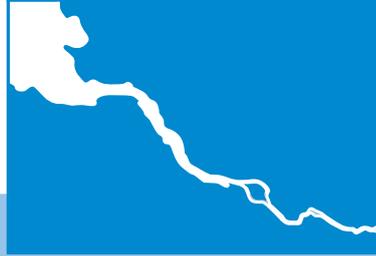


OPTEL



Entwicklung eines operationellen Tideelbemodells auf der Basis des hydrodynamisch-numerischen Modellverfahrens BSHcmod für die Nord- und Ostsee (OPTEL-A)

Ingrid Bork, Sylvin H. Müller-Navarra
Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie

GEFÖRDERT VOM



Bundesministerium
für Bildung
und Forschung

BMBF-Förderkennzeichen 03KIS069



Projektträger Jülich
Forschungszentrum Jülich

November 2011

© Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH)
Hamburg und Rostock 2011
www.bsh.de

Alle Rechte vorbehalten. Kein Teil dieses Werkes darf ohne ausdrückliche schriftliche Genehmigung des BSH reproduziert oder unter Verwendung elektronischer Systeme verarbeitet, vervielfältigt oder verbreitet werden

Verbundprojekt OPTEL:

Windstaustudien und Entwicklung
eines operationellen Tideelbemodells

Koordinator: Dr. Sylvin H. Müller-Navarra



Teilprojekt OPTEL-A:

**Entwicklung eines operationellen Tideelbemodells auf
der Basis des hydrodynamisch-numerischen
Modellverfahrens BSHcmod für die Nord- und Ostsee
(OPTEL-A)**

Bearbeiterin: Dipl.-Ozeanogr. Ingrid Bork

Teilprojektleiter: Dr. Sylvin H. Müller-Navarra

GEFÖRDERT VOM



Zur Förderung vorgeschlagen vom Kuratorium
für Forschung im Küsteningenieurwesen



Inhalt

Akronyme	5
1 Einleitung	7
2 Zur Unterelbe	9
3 Anwendungsmöglichkeiten eines operationellen Unterelbmodells	13
3.1 Schifffahrt	13
3.2 Katastrophenschutz	13
3.3 Wasserwirtschaft	13
3.4 Industrie, Kraftwerke	14
3.5 Umweltschutz	14
3.6 Unterhaltungsbaggerungen	14
4 Aufgabenstellung OPTEL-A	15
5 Beschreibung Ausgangsmodell	19
5.1 Modellgleichungen	19
5.2 Modellgleichungen im (t, λ, φ und s)-System	20
5.2.1 Kontinuitätsgleichung	20
5.2.2 Bewegungsgleichungen	22
5.2.3 Gleichung für die potentielle Temperatur	27
5.2.4 Gleichung für den Salzgehalt	28
5.2.5 Randbedingung am offenen Rand	28
5.3 Numerische Formulierung	29
5.3.1 Gitter	29
5.3.2 Advektion	30
5.4 Kopplung an externe Ästuarmodelle	30
5.5 Szenarien zur Verifikation	31
6 Beschreibung Elbmodell	33
6.1 Bathymetrie	33
6.2 Wehr	35
6.3 Modellstruktur	41
6.4 Wasserstand	41
6.4.1 Approximationen in den Modellgleichungen	42
6.4.2 Variation „freier Modellparameter“	43
7 Prä-operationeller Betrieb	47
7.1 Anfangszustand	47
7.2 Vorhersagen	47
7.2.1 Potentielle Temperatur	48
7.2.2 Salzgehalt	50
7.2.3 Strömung	54
7.2.4 Wasserstand im Vergleich zu OPTEL-C	58

8	Zusammenfassung, Bewertung und Empfehlungen	65
9	Ausblick mit Vorschlägen zur Realisierung möglicher Anwendungen	67
9.1	Schifffahrt	67
9.2	Katastrophenschutz	68
9.3	Wasserwirtschaft	68
9.4	Industrie, Kraftwerke	69
9.5	Umweltschutz	69
9.6	Unterhaltungsbaggerung	69
9.7	Zusammenfassende Bewertung der kurzfristigen Nutzungsmöglichkeiten des Unterelbmodells	70
10	Literatur	71
11	Ergebnisdarstellungen zu OPTEL-A in Wort und Schrift	75

Akronyme

BAW	Bundesanstalt für Wasserbau
BfG	Bundesanstalt für Gewässerkunde
BMBF	Bundesministerium für Bildung und Forschung
BMU	Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit
BSH	Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie
BSHcmod	BSH circulation model
COSMO-EU	Consortium for Small-scale Modeling, Europe [-DE Deutschland]
DGM	Digitales Geländemodell
DMO	Direct Model Output
DWD	Deutscher Wetterdienst
HPA	Hamburg Port Authority
HW	Hochwasser
KFKI	Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen
ku, no, el	ku: Küste, no: Nord- und Ostsee, el: Elbe; Abk. in Verbindung mit -Modell
LLUR	Landesamt für Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume (Schleswig-Holstein)
LSBG	Landesbetrieb Straßen, Brücken und Gewässer (Hamburg)
LUGV	Landesamt für Umwelt, Gesundheit und Verbraucherschutz (Brandenburg)
MHW	Mittleres Hochwasser
MOS	Model Output Statistics
MSWR	Meteo Service weather research GmbH (Berlin)
NLWKN	Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz
NN	Normal Null
NW	Niedrigwasser
OP	Oberpegel
OPTEL	Operationelles Tideelbmodell
PN	Pegelnul
PtJ	Projektträger Jülich
UNDINE	Datengrundlagen zur Einordnung und Bewertung hydrologischer Extreme
UnTRIM	Unstructured Tidal, Residual, Intertidal, Mudflat model
UP	Unterpegel
UTC	Coordinated Universal Time
WAsP	Wind Atlas Analysis and Application Program
WAVOS	Wasserstandsvorhersagesystem
WSA	Wasser- und Schifffahrtsamt
WSD	Wasser- und Schifffahrtsdirektion

1 Einleitung

Hydrodynamisch-numerische Modelle haben sich in vielen Anwendungsbereichen auf geophysikalischer Skala bewährt. Auch für den gezeitenbeeinflussten Teil der Elbe – Tideelbe oder Unterelbe genannt – gibt es bereits Modellverfahren (Duwe 1988, BAW 2004). Da mittlerweile das am BSH entwickelte Zirkulationsmodell *BSHcmod* (Dick et al. 2001) besonders bei der vertikalen Schichtung, der Dichteadvektion und der Thermodynamik große Fortschritte gemacht hatte (Kleine 1993, 1994 u. 2004), bot es sich an, die Unterelbe interaktiv, also beidseitig gekoppelt, in das bestehende operationelle Modell der Nord- und Ostsee auf der Basis von *BSHcmod* einzubinden.

