VALIDIERUNGSDOKUMENT EasyGSH-DB

Teil: UnTRIM2 - SediMorph - UnK

EasyGSH





R. Hagen

J. Freund

easygsh@baw.de

A. Plüß R. Ihde

Bundesministerium für Verkehr und digitale Infrastruktur



Bundesanstalt für Wasserbau (BAW), im Eigenverlag

Wedeler Landstraße 157 22559 Hamburg Telefon: +49 (0) 721 9726-0 Telefax: +49 (0) 721 9726-4540 E-Mail: info@baw.de, www.baw.de

Urheberrecht

Alle Inhalte aus EasyGSH-DB sind urheberrechtlich geschützt. Sofern nicht anders ausgewiesen, stehen die Inhalte dieser Seiten unter einer CC BY 4.0 Lizenz (https://creativecommons. org/licenses/by/4.0/) zur Verfügung. Soweit nicht anders angegeben liegen alle Bildrechte bei der BAW.

Hamburg, 7. April 2020

Abstract

The EasyGSH-DB North Sea model was established for the simulation of big-data in the German Bight, Germany. The model includes the physical processes salinity, temperature and waves, using a fine grid resolution of up to 50 m in the focus area. Therefore, local and regional effects could be reproduced with a great level of detail.

This report thoroughly validates the EasyGSH-DB North Sea model and its processes (water level, current, salinity and waves) to the current state of the art in model quality assessment. A comparison of the validation results to literature has not revealed a better fit for similar modeling approaches.

The root mean square error (RMSE) of the M2 tidal component amounts to 2.9 cm in calibration and to 3.4 cm in validation respectively using more than 30 stations. The mean absolute error (MAE) of the water level series ranges from 6 to 12 cm for the validation period (2012). Additionally, the RMSEs of the mean tidal high water (6 cm) and the tidal range (4 cm) were calculated for all validation gauges as well.

For the comparison of currents and current magnitudes the hodograph was used primarily between Wangerooge Nord (Eastern Frisia, Germany) and Wilhelmshaven (Jadebusen, Eastern Frisia) in 2012 showing good visual agreement between measurements and model data. The Pearson correlation coefficient R is ≥ 0.83 for these stations and the error of the 1% and the 99% quantile ranges from 0.25 to 0.50 m/s. The absolute median of the error is $\leq 0.10 \ m/s$.

The assessment of the wave modeling has suffered from insufficient measurement data quality and quantity. The performed evaluation indicates that the wave model tends to underestimate significant wave heights, while R is larger than 0.90 most of the time. Thus, there is an amplitude offset at the most. Mean wave direction and mean wave period show sufficient agreement to the measurements.

Vorwort

Dieses Dokument beinhaltet die ausführliche Modellvalidierung aus dem BMVI-mFund Forschungsvorhaben EasyGSH-DB. Alle Darstellungen und Darlegungen im Zusammenhang mit den Modelleigenschaften, dem Modellaufbau und zugehörigen Annahmen wurden nach dem aktuellen Stand von Wissenschaft und Technik erstellt. Weitergehende Analysen und Anfragen können den Autoren dieses Validierungsdokumentes unter easygsh@baw.de gestellt werden.

Der Begriff Validierungsdokument umfasst relevante Darstellungen zum Nachweis der Modellgüte für alle Modelljahre in EasyGSH-DB. Dies ist zwingend notwendig, um die Verwendung der in EasyGSH-DB erstellten Datenprodukte zu erläutern. Zusätzlich zu den in diesem Dokument dargelegten Ausführungen wird für jedes Jahr eine separat referenzierbare Kurzvalidierung erstellt, welche etwaige relevante Grafiken und Nachweise der Modellgüte im jeweiligen Jahr enthält.

Bei der Verwendung der Datenprodukte aus EasyGSH-DB sind sowohl das jeweilige Jahreskennblatt sowie das zugehörige Hauptdokument zu referenzieren.

Bei Nachfragen und Anmerkungen richten Sie sich bitte an easygsh@baw.de oder besuchen Sie uns online auf https://mdi-de.baw.de/easygsh/.

Zusammenfassung

Das EasyGSH-DB-Nordseemodell wurde zur Erstellung von Referenzdatensätzen der Tidedynamik, des Salzgehalts und des Seegangs in der Deutschen Bucht von 1996 bis 2015 mit der Modellfamilie UnTRIM2 - SediMorph - UnK aufgebaut. Durch eine hohe Auflösung von bis zu 50 m im Küstensaum wurden lokale und großräumige Effekte in einer hohen Detailstufe nachempfunden. Der Anschluss an das Seegangsmodell UnK bedeutet zudem, dass die Strömungs- und Wasserstandsergebnisse eine hohe Nähe zur Realität hinsichtlich der berücksichtigten Prozesse erreicht haben.

In diesem Dokument werden das Nordseemodell und seine Komponenten (Wasserstand, Strömung, Salzgehalt, Seegang, Sedimenttransport) nach aktuellem Stand von Wissenschaft und Technik validiert. Der Vergleich der Validierungsergebnisse mit vergleichbaren Ansätzen aus der Literatur ergab eine geringfügig bessere Übereinstimmung mit Messwerten für das EasyGSH-DB-Nordseemodell.

Der RMSE der M2 Partialtide beträgt im Kalibrierungsjahr (2006) 3,7 cm und im Validierungsjahr (2012) 3,4 cm. Der MAE der Wasserstände liegt in der Validierung zwischen 6 und 12 cm. Die Tidekennwerte des Wasserstands (TDKW) ergeben eine Abweichung des mittleren Tidehochwasser (Thw) um 6 cm und einen MAE des mittleren Tidehub (Thb) von 4 cm. Das Modell reproduziert das Thw tendenziell etwas besser als das Tideniedrigwasser (Tnw). Zur Validierung der Strömung wurden Hodographen verwendet, welche die Strömung zwischen Wangerooge Nord (WAN) und Wilhelmshaven Alter Vorhaven (WAV) in Betrag und Richtung darstellen. Die Ergebnisse zeigen eine visuelle Übereinstimmung und die Korrelation R liegt für alle Stationen über 0, 83. Die 1- und 99% Quantile der Fehler liegen zwischen 0,25 und 0,50 m/s. Der Median des Fehlers bewegt sich bei allen Stationen zwischen -0, 10und 0, 10 m/s.

Die Validierung des Seegangsmodells ist aufgrund schwankender Messqualität und -quantität nur oberflächlich zu bewerten. Die Auswertungen weisen darauf hin, dass das Seegangsmodell eher dazu tendiert die signifikante Wellenhöhe zu unterschätzen, wobei die Korrelation der Modellwerte mit den Messwerten zumeist über 0,90 liegt. Somit kann allenfalls von einer Amplitudenabweichung ausgegangen werden. Die mittlere Wellenrichtung und die mittlere Wellenperiode zeigen eine höhere Übereinstimmung mit der jeweiligen Messung.

Inhaltsverzeichnis

1	Ein	leitung
	1.1	Aufgabenstellung
	1.2	Dokumentenstruktur
	1.3	Nordsee und Deutsche Bucht
	1.4	Literaturübersicht zur Nordseemodellierung
0	ЪД	
2		dellierungswerkzeuge und Definitionen
	2.1	$\bigcup_{n \in \mathbb{N}} \mathbb{I} = \bigcup_{n \in \mathbb{N}} \mathbb{I}$
		2.1.1 Kurzdarstellung
		2.1.2 Physikalische Prozesse
		2.1.3 Literatur \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots
		2.1.4 Subgrid \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots
	2.2	SediMorph
	2.3	K-Modell
	2.4	Definitionen
		2.4.1 Pearson-Korrelation
		2.4.2 Fehler
		2.4.3 Regression
3	Mo	dellaufbau
	3.1	Modellkonzept
	3.2	Modellgebiet
	3.3	Gitternetz
	3.4	Bathymetrie
	3.5	Bauwerksprojektion
	3.6	Rauheitsverteilung
	3.7	Turbulenzmodell
	3.8	Randbedingungen 10
	0.0	3.8.1 Astronomischer Wasserstand
		3.8.2 Fernwelle 20
		$3.83 \text{Oberwasser} \qquad \qquad$
		$3.8.4 \text{Salzashalt} \qquad \qquad$
		$3.85 \text{Mateorologia} \qquad \qquad$
	20	Anfongshedingungen
	5.9	
4	Kal	ibrierung des HN-Modells 24
-	4 1	Methodisches Vorgehen 24
	4.2	Zielsetzung 24
	1.2	Kalibrierungsiahr 2
	4.0	Plaugibilitätsestudion
	4.4	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$
		4.4.1 WIIIU \dots 26 4.4.2 Dandbadingungan (Waggarstand)
		4.4.2 Ranubeungungen (wasserstand) $\dots \dots \dots$
	1 -	$4.4.5 \text{Operwasser} \dots \dots \dots \dots \dots \dots \dots \dots \dots $
	4.5	weitere Modellstudien
	4.6	Partialtiden

		4.6.1 Partialtidenanalyse	8
		4.6.2 Zusammensetzung der Tide	8
		4.6.3 Langperiodische Tidesignale	9
		4.6.4 Kalibrierungsergebnis der Partialtiden	0
		4.6.5 Literatureinordnung	3
	4.7	Wasserstände 3	4
	1.1		-
5	Vali	dierung des HN-Modells 4	1
	5.1	Methodisches Vorgehen	1
	5.2	Zielsetzung	1
	5.3	Validierungsjahr	3
	5.4	Wasserstand	4
		5.4.1 Partialtiden (Hauptkomponenten)	4
		5.4.2 Seichtwassertiden (Nebenkomponenten)	7
		5.4.3 Zeitreihen	.7
		544 Tidekennwerte 55	6
	5.5	Strömungsgeschwindigkeit 5	7
	0.0	5.5.1 Unsicherheiten 5	.7
		5.5.2 Magnituda	8
		5.5.2 Hodograph 6	6
	56	Salzgobalt	8
	0.0		0
6	Mo	lellaufbau: Seegang 7	2
	6.1	Gitternetz	2
	6.2	Bathymetrie	3
	6.3	Wellenspektrum	3
	6.4	Randbedingungen	3
	6.5	Berechnungsmethodik mit Seegangskopplung	3
		5 5 5 11 5	
7	Vali	dierung des Seegangsmodells 7	5
	7.1	Signifikante Wellenhöhe	5
	7.2	Mittlere Wellenrichtung	8
	7.3	Mittlere Wellenperiode	8
8	Sed	menttransport 8	0
	8.1	Modellaufbau	0
		8.1.1 Anpassungen am hydrodynamischen Modell	0
		8.1.2 Sedimentfraktionen und Transportparameter	0
		8.1.3 Anfangssedimentverteilung	1
		8.1.4 Rauigkeitsverteilung	1
	8.2	Validierung	2
		8.2.1 Zielsetzung	2
		8.2.2 Mittlerer Schwebstoffgehalt 8	3
		8.2.3 Suspensionstransport	5
		8.2.4 Transportmuster	8
	8.3	Zusammenfassung und Ausblick zum Sedimenttransport	9
		-	

9 Fazit

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1:	Übersicht aller Pegelstation im Fokusgebiet des Nordseemodells	10
Abbildung 2:	Rechengitter des UnTRIM2 Nordseemodells	12
Abbildung 3:	Modellbathymetrie des Nordseemodells im Jahr 2006	14
Abbildung 4:	Modellbathymetrie des Nordseemodells im Jahr 2006 (Fokusgebiet)	15
Abbildung 5:	Beispielhafte Bauwerksprojektion	16
Abbildung 6:	Verteilung der Sohlrauheit	18
Abbildung 7:	Verteilung der Sohlrauheit (Fokusgebiet)	18
Abbildung 8:	Beispielhafte Berechnung der Fernwelle	21
Abbildung 9:	Oberwasserabfluss in 2006	25
Abbildung 10:	Windrose in Helgoland, 2006	26
Abbildung 11:	Scatterplot des Wasserstands in Lerwick und Roscoff, 2006	27
Abbildung 12:	Partialtidenanalyse in Helgoland, Bake A und Blankenese, 2006	29
Abbildung 13:	Schematische M2-Partialtide in Helgoland 1983-2007	30
Abbildung 14:	Partialtidendifferenzen Modell-Messung, 2006	31
Abbildung 15:	Scatterplot aller Partialtiden 2006	33
Abbildung 16:	Wasserstände in Helgoland, 2006	35
Abbildung 17:	Wasserstände in Bremerhaven, 2006	36
Abbildung 18:	Wasserstände in Cuxhaven, 2006	37
Abbildung 19:	Wasserstände in Hörnum Hafen, 2006	38
Abbildung 20:	Boxplot des Fehlers der Wasserstände, 2006	39
Abbildung 21:	Boxplot des Fehlers der Wasserstände, 2006	40
Abbildung 22:	Oberwasserabfluss in 2012	43
Abbildung 23:	Windrose in Leuchtturm Alte Weser, 2012	43
Abbildung 24:	Scatterplot aller Partialtiden 2012	44
Abbildung 25:	Partialtidendifferenzen Modell-Messung, 2012	46
Abbildung 26:	Scatterplot aller Flachwasser Partialtiden 2012	47
Abbildung 27:	Wasserstände in Leuchtturm Alte Weser, 2012	48
Abbildung 28:	Wasserstände in Norderney Riffgat, 2012	49
Abbildung 29:	Wasserstände in Hooksielplate, 2012	50
Abbildung 30:	Wasserstände in Wyk auf Föhr, 2012	51
Abbildung 31:	Fehlerverteilung der Wasserstände, 2012	52
Abbildung 32:	Quantile der Wasserstände, 2012	54
Abbildung 33:	Tidekennwerte Modell-Messung, 2012	56
Abbildung 34:	Messstationen So07JD-Kampagne (Strömung), 2012	58
Abbildung 35:	Strömung in So07JD0, Jade, 2012	59
Abbildung 36:	Strömung in So07JD1, Jade, 2012	60
Abbildung 37:	Strömung in So07JD2, Jade, 2012	61
Abbildung 38:	Strömung in So07JD3, Jade, 2012	62
Abbildung 39:	Strömung in So07JD4, Jade, 2012	63
Abbildung 40:	Strömung in So07JD5, Jade, 2012	64
Abbildung 41:	Fehlerverteilung der Strömungsmessstationen So07JD 0-5, Jade, 2012	65
Abbildung 42:	Hodograph der Strömung in So07JD0, Jade, 2012	66
Abbildung 43:	Hodographen der Strömung in So07JD1 bis So07JD3, Jade, 2012 .	67
Abbildung 44:	Hodographen der Strömung in So07JD4 bis So07JD5, Jade, 2012 .	68

Abbildung 45:	Salzgehalt in CUX, 2012	69
Abbildung 46:	Salzgehalt in RSS, 2012	70
Abbildung 47:	Scatterplot des Salzgehalts in CUX und RSS, 2012	71
Abbildung 48:	Fehlerverteilung der Salzgehalte, 2012	71
Abbildung 49:	Rechengitter des UnK Seegangsmodells	72
Abbildung 50:	Signifikante Wellenhöhe in Westerland bei Sylt, 2008	76
Abbildung 51:	Signifikante Wellenhöhe in Leuchtturm Alte Weser, 2012	77
Abbildung 52:	Charakteristischer Scatterplot der mittleren Wellenrichtung	78
Abbildung 53:	Charakteristische Ganglinie der mittleren Wellenperiode	79
Abbildung 54:	Mittlere Sedimentkonzentration in der südlichen Deutschen Bucht .	83
Abbildung 55:	Mittlere Sedimentkonzentration in der südlichen Deutschen Bucht .	84
Abbildung 56:	Signifikante Wellenhöhe am Pegel Westerland vor Sylt im Jahr 2013	85
Abbildung 57:	Validierung des Schwebstoffgehalts in Bremerhaven und Robbensüdstee	ert 86
Abbildung 58:	Validierung des Schwebstoffgehalts in Bremerhaven und Robbensüdstee	ert 87
Abbildung 59:	Transportpfade für den Geschiebetransport im Validierungsjahr 2013	88

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1:	Oberwasserzuflüsse im Modellgebiet	22
Tabelle 2:	RMSE der Partialtiden im Fokusgebiet	32
Tabelle 3:	RMSE der M2-Partialtide: Modellvergleich mit der Literatur	33
Tabelle 4:	Fehlerkennzahlen der Kalibrierung der Wasserstände	39
Tabelle 5:	Fehlerkennzahlen der Kalibrierung der Wasserstände	52
Tabelle 6:	Differenz der Wasserstandsquantile, 2012	55
Tabelle 7:	Ungenauigkeiten von Strömungsmessungen	57
Tabelle 8:	Geschätzte Tiefen der Messstationen So07JD0 bis So07JD5	65
Tabelle 9:	Sedimenttransportparameter nach Kalibrierung	81

Abkürzungsverzeichnis

AufMod	Aufbau eines Modellierungssystems zur Morphodynamik in der Deutschen Bucht
ASTM	Acoustic concentration sensor
AWZ	Ausschließliche Wirtschaftszone
BAW	Bundesanstalt für Wasserbau
BMVI	Bundesministerium für Verkehr und digitale Infrastruktur
BSH	Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie
BfG	Bundesamt für Gewässerkunde
\mathbf{CFL}	Courant-Friedrich-Levy Kriterium
COSMO	Consortium for Small-scale Modeling
D-Flow FM	D-Flow Flexible Mesh
DGM	Digitales Geländemodell
DWD	Deutscher Wetterdienst
EasyGSH-DB	Erstellung anwendungsorientierter synoptischer Referenzdaten zur Geomorphologie, Sedimentologie und Hydrodynamik in der Deutschen Bucht
FBM	Funktionales Bodenmodell
FES	Finite Element Solution
\mathbf{FV}	Finite Volumen
JaNET	Java Netzgenerator
KFKI	Kuratorium für Forschnug im Küsteningenieurwesen
MAE	mean absolute error
MDI-DE	Marine Dateninfrastruktur Deutschland
\mathbf{mSLR}	mean sea level rise
NCO	netCDF Operator
OBS	optical back scatterance sensor
OWEA	Offshore Windenergieanlagen
PT	Partialtiden als ortsvariable, harmonische Konstante bezüglich der Amplituden und Phasen des Wasserstandes
PT-Analyse	Partialtidenanalyse
RANSE	Reynolds-averaged Navier-Stokes Equations
RMSE	root mean square error
h1/3	Signifikante Wellenhöhe
Thb	Tidehub
\mathbf{Thw}	Tidehochwasser

TDKW	Tidekennwerte des Wasserstands
\mathbf{Tmw}	Tidemittelwasser
Tnw	Tideniedrigwasser
TRIM	tidal, residual, intertidal, mudflat
UnTRIM	unstructured, tidal, residual, intertidal, mudflat



1 Einleitung

Die Nordsee ist ein Randmeer des Nordatlantiks und der Lebensraum von etwa 50 Millionen Einwohnern in neun industriell hochentwickelten Ländern, wobei insbesondere die Küstenbereiche dicht besiedelt sind.

Die Steigerung des Schiffsverkehrs als Folge der Zunahme des Welthandels (insbesondere durch Containertransporte), der boomenden Kreuzfahrtbranche, aber auch durch den Fährverkehr und die Fischerei führen zu einer intensivierten Nutzung der Nordsee. Daneben stehen weitere Beanspruchungen durch Offshore Windenergieanlagen (OWEA), des touristischen Bedarfs und der Ansprüche des Naturschutzes im Fokus der Öffentlichkeit.

Insofern ist die Dynamik des Nordseeraumes von großem und breit angelegtem Interesse. Dieses führte bereits früh zu einem starken Einsatz von vielfältigen Untersuchungen. Neben großangelegten Messkampagnen wurden in vermehrtem Maße auch numerische Simulationsmodelle entwickelt und für Fragestellungen der Nordsee- bzw. des Küstensaumes eingesetzt. Dementsprechend ist die Nordsee eine der weltweit am besten und intensivsten untersuchten Meeresregionen auf der Welt.

Zu Anfang standen Fragen zu Sturmfluten und des Tidegeschehens im Vordergrund. Nachfolgend richtete sich der Fokus auf den Salz- und Schwebstofftransport sowie Temperaturund biogeochemischer Prozesse (Delhez, 2004). In den vergangenen Jahren bildeten Untersuchungen zu den Folgen eines prognostizierten Anstiegs des Meeresspiegels (mean sea level rise (mSLR)) einen Schwerpunkt der numerischen Simulationen. Jones (2002) schätzte nicht weniger als 50 Modelle, die für die Nordsee und das nord-westliche kontinentale Shelf aufgestellt wurden, zusammen mit einer Vielzahl unterschiedlicher Ausdehnungen und numerischer Charakteristiken. Abseits des zum Teil stark strukturierten Küstensaums (Wattenmeer) stellen die Interaktion und der Einfluss auf die in die Nordsee / Deutsche Bucht mündenden Ästuare eine Herausforderung an die Modell- und Analysetechnik dar.

1.1 Aufgabenstellung

Vor diesem Hintergrund ist das Forschungsprojekt Erstellung anwendungsorientierter synoptischer Referenzdaten zur Geomorphologie, Sedimentologie und Hydrodynamik in der Deutschen Bucht (EasyGSH-DB) zu sehen. Hierdurch sollen die umfangreichen, inhomogenen behördlichen Datensätze zusammengetragen, homogenisiert und qualitätsgeprüft aufbereitet werden. Basierend auf den Arbeiten des vorangegangenen Forschungsprojektes Aufbau eines Modellierungssystems zur Morphodynamik in der Deutschen Bucht (AufMod) (Zeiler u. a., 2014; Milbradt u. a., 2015a,b) werden mit Hilfe des Funktionalen Bodenmodells (FBM) jährliche Bathymetrien erzeugt. Darauf aufbauend werden numerische Simulationen für einen Zeitraum von 20 Jahren zusammen mit umfangreichen Analysen durchgeführt. Alle Daten werden durch die BAW über die Marine Dateninfrastruktur Deutschland (MDI-DE) und über die mCLOUD (https://www.bmvi.de/mFund/mCloud/mcloud.html) des Bundesministeriums für Verkehr und digitale Infrastruktur bereitgestellt.

1.2 Dokumentenstruktur

Dieses Dokument ist die Basis der in EasyGSH-DB erstellten Jahreskennblätter, welche separat für jedes der 20 Jahre produziert werden. Neben der Dokumentation der kennzeichnenden



Prozesse und Werte sind diese Kennblätter auch als eine "Kurzvalidierung" zu verstehen. Zusätzlich zu diesem Dokument ist der Erläuterungsbericht zur Analysemethodik sowie zu den Analyseergebnissen zu beachten.

1.3 Nordsee und Deutsche Bucht

Das Gebiet der Nordsee wird charakterisiert durch eine breite Verbindung zum Nordatlantik und einen Anschluss an die Ostsee. Im Südwesten befindet sich der Zugang zum Ärmelkanal. Das Zusammenwirken ozeanischer (Tide, Windstau, Seegang, ...) und kontinentaler (Oberwasser, Sedimenteintrag, ...) Prozesse ergibt ein komplexes System unterschiedlicher Wirkzusammenhänge und Skalen des Gesamtsystems der Nordsee mit dem Küstensaum der Deutschen Bucht und den interagierenden Ästuaren.

Die maximale Wassertiefe wird in der norwegischen Rinne 1.250 m erreicht. Im Mittel beträgt die Wassertiefe der gesamten Nordsee lediglich 80 m, am Nordrand rund 400 m und am Südrand etwa 150 m. Die überwiegend nordwestlichen Wetterlagen bewirken häufige Sturmund Kantenfluten in der Deutschen Bucht. Das komplexe Küstenrelief der Deutschen Bucht, bestehend aus Wattplaten, verzweigten Wattrinnen, vorgelagerten Barriereinseln und den Mündungsbereichen dreier großer Ästuare, bewirkt eine Verformung der Tiden durch die Bildung von Seichtwassertiden. Das Zusammenwirken der ausgeprägten Sonnen- und Hauptmondpartialtiden (S2 und M2) erzeugt die typischen Spring-Nipp Zustände der Tidekurve (siehe hierzu auch Godin (1973)).

