2002). Demnach kann insbesondere die Überschätzung der Maxima sowie die grundsätzliche Abweichung der zeitlich aufgelösten Verläufe über den Tidezyklus (Abschnitt 5.2.2) auf die Verwendung der konstanten Sinkgeschwindigkeit zurückgeführt werden. Die Unterschätzung an einzelnen Stationen bei Abwesenheit des ETM kann zudem im Wesentlichen darauf zurückgeführt werden, dass die Hintergrundtrübung nicht mit einer entsprechenden Modellfraktion im Sinne einer Feinstschwebstofffracht abgebildet wird. Aus diesen Abweichungen im Tidezyklus können sich entsprechende Abweichungen im Mittel bzw. im saisonalen Verlauf ergeben.

Gemäß der modelltechnischen Trennung zwischen freiem Absinken in der Wassersäule in Kombination mit der Berücksichtigung erhöhter Suspensionen an der Sohle durch den parametrisierten Bodenaustausch stellt die Verwendung von konstanten Sinkgeschwindigkeiten (vgl. Abschnitt 2.3.3, 2.3.4; Abbildung 2.7) eine begründete Vereinfachung dar. Dementsprechend kann für relativ konstante, geringe Konzentrationen ($ssc < 1,0 \text{ kg/m}^3$) die Vorgabe von konstanten Sinkgeschwindigkeiten unabhängig von

der Konzentration zur Abbildung der Sedimentdynamik mit Fokus auf die saisonale Entwicklung als zulässige Modellannahme angesehen werden. Laut van Leussen (2011) treten in der Natur zudem auch für geringe Konzentrationen Makroflocken auf, die relativ hohen Sinkgeschwindigkeiten unterliegen. Die aus der Parameterstudie abgeleiteten Sinkgeschwindigkeiten $w_s = 1,0 - 5,0$ mm/s, die zu einem Sedimenttransport in der Größenordnung der Baggermengen führen, deckt sich mit den für die Ems identifizierten Sinkgeschwindigkeiten von Markoflocken. Diesen wird eine maßgebliche Bedeutung für den in der Natur auftretenden residualen Sedimenttransport beigemessen. Dies wird mit dem maßgeblichen Anteil dieser Flocken am Depositionsfluss in der Wassersäule während der Kenterung und der resultierende Bedeutung für die Sedimentdynamik in den wiederkehrenden Resuspension-Depositions-Zyklen begründet. Diese Zyklen können als „Bausteine“ des langfristigen residualen Transportes angesehen werden (van Leussen 2011; Dronkers und van Leussen 1988; van Leussen 1994).

Zudem ist vor dem Hintergrund der anhand der Parameterstudien aufgezeigten lokalen als auch globalen Bedeutung der effektiven Sinkgeschwindigkeit die Anwendung von konzentrationsabhängigen Sinkgeschwindigkeitsformulierungen (Gleichung A.6, A.6a) insbesondere auf die langfristige und großräumige Sedimentdynamik als problematisch einzustufen. Dies ist in Übereinstimmung mit bestehender Kritik bezüglich der kausalen Zuordnung zwischen Konzentration und „resultierender“ Sinkgeschwindigkeit (Winterwerp und van Kesteren 2004, S. 122 Mueller und Puls 1996, S.347).

Darüber hinaus bestätigt die Betrachtung der aufgelösten Zeitreihen an einzelnen Stationen bei gleichzeitiger Betrachtung der Verlagerung der modellierten Trübungszone im Längsschnitt die Hypothese, dass die lokale Sedimentdynamik maßgeblich durch die advective Verlagerung der Trübungszone geprägt wird. Dieser Effekt ist als mindestens ebenso bedeutend einzustufen, wie das detaillierte lokale Absinkverhalten. Diese Verlagerung kann im Modell in Übereinstimmung zur Beschreibung von Grabemann (1991) sowie Grabemann et al. (1997) gezeigt werden. Die charakteristischen Verläufe (Abschnitt 5.2.2) können auf die Resuspension, advective Verlagerung und erneuerte Deposition der sekundären Sedimentquellen mit der Tide zurückgeführt werden (Abschnitt 2.4, 2.5.3). Für die Wiedergabe einer gemessenen Sedimentdynamik an Stationen innerhalb der Trübungszone muss somit, wie im Modell gezeigt, diese advective Verlagerung berücksichtigt bzw. abgebildet werden.

Des Weiteren kann neben der Parametrisierung der Sinkgeschwindigkeit die vereinfachte Abbildung des Bodenaustausches im Modell zu Abweichungen von den gezeigten Messungen führen. Grundsätzlich ist anzunehmen, dass im Modell die Sedimentation potentiell überschätzt wird. Einerseits kann dies aus der grundlegenden Formulierung des Bodenaustausches (z.B. kein unterer Schwellenwert) sowie andererseits aus der Vernachlässigung des Einflusses von Wellen auf die Sohlschubspannung resultieren. Es kann demnach, insbesondere in flachen Bereichen, zur tendenziellen Überschätzung kommen. Zudem kann aufgrund der massiven künstlichen Eingriffe in das System kein natürlicher Gleichgewichtszustand für das Modell in Bezug auf die kritische Schubspannung der Sohle in der Fahrrinne abgeleitet werden. Insbesondere für die Spring-Nipp-Variation ist eine unterschiedliche Intensität des Austauschverhaltens bei ungestörten Bedingungen in der Natur zu erwarten. Die intensiven Eingriffe begründen hingegen die getroffenen Vereinfachungen im Rahmen der Parametrisierung und zudem die Durchführung von morphostatischen Simulationen. Demgemäß ist die Sohle für den gegenwärtigen Modellaufbau eher als ein Puffer der modellierten Sedimentdynamik anzusehen und weniger als tatsächliche Abbildung der Gewässersohle in der Natur. Dies erlaubt aber gemäß der Zielstellung dieser Arbeit die modelltechnische Abbildung einer stabilen Trübungszone und der Sedimentation trotz der Vernachlässigung und Vereinfachung vieler Prozesse wie der tatsächlichen Entnahme von Sediment aus dem System durch die Baggermaßnahmen und die tatsächliche Auswirkung der komplexen Sohlstruktur auf die Bodenaustauschprozesse. Es ist in diesem Zusammenhang anzunehmen, dass die grundsätzliche Ausbildung einer Trübungszone im Modell ebenfalls ohne die Erweiterung der Bo-

denaustauschformulierung (2-Layer-Konzept) möglich ist. Die stabile Abbildung der Intensität der Trübung und der Größenordnung der Umlagerung und Sedimentation kann aber aufgrund der notwendigen lokalen Sedimentverfügbarkeit für das verwendete Modellierungsverfahren nur durch die verwendete 2-Layer-Konzept erzielt werden. Dadurch und gemäß der verwendeten Auflösung können aber auch kleinräumige Sohlformen (u.a. Dünen) im Modell nicht abgebildet werden. Diese können aber in der Natur nachweislich einen Effekt auf das lokale Austauschverhalten haben (Becker 2011) und demgemäß ebenfalls zu einem abweichenden lokalen Resuspensionsverhalten führen. Somit können sich potentielle Auswirkungen auf die Sedimentdynamik im Bereich der Trübungszone ergeben, die im Modell nicht abgebildet werden. Für das großräumige und mittlere Verhalten der Trübungszone und die großflächige Sedimentation im Sinne der Bilanzierungsabschnitte der Dokumentation der Baggermaßnahmen wird diesen lokalen Effekten aber eine untergeordnete Bedeutung beigemessen.

Ergänzend ist zu berücksichtigen, dass ein konstanter Faktor für die Umrechnung von Trübung in Konzentration verwendet wird. Tatsächlich kann sich u.a. durch die Korngrößenverteilung ein nicht ausschließlich von der Konzentration abhängiger Zusammenhang ergeben. Demgemäß können die verwendeten Trübungsmessungen die tatsächliche Sedimentkonzentration – für die Variation über eine Tide – ggf. nur mit einer gewissen Einschränkung wiedergeben. Für die saisonale (tidegemittelte) Entwicklung wird aber grundsätzlich eine entsprechend bessere Vergleichbarkeit der (mittleren) Trübungs- bzw. Konzentrationsniveaus angenommen.

Abschließend ist noch anzumerken, dass aus dem Vergleich der an einzelnen Stationen gemessenen Salzgehalte und Trübungen ein geringer seewärtiger Versatz der mittleren Lage bzw. eine entsprechende Verzögerung der saisonalen Verlagerung der modellierten Brackwasserzone sowie der Trübungszone abgeleitet werden kann (Abschnitt 5.2.2). Bei einer prozessorientierten Betrachtung – insbesondere unter zusätzlichem Einbezug der gezeigten Auswirkung der geänderten Randbedingungen in Bezug auf die Bedeutung des Salzgradienten im Modell (Abschnitt 5.2.4.3) und mit Bezug auf die primäre Sedimentquelle –, bestätigen diese Ergebnisse allerdings vielmehr die korrekte prozessbasierte Ausbildung der Trübungszone durch die beschriebenen residualen Transportmechanismen auf Grundlage der modellierten Tidedynamik und Salzverteilung. Die Ergebnisse sind somit ein Beleg für das gegenwärtige Systemverständnis zur Ausbildung von Trübungszone auf Grundlage der beschriebenen residualen Transportmechanismen (vgl. Geyer und MacCready 2014; Burchard et al. 2018).

5.4 Zusammenfassung der Ergebnisse

Die in diesem Kapitel dargestellten und diskutierten Modellergebnisse zeigen, dass sich im Modell eine stabile Trübungszone ausbildet. Im Bereich der Trübungszone ergibt sich zudem ein deutlicher Sedimentationsschwerpunkt. Es bildet sich gemäß des Modellansatzes, entsprechend des entwickelten Modellierungskonzeptes, das beabsichtigte dynamische Gleichgewicht im Modell aus.

Die Tidedynamik und Salzgehaltsverteilung können im Vergleich zu gemessenen Zeitreihen für die Zielgrößen Wasserstand und Salzgehalt an einzelnen Stationen gemäß der ermittelten geringen mittleren Abweichungen zufriedenstellend über die gesamte Simulationszeit reproduziert werden. Insbesondere die saisonale Verlagerung der Brackwasserzone kann im Modell wiedergegeben werden. Dies wird als wesentliche und notwendige Grundlage für die Abbildung des residualen Sedimenttransportes sowie der Sedimentdynamik mit dem Modell angesehen. Ohne Salzgradient oder ausreichende Primärquelle bildet sich keine Trübungszone im Modell aus. Weitere Auswertungen belegen, dass sich im Modell die beschriebenen Transportmechanismen ausbilden und eine plausible Ausprägung zeigen, die sich mit der allgemeinen Darstellung in der Literatur deckt: Es stellen sich residuale Strömungsmuster der Ästuarinen Zirkulation sowie Tideasymmetrien in der vertikalen Durchmischung ein, die geeignet sind im Modell einen residualen gerichteten Sedimenttransport zu generieren. Zudem legen die Modellauswertung sowie die Wiedergabe der resultierenden Wasserstände und Salzverteilung in

Übereinstimmung mit Messungen die begründete Schlussfolgerung nahe, dass sich die residualen Transporte tatsächlich gemäß der modellierten Ästuarinen Zirkulation und Tideasymmetrien im Modell ausbilden. Eine detaillierte Untersuchung dieser Prozesse wurde im Umfang dieser Arbeit nicht durchgeführt.

Die resultierende Sedimentdynamik ergibt sich im Modell in Übereinstimmung mit den Ergebnissen anderer Arbeiten und zeigt ein plausibles Verhalten: Die modellierte Trübungs- sowie Brackwasserzone verlagern sich zusammen während des saisonalen Jahresverlaufes und es ergibt sich ein deutlicher Sedimentationsschwerpunkt im Bereich der Trübungszone. Der Vergleich mit Messungen bzw. dokumentierten Baggermengen für die Zielgrößen suspendierte Sedimentkonzentration und suspendierte Sedimentkonzentration und kumulierte Deposition bzw. Baggermassen belegen die Wiedergabe der saisonalen Dynamik und die Akkumulation. Mittels umfangreicher Parameterstudien wird zudem gezeigt, dass sich die Größenordnung der Akkumulation und Trübungsintensität nur für bestimmte möglicher Parameterkombinationen der Sedimenteigenschaften ausbildet. Insbesondere für die Sinkgeschwindigkeit ergeben sich Werte der Größenordnungen, die ebenfalls im Rahmen anderer Arbeiten (u.a. van Leussen 2011) als relevant für die Ausbildung der Trübungszone identifiziert wurden. Weitere Untersuchungen am Modell zeigen, dass die Ausbildung der Trübungszone von der Transportkapazität der residualen Transporte abhängt. Ab einer gewissen Verfügbarkeit aus der primären Sedimentquelle am Modellrand stellt sich keine weitere Zunahme des residualen Sedimentimportes mehr ein und die Akkumulation ist demgemäß tatsächlich transportlimitiert. Abschließend wird dargelegt, dass die Akkumulation bzw. die Ausbildung einer Trübungszone grundsätzlich nur bei vorhandenen Salzgradienten und den entsprechend resultierenden residualen Transporten sowie bei einer ausreichenden seeseitigen primären Sedimentquelle im Modell auftritt. Dies belegt die Bedeutung der zugrunde liegenden hydrodynamischen Transportprozesse. Als Ergebnis für ermittelte Parameterkombination stellen sich im Modell gemäß der genannten Transportmechanismen plausible residuale Sedimenttransporte und Trübungsverläufe ein. Die modellierte Trübungszone erklärt zudem plausibel die beobachteten charakteristischen lokalen Trübungsverläufe und verdeutlicht den Einfluss der Trübungszone auf die lokale Sedimentdynamik. Erwartungsgemäß kann die über den Tidezyklus aufgelöste vertikale Sedimentverteilung über die Wassersäule mit einer Modellfraktion nur begrenzt wiedergegeben werden. Grundsätzlich können die lokalen intratidalen Trübungsverläufe allerdings über die Zielstellung dieser Arbeit hinaus bereits qualitativ sehr gut reproduziert werden. Außerdem wird entsprechend des Modellierungskonzeptes die lokale Bodenstruktur gemäß Bodenaustauschformulierung sowie kleinere Sohlformen gemäß Modellauflösung nicht im Detail nachgebildet. Trotz der somit teilweise auftretenden Abweichungen zu den Messungen kann die saisonale Dynamik und die Größenordnung der Sedimentation gemäß Zielstellung der Arbeit zufriedenstellend abgebildet werden. Unter Berücksichtigung der genannten Einschränkungen ermöglichen gemäß Zielstellung erst diese Vereinfachungen grundsätzlich die effiziente Abbildung im Modell und dementsprechend die Untersuchung der (saisonalen) Dynamik der kohäsiven Sedimente im Ästuar.

Mit dem Modell können somit, gemäß der Ergebnisse, die wesentlichen Phänomene wie insbesondere die Ausbildung und Dynamik der Trübungszone einschließlich der lokalen Sedimentation und der resultierenden saisonalen Trübungsverläufe durch den prozessbasierten Ansatz abgebildet und erklärt werden. Dies ist ein Beleg für das gegenwärtige Systemverständnis. Zudem veranschaulichen die Ergebnisse den komplexen, wechselhaften und dreidimensionalen Charakter der Trübungszone und verdeutlichen die Notwendigkeit der Wiedergabe der dreidimensionalen Transportprozesse sowie insbesondere die dynamische Abbildung der sekundären Sedimentquellen unabhängig von den initialen Bedingungen.

6 Zusammenfassung und Ausblick

Mit dem entwickelten Modellierungskonzept und dem verwendeten Ansatz kann für das Modell des Weserästuars als konkreter Anwendungsfall die Ausbildung der Trübungszone sowie die einhergehende Sedimentation gemäß der Zielstellung dieser Arbeit abgebildet und nachvollzogen werden. Die zugrunde liegende Akkumulationszone ergibt sich wie angestrebt als dynamisches Gleichgewicht unabhängig von den initialen Bedingungen im Modell. Dies wurde auf Grundlage der Konzepte der Sedimenttransportlimitation (van Maren et al. 2015) und des 2-Layer-Konzeptes (van Kessel et al. 2011) realisiert. Die fokussierte und konsequente Anwendung der zugrunde liegenden Ansätze für die Modellierung der Trübungszone und der Sedimentdynamik im Ästuar erfolgte bisher nicht und ist das Herausstellungsmerkmal dieser Arbeit. Mittels Sensitivitätsuntersuchungen im Rahmen umfangreicher Parameterstudien wurde ein Systemverständnis abgeleitet und Parameterkombinationen ermittelt, welche die Abbildung der Sedimentdynamik im Modell ermöglichen. Insbesondere können für ein Ästuar somit erstmals mit einem numerischen Modell die saisonale lokale Sedimentdynamik und die Größenordnung der Sedimentation dynamisch, unabhängig von der vorgegebenen initialen Sedimentbelegung und in Übereinstimmung mit Messungen und dokumentierten Baggermengen reproduziert werden. Die Ausprägung der modellierten Trübungszone deckt sich zudem mit der Beschreibung der Trübungszone der Weser in anderen Arbeiten. Dies bestätigt zudem das gegenwärtige grundlegende Systemverständnis zur Ausbildung von Trübungszone für den gegenwärtigen Stand der Forschung. Die beobachteten lokalen, charakteristischen Trübungsverläufe können zudem über die Zielsetzung dieser Arbeit hinaus bereits qualitativ gut wiedergegeben und plausibel mit dem Verhalten der modellierten Trübungszone erklärt werden. Die verbesserte Abbildung der Dynamik kohäsiver Sedimente in Ästuaren gemäß der Zielstellung dieser Arbeit wurde mit dem vorgestellten Modellierungskonzept somit realisiert und konnte für einen konkreten Anwendungsfall umgesetzt und verifiziert werden.

6.1 Zusammenfassung

Das Transportverhalten kohäsiver Sedimente in Ästuaren unterscheidet sich maßgeblich von dem Verhalten anderer Sedimentfraktionen. Die Ästuarine Trübungszone ist ein typisches, in vielen Ästuaren auftretendes Phänomen, das aus den spezifischen Transporteigenschaften der feinen, kohäsiven Sedimentfraktion resultiert. In Kombination mit den in Ästuaren auftretenden residualen Strömungen und Tideasymmetrien, die zu einem residualen Transport für dieses Transportverhalten führen, ergibt sich ein Nettoimport dieser Fraktion für ein Ästuar. Dies führt zu einer Akkumulation und Dominanz in bestimmten Bereichen und zur Ausbildung einer Trübungszone. Die resultierende Sedimentverfügbarkeit führt einhergehend mit einer erhöhten Trübung häufig ebenfalls zu einer verstärkten Sedimentation. Sowohl die Trübung, die zur phänomenologischen Erscheinung der Trübungszone führt als auch die Sedimentation sind als das Resultat der Akkumulation aufgrund des residualen Sedimentimportes aufzufassen.

Diese Bedingungen führen in Ästuaren einerseits zur Ausbildung eines besonderen, schützenswerten Ökosystems, erfordern aber andererseits i. d. R. die künstliche Anpassung und Erhaltung bei der verkehrlichen Nutzung von Ästuaren als Schifffahrtsstraßen. Die notwendigen Ausbau- und Erhaltungsmaßnahmen stellen mitunter massive Eingriffe in das natürliche System dar und verursachen zudem hohe Investitions- als auch Folgekosten für den Erhalt. Des Weiteren können die Anpassungsmaßnahmen zu einer grundlegenden Veränderung der hydrodynamischen und morphologischen Bedingungen führen und eine Adaption des dynamischen Systems an die geänderten Zustände herbeiführen. Die Abbildbarkeit der Dynamik der kohäsiven Fraktion im System Ästuar ist vor diesem Hintergrund als notwendig für das Systemverständnis und die Bewertung von Anpassungsmaßnahmen anzusehen. Die Abbildung kann grundsätzlich mit hydrodynamisch-numerischen (HN) Modellierungsverfahren erfol-

gen. Dazu sind aufgrund der zugrunde liegenden, komplexen Transportprozesse geeignete Vereinfachungen und Modellannahmen zu treffen, um eine effiziente und für praktische Fragestellungen des Sedimentmanagements geeignete Anwendung dieser Verfahren zu ermöglichen. In diesem Sinne wurde im Rahmen dieser Arbeit ein Modellierungskonzept entwickelt und ein entsprechender Modellansatz abgeleitet, der die effiziente und anwendungsbezogene Abbildung und Untersuchung der Dynamik der feinen, kohäsiven Sedimentfraktion in der ästuarinen Umgebung mit numerischen Verfahren erlaubt.

Als kohäsive Sedimente werden die feinen Sedimentfraktionen bezeichnet, die ein dominierendes Bindungsverhalten aufweisen. Üblicherweise wird die Sedimentfraktion des Siebdurchgangs von 63 Mikrometern gemäß der typischerweise bindigen Eigenschaften als kohäsive Fraktion definiert. Die Kohäsion im Sinne der auftretenden Bindungskräfte zwischen den Partikeln ergibt sich allerdings maßgeblich aus dem chemischen Aufbau der in dieser Fraktion i.d.R. dominierenden Tonminerale. In Suspension bilden kohäsive Sedimentpartikel aufgrund der wirkenden Bindungskräfte Flocken aus. Dies ist abhängig von den Umgebungsbedingungen wie dem Salzgehalt, der Gesamtkonzentration und der turbulenten Scherung der Flocken. In Ästuaren variieren diese Parameter gemäß des Charakters eines Übergangsgewässers räumlich zwischen Fluss und Meer als auch zeitlich u.a. aufgrund der Tideströmung maßgeblich. Dadurch kann es zu sehr unterschiedlichem Absinkverhalten von entsprechend unterschiedlichen Flocken kommen. Dies führt zu einer sehr differenzierten Verteilung in der Wassersäule und an der Sohle in Abhängigkeit der Tidephase und Position im Ästuar. Es kann zur Ausbildung sehr unterschiedlicher Zustandsformen der Suspension kommen, wie z.B. zur temporären Ausbildung von Flüssigschlick, der ein deutlich anderes Fließverhalten aufweist als die durchmischte Suspension in der Wassersäule. Dies hat einen grundlegenden Einfluss auf den sich im Tidezyklus einstellenden vertikalen Austausch in der Wassersäule und an der Sohle. Die wiederkehrenden Resuspensions-Depositions-Zyklen können in Kombination mit sich ausbildenden großräumigen Strömungsprozessen und Tideasymmetrien dazu geeignet sein, einen ins Ästuar gerichteten residualen Sedimenttransport zu generieren. Bei den zugrunde liegenden Transportmechanismen kann zwischen Mechanismen unterschieden werden, die für alle Stoffe in der Wassersäule zu einem residualen Transport führen (residuale Advektion) sowie die nur für Stoffe wirken, die ein spezifisches Absink- und Austauschverhalten an der Sohle aufweisen (residuales Verdriften). Grundsätzlich führen beide Mechanismen nur für Stoffe zur Akkumulation, die absinken und wieder resuspendiert werden. Die der residualen Advektion zugrunde liegende residuale Strömung wird als Ästuarine Zirkulation bezeichnet. Diese bildet sich in Abhängigkeit von internen baroklinen Dichtegradienten und von Durchmischungasymmetrien während der Tide (SIPS) aufgrund des sich in Ästuaren einstellenden Salzgradienten aus. Das residuale Verdriften kann hingegen grundsätzlich sowohl aus barotropen als auch indirekt aus baroklinen Tideasymmetrien resultieren. Tidal Pumping beschreibt den Effekt aus einigen dieser Asymmetrien. Die Trübungszone lässt sich in diesem Zusammenhang allgemeiner als sich dynamisch verlagernde, durch residualen Transport limitierte Akkumulationszone von Sedimenten mit spezifischen vertikalen Transporteigenschaften auffassen. Diese führt lokal zu einer gesteigerten Verfügbarkeit dieser Sedimente, aus der in diesem Bereich eine erhöhte Trübung in der Wassersäule resultiert und aus der sich eine verstärkte Sedimentation ergeben kann.

Zur Abbildung der Dynamik der kohäsiven Fraktion wurde auf Grundlage der beschriebenen Prozesse im Rahmen dieser Arbeit ein Modellierungskonzept entwickelt, welches eine effiziente modelltechnische Umsetzung mit bestehenden HN-Modellierungsverfahren trotz des großen Umfangs an relevanten Prozessen, des begrenzten Wissens über Detailprozesse sowie der eingeschränkten Datengrundlage aufzeigt. In vielen bestehenden Modellen wird klassischerweise eine initiale Sedimentbelegung vorgegeben, die i. d. R. aus Messungen abgeleitet wird. Diese Anfangsbedingungen stehen, insbesondere für die zuvor beschriebenen Prozesse, aufgrund der i. d. R. nicht ausreichend zeitlich aufgelösten und räumlich ausgedehnten Messdaten, normalerweise nicht im Gleichgewicht mit der modellierten

Hydrodynamik. Zudem ergibt sich das lokal verfügbare Sedimentinventar (Sekundärquelle) durch residualen Transport aus dem äußeren Ästuar (Primärquelle). Demgemäß können die lokal verfügbaren Sedimente nach van Maren et al. (2011) als transportlimitiert angesehen werden. Bei Vorgabe einer initialen Sedimentverteilung besteht die Gefahr, dass die abgeleiteten Sedimentparameter im Sinne einer Erosionslimitation nicht das tatsächliche Gleichgewicht des Sedimenttransportes widerspiegeln. Demzufolge wird im Rahmen dieser Arbeit ein sedimentlimitierter Modellansatz gewählt: Zur Ableitung gültiger Parameter wird keine initiale Sedimentbelegung im Modell, sondern lediglich eine primäre Sedimentquelle an den Rändern vorgegeben (Randwertansatz). Um unter diesen Bedingungen die dynamische Ausbildung der Trübungszone im Modell zu erzielen, wird die ausreichend detaillierte Abbildung des großräumigen advektiv-diffusiven Sedimenttransportes mit der vereinfachten Parametrisierung des vertikalen Transportverhaltes einer charakteristischen Modellfraktion kombiniert. Zur Abbildung des Absinkens wird eine konstante Sinkgeschwindigkeit vorgegeben. Der Bodenaustausch wird durch das 2-Layer-Konzept (van Kessel et al. 2011) parametrisiert. Dabei wird in Abgrenzung zu van Maren et al. (2015) eine neue Parametrisierung abgeleitet, die die Auswirkung der Ausbildung einer hochkonzentrierter sohnahen Suspension auf den Bodenaustausch berücksichtigt und so die dynamische Abbildung der Trübungszone unabhängig von den initialen Bedingungen für einheitlichen und konsistenten Wiedergabe des Bodenaustausches im gesamten Modell ermöglicht.

Der Modellansatz wird anhand eines konkreten Ästuarmodells getestet. Das Ästuar der Weser dient dazu als konkreter Anwendungsfall. Als Simulationszeit wird das gesamte Jahr 2009 gemäß vorliegenden Daten zur Abbildung der Randbedingungen und zum Vergleich der Modellergebnisse mit Messdaten gewählt. Dies ermöglicht die Wiedergabe der tatsächlichen saisonalen Sedimentdynamik im Jahresverlauf durch die Überlagerung verschiedener relevanter Randbedingungen. Die so erzielten Modellergebnisse sind somit grundsätzlich direkt mit gemessenen Trübungsverläufen und dokumentierten Baggermaßnahmen vergleichbar und ermöglichen die Bewertung des verwendeten Modellansatzes auf Grundlage dieses Vergleichs. In Abschnitt 5.4 erfolgt eine detaillierte Zusammenfassung der Ergebnisse.

Die Modellergebnisse zeigen eine gute Wiedergabe der Hydrodynamik und der Salinität mit geringen mittleren Abweichungen zu den Messdaten für die festgelegten Zielgrößen Wasserstand und Salzgehalt. Die Sedimentdynamik einschließlich der Akkumulation bzw. die Ausbildung und Dynamik der Trübungszone kann auf dieser Grundlage gemäß Zielstellung dieser Arbeit für die Zielgrößen suspendierte Sedimentkonzentration und kumulierte Deposition bzw. Baggermassen nachgebildet werden.

Die im Modell abgebildete Güte der Tidedynamik einschließlich der Salzverteilung wird als ausreichende Grundlage für die Simulation der Sedimentdynamik bewertet. Insbesondere die als wesentliche und notwendige Grundlage für die Abbildung der Sedimentdynamik zugrunde liegende saisonale Verlagerung der Brackwasserzone wird im Modell wiedergegeben. Des Weiteren kann gezeigt werden, dass sich entsprechende Transportmechanismen (Ästuarine Zirkulation und Tideasymmetrien) im Modell einstellen. Als Ergebnis bildet sich im Modell auf Grundlage dieser Mechanismen eine stabile Trübungszone unabhängig von initialen Bedingungen aus. Die modellierte Trübungs- sowie Brackwasserzone verlagern sich zusammen während des saisonalen Jahresverlaufes und es ergibt sich ein deutlicher Sedimentationsschwerpunkt im Bereich der Trübungszone in Übereinstimmung mit Messungen, dokumentierten Baggermengen und den Ergebnissen anderer Arbeiten. Zudem können lokale intratidale Trübungsverläufe, über die Zielsetzung dieser Arbeit hinaus, bereits qualitativ sehr gut reproduziert und mit der modellierten großräumigen Dynamik der Trübungszone im Modell nachvollzogen werden. Mit dem Modell können somit die wesentlichen Phänomene der ästuarinen Sedimentdynamik durch den prozessbasierten Ansatz abgebildet und erklärt werden. Dies bestätigt das gegenwärtige Systemverständnis (vgl. Geyer und MacCready 2014; Burchard et al. 2018) zur Ausbildung von Trübungszone für den gegenwärtigen Stand der Forschung. Zudem veranschaulichen die

Ergebnisse den komplexen, wechselhaften und dreidimensionalen Charakter der Trübungszone und verdeutlichen die Notwendigkeit der Wiedergabe der dreidimensionalen Transportprozesse sowie insbesondere die dynamische Abbildung der sekundären Sedimentquellen unabhängig von den initialen Bedingungen.

Das Modellierungskonzept und der verwendete Ansatz ermöglicht somit gemäß der Zielstellung dieser Arbeit eine verbesserte Abbildung der kohäsiven Fraktion im numerischen Modell. Für das vorgestellte Modell kann erstmalig in Abgrenzung zu bisherigen Arbeiten sowohl der saisonale Verlauf der gemessenen Trübung an einzelnen Stationen sowie die Größenordnung der dokumentierten Baggermengen im Hinblick auf die Ausbildung und Dynamik der Trübungszone unabhängig von den Anfangsbedingungen reproduziert werden. Die Trübungszone ergibt sich im Modell wie in der Natur aufgrund der Sedimentakkumulation als dynamisches Gleichgewicht zwischen residualem Sedimentimport, lokaler Resuspension und Sedimentation.

6.2 Ausblick

Mit dem vorgestellten Modellansatz kann die Dynamik der kohäsiven Sedimentfraktion auf Grundlage eines prozessbasierten numerischen Modells zufriedenstellend abgebildet werden. Die testweise Umsetzung im Rahmen des konkreten Anwendungsfalls Weserästuars zeigt plausible Ergebnisse in Übereinstimmung mit Darstellungen in der Literatur und im Vergleich zu Messungen. Zur weiteren Verbesserung der Ergebnisgüte im Sinne eines operativen, prognosefähigen Simulationsmodells und um das Modell als direkt anwendbares Instrument des Sedimentmanagements über die Zielstellung dieser Arbeit hinaus nutzbar zu machen, werden folgende weitere Untersuchungen und Weiterentwicklungen vorgeschlagen:

- Eine detaillierte Analyse der Transportmechanismen sowie Bewertung der anteiligen Bedeutung für den Gesamttransport erfolgt in dieser Arbeit aufgrund der Zielstellung und des Umfangs nicht. Zudem sind entsprechende repräsentative Messdaten nicht verfügbar. Zur Validierung der modellierten residualen Strömungsprozesse sollten weitere, ggf. durch zusätzlich Messungen unterstützte Untersuchungen erfolgen. Die erzielten Modellergebnisse können verwendet werden, um sinnvolle Modellstudien und Messkonzepte abzuleiten.
- Aus dem Vergleich mit Messungen an einzelnen Stationen kann abgeleitet werden, dass die mittlere Lage der Brackwasser- und Trübungszone im Modell leicht seewärts verschoben bzw. die Verlagerung zeitlich verzögert ist. Es sollte untersucht werden, ob eine verbesserte Abbildung der Salzverteilung im Modell zu einer verbesserten Abbildung der Trübungszone sowie des Sedimentationsschwerpunktes gemäß der modellierten Sedimentverfügbarkeit führt.
- Die Entnahme (Unterweser) und das Verklappen des Baggergutes (Außenweser) werden im Modell bisher nicht direkt berücksichtigt. Auf Grundlage der Modellergebnisse ist anzunehmen, dass dies eine zusätzliche künstliche Sedimentquelle für den residualen Sedimentimport darstellt. Die Berücksichtigung kann zu einer verbesserten Abbildung des Sedimentimports führen. Derzeit ist der Anteil des verklappten Baggergutes am Sedimentimport nicht bekannt. Das Modell kann zur Abschätzung des Anteils am Gesamtimport dienen. Die Abbildung der Entnahme ist zudem notwendig für die Durchführung von morphodynamischen Simulationen.
- Die Parameterkombinationen, die zur Ausbildung einer stabilen Trübungszone im Modell in Übereinstimmung mit gemessenen Trübungsverläufen und dokumentierten Baggermengen führen, wurden aus Modellstudien abgeleitet. Durch die Parametrisierung werden somit Prozesse berücksichtigt, die nicht im Detail abgebildet werden. Die Sedimentparameter bilden

demgemäß keine reinen Sedimenteigenschaften ab. Des Weiteren kann aufgrund der kontinuierlich stattfindenden Eingriffe kein Gleichgewichtszustand für den Bodenaustausch an der (festen) Sohle abgeleitet werden. Um insbesondere die langfristigen Bodenaustauschprozesse zu verifizieren, sollten entsprechende Feldstudien und/ oder Laborversuche mit Proben aus der Natur durchgeführt werden.

- Neben der verbesserten Abbildung der Dynamik der Trübungszone ist insbesondere für eine bessere Wiedergabe der intratidalen Trübungsverläufe eine detaillierte Beschreibung der Absinkeigenschaften im Modell notwendig. Dies kann einerseits durch die Verwendung von abhängigen Sinkgeschwindigkeitsformulierungen erfolgen. Andererseits kann die Vorgabe von mehreren Sedimentfraktionen mit unterschiedlichen (konstanten) Sinkgeschwindigkeiten ebenso eine detaillierte Abbildung ermöglichen. Dabei ist zu berücksichtigen, dass es beim vorgestellten Modellansatz für verschiedene Sinkgeschwindigkeiten in unterschiedlichem Ausmaß zur anteiligen Ausbildung der Trübungszone kommt. Es ergeben sich somit maßgebliche lokale und globale Auswirkungen für diesen Parameter. In diesem Zusammenhang ist ggf. zudem die Abbildung der Hintergrundtrübung durch eine zusätzliche Fraktion mit geringer Konzentration und sehr geringer Sinkgeschwindigkeit (Feinstschwebstofffracht) sinnvoll.
- Die weitere Untersuchung und Anpassung der Bodenaustauschformulierung des 2-Layer-Konzeptes kann zu einer verbesserten Abbildung des Depositionsverhaltes führen. Dies könnte u. a. insbesondere eine realistischere Abbildung des Depositions- bzw. Austauschverhaltens in flachen Bereichen wie den Wattflächen ermöglichen. In diesem Zusammenhang kann ggf. auch die Berücksichtigung der Auswirkung von Wellen auf den Bodenaustausch für eine Verbesserung des Austauschverhaltens sinnvoll sein.