Bei der Konzeption dieses Vorhabens wurde schnell klar, dass es sich bei der Integration eines Unterelbmodells nicht nur um ein technisches Problem handelt, sondern dass spezielle Probleme zu lösen waren, die letztlich zu 4 Teilprojekten mit Forschungs- und Entwicklungsanteilen führten (Tab.1.1). Hier wird nur insoweit auf die Teilprojekte B bis D eingegangen, als es für die Entwicklungsarbeiten von OPTEL-A bedeutsam war. In OPTEL-B wurden beim Deutschen Wetterdienst (DWD) Arbeiten zum Downscaling von Windfeldern aus den Vorhersageverfahren COSMO-EU und -DE geleistet (Ganske u. Rosenhagen 2010). In OPTEL-C wurde das Verfahren UnTRIM (Casulli u. Walters 2000), welches an der Bundesanstalt für Wasserbau (BAW) auch für Gutachten zu Fahrrinnenanpassungen der Elbe verwendet wird, in einen Vorhersagemodus gebracht und an das Nord- und Ostseemodell des BSH gekoppelt, allerdings nicht interaktiv (Kremp 2011). In OPTEL-D wurden bei der Hamburg Port Authority (HPA) auf Anregung von G. Gönnert (LSBG) Studien zur Stauentwicklung in der Elbe durchgeführt, die auch eine Zusammenstellung von Datensätzen für 6 Verifikationszeiträume ergaben (Strotmann et al. 2011).

Tab. 1.1: Teilprojekte A bis D des Verbundprojektes OPTEL

OPTEL-A (BSH)

BMBF-Förderkennzeichen F03KIS069, Projekt- und Verbundleiter: Dr. Sylvin Müller-Navarra
Entwicklung eines operationellen Tide-Elbmodells auf der Basis des hydrodynamisch-numerischen Modellverfahrens BSHcmod für die Nord- und Ostsee
01.04.2008–31.03.2011, Projektmitarbeiterin: Ingrid Bork

OPTEL-B (DWD)

BMBF-Förderkennzeichen F03KIS070, Projektleiterin: Dipl.-Met. Gudrun Rosenhagen
Downscaling von Windfeldern aus Lokalmodellen auf die Tide-Elbe
01.04.2008–31.06.2009 (verlängert bis 31.10.09), Dr. Anette Ganske

OPTEL-C (BAW)

BMBF-Förderkennzeichen F03KIS071, Projektleiter: Dr.-Ing. Harro Heyer, Dr. Elisabeth Rudolph
Entwicklung eines operationellen Tidemodells der Elbe sowie einer Modellkopplung mit dem BSH-Vorhersagemodell der Nordsee
01.04.2008–31.03.2011, Dr. Christine Kremp

OPTEL-D (HPA)

BMBF-Förderkennzeichen F03KIS072, Projektleiter: Dipl.-Ing. Thomas Strotmann
Studien zur Stauentwicklung in der Tide-Elbe
01.04.2008–30.09.2010, Caroline Radegast, Ulrich Ferk

Danksagung:

Das Verbundprojekt OPTEL wurde auf Vorschlag des Kuratoriums für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI) vom Bundesministerium für Forschung und Technologie (BMBF) gefördert. Der Projektkoordinator dankt Dr. N. Blum vom Projektträger Jülich (PtJ) des BMBF für die finanzielle Förderung. Ein weiterer Dank geht an die Projektbegleitende Gruppe des KFKI unter Leitung von F. Thorenz (NLWKN), der wir – die Teilprojektleiter und die Projektmitarbeiter – sehr viele substantielle Diskussionen zu verdanken haben. Herrn Dr. E. Kleine (BSH) danken wir für fundierte Lösungsvorschläge zu numerischen Problemen, und Herrn H. Komo für Hilfestellungen bei der operationellen Umsetzung. Für wertvolle hydrologische Hinweise zur Elbe oberhalb der Staustufe Geesthacht danken wir besonders Fr. S. Rademacher (BFG) und Fr. U. Behnken (LLUR). Dem LUGV sei gedankt für die laufende Übertragung der Wassertemperatur von der Messstation Cumlosen, die als obere Randbedingung benötigt wird. Dem WSA Cuxhaven danken für die Bereitstellung der Daten der Langzeitmessstationen für Strömungen, Salzgehalt und Temperatur für Zwecke der Verifikation. Dem Dezernat „Regionales Management“ der WSD-Ost und dem WSA Lauenburg danken wir für die operationelle Bereitstellung der aktuellen Stellungen der vier Sektoren der Staustufe Geesthacht.

2 Zur Unterelbe

Jede Modellentwicklung basiert auf allgemeingültigen physikalischen Gleichungen und besonderen numerischen Verfahren. Die verfahrensspezifische Umsetzung für ein bestimmtes Modellgebiet – hier für die Elbe – wird von Vorstellungen darüber geprägt, was in einer bestimmten Region als „physikalisch sinnvoll“ erwartet wird. Diese Erwartungshaltung soll an dieser Stelle durch einige Eckdaten konkretisiert werden.

Die Elbe ist mit einer Länge von 1094 km der vierzehntlängste Fluss Europas. Die Unterelbe fließt in weiten Teilen von Ost nach West oder von Südost nach Nordwest. Die Stromkilometrierung beginnt an der deutsch-tschechischen Grenze und endet mit dem Kilometer 769,4 in der Deutschen Bucht. Das hier untersuchte Modellgebiet beginnt in der Elbe bei Bleckede (Stromkilometer 550) und reicht im gekoppelten Modellmodus über die Deutsche Bucht hinaus bis in den Nordostatlantik. D.h., um die Unterelbe (Abb. 2.1) hydrodynamisch-numerisch sachgerecht abzubilden, müssen Einflüsse weit aus dem offenen Ozean berücksichtigt werden.