1.4 Literaturübersicht zur Nordseemodellierung

Eine Vielzahl älterer Publikationen beschäftigt sich mit der Tidedynamik der Nordsee im Zusammenhang mit mittleren Zuständen des Wasserstands sowie Sturmfluten (Backhaus, 1980; Brettschneider, 1967; Flather, 1976; Heaps, 1969, 1972; Maier-Reimer, 1977; Prandle, 1974; Pugh, 1976). Daneben bilden der Stoff- und Wärmetransport (Becherer u. a., 2018; Jones, 2002) sowie morphodynamische Fragestellungen (Jacob u. a., 2016; Milbradt u. a., 2015a; Putzar und Malcherek, 2015; Sutherland u. a., 2004a; Winter, 2011) bzw. die Auswirkungen eines beschleunigten mSLR (Ward u. a., 2012) einen Schwerpunkt in der Modellierung.

Das Nordseemodell der BAW (Plüß, 2003) bildet die Grundlage für die hier durchgeführten hydrodynamischen Untersuchungen in der Deutschen Bucht. Vorangegangen waren Arbeiten des KFKI-Projekts AufMod (Zeiler u. a., 2014; Milbradt u. a., 2015a) im Rahmen dessen umfassende morphodynamische Berechnungen für die Nordsee durchgeführt wurden. Auf einer größeren Skala wurde das D-Flow FM Schelf-Modell (Zijl u. a., 2013) veröffentlicht, um großräumige Wasserstandsdynamik zu berechnen.

Geordnet nach der Bedeutung für EasyGSH-DB muss AufMod hervorgehoben werden, da viele der Eingangsdaten und grundlegende Überlegungen beim Modellaufbau bereits hier detailliert dokumentiert wurden. Ebenso profitiert das Projekt EasyGSH-DB vom Funktionales Bodenmodell (FBM) (Milbradt u. a., 2015b), welches Bathymetrie und Sedimentologie in einem sehr hohen Detaillierungsgrad zeitvariabel interpoliert bereitstellt. Seit dem Zeitpunkt der Veröffentlichung wurde und wird das FBM intensiv weiterentwickelt. Aktuell werden homogene und qualitätsgesicherte bathymetrische Daten in den Ästuaren auf 1 m- und im Küstenbereich auf 10 m Rastern berechnet. Die Genauigkeit der Hindcastsimulationen in EasyGSH-DB orientiert sich an den Ergebnissen aus Plüß (2003) und Zijl u. a. (2013).



2 Modellierungswerkzeuge und Definitionen

Das EasyGSH-DB Nordseemodell wird abseits des hydrodynamischen Rechenkerns UnTRIM2 mit zwei gekoppelten Modulen betrieben. Die Hydrodynamik und der Hauptbestandteil aller weiterer Berechnungen werden mit der UnTRIM Familie (vgl. Abschnitt 2.1) durchgeführt. Teil dieser Software sind das von der BAW entwickelte Morphodynamik-Modul SediMorph (vgl. Abschnitt 2.2), das die Sohlrauigkeit auf Grundlage von Korn- und Formrauheit berücksichtigt. Weiterhin werden bodennaher Sediment- und Schwebstofftransport sowie variable Sohltiefe berechnet. Die Seegangssimulation wird online mit UnTRIM gekoppelt durch das spektrale K-Modell (vgl. Abschnitt 2.3, auch UnK genannt) durchgeführt.

2.1 UnTRIM

In diesem Kapitel werden der numerische Ansatz und die Entwicklung von UnTRIM kurz erklärt. Die zugrunde liegenden Differentialgleichungen sowie die numerische Implementierung sind bereits ausreichend veröffentlicht (vgl. Abschnitt 2.1.3) und werden nachfolgend lediglich referenziert.

2.1.1 Kurzdarstellung

UnTRIM ist ein semi-implizites finite Differenzen/-Volumen Verfahren, das auf unstrukturierten, orthogonalen Gittern stationäre und instationäre Strömungs- und Transportprobleme löst (Casulli und Walters, 2000).

Es löst hierbei die Kontinuitätsgleichung inkompressibler Fluide, instationärer Reynoldsaveraged Navier-Stokes Equations (RANSE) und die instationäre Advektions-Diffusions Gleichung. Zur Lösung der RANSE kommen zudem unterschiedliche Turbulenzapproximationen nullter, erster und zweiter Ordnung zum Einsatz. Als Ergebnis werden die physikalischen Größen Wasserspiegelauslenkung, Strömungsgeschwindigkeit, Stoffkonzentration, Turbulenz und Fluiddichte ausgegeben.

Die verwendeten drei- oder viereckigen, orthogonalen Berechnungszellen haben ein definiertes Volumen V_i . Dieses setzt sich zusammen aus der Zelloberfläche A_i und der maximalen Kantentiefe d_{max} . Die Geschwindigkeiten werden auf den Kantenmittelpunkten der Elemente orthogonal zur Kantenausrichtung berechnet und ausgegeben. Kanten können zudem separat trockenfallen. Sind in einem Element alle Kanten trocken, ist das Element trocken. Für weitere Details zum Trockenfallalgorithmus wird auf weiterführende Literatur (vgl. Abschnitt 2.1.3 und Abschnitt 2.1.4) verwiesen.

2.1.2 Physikalische Prozesse

Nachfolgende physikalische Prozesse werden vom Modell abgebildet:

- Auflösung der Hydrodynamik (Wasserstand, Strömung)
- Stoff- und Wärmetransport
- Unterschiedliche Advektionsmodelle
- Horizontale und vertikale Turbulenz
- Windschubspannung



- Windstau
- Atmosphärenaustausch
- Bauwerke
- nicht-hydrostatische Prozesse

Vernachlässigt werden:

- Eisbildung und Eisbedeckung
- Niederschlag und Wolkenbedeckung
- Grundwasserinteraktion

2.1.3 Literatur

In diesem Kapitel soll die Entwicklung von tidal, residual, intertidal, mudflat (TRIM) auf unstructured, tidal, residual, intertidal, mudflat (UnTRIM) und UnTRIM2 erläutert werden. TRIM (Casulli, 1990) benutzte als Ursprungsversion regelmäßige, rechteckige Gitter, welche die Flachwassergleichungen in 2D lösten. Die Erweiterung auf TRIM3D (Casulli und Cattani, 1994) ermöglichte es, Strömungsprobleme mit dem Verfahren dreidimensional zu betrachten. Die Verwendung unstrukturierter, orthogonaler Gitter (Casulli und Walters, 2000) ist zentral für die Grundversion von UnTRIM. Das Verfahren beinhaltet weiterhin eine semi-implizite Zeitdiskretisierung und ein finite Differenzen bzw. Volumen Verfahren zur örtlichen Lösung des Modells. Eingeführt wurde zudem das Orthogonalitätskriterium für Gitternetzelemente. Dieses sagt aus, dass in unstrukturierten, orthogonalen Netzen keine Dreieckselemente mit einem Innenwinkel von mehr als 90 Grad existieren dürfen. Durch die Nutzung von Dreiecken wurde es möglich, komplexere Geometrien mit weniger Elementen detailreicher abzubilden. Das System in dieser Form wird nachfolgend als UnTRIM bezeichnet.

Die neueste Version UnTRIM beinhaltet einen detaillierten Trockenfallalgorithmus (Casulli, 2009) sowie die Erweiterung um die Subgrid-Technologie (Casulli und Stelling, 2011). Hierdurch wurde es möglich, komplexe Bathymetrien mit vergleichsweise groben Gittern zu approximieren, ohne dabei einen signifikanten Informationsverlust zu erleiden. Auf die Gitternetzerstellung (Sehili u. a., 2014) und numerische Implementierung (Casulli und Stelling, 2011) wird an dieser Stelle nicht weiter eingegangen. Details zum Subgrid Verfahren werden im nachfolgenden Abschnitt 2.1.4 kurz dargestellt. Diese Version wird nachfolgend als UnTRIM2 bezeichnet.

2.1.4 Subgrid

Bathymetrische Daten können dank moderner Methoden in einer sehr hohen Auflösung erhoben und verarbeitet werden. Um diesen Detailgrad in numerischen Modellen berücksichtigen zu können, müssten Berechnungsgitter mit unverhältnismäßig hohen Knotenzahlen erstellt werden (Casulli und Stelling, 2011). Die finite Volumen Methode von UnTRIM nutzt an dieser Stelle die Volumenabhängigkeit der Massenströme im Element und definiert innerhalb des Berechnungsgitter Subpolygone, in denen die volumenabhängigen, nichtlinearen Flachwassergleichungen gelöst werden. Nachfolgende Erklärung orientiert sich an den Ausführungen von Casulli (2009) und Sehili u. a. (2014).



Die Flachwassergleichungen werden mit dem Subgridverfahren weiterhin auf einem im Vorfeld erstellten Rechengitter gelöst. Dieses Rechengitter enthält Polygone, welche wiederum Kanten besitzen. Die Berechnungszelle wird nun isoliert betrachtet und jede Kante m-fach unterteilt. Es entstehen Polygone (Subpolygone) in der Berechnungszelle. Diese Polygone werden auch als Subzellen bezeichnet. Das Volumen der Subzellen ist hierbei variabel und nichtlinear vom Wasserstand abhängig. Zudem kann für jede Subkante separat geprüft werden, ob sie trocken fällt. Somit kann bei der anschließenden Konsolidierung der Ergebnisgrößen auf dem übergeordneten Berechnungsgitter eine teilweise trockene Kante/Zelle erzeugt werden. Eine signifikante Verbesserung der Volumenbilanz bzw. der durchströmten Kantenfläche in z-Richtung wird erzielt. Die ausführliche Beschreibung dieses Trockenfallalgorithmus wird in Casulli (2009) dargestellt. Die dreidimensionale Implementierung inklusive des Wichtungsverfahrens an den Zellkanten wird in Casulli und Stelling (2011) behandelt. Nun muss an dieser Stelle relativiert werden, dass Wasserstand und Strömung weiterhin im übergeordneten Gitter berechnet werden und Subelemente lediglich zusätzlich als Trockenfallmaske und zur verbesserten Volumenapproximation der Gitterzelle verwendet werden.

2.2 SediMorph

SediMorph (Malcherek u. a., 2002) wurde als Morphodynamik-Modul von der BAW entwickelt. Es berechnet die Rauheitswirkung des Bodens auf Basis des Sedimentinventars als Kornrauheit und von kleinskaligen Sohlformen (Riffeln) als Formrauheit.

SediMorph kann nachfolgende Prozesse berücksichtigen (Auszug aus http://http://wiki.baw.de/de/index.php/Mathematisches_Verfahren_SEDIMORPH):

- räumlich und zeitlich veränderliche Kornzusammensetzungen (Gewässersohle)
- räumlich unterschiedliche Sohlformen
- Prädiktion von Rippeln
- zeitvariable Berechnung der Sohlrauheit in Abhängigkeit des Oberflächensediments
- zeitvariable Berechnung der Sohlschubspannung in Abhängigkeit von Sohlrauheit und Strömung
- Sohlschubspannung infolge Seegangsbelastung
- Erodierbarkeit des Gewässerbodens in Abhängigkeit des Porengehalts
- Berechnung von Erosionsraten
- Berechnung von fraktioniertem Geschiebetransport
- Kombination von Geschiebe- und Schwebstofftransport
- Hiding/Exposure Funktionen
- Berechnung von Morphodynamik
- Berücksichtigung von Beschleunigungsfaktoren der Sohlentwicklung

Das Sedimentinventar wird fraktioniert abgebildet. Das heißt, es werden Kornklassen mit spezifischen Eigenschaften (Dichte, Durchmesser, Sinkgeschwindigkeit, Transportart – Geschiebe oder Suspension) vorgegeben. Als Ergebnis der angreifenden Strömung und der Rauheit wird die Sohlschubspannung berechnet und darauf basierend Geschiebetransport sowie Erosionsraten für die Resuspension von Sedimenten berechnet.



2.3 K-Modell

Das K-Modell ist ein reines Seegangsmodell, welches die Seegangsgleichungen im Spektralbereich löst (Schneggenburger u. a., 2000). Das Verfahren dient zur Berechnung der Entstehung, Ausbreitung und Dissipation von Seegang im Ozean, Küstengewässern und Ästuaren. Das K-Modell wurde für die BAW auf unstrukturierte, orthogonale Gitter (Casulli und Walters, 2000) erweitert. Diese Version des K-Modells wird als UnK betitelt.

UnK berücksichtigt nachfolgende Prozesse (Auszug aus http://wiki.baw.de/de/index.php/Mathematisches_Verfahren_K-MODELL):

- Erhaltung der Aktionsdichte von Wellen
- Advektiver Transport von Aktionsdichte durch Strömung
- Shoaling
- Refraktion
- Energieeintrag durch Wind
- Energieverlust durch turbulente Diffusion
- Energieverlust durch Reibung auf der Gewässersohle

Die Kopplung an UnTRIM2 (vgl. Abschnitt 2.1) erfolgt durch die Übergabe der Beschleunigung an die Flachwassergleichungen als Quell- bzw. Senkterm. Es besteht die Möglichkeit, das K-Modell offline (ohne direkte Rückkopplung mit der Hydrodynamik) oder online an UnTRIM2 zu koppeln.

Die Berechnung des K-Modells ergibt für jeden Ausgabezeitschritt:

- Signifikante Wellenhöhe (h1/3)
- Peak-Periode der Wellen
- mittlere Periode der Wellen
- Wellenperiode TM1
- Wellenperiode TM2
- mittlere Richtung der Wellenausbreitung
- mittlere Streuung der Wellenausbreitung ("spread")
- Beschleunigung ("Radiation Stress")

2.4 Definitionen

Nachfolgend sollen einige grundlegende Gleichungen und Zusammenhänge, welche im Laufe der Kalibrierung und Validierung von Wichtigkeit sind, kurz erläutert werden.



2.4.1 Pearson-Korrelation

Die Pearson Korrelation zeigt durch den Quotienten der Varianz zweier Datenmengen den Grad des linearen Zusammenhangs. Hierbei bedeutet ein Korrelationskoeffizient R von 1 einen perfekten, von 0 keinen und von -1 einen entgegengesetzten Zusammenhang. In Gleichung (1) steht R für den Pearson-Korrelationskoeffizienten, n für die Anzahl an Stichproben, λ_o für beobachtetete (observed) bzw. λ_p für simulierte (predicted) Stichproben zum Zeitpunkt $t, \overline{\lambda}$ für den Mittelwert von beobachteten bzw. gemessenen Stichproben und σ für die jeweilige Standardabweichung.

$$R = \frac{\frac{1}{n} \sum^{t} (\lambda_{t,o} - \overline{\lambda_o}) (\lambda_{t,p} - \overline{\lambda_p})}{\sigma_n \sigma_o} \tag{1}$$

Bei der Interpretation des Korrelationskoeffizienten R im Zusammenhang mit einer Modellvalidierung (siehe hierzu auch Winter (2007)) gilt es zu beachten, dass R nur von 1 abweichen wird, wenn λ_o und λ_p sich zeitlich unterscheiden. Wird beispielsweise eine lineare Korrelation über zwei Tidesignale gebildet, welche lediglich um eine Strecke $(x|y + \Delta y)$ nach oben verschoben wurde, so wird die Korrelation unabhängig von Δy den perfekten Wert 1 ergeben, da sich die Varianz der korrelierten Daten nicht verändert hat (Willmott, 1984).

Ebenso weist R ein nicht-lineares Verhalten bei der zeitlichen Verschlechterung der eingehenden Signale λ_o , λ_p auf, sodass lediglich eine Aussage über die Existenz einer Phasenverschiebung gemacht werden kann. Hinzu kommt, dass so Ausreißer in den Daten (zumeist in λ_o) aufgrund der mathematischen Formulierung in Gleichung (1) stärker gewichtet werden (Hedges, 2001).

Durch das dimensionslose Klassifizieren des linearen Zusammenhangs zweier Datensätze wird in der Korrelationsformulierung ebenfalls keine Aussage über die Höhe oder den (zeitlichen) Ort des Fehlers getroffen (Willmott, 1984), was die Interpretation intransparent macht.

2.4.2 Fehler

Zur Quantifizierung der Übereinstimmung zwischen Modell- und Messdaten werden Fehler E_t berechnet, die die Differenz zum identischen Zeitpunkt t darstellen. Der mean absolute error (MAE) und der root mean square error (RMSE) stehen in der Statistik als Maßzahlen für eine Fehlermenge aus zwei unabhängigen Datensets. Wird E als die Differenz zweiter Datenpunkte zum Zeitpunkt t definiert, ist der MAE das Mittel der absoluten und der RMSE die Wurzel des Mittels aller quadrierten Fehler E_t .

$$E_t = \lambda_{t,o} - \lambda_{t,p} \tag{2}$$

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{t} |E_t| \tag{3}$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum^{t} (E_t)^2}$$
(4)

Gleichung (3) und (4) zeigen die mathematische Formulierung beider Fehlergrößen. Hierbei steht t für einen gemeinsamen Zeitpunkt, λ für einen Datenpunkt, o für gemessen, p für



modelliert und n für die Anzahl der Datenpunkte.

Bei der Beurteilung der Fehlergrößen MAE und RMSE ist darauf zu achten, dass der MAE durch die Mittelung aller Stichproben ohne Gewichtung bei einer sehr großen Anzahl an Werten Ausreißer kaschiert (Willmott, 1984), wobei der RMSE durch das Quadrieren des Einzelfehlers eine Wichtung bedeutet. Entsprechend erzeugen ungleichmäßige Fehlerverteilungen mit einer hohen Zahl an Ausreißern hohe RMSEs (Willmott und Matsuura, 2005). Weitere Informationen zu der Definition von Fehlern finden sich in Sutherland u. a. (2004b) sowie Willmott und Matsuura (2005).

2.4.3 Regression

Werden Modell- und Messdaten zu einem gemeinsamen Zeitpunkt t im zweidimensionalen Raum dargestellt, kann eine Regression Aussage über die Güte der Übereinstimmung geben, da das Produkt von Messung und Modell zum Zeitpunkt t im Idealfall 1 sein sollte. In der Theorie müsste ein Vergleich von Messung und Modell eine Darstellung mit einer linearen Regression von f(x) = x ergeben.

Die lineare Regression hat die Grundform f(x) = mx + b, wobei m die Steigung und b den y-Achsenabschnitt darstellen. Durch den Vergleich der Regressionsparameter m und b mit der optimalen Verteilungsfunktion f(x) = x kann eine Aussage über die Modellqualität gemacht werden. Ein vertikaler Offset wäre im y-Achsenabschnitt b zu erkennen, eine Überschätzung der oberen bzw. unteren Quantile in der Steigung m.

Der Regressionsansatz sollte stets überdacht werden, wenn in der Modellvalidierung mit Messdaten gearbeitet wird. Logischerweise bedeuten Ausreißer bei der Bildung einer Regressionsgeraden eine Verfälschung. Aus diesem Grund empfiehlt Hedges (2001) die Verwendung eines robusten Regressionsansatzes. In einem entsprechenden Ansatz werden bei der Bildung der kleinsten Fehlerquadrate keine quadrierten Fehler verwendet.



3 Modellaufbau

Das EasyGSH-DB Simulationsmodell muss besondere Anforderungen erfüllen. Durch den hohen Anspruch an die Qualität von Referenzdaten (vgl. Abschnitt 1.3) sowie der langen Zeitspanne von 20 Jahren entstehen beim Modellaufbau Herausforderungen, die spezielle Lösungen erfordern:

- 1. Sowohl UnTRIM2 als auch das K-Modell müssen für 20 Jahre jeweils auf Basis einer unveränderten Gitternetztopologie betrieben werden, um keine Verfälschungen der Ergebnisse durch eine Variation der Rechennetzkonfiguration zu produzieren.
- 2. Alle Randbedingungen müssen für die kompletten 20 Jahre vorhanden, konsistent und verifizierbar sein.
- 3. Das Modell muss für jedes der 20 Jahre eine vergleichbare Ergebnisqualität mit unveränderten Parametereinstellungen (z. B. Bodenreibung) erbringen.

3.1 Modellkonzept

Um den oben genannten Anforderungen zu entsprechen, wurde ein Modellkonzept erstellt. Die Anforderungen stützen sich maßgeblich auf das Vorgängerprojekt AufMod und Erkenntnisse aus der Literatur (vgl. Abschnitt 1.4).

Die Gitternetzauflösung wurde speziell an die Bathymetrie der Deutschen Bucht angepasst. Die Gesamtanzahl an Elementen und Kanten wurde im Vergleich zu AufMod verdreifacht. Rund 75 % aller Modellelemente und -kanten wurden im Fokusgebiet der Deutschen Bucht angeordnet. Landwärts der NN-20 m-Tiefenlinie werden Gitternetze mit weniger als 1 km-Kantenlänge spezifiziert. Im Küstensaum wird zudem ein hochaufgelöstes Subgrid (vgl. Abschnitt 2.1.4) mit einer Dichte von m = 8 (jede Kante wird 8-fach unterteilt) eingeführt, welches die Volumentreue der Modellierung zusätzlich erheblich erhöht. Die Dichte des Subgrids außerhalb der Deutschen Bucht beträgt 4 bis 6, da die Datengrundlage der Tiefenverteilung nach AufMod durch britische, schottische, belgische und holländische Bathymetriedaten (vgl. Abschnitt 3.4) signifikant verbessert werden konnte.

Die Elbe-, Ems- und Weserästuare sind volumentreu bis zur Tidegrenze (Wehr) an das Modell der gesamten Nordsee angeschlossen worden. Die Nebenflüsse von Ems, Weser und Elbe sowie das Eiderästuar werden hier jedoch nicht berücksichtigt. Ästuare außerhalb der Deutschen Bucht werden ebenfalls vernachlässigt bzw. vereinfacht nachempfunden.

Aufgrund der 20 Jahresbathymetrien spielt die Volumentreue in diesem Modellierungsansatz eine zentrale Rolle. Da ein finite Differenzen- bzw. Volumen-Verfahren zur Ortsdiskretisierung verwendet wird (vgl. Abschnitt 2.1), ist das Zellvolumen der Gitternetzelemente zentraler Bestandteil beim Lösen der Flachwassergleichungen. Ein Modellsystem ist dann volumentreu, wenn es das reale Wasservolumen je Gitterzelle (kalkuliert aus dem digitalen Geländemodell) möglichst exakt wiedergegeben hat. Durch das Subgrid-Verfahren wird diese Approximation signifikant verbessert.

Der Seegang wird auf einem eigenen, ebenfalls unstrukturierten Gitternetz berechnet. Die Modellauflösung ist hier etwa 5 bis 8-fach höher als im Vorgängermodell in AufMod. Rund 80 % aller Elemente befinden sich innerhalb der 30 m Iso-Linie im Fokusgebiet der Deutschen Bucht angeordnet. Das Gitternetz wurde bezüglich einer hohen Auflösung im Wellenumformungsbereich optimiert.





Abbildung 1: Übersicht aller Pegelstationen im Modellgebiet (oben links), im Fokusgebiet (oben, rechts), im Ems Ästuar (unten, links), im Weser Ästuar (unten, mittig) und im Elbe Ästuar (unten, rechts) aus EasyGSH-DB. Hintergrund von EMODnet (EMODnet Bathymetry Consortium, 2016), enthält geänderte Copernicus Sentinel Daten ab 2018).



3.2 Modellgebiet

Das EasyGSH-DB Modell (siehe Abb. 1) wurde gegenüber AufMod nach Plüß (2003) geringfügig nach Norden erweitert. Zur korrekten Abbildung der Tidedynamik in der Deutschen Bucht inklusive der AWZ muss, aufgrund der Lage der amphidromischen Punkte (Heaps, 1969), die gesamte Nordsee betrachtet werden.

Dementsprechend ist das Modellgebiet ausreichend dimensioniert, um die M2-Amphidromien in Cromer (England, CRO_UK), Bergen (Norwegen) und westlich von Thyborøn (Dänemark, THY_DK) zu reproduzieren. In verschiedenen Nordseemodellierungen (vgl. Abschnitt 1.4) wurden vergleichbar große oder z. T. größere Modellgebiete gewählt.

Das EasyGSH-DB Nordseemodell entsprechend Abb. 1 wird seewärts über einen Nordund einen Südwestrand (auch Kanalrand) mit Zeitreihen des Wasserstandes gesteuert. Die Südwestspitze von England (bei Devonport, DEV_UK) bildet hierbei den nördlichen Teil des Kanalrands, die Nordwestgrenze von Frankreich (bei Roscoff, ROS_FR) den südlichen. Da sich der Nordrand in den Vorläuferprojekten bei der Spezifikation der Randwerte an Messungen orientierte, wurde die Modellgrenze zwangsläufig bei Wick (Schottland, WIK_UK), Lerwick (Schottland, LER_UK) und Bergen (Norwegen) gezogen. Diese Lage des seewärtigen Modellrandes ist durch die Verwendung der Daten des globalen Tidemodells FES 2014b nicht mehr notwendig. Der offene Modellgebiet wird, verglichen mit AufMod, um 90 km nach Westen und um 140 km nach Norden erweitert. Das südliche Ende des Nordrands liegt nun bei Durness (Schottland) und das nördliche bei Steinsundøyna (Norwegen). Damit befindet sich der Modellrand zusätzlich in deutlich tieferem Wasser, was die Genauigkeit der Werte aus dem FES 2014b verbessert.