Schrifttum

- Allen, George P.; Salomon, J. C.; Bassoullet, P.; Du Penhoat, Y.; Grandpre, C. de (1980): Effects of tides on mixing and suspended sediment transport in macrotidal estuaries. In: *Sedimentary Geology* 26 (1980), S. 69 - 90 : graph. Darst.
- BAW (2012): Validierung des Jade-Weser-Basismodells 2012 für das Verfahren UnTRIM2007-SediMorph. Teilbericht 1: Hydrodynamik und Salztransport (BAW-Bericht B3955.02.10.10048.1-4, in preparation). Hg. v. BAW. Bundesanstalt für Wasserbau.
- Becker, Marius (2011): Suspended Sediment Transport and Fluid Mud Dynamics in Tidal Estuaries. Dissertation. Bremen.
- Been, K.; Sills, G. C. (1981): Self-weight consolidation of soft soils, and experimental and theoretical study. In: *Geotechnique*.
- Berlamont, Jean; Ockenden, Mary; Toorman, Erik; Winterwerp, Johan (1993): The characterisation of cohesive sediment properties. In: *Coastal Engineering* 21 (1-3), S. 105–128. DOI: 10.1016/0378-3839(93)90047-C.
- BfG (2014a): Produktblatt: ALS-Befliegungen Unter-/Außenweser 2012-2015. Produkt: Digitales Oberflächenmodell (DOM) 2012. Hg. v. BfG Bundesanstalt für Gewässerkunde.
- BfG (2014b): Sedimentmanagementkonzept Tideweser. Untersuchung im Auftrag der WSA Bremen und Bremerhaven. Bericht 1794. Unter Mitarbeit von Mailin Eberle Eberle und Michael Fiedler. Hg. v. BfG Bundesanstalt für Gewässerkunde. Koblenz.
- Bi, Qilong; Toorman, Erik A. (2015): Mixed-sediment transport modelling in Scheldt estuary with a physics-based bottom friction law. In: *Ocean Dynamics* 65 (4), S. 555–587. DOI: 10.1007/s10236-015-0816-z.
- Bianchi, Thomas S. (2007): Biogeochemistry of estuaries. Oxford: Oxford Univ. Press. Online verfügbar unter <http://www.loc.gov/catdir/enhancements/fy0724/2005033998-d.html>.
- Black, K. S.; Tolhurst, T. J.; Paterson, D. M.; Hagerthey, S. E. (2002): Working with Natural Cohesive Sediments. In: *J. Hydraul. Eng.* 128 (1), S. 2–8. DOI: 10.1061/(ASCE)0733-9429(2002)128:1(2).
- Bollrich, Gerhard; Preißler, Günter; Martin, Helmut; Elze, Rainer (1992): Technische Hydromechanik. 3., stark bearb. Aufl. Berlin: Verl. für Bauwesen.
- Brenon, I.; Le Hir, P. (1999): Modelling the Turbidity Maximum in the Seine Estuary (France). Identification of Formation Processes. In: *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 49 (4), S. 525–544. DOI: 10.1006/ecss.1999.0514.
- Bundesministerium der Finanzen (2016): Gesetz über Feststellung des Bundeshaushaltsplan für das Haushaltsjahr 2017. Haushaltsgesetz 2017. Fundstelle: https://www.bundeshaushalt-info.de/fileadmin/de.bundeshaushalt/content_de/dokumente/2017/soll/Gesamt_Haushalt_2017_mit_HG.pdf.
- Bundesrepublik Deutschland (2009): Gesetz zur Ordnung des Wasserhaushalts. WHG. Fundstelle: https://www.gesetze-im-internet.de/whg_2009/.
- Burchard, Hans; Bolding, Karsten; Villarreal, Manuel Ruiz (2004): Three-dimensional modelling of estuarine turbidity maxima in a tidal estuary. In: *Ocean Dynamics* 54 (2), S. 250–265. DOI: 10.1007/s10236-003-0073-4.
- Burchard, Hans; Hetland, Robert D. (2010): Quantifying the Contributions of Tidal Straining and Gravitational Circulation to Residual Circulation in Periodically Stratified Tidal Estuaries. In: *J. Phys. Oceanogr.* 40 (6), S. 1243–1262. DOI: 10.1175/2010JPO4270.1.
- Burchard, Hans; Hetland, Robert D.; Schulz, Elisabeth; Schuttelaars, Henk M. (2011): Drivers of Residual Estuarine Circulation in Tidally Energetic Estuaries. Straight and Irrotational Channels with Parabolic Cross Section. In: *J. Phys. Oceanogr.* 41 (3), S. 548–570. DOI: 10.1175/2010JPO4453.1.
- Burchard, Hans; Schuttelaars, Henk M.; Geyer, W. Rockwell (2013): Residual Sediment Fluxes in Weakly-to-Periodically Stratified Estuaries and Tidal Inlets. In: *J. Phys. Oceanogr.* 43 (9), S. 1841–1861. DOI: 10.1175/JPO-D-12-0231.1.
- Burchard, Hans; Schuttelaars, Henk M.; Ralston, David K. (2018): Sediment Trapping in Estuaries. In: *Annual review of marine science* 10 (1), S. 371–395. DOI: 10.1146/annurev-marine-010816-060535.
- Cheviet, C.; Violeau, D.; Guesmia, M. (2002): Numerical simulation of cohesive sediment transport in the Loire estuary with a three-dimensional model including new parameterisations. In: Johan C. Winterwerp

- and Cees Kranenburg (Hg.): Proceedings in Marine Science : Fine Sediment Dynamics in the Marine Environment, Volume 5: Elsevier, S. 529–543.
- Cowell, P. J.; Stive, Marcel; Niedoroda, Alan; Vriend, Huib de; Swift, D.J.P.; Kaminsky, George; Capobianco, Michele (2003): The Coastal-Tract (Part 1). A Conceptual Approach to Aggregated Modeling of Low-Order Coastal Change. In: *Journal of Coastal Research* 19.
- Deltares (2014): Delft3D-FLOW User Manual. Simulation of multi-dimensional hydrodynamic flows and transport phenomena, including sediments. Delft. Online verfügbar unter <http://oss.deltares.nl/web/delft3d/manuals>.
- Dietrich, William E. (1982): Settling velocity of natural particles. In: *Water Resour. Res.* 18 (6), S. 1615–1626. DOI: 10.1029/WR018i006p01615.
- Downing, John (2006): Twenty-five years with OBS sensors. The good, the bad, and the ugly. In: *Continental Shelf Research* 26 (17), S. 2299–2318. DOI: 10.1016/j.csr.2006.07.018.
- Dronkers, Job; van Leussen, Wim (Hg.) (1988): Physical processes in estuaries. [papers presented at an International Symposium on Physical Processes in Estuaries, held Sept. 9 - 12, 1986, in the Netherlands]. International Symposium on Physical Processes in Estuaries. Berlin: Springer.
- DWD (2013): Wind measurement at station Alte Weser. Hg. v. DWD. Deutscher Wetterdienst.
- Dyer, K. R. (1973): Estuaries. A physical introduction. London: Wiley (A Wiley-Interscience Publication).
- Dyer, K. R. (1989): Sediment Processes in Estuaries. Future Research Requirements.
- Dyer, K. R.; Cornelisse, J.; Dearnaley, M. P.; Fennessy, M. J.; Jones, S. E.; Kappenberg, J. et al. (1996): A comparison of in situ techniques for estuarine floc settling velocity measurements. In: *Journal of Sea Research* 36 (1-2), S. 15–29. DOI: 10.1016/S1385-1101(96)90766-2.
- Dyer, Keith R. (1988): Fine Sediment Particle Transport in Estuaries. In: Job Dronkers und Wim van Leussen (Hg.): Physical processes in estuaries. [papers presented at an International Symposium on Physical Processes in Estuaries, held Sept. 9 - 12, 1986, in the Netherlands]. Berlin: Springer, S. 295–310.
- Europäisches Parlament (2000): Richtlinie 2000/60/EG des Europäischen Parlamentes und Rates. WRRLL.
- Fanger, H.U (1986): MASEX '83, eine Untersuchung über die Trübungszone der Unterweser. Geesthacht: GKSS-Forschungszentrum (GKSS, 86/E/6).
- Festa, John F.; Hansen, Donald V. (1978): Turbidity maxima in partially mixed estuaries. A two-dimensional numerical model. In: *Estuarine and Coastal Marine Science* 7 (4), S. 347–359. DOI: 10.1016/0302-3524(78)90087-7.
- Flemming, B.W (2000): A revised textural classification of gravel-free muddy sediments on the basis of ternary diagrams. In: *Continental Shelf Research* 20 (10), S. 1125–1137. DOI: 10.1016/S0278-4343(00)00015-7.
- Ganju, Neil K.; Schoellhamer, David H. (2009): Calibration of an estuarine sediment transport model to sediment fluxes as an intermediate step for simulation of geomorphic evolution. In: *Continental Shelf Research* 29 (1), S. 148–158. DOI: 10.1016/j.csr.2007.09.005.
- García, Marcelo H. (Hg.) (2008): Sedimentation engineering. Processes, measurements, modeling, and practice. Reston, Va: American Society of Civil Engineers (ASCE manuals and reports on engineering practice, no. 110). Online verfügbar unter <http://search.ebscohost.com/login.aspx?direct=true&scope=site&db=nlebk&db=nlabk&AN=442725>.
- DIN EN ISO 14688-2: Geotechnische Erkundung und Untersuchung – Benennung, Beschreibung und Klassifizierung von Boden - Teil 2: Grundlagen für Bodenklassifizierungen.
- DIN EN ISO 14688-1: Geotechnische Erkundung und Untersuchung -Benennung, Beschreibung und Klassifizierung von Boden - Teil 1: Benennung und Beschreibung.
- Geyer, W. Rockwell; MacCready, Parker (2014): The Estuarine Circulation. In: *Annual Review of Fluid Mechanics* 46 (1), S. 175–197.
- Grabemann, I.; Uncles, R. J.; Krause, G.; Stephens, J. A. (1997): Behaviour of Turbidity Maxima in the Tamar (U.K.) and Weser (F.R.G.) Estuaries. In: *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 45 (2), S. 235–246. DOI: 10.1006/ecss.1996.0178.
- Grabemann, Iris (1991): Die Trübungszone im Weser-Ästuar. Messungen und Interpretation. Dissertation. Hamburg.
- Grabemann, Iris; Krause, Gunther (1989): Transport processes of suspended matter derived from time series in a tidal estuary. In: *Journal of Geophysical Research*.

- Grabemann, Iris; Krause, Gunther (2001): On different time scales of suspended matter dynamics in the Weser estuary. In: *Estuaries* 24 (5), S. 688–698.
- Grabowski, Robert C.; Droppo, Ian G.; Wharton, Geraldene (2011): Erodibility of cohesive sediment: The importance of sediment properties. In: *Earth-Science Reviews* 105 (3-4), S. 101–120. DOI: 10.1016/j.earscirev.2011.01.008.
- Grasso, F.; Verney, R.; Le Hir, P.; Thouvenin, B.; Schulz, E.; Kervella, Y. et al. (2018): Suspended Sediment Dynamics in the Macrotidal Seine Estuary (France). 1. Numerical Modeling of Turbidity Maximum Dynamics. In: *J. Geophys. Res. Oceans* 123 (1), S. 558–577. DOI: 10.1002/2017JC013185.
- Hayes, M. O. (1975): Morphology of sand accumulation in estuaries. An introduction to the symposium. In: Lewis Eugene Cronin (Hg.): *Estuarine research: Vol.1: Chemistry, biology, and the estuarine system*. New York, London: Academic Press, S. 3–22.
- Herman, Peter M. J.; Heip, Carlo H. R. (Hg.) (1999): *Biogeochemistry of the maximum turbidity zone of estuaries (MATURE)*. Amsterdam: Elsevier.
- Heyer, Harro; Schrottke, Kerstin (2013): *Aufbau von integrierten Modellsystemen zur Analyse der langfristigen Morphodynamik in der Deutschen Bucht AufMod. Gemeinsamer Abschlussbericht für das Gesamtprojekt mit Beiträgen aus allen 7 Teilprojekten*.
- Hibma, A.; Stive, M.J.F.; Wang, Z. B. (2004): Estuarine morphodynamics. In: *Coastal Engineering* 51 (8), S. 765–778. DOI: 10.1016/j.coastaleng.2004.07.008.
- Hillebrand, Gudrun (2008): *Transportverhalten kohäsiver Sedimente in turbulenten Strömungen. Untersuchungen im offenen Kreisgerinne*. Dissertation. Karlsruhe.
- Holliday, C., P.; Rasmussen, T., C.; Miller, W. P. (2003): Establishing the relationship between turbidity and total suspended sediment concentration. In: *Proceedings of the 2003 Georgia Water Resources Conference*.
- DIN 4049-3: Hydrologie - Begriffe zur quantitativen Hydrologie.
- Jasmund, Karl; Lagaly, Gerhard (Hg.) (1993): *Tonminerale und Tone. Struktur, Eigenschaften, Anwendungen und Einsatz in Industrie und Umwelt*. Darmstadt: Steinkopff Verlag.
- Jay, D. A.; Musiak, J. D. (1994): Particle trapping in estuarine tidal flows. In: *Journal of Geophysical Research* 99, S. 445–461.
- Kappenberg, J.; Fanger, H.-U. (2007): *Sedimenttransportgeschehen in der tidebeeinflussten Elbe, der Deutschen Bucht und der Nordsee*.
- Kennedy, Victor S. (Hg.) (1984): *The estuary as a filter. proceedings of the seventh biennial International Estuarine Research Conference, Virginia Beach, Va., October 23-26, 1983*. Orlando, Fla. u.a: Acad. Press.
- Kösters, Frank; Grabemann, Iris; Schubert, Reiner (2014): On SPM dynamics in the turbidity maximum zone of the Weser estuary. In: *Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen (Hg.): Die Küste. Archiv für Forschung und Technik an der Nord- und Ostsee ; Archive for Research and Technology on the North Sea and Baltic Coast. Modelling*, 81 (2014) (81), S. 393–408.
- Krone, Ray B. (1963): A study of rheological properties of estuarial sediments. In: *NTIS National Technical Information Service*.
- Krone, Ray B. (1986): The significance of aggregate properties to transport processes. In: *Estuarine Cohesive Sediment Dynamics*.
- Lang, Günther (1990): *Zur Schwebstoffdynamik von Trübungszone in Ästuarien*. Dissertation. Hannover.
- Lang, Günther (2003): Ein Beitrag zur Tidedynamik der Innenjade und des Jadebusens. In: *Bundesanstalt für Wasserbau (BAW) (Hg.): Mitteilung der Bundesanstalt für Wasserbau, Bd. 86 (86)*, S. 33–42.
- Lange, Dietrich; Müller, Helmut; Piechotta, Friederike; Schubert, Reiner (2008): The Weser Estuary. In: *Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen (Hg.): Die Küste. Archiv für Forschung und Technik an der Nord- und Ostsee ; Archive for Research and Technology on the North Sea and Baltic Coast. ICCE*, Bd. 74 (74), S. 275–287.
- Le Hir, P.; Bassoullet, P.; Jestin, H. (2000): Application of the continuous modeling concept to simulate high-concentration suspended sediment in a macrotidal estuary. In: *William H. McAnally and Ashish J. Mehta (Hg.): Proceedings in Marine Science : Coastal and Estuarine Fine Sediment Processes, Volume 3*: Elsevier, S. 229–247.
- Lee, Byung Joon; Toorman, Erik; Molz, Fred J.; Wang, Jian (2011): A two-class population balance equation yielding bimodal flocculation of marine or estuarine sediments. In: *Water research* 45 (5), S. 2131–2145. DOI: 10.1016/j.watres.2010.12.028.

- MacCready, Parker; Geyer, W. Rockwell (2010): Advances in estuarine physics. In: *Annual review of marine science* 2, S. 35–58. DOI: 10.1146/annurev-marine-120308-081015.
- Malcherek, Andreas (1995): Mathematische Modellierung von Strömungen und Stofftransportprozessen in Ästuaren. Dissertation. Hannover.
- Malcherek, Andreas (2010): Gezeiten und Wellen. Die Hydromechanik der Küstengewässer. 1. Aufl. Wiesbaden: Vieweg+Teubner Verlag / Springer Fachmedien Wiesbaden GmbH, Wiesbaden (Praxis).
- Manning, A. J. (2008): Chapter 14 The development of algorithms to parameterise the mass settling flux of flocculated estuarine sediments. In: *Sediment and Ecohydraulics - INTERCOH 2005: Elsevier (Proceedings in Marine Science)*, S. 193–210.
- Maushake, C.; Grünler, S. (2015): Conversion of turbidity measurements to suspended sediment concentration, 2015. personal communication.
- Mehta, A. J. (1991): Understanding Fluid Mud in a Dynamic Environment. In: *Geo-Mar Lett.*
- Mehta, Ashish J. (2014): An introduction to hydraulics of fine sediment transport. Singapore: World Scientific (Advanced series on ocean engineering, 38).
- Meinke, I.; Maneke, M.; Riecke, W.; Tinz, B. (2014): Norddeutscher Klimamonitor – Klimazustand und Klimaentwicklung in Norddeutschland innerhalb der letzten 60 Jahre (1951-2010). itteilungen DMG 01/2014. DWD, HZG. Online verfügbar unter https://www.hzg.de/imperia/md/content/klimabuero/norddeutscher_klimamonitor.pdf.
- Merckelbach, L. M.; Sills, G. C.; Kranenburg, C. (2000): Laboratory experiments on consolidation and strength of bottom mud. In: William H. McAnally and Ashish J. Mehta (Hg.): *Proceedings in Marine Science : Coastal and Estuarine Fine Sediment Processes, Volume 3: Elsevier*, S. 201–213.
- Mueller, Agmar; Puls, Walter (1996): Modelling of suspended matter transport in tidal rivers. In: *Advances in limnology*. 47 (1996), S.343-351 96/E/17.
- Murray, Brad A. (2003): Contrasting the Goals, Strategies, and Predictions Associated with Simplified Numerical Models and Detailed Simulations. In: Peter R. Wilcock und Richard M. Iverson (Hg.): *Prediction in Geomorphology*. 135. Aufl. (Geophysical Monograph Series).
- NLWKN (2009): Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch Weser- und Emsgebiet 2009.
- NLWKN (2014): Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch Elbegebiet Teil III Untere Elbe ab der Havelmündung. Freie und Hansestadt Hamburg, Hamburg Port Authority AöR (HPA).
- Olausson, Eric; Cato, Ingemar (1980): Chemistry and biogeochemistry of estuaries. Chichester [England], New York: Wiley.
- Papenmeier, Svenja (2012): Properties and dynamics of suspended load and near-bed fine cohesive sediments in highly impacted estuaries. Case studies from the Weser, Ems and Elbe estuaries (Germany). Dissertation. Kiel.
- Partheniades, Emmanuel (2009): Cohesive Sediments in Open Channels. Properties, transport, and applications. Burlington, Oxford: Butterworth-Heinemann. Online verfügbar unter <http://site.ebrary.com/lib/alltitles/docDetail.action?docID=10305570>.
- Pejrup, Morten; Mikkelsen, Ole Aarup (2010): Factors controlling the field settling velocity of cohesive sediment in estuaries. In: *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 87 (2), S. 177–185. DOI: 10.1016/j.ecss.2009.09.028.
- Perillo, Gerardo M. E. (Hg.) (1995): Geomorphology and sedimentology of estuaries. Amsterdam: Elsevier (Developments in sedimentology, 53).
- Postma, H. (1967): Sediment transport and sedimentation in the estuarine environment. In: *Estuaries* (83).
- Prandle, David (2009): Estuaries. Dynamics, mixing, sedimentation, and morphology. Cambridge u.a.: Univ. Press.
- Puls, W.; Kuehl, H.; Heymann, K. (1988): Settling Velocity of Mud Floccs: Results of Field Measurements in the Elbe and the Weser Estuary. In: Job Dronkers und Wim van Leussen (Hg.): *Physical processes in estuaries*. [papers presented at an International Symposium on Physical Processes in Estuaries, held Sept. 9 - 12, 1986, in the Netherlands]. Berlin: Springer, S. 404–424.
- Qian, Yu; Yunwei, Wang; Jianhua, Gao; Shu, Gao; Burg, Flemming (2014): Turbidity maximum formation in a well-mixed macrotidal estuary. The role of tidal pumping. In: *J. Geophys. Res. Oceans* 119 (11), S. 7705–7724. DOI: 10.1002/2014JC010228.
- Rietmüller, R.; Fanger, H.-U.; Grabemann, I.; Krasemann, H. L.; Ohm, K.; Böning, J. et al. (1988): Hydrographic Measurements in the Turbidity Zone of the Weser Estuary. In: Job Dronkers und Wim van Leussen

- (Hg.): Physical processes in estuaries. [papers presented at an International Symposium on Physical Processes in Estuaries, held Sept. 9 - 12, 1986, in the Netherlands]. Berlin: Springer.
- Roelvink, J. A.; Reniers, Ad (2011): A guide to modeling coastal morphology. Singapore, London: World Scientific (Advances in coastal and ocean engineering, vol. 12).
- Sanford, Lawrence P. (2008): Modeling a dynamically varying mixed sediment bed with erosion, deposition, bioturbation, consolidation, and armoring. In: *Computers & Geosciences* 34 (10), S. 1263–1283. DOI: 10.1016/j.cageo.2008.02.011.
- Schrottke, Kerstin; Becker, Marius; Bartholomä, Alexander; Flemming, Burghard W.; Hebbeln, Dierk (2006): Fluid mud dynamics in the Weser estuary turbidity zone tracked by high-resolution side-scan sonar and parametric sub-bottom profiler. In: *Geo-Mar Lett* 26 (3), S. 185–198. DOI: 10.1007/s00367-006-0027-1.
- Schubert, Reiner; Rahlf, Holger (2003): Hydrodynamik des Weserästuars. In: Bundesanstalt für Wasserbau (BAW) (Hg.): Mitteilung der Bundesanstalt für Wasserbau, Bd. 86 (86), S. 49–53.
- Schulz, E.; Grasso, F.; Le Hir, P.; Verney, R.; Thouvenin, B. (2018): Suspended Sediment Dynamics in the Macrotidal Seine Estuary (France). 2. Numerical Modeling of Sediment Fluxes and Budgets Under Typical Hydrological and Meteorological Conditions. In: *J. Geophys. Res. Oceans* 123 (1), S. 578–600. DOI: 10.1002/2016JC012638.
- Shields, A. (1936): Anwendung der Ähnlichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung. Berlin: Preuß. Versuchsanstalt f. Wasserbau u. Schiffbau (Mitteilungen der Preußischen Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau, 26).
- Simpson, J. H.; Brown, J.; Matthews, J.; Allen, G. (1990): Tidal straining, density currents, and stirring in the control of estuarine stratification. In: *Estuaries* 13 (2), S. 125–132. DOI: 10.2307/1351581.
- Tolhurst, T. J.; Black, K. S.; Paterson, D. M.; Mitchener, H. J.; Termaat, G. R.; Shayler, S. A. (2000a): A comparison and measurement standardisation of four in situ devices for determining the erosion shear stress of intertidal sediments. In: *Continental Shelf Research* 20 (10-11), S. 1397–1418. DOI: 10.1016/S0278-4343(00)00029-7.
- Tolhurst, T.J.; Riethmüller, R.; Paterson, D.M (2000b): In situ versus laboratory analysis of sediment stability from intertidal mudflats. In: *Continental Shelf Research* 20 (10-11), S. 1317–1334. DOI: 10.1016/S0278-4343(00)00025-X.
- Toorman, E. A. (2000): Cohesive sediment transport modeling: European perspective. In: William H. McAnally and Ashish J. Mehta (Hg.): Proceedings in Marine Science : Coastal and Estuarine Fine Sediment Processes, Volume 3: Elsevier, S. 1–18.
- Turner, A.; Millward, G.E (2002): Suspended Particles. Their Role in Estuarine Biogeochemical Cycles. In: *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 55 (6), S. 857–883. DOI: 10.1006/ecss.2002.1033.
- Unesco (1981): Background papers and supporting data on the international equation of state of seawater. 1980. Aufl. Paris: Unesco (Unesco: Technical papers in marine science, 38).
- Valle-Levinson, Arnoldo (Hg.) (2010): Contemporary issues in estuarine physics. ebrary, Inc. Online verfügbar unter <http://site.ebrary.com/lib/academiccompletetitles/home.action>.
- van der Wegen, M.; Jaffe, B. E.; Roelvink, J. A. (2011): Process-based, morphodynamic hindcast of decadal deposition patterns in San Pablo Bay, California, 1856–1887. In: *J. Geophys. Res.* 116 (F2). DOI: 10.1029/2009JF001614.
- van Kessel, Thijs; Boer, Gerben de; Boderie, Pascal (2009): Calibration suspended sediment model Markermeer. Hg. v. Deltares.
- van Kessel, Thijs; Winterwerp, Han; van Prooijen, Bram; van Ledden, Mathijs; Borst, Wil (2011): Modelling the seasonal dynamics of SPM with a simple algorithm for the buffering of fines in a sandy seabed. In: *Continental Shelf Research* 31 (10), S. 124–134. DOI: 10.1016/j.csr.2010.04.008.
- van Ledden, M. (2002): A process-based sand-mud model. In: Johan C. Winterwerp and Cees Kranenburg (Hg.): Proceedings in Marine Science : Fine Sediment Dynamics in the Marine Environment, Volume 5: Elsevier, S. 577–594.
- van Leussen, Wim (1994): Estuarine macroflocs and their role in fine-grained sediment transport. Dissertation. Den Haag: Ministry of Transport, Public Works and Water Management, Directorate-General of Public Works and Water Management.
- van Leussen, Wim (2011): Macroflocs, fine-grained sediment transports, and their longitudinal variations in the Ems Estuary. In: *Ocean Dynamics* 61 (2-3), S. 387–401. DOI: 10.1007/s10236-011-0384-9.

- van Maren, D. S.; van Kessel, T.; Cronin, K.; Sittoni, L. (2015): The impact of channel deepening and dredging on estuarine sediment concentration. In: *Continental Shelf Research* 95, S. 1–14. DOI: 10.1016/j.csr.2014.12.010.
- van Maren, D. S.; Winterwerp, J. C.; Decrop, B.; Wang, Z. B.; Vanlede, J. (2011): Predicting the effect of a Current Deflecting Wall on harbour siltation. In: *Continental Shelf Research* 31 (10, Supplement), S182–S198. DOI: 10.1016/j.csr.2010.12.005.
- van Rijn, Leo C. (1993): Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas. Amsterdam: Aqua Publications.
- van Wijngaarden, M.; Roberti, J. R. (2002): In situ measurements of settling velocity and particle size distribution with the LISST-ST. In: Johan C. Winterwerp and Cees Kranenburg (Hg.): Proceedings in Marine Science : Fine Sediment Dynamics in the Marine Environment, Volume 5: Elsevier, S. 295–311.
- VanOlphen, H. (1991): An introduction to clay colloid chemistry. For clay technologists, geologists, and soil scientists. 2nd ed. Malabar, Fla.: Krieger Pub. Co.
- Wehr, D. und Malcherek, A. (2012): Numerical Simulation of Fluid Mud Dynamics. The isopycnal Model MudSim. In: *Die Küste : Archiv für Forschung u. Technik an d. Nord- u. Ostsee ; archive for research and technology on the North Sea and Baltic Coast* (79), S. 1–53.
- Wentworth, Chester K. (1922): A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. In: *The Journal of Geology* 30 (5), S. 377–392.
- Westrich, Bernhard; Förstner, Ulrich (2007): Sediment Dynamics and Pollutant Mobility in Rivers. An Interdisciplinary Approach. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag Berlin Heidelberg (Environmental Science and Engineering, Environmental Science). Online verfügbar unter <http://site.ebrary.com/lib/alltitles/docDetail.action?docID=10210823>.
- Wilcock, Peter R.; Iverson, Richard M. (Hg.) (2003): Prediction in Geomorphology. 135. Aufl. (Geophysical Monograph Series).
- Winterwerp, Hans (1999): On the dynamics of high-concentrated mud suspensions. Zugl.: Delft, Techn. Univ., Diss. Delft: Delft Univ. of Technology (Communications on hydraulic and geotechnical engineering, 99-3).
- Winterwerp, J. C. (2002): On the flocculation and settling velocity of estuarine mud. In: *Continental Shelf Research* 22 (9), S. 1339–1360. DOI: 10.1016/S0278-4343(02)00010-9.
- Winterwerp, J. C.; Bale, A. J.; Christie, M. C.; Dyer, K. R.; Jones, S.; Lintern, D. G. et al. (2002): Flocculation and settling velocity of fine sediment. In: Johan C. Winterwerp and Cees Kranenburg (Hg.): Proceedings in Marine Science : Fine Sediment Dynamics in the Marine Environment, Volume 5: Elsevier, S. 25–40.
- Winterwerp, Johan C.; Wang, Zheng Bing (2013): Man-induced regime shifts in small estuaries—I. Theory. In: *Ocean Dynamics* 63 (11-12), S. 1279–1292. DOI: 10.1007/s10236-013-0662-9.
- Winterwerp, Johan C.; Wang, Zheng Bing; van Braeckel, Alexander; van Holland, Gijsbert; Kösters, Frank (2013): Man-induced regime shifts in small estuaries—II. A comparison of rivers. In: *Ocean Dynamics* 63 (11-12), S. 1293–1306. DOI: 10.1007/s10236-013-0663-8.
- Winterwerp, Johann C.; van Kesteren, W. G. M. (Hg.) (2004): Introduction to the physics of cohesive sediment in the marine environment. 1. ed. Amsterdam: Elsevier (Developments in sedimentology, 56). Online verfügbar unter <http://www.sciencedirect.com/science/publication?issn=00704571&volume=56>.
- Woo, Hyoseop S.; Julien, Pierre Y.; Richardson, Everett V. (1986): Washload and Fine Sediment Load. In: *J. Hydraul. Eng.* 112 (6), S. 541–545. DOI: 10.1061/(ASCE)0733-9429(1986)112:6(541).
- WSV (2014): River runoff, salinity and suspended sediment concentration measurement at station Intschede (INS). provided by WISKY. Hg. v. WSV. Wasserstraßen- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes (WSV).
- WSV (2015): Turbidity measurements stations Bremerhaven Alter Leuchtturm (BAL), Nordenham Unterfeuer (NUF), Rechtenfleth (RFL), Brake (BRA), Elsfleth (EFL). provided by WISKY. Hg. v. WSV. Wasserstraßen- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes (WSV).
- Yang, Yang; Wang, Ya Ping; Gao, Shu; Wang, Xiao Hua; Shi, Ben Wei; Zhou, Liang et al. (2016): Sediment resuspension in tidally dominated coastal environments. New insights into the threshold for initial movement. In: *Ocean Dynamics* 66 (3), S. 401–417. DOI: 10.1007/s10236-016-0930-6.
- Zanke, Ulrich (1982): Grundlagen der Sedimentbewegung. Berlin, New York: Springer.

Index

—A—

Adhäsion; 20
 Ästuar; 9
 Ästuarine Trübungszone; 1, 34, 40, 42, 47, 91,
 95
 Ästuarine Zirkulation; 12, 82

—B—

Bodenaustausch; 7, 31
 Brackwasserzone; 10

—D—

Deposition; 7, 31
 Diffusion; 7

—E—

elektrische Doppelschicht; 19
 Entrainment; 31, 41
 Erosion; 7, 31
 Erosionslimitation; 49, 51
 Estuarine Turbidity Maximum; Siehe:
 Ästuarine Trübungszone
 ETM; Siehe: Ästuarine Trübungszone

—F—

Feinstschwebstofffracht; 8, 29
 Flockung; 18, 20, 22
 Flokkulation; Siehe: Flockung
 Flüssigschlick; 30, 48
 Flüssigschlick; 41
 Fraktale Dimension; 21

—G—

Gelkonzentration; 30
 Gravitationszirkulation; 12

—H—

HN-Modelle; 46
 hypersynchron; 10
 hyposynchron; 10

—K—

Koagulation; 20
 Kohäsion; 20
 kohäsive Sedimente; 18
 Konsolidierung; 30

—L—

Lutocline; 29

—M—

makrotidal; 10
 mesotidal; 10
 mikrotidal; 10
 Morphodynamik; 7
 Morphologie; 7

—P—

Primärsedimentquelle; 34, 42, 111

—R—

residuale Advektion; 12, 82
 residuales Verdriften; 12, 16, 88
 Resuspension; 7

—S—

Schwebstofftransport; 7
 Sedimenttransport; 7
 Sedimenttransportlimitation; 49, 51, 70
 Sekundärsedimentquelle; 34, 41, 42, 98, 111
 Suspension; 29
 synchron; 10

—T—

tidal pumping; 12, 16, 17
 Tonminerale; 19
 Trübungsmaximum; Siehe: Ästuarine
 Trübungszone
 Turbulenz; 7

—W—

Wasserhaushaltsgesetz; 1
 Wasserrahmenrichtlinie; 1

Abbildungsverzeichnis

2.1	Schematische räumliche Abgrenzung eines Ästuars	9
2.2	Ästuarine Zirkulation nach MacCready und Geyer.....	13
2.3	Internal tidal asymmetry nach Jay und Musiak.....	14
2.4	Fr-M- Diagramm nach Geyer und MacCready.....	15
2.5	Hierarchischer Flockenaufbau (Aggregierungsordnung) nach Krone	21
2.6	Flockengröße in Abhängigkeit von Sedimentkonzentration und Turbulenz	23
2.7	Konzentrationsabhängige Sinkgeschwindigkeit und Depositionsfluss.....	27
2.8	Konzeptionelle Darstellung der vertikalen Struktur der Zustandsformen	28
2.9	Konzeptionelle Darstellung der vertikalen Sedimentaustauschprozesse	30
2.10	Übersicht zur Lage und Ausdehnung des Weserästuars	37
2.11	Anteil der kohäsive Sedimentfraktion entlang der Fahrrinne im Weserästuar	40
2.12	Schwerpunkte der Unterhaltungsbaggerungen in der Unterweser, 2009.....	45
3.1	Konzeptionelle Darstellung zu Grundlagen für die Entwicklung des Modellierungskonzept	49
3.2	Konzeptionelle Darstellung des Modellierungskonzept im Längsschnitt.....	53
4.1	Prozessskizze zum Modellansatz	63
4.2	Übernommene externe Modellergebnisse für Wasserstand und Salzgehalt in Nordsee, 2009 ...	69
4.3	Gemessener Oberwasserabfluss Q bei HEM, 2009	69
4.4	Horizontale Modellauflösung	71
5.1	Mittlerer gemessener und modellierter Wasserstand an Stationen im Längsschnitt, 2009	76
5.2	Mittlerer gemessener und modellierter Salzgehalt Stationen im Längsschnitt, 2009	77
5.3	Tidegemittelter Wasserstand, 2009, NUF	78
5.4	Tidegemittelter gemessener und modellierter Salzgehalt, 2009, NUF	78
5.5	Gemessener und modellierter Wasserstand, Juni 2009, NUF.....	79
5.6	Gemessener und modellierter Salzgehalt, Juni 2009, NUF	79
5.7	Gemessener und modellierter Wasserstand, 06.–08.06.2009, NUF.....	81
5.8	Modellierte residuale Strömung und mittlere Salzverteilung für 572 Tiden, Feb–Nov 2009, QS Km 75.....	83
5.9	Modellierte residuale Strömung und mittlere Salzverteilung für 572 Tiden, Feb–Nov 2009, QS Km 55.....	83
5.10	Modellierte residuale Strömung für 572 Tiden, Feb–Nov 2009, LS Km 0–85	84
5.11	Verhältnis der modellierten residualen Flut- zu Ebbströmung für 572 Tiden, Feb–Nov 2009, LS Km 0-85.....	84
5.12	Modellierte residuale tiefengemittelte Strömung für 572 Tiden, Feb-Nov 2009, Km 50–85	86
5.13	Modellierte negative tiefengemittelte residuale Strömung, für 572 Tiden, von Feb–Nov 2009, Km 50-72.....	87

5.14	Modellierte residuale Flutströmung für 572 Tiden, von Feb–Nov 2009, Km 50–72	87
5.15	Exemplarische Darstellung der vertikalen turbulenten Diffusivität, 06.–08.06.2009, Km 80	88
5.16	Exemplarische Darstellung der vertikalen turbulenten Diffusivität, 06.–08.06.2009, Km 55	89
5.17	Verhältnis der modellierten mittleren vertikalen turbulenten Diffusivität während Strömung in Flut- bzw. Ebbrichtung für 572 Tiden, Feb–Nov 2009, Km 0–85	89
5.18	Kumulierter totaler Sedimenttransport durch Querschnitte, 2009	92
5.19	Mittlere Lage des modellierten ETM und der Brackwasserzone, Feb–Dez 2009, Km 25–85	92
5.20	Zeitliche gemittelte Dynamik des tiefengemittelten modellierten ETM und der Brackwasserzone mit Randwerten, 2009, HV Km 25–85	93
5.21	Zeitlich gemittelt (TM) modelliertes ETM und Brackwasserzone über die Tiefe, Mär. 2009, LS Km 25 85 (hoher Oberwasserabfluss)	94
5.22	Zeitlich gemittelt (TM) modelliertes ETM und Brackwasserzone über die Tiefe, Okt. 2009, LS Km 25 85 (niedriger Oberwasserabfluss)	94
5.23	Mittlere gemessene und modellierte Sedimentkonzentration, 2009, Km 25–85	96
5.24	Gemessene und modellierte suspendierte Sedimentkonzentration an Messstationen und im Längsschnitt, 17.–21.10.2009, Km 25–85	98
5.25	Modellierte Sedimentmasse in Sohle, 2009, Km 50–85	100
5.26	Modellierte kumulierte und dokumentierte Baggermengen, 2009, Km 52–65 60–73	101
5.27	Kumulierter totaler Sedimenttransport durch Querschnitte für versch. Sinkgeschwindigkeiten, 2009, Km 72	102
A.1	Anteil der kohäsiven Fraktion an Korngrößenverteilung in der Weser	XXIX
A.2	Dokumentierte Baggermengen in der Unterweser, 2004 – 2010	XXX
A.3	Dokumentierte tägliche Baggermaßnahmen (Unterhaltungsschwerpunkte Unterweser), 2009, Km 52–65	XXX
A.4	Dokumentierte monatliche Baggermengen mit Oberwasserabfluss, 2004–2010, Km 51–58 ...	XXXI
A.5	Dokumentierte monatliche Baggermengen, 2004–2010, Km 58–65	XXXI
A.6	Jährliche Abweichung der Windgeschwindigkeit vom langfristigen Mittel an der Nordseeküste, 1961 – 2014	XXXII
A.7	Jährliche Differenz der Sturmtage zum langfristigen Mittel an der Nordseeküste, 1961 – 2014	XXXII
A.8	Jährlicher Vergleich der Sturmintensität zum langfristigen Mittel an der Nordseeküste, 1961 – 2014	XXXIII
B.9	Gemessene Sedimentkonzentration und Salzgehalt, 2009, HEM	XLIII
B.10	Gemessene Windgeschwindigkeit und Richtung, 2009, ALW	XLIII
B.11	Polygone für Bilanzierung der Sedimenttransportflüsse	XLV
C.12	Median, Quantile und Extremwerte der Zeitreihen der gemessenen und modellierten Wasserstände an Messstationen und im Längsschnitt	XLVIII
C.13	Median, Quantile und Extremwerte der Zeitreihen der gemessenen und modellierten Salzverteilung an Messstationen und im im Längsschnitt, 2009	XLIX
C.14	Gemessener und modellierter Wasserstand, Mär. 2009, NUF	L