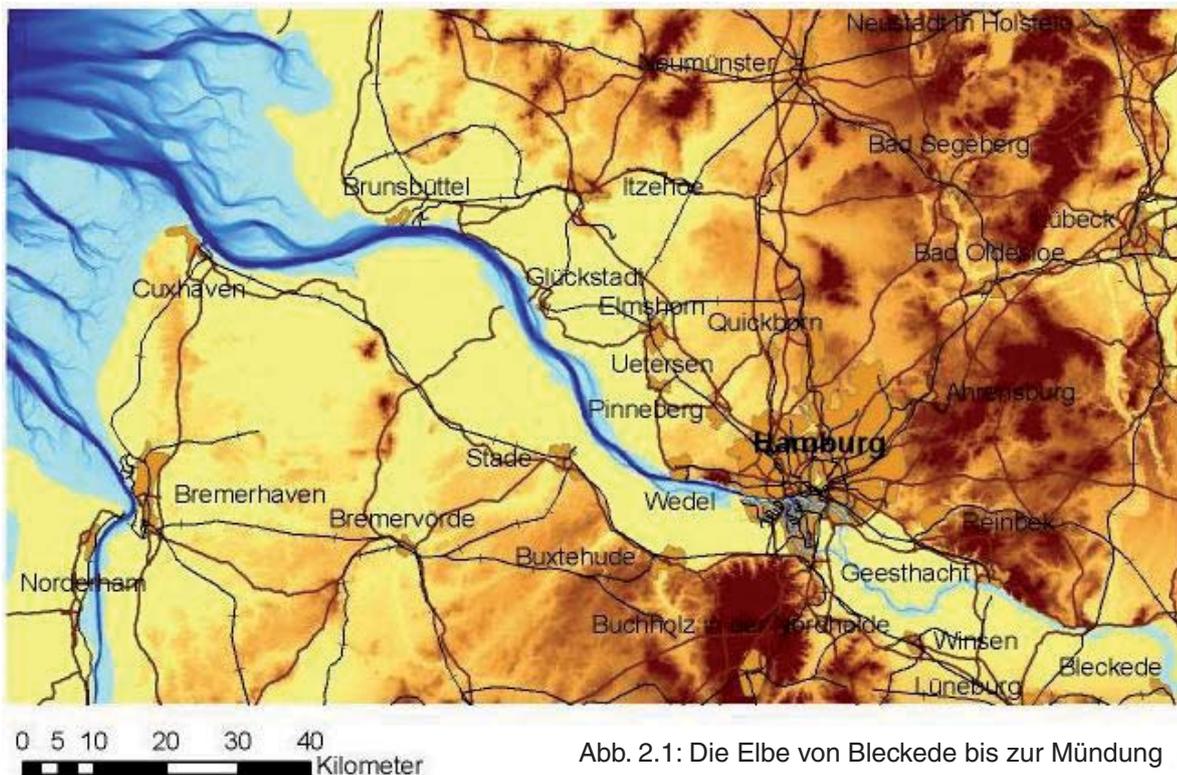


Abb. 2.1: Die Elbe von Bleckede bis zur Mündung

Bei Bleckede sind die stark schwankenden Oberwassermengen aus dem Einzugsgebiet entscheidend. Das hydrologische Einzugsgebiet der gesamten Elbe umfasst etwa 148.000 km². Bei Neu Darchau (Stromkilometer 536,4) beträgt der mittlere Durchfluss 709 m³/s (MQ 1926–2007), maximal wurden etwa 3620 m³/s (Ende März 1940) erreicht (Dt. Gewässerkdl. Jahrb. 2011). Bei großen Oberwassermengen wird die Salzgehaltsverteilung im Mündungsgebiet bis weit in die Deutsche Bucht hinein verändert und ebenso die Konzentration anderer Beimengungen (Nies et al. 2003). Besonderes Augenmerk ist auf die Lage der Brackwasserzone im Strom zu richten (Lucht 1953).

Sehr wichtig ist dabei, wie lange extrem hohe oder niedrige Abflüsse anhalten. Im Januar 2011 stieg z.B. der Abfluss innerhalb von 12 Tagen von 1500 m³/s auf 3602 m³/s und fiel in etwa 30 Tagen wieder auf 1500 m³/s ab.

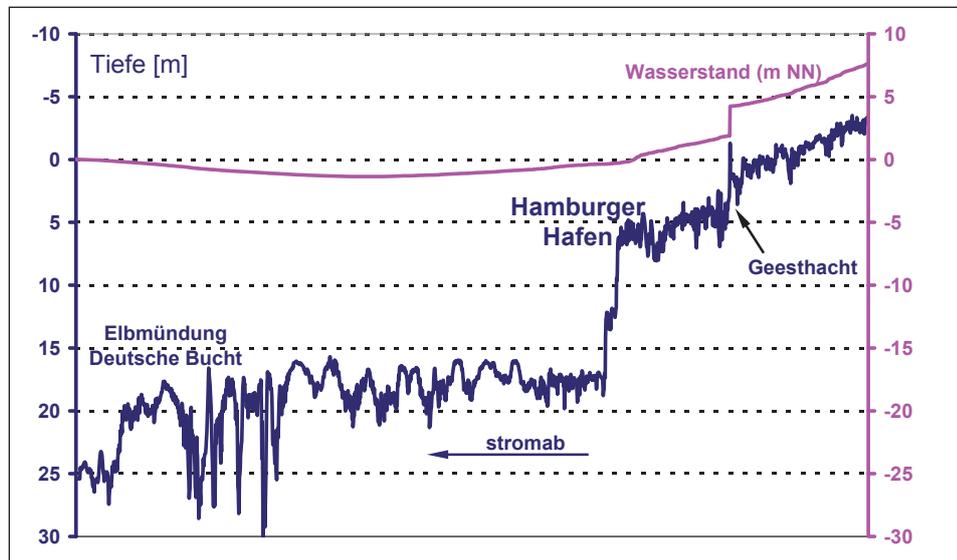


Abb. 2.2: Tiefenprofil entlang des 200 km langen Thalweges der digitalisierten Elbe von der Deutschen Bucht bis nach Bleckede

Das Tiefenprofil entlang des Thalweges (Abb. 2.2) zeigt eine Dreiteilung des Modellgebietes. Bis zum Hamburger Hafen ist die Elbe durch mehrere Fahrrinnenanpassungen seit den 1820er Jahren deutlich vertieft und zu einem leistungsfähigen Schifffahrtsweg ausgebaut worden (Hübbe 1854, Hensen 1955, Rohde 1971, Oellerich et al. 2006). Dabei ist dort der Tidenhub in den letzten einhundert Jahren von etwa 1,8 m auf 3,6 m angestiegen (Abb. 2.3). Auch die Hochwasserscheitel schreiten in der Elbe schneller voran als früher und benötigen nun z.B. von Cuxhaven nach Hamburg etwa 3,5 h (Abb. 2.4). Bei Sturmfluten kann sich diese Zeit weiter verkürzen (Abb. 2.5).