Das Fokusgebiet von EasyGSH-DB wird in Abb. 1 gezeigt (blaue Fläche). Entsprechend der Anforderungen des Projekts (vgl. Abschnitt 1) erstreckt sich das Modellgebiet von der westlichen Außenems bis zur Südspitze von Rømø.

Die Gebiete bis zur westlichen Aussenems sowie bis zur Nordspitze von Sylt werden als Ergebnis zur Verfügung gestellt. Referenzdaten für die Ästuare selbst sind nicht Bestandteil dieses Modells und zudem mit der angepeilten Modellauflösung nicht belastbar abgebildet. An dieser Stelle würden hochaufgelöste Ästuarmodelle benötigt. Entsprechend endet das Fokusgebiet beim Emssperrwerk (Ems, GAN), Nordenham (Weser, NUF) bzw. Rhinplate-Nord (Elbe, D4).

3.3 Gitternetz

Das mathematische Verfahren UnTRIM (vgl. Abschnitt 2.1) stellt spezielle Anforderungen an das Berechnungsnetz. Mit der Definition des unstrukturierten, orthogonalen Netzes (Casulli und Walters, 2000) wurden Kriterien definiert, welche nachfolgend aufgelistet sind:

- Orthogonalität der Centerpunkt jedes Elements (Drei- und Vierecke) muss im Element liegen.
- Homogenität die Übergänge bei der Verfeinerung im unstrukturierten Gitter sollen so homogen wie möglich sein.
- Flussoptimiert die Elementkanten sollen möglichst orthogonal bzw. senkrecht zur erwarteten Strömung ausgerichtet sein.



Dreiecke folgen dem Orthogonalitätskriterium, sobald kein Innenwinkel größer als 90° bzw. kleiner als 30° ist. Für Vierecke muss gewährleistet sein, dass der Centerpunkt des Elements sich noch im Element befindet. Dies ist vor allem bei Trapezen nicht einfach zu gewährleisten. Homogenität bedeutet neben der optischen Gleichförmigkeit der Elemente, dass in einzelnen Dreiecken alle Innenwinkel gleichmäßig verteilt (60°) sind. Ein homogenes Dreieckselement ist somit gleichzeitig orthogonal.



Abbildung 2: Das EasyGSH-DB UnTRIM2 Nordseemodell Gitter, mit Fokusgebiet (hellblaue Fläche), offenen (dunkelblaue Linie) und geschlossenen (grauschwarze Linie) Rändern. Hintergrund von EMODnet (EMODnet Bathymetry Consortium, 2016), enthält geänderte Copernicus Sentinel Daten ab 2018).

Flussoptimierte Elemente können bei zeitvariabler Bathymetrie nur begrenzt verwendet werden, da sich mit der Topographie auch das Fließverhalten verändert. Zu empfehlen sind Viereckselemente in den Ästuaren und in Bereichen in denen die Strömung aufgrund natürlicher Gegebenheiten gerichtet ist. Am Beispiel der Deutschen Bucht wären dies die Ästuare Ems, Weser und Elbe.

In EasyGSH-DB werden dem Gitternetz jährlich neue Tiefen zugewiesen, was aufgrund des Subgrid-Ansatzes (vgl. Abschnitt 2.1.4) volumentreu realisierbar ist. Die Modellberandung wurde den gewidmeten Deichlinien der Länder Niedersachsen und Schleswig-Holstein nachempfunden. Außerhalb der Deutschen Bucht wurde die Modellberandung mit aktuellen Aufnahmen der LandSatLook Datenbank (Landsat_Oli_2003-2013, http://landsatlook.usgs.gov/)



verifiziert.

Das Gitter selbst wird durch den Präprozessor JaNET generiert. Hierfür werden die Knotendichte am Rand, Struktur und Bruchkanten zusammen mit einem Dichtemodell verwendet. Diese Eingangsdaten werden mit dem Advancing-Front Algorithmus entwickelt. Die Ästuare Ems, Weser und Elbe wurden mithilfe von Viereckselementen, welche in Flussrichtung ausgerichtet sind, diskretisiert. Anschließend wurde das fertige Gitternetz auf Orthogonalität und den Abstand der Centerpunkte optimiert. Die Gitternetzauflösung (Kantenlänge) außerhalb der Deutschen Bucht wird nachfolgend skizziert:

- $\bullet\,$ offene Nord- und Ostsee 5 bis 10 km
- englische und französische Küste 1 bis 10 km
- belgische und niederländische Küste 0,5 bis 5 km
- dänische Küste 0,8 bis 10 km

In der Deutschen Bucht wurden die nord- und ostfriesischen Inseln mit einer Kantenlänge von 350 m, die Deichlinie in Nord- bzw. Ostfriesland mit 450 m realisiert. Der minimale Knotenabstand in Helgoland beträgt ebenfalls rund 350 m. Die Auflösung in Ästuarnähe schwankt zwischen 80 und 350 m. Die Querprofilauflösung im Ästuar beträgt 25 bis 80 m bzw. die Längsauflösung 100 bis 300 m.

Das Subgrid wird im gesamten Modellgebiet mindestens 4-fach berücksichtigt. In der Deutschen Bucht und dem Holländischen Wattenmeer wird ein 6-faches, im Deutschen Wattenmeer, Helgoland und den Ästuaren ein 8- bis 12-faches Subgrid angewendet. Eine n-fache Unterteilung bedeutet, dass jede Elementkante im Definitionsbereich in n Teile segmentiert wird. Daraus resultiert beispielsweise eine 4-fache Unterteilung in 16 Subzellen je Element. Weitere Kennzahlen des Gitternetzes werden nachfolgend aufgelistet:

- 117.210 Knoten
- 203.480 Elemente
- davon 182.011 Δ
- davon 21.469 🗆
- 320.724 Kanten
- minimale Kantenlänge 38,04 m (Ems)
- maximale Kantenlänge 13.450 m (Ostsee)
- 54 vertikale z-Layer

Die 3D-Auflösung wird mit zunehmender Wassertiefe gröber. Von -2 bis 10 m werden 0,5 m Schichten, bis 20 m 1 m Schichten, bis 30 m 2,5 m Schichten, bis 50 m 5 m Schichten und danach 50 bis 200 m Schichten verwendet.



3.4 Bathymetrie

Die Bathymetrie in EasyGSH-DB wird jährlich durch die Funktionalitäten des FBM aus dem Datenbestand von Bund und Ländern abgeleitet.

Diese Datenbank beinhaltet zum Zeitpunkt der Produkterzeugung rund 90.000 Datensätze. Die zugrundeliegende örtliche und zeitliche Interpolation der verschiedenen Messkampagnen wird anschließend manuell umfangreich nachkontrolliert und auf ein 10 m Raster in die Deutsche Bucht interpoliert.



Abbildung 3: Modellbathymetrie des EasyGSH-DB Nordseemodells im Jahr 2006

Zur Verbesserung der Güte der bathymetrischen Eingangsdaten wurden gemessene, aufbereitete Daten aus Großbritannien, Belgien und den Niederlanden beschafft, welche in die Interpolation der Bathymetrie eingehen. Diese Daten wurden hinsichtlich ihres Höhenreferenzsystems



überprüft und gegebenenfalls angepasst. Zeitlich variabel interpoliert werden in EasyGSH-DB jedoch die Deutsche Bucht und Teile des holländischen Wattenmeeres. Das verbleibende Modellgebiet wird mit konstanter Bathymetrie berechnet. In Abb. 3 wird die Subgridtopographie im Jahr 2006 für das EasyGSH-DB Nordseemodell und in Abb. 4 die Bathymetrie der Deutschen Bucht für das Kalibrierungsjahr (vgl. Abschnitt 4) dargestellt. Gut zu erkennen sind die komplexen bathymetrischen Strukturen im Wattbereich mit dem charakteristischen Geflecht aus Rinnen und Wattflächen. Durchbrochen werden diese Strukturen durch die Ästuare von Ems, Weser, Elbe und Eider, welche aufgrund des starken Tideeinflusses im Modellgebiet (explizit mit Ausnahme der Eider) berücksichtigt werden.



Abbildung 4: Modellbathymetrie des EasyGSH-DB Nordseemodells im Fokusgebiet für das Jahr 2006

Nachfolgend werden alle Quellen für die zusätzlich zu den Datenprodukten von EasyGSH-DB verwendeten Bathymetriedaten genannt.

- UKHO INSPIRE Portal & Bathymetry (http://aws2.caris.com/ukho/mapViewer/ map.action)
- NL INSPIRE Portal (https://inspire.caris.nl/viewer/mapViewer/map.action)
- SHOM L'océan en référence (https://data.shom.fr/)
- EMODnet Central Portal (www.emodnet.eu) siehe auch EMODnet Bathymetry Consortium (2016)



Diese Quellen beziehen sich explizit auf Gebiete außerhalb der Deutschen Bucht. Innerhalb des Fokusgebiets kommen ausschließlich die Produktbathymetrien aus EasyGSH-DB zum Einsatz.

3.5 Bauwerksprojektion

Die Subgridtechnologie hält die Tiefe eines Elements als statistische Verteilung vor (vgl. Abschnitt 2.1.4). Für den Rechenkern ist jedoch lediglich das Volumen aller Subzellen relevant, da Zellen gleicher Tiefe dieselbe numerische Lösung der zugrundeliegenden Differentialgleichungen ergeben. Anders verhält es sich bei den Kanten der Subelemente. Die Elementkanten werden in einem Subgridmodell ebenfalls auf Subgridniveau vorgehalten, damit die Durchflussfläche *A* zwischen den übergeordneten Elementen nahe am zugrundeliegenden digitalen Geländemodell ist. Entsprechend kann die Durchflussfläche zwischen den Gitternetzelementen gezielt angepasst werden, um künstliche No-Flow Randbedingungen zu schaffen oder den Querschnitt physikalisch plausibel einzuengen. Die Bauwerksprojektion des Präprozessors Java Netzgenerator (JaNET) ermöglicht es, unter Zuhilfenahme tiefenreferenzierter Bauwerkspolygone, Bauwerke wie Buhnen und Leitdämme auf das numerische Gitternetz zu übertragen.

Hierbei werden Bauwerke zuerst als Polygon modelliert und anschließend auf die Subkanten der nächsten Elementkante interpoliert. Durch die bauwerksbedingte Einengung der Durchschnittsfläche der Zelle auf Subkantenniveau wird das Bauwerk strömungswirksam im Gitternetz eingebaut.



Abbildung 5: Bauwerksprojektion im Gitternetz des EasyGSH-DB-Nordseemodells im Bereich des Weserästuars

In Abb. 5 wird gezeigt, wie eine Bauwerksprojektion im Rechengitter realisiert ist. Die Einzelbauwerke sind gut erkennbar und der Querschnitt der Fahrrinne in der Außenweser ist



sichtlich eingeengt. Weitere im EasyGSH-DB-Nordseemodell berücksichtigte Bauwerke werden nachfolgend gelistet:

- Geiseleitdamm, Emssperrwerk (Dollart)
- Große Buhnenbauwerke (Norderney, Wangerooge, Minsener Oog)
- Schweinsrücken, große Buhnenbauwerke (Jade)
- Leitwerke, große Buhnenbauwerke (Weserästuar, Weser)
- Kugelbakenleitdamm, Glameyer Stack, Buhnenbauwerke und Leitwerke (Elbeästuar, Elbe)
- Trischendamm (Dithmarschen), Verbindungsdamm zu Halligen (Nordstrandischmoor, Oland, Langeness) und Hindenburgdamm (Sylt)

3.6 Rauheitsverteilung

Die Sohlrauheit im EasyGSH-DB-Nordseemodell wird durch das Software-Modul SediMorph (siehe Abschnitt 2.2) flächenhaft vorgegeben. SediMorph berücksichtigt bei der Berechnung der Sohlreibung eine Korn- und eine Formrauheit sowie darüberhinaus durch manuell erstellte Polygone eine Additional Roughness definiert durch die Nikuradse Formulierung (m). Die Kornrauheit wird empirisch aus dem mittleren Korndurchmesser d_{50} des vorliegenden Oberflächensediments abgeleitet, wobei die Rippel- und Dünenrauheit manuell oder per Prediktor vorgegeben werden kann. Bei der Verwendung eines Prediktors wäre die Formrauheit erneut maßgeblich vom d_{50} -Wert abhängig (Malcherek u. a., 2002).

$$r_{res} = r_{korn} + r_{form} + r_{add} \tag{5}$$

$$r_{korn} = 3d_{50} \tag{6}$$

$$r_{form} = r_{rippel} + r_{duene} + r_{megarippel} \tag{7}$$

$$r_{add} = konst. \tag{8}$$

Die Tidedynamik bzw. die Amplituden der Partialtiden werden durch die Anpassung der Sohlrauheit kalibriert. Dementsprechend ist die Festlegung eines Rauheitsansatzes bereits vor der Kalibrierung essentiell. In EasyGSH-DB wird eine konstante Kornrauheit angenommen und die Formrauheit zu null gesetzt; die detaillierte Kalibrierung (Feintuning) erfolgt somit lediglich über die Additional Roughness r_{add} .

Der Hintergrund zur Vernachlässigung der Formrauheit r_{form} ist, dass die Datenlage hinsichtlich des Sedimentinventars inner- und außerhalb der Deutschen Bucht zu lückenhaft ist, um direkt verwendet werden zu können. Zudem ist das Gitter häufig nicht fein genug, um selbst Megarippel strömungswirksam zu parametrisieren. Ebenso bietet das SediMorph Modul (vgl. Abschnitt 2.2) keinen Prädiktor für Megarippel an.

Bei der Erstellung der Rauheitspolygone aus Abb. 6 wird sich an den zugrundeliegenden bathymetrischen Strukturen (vgl. Abb. 3, Abb. 4) und den Erfahrungen aus AufMod orientiert. So wird beispielsweise im Bereich von Dünen und Megarippeln (z. B. im Ärmelkanal) eine hohe und im Wattbereich (z. B. holländisches Watt) eine niedrige Reibung angesetzt. Der genaue Beiwert wurde im Rahmen der Kalibrierung (vgl. Abschnitt 4) iterativ ermittelt.





Abbildung 6: Sohlrauheit des EasyGSH-DB Nordseemodells für alle Simulationsjahre



Abbildung 7: Sohlrauheit des EasyGSH-DB Nordseemodells im Fokusgebiet Deutsche Bucht für alle Simulationsjahre


Die Reibungsverteilung wurde im Referenzjahr 2006 bestimmt und konstant für alle Simulationsjahre in EasyGSH-DB übernommen. Die Ergebnisse der Validierung bestätigen diese Vereinfachung (vgl. Abschnitt 5). Die Tidedynamik wurde in verschiedenen Bereichen durch die spezifizierte Reibung gedämpft. Durch einen hohen Reibungsbeiwert am Nordrand und im englischen Firth of Fourth-Ästuar wurden die Amplituden lokal verringert. Der Ärmelkanal erfordert eine komplexe Reibungsverteilung, da eine Durchströmung entgegen des Uhrzeigersinns in einer vergleichsweise kleinen Fläche vorliegt. Entsprechend werden der westliche und der östliche Ärmelkanal mit unterschiedlichen Sohlreibungswerten belegt. Vor der westlichen, holländischen Küste werden aufgrund von Megarippeln, Dünen und Rippelstrecken hohe Reibungsbeiwerte benötigt.

Die Reibungsbeiwerte in der Deutschen Bucht (vgl. Abb. 7) sind etwas kleiner gewählt als im westlichen Bereich des Modells. Es zeigte sich im Zuge der Kalibrierung (vgl. Abschnitt 4), dass die Ästuare stromauf ansteigende Reibungsbeiwerte benötigen, um die Reflektion der Tidewelle naturähnlich abzubilden. In den west- und ostfriesischen Wattgebieten wurden eher geringe Reibungsbeiwerte angesetzt, wohingegen in Nordfriesland etwas höhere Werte erforderlich wurden.

3.7 Turbulenzmodell

Aufgrund der Größe des Modellgebiets wurde durch eine Reihe von Sensitivitätsstudien das k- ε Turbulenzmodell nach Rodi (1982) mit konstanten Beiwerten für die horizontale und vertikale Wirbelviskosität η gewählt. Die Veränderung des Parameters für die vertikale Turbulenz erbrachte keine nennenswerte Veränderung hinsichtlich des Modellergebnisses. Somit wird der Beiwert der vertikalen Viskosität konstant auf 0,05 m^2/s belassen. Die horizontale Komponente zeigt in reibungsdominierten Bereichen (Rinne, Ästuar) ihre Wirkung, jedoch wurde dieser Parameter nicht ortsvariabel festgelegt und im Verlauf der 20 Simulationsjahre hinweg konstant angenommen.

3.8 Randbedingungen

Als Randbedingungungen werden die Spezifikationen unterschiedlicher, externer Eingangsdaten bezeichnet, welche das Modellgebiet über die offenen Ränder (Nord, Süd, Atmosphäre, Sohle) beeinflussen. Als Randwerte an den seeseitigen Modellrändern werden im Wesentlichen zeitvariable Wasserstände zur Simulation herangezogen. Als Zuflüsse aus den Ästuaren werden die entsprechenden Wassermengen je Zeiteinheit in m^3/s mit Messdaten des Salzgehalts und der Temperatur vorgegeben.

3.8.1 Astronomischer Wasserstand

Die orts- und zeitvariablen Wasserspiegellagen am offenen Modellrand werden durch den Parametersatz unterschiedlicher, astronomischer Partialtiden berechnet. Diese wurden aus den harmonischen Konstanten der Amplituden und Phasen aus dem übergeordneten globalen Tidemodell Finite Element Solution (FES) gewonnen (FES2014 was produced by Noveltis, Legos and CLS and distributed by Aviso+, with support from Cnes (https: //www.aviso.altimetry.fr/)).

Der Tideatlas FES 2014b stellt regelmäßig gerasterte Daten zur Verfügung, die mit MAT-LAB auf den Rand des EasyGSH-DB-Nordseemodells interpoliert werden. Alle Partialti-



den, welche an keinem Randknoten mehr als 2 cm Amplitude aufweisen, werden hierbei vernachlässigt. Die Komponenten mit der größten Amplitude (S2, M2, M4, K1, O1, N2) wurden auf Plausibilität getestet, indem sie über die Randelemente aufgetragen und mit dem FES2004 (FES99 (FES2004) was produced by Legos and CLS and distributed by Aviso+, with support from Cnes (https://www.aviso.altimetry.fr/)) aus AufMod verglichen wurden.

Das Datenprodukt FES 2014b wird in die Ocean- und die Load-Tide aufgeteilt. Die Load-Tide kann im konkreten Anwendungsfall vernachlässigt werden, da die Amplituden sehr klein $(\leq 0,01\ m)$ sind. Eine Phasendifferenz zwischen Load und Ocean-Tide existiert nicht. Alle Daten sind frei zum Download verfügbar unter https://www.aviso.altimetry.fr/en/data/products/auxiliary-products/global-tide-fes/.

Es wird weiterhin die Annahme getroffen, dass der Impulseintrag über die atlantikseitigen Ränder für die Hydrodynamik der Deutschen Bucht vernachlässigbar ist. Ebenso wird vorausgesetzt, dass in der Nordsee die Mitschwingungsgezeiten aus dem Nordatlantik dominieren und somit keine gezeitenerzeugenden Kräfte im Modellgebiet selbst berücksichtigt werden müssen. Eine Randsteuerung entlang des seeseitigen offenen Randes ist also ausreichend zur Simulation der Tidedynamik.

3.8.2 Fernwelle

Als Fernwelle (auch "external surge") werden langperiodische Wasserstandsschwankungen bezeichnet, welche durch die astronomisch bedingten Schwingungen nicht erfasst werden (Koopmann, 1962; Schmitz, 1965; Heaps, 1969). Diese Wasserstandsschwankungen können bis zu 1 m betragen (Gönnert, 2003; Gönnert und Sossidi, 2011) und resultieren aus Luft-druckschwankungen, Resonanz oder anderweitiger Dynamik auf dem Nordatlantik.

In EasyGSH-DB wird die external surge entsprechend Plüß (2003); Zeiler u. a. (2014) berechnet. Das Modell wird, nachdem die Partialtiden des Wasserstandes kalibriert (vgl. Abschnitt 4) wurden, mit Wind und Luftdruck (vgl. Abschnitt 3.8.5) berechnet. Die Differenz zwischen Modelldaten (inkl. external surge, Windstau, Oberwasser, dichtegetriebenen Effekten und astronomischem Antrieb) und Messdaten wird nachfolgend als internal surge bezeichnet.

Anschließend wird eine Differenz zu einer gemessenen Zeitreihe, z. B. Helgoland Binnenhafen (HEL_BH), gebildet. Diese Differenzen oszillieren oft stark, da selbst kleinste Unterschiede z. B. aus Phasenverschiebungen darin enthalten sind. Durch eine Tiefpassfilterung wird das Signal geglättet. Es wird vereinfachend angenommen, dass die Fernwelle in Helgoland der Fernwelle am Nordrand entspricht. Dies konnte durch Kontrollrechnungen und in Gönnert (2003) belegt werden. Zur Qualitätssicherung werden je Randabschnitt zwei Pegel zur Fernwellenberechnung herangezogen, wobei der Nord- und der Südrand separat behandelt werden.

- Nordrand: Lerwick (Schottland), Helgoland (2001 bis 2015, Deutschland), Leuchtturm Alte Weser (1995 bis 2000, Deutschland)
- Südrand: Devonport (England), Roscoff (Frankreich)

Bevorzugt wurden die Fernwellen aus Helgoland und Roscoff verwendet, da diese Daten eine bessere Vollständigkeit aufweisen. Im Fall einer Datenlücke wurde diese mit einem vergleichbaren Pegel sinnvoll geschlossen.

In Abb. 8 wird eine Berechnung der external surge für das Jahr 2006 gezeigt. Das Signal der



direkten Differenz (schwarze Linie) oszilliert offensichtlich zu stark. Es wird ein gleitendes Mittel angewendet, um das Signal zu glätten (rote Linie). Nach Abschluss der Berechnung der Fernwelle wird das Signal pauschal auf die Randwerte des jeweiligen Randes addiert. Da durch die Filterung Informationen verloren gehen, wird es für die korrekte Assimiliation der Fernwelle erforderlich, diesen Prozess 3 bis 6 Mal durchzuführen.



Abbildung 8: Beispielhafte Berechnung der Fernwelle am Pegel Helgoland. In Schwarz wird die Differenz zwischen Modell (inkl. Internal Surge), in Rot das geglättete Signal dargestellt.

Vereinfachend wird angenommen, dass der Betrag der Fernwelle am Nord- und am Südrand jeweils konstant ist. Meteorologisch betrachtet ist diese Annahme nicht vollständig richtig, da Tiefdruckgebiete häufig westwärts ziehen und entsprechend einen West-Ost Gradienten in der Fernwelle erzeugen. Dieser bewegt sich jedoch im Bereich von Zentimetern (Gönnert, 2003) und wird deshalb hier vernachlässigt. Anzumerken ist ebenfalls, dass durch die Surgeberechnung im Modellgebiet ebenfalls nicht-fernwellenbezogene Effekte korrigiert werden, die modellbezogen sein können.

3.8.3 Oberwasser

Der Oberwasserzufluss wird mithilfe von Messdaten vom Bundesamt für Gewässerkunde (BfG) und dem Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) als Tagesmittelwerte in das Modell eingearbeitet. Der Einleitungsvolumenstrom wird auf die im Gitter definierte Einflussfläche verteilt und strömt von dort in das Modell. Ebenso wurden die Ganglinien der Temperatur- bzw. Salzgehaltsverläufe berücksichtigt. Außerhalb der Deutschen Bucht wurden lediglich für den holländischen Bereich Einleitungsvolumenströme aus Messungen aufbereitet und mit charakteristischen Verläufen für den Salz- und Temperaturverlauf versehen. Alle Oberwasserzuflüsse werden in Tabelle 1 aufgelistet. Das Kürzel "char" steht dafür, dass charakteristische Werte angenommen wurden.