C.15 Gemessener und modellierter Salzgehalt, Mär. 2009, NUF	L
C.16 Gemessener und modellierter Wasserstand, Okt. 2009, NUF	LI
C.18 Tidegemittelter gemessener und modellierter Salzgehalt, 2009, RSS	LII
C.19 Tidegemittelter gemessener und modellierter Salzgehalt, 2009, RFL	LII
C.20 Gemessener und modellierter Wasserstand, Juni 2009, RSS	LIII
C.21 gemessener und modellierter Salzgehalt, Juni 2009, RSS	LIII
C.22 Gemessener und modellierter Wasserstand, Juni 2009, NUF	LIV
C.23 Gemessener und modellierter Salzgehalt, Juni 2009, NUF	LIV
C.24 Modellierte residuale Strömung und mittlere Salzverteilung für 57 Tiden, März 2009, Km 75 ..	LVI
C.25 Modellierte residuale Strömung und mittlere Salzverteilung für 57 Tiden, März 2009, Km 55 ..	LVI
C.26 Modellierte residuale Strömung und mittlere Salzverteilung für 57 Tiden, Okt. 2009, Km 75...	LVII
C.27 Modellierte residuale Strömung und mittlere Salzverteilung für 57 Tiden, Okt. 2009, Km 55...	LVII
C.28 Verhältnis der modellierten residualen Flut- zu Ebbströmung für 57 Tiden, März 2009, LS Km 0 – 85.....	LVIII
C.29 Verhältnis der modellierten residualen Flut- zu Ebbströmung für 57 Tiden, Okt. 2009, LS Km 0 – 85	LVIII
C.30 Modellierte residuale Flutströmung für 57 Tiden, März 2009, Km 50–72	LIX
C.31 Modellierte residuale Flutströmung für 57 Tiden, Okt. 2009, Km 50–72	LIX
C.32 Exemplarische Darstellung der vertikalen Salzverteilung, 06.–08.06.2009, Km 80	LX
C.33 Exemplarische Darstellung der vertikalen turbulenten Diffusivität, 06.–08.06.2009, Km 80	LX
C.34 Exemplarische Darstellung der vertikalen Salzverteilung, 06.–08.06.2009, Km 55	LXI
C.35 Exemplarische Darstellung der vertikalen turbulenten Diffusivität, 06.–08.06.2009, Km 55	LXI
C.36 Zeitlich gemittelte (12,5 h) Dynamik des tiefengemittelten modellierten ETM und der Brackwasserzone mit Randwerten, 2009, Km 25–85	LXIV
C.37 Zeit- und tiefengemitteltes modellierten Brackwasserzone für einzelne Monate in 2009, Km 25 – 85	LXV
C.38 Zeit- und tiefengemitteltes modellierten ETM für einzelne Monate in 2009, Km 2585	LXV
C.39 Median, Quantile und Extremwerte der Zeitreihen der gemessenen und modellierten suspendierten Sedimentkonzentration an Messstationen und im im Längsschnitt, 2009	LXVII
C.40 Skalierter Ausschnitt von Abbildung C.39	LXVIII
C.41 Tidegemittelte gemessene und modellierte suspendierte Sedimentkonzentration, 2009, BAL	LXIX
C.42 Tidegemittelte gemessene und modellierte suspendierte Sedimentkonzentration, 2009, NUFLXIX	
C.43 Tidegemittelte gemessene und modellierte suspendierte Sedimentkonzentration, 2009, BRA.	LXX
C.44 Tidegemittelte gemessene und modellierte suspendierte Sedimentkonzentration, 2009, EFL..	LXX
C.45 Gemessene und modellierte suspendierte Sedimentkonzentration an Messstationen und im Längsschnitt, 10.–14.03.2009, Km 25–85	LXXI
C.46 Gemessene und modellierte suspendierte Sedimentkonzentration an Messstationen und im Längsschnitt, 18.–22.03.2009, Km 25–85,	LXXII

C.47 Gemessene und modellierte suspendierte Sedimentkonzentration an Messstationen und im Längsschnitt, 06.–10.06.2009, Km 25–85.....	LXXIII
C.48 Gemessene und modellierte suspendierte Sedimentkonzentration an Messstationen und im Längsschnitt, 15.–19.06.2009, Km 25–85.....	LXXIV
C.49 Gemessene und modellierte suspendierte Sedimentkonzentration an Messstationen und im Längsschnitt, 26.–30.10.2009, Km 25–85.....	LXXV
C.50 Modellierte Sedimentmasse in Sohle, 2009, Km 35–85.....	LXXVI
C.51 Modellierte Sedimentmasse in Sohle, 2009, Km 35–85, logarithmische Darstellung	LXXVII
C.52 Modellierte Sedimentmasse in Sohle, 2009, Km > 70.....	LXXVIII
C.53 Modellierte Sedimentmasse in Sohle, 2009, Km < 50.....	LXXVIII
C.54 Modellierte monatlich kumulierte Deposition und dokumentierte Baggermengen, 2009, Km 62 – 65 70 – 73,	LXXIX
C.55 Tidegemittelter kumulierter totaler Sedimenttransport für verschiedenen Sinkgeschwindigkeiten, 2009, QS Km 72.....	LXXX
C.56 Tidegemittelte suspendierte Sedimentkonzentration für verschiedenen Sinkgeschwindigkeiten, 2009, BAL.....	LXXX
C.57 Tidegemittelter kumulierter totaler Sedimenttransport für verschiedenen Sedimentationsraten, 2009, QS Km 72.....	LXXXI
C.58 Tidegemittelte suspendierte Sedimentkonzentration für verschiedenen Sedimentationsraten, 2009, BAL.....	LXXXI
C.59 Kumulierter totaler Sedimenttransport für verschiedenen Randwerte der Sedimentkonzentration, 2009, QS Km 72.....	LXXXII
C.60 Tidegemittelte suspendierte Sedimentkonzentration für verschiedene seeseitige Randwerte der Sedimentkonzentration, 2009, BAL.....	LXXXII
C.61 Skalierter Ausschnitt von Abbildung C.60	LXXXIII
C.62 Kumulierter totaler Sedimenttransport für verschiedenen Randbedingungen, 2009, QS Km 72	LXXXIV
C.63 Zeit- und Tiefengemittelte suspendierte Sedimentkonzentration im Längsschnitt, März 2009, LS Km 25–85.....	LXXXIV

Tabellenverzeichnis

2.1	Berechnete Sinkgeschwindigkeiten für einzelne Sedimentkörner (Ausschnitt Tabelle A.2).....	23
2.2	Übersicht zu gemessenen Sinkgeschwindigkeiten in der Natur.....	25
2.3	Gewässerkundliche Größen für die Weser 2009 und 1941–2014.....	38
3.1	Zielgrößen für die Bewertung des Modells	58
A.1	Bodenklassifikation anhand der Korngröße	XXV
A.2	Berechnete Sinkgeschwindigkeiten für einzelne Sedimentkörner.....	XXVI
B.3	Bezeichnung, Position und Koordinaten der verwendeten Messstationen.....	XL
B.4	Verfügbare Messgrößen an zur Verfügung stehenden Messstationen	XLI
B.5	Übersicht zu verwendete Datensätze.....	XLII
C.6	Wurzel der mittleren quadratischen Abweichung (RMSE) von modellierten und gemessenen Wasserständen und Salzgehalten.....	XLVII
C.7	Verwendeter Parametersatz für Bodenaustausch	LXII
C.8	Übersicht zu Messdatensätzen und Simulationsläufen (Parametervariation).....	LXIII

Gleichungsverzeichnis

2.1	Fraktale Dimension.....	21
2.2	Mittlere turbulente Scherrate	22
2.3	Sinkgeschwindigkeit für gehindertem Absinken in Abhängigkeit der Konzentration.....	23
2.4	Sinkgeschwindigkeit in Abhängigkeit der Konzentration und turbulenten Scherrate	27
2.5	Exklusive Deposition.....	31
2.6	Simultane Deposition.....	31
2.7	Erosion in Abhängigkeit von Erodibilität und Schubspannung.....	32
4.1	Advektion-Diffusion-Transportgleichung	
4.2	Sinkgeschwindigkeit der Modellfraktion	61
4.3	Depositionsfluss in Austauschsschicht (2-Layer-Konzept)	62
4.4	Erosionsfluss aus Austauschsschicht (2-Layer-Konzept)	62
4.5	Erodibilitätsparameter (2-Layer-Konzept).....	62
4.6	Sedimentationsfluss in Sohle (2-Layer-Konzept).....	62
4.7	Erosionsfluss aus Sohle (2-Layer-Konzept)	62
4.8	Massenbilanzierung (2-Layer-Konzept)	62
4.9	Umrechnung Trübung in äquivalente Sedimentkonzentration	67
4.10	Raumtrockendichte	67
4.11	Umrechnung der dokumentierten Baggervolumen in Massen.....	67
4.12	Zeitliches Mittel für Zeitraum.....	72
4.13	Zeitliches dynamisches Mittel (Gleitender Durchschnitt)	72
4.14	Tiefenmittelung für σ -Koordinaten	73
4.15	Berechnung von Werten für absolute Tiefen z aus σ -Koordinaten	73
4.16	Mittlere quadratische Abweichung (RMSE)	73
A.1	Frischwasserfroudezahl (Fr_f).....	XXV
A.2	Dimensionslose Kennzahl für vertikale Durchmischung durch die Tide (M).....	XXV
A.3	Suspensionsparameter (Rouse-Zahl).....	XXV
A.4	Freie Fallgeschwindigkeit für nicht-sphärische Einzelpartikel in Fluiden.....	XXVI
A.5	Sinkgeschwindigkeit in Abhängigkeit der Fraktalen Dimension.....	XXVII
A.6	Sinkgeschwindigkeit in Abhängigkeit der suspendierten Gesamtkonzentration zur Abbildung von Flockung und gehindertem Absinken.....	XXVII
A.6a	Sinkgeschwindigkeit in Abhängigkeit der suspendierten Gesamtkonzentration zur Abbildung von Flockung und gehindertem Absinken.....	XXVII
A.7	Sinkgeschwindigkeit in Abhängigkeit der repräsentativen Scherrate	XXVII
B.8	Vertikale Koordinate (σ -Schicht)	XXXV
B.9	Kontinuitätsgleichung (rechtwinklige Koordinaten).....	XXXV

B.10	Kontinuitätsgleichung (krummlinige Koordinaten)	XXXV
B.11	Tiefenintegrierte Geschwindigkeitskomponenten	XXXV
B.12	Impulsgleichung für u (rechtwinklige Koordinaten)	XXXV
B.13	Impulsgleichung für v (rechtwinklige Koordinaten)	XXXV
B.14	Impulsgleichung für u (krummlinige Koordinaten)	XXXVI
B.15	Impulsgleichung für v (krummlinige Koordinaten)	XXXVI
B.16	Vertikale Koordinate (σ -Schicht)	XXXVI
B.17	Horizontale turbulente Wirbelviskosität	XXXVI
B.18	Vertikale turbulente Wirbelviskosität	XXXVI
B.19	Kinematische Randbedingung	XXXVI
B.20	Impulsrandbedingung an der Sohle	XXXVII
B.21	Impulsrandbedingung an der Oberfläche	XXXVII
B.22	Sohlschubspannung	XXXVII
B.23	Geschwindigkeit an der Sohle	XXXVII
B.24	Chézy-Koeffizient	XXXVII
B.25	Rauheitshöhe	XXXVII
B.26	Transportgleichung (rechtwinkelige Koordinaten)	XXXVII
B.27	Transportgleichung (krummlinige Koordinaten)	XXXVII
B.28	Horizontale turbulente Wirbeldiffusivität	XXXVIII
B.29	Vertikale turbulente Wirbeldiffusivität	XXXVIII
B.30	Vertikale dreidimensionale turbulente Wirbeldiffusivität	XXXVIII
B.31	Prandle-Schmidt-Nummer	XXXVIII
B.32	Randbedingung für Transport	XXXVIII
B.33	Sinkgeschwindigkeit für gehindertetes Absinken	XXXVIII
B.34	Randbedingung für Sedimenttransport an der Oberfläche	XXXVIII
B.35	Randbedingung für Sedimenttransport an der Sohle	XXXVIII

Symbolverzeichnis

Symbol	Einheit	Beschreibung
a_c	[<Länge>]	- Größendimension der Primärpartikel
a_f	[<Länge>]	- Größendimension der Flocken
a_w	[-]	- Koeffizient für Sinkgeschwindigkeitsskalierung
b_w	[-]	- Koeffizient für gehindertes Absinken
B_F	[kg/(m ² s)]	- Sedimentationsfluss aus Austauschschicht (Fluff Layer)
c	[kg/m ³]	- Konzentration
c_b	[kg/m ³]	- Sedimentkonzentration an Sohle
C_s	[kg/m ³]	- Referenzkonzentration
C	[kg/m ³]	- Gesamtkonzentration
C	[m ^{1/2} /s]	- Chézy-Koeffizient
$CumDep$	[kg]	- Kumulierte Deposition
$CumTotT$	[kg]	- Kumulierter, totaler Transport
d	[m]	- Wassertief bezogen auf z
d_f	[m]	- Flockendurchmesser
d_s	[m]	- Sieböffnungsdurchmesser/ Korndurchmesser
D	[kg/(m ² s)]	- Depositionsfluss
D_f	[-]	- Fraktale Dimension
D_F	[kg/(m ² s)]	- Depositionsfluss in dimensionsloser Austauschschicht (Fluff Layer)
E	[kg/(m ² s)]	- Erosionsfluss
E_B	[kg/(m ² s)]	- Erosionsfluss aus Sohlschicht (Bed Layer)
E_F	[kg/(m ² s)]	- Erosionsfluss aus dimensionsloser Austauschschicht (Fluff Layer)
H	[m; -]	- Totale Wassertiefe; relative Wassertiefe
k_s	[m]	- Rauheitsbeiwert (Nikuradse)
k^b	[m ² /s]	- Hintergrunddiffusionsrate
k_H	[m ² /s]	- Horizontale Diffusionsrate
k_V	[m ² /s]	- Vertikale Diffusionsrate
f	[1/s]	- Coriolisparameter
F	[m/s ²]	- Turbulenter Impulsfluss aus horizontaler Reynoldsspannung
g	[m/s ²]	- Gravitationsbeschleunigung
G	[1/s]	- (Turbulente) Scherrate
\sqrt{G}	[m]	- Transformationskoeffizient (krummlinig zu rechtwinklig)
$m_{d,LR}$	[kg]	- Trockenmasse für Beprobung nach Zentrifugation
n	[-]	- Porosität/ Porenanteil
m_F	[kg/m ²]	- Bilanzierte Masse in Austauschschicht (Fluff Layer)
m_w	[-]	- Exponent für gehindertes Absinken
M	[m/s ²]	- Externe Impulsquellen oder -senken in Impulsgleichung
M	[s]	- Erodibilität in Erosionsgleichung (Ariathurai-Partheniades)
M_0	[s]	- Erosionskoeffizient 1 für Austauschschicht (Fluff Layer)
M_1	[s]	- Erosionskoeffizient 2 für Austauschschicht (Fluff Layer)
M_B	[s]	- Erodibilität für Sohlschicht (Bed Layer)
M_F	[s]	- Erodibilität für dimensionsloser Austauschschicht (Fluff Layer)
n_w	[-]	- Exponent für Flokkulationsabsinken
N_F	[-]	- Anzahl der Subaggregate von Flocken
P	[kg/(m ² s ²)]	- Hydrostatischer (barokliner) Druckgradient in Koordinatenrichtung

P_s	[-]	- Suspensionsparameter (Rouse-Nummer)
Q	[m ³ /s]	Oberwasserabfluss
Q	[m/s; m ³ /s]	- Globale Quellen und Senken für Volumenstrom; Allg. Volumenstrom
Re	[-]	- Reynoldszahl
s	[-]	- Spezifische Dichte
S	[kg/(m ² s)]	- Globale Quellen und Senken für spezifischen Sedimentfluss
sa	[ppt]	- Salzgehalt/ Salinität
$sa_{RW,see}$	[ppt]	- Salzgehalt als seeseitiger Randwert
$sa_{RW,ow}$	[ppt]	- Salzgehalt als Oberwasser-Randwert
$SedMa$	[kg/m ²]	- Sedimentierte Sedimentmasse (in Sohlenschicht)
SSC	[kg/m ³]	- Suspensierte Sedimentkonzentration
$SSC_{RW,see}$	[kg/m ³]	- Suspensierte Sedimentkonzentration als seeseitiger Randwert
$SSC_{RW,ow}$	[kg/m ³]	- Suspensierte Sedimentkonzentration als Oberwasser-Randwert
t	[a;d;h;min,s]	- Zeit; Zeitabschnitt
T	[a;d;h;min,s]	- Zeitabschnitt
ts	[<Anzahl>]	- Zeitschritte für Unterabschnitt
TS	[<Anzahl>]	- Zeitschritte für gesamten Abschnitt
tu	[NTU]	- Trübung
u	[m/s]	- Geschwindigkeit in x bzw. ξ -Richtung
u^*	[m/s]	- Reibungsgeschwindigkeit
u_b	[m/s]	- Geschwindigkeitsvektor in Sohlhöhe
u_{cr}	[m/s]	- Kritische Fließgeschwindigkeit
v	[m/s]	- Geschwindigkeit in x bzw. η -Richtung
V	[m ³]	- Volumen
V_{LR}	[m ³]	- Laderaumvolumen für Beprobung nach Zentrifugation
v_{2D}	[m/s]	- Tiefengemittelte Geschwindigkeit
v_{2Dn}		- Tiefengemittelte vhn
v_{hn}	[m/s]	- Horizontale, zum Querschnitt orthogonale Geschwindigkeitskomponente
v_{N2Dn}		- Vertikal gemittelter negativer Anteil von vhn
w	[m/s]	- Geschwindigkeit in z-Richtung
w_0	[m/s]	- Hydrodynamische Transportgeschwindigkeit in z-Richtung
w_s	[m/s]	- Sinkgeschwindigkeit für suspensierte Sedimentkonzentration
wd	[m]	- Wassertiefe
wl	[m NHN]	- Wasserstand
$wnd\ v$	[m/s]	- Windgeschwindigkeit
$wnd\ dir$	[°]	- Windrichtung (Nord = 0°)
x,y,z	[m]	- Rechtwinklige Koordinaten
z	[m <ref>]	- Referenzhöhenlage (geodätisches Datum)
z_0	[m]	- Sohlrauheitshöhe
Δz_b		- Abstand von dichtestem Rechengitterpunkt zur Sohle
z_b	[m NHN]	- Sohlhöhenlage
Z	[m]	- Vertikale Raumdimension
α		- Formfaktor (Sinkgeschwindigkeit)
β		- Formfaktor (Sinkgeschwindigkeit)
β		- Sediment-Fluid-Mischungskoeffizient
ζ		- Wasserspiegel bezogen auf z
ξ,η	[m]	- Horizontale krummlinige Koordinaten

κ			Von Kármán-Konstante
ρ	[kg/m ³]	-	Dichte
ρ_d	[kg/m ³]	-	Trockendichte
ρ_s	[kg/m ³]	-	Reindichte von Sedimenten
ρ_w	[kg/m ³]	-	Dichte von Wasser
σ	[-]	-	Vertikale Koordinate mit relativem Tiefenbezug (σ -Schichten)
σ_c	[-]	-	Prandle-Schmidt-Nummer
τ	[N/m ²]	-	Schubspannung
τ_b	[N/m ²]	-	Schubspannung an Gewässersohle
$\tau_{cr,e}$	[N/m ²]	-	Kritische Schubspannung
$\tau_{cr,e,B}$	[N/m ²]	-	Kritische Schubspannung für Sohlschicht (Bed Layer)
$\tau_{cr,e,F}$	[N/m ²]	-	Kritische Schubspannung für Austauschschicht (Fluff Layer)
ν^b	[m ² /s]	-	Hintergrundviskosität
ν_{mol}	[m ² /s]	-	Koeffizient für molare Viskosität
ν_H	[m ² /s]	-	Horizontale turbulente Wirbelviskosität
ν_V	[m ² /s]	-	Vertikale turbulente Wirbelviskosität
ν_{3D}	[m ² /s]	-	Betrag der turbulenten Wirbelviskosität aus Turbulenzmodell

Abkürzungsverzeichnis

Abkürzung	Beschreibung
BAW	- Bundesanstalt für Wasserbau
BfG	- Bundesanstalt für Gewässerkunde
da	- Tiefen gemittelt (d e pth a veraged)
DIF	- Absolute Differenz zwischen Datensätzen/ Zeitreihen
ETM	- Ästuarines Trübungsmaximum (E stuarine T urbidity M aximum)
HN	- Hydrodynamisch-numerisch
mETM	- Modellierte Ästuarines Trübungsmaximum (siehe ETM)
MFE<Größe>	- Verhältnis des Mittels der Flutphase und zum Mittel der Ebbphase
nc	- Fahrrinne (n avigation c hannel)
SIPS	- Strain induced periodic stratification
TEL	- Dynamische Minima (Einhüllende; T ime E nveloppe L ow)
TEP	- Dynamische Maxima (Einhüllende; T ime E nveloppe P eak)
TM	- Zeitmittel (T ime M ean)
TMM	- Dynamisches Zeitmittel (T ime M oving M ean)
WSV	- Wasser- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes

Anhang

A Grundlagen und Stand der Forschung

A.1 Ästuarine Zirkulation

$$Fr_f = \frac{U_R}{(\beta S_{ocean} H)^{1/2}} \tag{A.1}$$

$$M^2 = \frac{C_D U_T^2}{\omega N_0 H^2} \tag{A.2}$$

$$N_0 = (\beta S_{ocean} / H)^{1/2}$$

Fr_f	[-]	-	Frischwasserfroudezahl
M	[-]	-	Dimensionslose Kennzahl für vertikale Durchmischung durch die Tide
U_R	[m/s]	-	residuale Oberwassereinheitenvolumenstrom
U_T	[m/s]	-	Amplitude der tiefengemittelten Geschwindigkeit
C_D	[-]	-	Reibungsbeiwert
H	[m]	-	Mittlere Wassertiefe
ω	[1/s]	-	Tidefrequenz
N_0	[m/s]	-	Auftriebsfrequenz
S_{ocean}	[ppt]	-	Salzgehalt Ozean
β	[-]	-	spezifischer Kontraktionskoeffizient

(Geyer und MacCready 2014)

A.2 Sedimenttransport

Suspensionsparameter (Rouse-Zahl):

$$P_s = \frac{w_s}{\sigma_s \kappa u_*} \tag{A.3}$$

A.3 Bodenklassifikation

Tabelle A.1: Bodenklassifikation anhand der Korngröße gemäß DIN (DIN EN ISO 14688-1). Kohäsive Fraktionen sind grau unterlegt

Bereich	Benennung	Kurzzeichen	Korngröße [mm]
sehr grobkörniger Boden	großer Block	<i>LBo</i>	> 630
grobkörniger Boden	Kies	<i>Gr</i>	> 2,0 bis 63
	Sand	<i>Sa</i>	> 0,063 bis 2,0
	Grobsand	<i>CSa</i>	> 0,63 bis 2,0
	Mittelsand	<i>MSa</i>	> 0,2 bis 0,63
	Feinsand	<i>FSa</i>	> 0,063 bis 0,2
feinkörniger Boden	Schluff	<i>Si</i>	> 0,002 bis 0,063
	Grobschluff	<i>CSi</i>	> 0,02 bis 0,063
	Mittelschluff	<i>MSi</i>	> 0,0063 bis 0,02
	Feinschluff	<i>FSi</i>	> 0,002 bis 0,0063
	Ton	<i>Cl</i>	≤ 0,002

A.4 Sinkgeschwindigkeitsformulierungen

(A.4a)

$$w_s = \begin{cases} \frac{(s-1)gd_s^2}{18\nu} & | \quad 1 \mu m < d_s \leq 100 \mu m \\ \frac{10\nu}{d} \left(\sqrt{1 + \frac{0.01(s-1)gd_s^3}{\nu^2}} - 1 \right) & | \quad 100 \mu m < d_s \leq 1000 \mu m \\ 1.1\sqrt{(s-1)gd_s} & | \quad 1000 \mu m > d_s \end{cases} \quad (A.4b)$$

(A.4c)

- d_s [m] - Sieböffnungsdurchmesser
- g [m/s²] - Gravitationsbeschleunigung (9,81 m/s²)
- s [-] - spezifische Dichte ($s = \rho_w/\rho_s$)
- ν [m²/s] - kinematische Viskosität
- ρ_w [kg/m³] - Dichte des Fluids bzw. des Wassers
- ρ_s [kg/m³] - Reindichte von Sedimentkorn ($\rho_s = 2650 \text{ kg/m}^3$)

(van Rijn 1993, S. 3.13)

Tabelle A.2: Berechnete Sinkgeschwindigkeiten nach Gleichung A.4 für feine Korngrößenfraktion gemäß DIN (DIN EN ISO 14688-1) in reinem Wasser. Kohäsive Fraktionen sind grau unterlegt. Das Auftreten von weiteren Prozesse wie Flockung ist nicht berücksichtigt.

Korngröße (DIN EN ISO 14688)	d (Obergrenze DIN) [μm]	T [°C]	ρ _w (T) [kg/m ³]	s [-]	ν(T) m ² /s	ws [mm/s]
Feinsand	200,00	20,00	999,84	2,65	1,79E-06	16,5584
Grobschluff	63,00					1,9944
Mittelschluff	20,00					0,2010
Feinschluff	6,30					0,0199
Ton	2,00					0,0020
Feinsand	200,00	0,00	998,21	2,65	1,01E-06	25,6372
Grobschluff	63,00					3,5440
Mittelschluff	20,00					0,3572
Feinschluff	6,30					0,0354
Ton	2,00					0,0036

$$w_{s,f} = \frac{\alpha (\rho_s - \rho_w) g d_s^{3-D_f}}{\beta 18\mu} \frac{d_f^{D_f-1}}{1 + 0.15 Re_f^{0.687}} \quad (\text{A.5})$$

(Winterwerp und van Kesteren 2004, S. 126)

$w_{s,f}$	[m/s]	-	(effektive) Sinkgeschwindigkeit der Flocke (f)
d_f	[m]	-	Flockendurchmesser
d_s	[m]	-	Primärpartikeldurchmesser
g	[m/s ²]	-	Gravitationsbeschleunigung (9,81 m/s ²)
s	[-]	-	spezifische Dichte ($s = \rho_w/\rho_s$)
μ	[m ² /s]	-	dynamische Viskosität
ρ_w	[m]	-	Dichte des Fluids bzw. von Wasser
ρ_s	[1/s]	-	Reindichte von Sedimentkorn ($\rho_s = 2650 \text{ kg/m}^3$)
Re_f	[-]	-	Flockenreynoldsnummer
α, β	[-]	-	Formfaktoren

$$w_s = a_w \frac{C^{n_w}}{(C^2 + b_w^2)^{m_w}} \quad (\text{A.6})$$

(nach Wolanski aus Mehta 2014, S.422)

$$w_s \cong a_w b_w^{-2 m_w} C^{n_w} = k C^{n_w} \mid C \ll b_w \text{ (Flockungsbereich)} \quad (\text{A.6a})$$

(nach Wolanski aus Mehta 2014, S.422)

$$w_s = w_{s|\bar{G}_0} \left(\frac{1 + \lambda_1 \bar{G}}{1 + \lambda_2 \bar{G}^2} \right) \quad (\text{A.7})$$

(nach van Leussen aus Mehta 2014, S. 434)

w_s	[m/s]	-	(effektive) Sinkgeschwindigkeit
n_w	[-]	-	Exponent für Flokkulationsabsinken
m_w	[-]	-	gehindertes Absinken
a_w	[-]	-	Koeffizient für Sinkgeschwindigkeitsskalierung
b_w	[-]	-	gehindertes Absinken
k	[-]	-	Gesamteinfluss ($k = a_w b_w^{-2m_w}$)
$w_{s \bar{G}_0}$	[m/s]	-	Sinkgeschwindigkeit ohne Scherung
\bar{G}	[Hz]	-	Repräsentative (turbulente) Scherrate
$\lambda_{1,2}$		-	Sedimentspezifische Koeffizienten

A.5 Weserästuar

A.5.1 Sedimentverteilung

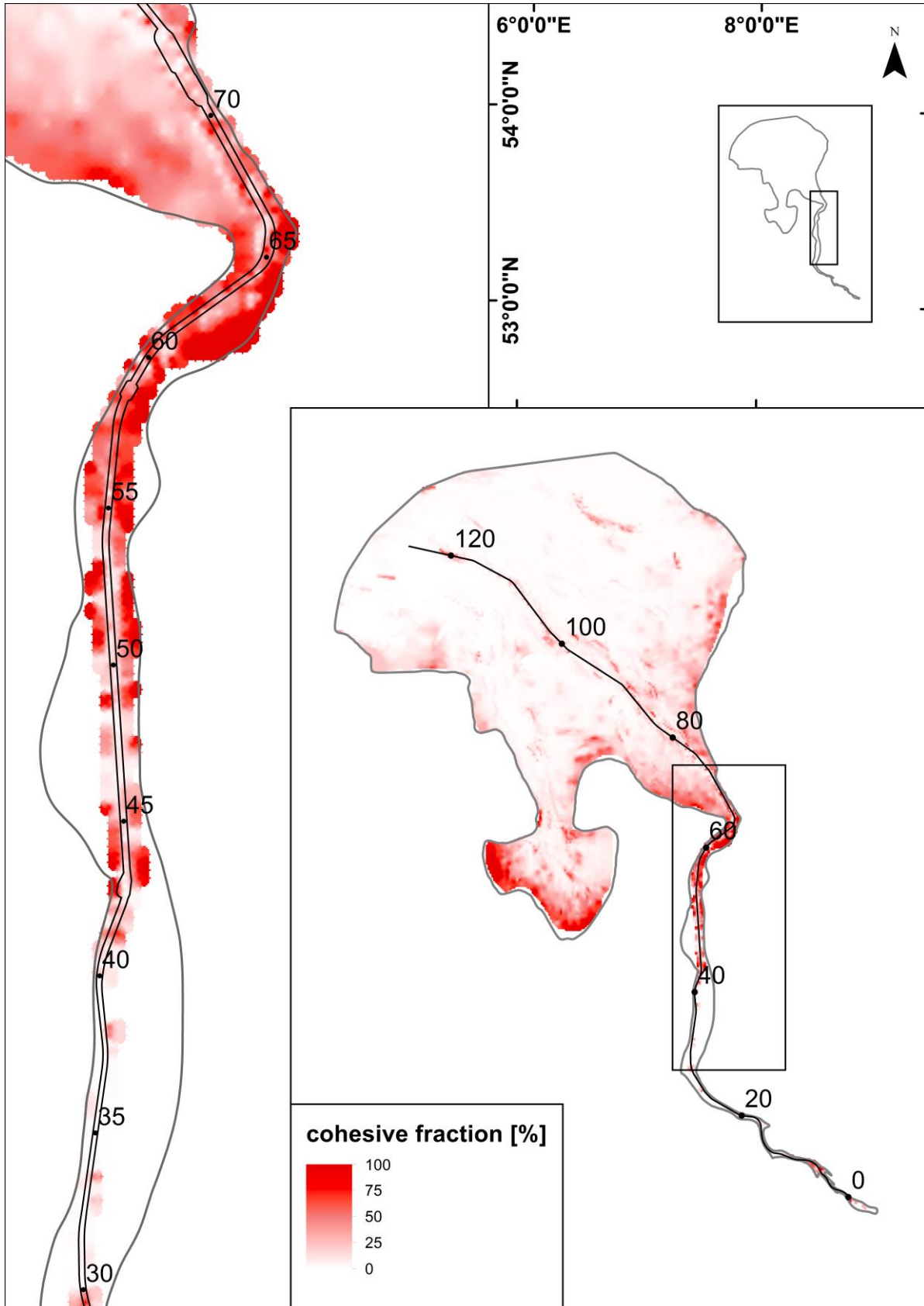


Abbildung A.1: Anteil der kohäsiven Fraktion an Korngrößenverteilung in der Weser (räumliche Interpolation der Daten; Datenquelle: AufMod; Heyer und Schrottke 2013).

A.5.2 Baggermaßnahmen

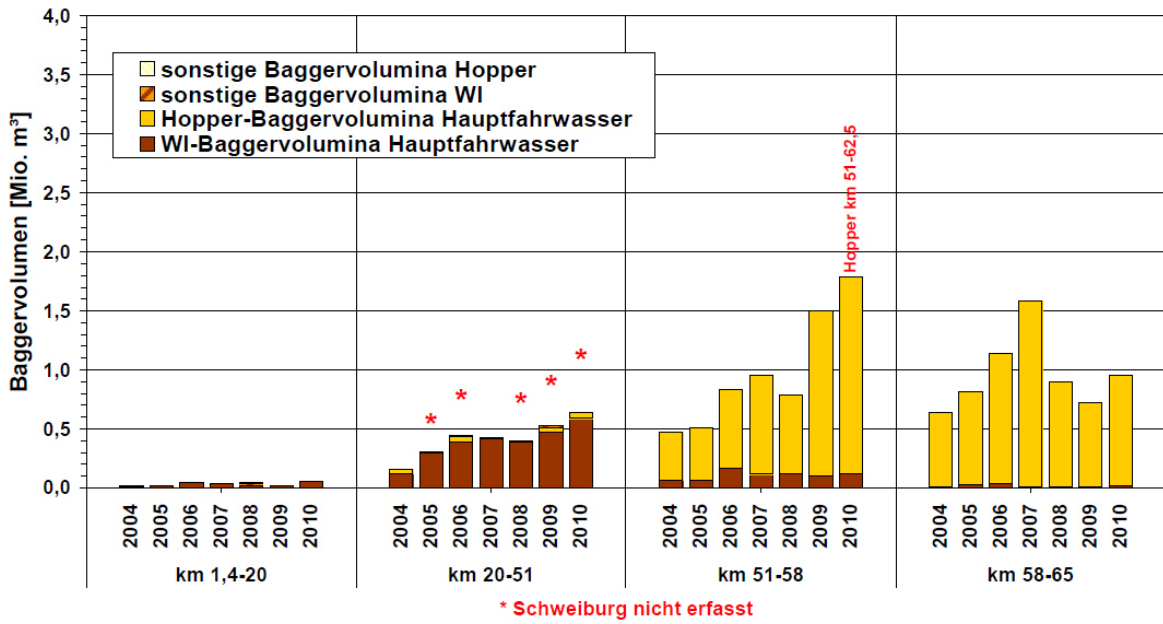


Abbildung A.2: Dokumentierte Baggermengen in der Unterweser von 2004 bis 2010 (Abbildung entnommen aus BfG 2014b, S. 28).

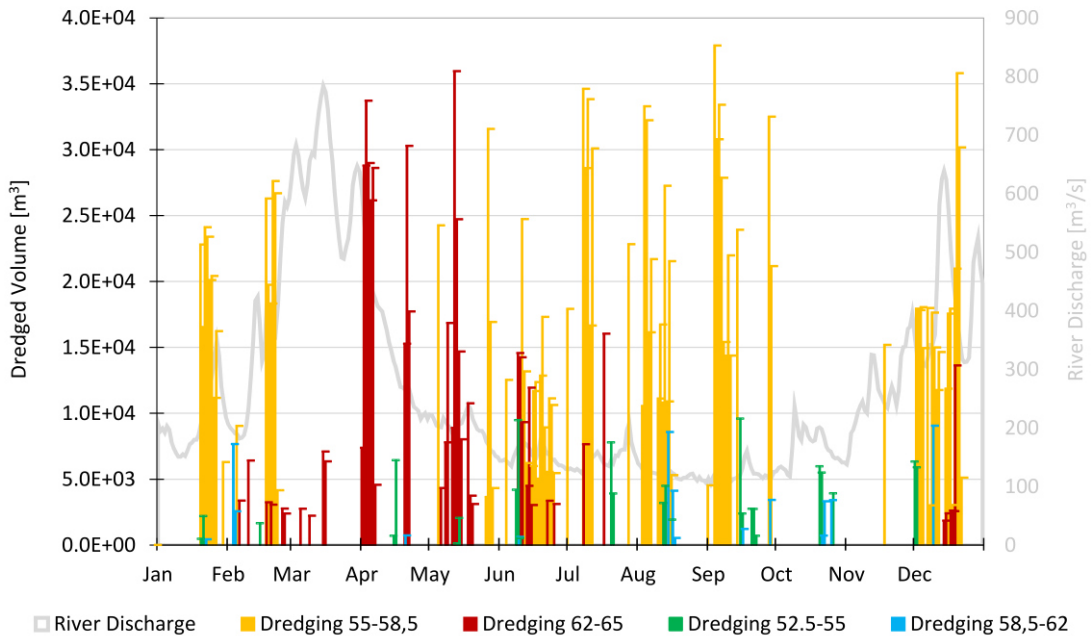


Abbildung A.3: Dokumentierte tägliche Baggermaßnahmen zwischen Km 52–65 für 2009. Abschnitt Nordenham (Km 55-58,5) und Blexen (Km 62-65) sind Unterhaltungsschwerpunkte der Unterweser (Datenquelle: WSV).

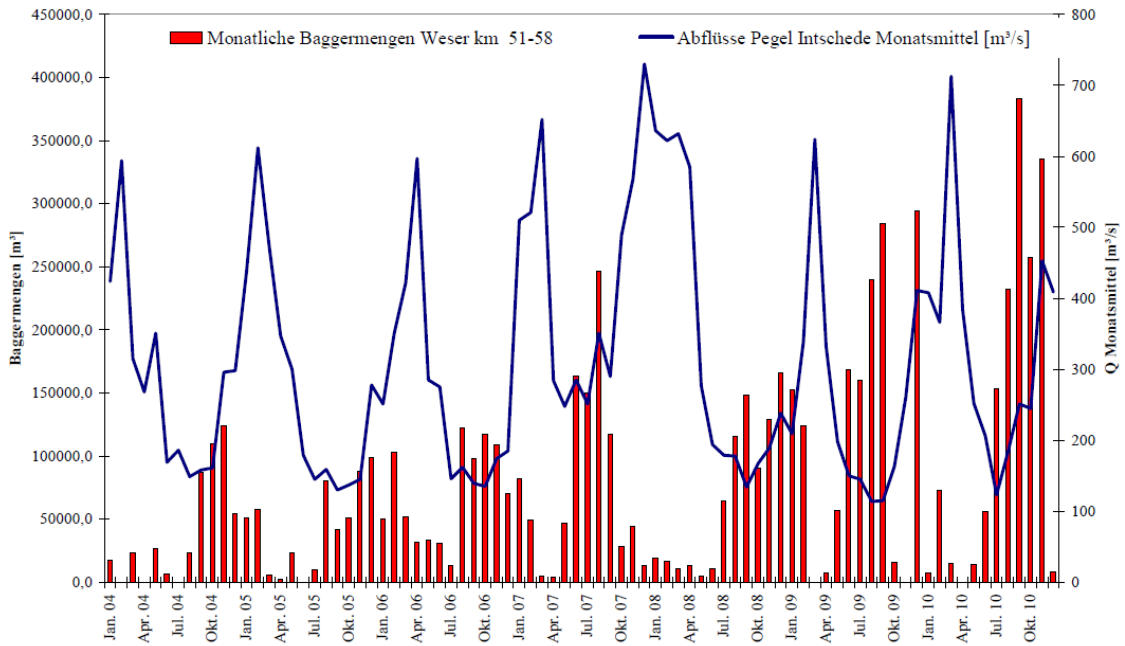


Abbildung A.4: Dokumentierte monatliche Baggermengen zwischen Km 51–58 mit Oberwasserabfluss, 2004–2010 (Entnommen aus: BfG 2014b, S. 165).