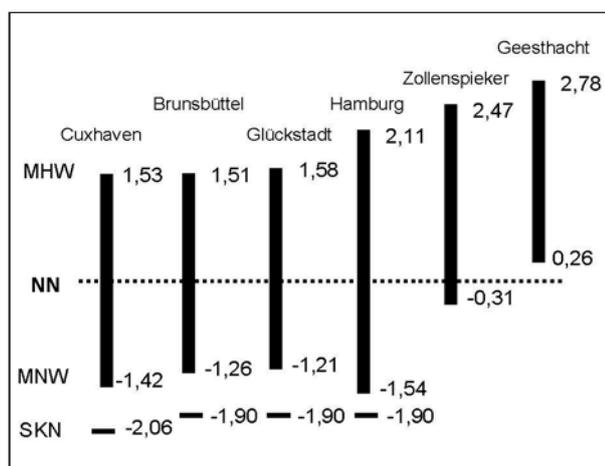


Abb. 2.3: Mittlere Hoch- und Niedrigwasser (MHW, MNW) für 2011 an einigen Orten entlang der Elbe

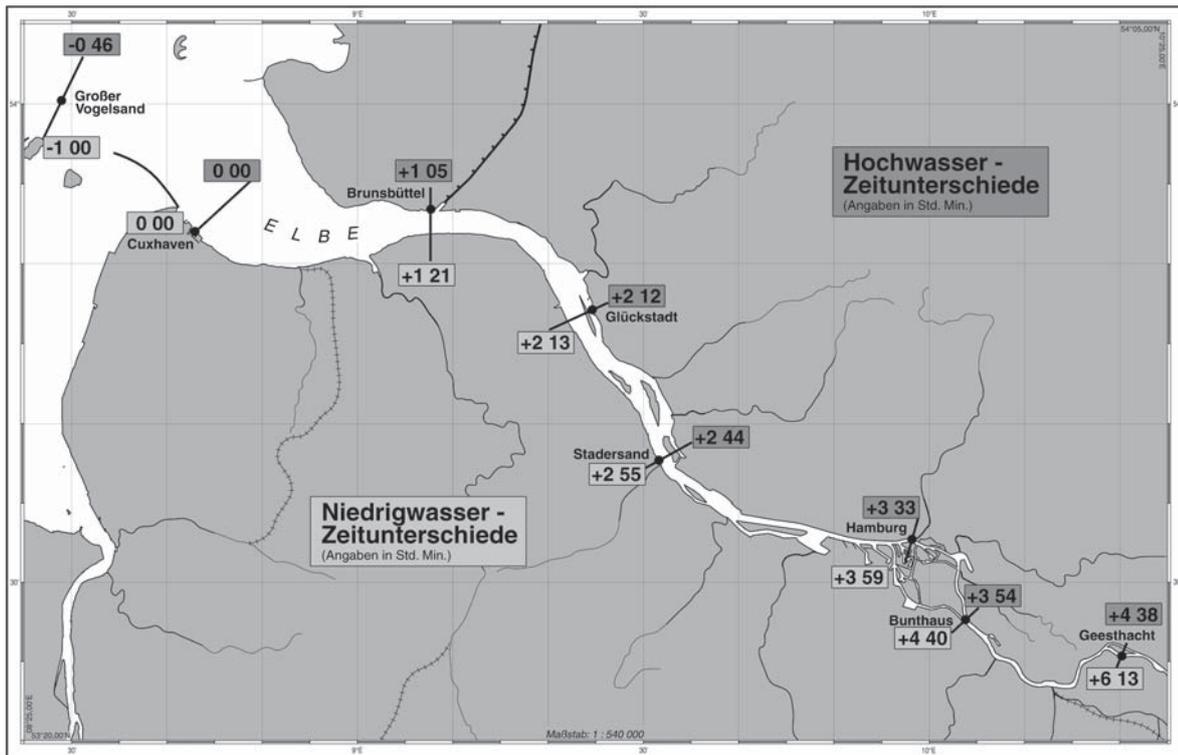


Abb. 2.4: Eintrittszeiten der Hoch- und Niedrigwasser entlang der Elbe relativ zu Cuxhaven

Zwischen dem Hafen und der Staustufe Geesthacht (Stromkilometer 585,9) sind die Gezeiten (Strömung und Wasserstände) deutlich durch die Oberwassermengen beeinflusst (Rudolph 2005). In den Flussabschnitt oberhalb der Staustufe, die für ein Stauziel von 4 m NN ausgelegt ist und auf 1,3m NN herabgelassen werden kann, dringen die Gezeiten nur noch bei Sturmfluten vor, und/oder wenn die Segmente zur Entlastung gesenkt werden (WSD-Ost 1996). Die Sturmflutscheitel zeichnen sich dann z.B. in Hohnstorf deutlich in den Wasserstandsganglinien ab (Abb. 6.4).

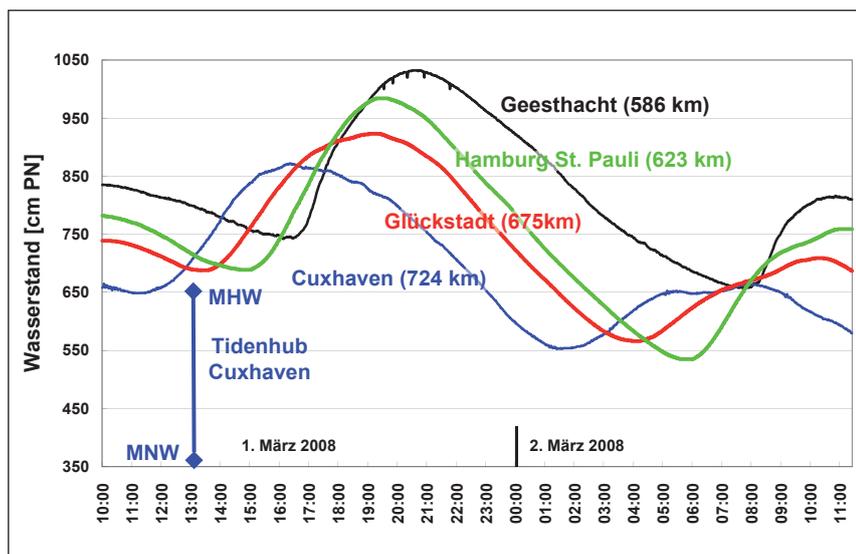


Abb. 2.5: Wasserstandsganglinien während einer Sturmflut (01./02.03.2008, Zeitangaben in MEZ)

Die Temperatur des Elbwassers unterliegt einem deutlichen Jahresgang von meist mehr als 20 K (Abb. 2.6 a u. b), dem am festen Ort ein Gezeitengang überlagert ist (Abb. 7.4 a u. b). Dazu kommen noch unregelmäßige Schwankungen, die den Wechsel der Wetterlagen und besonders die dabei sich ändernden wechselnden Strahlungsverhältnisse widerspiegeln. Letztere führen in Zonen geringer Wassertiefe und in Tidetümpeln zu erheblich größeren Tagesgängen als im Hauptstrom. In den ausgedehnten Flachwasserzonen der Elbe wirkt sich auch die Rückstrahlung vom Boden am deutlichsten aus. Im salzarmen Bereich der Elbe kann es in harten Wintern zu starken Vereisungen kommen (Abb. 7.1), die die Schifffahrt erheblich beeinträchtigen. Gelegentlich muss in Teilbereichen zusammengeschobenes Eis mit Eisbrechern aufgebrochen werden, vornehmlich um ein geregeltes Abfließen zu ermöglichen.