Hierbei muss allerdings angemerkt werden, dass Oberwasserzuflüsse teilweise im holländischen Bereich aufgrund nicht existierender Daten anhand des Vorjahres geschätzt werden mussten. Die Rohdaten zum Oberwasserabfluss der holländischen Zuflüsse können auf https: //waterinfo.rws.nl/ heruntergeladen werden.



Zufluss	Land	Abfluss	Salzgehalt	Temperatur
Eider	DE	char	char	char
Elbe	DE	Messung	Messung	Messung
Ems	DE	Messung	Messung	Messung
Haringvliet	NL	Messung	char	char
Hoek von Holland	NL	Messung	char	char
Hunte	DE	Messung	Messung	Messung
Ijsselmeer	NL	Messung	char	char
Lauwersoog	NL	Messung	char	char
Leda	DE	Messung	Messung	Messung
Lesum	DE	Messung	Messung	Messung
Nordzee Kanaal	NL	Messung	char	char
Schelde	NL+B	Messung	char	char
Weser	DE	Messung	Messung	Messung

Tabelle 1: Oberwasserzufluss im EasyGSH-DB-Nordseemodell

3.8.4 Salzgehalt

Für Salzgehalte auf den offenen Modellrändern wurden die Werte der Salzgehaltsklimatologie von Janssen u. a. (1999) übernommen. In den Oberwasserzuflüssen außerhalb der deutschen Ästuare wurde jeweils konstant ein Wert von 0,40 ppt vorgegeben.

3.8.5 Meteorologie

Wind, Luftdruck und Temperatur werden aus dem Reanalyse Produkt COSMO-REA6 (Bollmeyer u. a., 2015) verwendet. Der COSMO-REA6 stützt sich auf den Vorhersagewind COSMO des Deutschen Wetterdienstes, welcher mit den umfangreichen Messdaten des Bundes und der Länder reanalysiert wurde. Die räumliche Auflösung beträgt 6 km für die Jahre 1995 bis 2015, wobei das meteorologische Modellgebiet nahezu ganz Europa umfasst.

Der Datensatz steht auf http://reanalysis.meteo.uni-bonn.de/?COSMO-REA6 zum freien Download bereit.

3.9 Anfangsbedingungen

Anfangsbedingungen legen Zustand und Größe der Simulationsparameter (Wasserstand, Strömung, Salzgehalt, Temperatur) zu Beginn einer Berechnung fest. Im Rechenfortschritt werden diese Werte durch Vorgabe der Randwerte und Lösung der Gleichungen dahingehend verändert, daß sie nach einer gewissen Zeit (Einschwingphase) nicht mehr vom ursprünglich vorgegebenen Anfangszustand abhängen. Aufgrund des langen Hindcasts von 20 Jahren (vgl. Abschnitt 1) liegt es nahe, die Anfangsbedingungen nicht aus externen Quellen zu übernehmen, sondern sie zu errechnen. Dementsprechend wird das erste Produktjahr (1996) aus EasyGSH-DB mit einem Jahr Vorlauf gestartet. Dieses Vorlaufjahr erhält zudem Anfangsbedingungen zum Salztransport aus einer charakteristischen Klimatologie nach Janssen u. a. (1999). Nach der Initialisierung und dem Vorlaufjahr werden die EasyGSH-DB



Produktjahre chronologisch nacheinander gerechnet, um so die jeweiligen Anfangszustände aus den Vorjahresrechnungen zu generieren.



4 Kalibrierung des HN-Modells

Nach van Waveren (1999) wird die Modellkalibrierung als Vorgang zur Erreichung vorher gesetzter Ziele hinsichtlich der Übereinstimmung von Modell- und Messdaten definiert. Hierbei werden zuerst Verfahren gewählt und Parameter optimiert. Währenddessen wird der Modellfehler analysiert, um den besten Kompromiss zwischen Performance und Genauigkeit zu finden. In diesem Kapitel werden die Arbeiten aus Abschnitt 3 fortgeführt, indem eine Optimierung hinsichtlich Rechenzeit und Genauigkeit vorgenommen wird.

Zur Beschreibung der Modellgenauigkeit können die im Küsteningenieurwesen gängigen Fehler MAE und RMSE (siehe auch Abschnitt 2.4.2) verwendet werden. Korrelation und statistisch basierte Fehlerkennzahlen werden in Abschnitt 2.4.1 eingeführt.

4.1 Methodisches Vorgehen

Die Kalibrierung der Wasserstände verläuft in mehreren Phasen, wobei jeweils andere Parameter zur Beurteilung der Modellqualität herangezogen werden. Vor der eigentlichen Kalibrierung (van Waveren, 1999) werden Sensitivitäts- und Plausibilitätsstudien zu diversen Modelleinstellungen durchgeführt. Hierzu gehören unter anderem mögliche Gitternetzvarianten, Volumenanalysen, Parameterstudien der Eingangswerte und Versuche zur Rechenzeitoptimierung (Elementanzahl, 3D-Diskretisierung). Es wird sich bei der Durchführung der Modellkalibrierung an den Richtlinien und Untersuchungen der Literatur (Hess u. a., 2003; van Waveren, 1999) orientiert. Hieraus ergibt sich nachfolgendes Vorgehen für die Kalibrierung:

- 1. Plausibilitätsstudien
- 2. Sensitivitätsstudien
- 3. Optimierung der Partialtiden des Wasserstands
- 4. Optimierung der Wasserstände

Die Tidedynamik in der Nordsee (siehe Abschnitt 1.3) wird vordringlich durch die astronomischen Gezeitenanteile bestimmt. Die Reproduktion dieses Schwingungssystems durch ein numerisches Modell bildet die Basis aller weiteren Kalibrierungsschritte. Insofern spielt die Partialtidenanalyse der Wasserstände bei der Grundeichung des Modells eine zentrale Rolle. Das Simulationsmodell wird folglich dahingehend optimiert, die in der Nordsee dominante halbtägige Mondtide (M2) bestmöglich zu reproduzieren. Alle weiteren Einflussfaktoren auf den Wasserstand wie Fernwellen (vgl. Abschnitt 3.8.2) oder Meteorologie (vgl. Abschnitt 3.8.5) unterliegen Unsicherheiten und können nicht exakt kalibriert werden. Zur Kalibrierung des Modells wurde immer das gesamte Kalenderjahr gerechnet.

4.2 Zielsetzung

Hinsichtlich der Kalibrierung werden nachfolgende Ziele festgesetzt:

- RMSE: Amplitude der M2 im gesamten Modellgebiet $\leq 15~{\rm cm}$
- RMSE: Phase der M2 im Modellgebiet \leq 15 $^\circ$



- RMSE: Amplitude der M2 im Fokusgebiet $\leq 5~{\rm cm}$
- RMSE: Phase der M2 im Fokusgebiet \leq 5 °
- MAE: Wasserstand im Fokusgebiet je Pegel $\leq 15~{\rm cm}$

4.3 Kalibrierungsjahr

Zur Kalibrierung wurde das Jahr 2006 ausgewählt. Einerseits liegt es zeitlich in der Mitte des Simulationszeitraums von EasyGSH-DB und andererseits treten hier anspruchsvolle, meteorologische Ereignisse auf. So ereignete sich im November 2006 eine schwere Sturmflut und im Februar bzw. Oktober jeweils eine Kantenflut in weiten Teilen der Deutschen Bucht.



Abbildung 9: Oberflächenabfluss im Kalibrierungsjahr 2006 für Weser, Ems und Elbe

Zudem wurde ein Hochwasser an der Elbe mit mehr als 3.500 m^3/s Durchfluss aufgezeichnet (siehe Abflussganglinie für das Jahr 2006 in Abb. 9), und es liegen umfangreiche Messdaten für diesen Zeitraum vor, die eine grundlegende Kalibrierung durch Variation der Bodenreibungsbeiwerte erleichtern.

4.4 Plausibilitätssstudien

Durch Plausibilitätsstudien wird geprüft, ob und wie die vorgegebenen Eingangsdaten (Bathymetrie, Randwerte, Turbulenzmodell, Anfangswerte usw.) korrekt vom Simulationsmodell übernommen und umgesetzt wurden. Somit ist es das Ziel dieses Kapitels, eine Aussage zur Qualität der Eingangsdaten aus Kapitel Abschnitt 3 zu machen.

4.4.1 Wind

Die orts- und zeitvariablen Wind- und Luftdruckfelder von Consortium for Small-scale Modeling (COSMO)-REA6 wurden aus dem übergeordneten Reanalysewind des Deutscher Wetterdienst (DWD) auf das Rechengitter interpoliert. Beispielhaft werden die so gewonnenen Windverhältnisse für Helgoland als Windrose auf Abb. 10 dargestellt.

Sowohl von der Messung als auch vom Modell interpolierte Windgeschwindigkeiten werden in Richtung und Betrag repräsentiert. Es zeigen sich eine klare Nordwestwinddominanz sowie



die korrekte Darstellung der Sturmereignisse in west-nord-westlicher Richtung mit Windgeschwindigkeiten zwischen 15 und 20 m/s.



Abbildung 10: Windrose in Helgoland im Jahr 2006 für die Messung (oben) und das Modell (unten)

Die Windgeschwindigkeiten im Modell sind geringer als in der Messung. So treten Winde zwischen 15 und 20 m/s in der Messung etwa 3 % der Zeit in nord-west-nördlicher Richtung auf, wobei das Modell eher 2 % erreicht, was aufgrund des zugrundeliegenden, numerischen, meteorologischen Modells oder der Rasterung der Winddaten möglich ist.

Die Übereinstimmung wird jedoch sowohl von der Magnitude als auch von der Richtung als ausreichend angesehen und das Windfeld im weiteren Modellierungsprozess verwendet.

4.4.2 Randbedingungen (Wasserstand)

Die am offenen Modellrand vorgegebenen Wasserstandsverläufe wurden anhand der dem Modellrand nahen Pegel überprüft. Für den Nordrand ist dies der Pegel Lerwick (Schottland)





und für den westlichen Rand Roscoff (Frankreich).

Abbildung 11: Scatterplot des Wasserstands in Lerwick und Roscoff im Kalibrierungsjahr 2006. Ein Punkt symbolisiert den Wasserstand im Modell und in der Messung zum gleichen Zeitpunkt.

Der Scatterplot aus Abb. 11 zeigt nur geringe mittlere Fehler und eine gute Korrelation bzw. Regression. Da keine Ausreißer vorhanden sind, wurde der Wasserstand am offenen Rand aus dem FES 2014b nachfolgend als ausreichend plausibilisiert betrachtet.

4.4.3 Oberwasser

Die korrekte Einsteuerung des Oberwassers wurde mit den Protokolldateien des Modells sowie indirekt über die Kantenfläche und die Strömungsgeschwindigkeit geprüft. Zusätzlich wurde im Verlauf der Modellkalibrierung und -validierung der Salzgehalt im Schichtungsbereich der deutschen Ästuare verglichen. Es wurde ebenso kontrolliert, ob sich die charakteristischen Schichtungseffekte im Mündungsbereich der Ästuare einstellen.

4.5 Weitere Modellstudien

Nach der Plausibilisierung der Eingangsdaten wurden verschiedene Parameter bezüglich ihrer Sensitivität auf das Simulationsergebnis getestet. Das Ergebnis einiger Sensitivitätsstudien wurde in Abschnitt 3 vorgestellt. Andere Studien werden aus Gründen der Ausführlichkeit nicht weiter aufgeführt.

- Bathymetriestudien (Optimierung der Tidelaufzeit im Ärmelkanal)
- Advektionsverfahren
- Fernwelle (Abtastrate des gleitenden Mittels)
- Gitternetzkonvergenz (hinsichtlich des Volumens)
- Gitternetzhomogenisierung (hinsichtlich des Verhältnisses der Kantenlänge)
- Rauigkeitsart (Manning, Nikuradse)



- Rauigkeitsausprägung (Nikuradse)
- Variierung der Abflussganglinie (prozentual)
- Dreidimensionale Gitternetzauflösung
- Turbulenzparameter
- Windstärke (prozentuale Anpassung)

4.6 Partialtiden

Tidebeeinflusste Wasserstandsganglinien basieren im Wesentlichen auf dem Zusammenwirken der Anziehungskräfte der Himmelskörper (Sonne, Erde, Mond). Die Konstellation dieser Elemente führt zu unterschiedlichen, astronomisch bedingten Wasserstandsschwankungen im Küstenbereich. Diese Effekte lassen sich durch die Partialtidenanalyse (PT-Analyse) mathematisch erfassen.

4.6.1 Partialtidenanalyse

Die Methode der PT-Analyse zerlegt ein harmonisch schwingendes Signal in eine endliche Anzahl von Sinus- bzw. Cosinusfunktionen. Diese Vorgehensweise ist seit rund 100 Jahren etabliert und wird in zahlreichen Analysen und Simulationen bezüglich der Tidedynamik verwendet und weiterentwickelt (siehe auch: Doodson (1921, 1928); Horn (1948); Godin (1973); Pugh (1987); Pansch (1988); Cherniawsky u. a. (2010); Haigh u. a. (2011); Capuano u. a. (2012); Edwin Alfonso-Sosa (2016); Peng u. a. (2019)). Die größten Partialtidenkomponenten sind die Hauptkomponenten zur Beschreibung der Anziehungskräfte von Sonne und Mond.

4.6.2 Zusammensetzung der Tide

Eine Nordseetide besteht im Wesentlichen aus halb- und vierteltägigen, astronomischen Signalen, von denen die halbtägige Hauptmondtide (M2) und die halbtägige Hauptsonnentide (S2) dominant sind. Das Zusammenwirken dieser geringfügig phasenveschobenen Komponenten bestimmt nebenher die halbmonatliche Ungleichheit der Gezeiten (Spring-Nipp-Zyklus). In der Nordsee sind halbtägige Partialtiden als ortsvariable, harmonische Konstante bezüglich der Amplituden und Phasen des Wasserstandes (PT) vorherrschend. Desweiteren treten eintägige PT (z. B. O1, K1) auf, die eine tägliche Ungleichheit durch Überlagerung mit den halbtägigen Komponenten bewirken.

Neben den astronomischen Einflüssen, welche die Hauptfrequenzen der Gezeiten bestimmen, treten insbesondere in den Flachwassergebieten der Schelfmeere und küstennahen Meeresbereiche, durch Bodenreibung und Strömungseinfluss, zusätzliche Signalkomponenten auf. Diese werden in der Literatur als Flachwasser- oder auch Seichtwassertiden klassifiziert. Deren Entstehung wird ausschließlich nichtlinearen, dynamischen Prozessen zugeschrieben, welche die Bewegung des Wassers beeinflussen (z. B. Bathymetrie). Seichtwassertiden sind Linearkombinationen der Hauptfrequenzen und werden allgemein unterschieden in:

• Obertiden, die durch ein ganzzahliges Vielfaches der Argumente der astronomischen Tiden gebildet werden. Die wichtigsten Obertiden sind die viertel- und sechsteltägigen



Komponenten der Hauptkomponenten (z. B. für M2, M4, M6), die an der Küste und in den Ästuaren eine Amplitude von bis zu zwei Dezimetern erreichen.

• Verbundtiden, welche eine Kombination von zwei oder mehreren Hauptkomponenten darstellen. So ist z. B. die Verbundtide aus Mond- und Sonnenkomponente: 2MS2, MS4, 2MS6, ...

In Abb. 12 wird die Partialtidenanalyse für die charakteristischen Pegel Helgoland, Bake A und Blankenese Unterfeuer (O1, K1, M2, S2, N2, M4 u. M6) in der Deutschen Bucht dargestellt.



Abbildung 12: Partialtidenanalyse (O1, K1, M2, S2, N2, M4 u. M6) für die Pegel Helgoland (Deutsche Bucht), Bake A (Elbeästuar), Blankenese (Elbeästuar, stromauf). Auf der x-Achse ist die Frequenz in d^{-1} und auf der y-Achse die Amplitude in cm dargestellt.

Die Entwicklung der PT aus dem Küstengebiet über die Ästuarmündung bis weit hinein in das Elbeästuar wird auf Abb. 12 für die Standorte Helgoland, Bake A und Blankenese dokumentiert. Insbesondere die halbtägigen PT M2, S2 und N2 steigen zwischen Helgoland und der Elbmündung deutlich an. Im weiteren Verlauf innerhalb des Ästuars erhöhen sich die Seichtwassertiden M4 und M6 über Bake A bis Blankenese. Die Amplituden der eintägigen PT bleiben im wesentlichen konstant.

4.6.3 Langperiodische Tidesignale

Da der Hindcast in EasyGSH-DB 20 Jahre umfasst, muss die zeitliche Komponente der Amplitude der M2 ebenfalls berücksichtigt werden. Die Nodaltide, welche aus dem Winkel der Umlaufbahn des Mondes zur Erde resultiert, hat eine Periode von 18,62 a^{-1} . Ebenfalls existiert eine langperiodische Schwankung aus der Entfernung des Mondes zur Erde mit einer Period von 8,85 a^{-1} .



In Abb. 13 wird der Verlauf der M2 am Pegel Helgoland dargestellt. Es wird deutlich, dass die Amplitude harmonisch um etwa 8 bis 10 cm schwankt. Es muss nach den Erkenntnissen aus Abb. 12 davon ausgegangen werden, dass der Einfluss der Nodaltide küstennah stärker ist.



Abbildung 13: Schematische Darstellung der M2-Partialtide in Helgoland von 1983 bis 2007. Auf der x-Achse ist die Zeit in a und auf der y-Achse die Amplitude der M2 in m dargestellt.

Abb. 12 und Abb. 13 sagen aus, dass für die Interpretation der Partialtidendifferenzen zwischen Modell und Messung berücksichtigt werden muss, an welcher Stelle der Nodaltide man sich befindet und wie küstennah der Pegel ist. Diese Erkenntnisse sind bei der Betrachtung absoluter Fehler unbedingt einzubeziehen.

4.6.4 Kalibrierungsergebnis der Partialtiden

Zum Beurteilen der Grundschwingung im numerischen Modell werden Modell- und Messdaten an gleichen Positionen einer Partialtidenanalyse unterzogen. Zur Klassifizierung der Qualität (vgl. Abschnitt 4.2) werden aus der Differenz (Messung-Modell) die Fehlermaße MAE und RMSE gebildet. Da quadrierte Differenzen Ausreißer besonders hervorheben und absolute Differenzen möglicherweise Modellfehlfunktionen kaschieren, werden beide Fehlergrößen angeboten (vgl. Abschnitt 2.4.2). Ein Übersicht über alle Pegel kann aus Abb. 1 gewonnen werden. Die auf Abb. 14 basierenden, nachfolgenden Ausführungen diskutieren die Pegel entlang der Tidelaufrichtung entgegen des Uhrzeigersinns.

Die M2 Amplitude wird am Nordrand (LER UK) mit einem Fehler von 6 cm reproduziert, bevor entlang der englischen Ostküste (ABD UK bis NSH UK) eine Überschätzung von 2 bis 26 cm vorliegt. Diese Abweichung kann daraus resultieren, dass das Rechengitter in diesem Bereich vergleichsweise grob ist und komplexe bathymetrische, dissipative Strukturen wie beispielsweise Dünen und Megarippel an dieser Stelle vernachlässigt werden.



Abbildung 14: Differenzen der Partialtiden (Modell - Messung) im Jahr 2006. Auf der x-Achse sind die Pegel, auf der y-Achse (links, blau) die Amplitude der M2 bzw. S2 in m und auf der y-Achse (rechts, orange) die Phase der M2 bzw. S2 in ° dargestellt. Die Pegel sind in Tidelaufrichtung angeordnet, und die graue Hinterlegung symbolisiert die Deutsche Bucht.

EasyG_S



Am Südrand (ROS FR und BOU FR) ist eine Abweichung von 2 bis 8 cm reproduziert, wobei die Amplitude in BOU FR von rund 2,5 m berücksichtigt werden muss. Dies bestätigt die Randwerte aus dem globalen FES 2014b (vgl. Abschnitt 3.8.1). Entlang der holländischen Westküste (EUP NL bis TXN NL) sind die Amplitudendifferenzen im Rahmen der Zielsetzung der Kalibrierung getroffen, wobei ein Phasenverzug in Europlatform (EUP NL) von 11° zu erkennen ist. Dieser kann durch unzureichende Gitternetzauflösung bzw. vernachlässigte Bodenformen verursacht werden. Im westfriesischen Wattenmeer (TXN NL bis HUI NL) verringert sich die Amplitudendifferenz nahezu linear, bevor diese bei Eintritt in die Deutsche Bucht (HUI NL) bei 7 cm liegt.

Im Dollart (DUK bis GAN) steigt die Amplituden- und Phasendifferenz erneut an, bis das Modell die M2 in GAN um 6 *cm* überschätzt. Es wird angenommen, dass durch die Vernachlässigung des Zuflusses der Leda/Jümme (bei Leer) das Tidvolumen der Ems nicht komplett reproduziert wurde. Dementsprechend sind die Modellergebnisse stromauf des Emssperrwerkes (bei GAN) exakt.

Ostfriesland (NOY bis SPI) wird mit einer Abweichung von 1 bis 4 cm getroffen. Hier liegt eine leichte Unterschätzung der M2 durch das Modell vor. Dieser Effekt zeigt sich auch für das Weser- (ALW bis BRA) und Elbeästuar (BKA bis BUNT). In Helgoland (HEL) gibt es keine Differenz der M2 Amplitude bei einem leichten Phasenversatz von 3°. Da die Differenz für Weser, Elbe und Helgoland jedoch weniger als 5 cm bzw. 5° beträgt, wird hier kein weiterer Kalibrierungsbedarf gesehen.

In Nordfriesland (BUS bis HOH) besteht eine geringe Differenz zwischen Messung und Modell $(1, 5 - 3 \ cm)$. Jedoch ist anzumerken, dass die Phasenabweichung sich nach Norden um 2° erhöht. In HOH am Südende von Sylt beträgt sie 4°.

Der Verlauf der S2 orientiert sich weitestgehend an dem der M2, was für ein konsistentes Modellverhalten spricht. Amplituden und Phasenabweichungen finden sich vor allem an der nordenglischen Küste (LER UK - NSH UK) und der holländischen Ärmelkanalküste (VLI NL - TXN NL). In der Deutschen Bucht werden die Phasen um durchschnittlich 3° unterschätzt, wobei die Amplituden nur in EMD, GAN und BEN vom Modell um ca. 2 cm unterschätzt werden.

Partialtide	RMSE Amplitude (cm)	RMSE Phase (°)
K1	$0,\!4$	2,7
K2	$0,\!6$	$3,\!3$
L2	1,2	2,7
M2	4,0	$2,\!3$
N2	0,8	2,7
O1	$0,\!4$	$2,\!6$
P1	0,3	5,1
Q1	0,1	$3,\!3$
S2	$1,\!1$	$3,\!1$

Tabelle 2: RMSE der Partialtiden aller Pegel im Fokusgebiet Deutsche Bucht für das Kalibrierungsjahr 2006

Die RMSEs zum Scatterplot Abb. 15 aus dem EasyGSH-DB-Nordseemodell sind in Tabelle 2 aufgelistet. Die größten RMSEs treten bei der M2, S2, N2 und L2 auf. Da die Amplitude



von M2, S2 und N2 meist größer als 0, 3 m ist, ist der Fehler für diese Komponenten vernachlässigbar klein. Die L2 Komponente wird vom Modell unterschätzt.



Abbildung 15: Scatterplot der Partialtiden aller Pegel für das Kalibrierungsjahr 2006.

In Abb. 15 wird die Verteilung der Partialtiden für alle Pegel der Kalibrierung gezeigt. Der Scatterplot zeigt bis $10^{-1}m$ eine hohe Datendichte um den Optimalwert. Danach sind, insbesondere bei der P1, K1 und K2, Abweichungen im Wertebereich von 1e-1 bis 2e-1 cm zu erkennen. Hierbei ist die Amplitude des Modells eher größer als die der Messung. Die Amplitude von L2 wird im Wertebereich von 0,2 bis 2cm vom Modell unterschätzt. Für M2, S2, K1 und O1 können keine größeren, signifikanten Abweichungen festgestellt werden.

4.6.5 Literatureinordnung

Der Vergleich mit der Literatur wird in Tabelle 3 vorgenommen. Verglichen wird der RMSE der M2-Partialtide, da dieser vornehmlich als Validierungsparameter angeführt wird.