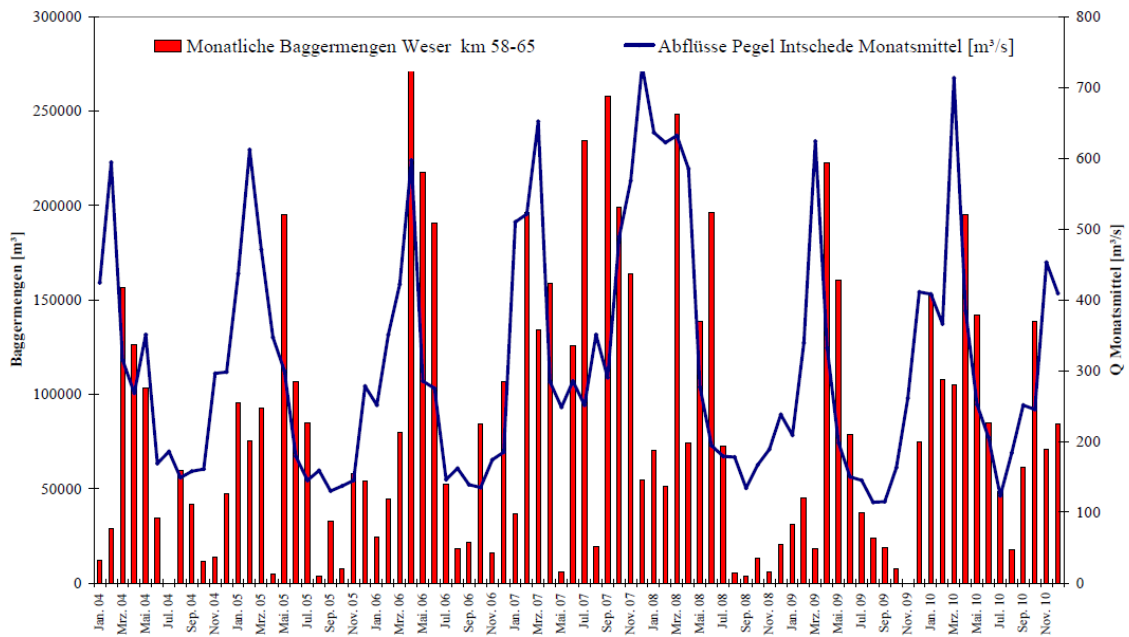


Abbildung A.5: Dokumentierte monatliche Baggermengen zwischen Km 58–65 für 2004–2010 (Entnommen aus: BfG 2014b, S. 165).

A.5.3 Meteorologische Bedingungen

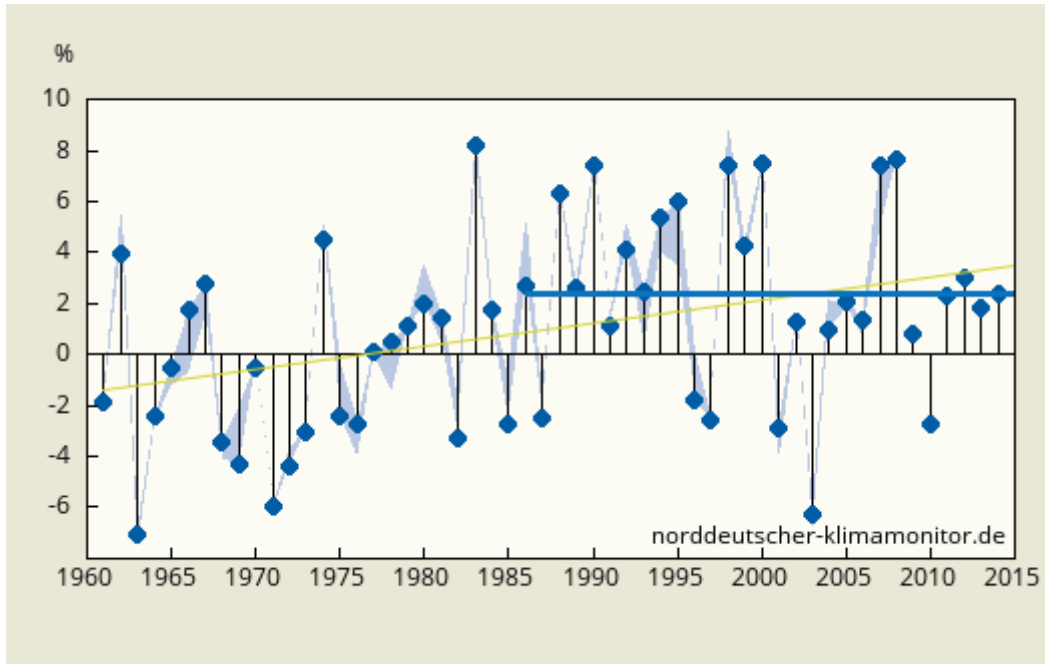


Abbildung A.6: Jährliche Abweichung der Windgeschwindigkeit (mittlerer Betrag des Windvektors in 10 m Höhe) vom langfristigen Mittel an der Nordseeküste (Gebietsmittel über Land- und Meeresflächen), 1961–2014 (Meinke et al. 2014). Blaue Linie: Niveau des heutigen Klimas (1986–2015). Gelbe Linie: linearer Trend der letzten 55 Jahre.

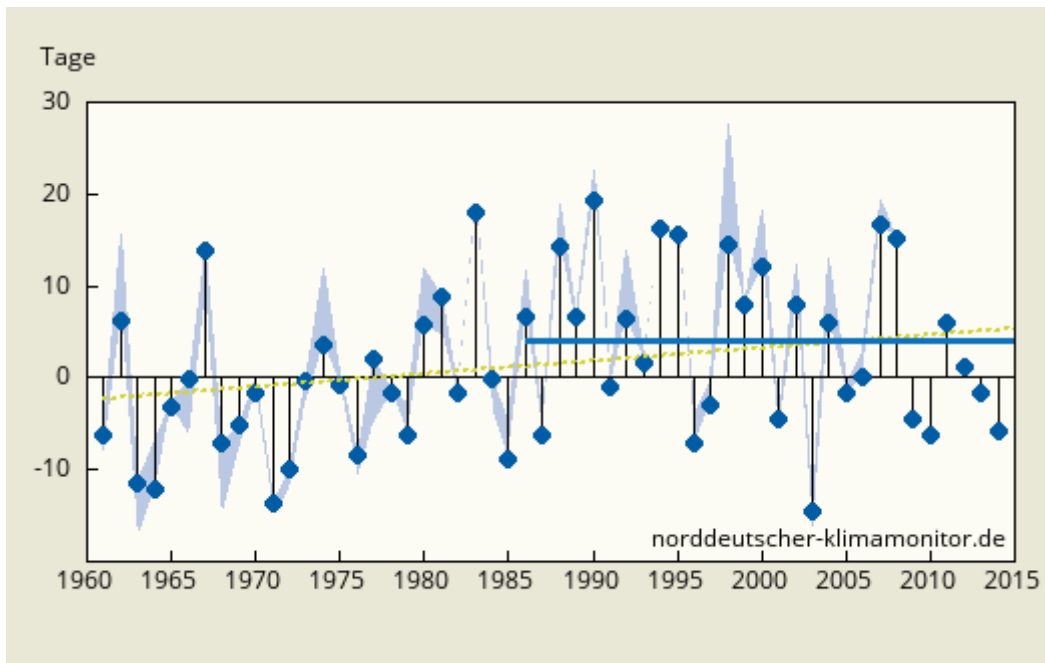


Abbildung A.7: Jährliche Differenz der Sturmtage (Anzahl der Tage, an denen die maximale Windgeschwindigkeit 62 km/h übersteigt) zum langfristigen Mittel an der Nordseeküste (Gebietsmittel über Land- und Meeresflächen), 1961–2014 (Meinke et al. 2014). Blaue Linie: Niveau des heutigen Klimas (1986–2015). Gelbe Linie: linearer Trend der letzten 55 Jahre.

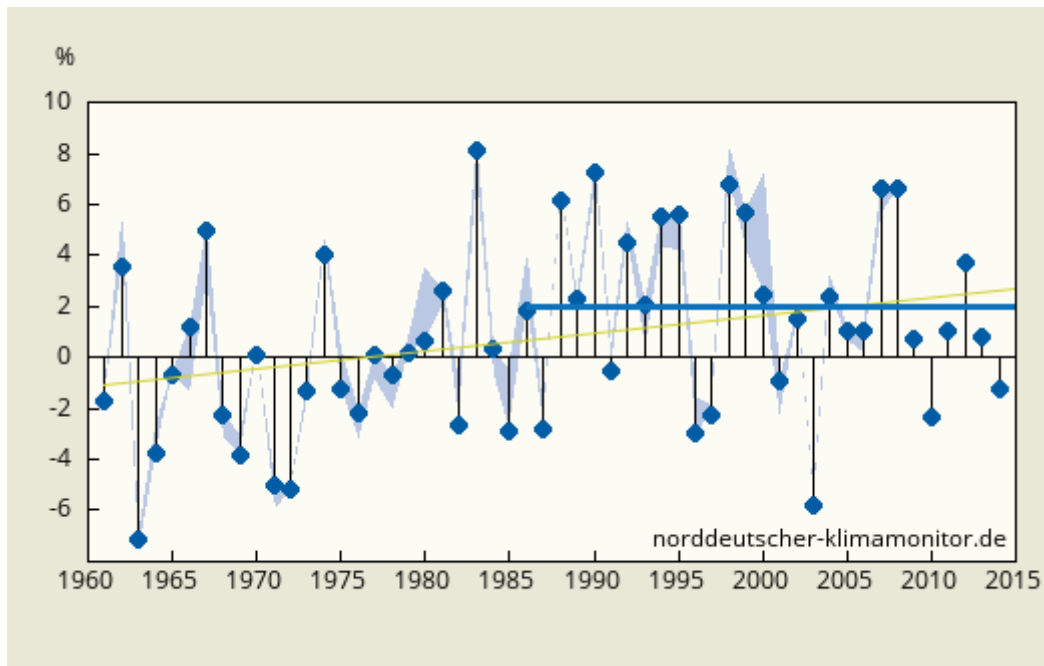


Abbildung A.8: Jährlicher Vergleich der Sturmintensität (maximaler Betrag des Windvektors in 10 m Höhe) zum langfristigen Mittel an der Nordseeküste für 1961 bis 2014 (Meinke et al. 2014). Blaue Line: Niveau des heutigen Klimas (1986–2015). Gelbe Linie: linearer Trend der letzten 55 Jahre.

B Modellierung

B.1 Verfahren

Im Folgenden sind ausgewählte Gleichungen, die für die Simulation der hydrodynamischen Strömungs- und Transportprozesse in Delft3D verwendet werden, dargestellt (Deltares 2014). Die wesentlichen Gleichungen zur Beschreibung der Kontinuität, des Impuls- und Stofftransportes sind für kartesische Koordinaten sowie für die verwendeten krummlinigen Koordinaten aufgeführt. Zudem sind zusätzliche Gleichungen für die Beschreibung einzelner Parameter und der Randbedingungen enthalten. Diese Zusammenstellung dient der Übersicht über die wesentlichen Gleichungen des angewendeten Modellierungsverfahrens im Rahmen dieser Arbeit. Für eine detailliertere und umfassende Beschreibung einschließlich der verschiedenen Lösungsverfahren wird auf Deltares 2014 verwiesen. Die verwendeten Symbole sind am Ende des Abschnittes sowie im Symbolverzeichnis aufgeführt.

B.1.1 Vertikale Sigma-Koordinaten

$$\sigma = \frac{z - \zeta}{d + \zeta} = \frac{z - \zeta}{H} \quad (\text{B.8})$$

B.1.2 Kontinuitätsgleichung

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial HU}{\partial x} + \frac{\partial HV}{\partial y} = HQ \quad (\text{B.9})$$

(rechtwinklige Koordinaten)

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial HU\sqrt{G_{\eta\eta}}}{\partial \xi} + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial HU\sqrt{G_{\xi\xi}}}{\partial \eta} = HQ \quad (\text{B.10})$$

(krummlinige Koordinaten)

$$U = \frac{1}{H} \int_d^\zeta u dz \quad ; \quad V = \frac{1}{H} \int_d^\zeta v dz \quad (\text{B.11})$$

B.1.3 Impulsgleichung

$$\begin{aligned} & \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv \\ & = -\frac{1}{\rho_0} P_x + F_x + \frac{1}{H^2} \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu_V \frac{\partial u}{\partial z} \right) + M_x \end{aligned} \quad (\text{B.12})$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + fu \\ & = -\frac{1}{\rho_0} P_y + F_y + \frac{1}{H^2} \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu_V \frac{\partial v}{\partial z} \right) + M_y \end{aligned} \quad (\text{B.13})$$

(rechtwinklige Koordinaten)

$$\begin{aligned}
 & \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial u}{\partial \xi} + \frac{v}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial u}{\partial \eta} + \frac{w}{H} \frac{\partial u}{\partial \sigma} \\
 & + \frac{v^2}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\eta\eta}}}{\partial \xi} + \frac{uv}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\xi\xi}}}{\partial \eta} - fv
 \end{aligned} \tag{B.14}$$

$$= -\frac{1}{\rho_0\sqrt{G_{\xi\xi}}} P_\xi + F_\xi + \frac{1}{H^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(v_V \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right) + M_\xi$$

$$\begin{aligned}
 & \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{u}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial v}{\partial \xi} + \frac{v}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial v}{\partial \eta} + \frac{w}{H} \frac{\partial v}{\partial \sigma} \\
 & + \frac{uv}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\eta\eta}}}{\partial \xi} + \frac{u^2}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\xi\xi}}}{\partial \eta} - fu
 \end{aligned} \tag{B.15}$$

$$= -\frac{1}{\rho_0\sqrt{G_{\eta\eta}}} P_\eta + F_\eta + \frac{1}{H^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(v_V \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) + M_\eta$$

(krummlinige Koordinaten)

$$\frac{\partial P}{\partial t} = -\rho g H \tag{B.16}$$

(Zusätzliche Berücksichtigung von Dichteinfluss aus transportierten Konstituenten; Dichteberechnung gemäß UNESCO-Formel gemäß Unesco 1981; Gleichung nicht dargestellt)

$$v_H = v_V + v_H^b \approx v_H^b \quad | \quad v_H^b \gg v_V \tag{B.17}$$

$$v_V = v_{mol} + \max(v_{3D}, v_H^b) \tag{B.18}$$

(v_{3D} wird mittels k- ϵ -Turbulenzmodell berechnet; Gleichungen nicht dargestellt)

$$w|_{\sigma=-1} = 0, \quad w|_{\sigma=0} = 0 \tag{B.19}$$

$$\left. \frac{v_V}{H} \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right|_{\sigma=-1} = \frac{1}{\rho_0} \tau_{b\xi}, \quad \left. \frac{v_V}{H} \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right|_{\sigma=-1} = \frac{1}{\rho_0} \tau_{b\eta} \tag{B.20}$$

$$\frac{v_V}{H} \frac{\partial u}{\partial \sigma} \Big|_{\sigma=0} = \frac{1}{\rho_0} |\tau_s| \cos(\Theta), \quad \frac{v_V}{H} \frac{\partial v}{\partial \sigma} \Big|_{\sigma=0} = \frac{1}{\rho_0} |\tau_s| \sin(\Theta) \quad (\text{B.21})$$

Randbedingungen Impulsgleichung

$$\tau_{b,3D} = \frac{g\rho_0 \vec{u}_b |\vec{u}_b|}{C_{3D}^2} \quad (\text{B.22})$$

$$\vec{u}_b = \frac{g\rho_0 \vec{u}_*}{\kappa} \ln \left(1 + \frac{\Delta z_b}{2z_0} \right) \quad (\text{B.23})$$

$$C_{3D} = \frac{\sqrt{g}}{\kappa} \ln \left(1 + \frac{\Delta z_b}{2z_0} \right) \quad (\text{B.24})$$

$$z_0 = \frac{k_s}{30} \quad (\text{B.25})$$

B.1.4 Allg. Transportgleichung

$$\frac{\partial c}{\partial t} + \frac{\partial uc}{\partial x} + \frac{\partial vc}{\partial y} + \frac{\partial wc}{\partial z} \quad (\text{B.26})$$

$$- \frac{\partial}{\partial x} \left(k_H \frac{\partial c}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(k_H \frac{\partial c}{\partial y} \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left(k_v \frac{\partial c}{\partial z} \right) = S$$

(rechtwinklige Koordinaten; für Sediment $w = [w_0 - w_s]$)

$$\frac{\partial Hc}{\partial t} + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}} \sqrt{G_{\eta\eta}}} \left\{ \frac{\partial [\sqrt{G_{\eta\eta}} Huc]}{\partial \xi} + \frac{\partial [\sqrt{G_{\xi\xi}} Hvc]}{\partial \eta} \right\} \frac{\partial wc}{\partial \sigma} \quad (\text{B.27})$$

$$- \frac{H}{\sqrt{G_{\xi\xi}} \sqrt{G_{\eta\eta}}} \left\{ \frac{\partial}{\partial \xi} \left(k_H \frac{\sqrt{G_{\eta\eta}}}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial c}{\partial \xi} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(k_H \frac{\sqrt{G_{\eta\eta}}}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial c}{\partial \eta} \right) \right\} - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(k_v \frac{\partial c}{\partial \sigma} \right) = S$$

(krummlinige Koordinaten; für Sediment $w = [w_0 - w_s]$)

$$k_H = k_V + k_H^b \approx k_H^b \quad | \quad k_H^b \gg k_V \quad (\text{B.28})$$

$$k_v = \frac{v_{mol}}{\sigma_{mol}} + \max(k_{3D}, k_V^b) \quad (\text{B.29})$$

$$k_{3D} = \frac{v_{3D}}{\sigma_c} \quad (\text{B.30})$$

$$\sigma_c = \sigma_{c,0} F_\sigma(Ri) = \sigma_{c,0} \quad | \quad F_\sigma(Ri) = 1 \quad (\text{B.31})$$

($F_\sigma(Ri) = 1$ für k- ϵ -Turbulenzmodell: Transport von kinetischer Energie und Salz $\sigma_{c,0} = 0,7$; für suspendierte Sedimentkonzentration $\sigma_{c,0} = 1,0$)

Randbedingungen Transportgleichung

$$\left. \frac{k_V}{H} \frac{\partial c}{\partial \sigma} \right|_{\sigma=0} = 0, \quad \left. \frac{k_V}{H} \frac{\partial c}{\partial \sigma} \right|_{\sigma=-1} = 0 \quad (\text{B.32})$$

B.1.5 Spezifische Formulierungen für den suspendierten Sedimenttransport

$$w_s = \left(1 - \frac{c}{C_s}\right)^5 w_{s,0} \quad (\text{B.33})$$

(gehindertes Absinken)

Randbedingungen für Sedimenttransport

$$w_s \cdot c - k_v \left. \frac{\partial c}{\partial z} \right|_{z=\zeta} = 0 \quad (\text{B.34})$$

$$w_s \cdot c - k_v \left. \frac{\partial c}{\partial z} \right|_{z=z_b} = D - E \quad (\text{B.35})$$

(D und E im Rahmen dieser Arbeit gemäß Gleichung 4.3)

c	[kg/m ³]	-	Konzentration
C_s	[kg/m ³]	-	Referenzkonzentration
C		-	Chézy-Koeffizient
d	[m]	-	Wassertief bezogen auf z
D	[kg/(m ² s)]	-	Spezifischer Depositionsfluss
E	[kg/(m ² s)]	-	Spezifischer Erosionsfluss
H	[m]	-	Totale Wassertiefe
k_s	[m]	-	Rauheitsbeiwert (Nikuradse)
k^b	[m ² /s]	-	Hintergrunddiffusionsrate
k_H	[m ² /s]	-	Horizontale Diffusionsrate
k_V	[m ² /s]	-	Vertikale Diffusionsrate
f	[1/s]	-	Coriolisparameter
F	[m/s ²]	-	Turbulenter Impulsfluss aus horizontaler Reynoldsspannung
g	[m/s ²]	-	Gravitationsbeschleunigung
\sqrt{G}	[m]	-	Transformationskoeffizient (krummlinig zu rechtwinklig)
M	[m/s ²]	-	Externe Impulsquellen oder -senken
P	[kg/(m ² s ²)]	-	Hydrostatischer (barokliner) Druckgradient in Koordinatenrichtung
Q	[m/s]	-	Globale Quellen und Senken für spezifischen Volumenstrom
S	[kg/(m ² s)]	-	Globale Quellen und Senken für spezifischen Sedimentfluss
u	[m/s]	-	Geschwindigkeit in x bzw. ξ -Richtung
u_b	[m/s]	-	Geschwindigkeitsvektor in Sohlhöhe
u^*	[m/s]	-	Reibungsgeschwindigkeit
v	[m/s]	-	Geschwindigkeit in y bzw. η -Richtung
w	[m/s]	-	Geschwindigkeit in z -Richtung
w_0	[m/s]	-	Hydrodynamische Transportgeschwindigkeit in z -Richtung
w_s	[m/s]	-	Sinkgeschwindigkeit für suspendierte Sedimentkonzentration
x, y, z	[m]	-	Rechtwinklige Koordinaten
z	[m <ref>]	-	Referenzhöhenlage (geodätisches Datum)
z_0	[m]	-	Sohlrauhheitshöhe
Δz_b		-	Abstand von dichtestem Rechengitterpunkt zur Sohle
ζ		-	Wasserspiegel bezogen auf z
ξ, η	[m]	-	Horizontale krummlinige Koordinaten
κ		-	Von Kármán-Konstante
σ	[-]	-	Relativ skalierte vertikale Koordinate (σ -Schichten)
σ_c		-	Prandle-Schmidt-Nummer
ν^b	[m ² /s]	-	Hintergrundviskosität
ν_{mol}	[m ² /s]	-	Koeffizient für molare Viskosität
ν_H	[m ² /s]	-	Horizontale turbulente Wirbelviskosität
ν_V	[m ² /s]	-	Vertikale turbulente Wirbelviskosität
ν_{3D}	[m ² /s]	-	Betrag der Vertikale turbulente Wirbelviskosität aus Turbulenzmodell

B.2 Datengrundlage

B.2.1 Messstationen

Tabelle B.3: Bezeichnung, Position und Koordinaten der verwendeten Messstationen im Weserästuar (WSV).

	Abkürzung	Name	Nummer WSV (SUBV)	Position Weser- Km [km]	X	Y
					UTM 32N, ETRS 89	
					[m]	[m]
1	ALW	Leuchttonne Alte Weser	9460040	115,00	442689.91	5968838.30
2	DWG	Dwarsgat	9460020	92,66	454374.66	5952614.92
3	RSS	Robbensuedsteert	9460010	79,94	463386.16	5943699.46
4	BAL	B.h. Alter Leuchtturm	4990010	66,64	471453.92	5933154.46
5	NUF	Nordenham Unterfeuer	4970040	55,81	466079.42	5924236.00
6	RFL	Rechtenflet	4970030	46,46	466845.21	5914959.64
7	BRA	Brake	4970020	39,18	465767.00	5907487.00
8	EFL	Elsfleth	4970010	33,32	465477.59	5901927.35
9	FAR	Farge	4950020	26,26	467352.07	5895323.24
10	VEG	Vege sack	4950010	17,84	474635.17	5891351.19
11	OSL	Oslebshausen	4910060	8,37	480809.33	5885802.95
12	WBR	Große Weserbrücke	4910050	0,04	486914.12	5880586.70
13	HEM	Hemelingen	HB01 ¹	361,10 ²	491588.00	5878150.00
14	INT	Intschede	49100101	331,28 ²	508522.06	5868457.44

¹ Gütemessnetz; Senator für Umwelt, Bau und Verkehr, Bremen (SUBV)

² bezieht sich auf Mittelweser; Km 361,1 entspricht ca. Km -4,0 der Unterweser

Quelle: www.pegelonline.wsv.de [Stand 12.02.2015]; undine.bafg.de [Stand 24.11.2017]

Tabelle B.4: Verfügbare Messgrößen an zur Verfügung stehenden Messstationen.

	Wasserstand	Salzgehalt	Trübung	Einleitungs- Volumenstrom	Schwebstoff- konzentration
	<i>wl</i> [m NHN]	<i>sa</i> ¹ [ppt]	<i>tu</i> ¹ [NTU]	<i>sv</i> [m ³ /s]	<i>su</i> [kg/m ³]
ALW	X	X			
DWG	X	X	(X) ⁶		
RSS	X	X ⁴	(X) ⁶		
BAL	X	X	X		
NUF	X	X ²	X ²		
RFL	X	X	X		
BRA	X	X	X		
EFL	X	X ⁵	X ⁵		
FAR	X	X ³			
VEG	X				
OSL	X				
WBR	X				
HEM		X			
INT				X	X

¹ Die Messtiefe für Salzgehalt und Trübung liegt ca. 1m unter MTnw. Dies entspricht für relevante Messstationen ca. -3 m NHN. Quelle: WSV, pers. Kommunikation, Tobias Buthmann, 04.09.2017

Datenlücken:

² bis 26.02.2009

³ 21.04 bis 05.05.2009

⁴ 06.06. bis 12.06.2009

⁵ 15.09. bis 07.10.2009

⁶ nur sehr begrenzte Messdaten verfügbar

B.2.2 Datensätze

Tabelle B.5: Übersicht zu verwendete Datensätze für den Modellaufbau und zum Vergleich der Modellergebnisse.

Daten	Ort	Art	Verwendung	Referenz	Beschreibung
Bathymetrie		Messung; langjähriges Mittel bis 2012	Höhenmodell/ Randbedingung	BfG 2014a; AufMod; Heyer und Schrottke 2013	Der BfG-Datensatz wurde durch den AufMod-Daten stellenweise ergänzt (Abb. 2.10)
Wind Geschwindigkeit Richtung (0°=N]	ALW	Messung; 2009	Randbedingung ; Zeitintervall 1h	DWD 2013	Zur Vorgabe der Schubspannung an der Wasseroberfläche (Abb. B.10)
Nordsee Wasserstand (wl) Salzgehalt (sa)		Modell; 2009	Randbedingung; Zeitintervall 10 min	BAW 2012	Zur Vorgabe der Randbedingung zur Nordsee
Oberwasser Zufluss (Q) Salzgehalt (sa) Konzentration (ssc)	INT HEM INT	Messung; 2009	Randbedingung Zeitintervall 1 d	WSV 2014	Zur Vorgabe der Randbedingungen zum Oberwasser.
Messtationen Wasserstand (wl) Salzgehalt (sa) Trübung (tu/ssc)	Tab. B.3, B.4	Messung; 2009	Vergleichsgrößen; Zeitintervalle	WSV 2014, 2015	Vergleich mit erzielten Modellergebnissen
Baggermaßnahmen Baggermasse CumDep	KM 50- 65	Dokumen- tation	Vergleichsgröße	BfG 2014b	Vergleich mit erzielten Modellergebnissen
Sedimentverteilung		Messung; langjähriges Mittel bis 2012	Darstellung zur Beschreibung	AufMod (Heyer und Schrottke 2013)	Darstellung der mittleren Verteilung der kohäsiven Fraktion im Weserästuar (Abb. 2.11, A.1)

Scenario: S0346 | simulation
 Time: 2009 (TS09A1)
 Location: b_weir_Hem
 Layer: 1 (s)

— Sediment (ssc)
 — Salinity (sa)

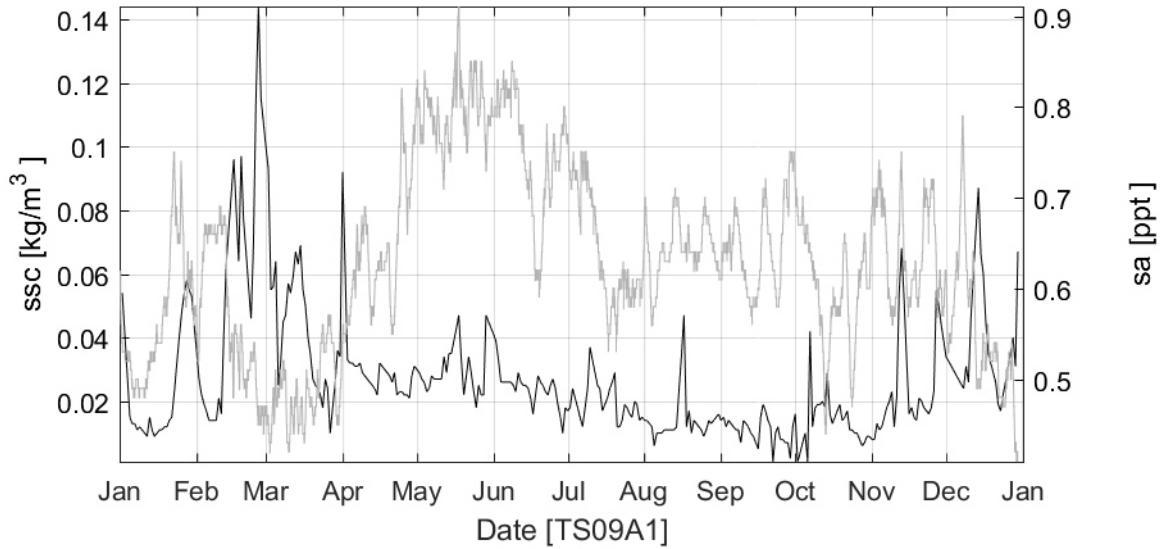


Abbildung B.9: Gemessene Sedimentkonzentration *su* und Salzgehalt *sa* bei HEM (Mittelweser Km 361,10) für 2009; Datenquelle: WSV 2014. Verwendung als Randbedingung am südlichen oberwasserseitigen Modelrand (b_weir_HEM).

Scenario: S0346 | simulation
 Time: 2009 (TS09A1)
 Location: global
 Layer: 1...10 (s)

— wnd velocity (wnd v)
 ■ wnd direction (wnd dir)

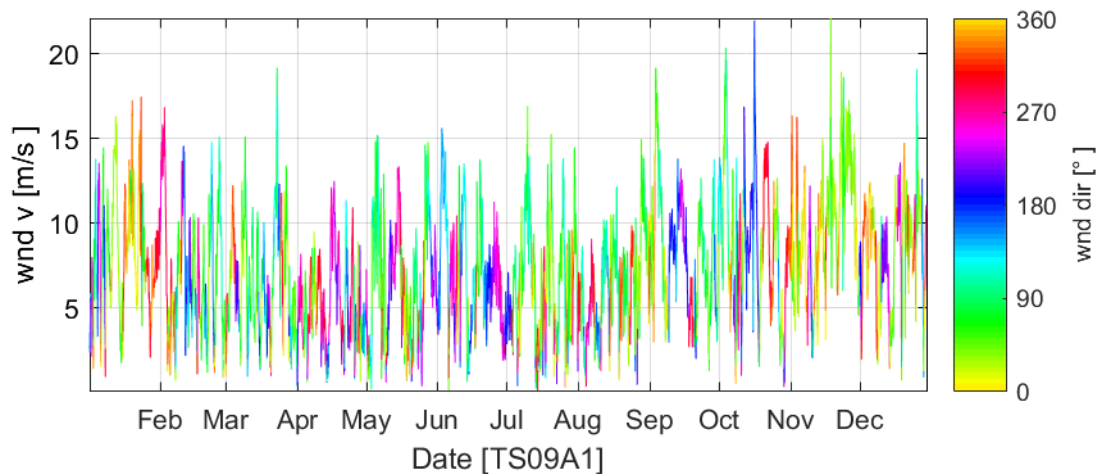


Abbildung B.10: Gemessene Windgeschwindigkeit *wnd v* und Richtung *wnd dir* (0°=Nord; 90°=Ost; 180=Süd; 270°=West) bei ALW (ca. Km 115) in 2009; Datenquelle: DWD 2013. Verwendung als Randbedingung an Wasseroberfläche für gesamtes Modellgebiet.

B.3 Auswertungsmethoden

B.3.1 Bilanzierung

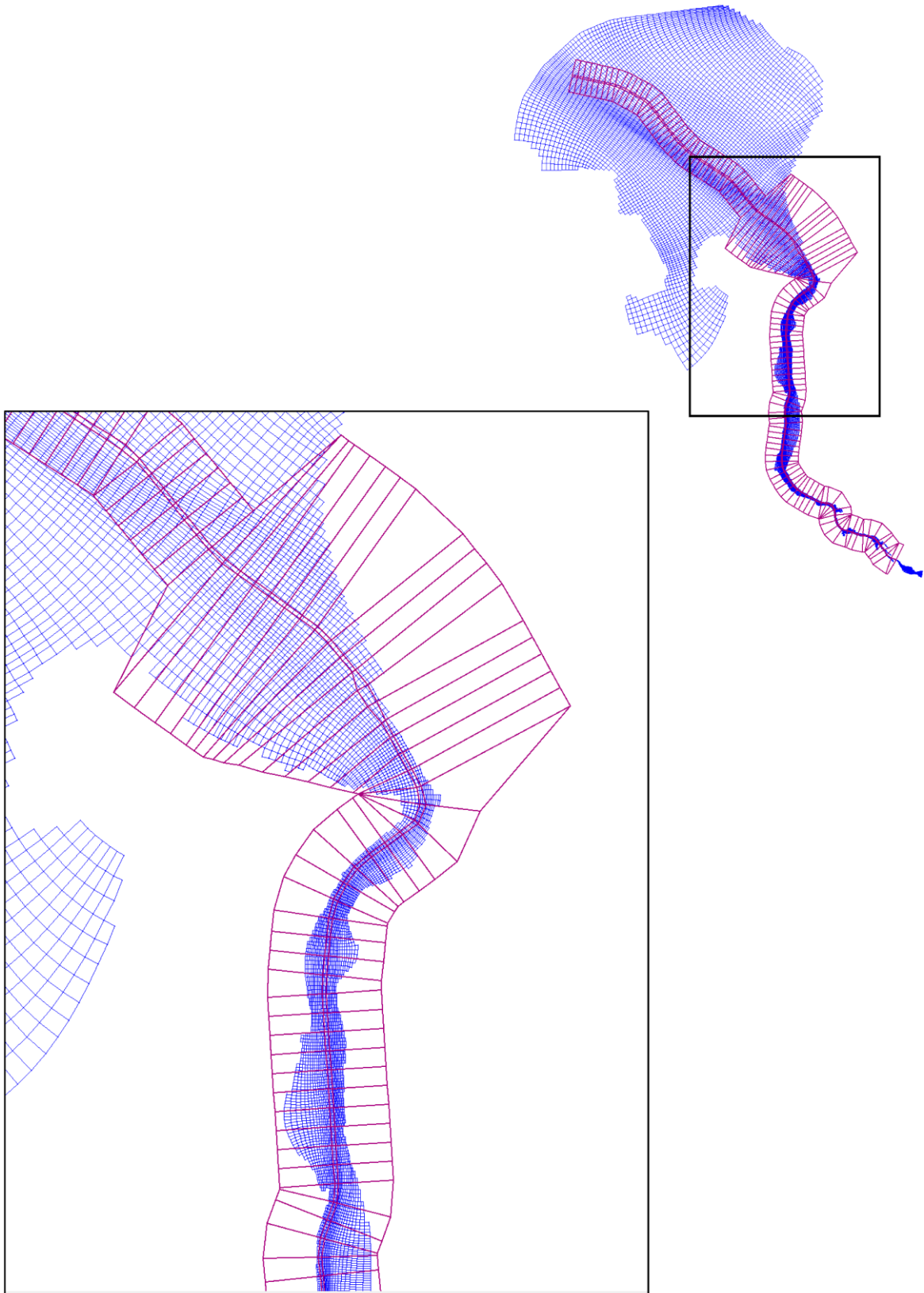


Abbildung B.11: Polygone für Bilanzierung der Sedimenttransportflüsse für *CumTotT* und *CumDep*. Die Polygone haben eine Ausdehnung von einem Km gemäß der Weserkilometrierung in longitudinaler Rich-

tung und erstrecken sich orthogonal zur Fahrrinne. In der Unterweser bis ca. Km 80 in der Außenweser decken die Polygone den Modellausschnitt über den gesamten Querschnitt ab. Modellergebnisse.

C Modellergebnisse

C.1 Hydrodynamik und Salztransport

C.1.1 Vergleich Modell mit Messungen

Tabelle C.6: Wurzel des mittleren quadratischen Abweichung (RMSE) sowie mit maximaler örtlicher Variation normierter Wert (NRMSE) von modellierten und gemessenen Wasserständen und Salzgehalten an Pegeln im Modellgebiet (vgl. Abbildung 2.10, Tabelle B.3) für 2009.

Station	Weser Km	Variable	Einheit	RMSE	NRSME (%)
ALW	115,00	wl	m	0,06	1,07
DWG	92,66	wl	m	0,13	2,11
RSS	79,94	wl	m	0,14	2,26
BAL	66,64	wl	m	0,19	2,99
NUF	55,81	wl	m	0,19	2,94
RFL	46,46	wl	m	0,16	2,47
BRA	39,18	wl	m	0,19	2,92
EFL	33,32	wl	m	0,25	3,81
FAR ¹	26,26	wl	m	0,34	5,31
VEG	17,84	wl	m	0,42	6,32
OSL	8,37	wl	m	0,44	6,40
WBR	0,04	wl	m	0,43	6,28
ALW	115,00	sa ²	ppt	2,09	21,62
DWG	92,66	sa ^{2,3}	ppt	2,64	12,47
RSS	79,94	sa ²	ppt	2,60	9,83
BAL	66,64	sa ²	ppt	3,40	13,43
NUF	55,81	sa ^{2,3}	ppt	1,67	7,90
RFL	46,46	sa ²	ppt	1,00	6,09
BRA	39,18	sa ²	ppt	0,33	4,91
EFL	33,32	sa ^{2,3}	ppt	0,16	3,77
FAR ¹	26,26	sa ^{2,3}	ppt	0,04	6,54

¹ Für den Vergleich mit Messdaten wird ein entsprechender Modellwert in der Fahrrinne herangezogen, um Fehler aufgrund der relativ groben Diskretisierung (künstliches Trockenfallen) zu vermeiden.