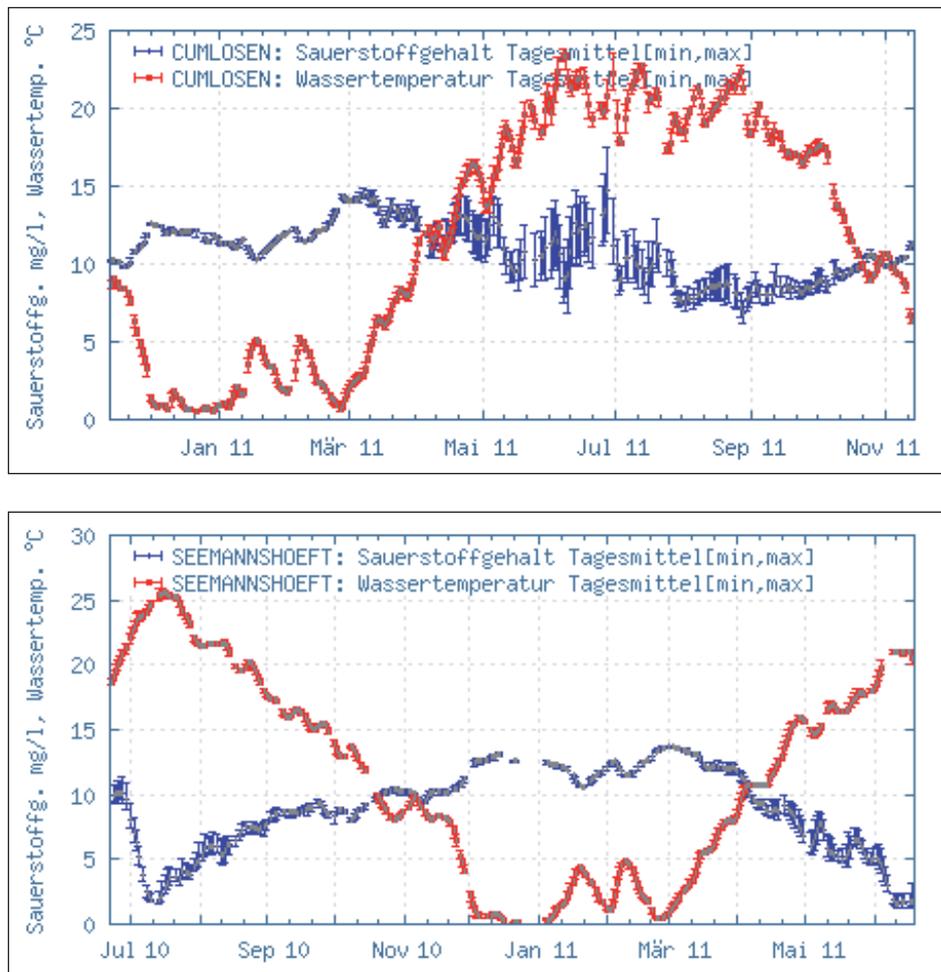


Abb. 2.6: Jahresgang der Wassertemperatur an der Messstation Cumlosen (a, oben: LUGV Brandenburg) und an der Messstation Seemannshöft (b, unten: Institut für Hygiene und Umwelt, Hamburg). Entnommen aus der Informationsplattform UNDINE (Datengrundlagen zur Einordnung und Bewertung hydrologischer Extreme) des BMU und der BfG.

3 Anwendungsmöglichkeiten eines operationellen Unterelbmodells

Anwendungsmöglichkeiten eines operationellen Unterelbmodells ergeben sich in vielen Bereichen: Schifffahrt, Katastrophenschutz, Wasserwirtschaft, Industrie, Umweltschutz und Fahrrinnenunterhaltung. Nicht alle diese Bereiche können hier im Detail erläutert werden, einige neue werden sicher zukünftig noch hinzukommen. In Abschnitt 9 wird auf diese Anwendungsbereiche noch einmal eingegangen.

3.1 Schifffahrt

Ein deutlicher Anteil der Großschiffe, die zwischen Nordsee und Hamburg verkehren, können die Unterelbe nur tideabhängig befahren (Dücker et al. 2006). Das betrifft sowohl die Ladungskapazität als auch die An- und Abfahrtszeiten (WSA Cuxhaven 2007).

Heute werden bereits von Agenten der Reedereien mehrere Tage voraus Hochwasserhöhen beim BSH abgefragt und die Fahrten entsprechend geplant. Im Revier selbst müssen entlang der Fahrrinne und im Hafen die variablen Wassertiefen berücksichtigt werden. An- und Abfahrtszeiten sowie die Fahrtgeschwindigkeiten werden durch das so genannte Tidefenster eingeengt.

Damit ist es selbstverständlich, dass die Wasserstandsvorhersagen mit den besten, verfügbaren Verfahren erstellt werden. Eine wichtige Rolle spielen Pegelmessungen, Modelle und statistische Modellkorrekturen.

Die Kenterzeiten und Strömungsgeschwindigkeiten in der Elbe sind raum-zeitlich sehr variabel. Das operationelle Unterelbmodell wird daher auch eine Rolle bei den Schiffsmanövern im Hafen spielen, wenngleich die hier gewählte horizontale Auflösung von 90 m noch unzureichend erscheint. Bei Eisgang ist die gesamte Schifffahrt beeinträchtigt; Vorhersagen von mehreren Tagen wären daher hilfreich.

3.2 Katastrophenschutz

Sturmfluten – durch Sturm verstärkte Fluten ab 1,5 m über Mittlerem Hochwasser (MHW) (Jensen u. Müller-Navarra 2008) – treten in der Elbe im Mittel etwa fünf mal pro Jahr auf. Sehr selten sind sie mit einem deutlich erhöhten Oberwasser verbunden, wie z. B. im Januar/Februar des Jahres 2011 (maximal 3602 m³/s). Von einem operationellen Unterelbmodell kann erwartet werden, dass es die zeitlichen Abläufe und räumlichen Höhenunterschiede im Wasserstand simuliert. Bisher konnten nur die Scheitelwasserstände und deren Eintrittszeiten an einzelnen Pegeln vorhergesagt werden.