Tabelle 3: RMSE der M2-Partialtide aller Pegel im Vergleich mit der Literatur in der Kalibrierung

Modellbezeichnung	RMSE Amplitude (cm)	RMSE Phase (°)
EasyGSH-DB-Nordseemodell	4,0	2,3
DCSM6 (Zijl u. a., 2013)	6,4	5,1
GETM (Gräwe u. a., 2016)	7 bis 11	-
SCHISM (Jacob u. a., 2016)	≤ 20	5 bis 10
BAW Nordseemodell (Plüß, 2003)	$5,\!16$	-
UnTRIM (Zeiler u. a., 2014)	≤ 20	-
TELEMAC3D (Putzar und Malcherek, 2015)	≤ 23	-



Im Vergleich zu ähnlichen, numerischen Modellen aus der Literatur (vgl. Tabelle 3) zeigt sich, dass das EasyGSH-DB-Nordseemodell den kleinsten RMSE aufweist und somit nach aktuellem Stand der Wissenschaft ausreichend validiert ist.

4.7 Wasserstände

Im Anschluss an die Kalibrierung der Partialtiden (vgl. Abschnitt 4.6) sollen die Wasserstände finalisiert werden. Hierfür werden zusätzlich zu den bereits kalibrierten, astronomisch bedingten Wasserständen aus dem FES 2014b (vgl. Abschnitt 3.8.1) nachfolgende Prozesse in das Modell integriert:

- Meteorologie (vgl. Abschnitt 3.8.5)
- Fernwelle (vgl. Abschnitt 3.8.2)
- Salztransport
- Wärmetransport

Die Meteorologie beinhaltet die Oberflächentemperatur in °C, den Luftdruck in Pa und den Wind in 10 m Höhe in $m s^{-1}$ (siehe auch Abschnitt 4.4.1) und kann unmittelbar an das Modell gekoppelt werden. Die COSMO-REA6-Daten werden hierbei direkt auf die Rechengitter interpoliert.

Das Vorgehen und die Hintergründe zur Assimilation der Fernwelle wurden in Abschnitt 3.8.2 geschildert. Für die korrekte Reproduktion der Sturmfluten im Projektzeitraum waren in jedem EasyGSH-DB Produktjahr mehrere Iterationen der Fernwelle notwendig. 2006 musste beispielsweise 4-mal reassimiliert werden.

Aus effizienztechnischen Gründen wird bei der Kalibrierung der Wasserstände der Seegang vernachlässigt. In der Modellvalidierung (vgl. Abschnitt 5) wird der Seegangseinfluss auf die Hydrodynamik berücksichtigt.

In Abb. 16 bis Abb. 19 werden Wasserstandsganglinien und die zugehörigen Scatterplots an den Pegeln Helgoland Binnenhafen, Bremerhaven Alter Leuchtturm, Cuxhaven Steubenhoft und Hörnum Hafen in 2006 gezeigt. Es werden je Pegel zusätzlich MAE, RMSE, die Steigung m und der y-Achsenabschnitt b der robusten Regression und die Korrelation R angegeben. Form, Phase und Amplitude der Pegelganglinien von Messung und Modell stimmen für alle gezeigten Pegel weitestgehend überein. Die erfolgreiche Kalibrierung der Phasen in Abschnitt 4.6 zeigt sich durch die hohe Übereinstimmung der Eintrittszeiten von Tidehochwasser (Thw) und Tideniedrigwasser (Tnw). Die gleichartige Verformung der Tidekurve deutet darauf hin, dass auch Seichtwassertiden vom Modell erfasst werden. Durch die Erfassung der Variabilität eines ganzen Jahres ist die korrekte Assimilation der Fernwelle ebenfalls gegeben.

Die Allerheiligen-Sturmflut (31. Oktober bis 01. November 2006) ist ein komplexes Ereignis, da es sehr singulär und zudem kräftig ausfällt. Auffällig isolierte Ereignisse korrelieren häufig mit einer erhöhten Fernwelle (Koopmann, 1962; Gönnert, 2003). Dies ist mit der verwendeten Fernwellenassimilation schwer zu erfassen, da das angewendete gleitende Mittel glättend wirkt. Aus diesem Grund konnte für dieses spezielle Ereignis keine perfekte Übereinstimmung erzeugt werden.





Abbildung 16: Wasserstände in Helgoland im Jahr 2006. Die obere Grafik zeigt die Pegelganglinie mit der Messung in Grau, dem Modellergebnis in Rot und der Differenz in Grün. Die untere Grafik stellt einen Scatterplot mit der Messung auf der x- und dem Modellergebnis auf der y-Achse zum gleichen Zeitpunkt dar.



Abbildung 17: Wasserstände in Bremerhaven im Jahr 2006. Die obere Grafik zeigt die Pegelganglinie mit der Messung in Grau, dem Modellergebnis in Rot und der Differenz in Grün. Die untere Grafik stellt einen Scatterplot mit der Messung auf der x- und dem Modellergebnis auf der y-Achse zum gleichen Zeitpunkt dar.

EasyGS





Abbildung 18: Wasserstände in Cuxhaven im Jahr 2006. Die obere Grafik zeigt die Pegelganglinie mit der Messung in Grau, dem Modellergebnis in Rot, und der Differenz in Grün. Die untere Grafik stellt einen Scatterplot mit der Messung auf der x- und dem Modellergebnis auf der y-Achse zum gleichen Zeitpunkt dar.





Abbildung 19: Wasserstände in Hörnum Hafen im Jahr 2006. Die obere Grafik zeigt die Pegelganglinie mit der Messung in Grau, dem Modellergebnis in Rot, und der Differenz in Grün. Die untere Grafik stellt einen Scatterplot mit der Messung auf der x- und dem Modellergebnis auf der y-Achse zum gleichen Zeitpunkt dar.



Nachfolgend werden in Tabelle 4 Vergleiche für weitere charakteristische Kalibrierungspegel die Fehlerkennzahlen genannt.

Pegel	MAE (m)	RMSE (m)	R(-)	m (-)	<i>b</i> (m)
BOS	0,106	0,128	0,993	1,052	0,063
EMD	$0,\!130$	0,161	0,995	0,974	0,114
NOY	0.089	0.109	0.995	1,014	$0,\!058$
ALW	0,080	0,099	0,996	0,988	0,018
WAN	0,089	0,101	0,995	0,992	0,024
HOO	0.132	0.155	0,992	1,003	0,044
WAV	0.135	0.162	0,993	1,001	0,043
DWG	0.139	0.164	0,996	0.982	0.126
NUF	0.126	0.161	0,996	0.944	0.080
BKA	0,077	0,095	0,996	0,975	0,019
BRUN	$0,\!115$	$0,\!138$	0,991	1,008	0,031
WYK	0,066	0,084	0,998	1,001	0,042
DAG	0,076	0,102	0,996	0,981	0,036

Tabelle 4: Fehlerkennzahlen der Kalibrierung der Wasserstände

Abb. 20 zeigt zudem die Verteilung der Fehlerkennwerte MAE und RMSE für alle Kalibrierungspegel. Alle Pegel in der Deutschen Bucht weisen eine Korrelation von $R \ge 0,99$ auf. Nachfolgende Diskussion orientiert sich nur an den Pegeln in der Deutschen Bucht.



Abbildung 20: Boxplot für die Verteilung des Fehlers der Wasserstände für alle möglichen Differenzen Messung - Modell in 2006

Der MAE steigt beim Einlauf der Tide in das Emsästuar (BOS bis GAN) auf bis zu 17 cman. Hier wird davon ausgegangen, dass die Vernachlässigung der Leda (bei Leer) das Tidevolumen der Ems entscheidend verringert hat. Ein Indikator dafür ist die Erhöhung von b von 0,063 in BOS auf 0,114 in EMD. Die hohe Differenz zwischen MAE und RMSE in EMD und GAN deutet weiterhin darauf hin, dass in diesem Modell-Messung Vergleich Ausreißer vorhanden sind. In den Pegelganglinien zeigt sich, dass diese während der Sperrwerkschließungen im November 2006 entstanden sind. Diese Ereignisse werden vom Modell



nicht berücksichtigt.

Der MAE steigt nachfolgend in der Folge Richtung Jade (NOY bis WAV) und dem Weserästuar (DWG bis NUF) auf 13 bis 14 cm an. Dies wird auf den hohen Tidehub im Jade-Weser-Ästuar sowie komplexe Bathymetrie zurückgeführt. In der Außenweser liegt zudem ein vertikaler Versatz vor, da b hier bei konstantem m auf 12, 6 cm ansteigt.

Im Elbeästuar bleibt der MAE zwischen 8 und 13 cm mit der Ausnahme BUNT (17 cm). Die Regressionsparameter m und b bleiben ebenfalls im vergleichbaren Wertebereich. Aufgrund der Verringerung des Tidehubs in Richtung Nordfriesland verringert sich der MAE zwischen BUS und HOH auf 7 cm. In Nordfriesland ergeben sich in der Kalibrierung sonst keine weiteren Auffälligkeiten.

Zur weiteren Absicherung der Ergebnisse wird die Verteilung des Fehlers im Modellgebiet gezeigt, um das Erreichen der Zielsetzung der Kalibrierung abzusichern. Es werden alle Fehler je Pegel als Box-Whisker Plot (Tukey, 1977) in Abb. 21 dargestellt. Anschließend werden der MAE und der RMSE für alle Vergleichspegel im Jahr 2006 gezeigt.



Abbildung 21: Boxplot für die Verteilung des Fehlers der Wasserstände für alle möglichen Differenzen Messung - Modell in 2006

Die Boxplots aus Abb. 21 weisen an der englischen Westküste (ABD UK bis CRO UK) eine gleichmäßige Fehlerverteilung auf, wobei in ABD UK bis FEL UK ein vertikaler Versatz festzustellen ist. Im Ärmelkanal (ROS FR bis TXN NL) ist die Fehlermarge (oberer bis untere Whisker 75 bis 25% Quantil) vergleichbar, mit leichten Verbesserungen nach dem Passieren der Engstelle Dover-Calais. Zwischen HVL NL und HUI NL ist die Fehlermarge tendenziell ähnlich, wobei die Whisker des Fehlers sich um \pm 20 cm bewegen. Innerhalb der Deutschen Bucht (BOS bis HOH) liegt das Zentrum des Boxplots des Fehlers zumeist bei null. Im Weserästuar (DWG, RSS, BAL) ist die Mitte etwas nach unten verschoben, was darauf hindeutet, dass der Wasserstand dort eher über- als unterschätzt wird oder Bias B vorliegt. Der Bias B wird durch den y-Achsenabschnitt der linearen Regression in Tabelle 4 bestätigt, wo b in Dwarsgat 12, 6 cm beträgt. Vergleichbare Abweichungen lassen sich im Ems-Ästuar (EMD, GAN) beobachten. Alle weiteren Pegel werden innerhalb der Fehlertoleranz (vgl. Abschnitt 4.2) getroffen.



5 Validierung des HN-Modells

Der Begriff Modellvalidierung wird in van Waveren (1999) als der Vergleich von voneinander unabhängigen Modell- und Messdaten bezeichnet. Ziel dieses Vorgangs ist es, die Güte eines Modells zu dokumentieren, wobei der Begriff Güte ein vom Nutzer festgelegtes Maß an Übereinstimmung zwischen Messung und Modell für die jeweilige Anwendung bezeichnet. Deshalb ist es der Auftrag des Modellierers, vom Verwendungszweck abhängige Validierungsziele zu definieren. Unabhängig ist die Validierung immer dann, wenn Messdaten zum Vergleich verwendet werden, welche in der Kalibrierung nicht benutzt worden sind. Sutherland u. a. (2004b) und Gunn und Stock-Williams (2013) schlagen zudem eine Änderung des Modellierungszeitraums für die Validierung vor.

Sensitivitäts- und Plausibilitätsstudien werden in diesem Abschnitt nicht erneut durchgeführt. Die Rand- und Eingangsdaten wurden in Abschnitt 4.4 und die Modellparameter in Abschnitt 4.5 ausführlich behandelt.

5.1 Methodisches Vorgehen

Die Validierung erfolgt analog zu Abschnitt 4.1 (Punkt 3 und 4). Es werden jedoch Zeitraum und Pegelstationen für die Modellvalidierung entsprechend der Forderungen von van Waveren (1999); Sutherland u. a. (2004b) und Gunn und Stock-Williams (2013) geändert. Da eine große Anzahl an Messungen zur Kalibrierung benutzt wurde, werden einige Pegeldaten wiederverwendet. Aufgrund der signifikanten Änderung der Zeitachse ist dies methodisch vertretbar.

Als Validierungszeitraum wird das gesamte Jahr 2012 (Abschnitt 5.3) gewählt. Es wird ein Vergleich der Wasserstandszeitreihen, der Partialtiden / Tidekennwerte des Wasserstands, der Strömungsgeschwindigkeiten und des Salztransportes zwischen Modell und Messung vorgenommen.

5.2 Zielsetzung

Die Beschreibung der Zielsetzung (analog zu Abschnitt 4.2) beruht überwiegend auf den mean absolute error (MAE) und den root mean square error (RMSE) sowie die Pearson-Korrelation R. Bei Scatterplots wird zudem die robuste Regression (entsprechend der Empfehlung aus Hedges (2001)) angegeben. Nachfolgend werden die Ziele, geordnet nach Ergebnisparameter, gelistet:

Partialtiden des Wasserstands (m)

- RMSE: Amplitude der M2 im Fokusgebiet $\leq 8~cm$
- RMSE: Phase der M2 im Fokusgebiet ≤ 8 °

Wasserstand (m)

- MAE des Wasserstands im Fokusgebiet je Pegel $\leq 15\ cm$
- MAE des mittleren Tidehubs $\leq 10~cm$
- MAE des mittleren Tidehochwassers $\leq 10~cm$



- MAE des mittleren Tideniedrigwassers $\leq 10\ cm$
- MAE des mittleren Tidemittelwassers $\leq 5~cm$
- MAE des maximalen Thw $\leq 25~cm$

Strömungsgeschwindigkeit (m/s)

- 1 % Quantil des Fehlers der Magnitude $\leq 0,50~m/s$
- 25 % Quantil des Fehlers der Magnitude $\leq 0,25~m/s$
- 50 % Quantil des Fehlers der Magnitude $\leq 0, 10~m/s$
- 75 % Quantil des Fehlers der Magnitude $\leq 0, 25~m/s$
- 99 % Quantil des Fehlers der Magnitude $\leq 0,50~m/s$
- Korrelation der Magnitude von $R \geq 0,75$

Salzgehalt (ppt)

- MAE des Salzgehalts im Fokusgebiet je Pegel $\leq 5 \ ppt$
- Korrelation von $R \ge 0,85$

Als Maßzahl für die die Differenzen der Partialtiden wird der RMSE verwendet, um Ausreißer hervorzuheben. Der Vollständigkeit halber wird der MAE jeweils mit angegeben.

Bei Wasserständen wird die ganzjährige Zeitachse in 10-minütigen Intervallen verglichen. Etwaige Fehlermaße berücksichtigen somit alle verfügbaren Vergleichszeitpunkte (maximal 52.560 Stück pro Jahr). Deshalb sind MAE und RMSE hier gleichermaßen sinnvoll, weil Ausreißer zwar detektiert, aber nicht hervorgehoben werden sollen. Diese Information gilt gleichfalls für die Tidekennwerte des Wasserstands. Als Vergleichszeitpunkt wird ein Zeitpunkt, an der sowohl Modell- als auch Messdaten vorliegen, bezeichnet.

Zur Beurteilung der Strömungsgeschwindigkeiten muss die Ungenauigkeit der Messungen (van Rijn u. a., 2000) berücksichtigt werden. Um hier eine repräsentative Darstellung zu zeigen, werden anstelle von Fehlerkennzahlen (MAE, RMSE), diskrete Fehlerverteilungen aus der Häufigkeitsanalyse betrachtet. Die Einteilung in Klassen (Quantile) ermöglicht es, je Quantil unterschiedliche Ziele festzulegen. So ist es beispielsweise sinnvoll, im oberen und unteren Quantil, also in den Extremwertbereichen, höhere Fehlertoleranzen als im Bereich der oberen und untere Whisker (25 bis 50 % Quantil) festzulegen. Dargestellt wird die Fehlerverteilung als Box-Whisker Plot (Tukey, 1977). Um die Phase der Strömung zu validieren, soll zudem die Pearson-Korrelation berechnet werden. Die Validierung des Salzgehalts wird analog durchgeführt. Entsprechend werden MAE und RMSE über alle möglichen Vergleichszeitpunkte gebildet.



5.3 Validierungsjahr

Zur Validierung wird das Jahr 2012 ausgewählt. Ähnlich zum Kalibrierungsjahr ist dieses Jahr meteorologisch ausreichend abwechslungsreich und tidedynamisch variabel. Zudem hat sich die Bathymetrie im Küstennahfeld, beispielsweise im Elbeästuar, signifikant verändert. Die Abflussganglinie für 2012 wird in Abb. 22 gezeigt. Hinsichtlich des Oberwassers ist 2012 ein durchschnittliches Jahr mit zwei Hochwässern in der Elbe von 1.600 bis 1.800 m^3/s in Bleckede, einem Weserhochwasser von etwa 1.000 m^3/s und einem Emshochwasser von rund 300 m^3/s . Es gab im Jahr 2012 drei Sturmfluten, welche alle im Januar 2012 auftraten.



Abbildung 22: Oberflächenabfluss im Validierungsjahr 2012 für Weser, Ems und Elbe

Meteorologisch betrachtet herrschen 2012 überwiegend Südwest- bis Westwinde vor. Starkwindereignisse mit einer Windstärke von 15 bis 20 m/s treten weniger als 1 % der Zeit auf. Die Windverteilung in 2012 ist aus Abb. 23 ablesbar. Hervorzuheben ist die Sturmflut Andrea, welche mit einer Dauer von 4 Tidezyklen vom 03. bis 05. Januar ungewöhnlich lang ausfällt.



Abbildung 23: Windrose in Leuchtturm Alte Weser im Jahr 2012



5.4 Wasserstand

Unter dem Überbegriff Wasserstand werden die Partialtiden des Wasserstands, Zeitreihen und daraus abgeleitete Tidekennwerte des Wasserstands (TDKW) nach DIN 4049-3 (1994) behandelt.

5.4.1 Partialtiden (Hauptkomponenten)

Analog zu den Erkenntnissen aus Abschnitt 4.6 werden nachfolgend die signifikanten Partialtiden (Hauptkomponenten) aus Malcherek (2010) als Scatterplot im Validierungsjahr 2012 in Abb. 24 dargestellt. Die doppelt logarithmische Darstellung ist aus Abb. 15 bekannt, um ebenfalls kleine Amplituden abzubilden. Partialtiden mit geringer Amplitude (L2, K2, Q1) werden vom Modell im Bereich von $3 * 10^{-2} m$ überschätzt, während die Komponenten mit großer Auslenkung (M2, S2, N2) keine sichtbare Abweichung zeigen. Die täglichen Partialtiden (O1, K1) werden vom Modell im niedrigen Zentimeterbereich überschätzt.



Abbildung 24: Scatterplot der Partialtiden für das Validierungsjahr 2012.

In Abb. 25 werden die größten Amplituden (M2, S2, N2, K1) auf ihre Phasen- und Amplitudendifferenz je Pegel im Fokusgebiet überprüft. Pegel außerhalb der Deutschen Bucht werden in der Validierung des EasyGSH-DB-Nordseemodells nicht berücksichtigt, da der Funktionsnachweis bereits in Abschnitt 4 erbracht worden ist.

Das in Abschnitt 5.2 festgelegte Validierungsziel für die Partialtiden des Wasserstands ist mit einem RMSE von 3,40 cm bzw. 4,70° erreicht worden. Die verbleibenden Partialtiden S2, N2 und K1 produzieren geringere RMSEs, wobei der Phasenversatz bei S2 und N2 durchschnittlich 5° größer ist.

Der Verlauf der M2-Amplitude entspricht dem der Kalibrierung (vgl. Abb. 14). Im Dollart (BOS bis NOY) wird die Amplitude der M2 mit einem Fehler von $\leq 3~cm$ getroffen,



wobei die Phasenabweichung sich auf maximal 5 ° beläuft. Dies wird weiterhin durch die Vernachlässigung der Leda begründet, da aus diesem Grund dem Emsästuar Tidevolumen fehlt. Vergleichbare Phasendifferenzen finden sich in der Unterweser (NUF, BRA, EFL), wobei diese auf grobe Gitternetzauflösung oder die Vernachlässigung von Lesum und Hunte zurückzuführen wären. Zudem ist das numerische Modell für diese Bereiche nicht kalibriert worden.





Abbildung 25: Differenzen der Partialtiden (Modell - Messung) im Jahr 2012. Auf der x-Achse sind die Pegel, auf der y-Achse (links, blau) die Amplitude in m und auf der y-Achse (rechts, orange) die Phase in ° abgebildet. Die Pegel sind in Tidelaufrichtung angeordnet, wobei Pegel außerhalb der Deutschen Bucht nicht gezeigt werden.



5.4.2 Seichtwassertiden (Nebenkomponenten)

Abseits der Hauptkomponenten der astronomischen Gezeiten existieren in der Deutschen Bucht Flachwassertiden. Malcherek (2010) nennt hierfür die Komponenten aus Abb. 26 für hydrodynamische Betrachtungen. In Abb. 26 werden Amplituden unterhalb von $10^{-2} m$ nicht dargestellt.



Abbildung 26: Scatterplot der Flachwasser Partialtiden für das Validierungsjahr 2012.

Flachwassertiden bilden sich aus der Umformung der Tidewelle beim Einlaufen in seichtes Wasser, dadurch sind diese Komponenten bathymetrie- und somit gitternetzabhängig. Der RMSE im Validierungsjahr beträgt 2,61 cm für die M4, 1,79 cm für die M6 und 1,38 cm für die MS4 Partialtide. Der Modellfehler erhöht sich prozentual bei sinkender Partialtidenamplitude. Aufgrund der geringen Amplitude der Einzelkomponenten ist der Fehlerbetrag jedoch bereits im Rahmen der Genauigkeit einer Partialtidenanalyse.

5.4.3 Zeitreihen

Abb. 27 bis Abb. 30 zeigen repräsentative Zeitreihen und ihre zugehörigen Scatterplots im gesamten Jahr 2012 sowie während der Sturmflut Andrea im Januar. Eine Tidekennwertanalyse (vgl. Abschnitt 5.4.4) zeigt auf, ob alle die Mittelwerte aller Einzeltiden von Modell und Messung übereinstimmen. Der Zeitreihenvergleich ergibt die größten Abweichungen während der Sturmfluten im Janua 2012. Der Sturmflutscheitel am Abend des 05. Januar wird um rund 15 cm in HOO und NOY überschätzt - in Wyk sind es etwa 20 cm. Eine Übersicht über die Reproduktion des oberen Quantils der Wasserstände ist in Abb. 32 zu sehen. Die Korrelation ist für alle Validierungspegel $R \geq 0,99$.



Abbildung 27: Wasserstände in Leuchtturm Alte Weser (ALW), 2012. Die obere Grafik zeigt die Pegelganglinie mit der Messung in grau, dem Modellergebnis in rot und die Differenz in blau. Die untere Grafik stellt einen Scatterplot mit der Messung auf der x- und dem Modellergebnis auf der y-Achse zum gleichen Zeitpunkt dar.





Abbildung 28: Wasserstände in Norderney Riffgat (NOY), 2012. Die obere Grafik zeigt die Pegelganglinie mit der Messung in Grau, dem Modellergebnis in Rot und die Differenz in Blau. Die untere Grafik stellt einen Scatterplot mit der Messung auf der x- und dem Modellergebnis auf der y-Achse zum gleichen Zeitpunkt dar.



Abbildung 29: Wasserstände in Hooksielplate (HOO), 2012. Die obere Grafik zeigt die Pegelganglinie mit der Messung in Grau, dem Modellergebnis in Rot und die Differenz in Blau. Die untere Grafik stellt einen Scatterplot mit der Messung auf der x- und dem Modellergebnis auf der y-Achse zum gleichen Zeitpunkt dar.

EasyG<mark>S</mark>





Abbildung 30: Wasserstände in Wyk auf Föhr (WYK), 2012. die obere Grafik zeigt die Pegelganglinie mit der Messung in Grau, dem Modellergebnis in Rot und die Differenz in Blau. Die untere Grafik stellt einen Scatterplot mit der Messung auf der x- und dem Modellergebnis auf der y-Achse zum gleichen Zeitpunkt dar.



In Tabelle 5 werden die Fehlerkennwerte ausgewählter Stationen analog zu Tabelle 5 gelistet.