² Es wird nur der Zeitraum Feb-Dez 2009 ausgewertet, um Einflüsse von Anfangsbedingungen auszuschließen.

³ Datenlücken wurden für die Berechnung ausgelassen

Parameter: water level (wl)

Statistics: median (TMed), q75%, q25%, max, min

Time: 2009 (TS090103A1)

Location: Km 25-85

Layer: 1 (s)

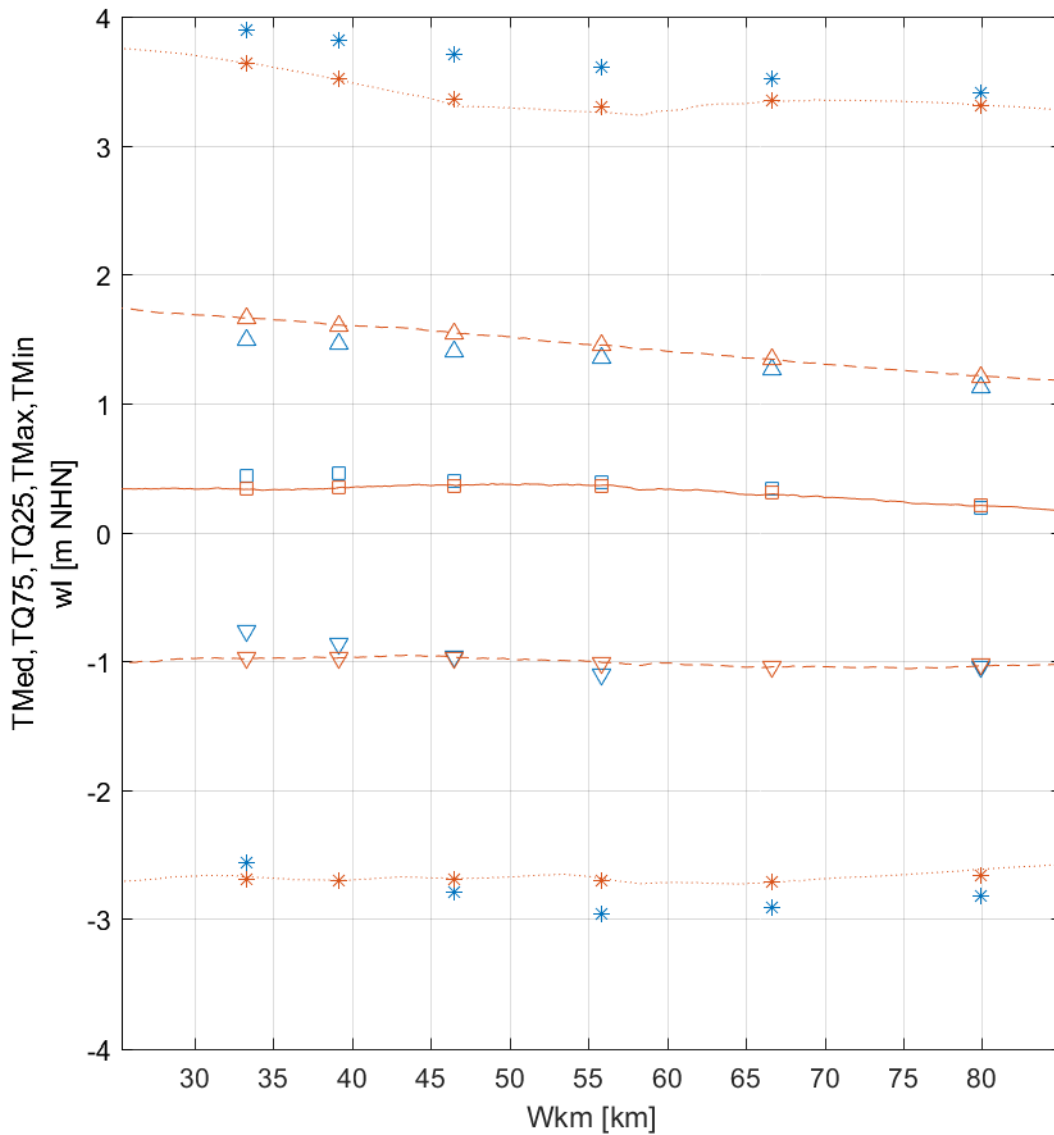
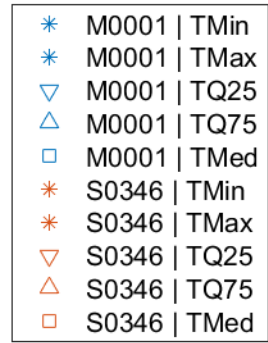


Abbildung C.12: Median, Quantile und Extremwerte der Zeitreihen (Februar bis Dezember 2009) der gemessenen und modellierten Wasserstände wl an Messstationen (BRA,RFL,NUF,BAL,RSS) und im Längsschnitt (Km 25 – 75).

Parameter: salinity (sa)
 Statistics: median, q75%, q25%, max, min
 Time: Feb-Dec 2009 (TS0902M11)
 Location: Km 25-85
 Layer: -3 m NHN (z)

*	M0001 TMin
*	M0001 TMax
▽	M0001 TQ25
△	M0001 TQ75
□	M0001 TMed
*	S0346 TMin
*	S0346 TMax
▽	S0346 TQ25
△	S0346 TQ75
□	S0346 TMed

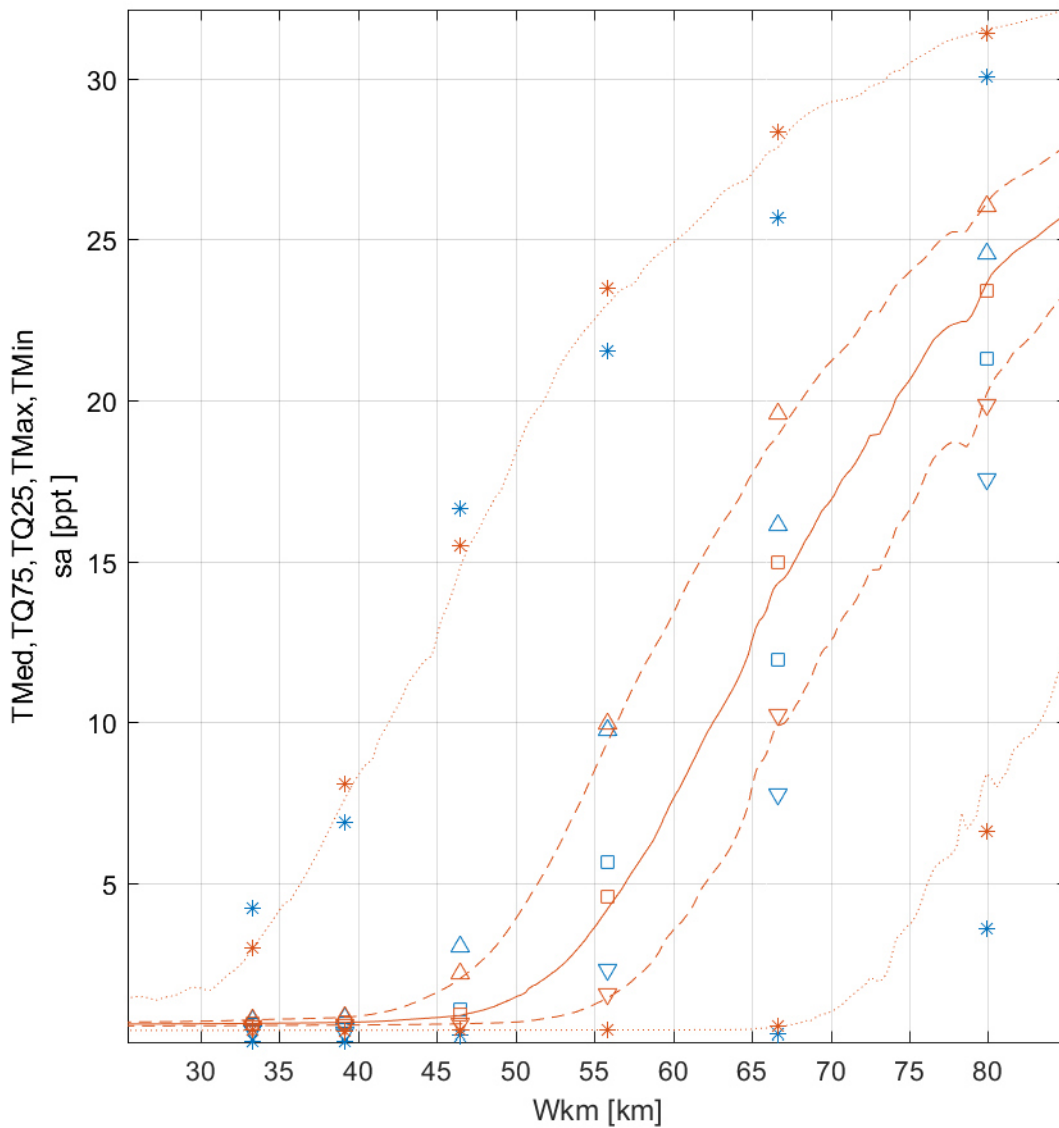


Abbildung C.13: Median, Quantile und Extremwerte der Zeitreihen (Februar bis Dezember 2009) der gemessenen und modellierten Salzverteilung sa an Messstationen (BRA,RFL,NUF,BAL,RSS) und im Längsschnitt (Km 25 – 85).

Parameter: water level (wl)
 Time: 10.03-27.03.2009 (TS090310D17)
 Location: Nordenham Unterfeuer (Km 55.81)
 Layer: 1 (s)

M0001 | measured
 S0346 | simulation

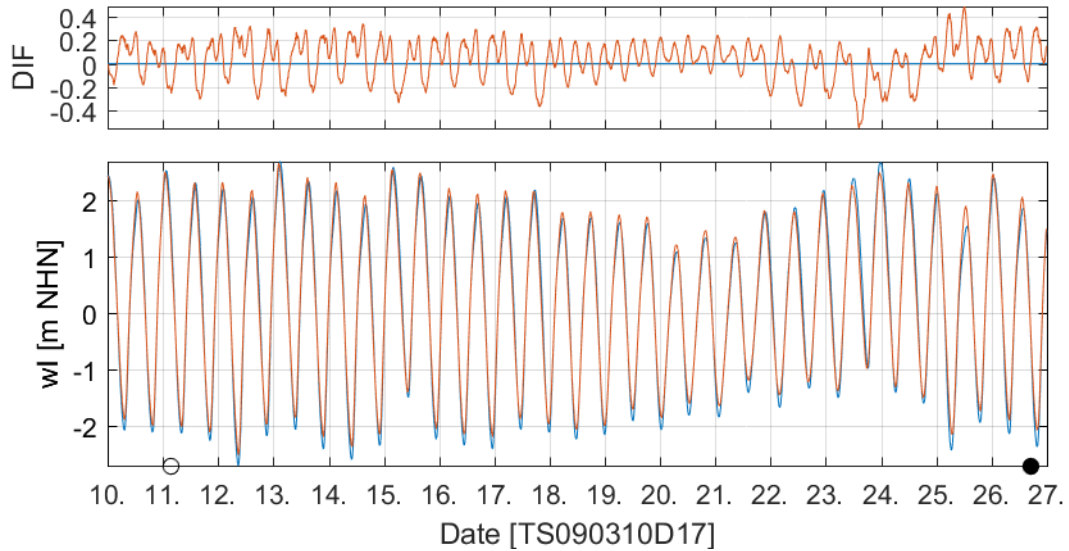


Abbildung C.14: Gemessener (M0001) und modellierter (S0346) Wasserstand *wl* und Differenz zu Messung (DIF) an Messstation NUF vom 10.03-27.03.2009.

Parameter: salinity (sa)
 Time: 10.03-27.03.2009 (TS090310D17)
 Location: Nordenham Unterfeuer (Km 55.81)
 Layer: -3.48 m NHN (z)

M0001 | measured
 S0346 | simulation

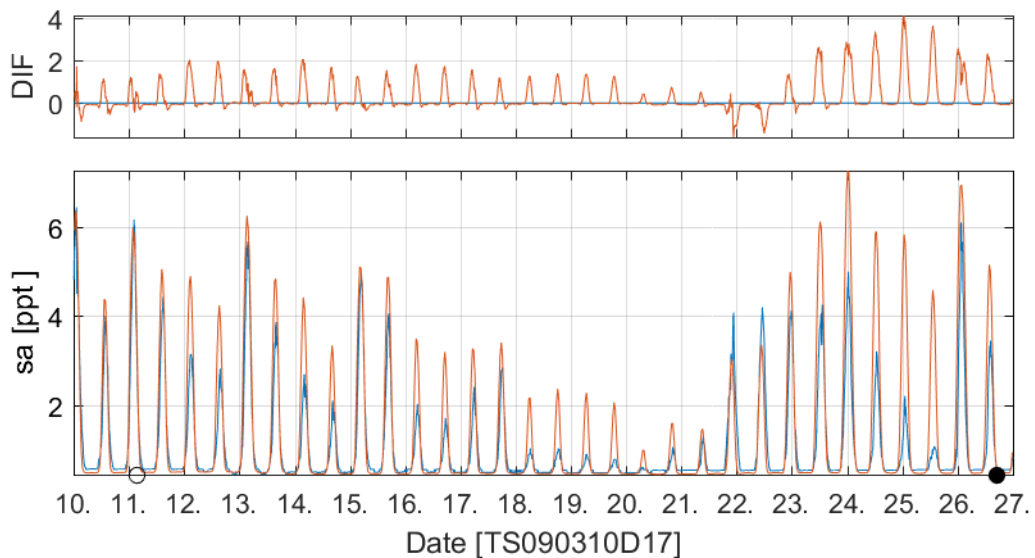


Abbildung C.15: Gemessener (M0001) und modellierter (S0346) Salzgehalt *sa* und Differenz zu Messung (DIF) an Messstation NUF vom 10.03-27.03.2009.

Parameter: water level (wl)
 Time: 17.10-03.11.2009 (TS091017D17)
 Location: Nordenham Unterfeuer (Km 55.81)
 Layer: 1 (s)

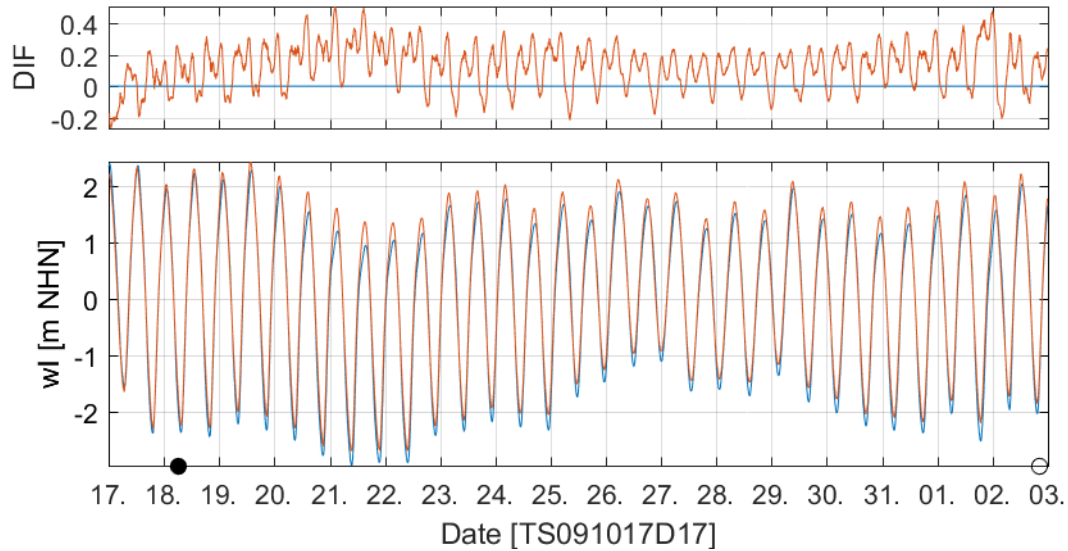


Abbildung C.16: Gemessener (M0001) und modellierter (S0346) Salzgehalt *sa* und Differenz zu Messung (DIF) an Messstation NUF vom 17.10-03.11.2009.

Parameter: salinity (sa)
 Time: 17.10-03.11.2009 (TS091017D17)
 Location: Nordenham Unterfeuer (Km 55.81)
 Layer: -3.48 m NHN (z)

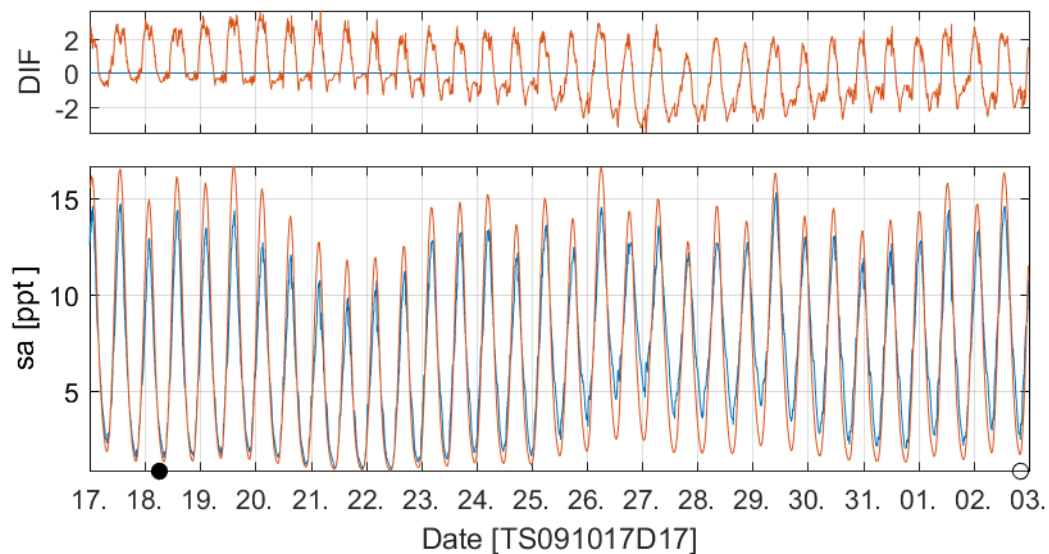


Abbildung C.17: Gemessener (M0001) und modellierter (S0346) Salzgehalt *sa* und Differenz zu Messung (DIF) an Messstation NUF vom 17.10-03.11.2009.

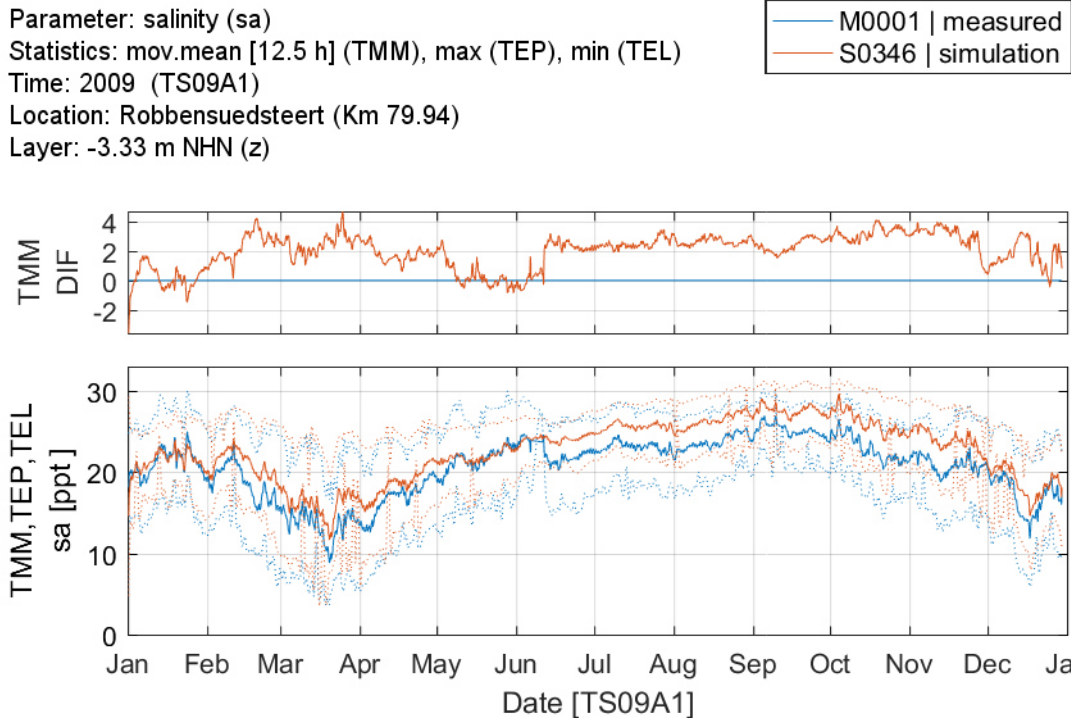


Abbildung C.18: Tidegemittelter gemessener (M0001) und modellierter (S0346) Salzgehalt sa und tidegemittelte Differenz zu Messung (DIF) an Messstation RSS von Februar bis Dezember 2009.

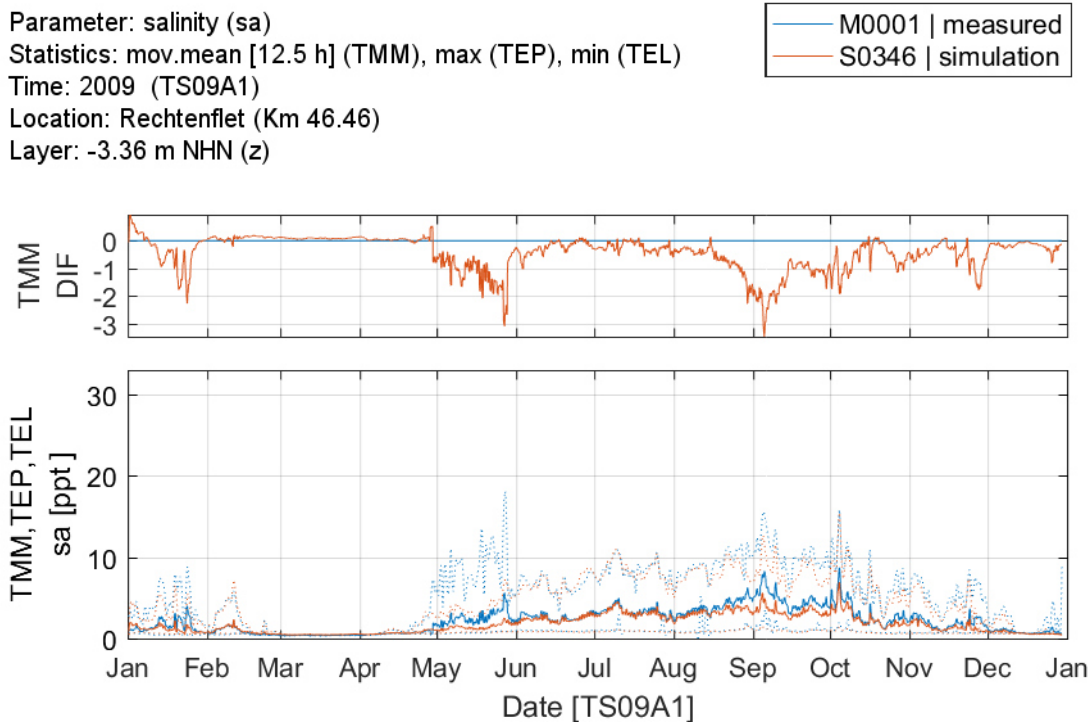


Abbildung C.19: Tidegemittelter gemessener (M0001) und modellierter (S0346) Salzgehalt sa und tidegemittelte Differenz zu Messung (DIF) an Messstation RFL von Februar bis Dezember 2009.

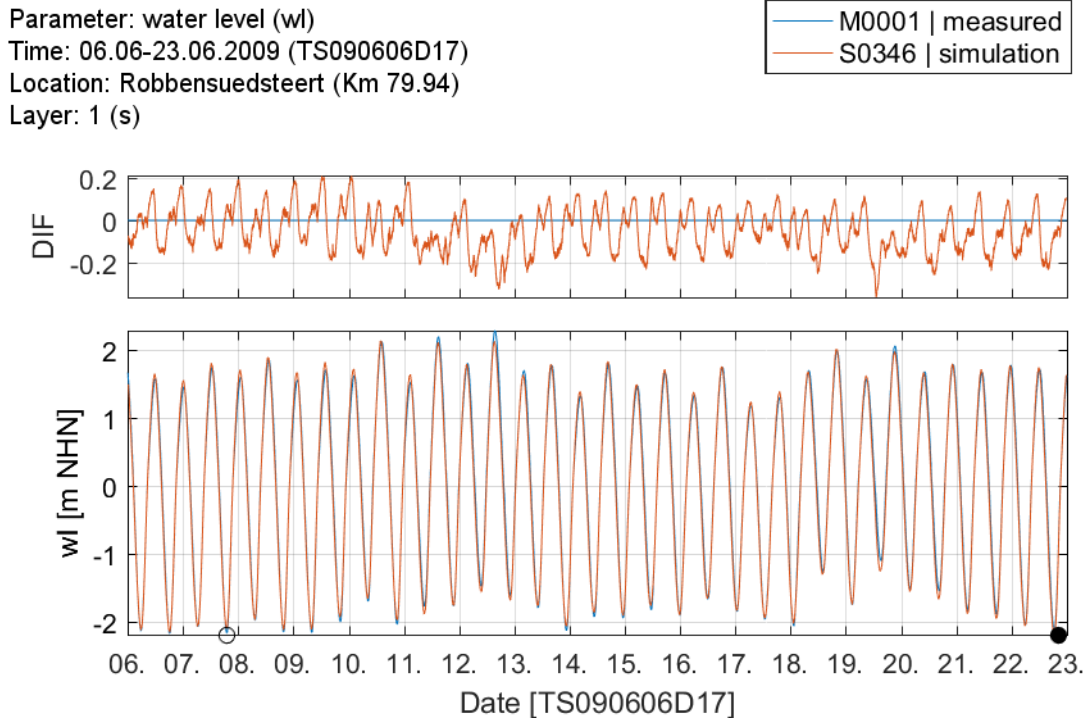


Abbildung C.20 : Gemessener (M0001) und modellierter (S0346) Wasserstand wl und Differenz zu Messung (DIF) an Messstation RSS vom 06.06-23.06.2009.

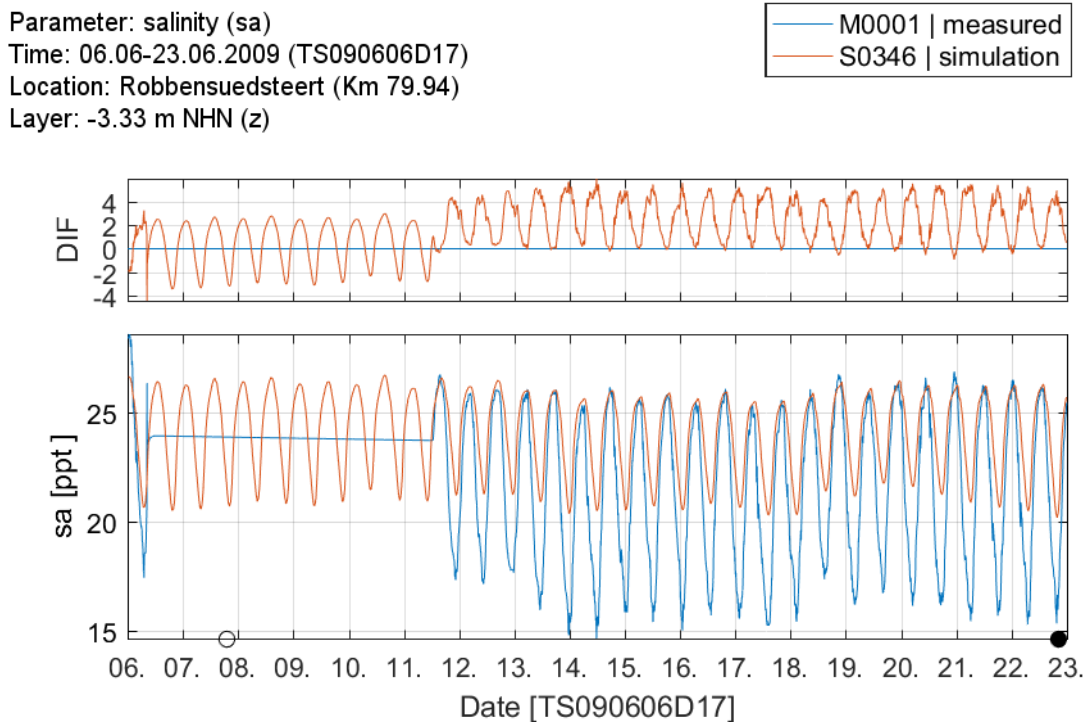


Abbildung C.21: gemessener (M0001) und modellierter (S0346) Salzgehalt sa und Differenz zu Messung (DIF) an Messstation RSS vom 06.06-23.06.2009 (Messdatenlücke vom 06.06 – 12.06.2009).

Parameter: water level (wl)
 Time: 06.06-23.06.2009 (TS090606D17)
 Location: Rechtenflet (Km 46.46)
 Layer: 1 (s)

M0001 | measured
 S0346 | simulation

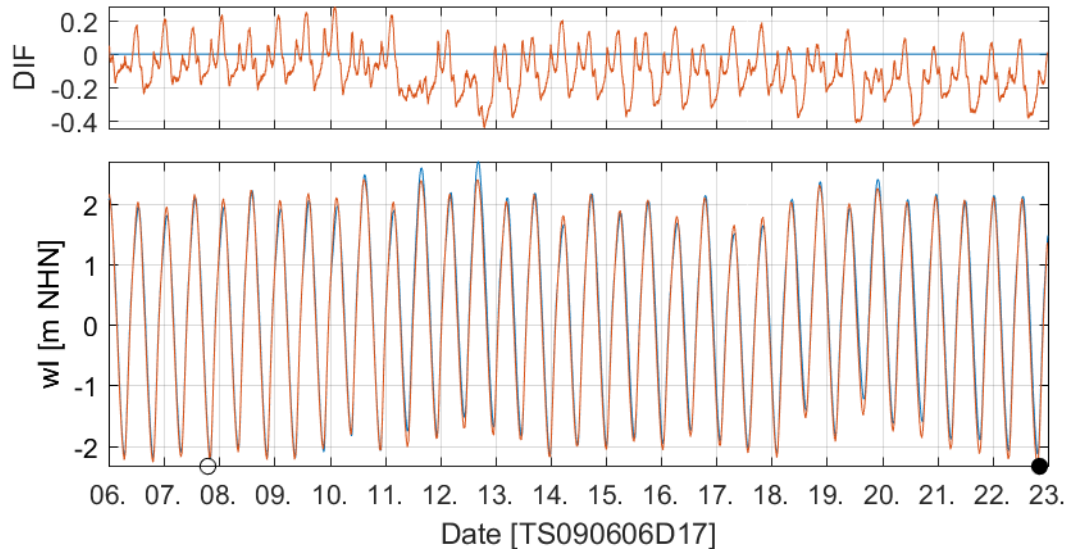


Abbildung C.22: Gemessener (M0001) und modellierter (S0346) Salzgehalt *sa* und Differenz zu Messung (DIF) an Messstation NUF vom 06.06-23.06.2009.

Parameter: salinity (sa)
 Time: 06.06-23.06.2009 (TS090606D17)
 Location: Rechtenflet (Km 46.46)
 Layer: -3.36 m NHN (z)

M0001 | measured
 S0346 | simulation

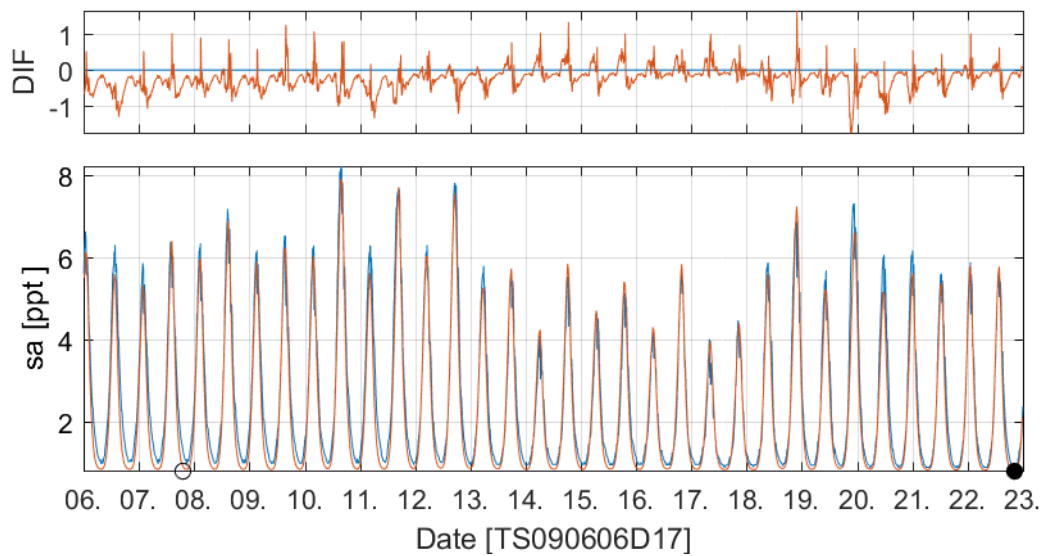


Abbildung C.23: Gemessener (M0001) und modellierter (S0346) Salzgehalt *sa* und Differenz zu Messung (DIF) an Messstation NUF vom 06.06-23.06.2009.

C.2 Ästuarine Zirkulation und Tideasymmetrien

C.2.1 Residuale Strömung durch Querschnitte

Scenario: S0346 | simulation
 Statistics: mean (TM)
 Time: Mar 2009 [57 Tides] (TS090311T57)
 Location: Km 75
 Layer: 1...10 (s)

hor.orth. velocity (vhn)
 salinity (sa)

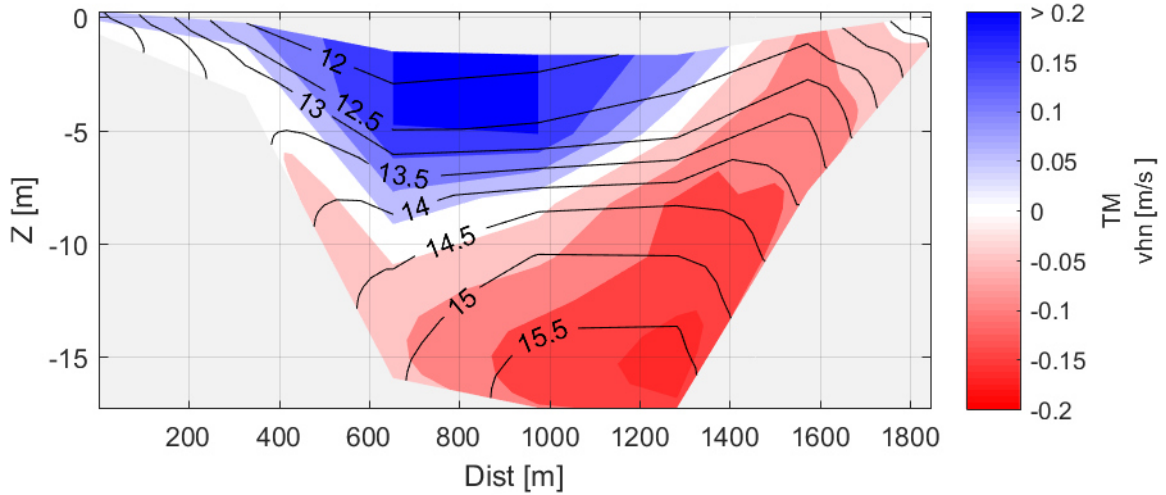


Abbildung C.24: Modellierte residuale horizontale, orthogonale Geschwindigkeitskomponente (v_{hn}) zum Querschnitt und mittlere Salzverteilung (sa [ppt]) am Querschnitt Km 75 für 57 Tiden im März 2009 (Flutstrom: rot; Ebbstrom: blau).

Scenario: S0346 | simulation
 Statistics: mean (TM)
 Time: Mar 2009 [57 Tides] (TS090311T57)
 Location: Km 55
 Layer: 1...10 (s)

hor.orth. velocity (vhn)
 salinity (sa)

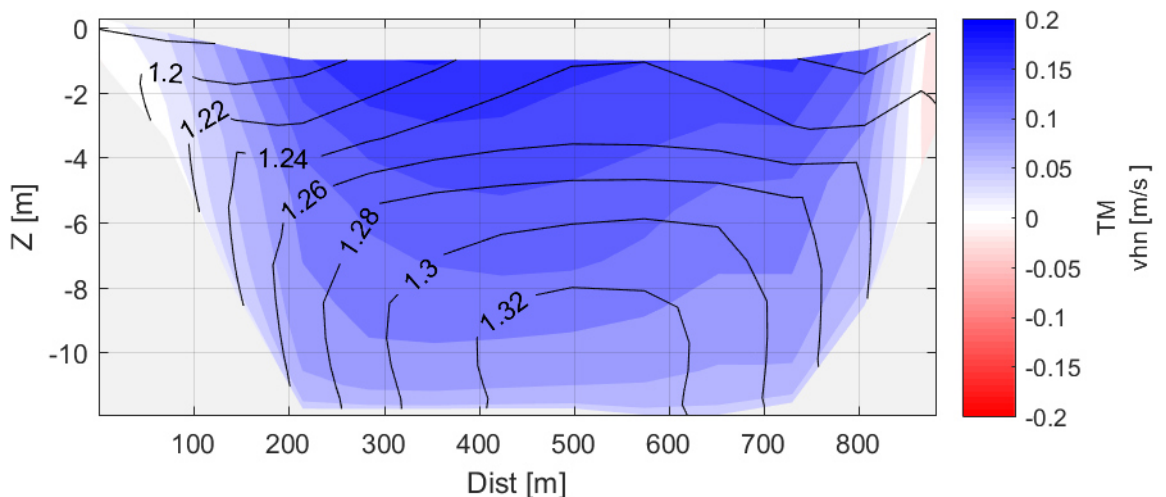


Abbildung C.25: Modellierte residuale horizontale, orthogonale Geschwindigkeitskomponente (v_{hn}) zum Querschnitt und mittlere Salzverteilung (sa [ppt]) am Querschnitt Km 55 für 57 Tiden im März 2009 (Flutstrom: rot; Ebbstrom: blau).