3.3 Wasserwirtschaft

Nach massiven Niederschlägen ist die Wasserwirtschaft auf ausreichende Sielzugzeiten angewiesen. Sollten nun einige Niedrigwasserhöhen hintereinander sehr hoch ausfallen, kann es auf ausgedehnten Flächen zu Überschwemmungen kommen. Eine Vorhersage dieser Vorgänge 1 bis 2 Tage im voraus kann im Einzelfall sehr wichtig sein.

Eine vielfach diskutierte Frage berührt den Salzgehalt des für die Bewässerung von landwirtschaftlichen Flächen aus der Elbe entnommenen Wassers. Wie weit die Brackwasserzone in die Un-

terelbe reicht, d.h., welchen Salzgehalt dieses Wasser örtlich annehmen kann und welche Folgen das hat, wird unterschiedlich bewertet (Bergemann 1995, BAW 2006, Schuchhardt et al. 2010). In der Praxis wird es auch hier wichtig werden, für die betroffenen Bereiche der Elbe Vorhersagen zu ermöglichen. Das hier vorgestellte Modell berechnet die Salzgehaltsverteilung und zeigt die komplizierte und zeitlich hoch variable Lage der Brackwasserzone.

3.4 Industrie, Kraftwerke

Elbwasser wird auch als Kühlwasser von einzelnen Industriebetrieben und Kraftwerken entnommen. Die Kühlleistung hängt von der Wassertemperatur ab, deren horizontale Veränderlichkeit in den Flachwasserbereichen eines Gezeitenflusses recht komplex sein kann. Vertikal sind homogene Verhältnisse zu erwarten (Kuhn 1972). Im Extremfall kann es dazu kommen, dass die Kühlwasserentnahme nicht mehr statthaft ist, da das wieder eingeleitete Wasser durch die Prozesswärme zu stark aufgeheizt ist (Wärmelastplan Tideelbe 2008). Informationen aus dem Unterelbmodell über Temperaturspitzen des an den Anlagen vorbeiströmenden Elbewassers bei hoher Sonneneinstrahlung sind von großer Wichtigkeit, denn die technischen Anlagen können nicht beliebig an- und abgestellt werden. Eine Berechnung der Temperaturfahne an der Einleitungsstelle ist prinzipiell möglich (Bork u. Maier-Reimer 1978).

3.5 Umweltschutz

Durch Störfälle und Überschwemmungen von Industrieanlagen können schädliche Beimengungen ins Flusswasser gelangen. Deren Ausbreitung in Raum und Zeit ist ohne numerisches Modell nicht vorhersagbar. Eine messtechnische Überwachung der Schadstoffausbreitung muss im Einzelfall durch Modellsimulationen ergänzt werden (Nies et al. 2003). Bisher war dies nur im Modellgebiet der Deutschen Bucht möglich.

Das gleiche gilt für Drift- und Ausbreitungssimulationen nach Havarien. Mit dem Unterelbmodell werden dann auch Driftvorhersagen in der Elbe ermöglicht.

3.6 Unterhaltungsbaggerungen

Die Umlagerung von Sedimenten im Unterelbauraum hängt vornehmlich von den örtlichen Strömungsgeschwindigkeiten ab. Da kaum einmal „mittlere“ Verhältnisse herrschen, sind die Materialbilanzen von der Abfolge dieser örtlichen Geschwindigkeiten besonders in Sohlhöhe abhängig. Diese kann man flächendeckend nicht messen. Hier kann eine operationelle Strömungsvorhersage zukünftig helfen, das Sedimentmanagement der Elbe zu optimieren. Sedimentmodellierung war nicht Gegenstand der Modellentwicklung im Projekt OPTEL, das Modellkonzept war jedoch so zu gestalten, dass Sedimentmodelle die berechneten Strömungen nutzen können.

4 Aufgabenstellung OPTTEL-A

Das operationelle Vorhersagemodell des BSH ist ein Modellsystem aus einem zweidimensionalen barotropen Modell des Nordostatlantiks, einem dreidimensionalen baroklinen Modell der Nord- und Ostsee (no) und einem ebenfalls dreidimensionalen Modell für die Deutsche Bucht und die westliche Ostsee (ku) (Abb. 4.1). Die beiden letzten bilden ein Modellsystem ineinander genesteter, beidseitig und simultan gekoppelter Modellkompartimente (*BSHcmod*). Im Projekt OPTTEL-A wurde dieses System um ein zusätzliches, in das ku-Modell genestetes, und beidseitig und simultan an dieses gekoppeltes Modell der Elbe (el) ergänzt (Abb. 4.2). Dadurch entstand ein erweitertes Modellsystem *BSHcmod-el*.