Pegel	MAE (m)	RMSE (m)	R(-)	m (-)	b (m)
BOS	0,095	0,117	0,994	1,049	0,052
EMD	0,120	$0,\!151$	0,995	0,967	$0,\!095$
NOY	0.088	0.108	0.993	1,010	0,032
ALW	$0,\!085$	$0,\!104$	$0,\!995$	$0,\!997$	-0,088
HOO	0.127	0.148	0,993	1,009	0,024
RSS	0.111	0.137	$0,\!996$	0.995	0.068
CUX	0,095	$0,\!117$	$0,\!995$	1,016	0,016
BLAN	0,091	$0,\!115$	0,996	1,009	-0,005
WYK	$0,\!112$	$0,\!131$	$0,\!997$	$1,\!006$	0,105

Tabelle 5: Fehlerkennzahlen der Kalibrierung der Wasserstände

Der Abb. 31 können MAE und RMSE für alle in der Validierung verwendeten Zeitreihen entnommen werden. Der MAE ist in den meisten Fällen geringer als 12 cm. Die größten Abweichungen zeigen sich in Gandersum (GAN), die auf eine Emssperrwerksschließung zurückzuführen sind. Weiterhin steigt der MAE zwischen Leuchtturm Alte Weser (ALW) und Nordenham (NUF) an, wobei sich dieser Anstieg im Zentimeterbereich bewegt. Der geringste MAE tritt in Helgoland (HEL) mit 6 cm auf.



Abbildung 31: Verteilung von MAE und RMSE für alle Vergleichszeitpunkte im Validierungsjahr 2012. Die schwarze Linie zeigt den MAE, die rote den RMSE an.

Die Verteilung des MAE und des RMSE zeigt mit der Ausnahme von Gandersum (GAN) eine homogene Verteilung, die darauf hinweist, dass die Tidedynamik mit einer gleichbleibenden Qualität berechnet wird. Der Ausreißer in GAN resultiert aus der Schließung des Emssperrwerks. In Tabelle 5 weisen die Pegel RSS und WYK einen vertikalen Offset auf (bias), welcher durch b für RSS auf etwa 7 cm und für WYK auf 10,5 cm beziffert wird.



Zur Absicherung der Fehleranalyse aus Abb. 31 werden die Quantile der Wasserstände für alle Pegel dargestellt. Ziel dieser Darstellung ist es, durch die Quantifizierung der Genauigkeit normaler bzw. extremer Verhältnisse wie beispielsweise Sturm- und Kantenfluten die Genauigkeit und Konsistenz des Modells aufzuzeigen. Die Einteilung in Klassen hat den Vorteil, dass verschiedene Wasserspiegellagen anhand ihrer Über- bzw. Unterschreitungshäufigkeit klassifiziert werden. So werden im 99 % Quantil die höchsten Wasserstände erfasst, ohne ausschließlich das Maximum der Zeitreihe zu betrachten. So können sowohl Extremereignisse als auch mittlere Verhältnisse zeitgleich auf ihre Genauigkeit untersucht werden.

Abb. 32 zeigt die Verteilung der Wasserstandsdaten für Messung und Modell. Das 1 % und das 5 % Quantil repräsentieren Extremwerte des Niedrigwassers und das 95 % bzw. das 99 % Quantil die des Tidehochwassers. Die Differenzen der Quantile zwischen Messung und Modell werden in Tabelle 6 gezeigt.

Die oberen und unteren Whisker (75 und 25 % Quantil) wird vom Modell mit einer Abweichung von maximal 11 cm wiedergegeben. Die größten Abweichungen werden im Weserästuar Dwarsgat (DWG, 11 cm) und Wyk (WYK, 10 cm) erzielt, wobei Differenzen von $\geq 10 \ cm$ konstant über alle Quantile auftreten, was auf Bias *B* hinweist. Geringere Differenzen finden sich in Emden (EMD, 7 cm), Robbensuedsteert (RSS, 6 cm) und Elsfleth (EFL, 7 cm). Die verbleibenden Pegel weisen eine Übereinstimmung von weniger als 5 cm auf.

Die Zeiten geringer Wasserstände (1 % Quantil) weisen in Terschelling (TSN NL, 11 cm), Spiekeroog (SPI, 17 cm) und Nordenham (NUF, 20 cm) die größten Residuen auf. Singuläre Abweichungen werden in Emden (EMD) und Spiekeroog (SPI) ebenfalls bei den oberen und unteren Quantilen festgestellt. In Emden ist dies erneut auf das Schließen des Sperrwerks zurückzuführen. Die Messung in Spiekeroog ist im Validierungsjahr nicht vollständig und enthält größere Lücken, besonders im Zeitraum extremer Tideniedrigwasser.

Hohe Wasserstände (99 % Quantil) zeigen maximale Differenzen in Terschelling (TSN NL, 24 cm), Wierumergronden (WRG NL, 22 cm), Borkum Südstrand (BOS, 14 cm), Robbensuedsteert (RSS, 15 cm) und Wyk (WYK, 13 cm) auf.

Da die Abweichung hinsichtlich des Thw $\leq 20 \ cm$ ist, ist das Ziel der Validierung aus Abschnitt 5.2 für alle Pegel in der Deutschen Bucht erreicht worden. Die 5 bis 95 % Quantile halten mit Ausnahme von Nordenham (NUF) die maximale Abweichung von $\leq 15 \ cm$ ein.





Abbildung 32: Quantile der Wasserstände im Validierungsjahr. Durchgezogene Linien repräsentieren das jeweilige Quantil der Modellrechnung, gestrichelte die der Messung. Dargestellt werden das 1 %, 5 %, 25 %, 50 %, 75 %, 95 %, 99 % Quantil der Wasserstandszeitreihe für alle Vergleichszeitpunkte.


Pegel	1 %	5 %	25~%	50 %	75 %	95~%	99~%
TSN NL	-0.11	-0.09	-0.09	0.00	0.11	0.20	0.24
WRG NL	-0.05	-0.04	-0.05	0.02	0.13	0.20	0.22
DEL	0.05	0.05	0.01	-0.04	0.03	0.05	0.02
BOS	0.01	0.01	-0.01	0.03	0.12	0.13	0.14
GAT	0.03	0.04	-0.00	-0.02	0.02	0.05	0.02
KNO	0.03	0.04	-0.01	-0.02	0.02	0.05	0.02
DUK	0.03	0.04	-0.02	-0.03	0.01	0.09	0.06
EMD	0.19	0.17	0.11	0.04	0.07	0.10	0.07
NOY	0.01	0.03	0.01	0.03	0.05	0.09	0.09
LAN	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02
SPI	-0.17	-0.09	-0.05	-0.03	-0.01	0.06	0.17
HEL	0.04	0.05	0.00	-0.01	-0.01	0.01	0.02
ALW	-0.01	0.01	-0.03	-0.01	0.01	0.03	0.03
MPL	0.00	0.01	-0.01	0.01	0.04	0.08	0.10
HOO	0.01	0.02	-0.01	0.03	0.07	0.09	0.08
DWG	0.08	0.11	0.11	0.11	0.10	0.11	0.13
RSS	0.06	0.08	0.06	0.06	0.06	0.13	0.15
BAL	0.08	0.08	0.03	0.01	0.06	0.11	0.11
NUF	0.20	0.20	0.10	-0.03	0.02	0.07	0.07
BRA	0.10	0.10	0.04	-0.05	0.01	0.07	0.05
EFL	0.02	0.02	-0.04	-0.07	-0.01	0.05	0.04
BKA	0.04	0.04	-0.01	-0.02	-0.00	0.02	0.02
CUX	-0.02	-0.01	-0.01	0.01	0.05	0.10	0.09
BLAN	0.05	0.01	-0.03	0.03	0.02	0.05	0.04
HAR	0.08	0.05	0.02	0.03	0.01	0.05	0.04
BUS	0.02	0.03	0.08	-0.01	-0.01	0.05	0.08
WYK	0.08	0.11	0.07	0.10	0.11	0.13	0.16
HVI DK	-0.09	-0.07	-0.08	-0.00	0.07	0.08	0.07

Tabelle 6: Differenz der Quantile des Wasserstands, 2012



5.4.4 Tidekennwerte

Die Tidekennwerte des Wasserstands nach DIN 4049-3 (1994) können aus Pegelganglinien berechnet werden. Nachfolgend werden Jahresmittelwerte und -maxima von Tidehub (Thb), Tidehochwasser (Thw) und Tidemittelwasser (Tmw) für das Validierungsjahr gezeigt.



Abbildung 33: Differenzen der Tidekennwerte (Messung - Modell) im Jahr 2012. Auf der x-Achse sind die Pegel, auf der y-Achse die Differenz des jeweiligen Tidekennwerts des Wasserstands dargestellt. Die Pegel sind in Tidelaufrichtung angeordnet, wobei Pegel außerhalb der Deutschen Bucht nicht gezeigt werden. Von oben nach unten werden Tidehub (Thb), Tidehochwasser (Thw) und Tidemittelwasser (Tmw) gezeigt.



Diese Kennwerte geben die Zusammenhänge aus Abb. 32 bzw. Tabelle 6 wieder. Während Abb. 32 alle Stichproben zur Quantilberechnung verwendet, werden nachfolgend nur die Tidekennwerte je Einzeltide für alle Tiden des Validierungsjahres berechnet und ausgewertet. Die Differenzen aus Abb. 33 zeigen, ähnlich der Zusammenhänge aus Abb. 32, dass die mittleren Thw, Tidehübe und Tmw vom Modell im Zentimeterbereich reproduziert werden. Der MAE bzw. RMSE der Differenzen der Tidekennwerte der Einzeltiden belegen dies mit einer Fehlerspanne von $\leq 10 \ cm$. Die maximalen Werte werden im Jahr 2012 vom Modell eher unter- als überschätzt, vor allem in der Unterweser von Bremerhaven (BAL) bis Elsfleth (EFL). Das maximale Tidehochwasser wird mit einer Genauigkeit von $\leq 20 \ cm$ vom Modell getroffen.

5.5 Strömungsgeschwindigkeit

Die Validierung der Strömungsgeschwindigkeit unterscheidet sich von der des Wasserstandes. Zum einen ist die Strömungsgeschwindigkeit in Modellen gleichermaßen vom Gradient der Wasserstände und der zugrundeliegenden Topographie abhängig. Zum anderen ist Strömung eine vektorielle Größe, weshalb abseits der Magnitude auch die Richtung nachgewiesen werden muss.

Durch die Richtungsabhängigkeit entsteht die Notwendigkeit, die x- und die y-Komponente der Strömung separat zu validieren. Ebenso muss der Vektorbetrag (Magnitude) des Vektors beurteilt werden.

5.5.1 Unsicherheiten

In van Rijn u. a. (2000) wird die Messgenauigkeit von Strömungsmessungen entsprechend Tabelle 7 bewertet. Zusätzlich werden Anwendungsgrenzen von 0,03 bis 2,00 m/s definiert. Messfehler resultieren aus Bläschenbildung, der Wechselwirkung der Messinstrumente mit der Schwebstoffkonzentration bei geringen Strömungsgeschwindigkeiten und genereller Abnutzung (van Rijn u. a., 2000).

Tabelle 7: Ungenauigkeiten von Strömungsme	essungen nach van Rijn u.a. (20	000)
--	---------------------------------	------

Wertebereich (ms^{-1})	Messungenauigkeit
$\leq 0,05$	100~%
0, 15 - 0, 30	30~%
$\geq 0,50$	$15 \ \%$

In der Validierungspraxis ist die geringe Quantität von Strömungsmessungen in der Deutschen Bucht problematisch. Aufgrund der hohen Fehleranfälligkeit von Messstationen existieren nur wenige, längere Geschwindigkeitsmessungen im Fokusgebiet. Zudem ist die vertikale Position dieser Messungen nicht immer eindeutig dokumentiert, was durch die Dreidimensionalität der Vektorgröße die Gegenüberstellung von Modell- und Messdaten erschwert. Zusätzlich muss die Bathymetriesensitivität von Strömungsmessungen bei der Interpretation berücksichtigt werden. Da in einem numerischen Modell die Strömung für eine Fläche (ein Element bzw. eine Elementkante) berechnet wird, werden durch diese Vereinfachung



lokale Effekte im Modell nicht repräsentiert. Eine in buhnennähe gemessene Strömung beispielsweise kann in einem Modell, welches die Buhne nicht hochaufgelöst enthält, nicht nachempfunden werden. Die Flachwasserannahme führt zudem dazu, dass Strömungsanteile in z-Richtung pauschal vernachlässigt werden.

5.5.2 Magnitude

Da die Magnitude der Strömungsgeschwindigkeit eine skalare Größe ist, bietet sich zur Validierung, analog zum Wasserstand (vgl. Abschnitt 5.4.3), die Ganglinie inklusive des zugehörigen Scatterplots an. Im Validierungsjahr 2012 wurde eine längere Messkampagne in der Jade durchgeführt, bei der die Strömung an 5 Stationen gemessen wurde.



Abbildung 34: Messstationen der So07JD Kampagne (Strömung) in der Jade im Validierungsjahr, 2012. Hintergrund von EMODnet (EMODnet Bathymetry Consortium, 2016) enthält geänderte Copernicus Sentinel Daten ab 2018).

Die Daten dieser Messkampagne umfassen mehrere Monate im Validierungsjahr und weisen keine Ausreißer oder untypischen Verläufe auf. Es wird die Annahme getroffen, dass in Sohlnähe gemessen wurde (vgl. Tabelle 8).





Abbildung 35: Ganglinie der Strömungsgeschwindigkeit in m/s bei So07JD0 (Jade), 2012. Die obere Grafik zeigt die Pegelganglinie mit der Messung in Grau, dem Modellergebnis in Rot und der Differenz in Blau. Die untere Grafik stellt einen Scatterplot mit der Messung auf der x- und dem Modellergebnis auf der y-Achse zum gleichen Zeitpunkt dar.



Abbildung 36: Ganglinie der Strömungsgeschwindigkeit in m/s bei So07JD1 (Jade), 2012. Die obere Grafik zeigt die Pegelganglinie mit der Messung in Grau, dem Modellergebnis in Rot und die Differenz in Blau. Die untere Grafik stellt einen Scatterplot mit der Messung auf der x- und dem Modellergebnis auf der y-Achse zum gleichen Zeitpunkt dar.





Abbildung 37: Ganglinie der Strömungsgeschwindigkeit in m/s bei So07JD2 (Jade), 2012. Die obere Grafik zeigt die Pegelganglinie mit der Messung in Grau, dem Modellergebnis in Rot und die Differenz in Blau. Die untere Grafik stellt einen Scatterplot mit der Messung auf der x- und dem Modellergebnis auf der y-Achse zum gleichen Zeitpunkt dar.





Abbildung 38: Ganglinie der Strömungsgeschwindigkeit in m/s bei So07JD3 (Jade), 2012. Die obere Grafik zeigt die Pegelganglinie mit der Messung in Grau, dem Modellergebnis in Rot und die Differenz in Blau. Die untere Grafik stellt einen Scatterplot mit der Messung auf der x- und dem Modellergebnis auf der y-Achse zum gleichen Zeitpunkt dar.





Abbildung 39: Ganglinie der Strömungsgeschwindigkeit in m/s bei So07JD4 (Jade), 2012. Die obere Grafik zeigt die Pegelganglinie mit der Messung in Grau, dem Modellergebnis in Rot und die Differenz in Blau. Die untere Grafik stellt einen Scatterplot mit der Messung auf der x- und dem Modellergebnis auf der y-Achse zum gleichen Zeitpunkt dar.



Abbildung 40: Ganglinie der Strömungsgeschwindigkeit in m/s bei So07JD5 (Jade), 2012. Die obere Grafik zeigt die Pegelganglinie mit der Messung in Grau, dem Modellergebnis in Rot und der Differenz in Blau. Die untere Grafik stellt einen Scatterplot mit der Messung auf der x- und dem Modellergebnis auf der y-Achse zum gleichen Zeitpunkt dar.



Abb. 35 bis Abb. 40 zeigen die Magnitude der Strömungsgeschwindigkeit für das gesamte Jahr 2012 und während der Sturmflut Andrea im Januar. Der Vergleich weist eine Korrelation R von 0,85 bis 0,94 bei einem MAE von 0,09 bis 0,13 m/s auf. Die Charakteristik der Ganglinie wird auch während der hohen Wasserstände vom Modell an allen Messstationen repräsentiert. Die Scatterplots weisen darauf hin, dass es an den Stationen So07JD4 und So07JD5 eine leichte Überschätzung der Strömungsgeschwindigkeit bei Strömungen von $\leq 1,0 \ m/s$ vorliegt. Bei So07JD1 liegt eine Unterschätzung vor.



Abbildung 41: Fehlerverteilung der Strömungsmessstationen So07JD 0-5, Jade, 2012

Zur besseren Abschätzung der Fehlermarge werden die Quantile des Fehlers berechnet und als Boxplot dargestellt. Abb. 41 zeigt die Fehlerverteilung von So07JD0 bis So07JD5. Die Lage der oberen und unteren Whisker (75 bzw. 25 % Quantil) macht deutlich, dass So07JD0 bis So07JD3 im Mittel mit einem geringen Fehler von $\pm 0, 15 m/s$ vom numerischen Modell reproduziert werden. Bei So07JD4 und So07JD5 liegt eine Überschätzung der Strömungsgeschwindigkeit um $\leq 0, 125 m/s$ im Median vor. Die Fehlerquantile der Magnitude der Strömungsgeschwindigkeit liegen innerhalb der in Abschnitt 5.2 festgelegten Grenzen.

Tabelle 8: Geschätzte Tiefen der Messstationen So07JD0 bis So07JD5

Messung	Tiefe	Е
So07JD0 So07JD1	5,50	m
So07JD1 So07JD2	11,00	m
So07JD3 So07JD4	15,00 12.00	m m
So07JD4 So07JD5	12,00 10,00	m

Die geschätzte Vergleichstiefe wird in Tabelle 8 gezeigt. Es wird angenommen, dass die Strömungen in Sohlnähe gemessen wurden, da die Übereinstimmung zwischen Modell und Messung in Sohlnähe besser ist.



5.5.3 Hodograph

Der Hodograph stammt aus der Teilchenphysik und beschreibt die Bewegung von Partikeln im zweidimensionalen Raum anhand der Endpunkte der Geschwindigkeitsvektoren (Hamilton, 1844). Dieses Prinzip lässt sich auf vektorielle Größen in hydrodynamischen Modellen anwenden, z. B. in Sutherland u. a. (2004b). Technisch bedeutet dies, dass jeder Geschwindigkeitsvektor in eine x und eine y Komponente zerlegt werden kann. Anschließend werden diese Komponenten als 2D-Punkt interpretiert, dargestellt und die resultierende Punktewolke nach der Punktdichte eingefärbt.

Durch die Darstellung des Hodographs einer Messung und eines Modells ergeben sich, bei der Einfärbung der Punktewolke nach Dichte, aussagekräftige Darstellungen mit nachfolgenden Vorteilen:

- Darstellung der Richtung
- Darstellung der Häufigkeiten durch Dichte
- Mehrdimensionale Visualisierung und Qualitätskontrolle der Messung
- Detektieren von Unstimmigkeiten in der Messung

In Abb. 42 bis Abb. 44 werden die Hodographen der Strömungsgeschwindigkeit für alle Stationen aus Abb. 34 gezeigt. Auf der linken Seite werden Mess- und auf der rechten Modelldaten dargestellt. Zur Verbesserung der Übersichtlichkeit wurden Hilfslinien für die Nord-Süd und die Ost-West Achse ebenso wie die Südwest-Nordost bzw. Nordwest-Südost Achse eingepflegt.

Erkennbar ist, dass für alle Stationen die Richtung von Modell und Messung übereinstimmen. In So07JD0 ist die Ebbstromgeschwindigkeit im Modell geringfügig stärker ausgeprägt als in der Messung, wobei die Tendenz bei der Flutstromgeschwindigkeit korrekt getroffen ist. Eine Übereinstimmung in D1 und D2 ist vorhanden, da die Schwerpunkte zwischen Messung und Modell etwa gleich verteilt sind.



Abbildung 42: Hodograph der Strömung in So07JD0 (Jade), 2012





Abbildung 43: Hodograph der Strömung in So07JD1 bis So07JD3 (Jade), 2012





Abbildung 44: Hodograph der Strömung in So07JD4 bis So07JD5 (Jade), 2012

Die stärkere Streuung der Messung im Hodograph kann auf verschiedene Gründe zurückgeführt werden. Zum einen ist UnTRIM2 ein Finite Volumen (FV) Verfahren, was bedeutet, dass die Strömung nur orthogonal über die Kante erfolgen kann. Nachfolgende Wichtungsfunktionen erzeugen erst das gerichtete Strömungssignal, welches jedoch insgesamt zu einer geringeren Streuung führt. Zum anderen ist es wahrscheinlich, dass einige topographische, ergo dreidimensionale Effekte, auftreten, die das Modell nicht reproduzieren kann. Zudem müssen o. g. Unsicherheiten bei der Strömungsmessung (vgl. Abschnitt 5.5.1) bei der Interpretation der Ergebnisse berücksichtigt werden.

5.6 Salzgehalt

Die Validierung des Salzgehalts erfolgt analog zur Magnitude der Strömung, da die Salzkonzentration eine skalare Größe ist. Entsprechend werden nachfolgend repräsentative Ganglinien, Fehlerverteilungen, Scatterplots und Fehlerkennzahlen (MAE, RMSE) gezeigt.





Abbildung 45: Ganglinie des Salzgehalts in Cuxhaven Alte Liebe, 2012. Die obere Grafik zeigt die Pegelganglinie mit der Messung in Grau, dem Modellergebnis in Rot und die Differenz in Blau. Die untere Grafik stellt einen Detailausschnitt während der Sturmflut Andrea (Januar, 2012) dar.





Abbildung 46: Ganglinie des Salzgehalts in Robbensuedsteert, 2012. Die obere Grafik zeigt die Pegelganglinie mit der Messung in Grau, dem Modellergebnis in Rot und die Differenz in Blau. Die untere Grafik stellt einen Detailausschnitt während der Sturmflut Andrea (Januar, 2012) dar.





Abbildung 47: Scatterplots des Salzgehalts in Cuxhaven Alte Liebe (CUX, links) und Robbensüdsteert (RSS, rechts) mit einer robusten Regression (pinke Linie)

In Abschnitt 5.2 wurde ein MAE von $\leq 5 ppt$ bzw eine Korrelation von mehr als 0,85 als Validierungsziel ausgegeben. Cuxhaven (vgl. Abb. 45) erzielt eine Korrelation von R = 0,91 bzw einen MAE von 1,49 ppt und Robbensüdsteert (vgl. Abb. 46) ein R von 0,94 bei einem MAE von 2,24 ppt. Die Scatterplots aus Abb. 47 zeigen keine Ausreißer, und die Mehrzahl der Stichproben liegt in der Nähe des optimalen Fits. Dementsprechend wurden die gesetzten Validierungsziele für den Salzgehalt an dieser Stelle erfüllt.



Abbildung 48: Fehlerverteilung der Salzgehalte für das Validierungsjahr 2012

Die Fehlermargen aus Abb. 48 bewegen sich im Median zwischen -1,5 bis 4 *ppt*. Das Modell unterschätzt im Emsästuar (BOS, KNO, EMD, GAN) den Salzgehalt um bis zu 4 *ppt*, wobei der Fehler in GAN maximal, und in BOS minimal ist. Im Weserästuar wird (ALW, RSS, DWG, BAL, NUF) der Salzgehalt um $\pm 2ppt$ und im Elbeästuar (LZ4c, CUX BRUN) um $\pm 2ppt$ unter- bzw. überschätzt. Diese Abweichungen können aus den eingesteuerten Eingangsdaten des Oberwassers aus Hunte, Lesum, Weser oder Elbe, aus fehlender Gitternetzauflösung (vertikal und horizontal) bzw. aus Volumenfehlern im Verlauf des Ästuars resultieren.



6 Modellaufbau: Seegang

Das spektrale Seegangsmodell wird mit dem hydrodynamischen Modell online gekoppelt. Das Modellkonzept für den Seegang wird in Abschnitt 3.1 und das Modellgebiet in Abschnitt 3.2 erläutert. Da das Seegangsmodell UnK (siehe Abschnitt 2.3) nicht auf die Subgridmethode (vgl. Abschnitt 2.1.4) zurückgreifen kann, wird die Gitternetzauflösung im Bereich von stabilen, signifikanten Rinnen deutlich erhöht.