Scenario: S0346 | simulation
 Statistics: mean (TM)
 Time: Oct 2009 [57 Tides] (TS091004T57)
 Location: Km 75
 Layer: 1...10 (s)

hor.orth. velocity (vhn)
 salinity (sa)

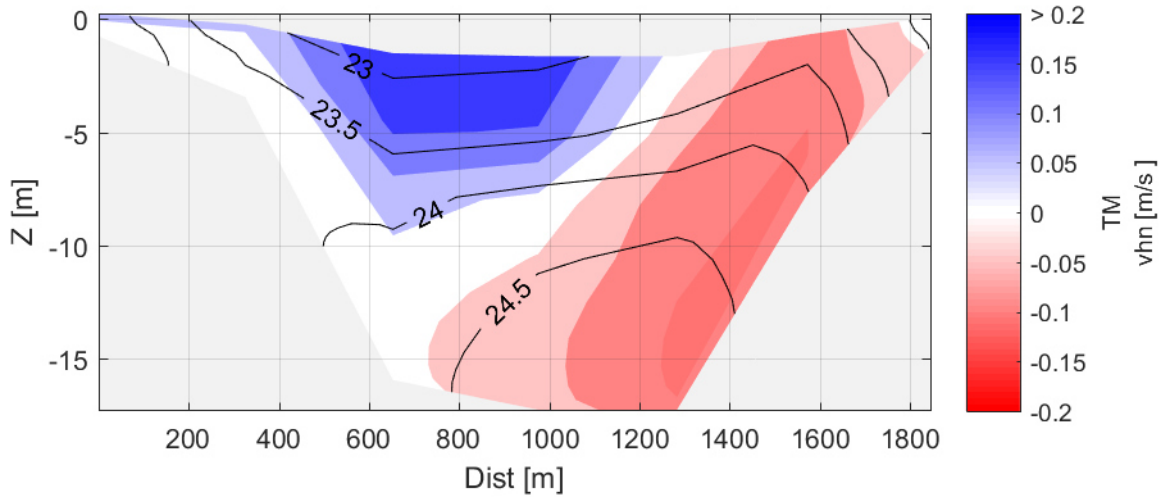


Abbildung C.26: Modellierte residuale horizontale, orthogonale Geschwindigkeitskomponente (v_{hn}) zum Querschnitt und mittlere Salzverteilung (sa [ppt]) am Querschnitt Km 75 für 57 Tiden im Oktober 2009.

Scenario: S0346 | simulation
 Statistics: mean (TM)
 Time: Oct 2009 [57 Tides] (TS091004T57)
 Location: Km 55
 Layer: 1...10 (s)

hor.orth. velocity (vhn)
 salinity (sa)

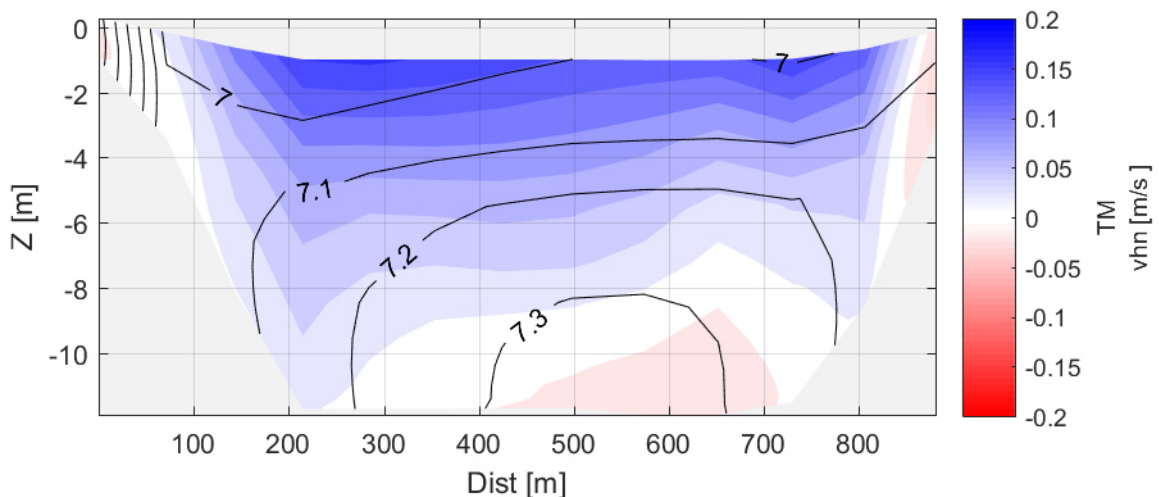


Abbildung C.27: Modellierte residuale horizontale, orthogonale Geschwindigkeitskomponente (v_{hn}) und mittlere Salzverteilung (sa [ppt]) am Querschnitt Km 55 für 57 Tiden im Oktober 2009 (Flutstrom: rot; Ebbstrom: blau).

C.2.2 Tideverhältnisse der residualen Strömung im Längsschnitt

Scenario: S0346 | simulation

Statistics: mean (TM)

Time: Mar 2009 [57 Tides] (TS090311T57)

Location: Km 0-85

Layer: 1...10 (s)

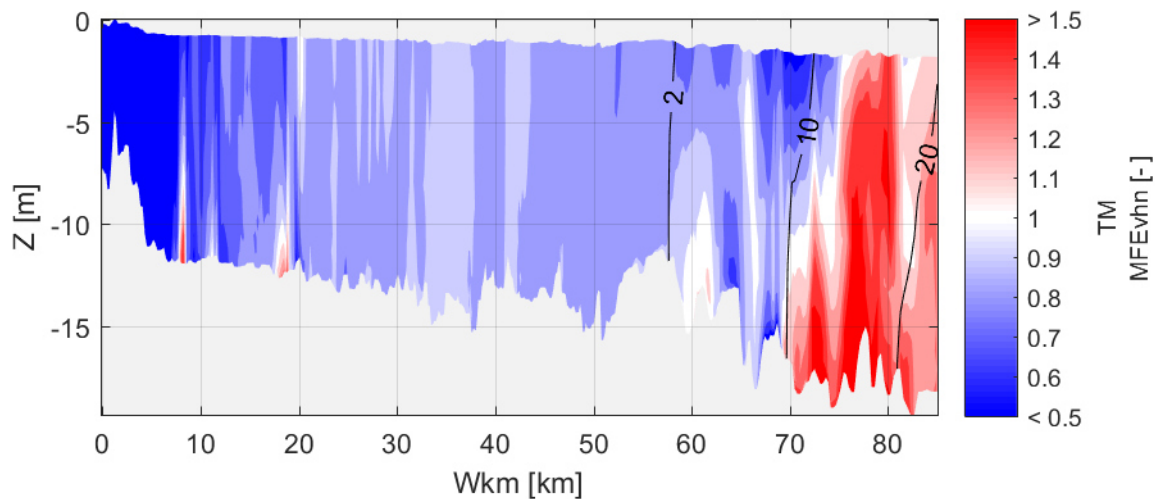
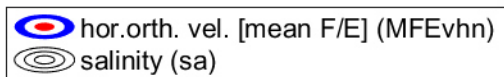


Abbildung C.28: Verhältnis der modellierten residuale orthogonale Geschwindigkeitskomponente (v_{hn}) zu Querschnitten zwischen Km 0-85 mit mittlerem Salzgehalt (sa [ppt]) für 57 Tiden im März 2009 im Längsschnitt Km 0-85 (Flutstrom: rot; Ebbstrom: blau; überhöhte Darstellung).

Scenario: S0346 | simulation

Statistics: mean (TM)

Time: Oct 2009 [57 Tides] (TS091004T57)

Location: Km 0-85

Layer: 1...10 (s)

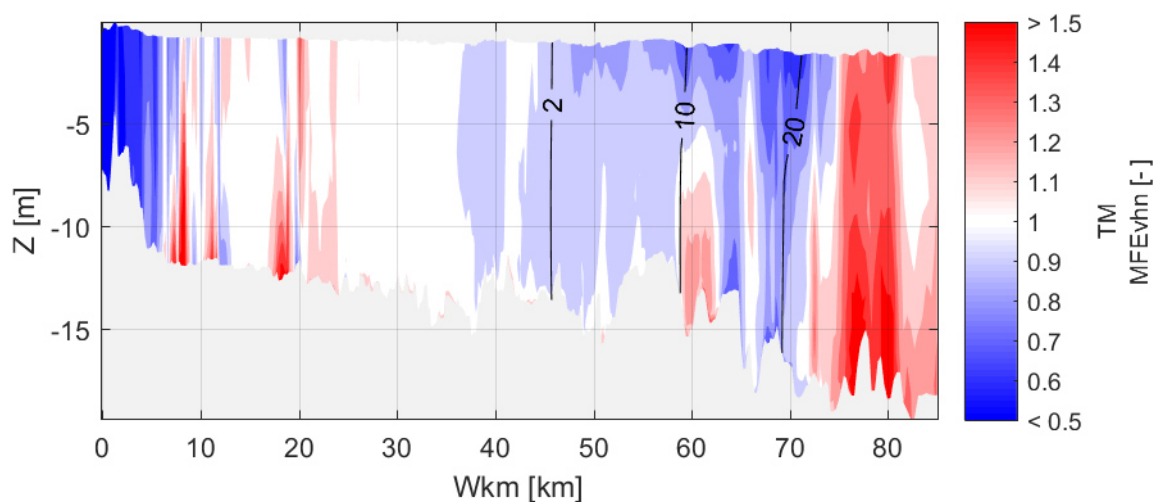
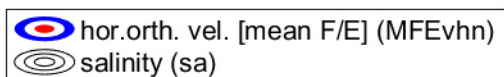


Abbildung C.29: Verhältnis der modellierten residuale orthogonale Geschwindigkeitskomponente (v_{hn}) zu Querschnitten zwischen Km 0-85 mit mittlerem Salzgehalt (sa [ppt]) für 57 Tiden im Oktober 2009 im Längsschnitt Km 0-85 (Flutstrom: rot; Ebbstrom: blau; überhöhte Darstellung).

C.2.3 Residuale Flutströmung in unterer Wassersäule

Scenario: S0346 | simulation

Statistics: mean (TM)

Time: Mar 2009 [57 Tides] (TS090311T57)

Location: Km 50-72

Layer: 1...10 (s)

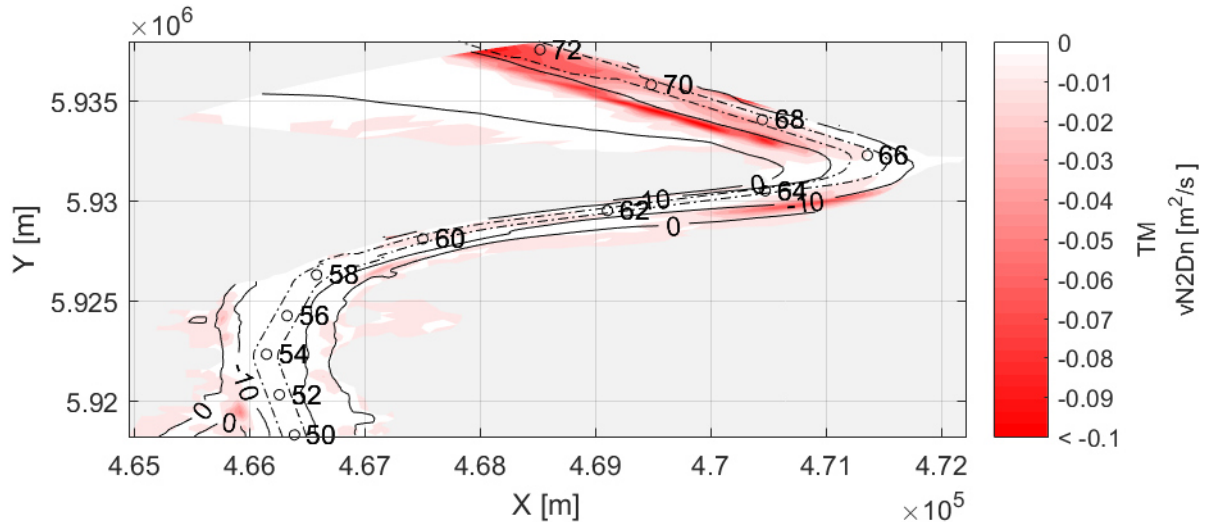


Abbildung C.30: Modellerte tiefengemittelte (nur vertikaler Anteil in Flutstromrichtung) residuale orthogonale Flutstromgeschwindigkeitskomponente ($vN2Dn$) zwischen Km 50-72 für 572 Tiden im März 2009 (Flutstrom: neg., rot; verzerrte räuml. Darstellung)

Scenario: S0346 | simulation

Statistics: mean (TM)

Time: Oct 2009 [57 Tides] (TS091004T57)

Location: Km 50-72

Layer: 1...10 (s)

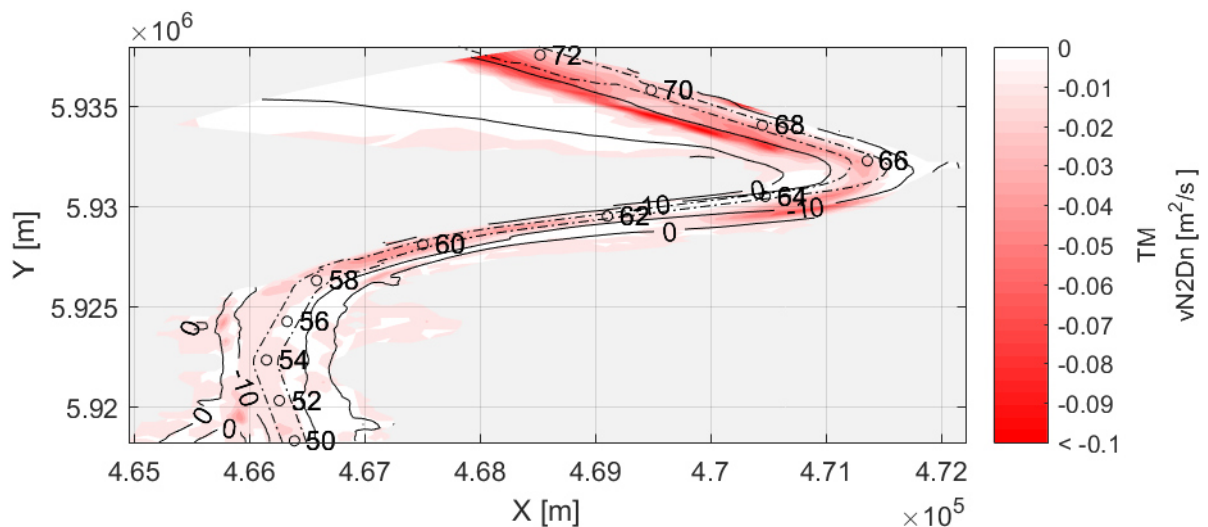


Abbildung C.31: Modellerte tiefengemittelte (nur vertikaler Anteil in Flutstromrichtung) residuale orthogonale Flutstromgeschwindigkeitskomponente ($vN2Dn$) zwischen Km 50-72 für 572 Tiden im Oktober 2009 (Flutstrom: neg., rot; verzerrte räuml. Darstellung)

C.2.4 Turbulente Durchmischung

Scenario: S0346 | simulation

Time: 06.06-08.06.2009 (TS090606D2)

Location: Weser Km 80

Layer: 1...10 (s)

salinity (sa)

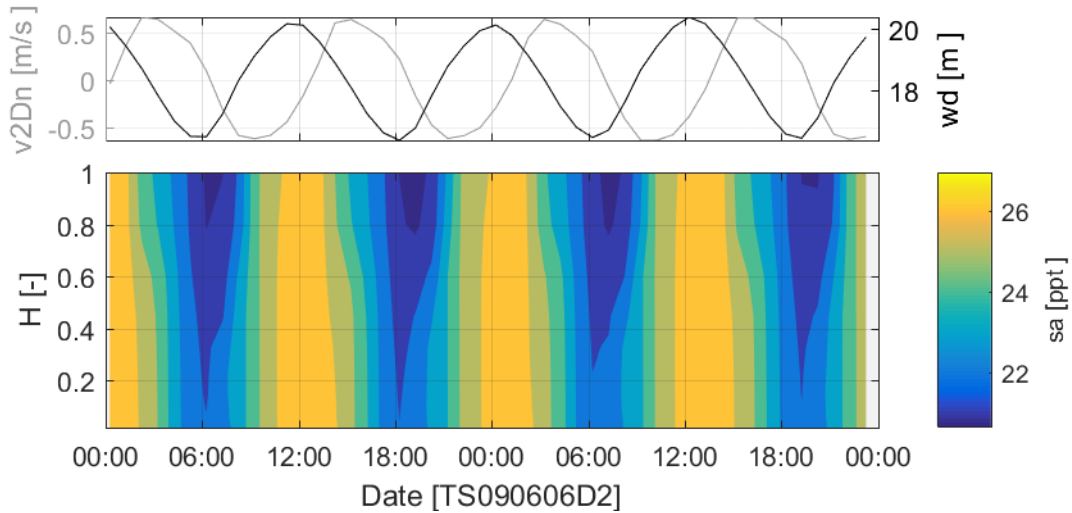


Abbildung C.32: Exemplarische Darstellung der vertikalen Salzverteilung (sa) über die relative Wassertiefe (H) vom 06.-08.06.2009 bei Km 80 mit lokaler Wassertiefe wd und tiefengemittelter horizontaler orthogonaler Geschwindigkeit ($v2Dn$) (Flutstrom: negativ; Ebbstrom: positiv).

Scenario: S0346 | simulation

Time: 06.06-08.06.2009 (TS090606D2)

Location: Weser Km 80

Layer: 1...11 (s)

vert. eddy diff. (kv)

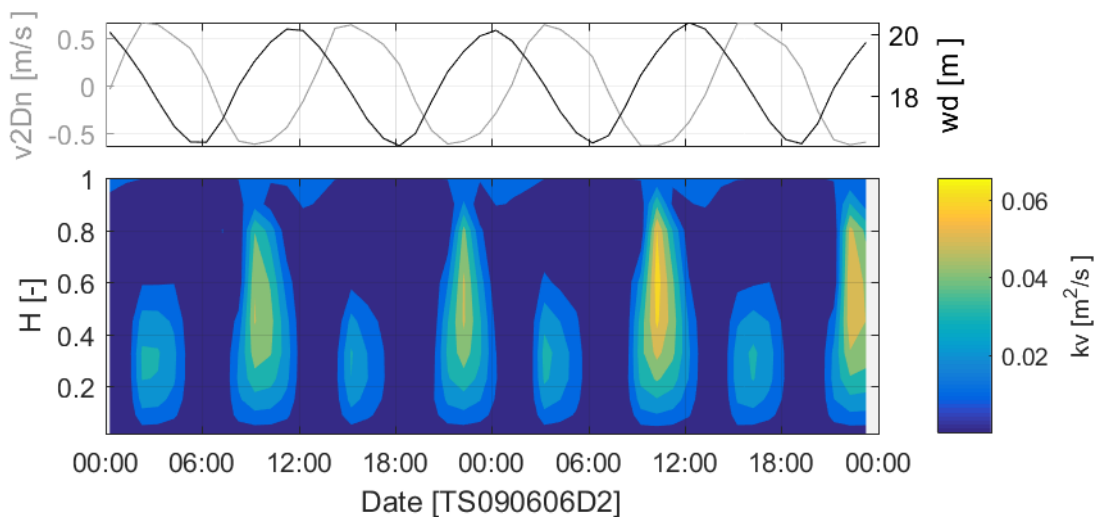


Abbildung C.33: Exemplarische Darstellung der vertikalen turbulenten Diffusivität (vert. eddy diff. – kv) über die relative Wassertiefe (H) vom 06.-08.06.2009 bei Km 80 mit lokaler Wassertiefe wd und tiefengemittelter horizontaler orthogonaler Geschwindigkeit ($v2Dn$) (Flutstrom: negativ; Ebbstrom: positiv).

Scenario: S0346 | simulation
 Time: 06.06-08.06.2009 (TS090606D2)
 Location: Weser Km 55
 Layer: 1...10 (s)

salinity (sa)

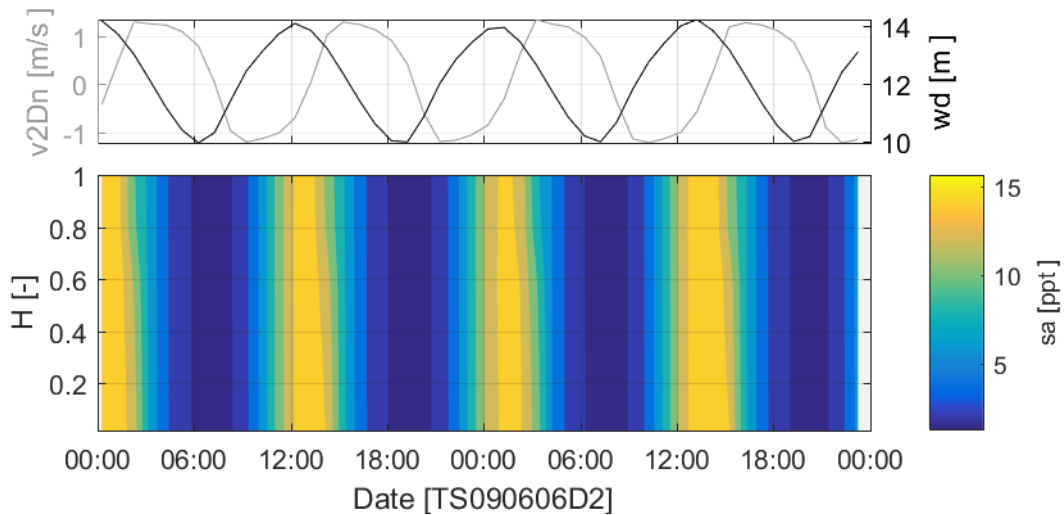


Abbildung C.34: Exemplarische Darstellung der vertikalen Salzverteilung (sa) über die relative Wassertiefe (H) vom 06.-08.06.2009 bei Km 55 mit lokaler Wassertiefe (wd) und tiefengemittelter horizontaler orthogonaler Geschwindigkeit ($v2Dn$) (Flutstrom: negativ; Ebbstrom: positiv).

Scenario: S0346 | simulation
 Time: 06.06-08.06.2009 (TS090606D2)
 Location: Weser Km 55
 Layer: 1...11 (s)

vert. eddy diff. (k_v)

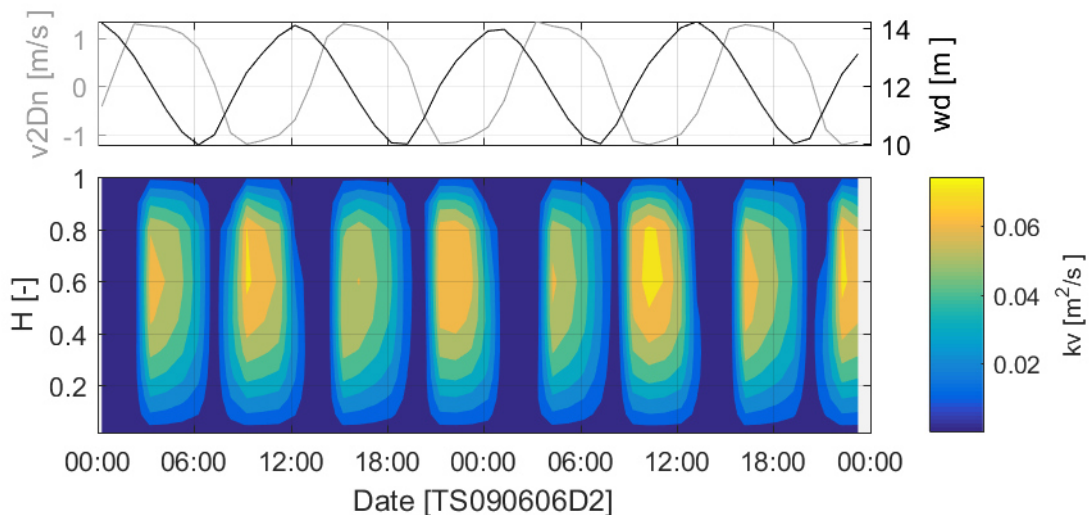


Abbildung C.35: Exemplarische Darstellung der vertikalen turbulenten Diffusivität (vert. eddy diff. – k_v), über die relative Wassertiefe (H) vom 06.-08.06.2009 bei Km 55 mit lokaler Wassertiefe wd und tiefengemittelter horizontaler orthogonaler Geschwindigkeit ($v2Dn$) (Flutstrom: negativ; Ebbstrom: positiv).

C.3 Trübungszone und Sedimenttransport

C.3.1 Bodenaustauschparametrisierung

Tabelle C.7: Abgeleiteter Parametersatz für Referenzszenario (S0346) den Bodenaustausch gemäß 2-Layer-Konzept.

Bodenaustauschparameter		Abkürzung	Einheit	Wert
Kritische Sohlschubspannung	Fluff Layer	$\tau_{cr,e,F}$	[N/m ²]	1,0 E-2
	Bed Layer	$\tau_{cr,e,B}$	[N/m ²]	6,0
Erodibilitätskoeffizienten	Fluff Layer	<i>M0</i>	[s/m]	1,0 E-4
		<i>M1</i>	[ms/kg]	1,0 E-1
Sedimentationskoeffizienten	Bed Layer	<i>MB</i>	[kg/m ² s]	1,0 E-1
	Fluff Layer	<i>B0</i>	[kg/m ² s]	1,0
		<i>B1</i>	[1/s]	1,0 E-6

C.3.2 Szenarien und Parametervariation

Tabelle C.8: Übersicht zur gezeigten Auswahl an Messdatensätzen und Simulationsläufen (Szenarien) für vorgestellte Parametervariation. Die übrigen Simulationen stellen die gezeigte Variation des jeweiligen Parameters in Vergleich zum Referenzszenario (S0346) bei ansonsten identischer Parameterkombination dar (Parametervariation). Das Referenzszenario ist als bestes Ergebnis im Vergleich zu den Messungen aufzufassen.

Szenario	Beschreibung	Sinkgeschwindigkeit	Sedimentationskoeffizient	Seeseitige Randkonzentration
		w_s [mm/s]	$B1$ [1/s]	$SSC_{,see}$ [kg/m ³]
M0001	Trübungsmessung WSV	-	-	-
M0002	Baggermengen WSV	-	-	-
S0346	Referenz	2,0	1,0 E-6	0,1
S0374	Variation der Sinkgeschwindigkeit	5,0		
S0404		3,0		
S0347		1,0		
S0436		0,5		
S0437		0,1		
S0370	Variation des Sedimentationskoeffizienten		1,0 E-6	
S0355			5,0 E-6	
S0348			1,0 E-5	
S0445	Variation der seeseitigen Randkonzentration			0,01
S0446				0,03
S0375				0,20
S0379				0,30
S0442	Keine seeseitige Sedimentquelle			0
S0443	Kein Salzgradient ($sa_{ow}=32$ ppt)			0,1

C.3.3 Modelliertes ETM (mETM)

Scenario: S0346 | reference
 Statistics: mov.mean [12.5 h] (TMM)
 Time: 2009 (TS09A1)
 Location: Km 25-85
 Layer: 1...10 (s)

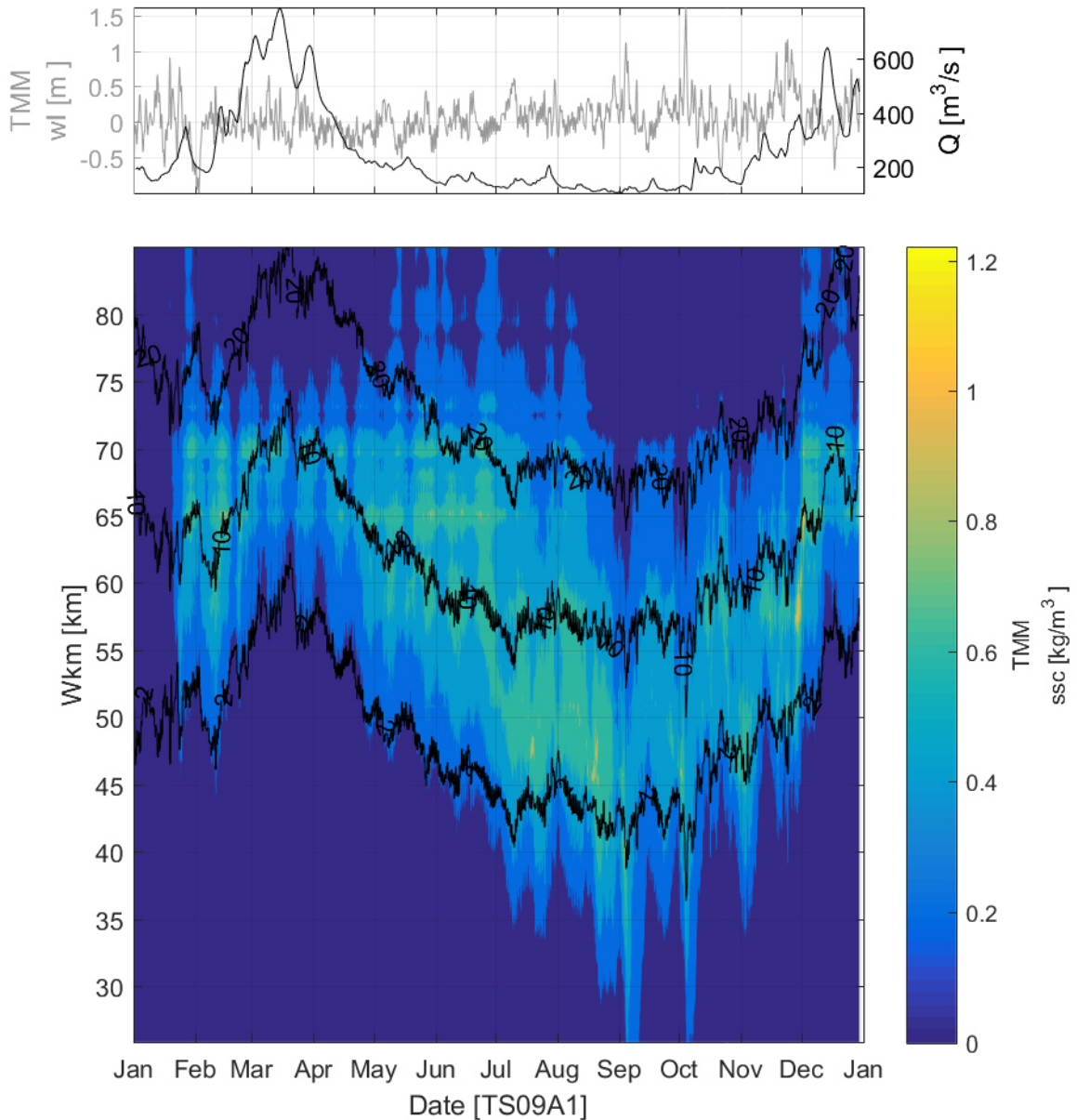
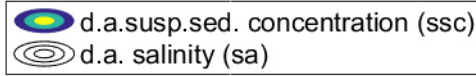


Abbildung C.36: Modelliertes ETM bzw. tiefengemittelte, zeitlich dynamisch gemittelte (12,5 h) suspendierte Sedimentkonzentration (ssc) und Brackwasserzone (2; 10; 20 ppt) bzw. Salzverteilung (sa [ppt]) zwischen Km 25-85 (Fahrrinne) mit Randwerten für Oberwasserabfluss (Q) und mittlerer Wasserstand (wl) am seeseitigen Rand für 2009.

Scenario: S0346 | reference
 Parameter: d.a. salinity (sa)
 Statistics: mean (TM)
 Location: Km 25-85
 Layer: 1...10 (s)

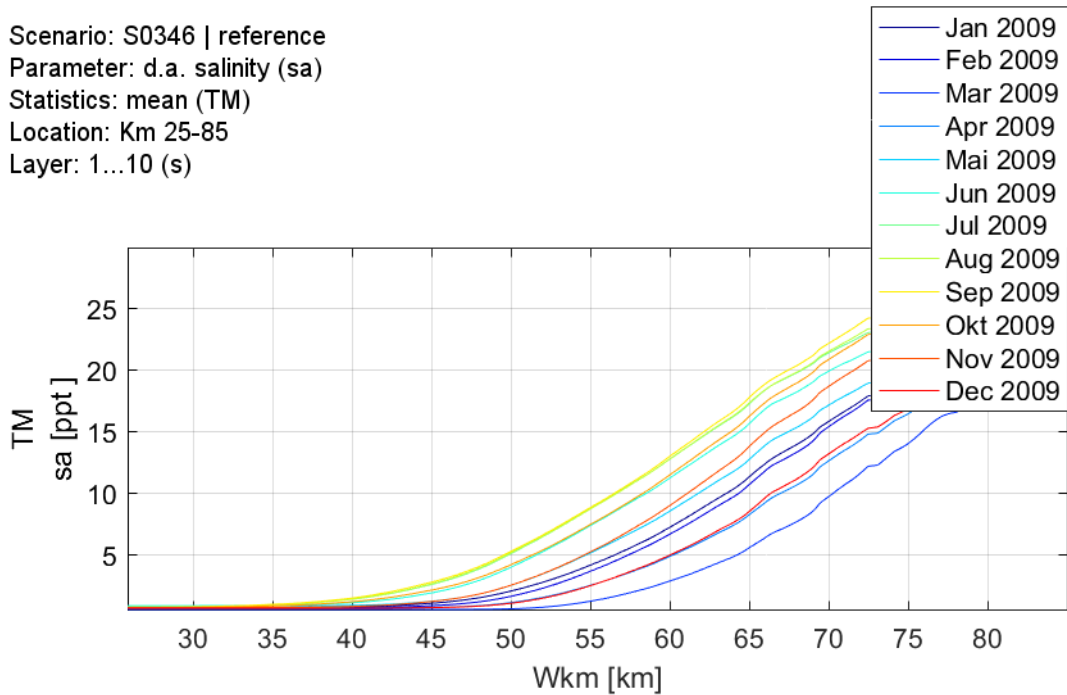


Abbildung C.37: Zeit- und tiefengemittelt modellierte Salzverteilung (*sa*) bzw. Brackwasserzone [*sa* = 2...20 ppt] für einzelne Monate in 2009 zwischen Km 25 – 85.

Scenario: S0346 | reference
 Parameter: d.a.susp.sed. concentration (ssc)
 Statistics: mean (TM)
 Location: Km 25-85
 Layer: 1...10 (s)

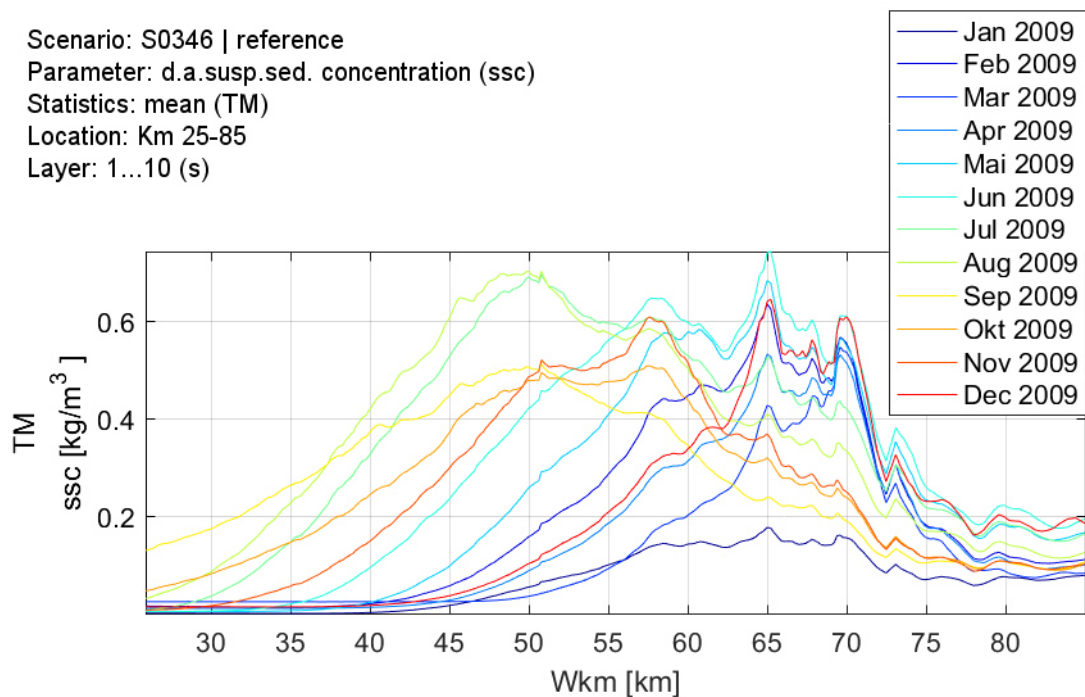


Abbildung C.38: Zeit- und tiefengemittelt modellierten ETM bzw. suspendierte Sedimentkonzentration (*ssc*) für einzelne Monate in 2009 zwischen Km 25 85.

C.3.4 Vergleich mit Messwerten

Tabelle C.9: Wurzel des mittleren quadratischen Abweichung (RMSE) sowie mit maximaler örtlicher Variation normierter Wert (NRMSE) von modellierten und gemessenen äquivalenter suspendierter Sedimentkonzentration an Messstationen im Modellgebiet (vgl. Abbildung 2.10, Tabelle B.3) für Februar bis Dezember 2009.

Station	Weser Km	Variable	Einheit	RMSE	NRSME (%)
BAL	66,64	<i>ssc</i> ¹	kg/m ³	0.16	24.16
NUF	55,81	<i>ssc</i> ^{1,2}	kg/m ³	0.21	19.22
RFL	46,46	<i>ssc</i> ¹	kg/m ³	0.28	22.74
BRA	39,18	<i>ssc</i> ¹	kg/m ³	0.16	14.86
EFL	33,32	<i>ssc</i> ^{1,2}	kg/m ³	0.10	11.12

¹ Es wird nur der Zeitraum Feb-Dez 2009 ausgewertet, um Einflüsse von Anfangsbedingungen auszuschließen.