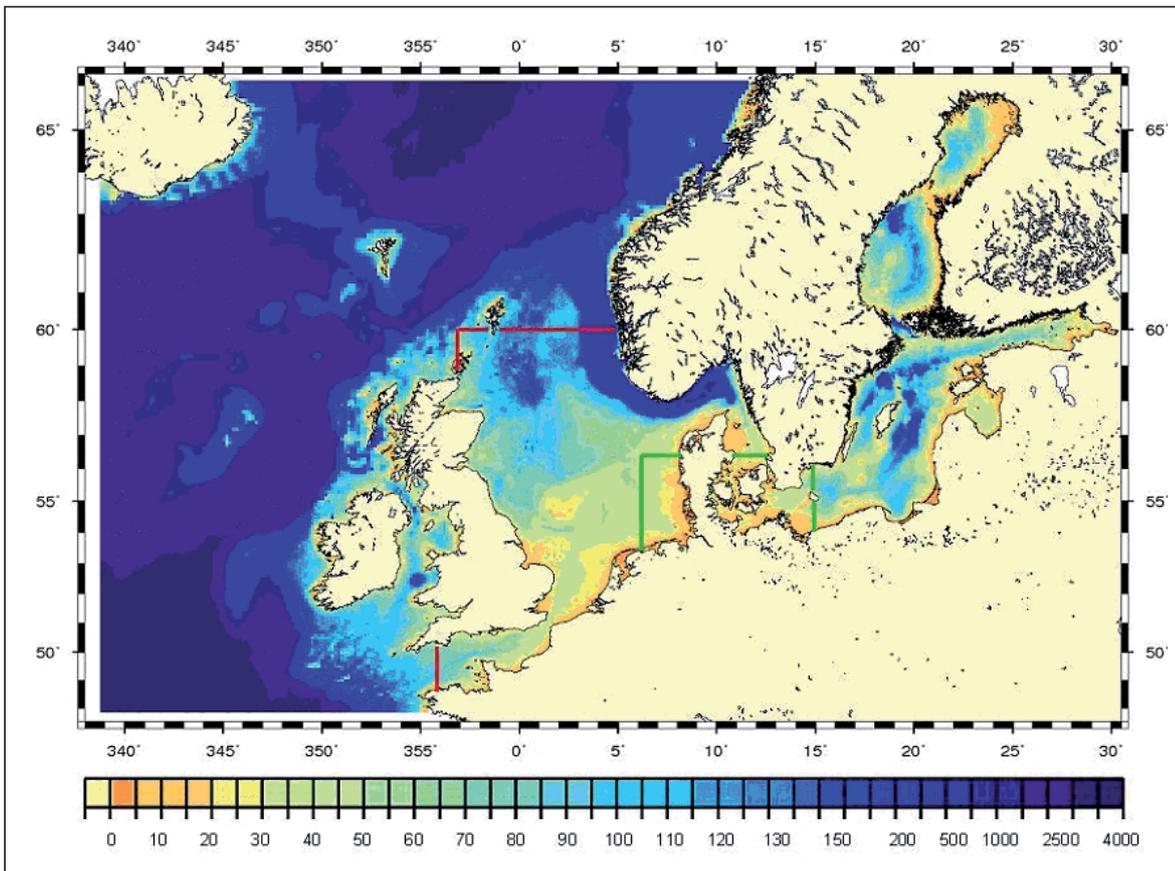


Abb. 4.1: Modellkompartimente im Modellsystem des BSH, Bathymetrie [m].
(Rot: West- und Nordrand des Nord- und Ostseemodells (no), grün: West-, Nord- und Ostrand des Küstenmodells (ku))

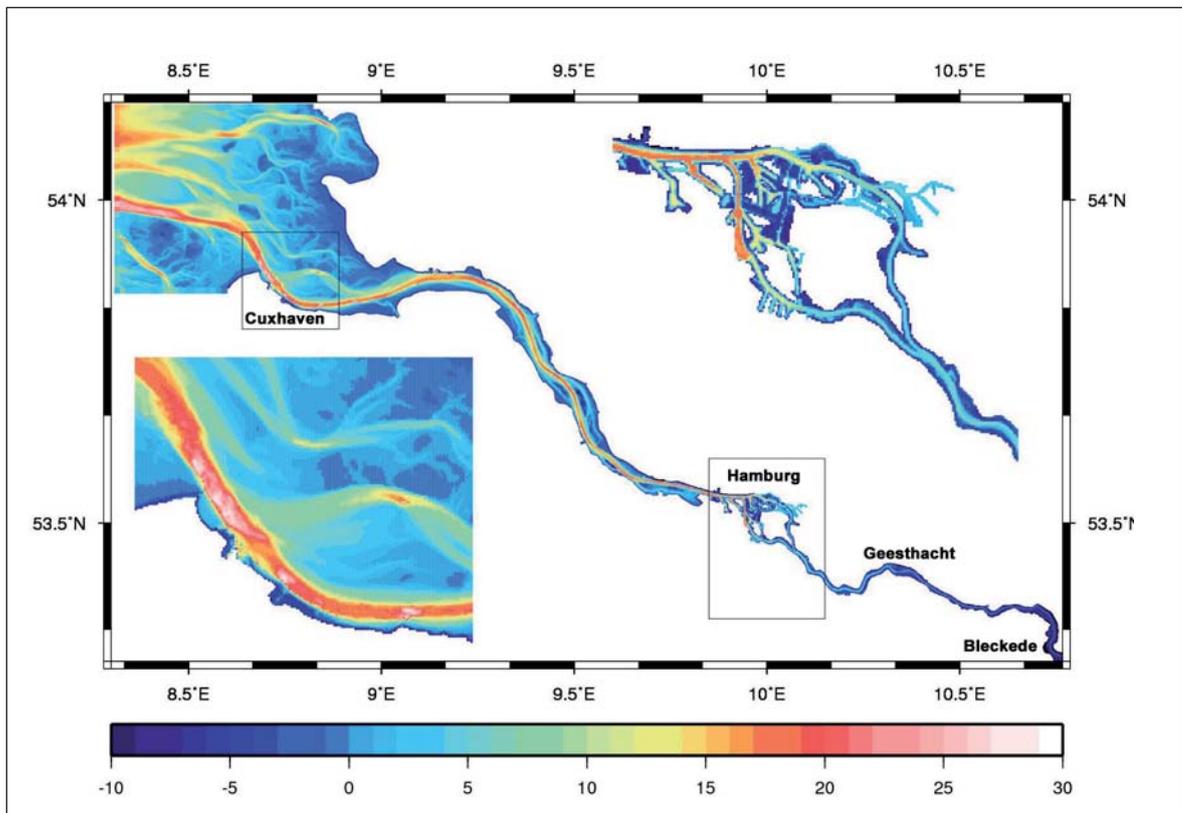


Abb. 4.2: Bathymetrie [m] der Elbe (Stand: 2006)

Im erweiterten System ist das ku-Modell gleichzeitig inneres Modell gegenüber dem no-Modell und äußeres Modell gegenüber dem el-Modell. In Tabelle 4.1 sind Kenngrößen der Modellkompartimente zusammengestellt. Auf die gleiche Art können zusätzlich Modellkompartimente für die Weser und Ems eingebunden werden; eine Realisierung ist bei den für den operationellen Betrieb vorgesehenen Rechnerkapazitäten z.Zt. nicht möglich.

Modellgebiet	Untereibe	Deutsche Bucht	Nordsee, Ostsee	Nordostatlantik
Horizontale Koordinaten	ϕ, λ			
Gitterabstand	~90 m	~900 m	~5 000 m	~10 000 m
Vertikale Koordinaten	allgemein			
Anzahl Schichten	7	25	36	1
Anzahl Volumelemente	397 157	1 117 390	643 922	26 424
Kopplung an äußeres Gebiet	beidseitig	beidseitig	einseitig	offener Rand
Prognostische Variablen	$\bar{v}, \Delta h, \theta, S, \bar{v}_{Eis}, \Delta h_{Eis}$			$\bar{v}_h, \Delta h$
Anfangswerte	Kaltstart 2010	Kaltstart 1992		Kaltstart 2008
Gezeitendarstellung	direkt und Mitschwingungszeiten			keine
Gitternetz	Arakawa-C			
Zeitintegration	explizit			
Ausnahme (implicit)	vertikaler Austausch			–
Oberwasser	stündlich für deutsche Flüsse, täglich für andere			
Meteorologische Eingabegrößen	$\bar{W}_{10m}, p_L, T_L, q_L, C_L$			\bar{W}_{10m}, ρ_L
Schubspannungskoeffizient	$10^{-3} \cdot (0,63 + 0,066 \bar{W}_{10m})$			
Schubspannungskoeffizient unterm Eis	eisabhängig			–
Programmiersprache	FORTRAN 90			
Betriebssystem	UNIX			

Tab. 4.1: Einige gebietsspezifische Charakteristika der Modellgebiete und des numerischen Verfahrens (physikalische Größen siehe Kap. 5)

Exemplarisch für die Einbindung externer andersartiger Modelle wurde eine Randwertübergabe vom ku-Modell an das Elbmodell der BAW implementiert. Die so realisierte Kopplung ist einseitig und zeitlich bis zur ersten Bereitstellung der Randwerte verzögert. Insbesondere wurden im Hindcast Randwerte für die in OPTEL-D ausgewählten Szenarien berechnet.