6.1 Gitternetz



Abbildung 49: Rechengitter des UnK Seegangsmodells, Hintergrund von EMODnet (EMODnet Bathymetry Consortium, 2016), enthält geänderte Copernicus Sentinel Daten ab 2018.

In Abb. 49 wird das Seegangsgitter dargestellt. Die Ergebnisgrößen zur Wechselwirkung zwischen Seegang und Hydrodynamik werden lokal interpoliert. Somit gibt es in den Bereichen, in denen keine Abdeckung mit dem Seegangsgitter erfolgt, auch keine Seegangseinwirkung auf die Hydrodynamik.

Im Gegensatz zum hydrodynamischen Gitter wurden, um Elemente zu sparen, der südliche Ärmelkanal, die oberen Ästuare der Deutschen Bucht und Teile der Ostsee vernachlässigt. Da in der Seegangsberechnung kein Subgrid verwendet werden kann, muss, um die volumentreue Interpolation der Tiefen zu gewährleisten, die Gitternetzdichte in Bereichen großer



Tiefengradienten erhöht werden.

In EasyGSH-DB werden die seeseitigen Teile der Barriereinseln, die Ästuarmündungen, Helgoland und die große Tiderinnen hoch aufgelöst. Weitere Kennwerte des Gitters sind:

- 112.642 Knoten
- 220.306 Elemente
- davon 220.306 Δ
- davon 0 \square
- 332.969 Kanten
- minimale Kantenlänge: 53 m (Sylt)
- maximale Kantenlänge: 9.404 m (Shetland Islands, Schottland)

6.2 Bathymetrie

Analog zum UnTRIM2-Gitternetz wird die jeweilige Jahresbathymetrie auf das Seegangsgitter interpoliert. Da hier das Subgridverfahren nicht eingesetzt werden kann, werden andere Interpolationsmethoden verwendet. Zum Einsatz kommt eine Umkreisapproximation mit einer minimalen Anzahl an Digitales Geländemodell (DGM) Punkten von 5, wobei der interpolierte Tiefenwert dem Median der umliegenden Punkte entspricht. Sollte dieses Kriterium durch eine zu geringe Anzahl an Messwerten verletzt werden, kommt eine lineare Interpolation zum Einsatz.

Zur Berechnung der zugrundeliegenden Bathymetriedaten wird auf Abschnitt 3.4 und Abschnitt 3.5 verwiesen.

6.3 Wellenspektrum

Das Wellenspektrum wird an 32 Stützstellen diskretisiert und von 0,04 bis 10,07 $rad\,m^{-1}$ auf 24 Wellenrichtungen begrenzt.

Das K-Modell bietet dem Anwender die Möglichkeit, auf Grundlage der Windrandbedingung initiale Wellenspektren zu berechnen. Auf Basis dieser Methodik kann die Einschwingzeit maßgeblich verringert werden. Weiterhin werden an den offenen Modellrändern zum Nordatlantik bzw. zur Ostsee Randspektren aufgrund einer Fetch-Schätzung vorgegeben.

6.4 Randbedingungen

Das K-Modell verwendet als Randbedingungen die Bathymetrie (siehe Abschnitt 3.4 und Abschnitt 6.2), den Wind (siehe Abschnitt 3.8.5), den simulierten Wasserstand (Abschnitt 5.4) und die zugehörige Strömung (Abschnitt 5.5).

6.5 Berechnungsmethodik mit Seegangskopplung

Das K-Modell basiert auf der Methode der Finiten-Differenzen und ist ist deswegen an das Courant-Friedrich-Levy Kriterium (CFL) gebunden. Die Wellenspektren werden mit 32 Stützstellen je Spektrum berücksichtigt. Die Berechnung beinhaltet weiterhin 24 Richtungen



pro Stützstellen, zusammen mit der Wellen-Strömungs-Interaktion. Insofern ist die resultierende, gekoppelte Simulation extrem rechenintensiv. Die Simulationsdauer des hydrodynamischen Modells mit Seegangskopplung liegt bei durchschnittlich 1:2,5 (Modellzeit:Echtzeit) – ohne Seegang würden 1:50 bis 1:70 erreicht.

Da in EasyGSH-DB nacheinander 20 Jahre berechnet werden sollen, muss die Rechenzeit mit Berücksichtigung des Seegangs beschleunigt werden. Für die nachfolgende Erläuterung wird fiktiv das Jahr 2006 definiert.

Soll das Jahr 2006 simuliert werden, werden Anfangsbedingungen aus dem Jahr 2005 benötigt. Diese Anfangsbedingungen können, falls vorhanden, aus dem Ergebnisdatensatz von 2005 bzw. aus einer Klimatologie, z. B. Janssen u. a. (1999), entnommen werden. Basierend auf diesem Systemzustand wird das Jahr 2006 vorerst ohne Seegang vorgerechnet. Dieser Lauf (=Nestinglauf) enthält jetzt die Initialbedingungen für das Rechenjahr 2006 mit Seegang.

Weiterhin werden die einzelnen Monate des Jahres 2006 mit Seegangskopplung getrennt berechnet. Hierbei sind für jeden Monat die Initialbedingungen aus dem vorher getätigten Nestinglauf entnommen worden. Im Anschluss werden die 12 Monate mit Methoden aus dem netCDF Operator (NCO) Paket (http://nco.sourceforge.net/) zusammengefügt. Die Rechendauer kann so von 96 auf rund 10 Tage verkürzt werden.



7 Validierung des Seegangsmodells

Die Validierung des Seegangsmodells erfolgt auf der Grundlage von Messungen der signifikanten Wellenhöhe, der mittleren Wellenrichtung sowie der mittleren Wellenperiode. Diese Messgrößen unterliegen, ähnlich wie die der Strömungsgeschwindigkeit, großen Qualitätsunterschieden und sind deshalb sorgfältig zu bewerten. Als Ergebnisgrößen stehen dem Seegangsmodell die signifikante Wellenhöhe, die mittlere Wellenrichtung, die mittlere Wellenperiode und die Peak-Wellenperiode zur Verfügung.

Alle Seegangsmessbojen und -pfähle, welche zu Validierungszwecken in den 20 Modelljahren von EasyGSH-DB verwendet wurden, werden in Abb. 1 dargestellt.

7.1 Signifikante Wellenhöhe

Aufgrund der starken Streuung der zugrundeliegenden Messdaten werden zur Validierung der signifikanten Wellenhöhe repräsentative Ganglinien gezeigt und die Fehlergrößen MAE und RMSE angegeben.

In Abb. 50 und Abb. 51 werden die Modellergebnisse für Westerland und die Dauermessstation Elbe vom BSH dokumentiert. Zu erkennen ist, dass der Trend vom Modell naturähnlich wiedergegeben wird, wobei bei großen signifikanten Wellenhöhen eine Unterschätzung zu verzeichnen ist. Der RMSE für alle Zeitpunkte liegt für beide Stationen jedoch für die vollständige Zeitreihe unterhalb 0,40 m. Die Korrelation der Signale ist ebenfalls $\geq 0,90$. Aus diesem Grund wird die Genauigkeit der signifikanten Wellenhöhe an dieser Stelle als ausreichend betrachtet.





Abbildung 50: Signifikante Wellenhöhe in Westerland bei Sylt, 2012. Die obere Grafik zeigt die Pegelganglinie mit der Messung in Grau, dem Modellergebnis in Rot und der absoluten Differenz in Blau. Die untere Grafik stellt einen Scatterplot mit der Messung auf der x- und dem Modellergebnis auf der y-Achse zum gleichen Zeitpunkt dar.





Abbildung 51: Signifikante Wellenhöhe in Leuchtturm Alte Weser, 2012. Die obere Grafik zeigt die Pegelganglinie mit der Messung in Grau, dem Modellergebnis in Rot und der absoluten Differenz in Blau. Die untere Grafik stellt einen Scatterplot mit der Messung auf der x- und dem Modellergebnis auf der y-Achse zum gleichen Zeitpunkt dar.



7.2 Mittlere Wellenrichtung

Neben der signifikanten Wellenhöhe ist die Wellenrichtung für Bemessungsaufgaben und wissenschaftliche Betrachtungen von Relevanz. Die nachfolgende Darstellung zeigt die mittlere Wellenrichtung in Grad als Scatterplot.



Abbildung 52: Charakteristischer Scatterplot der mittleren Wellenrichtung in Westerland, 2012. Auf der x-Achse wird das Modell- und auf der y-Achse die zugehörige Messung dargestellt.

Es ist zu erkennen, dass der überwiegende Anteil der Wellenrichtungen zwischen Modell und Messung übereinstimmt. Zwischen 140 und 240 Grad unterschätzt das Modell die Wellenrichtung leicht, wobei der Großteil der Stichproben sich in akzeptabler Nähe zum Optimal fit befindet.

7.3 Mittlere Wellenperiode

Die gemittelte Wellenperiode unterliegt, ähnlich der signifikanten Wellenhöhe, dem jeweiligen Messverfahren und der damit verbundenen Messgenauigkeit. Entsprechend wird hier zur Validierung die Ganglinie von Westerland dargestellt.



Auch hier ist die Abweichung zu vernachlässigen und der RMSE geringer als $\leq 1,5$ s. Der Trend wird vom Modell ebenso wie der Betrag gut wiedergegeben. Es existieren einzelne Ausreißer (z.B. Mitte Februar, Anfang Mai, Ende September), welche jedoch auf die schlechte Qualität der Messdaten zurückgeführt werden.



Abbildung 53: Charakteristische Ganglinie der mittleren Wellenperiode in Westerland, 2012. Auf der x-Achse wird das Modell- und auf der y-Achse die zugehörige Messung dargestellt.



8 Sedimenttransport

Nachfolgende Ausführungen zum Sedimenttransport mit dem EasyGSH-DB-Nordseemodell sind ausdrücklich als Beta-Anwendung zu verstehen.

8.1 Modellaufbau

Das Ziel dieses Kapitels ist es die Anpassungen am hydrodynamischen Nordseemodell (Basismodell) für den Suspensionstransport in EasyGSH-DB zu dokumentieren. Das Basismodell wurde ausführlich in den bisherigen, obigen Ausführungen beschrieben. Nachfolgende Modifikationen werden in Optimierungen am hydrodynamischen Modell, die Anfangssedimentverteilung, die veränderte Rauigkeitsbeschreibung und die Sedimenttransportparametern unterteilt.

8.1.1 Anpassungen am hydrodynamischen Modell

Durch das Vorgeben einer Bodensedimentverteilung (siehe auch Abschnitt 8.1.3) wird in dem Modell eine Kornrauheit erzeugt. Beim Aktivieren eines Rippelprädiktors wird zudem eine Formrauheit ermittelt, welche sich an den lokalen Bodeneigenschaften orientiert (siehe auch Abschnitt 8.1.4). Im Unterschied zur rein hydrodynamischen Simulation wurde für nachfolgende Berechnungen ein variables Sedimentinventar vorgegeben, dessen Rauigkeit mit einem Riffelprädiktor abgeschätzt wird. Durch die Berücksichtigung von Korn- und Formrauheit wird die Rauigkeitsverteilung des Modells geringfügig verändert.

Die Sedimenttransportberechnungen werden mit Seegangeinweirkung durchgeführt. Der Seegang wird aus der vorhergegangenen online-gekoppelten Seegangssimulation an das Sedimenttransportmodell offline angeschlossen. Diese Vereinfachung ist notwendig, um Rechenzeit einzusparen. Aus dem gleichen Grund werden die Jahre nicht direkt nacheinander gerechnet, da dies nicht praktikabel wäre. Stattdessen wird eine Einschwingzeit von 1,5 Monaten verwendet, welche danach in das Referenzjahr übernommen wird. Diese Einschwingrechnung wird fortan als Hotstartlauf definiert, während der eigentliche Lauf als Referenzlauf bezeichnet wird. Zur Verbesserung der dreidimensionalen Transportprozesse in den kritischen Bereichen wurde zudem die dreidimensionale Auflösung auf 71 z-Schichten gegenüber der hydrodynamischen Simulation erhöht. Verfeinerungen des vertikalen Gitters wurden vorgenommen zwischen 10 und 25 m (von 2,5 auf 1 m Schichten) und zwischen 25 und 100 m (von 10 auf 5 m Schichten). Ebenso wurde horizontale Gitternetz im holländischen Wattenmeer um rund 7.500 und im Weserästuar um weitere 2.500 Elemente verfeinert. Die Auflösung in Holland wurde angepasst, um dort stattfindende Sedimenttransportprozesse hochaufgelöst abzubilden, da diese die Hintergrundtrübung in der Deutschen Bucht beeinflussen können (Zeiler u. a., 2014). Im Weserästuar wurden einige Elemente umgestaltet, um die Performance (i. e. CFL-Kriterium) des Modells zu verbessern.

8.1.2 Sedimentfraktionen und Transportparameter

Zum Erreichen des Modellierungsziels sollen zwei physikalische Prozesse abgebildet werden. Zum einen sollen Umlagerungsprozesse infolge von Sturm- und Seegangsereignissen abgebildet werden, zum anderen soll sich eine stabile, realitätsnahe Trübungszone in den



Ästuaren ausbilden. Da in der Natur bei singulären Ereignissen wie etwa Sturmfluten deutlich größere Kräfte auf die Sohle einwirken, als unter durchschnittlichen Tidebedingungen, werden gröbere Sedimentfraktionen mitbewegt, die unter normalen Umständen weitestgehend stationär sind.

Dies heisst im Umkehrschluss, dass es eine Fraktion geben muss, die in jedem Tidezyklus erodiert und sedimentiert wird und eine, die größere Widerstände aufweist. Letztere Fraktion wird definiert, um den Einfluss des flokkulierten Transports abzubilden. Diese Fraktion wird nur kurz während eine Tidezyklus erodiert und anschließend zeitnah sedimentiert. Somit wird eine Schlämmfraktion (Clay, leicht erodierbar) und eine Transportfraktion (Silt, schwerer erodierbar) definiert (Bever und MacWilliams, 2013). Idealerweise stellt sich hierbei ein Gleichgewicht im Mündungsbereich ein.

Fraktion —	Transport —	$s_v \\ mm \ s^{-1}$	$\stackrel{\tau_{krit}}{N} m^{-2}$	$\overset{d}{-}$	$ ho kg \ m^{-3}$	E —
Clay Silt Fine Sand Medium Sand Coarse Sand	Suspension Suspension Geschiebe Geschiebe Geschiebe	0,0015 0,0125 Dietrich Dietrich Dietrich	0,20 0,40 - -	$\begin{array}{c} 40 \ \mu m \\ 125 \ \mu m \\ 0, 1875 \ mm \\ 0, 375 \ mm \\ 1. 25 \ mm \end{array}$	$1400 \\ 2300 \\ 2650 \\ 2650 \\ 2650 \\ 2650$	$\begin{array}{c} 0,0250\\ 0,0250\\ 0,0250\\ 0,0250\\ 0,0250\\ 0,0250\end{array}$

Tabelle 9: Sedimenttransportparameter nach Kalibrierung

Die suspendierten Fraktionen werden durch eine feinere (Clay) und eine gröbere (Silt) Fraktion idealisiert, wobei Silt die flokkulierten Partikel abbilden soll. Aus diesem Grund weist Silt eine größere Rohdichte und Korndurchmesser auf. Ebenso ist die kritische Schubspannung für Erosion τ_{krit} für Silt doppelt so groß gewählt worden. Die Erosionskonstante (Partheniades, 1965) wurde nach dem quadratischen Erosionsflussmodell für alle Fraktionen identisch angenommen. Die Sinkgeschwindigkeiten wurden durch Sensitivitätsstudien bestimmt und für den suspendierten Transport fest vorgegeben. Im Geschiebetransport werden diese dynamisch nach Dietrich (1982) berechnet.

Ergänzend zu den Transportfraktionen Clay und Silt wurden 3 Geschiebefraktionen definiert, welche die natürliche Oberflächensedimentverteilung in der Deutschen Bucht komplettieren. Die Geschiebetransportformulierung entspricht van Rijn (2007) und ist ebenfalls topographieabhängig realisiert. Hierfür wurden die lateralen und transversalen Transporte zum Hang entweder verstärkt oder verringert.

8.1.3 Anfangssedimentverteilung

Die Anfangssedimentverteilung wird mithilfe des Funktionalen Bodenmodells (Milbradt u. a., 2015b) aus Messdaten abgeleitet. Die Klassendefinitionen orientieren sich hierbei an den Vorgaben der Udden-Wentworth Skala (Chesworth, 2008), wobei aus praktischen Gründen Modifikationen (siehe Abschnitt 8.1.2) für Silt, Clay und Feinsand vorgenommen wurden.

8.1.4 Rauigkeitsverteilung

Aufgrund der detaillierten Anfangssedimentverteilung kann zur Bestimmung der Bodenrauigkeit ein Riffelprädiktor (van Rijn, 2007) verwendet werden, der auf der Grundlage empi-



rischer Formulierungen und dem mittleren Korndurchmesser eine Bodenrauigkeit errechnet. Der resultierende Wertebereich entspricht zumeist den Werten aus der Kalibrierung mit Rauigkeitspolygonen. Abweichungen entstehen auf der holländischen Seite im nördlichen Ärmelkanal, im Doggerbankbereich und im Elbeurstromtal. Differenzen sind ebenfalls auf dem Watt (geringere Reibung) und in den Rinnen (höhere Reibung) im Vergleich mit der Kalibrierung des hydrodynamischen Modells zu beobachten.

8.2 Validierung

Während der Geschiebetransport dem Grunde nach nur über die resultierende Tiefenänderung ansatzweise validiert werden kann, existieren für den Suspensionstransport zur Validierung flächige Auswertungen aus Satellitenaufnahmen. Diese unterliegen jedoch großen Unsicherheiten durch hohe organische Bestandteile wie beispielsweise Plankton und sind abhängig von der Sichttiefe. Weiterhin können Schwebstoffkonzentrationsmessungen herangezogen werden, welche entweder aus Trübungsmessungen zurückgerechnet oder direkt gemessen werden. Werden Schwebstoffkonzentrationen aus Trübung zurückgerechnet sind jedoch ebenfalls organische Bestandteile enthalten, die im Modell nicht enthalten sind. Direkte ungestörte Messungen über einen langen Zeitraum sind ebenfalls methodisch schwer zu erheben, da sie abhängig von der Messmethodik sind. Ebenso werden bei der direkten Validierung im Modell tiefengemittelte Konzentrationen mit punktuellen Messungen aus der Wassersäule verglichen, was große Abweichungen ergeben kann. Zusätzlich unterliegt die Messtechnik nachfolgenden Unsicherheiten:

- Unsicherheiten bei der optical back scatterance sensor (OBS) Methode von Deltares entstehen durch stark variierende Partikelgröße, Korrekturgleichungen und kleine Konzentrationen ($\leq 1 \ kg \ m^{-3}$).
- Bei einer Acoustic concentration sensor (ASTM) Messung existiert zwar keine Sensitivität zur Partikelgröße, jedoch besteht eine 50%ige Unsicherheit (van Rijn u. a., 2000).

8.2.1 Zielsetzung

Entsprechend obiger Ausführungen werden keine quantitativen Zielsetzungen zur Validierung des Sedimenttransports festgelegt. Für die nachfolgenden Darlegungen werden die Sedimentkonzentrationen in der Weser zugrunde gelegt, da für diesen Zeitraum Messungen in ausreichender Qualität vorliegen. Nachfolgenden Merkmale sollen vom Modell reproduziert werden:

- Die Trübungszonen sollen entstehen, stabil bleiben und realistische Konzentrationen aufweisen.
- Die Varianz des Sedimenttransports in der Weser je Tide soll reproduziert werden.
- Die Sedimentkonzentration vom Betrag her muss nachempfunden werden.
- Großräumige Trübungsmuster sollen im Modell erkennbar sein.

Als Validierungsjahr wird das Jahr 2013 ausgewählt.



8.2.2 Mittlerer Schwebstoffgehalt

Dieses Kapitel dient dazu die großräumigen, berechneten Transportmuster qualitativ darzustellen. Hierfür wird die mittlere Sedimentkonzentration im Simulationszeitraum als Parameter gewählt. Der Analysezeitraum beträgt jeweils vom 01.01. bis zum 31.12. des Validierungsjahres 2013.

Die mittlere Sedimentkonzentration in der südlichen Deutschen Bucht aus Abb. 54 zeigt suspendierten Transport in überwiegend eulitoralen Wattbereichen und den Trübungszonen von Jade, Weser und Elbe. Auffällig sind ebenfalls hohe mittlere Konzentrationen östlich von Helgoland entlang des Steinriffs in Richtung Meldorfer Bucht. Diese Konzentrationen entstehen im Zusammenhang mit Schubspannungen aus starken Seegangsereignissen (bspw. Orkan Xaver am 06.12.2013) bei denen Sediment in der Elbemündung, in der Meldorfer Bucht und im Eiderästuar massiv gelöst und durch die Tide in die Deutsche Bucht bewegt wird. Weiterhin können hohe Konzentrationen auf den Rückseiten der ostfriesischen Inseln und in den Trübungszonen der Ästuare erkannt werden. Die mittlere Konzentration in der Außenweser (Brake bis Leuchtturm Alte Weser) beträgt zwischen 0,10 und 0,5 kg/m^3 (siehe auch Abb. 57 bis Abb. 58) und in der Elbe etwas höher mit 0,10 bis 0,75 kg/m^3 . Die Schwerpunkte der Trübungszone sollen im Jadeweserästuar vorerst qualitativ, und im Nachhinein (vgl. Abschnitt 8.2.3) quantitativ betrachtet werden.



Abbildung 54: Mittlere Sedimentkonzentration in der südlichen Deutschen Bucht.

Abb. 55 zeigt den mittleren Schwebstoffgehalt im Jade-Weserästuar. Die Trübungszone liegt zum einen in der Außenweser zwischen Dwarsgat und Leuchtturm Alte Weser und zum anderen in der Weser selbst zwischen Bremerhaven Alter Leuchtturm und Brake. Zwischen Wangerooge Nord und Wilhelmshaven bildet sich ebenfalls eine Trübungszone in der Jade mit einer mittleren Schwebstoffkonzentration zwischen 0,10 und 0,30 kg/m^3 aus. Auf temporär trockenfallenden Gebieten (z. B. westlich von Bremerhaven Alter Leuchtturm oder im östlichen Jadebusen) sind hohe mittlere Schwebstoffgehalte zu verzeichnen, welche vernachlässigt werden können, da diese nur zu wenigen Zeitpunkten überflutet waren.





Abbildung 55: Mittlerer Sedimentgehalt in der Jade-Wesermündung.



8.2.3 Suspensionstransport

Nachfolgend soll der Betrag der Transporte validiert werden. Hierfür werden Trübungsmessungen empirisch in Sedimentkonzentrationen umgerechnet. Entsprechend können nachfolgende Messdaten lediglich als Größenordnung verstanden werden, da konkrete Messungen zum einen großen Unsicherheiten unterliegen (siehe auch Abschnitt 8.2) und zum anderen in geringer Quantität und Qualität vorliegen.

An allen Pegeln in Abb. 57 bis Abb. 58 kann eine starke Überschätzung der Sedimentkonzentration während der Seegangsereignisse (vgl. Abb. 56) Anfang Februar, Ende Mai und Anfang Dezember 2013 festgestellt werden. Im Anschluss an diese Zeitpunkte stellt sich jedoch wieder ein Gleichgewichtszustand ein, welcher maximale Schwebstoffgehalte zur Springund minimale zur Nipptide aufweist. Die Spring- Nipp Schwebstoffgehaltsvariation fällt im Modell stärker als in der Natur aus.



Abbildung 56: Signifikante Wellenhöhe am Pegel Westerland vor Sylt im Jahr 2013

Die Schwebstoffgehalte in Robbensüdsteert (RSS), liegen in der Regel eine Zehnerpotenz unterhalb der Messung, während die Unterschätzung in Bremerhaven Alter Leuchtturm (BAL) geringer ausfällt (vgl. Abb. 57). In Nordenham Unterfeuer (NUF), sind die Schwebstoffgehalte in der richtige Größenordnung berechnet worden. Die Schwebstoffkonzentration in Elsfleth (EFL) ist im ersten Halbjahr 2013 von der Größenordnung und der Variation gut getroffen und im zweiten Halbjahr unterschätzt (vgl. Abb. 58), was auf erhöhte Schwebstoffkonzentration im Oberwasser zurückzuführen sein könnte.