² Datenlücken wurden für die Berechnung ausgelassen

Parameter: susp. sed. concentration (ssc)
 Statistics: median (TMed), q75%, q25%, max, min
 Time: Feb-Dec 2009 (TS0902M11)
 Location: Km 25-85
 Layer: -3 m NHN (z)

*	M0001 TMin
*	M0001 TMax
▽	M0001 TQ25
△	M0001 TQ75
□	M0001 TMed
*	S0346 TMin
*	S0346 TMax
▽	S0346 TQ25
△	S0346 TQ75
□	S0346 TMed

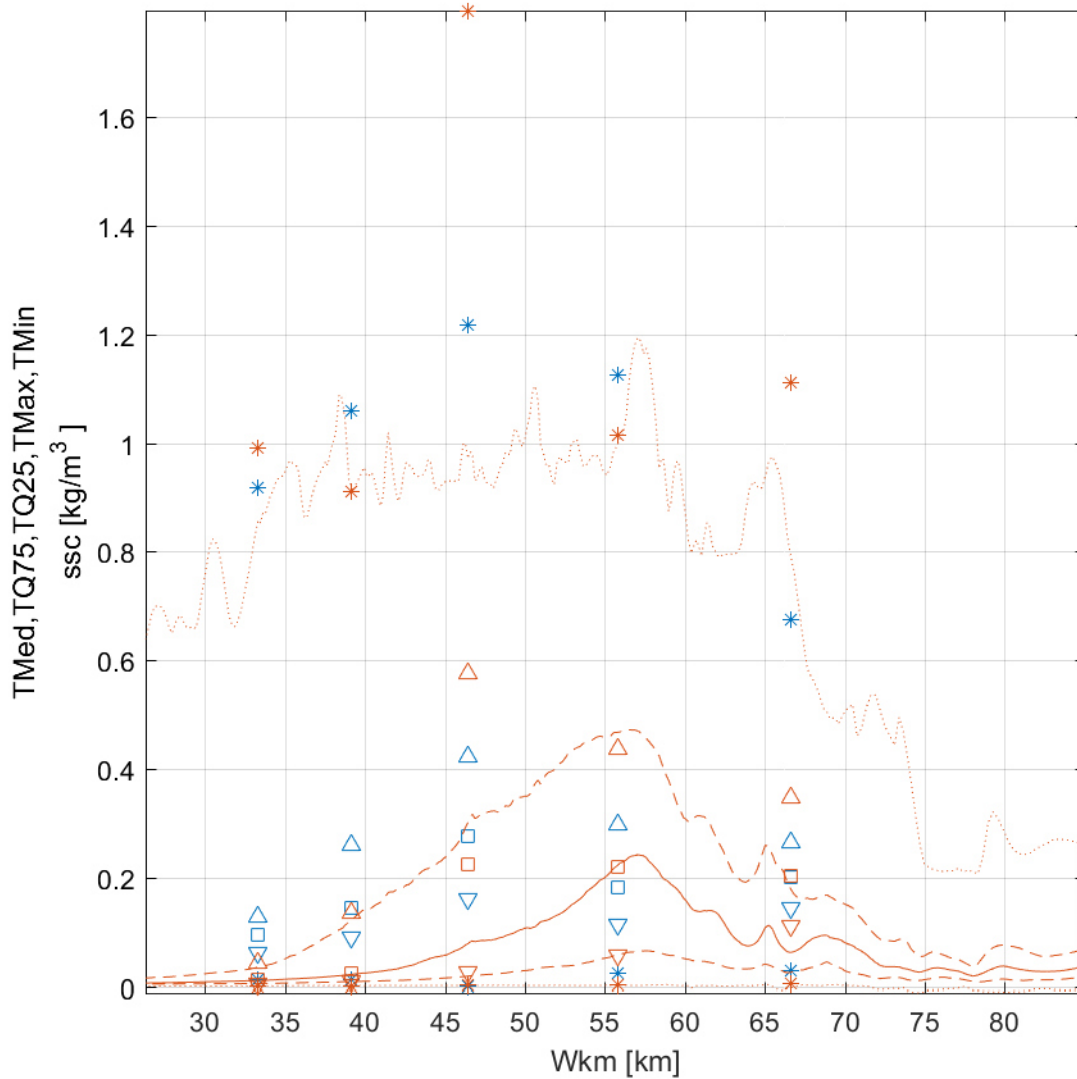


Abbildung C.39: Median, Quantile und Extremwerte der Zeitreihen (Februar bis Dezember 2009) der gemessenen und modellierten suspendierten Sedimentkonzentration (ssc) an Messstationen (BRA,RFL,NUF,BAL) und im Längsschnitt (Km 25 – 85).

Parameter: susp. sed. concentration (ssc)
 Statistics: median (TMed), q75%, q25%, max, min
 Time: Feb-Dec 2009 (TS0902M11)
 Location: Km 25-85
 Layer: -3 m NHN (z)

*	M0001 TMin
*	M0001 TMax
▽	M0001 TQ25
△	M0001 TQ75
□	M0001 TMed
*	S0346 TMin
*	S0346 TMax
▽	S0346 TQ25
△	S0346 TQ75
□	S0346 TMed

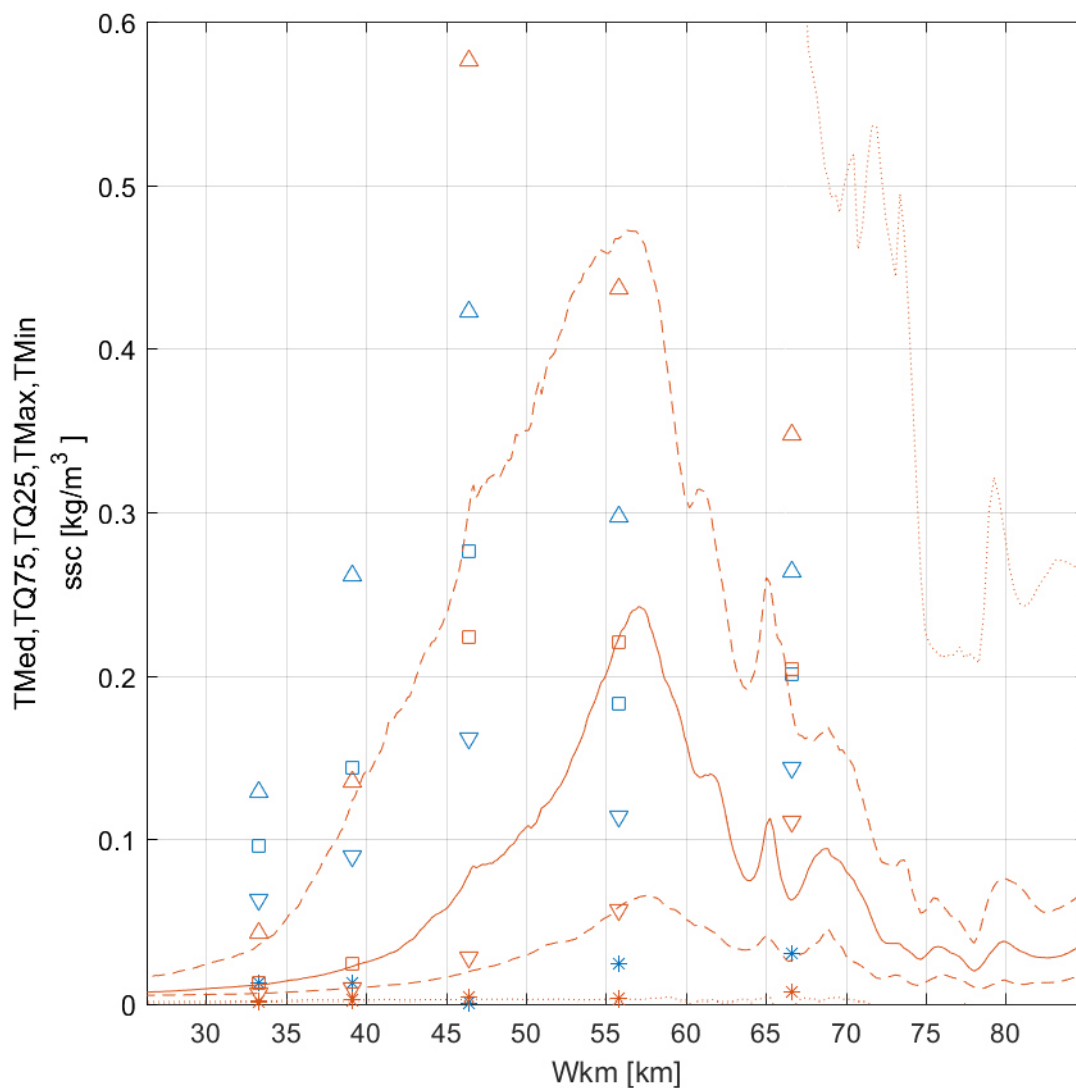


Abbildung C.40: Skalierter Ausschnitt von Abbildung C.39: Median, Quantile und Extremwerte der Zeitreihen (Februar bis Dezember 2009) der gemessenen und modellierten suspendierten Sedimentkonzentration (ssc) an Messstationen (BRA,RFL,NUF,BAL) und im Längsschnitt (Km 25 – 85) für $ssc < 0.6 \text{ kg/m}^3$.

Parameter: susp. sed. concentration (ssc)
 Statistics: mov.mean [12.5 h] (TMM), max (TEP), min (TEL)
 Time: 2009 (TS09A1)
 Location: BH Alter Leuchtturm (Km 66.64)
 Layer: -2.92 m NHN (z)

M0001 | measured
 S0346 | reference

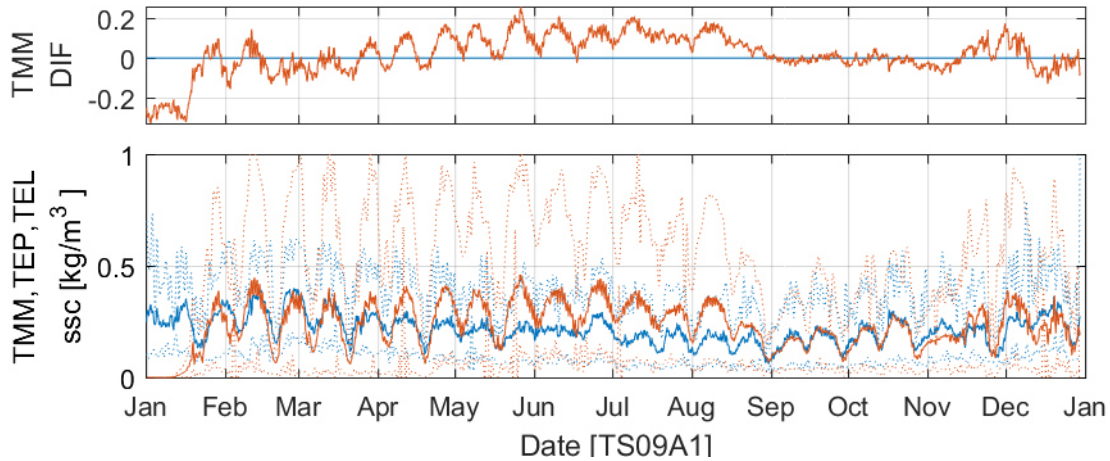


Abbildung C.41: Tidegemittelte gemessene äquivalente (M0001) und modellierte (S0346) suspendierte Sedimentkonzentration (ssc) und tidegemittelte Differenz zu Messung (DIF) an Messstation BAL von Januar bis Dezember 2009.

Parameter: susp. sed. concentration (ssc)
 Statistics: mov.mean [12.5 h] (TMM), max (TEP), min (TEL)
 Time: 2009 (TS09A1)
 Location: Nordenham Unterfeuer (Km 55.81)
 Layer: -2.98 m NHN (z)

M0001 | measured
 S0346 | reference

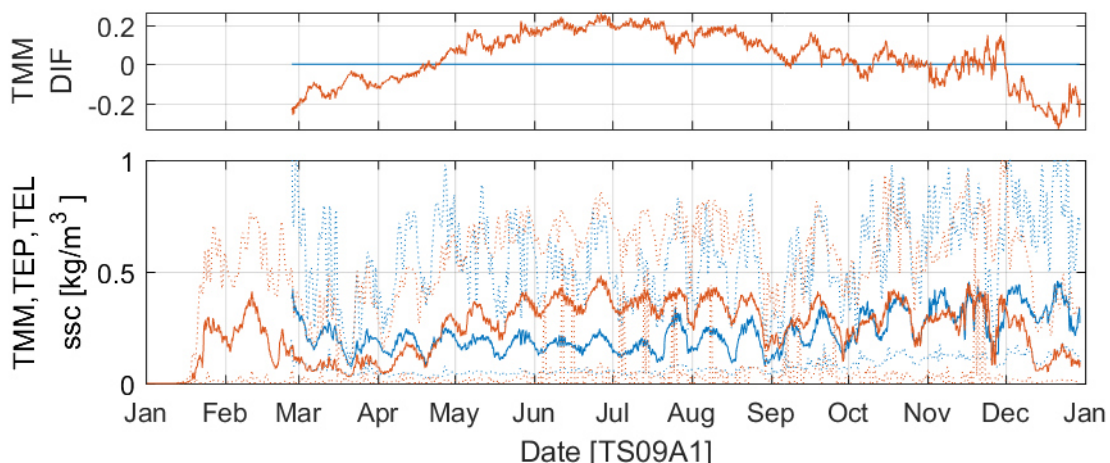


Abbildung C.42: Tidegemittelte gemessene äquivalente (M0001) und modellierte (S0346) suspendierte Sedimentkonzentration (ssc) und tidegemittelte Differenz zu Messung (DIF) an Messstation NUF von Januar bis Dezember 2009.

Parameter: susp. sed. concentration (ssc)
 Statistics: mov.mean [12.5 h] (TMM), max (TEP), min (TEL)
 Time: 2009 (TS09A1)
 Location: Brake (Km 39.18)
 Layer: -2.79 m NHN (z)

M0001 | measured
 S0346 | reference

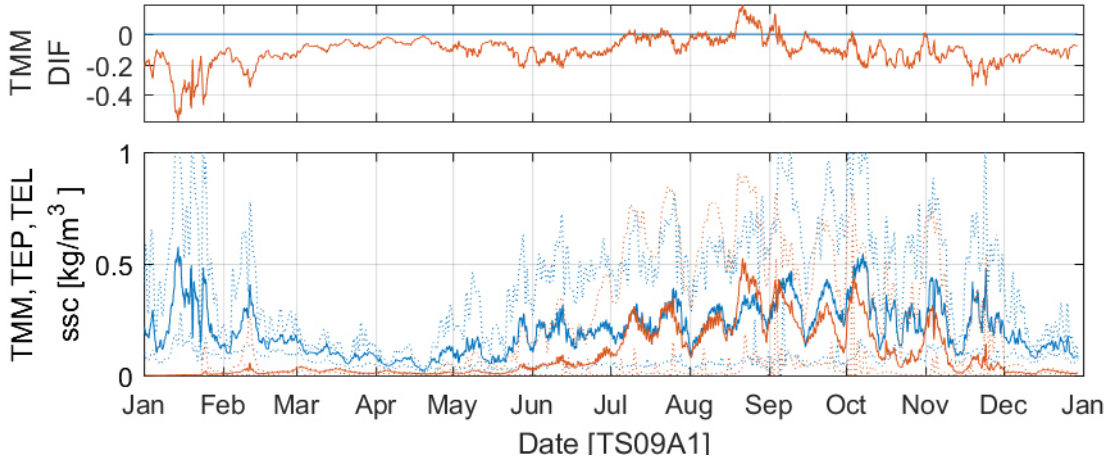


Abbildung C.43: Tidegemittelte gemessene äquivalente (M0001) und modellierte (S0346) suspendierte Sedimentkonzentration (ssc) und tidegemittelte Differenz zu Messung (DIF) an Messtation BRA von Januar bis Dezember 2009.

Parameter: susp. sed. concentration (ssc)
 Statistics: mov.mean [12.5 h] (TMM), max (TEP), min (TEL)
 Time: 2009 (TS09A1)
 Location: Elsfleth (Km 33.32)
 Layer: -2.66 m NHN (z)

M0001 | measured
 S0346 | reference

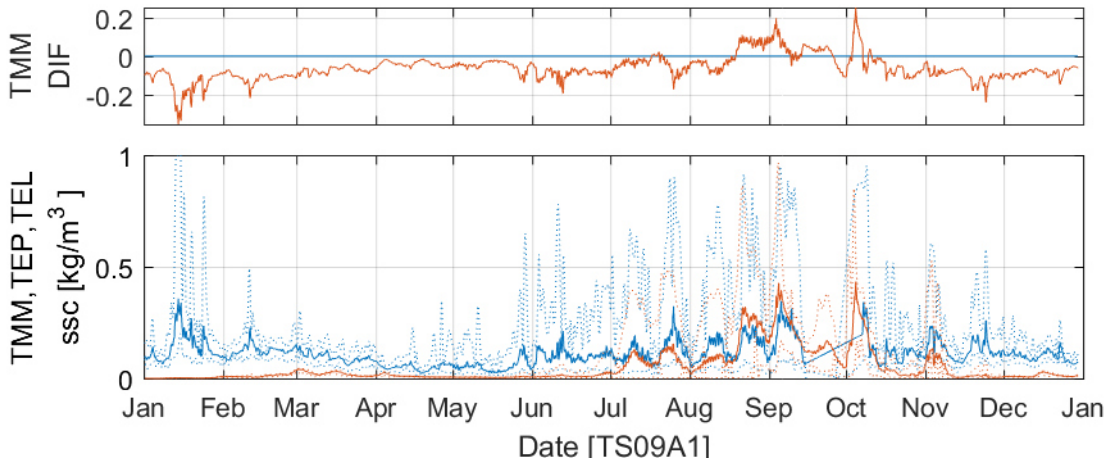
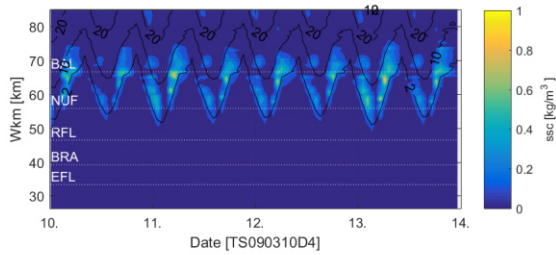


Abbildung C.44: Tidegemittelte gemessene äquivalente (M0001) und modellierte (S0346) suspendierte Sedimentkonzentration (ssc) und tidegemittelte Differenz zu Messung (DIF) an Messtation EFL von Januar bis Dezember 2009.

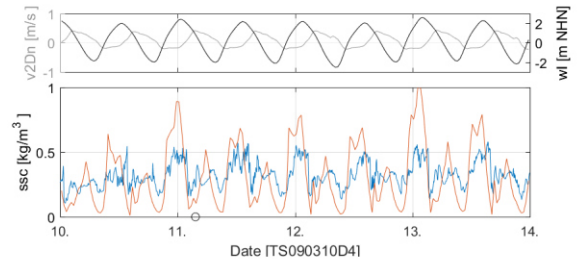
Scenario: S0346 | reference
 Time: 10.03-14.03.2009 (TS090310D4)
 Location: Km 25-85
 Layer: -3 m NHN (z)

● susp. sed. concentration (ssc)
 ○ salinity (sa)



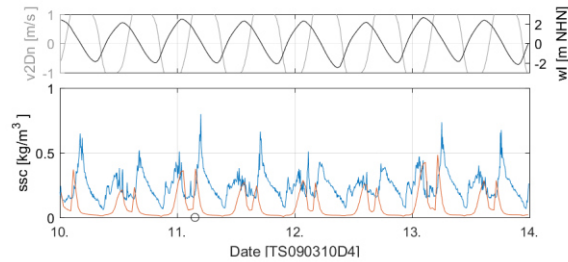
Parameter: susp. sed. concentration (ssc)
 Time: 10.03-14.03.2009 (TS090310D4)
 Location: BH Alter Leuchtturm (Km 66.64)
 Layer: -2.92 m NHN (z)

— M0001 | measured
 — S0346 | reference



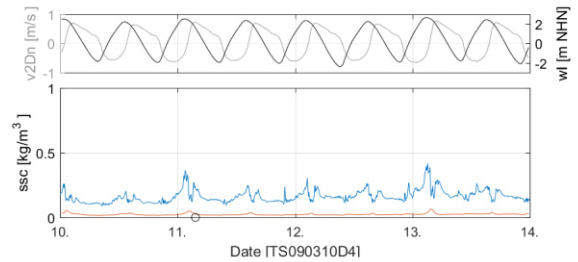
Parameter: susp. sed. concentration (ssc)
 Time: 10.03-14.03.2009 (TS090310D4)
 Location: Nordenham Unterfeuer (Km 55.81)
 Layer: -2.98 m NHN (z)

— M0001 | measured
 — S0346 | reference



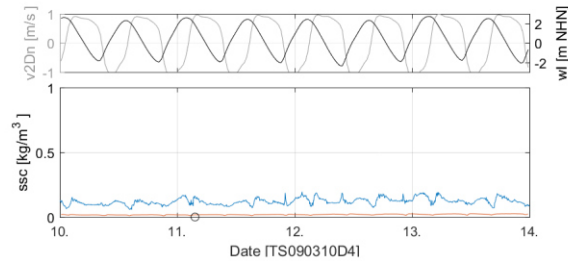
Parameter: susp. sed. concentration (ssc)
 Time: 10.03-14.03.2009 (TS090310D4)
 Location: Rechtenfiet (Km 46.46)
 Layer: -2.86 m NHN (z)

— M0001 | measured
 — S0346 | reference



Parameter: susp. sed. concentration (ssc)
 Time: 10.03-14.03.2009 (TS090310D4)
 Location: Brake (Km 39.18)
 Layer: -2.79 m NHN (z)

— M0001 | measured
 — S0346 | reference



Parameter: susp. sed. concentration (ssc)
 Time: 10.03-14.03.2009 (TS090310D4)
 Location: Elsfleth (Km 33.32)
 Layer: -2.66 m NHN (z)

— M0001 | measured
 — S0346 | reference

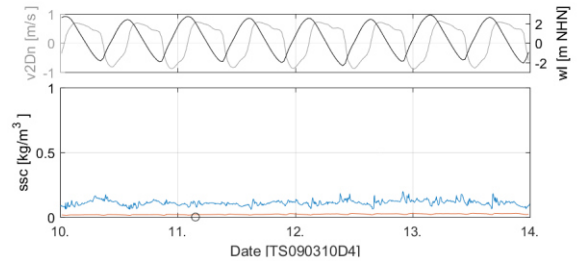


Abbildung C.45: Gemessene äquivalente (M0001) und modellierte (S0346) Sedimentkonzentration (ssc) an seitlichen Messstationen (EFL,BRA,RFL,NUF,BAL) und im Längsschnitt (Km 25-85) mit lokalem Wasseratnd (wl) und tiefengemittelter orthogonaler Geschwindigkeitskomponente (v2Dn) vom 10. bis 14. März 2009.

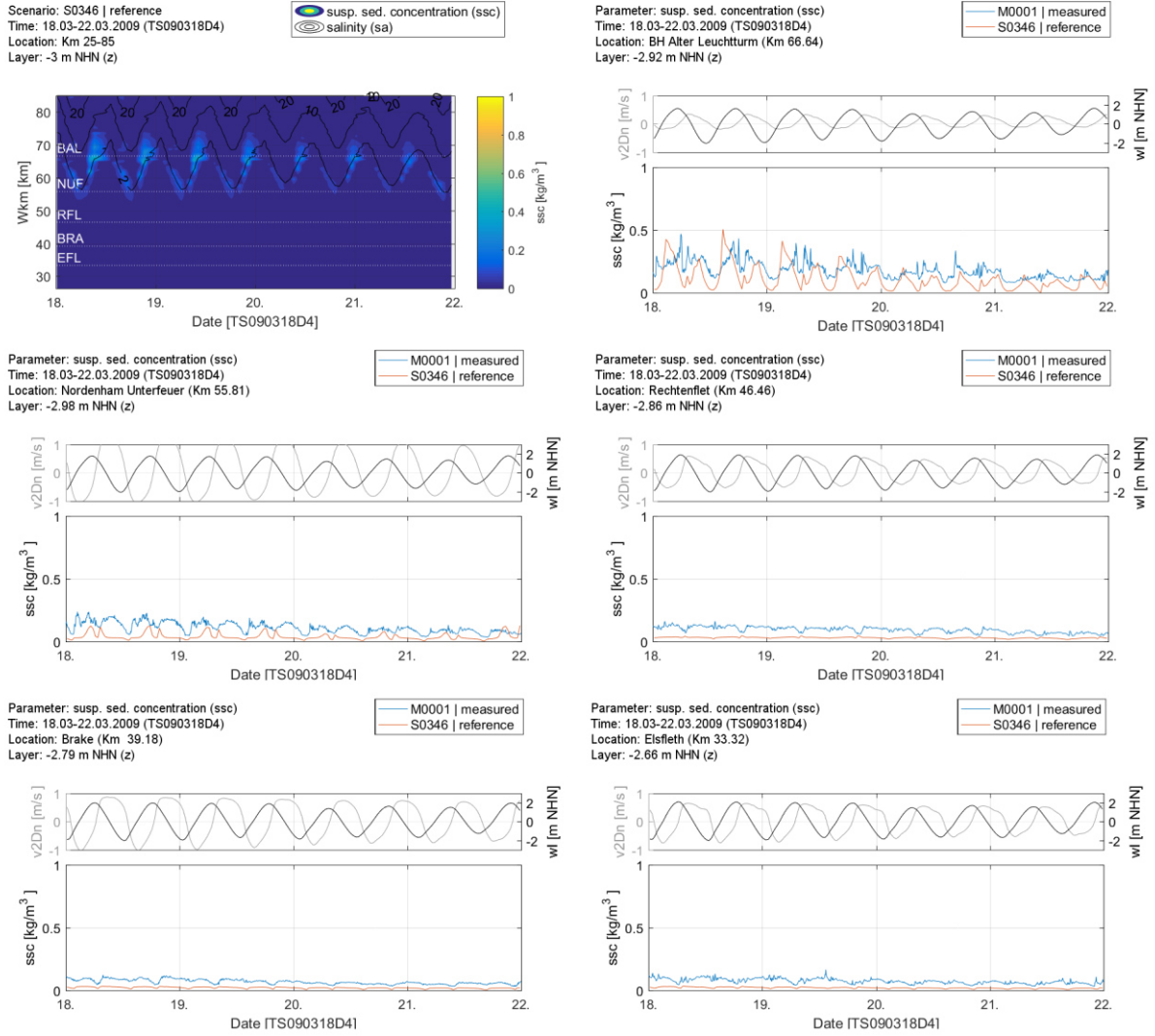


Abbildung C.46: Gemessene äquivalente (M0001) und modellierte (S0346) Sedimentkonzentration (ssc) an seitlichen Messstationen (EFL,BRA,RFL,NUF,BAL) und im Längsschnitt (Km 25-85) mit lokalem Wasseratnd (w) und tiefengemittelter orthogonaler Geschwindigkeitskomponente ($v2Dn$) vom 18. bis 22. März 2009.

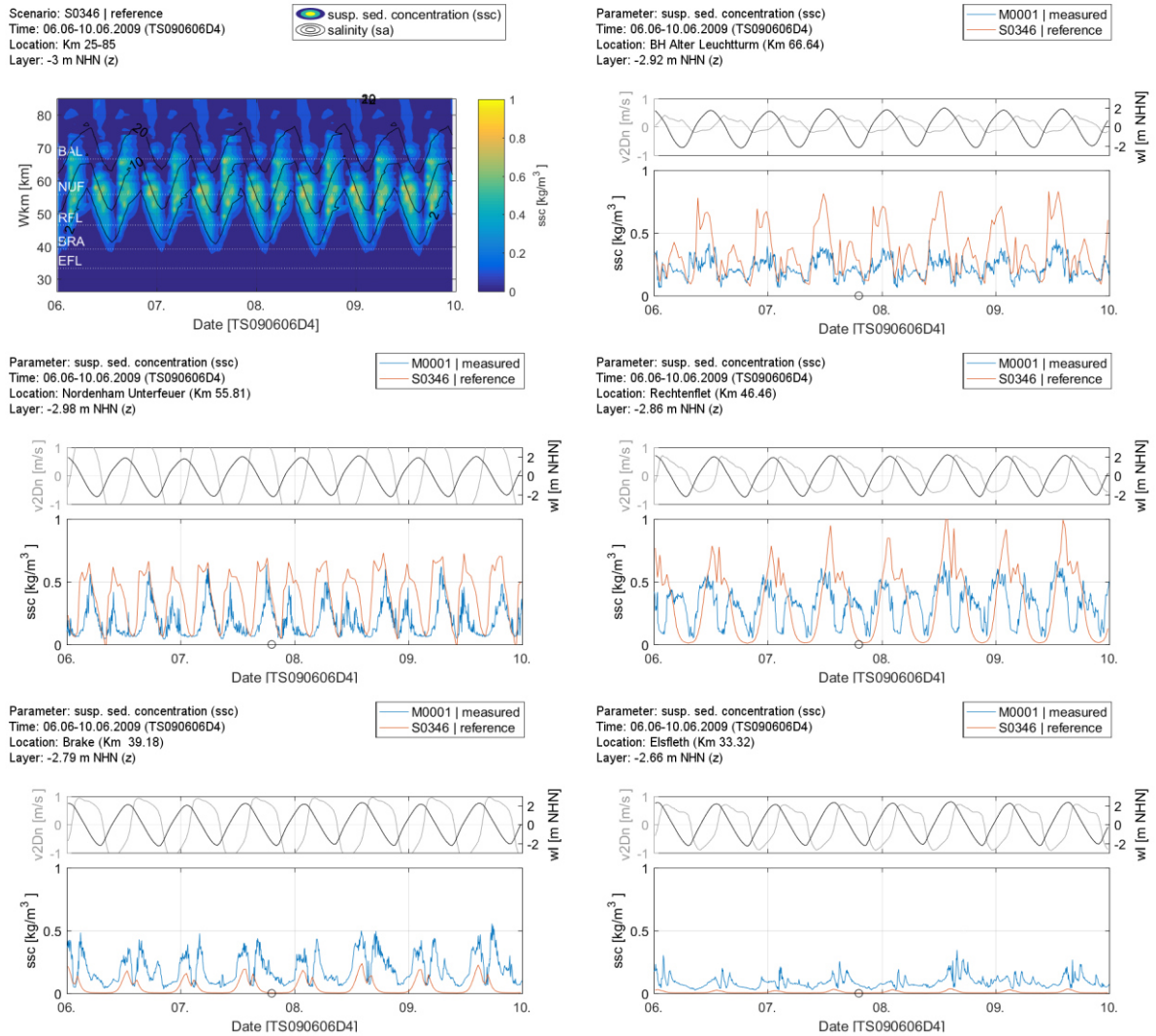


Abbildung C.47: Gemessene äquivalente (M0001) und modellierte (S0346) Sedimentkonzentration (ssc) an seitlichen Messstationen (EFL,BRA,RFL,NUF,BAL) und im Längsschnitt (Km 25-85) mit lokalem Wasseratnd (w) und tiefengemittelter orthogonaler Geschwindigkeitskomponente ($v2Dn$) vom 06. bis 10. Juni 2009.

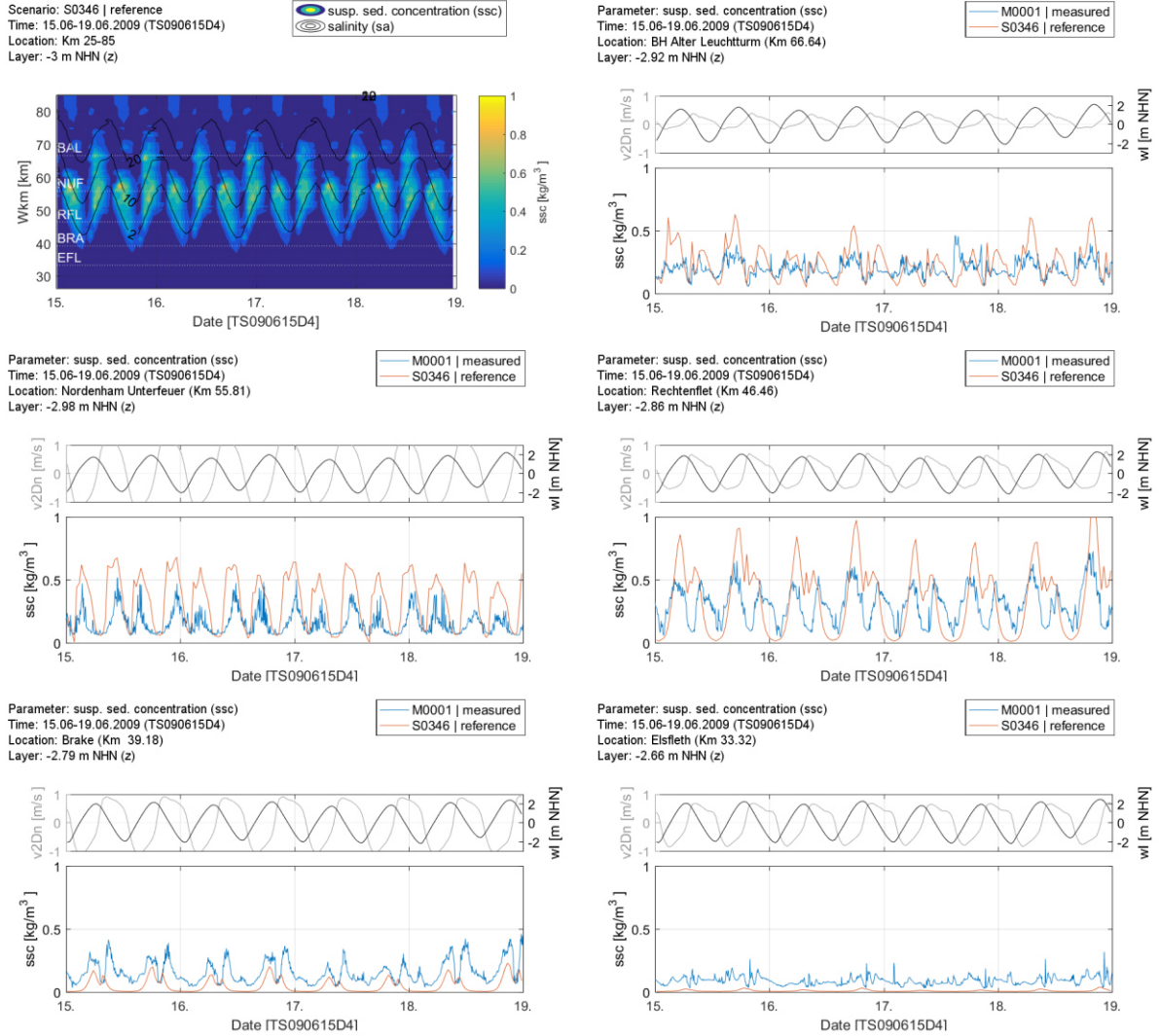
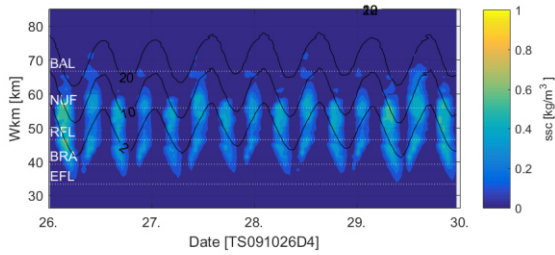


Abbildung C.48: Gemessene äquivalente (M0001) und modellierte (S0346) Sedimentkonzentration (ssc) an seitlichen Messstationen (EFL,BRA,RFL,NUF,BAL) und im Längsschnitt (Km 25-85) mit lokalem Wasseratnd (w) und tiefengemittelter orthogonaler Geschwindigkeitskomponente ($v2Dn$) vom 15. bis 19. Juni 2009.

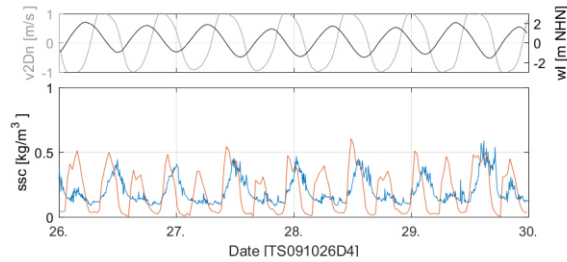
Scenario: S0346 | reference
 Time: 26.10-30.10.2009 (TS091026D4)
 Location: Km 25-85
 Layer: -3 m NHN (z)

susp. sed. concentration (ssc)
 salinity (sa)



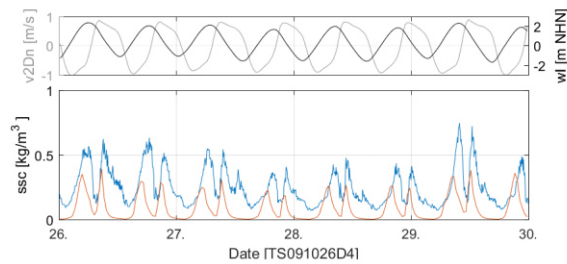
Parameter: susp. sed. concentration (ssc)
 Time: 26.10-30.10.2009 (TS091026D4)
 Location: Nordenham Unterfeuer (Km 55.81)
 Layer: -2.98 m NHN (z)

M0001 | measured
 S0346 | reference



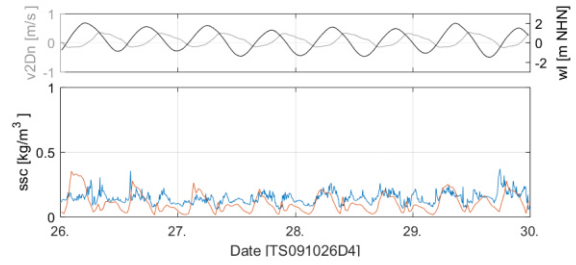
Parameter: susp. sed. concentration (ssc)
 Time: 26.10-30.10.2009 (TS091026D4)
 Location: Brake (Km 39.18)
 Layer: -2.79 m NHN (z)

M0001 | measured
 S0346 | reference



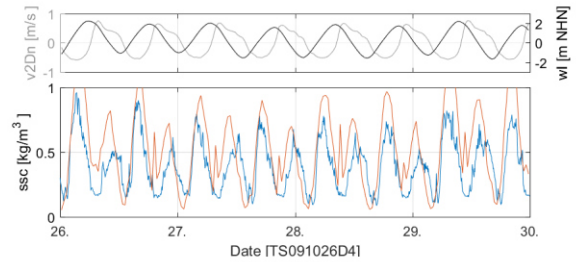
Parameter: susp. sed. concentration (ssc)
 Time: 26.10-30.10.2009 (TS091026D4)
 Location: BH Alter Leuchtturm (Km 66.64)
 Layer: -2.92 m NHN (z)

M0001 | measured
 S0346 | reference



Parameter: susp. sed. concentration (ssc)
 Time: 26.10-30.10.2009 (TS091026D4)
 Location: Rechtenfiet (Km 46.46)
 Layer: -2.86 m NHN (z)

M0001 | measured
 S0346 | reference



Parameter: susp. sed. concentration (ssc)
 Time: 26.10-30.10.2009 (TS091026D4)
 Location: Eilsfleth (Km 33.32)
 Layer: -2.66 m NHN (z)

M0001 | measured
 S0346 | reference

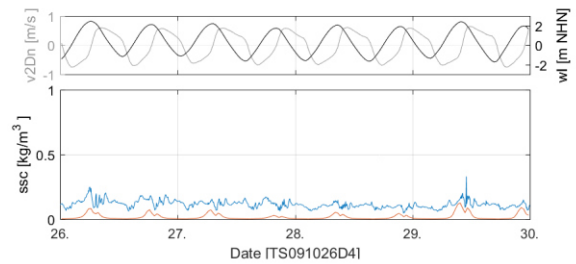


Abbildung C.49: Gemessene äquivalente (M0001) und modellierte (S0346) Sedimentkonzentration (ssc) an seitlichen Messstationen (EFL,BRA,RFL,NUF,BAL) und im Längsschnitt (Km 25-85) mit lokalem Wasseratnd (w) und tiefengemittelter orthogonaler Geschwindigkeitskomponente ($v2Dn$) vom 26. bis 30. Oktober 2009.