Abbildung 57: Minimaler und maximaler Schwebstoffgehalt je Tide aus Messung (graue Färbung) und minimaler und maximaler (blau) bzw. mittlerer (rot) Schwebstoffgehalt Modell je Tide in Robbensüdsteert (oben) und Bremerhaven Alter Leuchtturm (unten) im Validierungsjahr 2013.





Abbildung 58: Minimaler und maximaler Schwebstoffgehalt je Tide aus Messung (graue Färbung) und minimaler und maximaler (blau) bzw. mittlerer (rot) Schwebstoffgehalt Modell je Tide in Nordenham Unterfeuer (oben) und Elsfleth (unten) im Validierungsjahr 2013.



8.2.4 Transportmuster

Die Transportwege der Sandfraktionen wurden im Vorgängerprojekt AufMod quantifiziert und sollen hier erneut überprüft werden. Dafür wurden die Tidekennwerte des Geschiebetransports (siehe ncanalyse_tdkg) für die tidegemittelten, residuellen Transporte berechnet und als Stromlinien dargestellt. Vorher wurden die Analyseergebnisse auf ein regelmäßiges 100 m Raster interpoliert und in geographische Koordinaten (wgs84, epsg: 4326) konvertiert. Dies wurde für die Summe aller Geschiebetransportfraktionen, für Fein-, Mittel- und Grobsand vorgenommen. Die Beträge des residuellen Transports werden farbig dargestellt.



Abbildung 59: Transportpfade für den residuellen Geschiebetransport (tidegemittelt, für das Validierungsjahr 2013) in der Deutschen Bucht für die Summe aller Fraktionen (oben, links), Grobsand (oben, rechts), Mittelsand (unten, links) und Feinsand (unten, rechts) in $\frac{g}{ms}$

Für alle Fraktionen ist südlich des Elbeurstromtals ein klarer West-Ost Transportpfad zu erkennen. Ebenso ist erkenntlich, dass eine Konvergenz zu den ostfriesischen Inseln stattfindet, die stärker wird, je feiner der Sand ist. Im Inselbereich selbst findet ein komplexer Austausch und Umlagerungsprozess statt, welcher anderweitig beschrieben wurde (Herrling und Winter, 2018). Grob- und Mittelsand werden im Elbeurstromtal selbst kaum transportiert, während Feinsand nördlich vom Elbeurstromtal kaum bewegt wird. Die Transportpfade in Nordfriesland weisen keine eindeutige Richtung auf. Direkt in der nähe des Elbeurstromtals kann für Grob und Mittelsand eine nordwestliche Tendenz erkannt werden, während Feinsand in diesem Bereich kaum als Geschiebe transportiert wird. Der Sedimenttransport



lässt sich grob wie folgt zusammenfassen:

- 1. Sediment wird in Ostfriesland von West nach Ost in die innere Deutsche Bucht bewegt.
- 2. Das Geschiebe konvergiert küstennah zu den ostfriesischen Inseln, wobei die Konvergenz stärker ist je feiner das Sediment ist.
- 3. In den Seegaten wird das Sediment, je nach Korngröße entweder komplett rezirkuliert, teilweise rezirkuliert oder weitertransportiert.
- 4. Die West-Ost Transportpfade münden weitestgehend in Weser-, Elbe- und Eiderästuar bzw. in der Meldorfer Bucht.
- 5. In Nordfriesland ist der Transport eher diffus, in der Mehrheit jedoch nordwärts gerichtet.
- 6. Im nördlichen Elbeurstromtal wird das Sediment in die Nordsee transportiert.

8.3 Zusammenfassung und Ausblick zum Sedimenttransport

Die hier vorgestellte Modellierung beinhaltet den großräumigen Sedimenttransport für die Deutsche Bucht mit fünf Transportfraktionen. Es wurden zwei suspendierte Fraktionen (Silt und Clay) gewählt, welche unterschiedliche Sink- und Erosionseigenschaften aufweisen. Die Clay Fraktion wurde leicht erodierbar und langsam sinkend während die Silt Fraktion schwerer erodierbar und schneller sinkend parametrisiert wurden. Zusätzlich wurden drei repräsentative Sandfraktionen für den Geschiebetransport eingesetzt. Der Transport wurde qualitativ anhand der jährlichen mittleren Sedimentkonzentration in der südlichen Deutschen Bucht und im Jadeweserästuar ausgewertet. Die Sedimentkonzentrationen wurden tidegemittelt analysiert und mit den Minimal- und Maximalwerten einer Trübungsmessung verglichen, wobei festgestellt wurde, dass das Modell die Schwebstoffkonzentration während starken Seegangsereignissen überschätzt, jedoch bei mittleren Verhältnissen Ergebnisse in der richtigen Größenordnung erbringt. Die Auswertung der Geschiebetransportmuster ergab einen west-ost Transport in Ostfriesland in Richtung Jade-Wesermündung, Elbe, Eider und Meldorfer Bucht, bevor in Nordfriesland eher diffuse Transportmuster das Sediment langsamer nordwärts transportieren.

Zukünftige Arbeiten in diesem Bereich sollten ähnlich (Herrling und Winter, 2018) hochaufgelöste Betrachtungen durchführen, welche jedoch die gesamte Deutsche Bucht beinhalten und sich nicht auf einzelne Tidebecken beschränken. Aus diesen Ergebnissen ist klar ersichtlich, dass der Sedimenteintrag über die westlichen, seewärtigen Grenzen der Deutschen Bucht absolut signifikant für die Transportdynamik ist.



9 Fazit

Die Prozesse der Tidedynamik, des Windstaus und der Kopplung von Seegang werden von dem Modell entsprechend der Zielsetzungen abgebildet. Der Wärmetransport im Modell wird dabei nur näherungsweise beschrieben. Der Transport von Salz, insbesondere zwischen Deutscher Bucht und Ästuaren wird dreidimensional abgebildet. Komplexere thermische und haline Schichtungsprozesse standen jedoch nicht im Vordergrund der Modellierung. Die Modellvalidierung zeigt, dass mit dem Nordseemodell im EasyGSH-DB set-up Wasserstände, Strömungsgeschwindigkeiten und Seegang naturähnlich modelliert werden können.


Literatur

- [Backhaus 1980] BACKHAUS, J. O.: Simulation von Bewegungsvorgängen in der Deutschen Bucht. In: Deutsche Hydrographische Zeitschrift (1980), Nr. 15. – ISSN 0012-0308
- [Becherer u. a. 2018] BECHERER, Johannes; HOFSTEDE, Jacobus; GRÄWE, Ulf; PUR-KIANI, Kaveh; SCHULZ, Elisabeth; BURCHARD, Hans: The Wadden Sea in transition consequences of sea level rise. In: Ocean Dynamics 68 (2018), Nr. 1, S. 131–151
- [Bever und MacWilliams 2013] BEVER, Aaron J.; MACWILLIAMS, Michael L.: Simulating sediment transport processes in San Pablo Bay using coupled hydrodynamic, wave, and sediment transport models. In: *Marine Geology* 345 (2013), S. 235–253. ISSN 00253227
- [Bollmeyer u. a. 2015] BOLLMEYER, C. ; KELLER, J. D. ; OHLWEIN, C. ; WAHL, S. ; CREWELL, S. ; FRIEDERICHS, P. ; HENSE, A. ; KEUNE, J. ; KNEIFEL, S. ; PSCHEIDT, I. ; REDL, S. ; STEINKE, S.: Towards a high-resolution regional reanalysis for the European CORDEX domain. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 141 (2015), Nr. 686, S. 1–15. – ISSN 00359009
- [Brettschneider 1967] BRETTSCHNEIDER, G. I.: Anwendung des hydrodynamischnumerischen Verfahrens zur Ermittlung der M2-Mitschwingungsgezeit der Nordsee. In: *Mitteilungen des Instituts f. Meereskunde* (1967), Nr. 7
- [Capuano u. a. 2012] CAPUANO, P. ; LAURO, E. de ; MARTINO, S. de ; FALANGA, M.: Observations of the 18.6-year cycle effects on the sea-level oscillations in the North Atlantic Ocean. In: *EPL (Europhysics Letters)* 100 (2012), Nr. 3, S. 39003. – ISSN 0295-5075
- [Casulli und Cattani 1994] CASULLI, V. ; CATTANI, E.: Stability, accuracy and efficiency of a semi-implicit method for three-dimensional shallow water flow. In: Computers & Mathematics with Applications 27 (1994), Nr. 4, S. 99–112. – ISSN 08981221
- [Casulli 1990] CASULLI, Vincenzo: Semi-implicit finite difference methods for the twodimensional shallow water equations. In: *Journal of Computational Physics* 86 (1990), Nr. 1, S. 56–74. – ISSN 00219991
- [Casulli 2009] CASULLI, Vincenzo: A high-resolution wetting and drying algorithm for free-surface hydrodynamics. In: International Journal for Numerical Methods in Fluids 60 (2009), Nr. 4, S. 391–408. – ISSN 0271-2091
- [Casulli und Stelling 2011] CASULLI, Vincenzo; STELLING, Guus S.: Semi-implicit subgrid modelling of three-dimensional free-surface flows. In: International Journal for Numerical Methods in Fluids 67 (2011), Nr. 4, S. 441–449. – ISSN 0271-2091
- [Casulli und Walters 2000] CASULLI, Vincenzo ; WALTERS, Roy A.: An unstructured grid, three-dimensional model based on the shallow water equations. In: *International Journal* for Numerical Methods in Fluids 32 (2000), Nr. 3, S. 331–348. – ISSN 0271-2091
- [Cherniawsky u. a. 2010] CHERNIAWSKY, Josef Y.; FOREMAN, Michael G.; KUH KANG, Sok; SCHARROO, Remko; EERT, A. J.: 18.6-year lunar nodal tides from altimeter data. In: Continental Shelf Research 30 (2010), Nr. 6, S. 575–587. – ISSN 02784343



- [Chesworth 2008] CHESWORTH, Ward (Hrsg.): Encyclopedia of Soil Science. Dordrecht : Springer Netherlands, 2008 (Encyclopedia of Earth Sciences Series). – ISBN 978-1-4020-3994-2
- [Delhez 2004] DELHEZ, Éric J.M. (Hrsg.): Journal of marine systems Special issue. Bd. 48.2004,1/4: Tracer methods in geophysical fluid dynamics: Selected papers from the 34th International Liège Colloquium on Ocean Dynamics, May 6 10, 2002, Liège, Belgium. Amsterdam : Elsevier, 2004
- [Dietrich 1982] DIETRICH, William E.: Settling velocity of natural particles. In: Water Resources Research 18 (1982), Nr. 6, S. 1615–1626. – ISSN 00431397
- [DIN 4049-3 1994] DIN 4049-3: Deutsche Norm. Bd. 4049,3: Hydrologie Teil 3: Begriffe zur quantitativen Hydrologie. Oktober 1994. Berlin : Beuth, 1994
- [Doodson 1921] DOODSON, A. T.: The harmonic development of the tide-generating potential. In: *Philosophic Transaction of Royal Society* 100 (1921), S. 305–329. – URL https://doi.org/10.1098/rspa.1921.0088
- [Doodson 1928] DOODSON, A. T.: The Analysis of Tidal Observations. In: Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences 227 (1928), Nr. 647-658, S. 223–279
- [Edwin Alfonso-Sosa 2016] EDWIN ALFONSO-SOSA: Perigean Spring Tides versus Apogean Spring Tides and their Implication in Pelagic Mixing in the Next 1.4 Billion Years: unpublished. (2016). – URL DataCite
- [EMODnet Bathymetry Consortium 2016] EMODNET BATHYMETRY CONSORTIUM: EMODnet Digital Bathymetry (DTM 2016). 2016
- [Flather 1976] FLATHER, R. A.: A tidal model of the North-West European continental shelf. Bd. 9. Liege, 1976
- [Godin 1973] GODIN, G.: The Analysis of Tides (Liverpool University Press, 1972, 272 pp., 14.00). In: *Geophysical Journal International* 33 (1973), Nr. 3, S. 375–376
- [Gönnert 2003] GÖNNERT, G.: Sturmfluten und Windstau in der Deutschen Bucht Charakter, Veränderungen und Maximalwerte im 20. Jahrhundert. Heide i. Holstein : Boyens Medien, 2003
- [Gönnert und Sossidi 2011] GÖNNERT, G. ; SOSSIDI, K.: A new approach to calculate extreme storm surges: Analysing the interaction of storm surge components, WIT PressSouthampton, UK, 2011 (WIT Transactions on Ecology and the Environment), S. 139–150
- [Gräwe u. a. 2016] GRÄWE, Ulf ; FLÖSER, Götz ; GERKEMA, Theo ; DURAN-MATUTE, Matias ; BADEWIEN, Thomas H. ; SCHULZ, Elisabeth ; BURCHARD, Hans: A numerical model for the entire Wadden Sea: Skill assessment and analysis of hydrodynamics. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 121 (2016), Nr. 7, S. 5231–5251. – ISSN 21699275



- [Gunn und Stock-Williams 2013] GUNN, Kester ; STOCK-WILLIAMS, Clym: On validating numerical hydrodynamic models of complex tidal flow. In: International Journal of Marine Energy 3-4 (2013), S. e82–e97. – ISSN 22141669
- [Haigh u. a. 2011] HAIGH, Ivan D. ; ELIOT, Matt ; PATTIARATCHI, Charitha: Global influences of the 18.61 year nodal cycle and 8.85 year cycle of lunar perigee on high tidal levels. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 116 (2011), Nr. C6, S. 25249. – ISSN 01480227
- [Hamilton 1844] HAMILTON, W. R.: A New Method of Expressing, in Symbolical Language, the Newtonian Law of Attraction, &c. In: *Proceedings of the Royal Irish Academy* 1844 (1844), Nr. 3, S. 344–382. – URL www.jstor.org/stable/20489607. – Zugriffsdatum: 13.02.2019
- [Heaps 1969] HEAPS, N. S.: A Two-Dimensional Numerical Sea Model: Application to surge levels in the North Sea. In: *Philosophical Transactions of the Royal Society of* London: A. Mathematical, Physical and Engineering Sciences 265 (1969), Nr. 1160, S. 93– 137
- [Heaps 1972] HEAPS, N. S.: On the numerical solution of the three-dimensional hydrodynamical equations for the tides and storm surges. In: *Memo. Society Royal Science* (1972), S. 143–180
- [Hedges 2001] HEDGES, T. S.: Regression and dimensional analysis in coastal engineering: Some pitfalls. In: Proceedings of the Institution of Civil Engineers - Water and Maritime Engineering 148 (2001), Nr. 4, S. 219–225. – ISSN 1472-4561
- [Herrling und Winter 2018] HERRLING, Gerald ; WINTER, Christian: Tidal inlet sediment bypassing at mixed-energy barrier islands. In: *Coastal Engineering* 140 (2018), S. 342–354.
 – ISSN 03783839
- [Hess u. a. 2003] HESS, K. W.; GROSS, T. F.; SCHMALZ, R. A.; KELLEY, J. G.; AIKMAN III, F.; WEI, E.; VINCENT, M. S.: Nos Standards For Evaluating Operational Nowcast And Forecast Hydrodynamic Model Systems. In: NOAA Technical Report (2003), Nr. CS 17
- [Horn 1948] HORN, W.: Über die Darstellung der Gezeiten als Funktion der Zeit. In: Deutsche Hydrographische Zeitschrift 1 (1948), Nr. 1, S. 124–140. – ISSN 0012-0308
- [Jacob u. a. 2016] JACOB, Benjamin ; STANEV, Emil V. ; ZHANG, Yinglong J.: Local and remote response of the North Sea dynamics to morphodynamic changes in the Wadden Sea. In: Ocean Dynamics 66 (2016), Nr. 5, S. 671–690
- [Janssen u. a. 1999] JANSSEN, F. ; SCHRUM, C. ; BACKHAUS, J. O.: A climatological data set of temperature and salinity for the Baltic Sea and the North Sea. In: *Deutsche Hydrografische Zeitschrift* 51 (1999), Nr. 9, S. 5. – URL https://doi.org/10.1007/ BF02933676. – ISSN 1616-7228



- [Jones 2002] JONES, J.: Coastal and Shelf-Sea Modelling in the European Context. In: ATKINSON, R. (Hrsg.); BARNES, Margaret (Hrsg.): Oceanography and Marine Biology, An Annual Review, Volume 40 Bd. 20021752. CRC Press, 2002, S. 37–141. – ISBN 978-0-415-25462-5
- [Koopmann 1962] KOOPMANN, G.: Die Sturmflut vom 16./17. Februar 1962 in ozeanographischer Sicht. In: *Die Küste* 1962 (1962), Nr. 10, 2
- [Maier-Reimer 1977] MAIER-REIMER, Ernst: Residual Circulation in the North Sea due to the M2-tide and Mean Annual Wind Stress. In: Deutsche Hydrographische Zeitschrift (1977), Nr. 30, S. 69–80. – ISSN 0012-0308
- [Malcherek 2010] MALCHEREK, Andreas: Gezeiten und Wellen: Die Hydromechanik der Küstengewässer. 1. Aufl. s.l. : Vieweg+Teubner (GWV), 2010. – URL http://gbv. eblib.com/patron/FullRecord.aspx?p=750202. – ISBN 978-3-8348-9764-0
- [Malcherek u. a. 2002] MALCHEREK, Andreas ; PIECHOTTA, Friederike ; KNOCH, Denise: Mathematical Module SediMorph: Validation Document. Hamburg, 2002
- [Milbradt u. a. 2015a] MILBRADT, Peter ; KÖSTERS, Frank ; PUTZAR, Bert ; PLÜSS, Andreas: Analyse des Sedimenttransports und der Morphodynamik in der Deutschen Bucht auf Basis des Multi-Modell-Ansatzes. In: Die Küste : Archiv für Forschung und Technik an der Nord- und Ostsee : archive for research and technology on the North Sea and Baltic Coast 83 (2015) (2015), S. 147–165
- [Milbradt u. a. 2015b] MILBRADT, Peter ; VALERIUS, Jennifer ; ZEILER, Manfred: Das Funktionale Bodenmodell: Aufbereitung einer konsistenten Datenbasisfür die Morphologie und Sedimentologie. In: *AufMod* (2015)
- [Pansch 1988] PANSCH, E.; INSTITUT, Deutsches H. (Hrsg.): Harmonische Analyse von Gezeiten- und Gezeitenstrombeobachtungen im Deutschen Hydrographischen Institut. 1988
- [Partheniades 1965] PARTHENIADES, E.: Erosion and Deposition of Cohesive Soils. In: Geology (1965)
- [Peng u. a. 2019] PENG, Dongju ; HILL, Emma M. ; MELTZNER, Aron J. ; SWITZER, Adam D.: Tide Gauge Records Show That the 18.61-Year Nodal Tidal Cycle Can Change High Water Levels by up to 30 cm. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 124 (2019), Nr. 1, S. 736–749. – ISSN 21699275
- [Plüß 2003] PLÜSS, Andreas: Das Nordseemodell der BAW zur Simulation der Tide in der Deutschen Bucht. In: Die Küste : Archiv für Forschung und Technik an der Nord- und Ostsee : archive for research and technology on the North Sea and Baltic Coast 67 (2003) (2003), S. 83–127
- [Prandle 1974] PRANDLE, D.: A numerical model of the southern North Sea and River Thames. In: Institute of Oceanographic Science - Report (1974), Nr. 4
- [Pugh 1976] PUGH, D. T.: Tide and surge propagation off-shore in the Dowsing region of the North Sea. In: Deutsche Hydrographische Zeitschrift (1976), Nr. 29, S. 163–213. – ISSN 0012-0308



- [Pugh 1987] PUGH, David T.: Tides, Surges and Mean Sea-Level. Chichester : John Wiley and Sons, 1987. – ISBN 047191505X
- [Putzar und Malcherek 2015] PUTZAR, Bert ; MALCHEREK, Andreas: Entwicklung und Anwendung eines Langfrist-Morphodynamikmodells für die Deutsche Bucht. In: *AufMod* (2015)
- [Rodi 1982] RODI, W.: Examples of Turbulence Models for Incompressible Flows. In: AIAA Journal 20 (1982), Nr. 7, S. 872–879. – ISSN 0001-1452
- [Schmitz 1965] SCHMITZ, H. P.: Modellrechnungen zur deep-water-surge-Entwicklung das external surge problem. In: Deutsche Hydrographische Zeitschrift 18 (1965), Nr. 2, S. 49–70. – ISSN 0012-0308
- [Schneggenburger u. a. 2000] SCHNEGGENBURGER, Christoph ; GÜNTHER, Heinz ; RO-SENTHAL, Wolfgang: Spectral wave modelling with non-linear dissipation: Validation and applications in a coastal tidal environment. In: *Coastal Engineering* 41 (2000), Nr. 1-3, S. 201–235. – ISSN 03783839
- [Sehili u. a. 2014] SEHILI, Aissa ; LANG, Günther ; LIPPERT, Christoph: High-resolution subgrid models: Background, grid generation, and implementation. In: Ocean Dynamics 64 (2014), Nr. 4, S. 519–535
- [Sutherland u. a. 2004a] SUTHERLAND, J. ; PEET, A. H. ; SOULSBY, R. L.: Evaluating the performance of morphological models. In: *Coastal Engineering* 51 (2004), Nr. 8-9, S. 917–939. – ISSN 03783839
- [Sutherland u. a. 2004b] SUTHERLAND, J. ; WALSTRA, D.J.R. ; CHESHER, T. J. ; VAN RIJN, L. C. ; SOUTHGATE, H. N.: Evaluation of coastal area modelling systems at an estuary mouth. In: *Coastal Engineering* 51 (2004), Nr. 2, S. 119–142. ISSN 03783839
- [Tukey 1977] TUKEY, John W.: Exploratory data analysis. Reading, Mass. : Addison-Wesley, 1977 (Addison-Wesley series in behavioral science Quantitative methods). ISBN 0-201-07616-0
- [van Rijn u. a. 2000] VAN RIJN, L. C. (Hrsg.); GRASMEIJER, B. T. (Hrsg.); RUESSINK,
 B. G. (Hrsg.): Measurement errors of instruments for velocity, wave heigt, sand concentration and bed levels in field conditions. Utrecht : COAST3D, 2000
- [van Rijn 2007] VAN RIJN, Leo C.: Unified View of Sediment Transport by Currents and Waves. I: Initiation of Motion, Bed Roughness, and Bed-Load Transport. In: Journal of Hydraulic Engineering 133 (2007), Nr. 6, S. 649–667. – ISSN 0733-9429
- [van Waveren 1999] VAN WAVEREN, Harold: Nota. Bd. nr. 99.036: Good modelling practice handbook. [Utrecht] and Lelystad and Den Haag : STOWA and Rijkswaterstaat-RIZA and SDU, afd. SEO/RIZA [etc. distr.], 1999. – ISBN 9057730561
- [Ward u. a. 2012] WARD, Sophie L. ; GREEN, J. A. M. ; PELLING, Holly E.: Tides, sea-level rise and tidal power extraction on the European shelf. In: Ocean Dynamics 62 (2012), Nr. 8, S. 1153–1167



- [Willmott und Matsuura 2005] WILLMOTT, C. J. ; MATSUURA, K.: Advantages of the mean absolute error (MAE) over the root mean square error (RMSE) in assessing average model performance. In: *Climate Research* 30 (2005), S. 79–82
- [Willmott 1984] WILLMOTT, Cort J.: On the Evaluation of Model Performance in Physical Geography. In: GAILE, Gary L. (Hrsg.); WILLMOTT, Cort J. (Hrsg.): Spatial Statistics and Models. Dordrecht : Springer Netherlands, 1984, S. 443–460. – ISBN 978-90-481-8385-2
- [Winter 2011] WINTER, C.: Macro scale morphodynamics of the Southern German Bight, North Sea. In: Journal of Coastal Research (2011), Nr. 64
- [Winter 2007] WINTER, Christian: On the evaluation of sediment transport models in tidal environments. In: *Sedimentary Geology* 202 (2007), Nr. 3, S. 562–571. ISSN 00370738
- [Zeiler u. a. 2014] ZEILER, Manfred ; MILBRADT, Peter ; PLÜSS, Andreas ; VALERIUS, Jennifer: *Modelling Large Scale Sediment Transport in the German Bight (North Sea)*. Karlsruhe : Bundesanstalt für Wasserbau, 2014
- [Zijl u. a. 2013] ZIJL, Firmijn ; VERLAAN, Martin ; GERRITSEN, Herman: Improved waterlevel forecasting for the Northwest European Shelf and North Sea through direct modelling of tide, surge and non-linear interaction. In: Ocean Dynamics 63 (2013), Nr. 7, S. 823–847