C.3.5 Sedimentation

Scenario: S0346 | reference

Time: last time step (TS0912292300H1)

Location: Km 35-85

Layer: 10 (s)

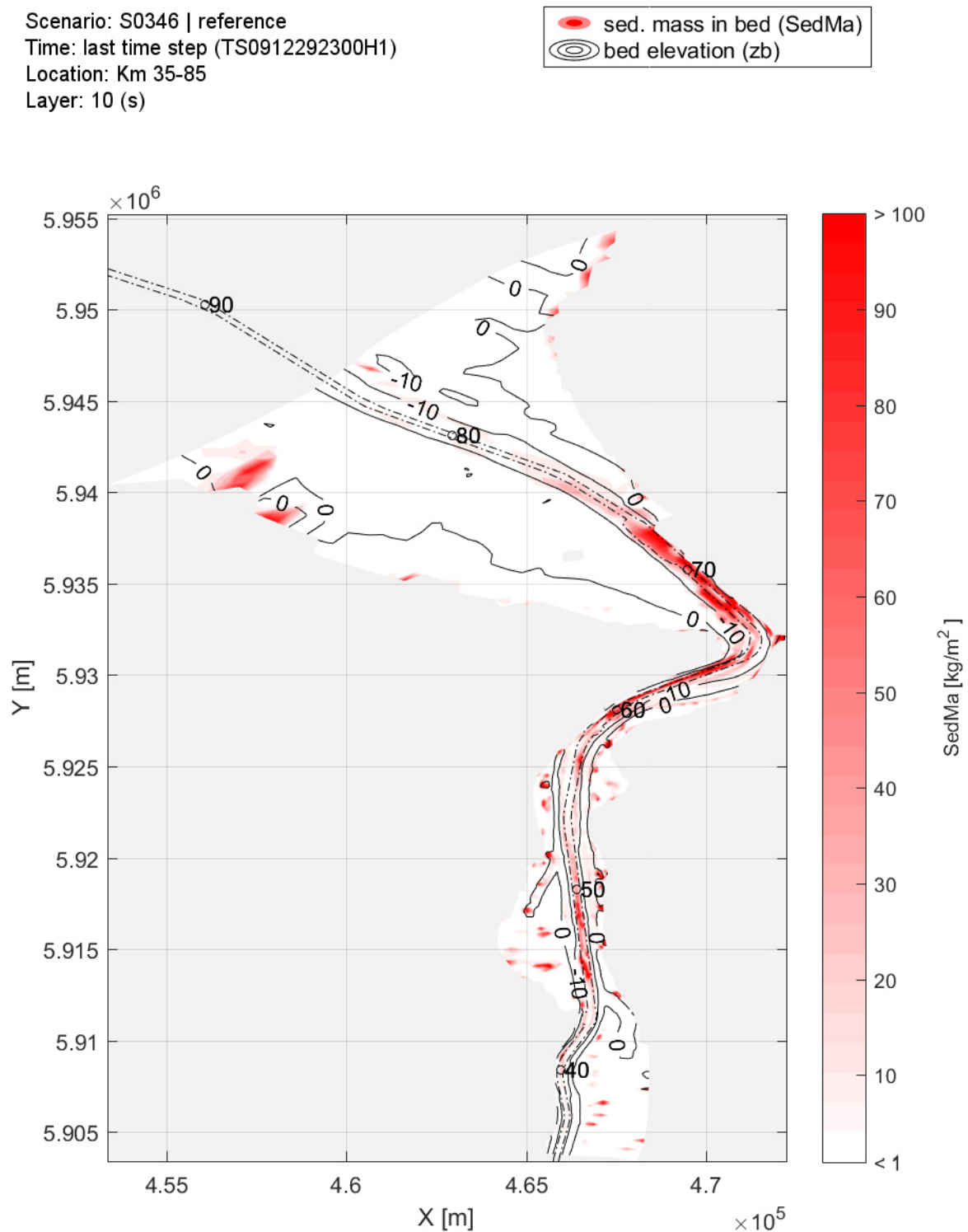
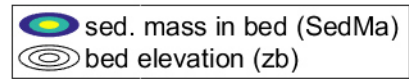


Abbildung C.50: Modellierter Sedimentmasse in Sohle (Bed Layer) *SedMa* mit Fahrrinne zwischen Km 35 und 85 am Simulationsende für 2009 (räuml. verzerrte Darstellung).

Scenario: S0346 | reference
Time: last time step (TS0912292300H1)
Location: Km 35-85
Layer: 10 (s)

 sed. mass in bed (SedMa)
bed elevation (zb)

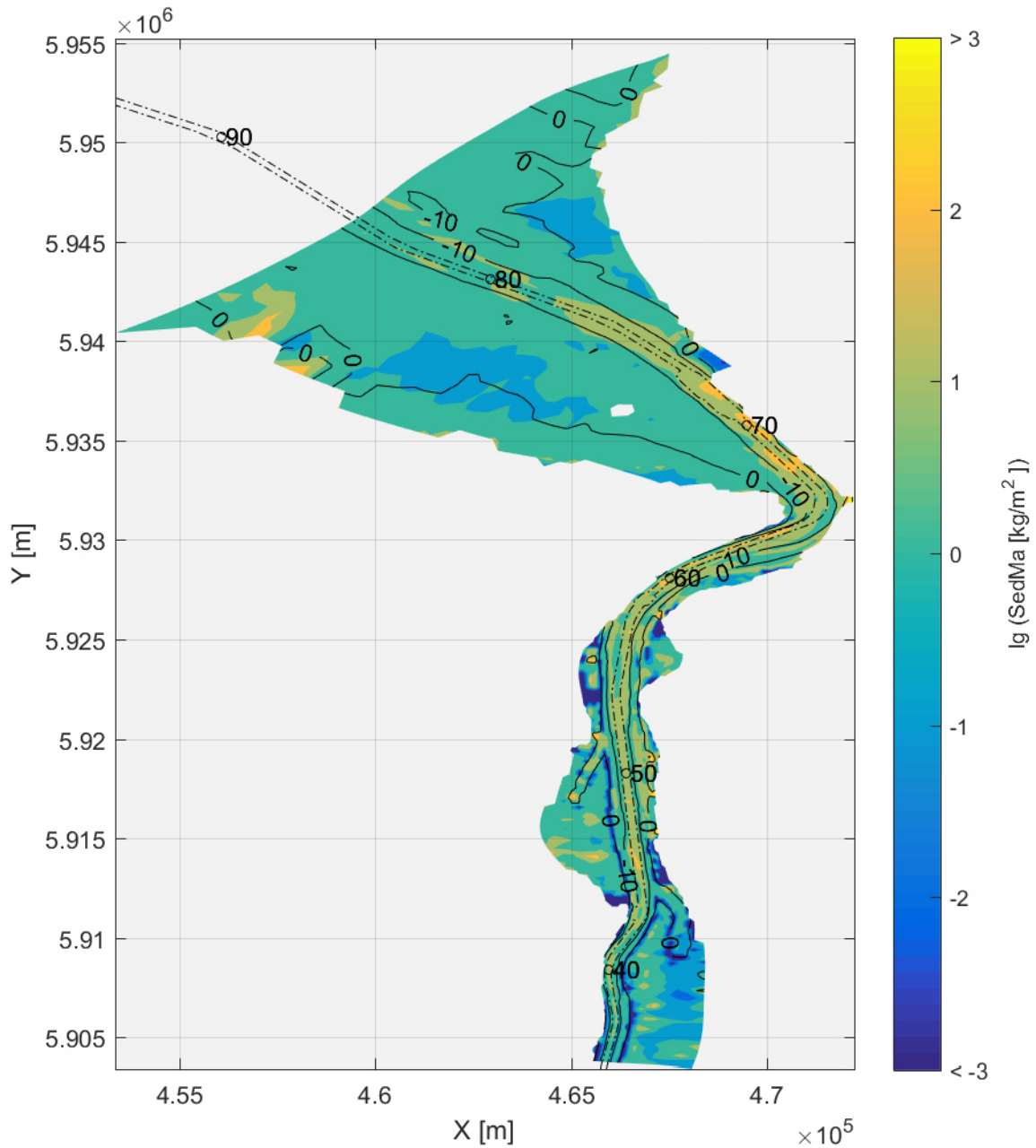


Abbildung C.51: Modellierte Sedimentmasse in Sohle (Bed Layer) SedMa zwischen mit Fahrinne Km 35 und 85 am Simulationsende für 2009 (räuml. verzerrte und logarithmische Darstellung).

Scenario: S0346 | reference

Time: last time step (TS0912292300H1)

Location: Km > 72

Layer: 10 (s)

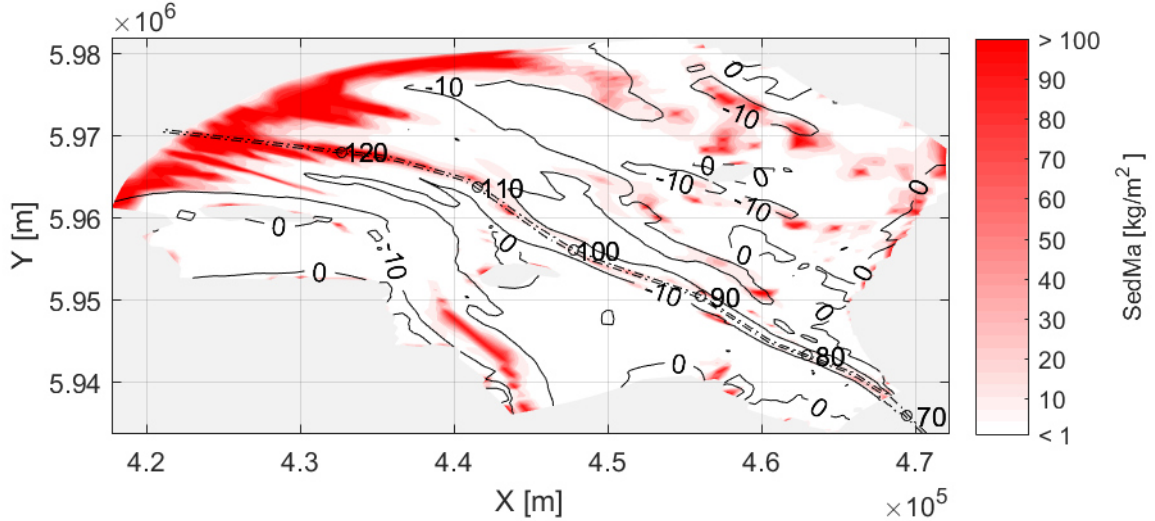
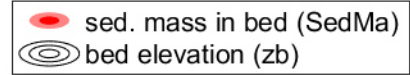


Abbildung C.52: Modellierte Sedimentmasse in Sohle (Bed Layer) *SedMa* mit Fahrrinne für Km >70 am Simulationseende für 2009 (räuml. verzerrte Darstellung).

Scenario: S0346 | reference

Time: last time step (TS0912292300H1)

Location: KM <50

Layer: 10 (s)

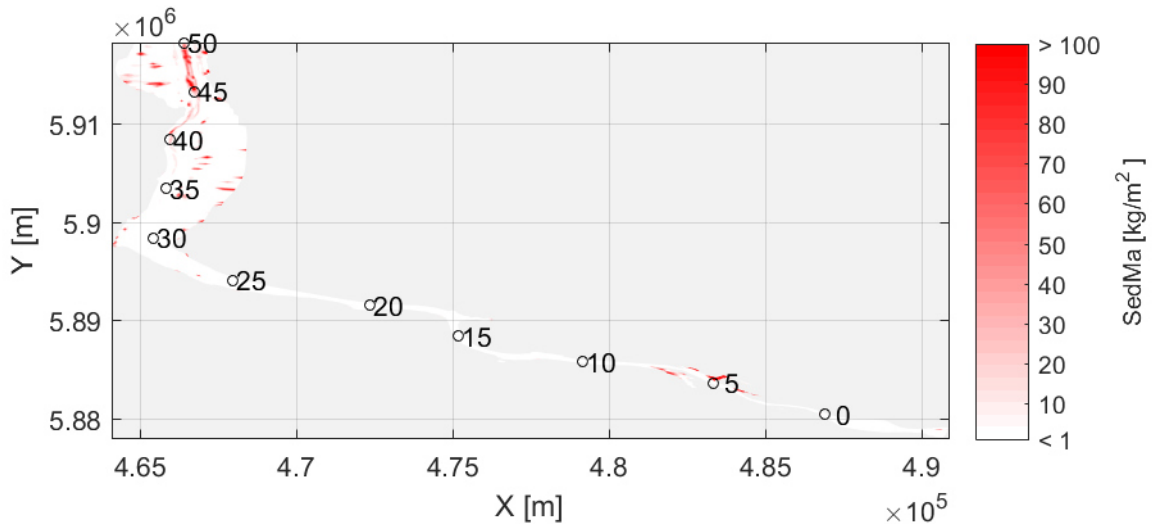
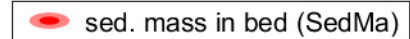


Abbildung C.53: Modellierte Sedimentmasse in Sohle (Bed Layer) *SedMa* für Km <50 am Simulationseende für 2009 (räuml. verzerrte Darstellung).

Parameter: monthly deposition (MoCumDep)
Time: 2009 (TS09A1)
Location: Km 62-65|70-73 [nc]
Layer: 10 (s)

M0002 | dredged
S0346 | reference

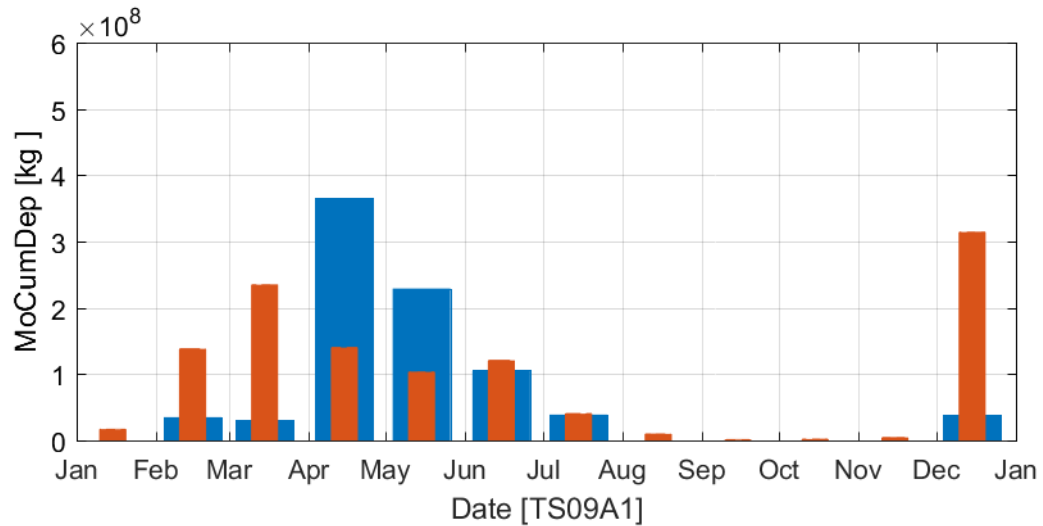


Abbildung C.54: Modellerte (S0346) monatlich kumulierte Deposition (*MoCumDep*) in Sohle zwischen Km 60-73 in Fahrrinne (nc) und dokumentierte (M0002) Baggermengen in Fahrrinne (nc) zwischen Km 62-65 in 2009.

C.3.6 Parametersensitivität und Randbedingungen

Sinkgeschwindigkeit

Parameter: cum.tot.transport (CumTotT)
 Statistics: mov.mean [12.5 h] (TMM)
 Time: 2009 (TS09A1)
 Location: Km 72
 Layer: 1...10 (s)

S0346	ws = 2.0 mm/s
S0374	ws = 5.0 mm/s
S0404	ws = 3.0 mm/s
S0347	ws = 1.0 mm/s
S0436	ws = 0.5 mm/s
S0437	ws = 0.1 mm/s

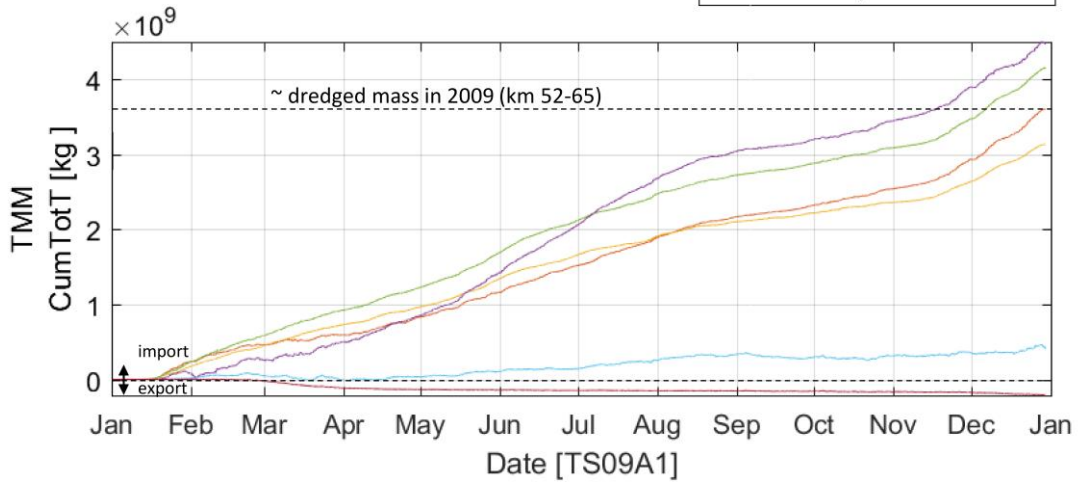


Abbildung C.55: Kumulierter totaler Sedimenttransport *CumTotT* für verschiedenen Sinkgeschwindigkeiten *ws* durch Querschnitt Km72 in 2009.

Parameter: susp. sed. concentration (ssc)
 Statistics: mov.mean [12.5 h] (TMM)
 Time: 2009 (TS09A1)
 Location: BH Alter Leuchtturm (Km 66.64)
 Layer: -2.92 m NHN (z)

M0001	measured
S0346	ws = 2.0 mm/s
S0374	ws = 5.0 mm/s
S0404	ws = 3.0 mm/s
S0347	ws = 1.0 mm/s
S0436	ws = 0.5 mm/s
S0437	ws = 0.1 mm/s

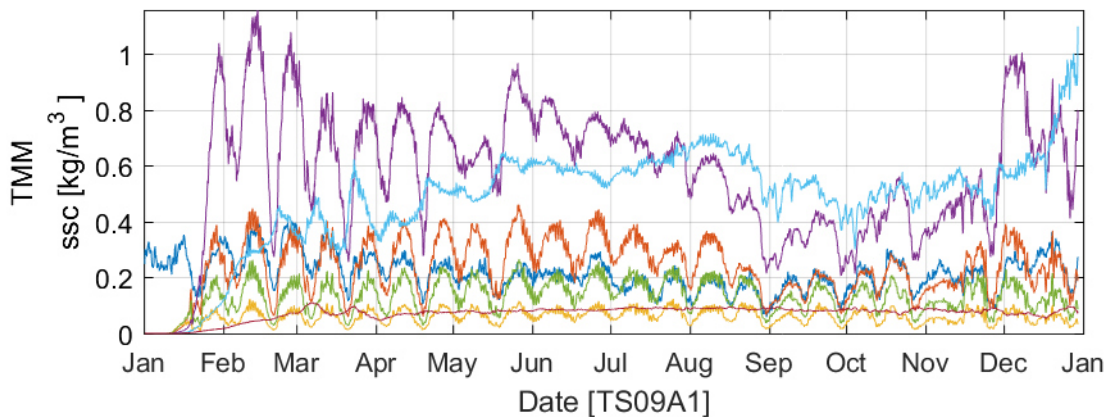


Abbildung C.56: Tidegemittelte kumulierter totaler Sedimenttransport *CumTotT* für verschiedenen Sinkgeschwindigkeiten *ws* durch Querschnitt Km72 in 2009.

Sedimentationsrate

Parameter: cum.tot.transport (CumTotT)
 Statistics: mov.mean [12.5 h] (TMM)
 Time: 2009 (TS09A1)
 Location: Km 72
 Layer: 1...10 (s)

— S0346 | B1 = 1E-6 1/s
 — S0370 | B1 = 1E-7 1/s
 — S0355 | B1 = 5E-6 1/s
 — S0348 | B1 = 1E-5 1/s

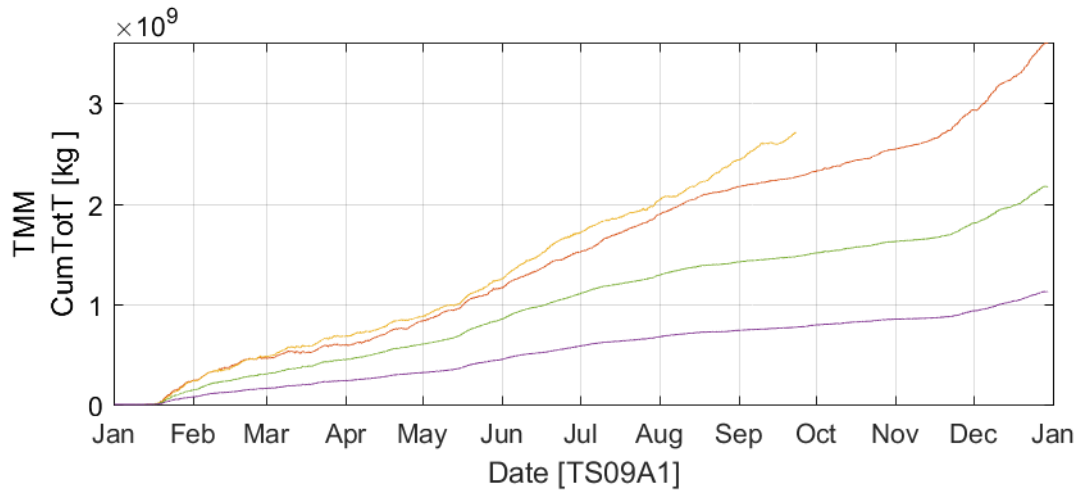


Abbildung C.57: Tidegemittelter kumulierter totaler Sedimenttransport CumTotTPOL für verschiedenen Sedimentationsraten B1 durch Querschnitt Km72 in 2009 (S0370: Simulationsabbruch).

Parameter: susp. sed. concentration (ssc)
 Statistics: mov.mean [12.5 h] (TMM)
 Time: 2009 (TS09A1)
 Location: BH Alter Leuchtturm (Km 66.64)
 Layer: -2.92 m NHN (z)

— M0001 | measured
 — S0346 | B1 = 1E-6 1/s
 — S0370 | B1 = 1E-7 1/s
 — S0355 | B1 = 5E-6 1/s
 — S0348 | B1 = 1E-5 1/s

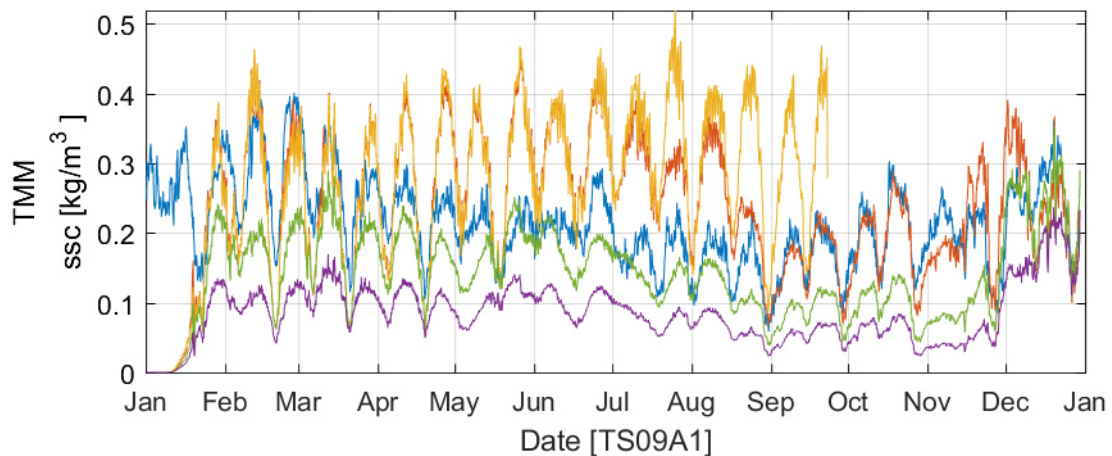


Abbildung C.58: Tidegemittelte suspendierte Sedimentkonzentration ssc für verschiedenen Sedimentationsraten B1 bei Messstation BAL in 2009 (S0370: Simulationsabbruch).

Randbedingungen

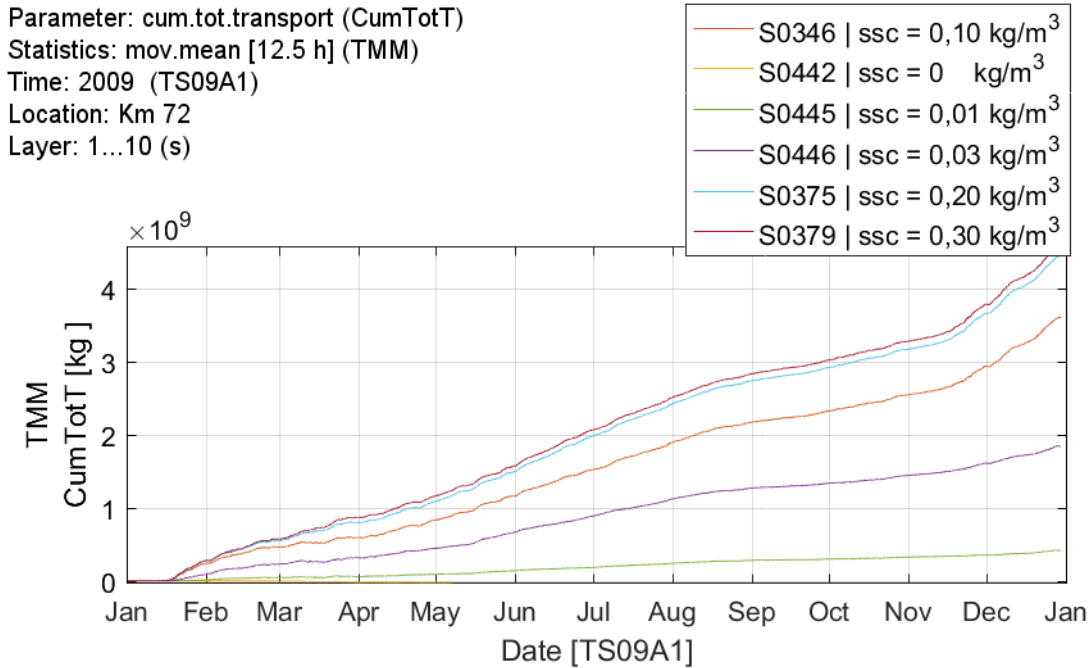


Abbildung C.59: Kumulierter totaler Sedimenttransport CumTotTPOL für verschiedenen Randwerte der Sedimentkonzentration und Sinkgeschwindigkeit ws durch Querschnitt Km72 in 2009 (S0442 nur bis Mai).

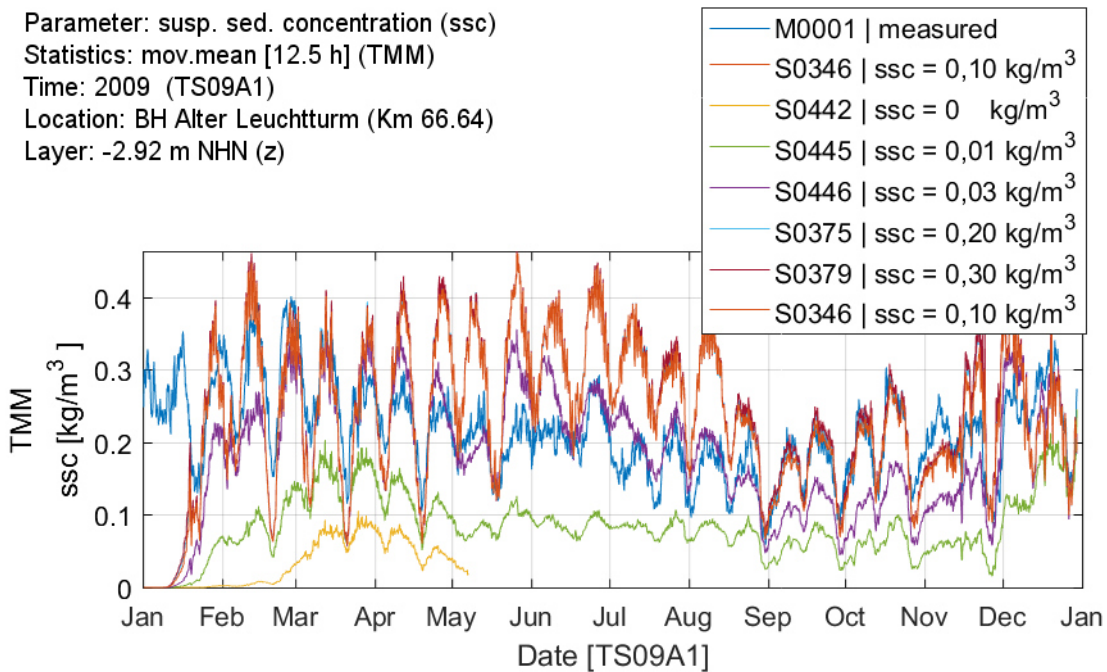


Abbildung C.60: Tidegemittelte suspendierte Sedimentkonzentration ssc für verschiedene seeseitige Randwerte der Sedimentkonzentration und Sinkgeschwindigkeiten ws an Messstation BAL in 2009 (S0442 nur bis Mai).

Parameter: susp. sed. concentration (ssc)
Statistics: mov.mean [12.5 h] (TMM)
Time: Oct 2009 [57 Tides] (TS091004T57)
Location: BH Alter Leuchtturm (Km 66.64)
Layer: -2.92 m NHN (z)

— M0001 | measured
— S0346 | ssc = 0,10 kg/m³
— S0375 | ssc = 0,20 kg/m³
— S0379 | ssc = 0,30 kg/m³

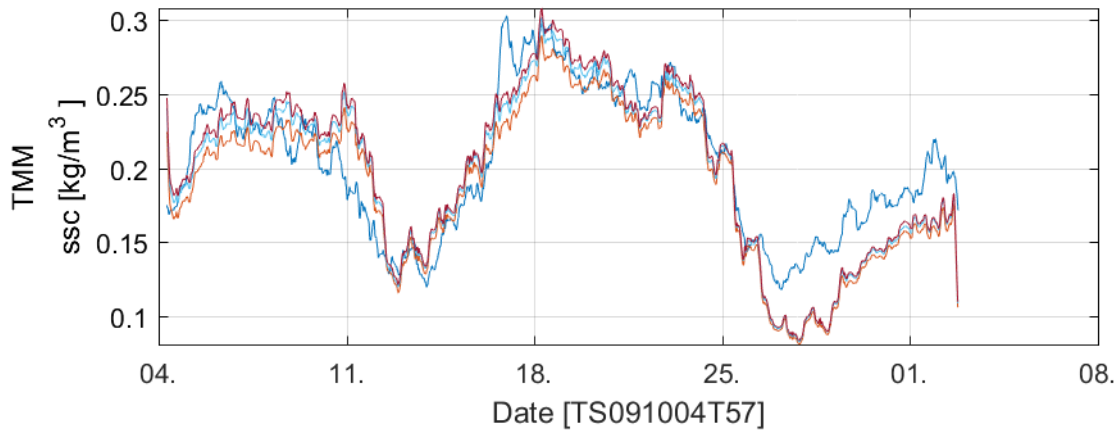


Abbildung C.61: Tidegemittelte suspendierte Sedimentkonzentration ssc für verschiedene seeseitige Randwerte der Sedimentkonzentration und Sinkgeschwindigkeiten w_s an Messstation BAL Okt. 2009 (Skalierter Ausschnitt von Abbildung C.60).

Parameter: cum.tot.transport (CumTotT)
 Statistics: mov.mean [12.5 h] (TMM)
 Time: 2009 (TS09A1)
 Location: Km 72
 Layer: 1...10 (s)

— S0346 | refenence
 — S0442 | $ssc_{sea} = 0 \text{ kg/m}^3$
 — S0443 | $sa_{river} = 32 \text{ ppt}$

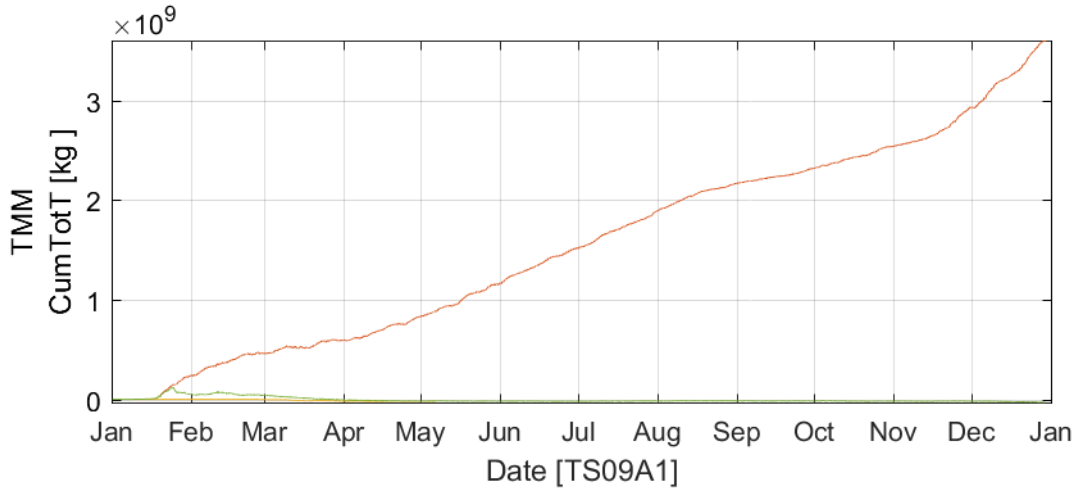


Abbildung C.62: Kumulierter totaler Sedimenttransport *CumTotT* für verschiedenen Randbedingungen durch Querschnitt Km72 in 2009 (S0442 nur bis Mai).

Parameter: d.a. susp. sed. concentration (ssc)
 Statistics: mean (TM)
 Time: Mar 2009 [57 Tides] (TS090311T57)
 Location: Km 25-85
 Layer: 1...10 (s)

— S0346 | refenence
 — S0442 | $ssc_{sea} = 0 \text{ kg/m}^3$
 — S0443 | $sa_{river} = 32 \text{ ppt}$

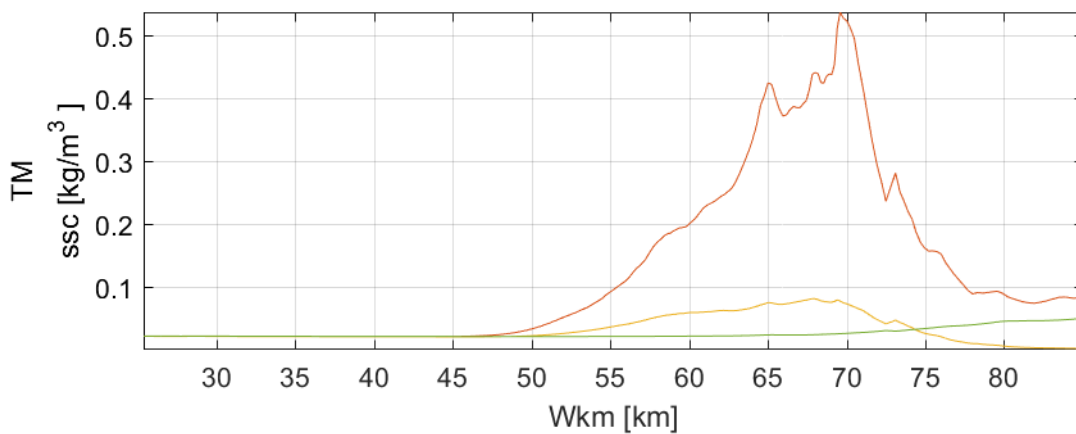


Abbildung C.63: Zeit- und Tiefengemittelte suspendierte Sedimentkonzentration *ssc* im Längsschnitt im März 2009 (57 Tiden).

WASSERBAU
River and Coastal Engineering

DOI: 10.15480/882.2631

TUHH
Technische Universität Hamburg