Hauptziel von OPTEL-A war jedoch die Entwicklung eines Elbmodells auf der Basis des operationellen Modellsystems *BSHcmod* bis hin zum prä-operationellen Betrieb, um Vorhersagen der wichtigsten physikalisch-hydrologischen Größen zu ermöglichen.

In den beiden folgenden Kapiteln wird das Modellkonzept und die enthaltende Modellphysik im Detail erläutert. Grundsätzlich war bei den Forschungs- und Entwicklungsarbeiten ständig zu hinterfragen, inwieweit das Konzept geeignet ist, die obigen Anwendungsgebiete zu unterstützen. Für den wichtigsten Anwendungsfall „Wasserstandsvorhersage“ wurde parallel zum Projekt OPTEL ein Verfahren entwickelt (Müller-Navarra u. Knüpfner 2010), welches Modellergebnisse korrigiert um nach entsprechender Laufzeit des Elbmodells auch auf dessen Vorhersageergebnisse angewendet werden kann.

5 Beschreibung Ausgangsmodell

Das Projekt OPTEL fiel in eine Phase, in der am operationellen Zirkulationsmodell des BSH (*BSHcmod*) auf verschiedenen Ebenen an einer zukünftigen Version v5 gearbeitet wurde und wird. Die Arbeiten in OPTEL-A beruhen auf der operationellen Version v4. Auch diese ist im steten Wandel. Ausgangspunkt des zur Zeit im prä-operationellen Betrieb arbeitenden Modellsystems einschließlich Elbe ist die operationelle Version v4 vom 28.10.2010. Sie wird in diesem Abschnitt erläutert. Da die verwendeten Gleichungen und Verfahren an mehreren Stellen beschrieben (Kleine 1993, Kleine 1994, Dick et al. 2001, Kleine 2004, Dick et al. 2010) und abgeleitet wurden, geht es im Folgenden lediglich um eine Zusammenstellung der aktuellen Gleichungen und die Relevanz der gemachten Annahmen für die Modellierung der Elbe.

5.1 Modellgleichungen

Die Bewegungsgleichungen des Modells sind eine Approximation der Reynoldsgleichungen für die Komponenten der Geschwindigkeit \vec{v} in advektiver Form, d.h. als Erhaltungsgleichung bezogen auf ein Wasserteilchen sowie Bilanzgleichungen für Masse, potentielle Temperatur und Salzgehalt pro Volumeneinheit. Die Zustandsgleichung ist die für die potentielle Dichte ρ . Die unabhängigen Variablen sind die geographische Länge λ und Breite φ . In der Vertikalen wird eine transformierte Vertikalkoordinate s benutzt, statt der geläufigeren Höhenkoordinate z . Trotzdem werden hier die Bewegungsgleichungen zunächst in Bezug auf z und mit der vertikalen Geschwindigkeitskomponente w dargestellt, um einige Annahmen zu erläutern. Die Formulierung ist hydrostatisch in der traditionellen Approximation für großräumige Zirkulation, d.h. in Gleichung 1 bis 3 werde alle unterstrichenen Terme vernachlässigt. Dabei werden in gleicher Näherung auch Terme mit der horizontalen Komponente der Erdrotation $\tilde{f} = 2\Omega \cos\varphi$ vernachlässigt. Darüber hinaus werden in *BSHcmod* die restlichen metrischen Terme und entsprechende Terme im horizontalen turbulenten Impulsaustausch F'_h und F'_v ignoriert. Das ist für die räumliche Ausdehnung der Nord- und Ostsee gerechtfertigt.

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{1}{\rho R \cos\varphi} \left[\frac{\partial(p + \rho \phi_G)}{\partial \lambda} - \phi_G \frac{\partial \rho}{\partial \lambda} \right] - \tilde{v}_h \cdot \nabla_h u - w \frac{\partial u}{\partial z} - \left[\frac{uw}{R} + \frac{uv \tan\varphi}{R} \right] - \left[-fv + \tilde{f}w \right] + F'_{hu} + F'_{vu} \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -\frac{1}{\rho R} \left[\frac{\partial(p + \rho \phi_G)}{\partial \varphi} - \phi_G \frac{\partial \rho}{\partial \varphi} \right] - \tilde{v}_h \cdot \nabla_h v - w \frac{\partial v}{\partial z} - \left[\frac{vw}{R} + \frac{u^2 \tan\varphi}{R} \right] - [fu] + F'_{hv} + F'_{vv} \quad (2)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial(p + \rho \phi_s)}{\partial z} - \phi_s \frac{\partial \rho}{\partial z} \right] - \tilde{v}_h \cdot \nabla_h w - w \frac{\partial w}{\partial z} + \left[\frac{u^2 + v^2}{R} \right] - [-\tilde{f}u] + F'_w \quad (3)$$

===

=====

Die Problematik der hier verwendeten Näherung ist z.B. in Marschall et al. (1997) im Vergleich zur quasihydrostatischen Näherung und zu den nicht hydrostatischen Bewegungsgleichungen diskutiert. In der quasihydrostatischen Annahme bleiben nur $\frac{dw}{dt}$ und F'_w (==) in Gleichung (3) unberücksichtigt. Obwohl der Term $-\tilde{f}u$ in (3) sehr klein gegenüber den anderen beibehaltenen Termen ist, sichert die vollständige Berücksichtigung des Coriolisterms die Drehimpulserhaltung. Sie könnte

auch für die Simulation der Strömung in Gezeitenflüssen relevant sein, da in Gleichung (3) dann bei Ostwestströmung der hydrostatische Druckgradient durch einen Term mit wechselndem Vorzeichen für Ebb- und Flutstrom gestört wird.

Abweichend von entsprechenden Modellen (z.B. UnTRIM, BAW 2004) wird in *BSHcmod* in Gleichung (1) und (2) die potentielle Dichte im Druckterm nicht durch einen konstanten Wert ersetzt. Eine weitere Besonderheit von *BSHcmod* ist die Berücksichtigung des Potentials der direkten Gezeiten ϕ_G (Müller-Navarra 2002) zusätzlich zum Einfluss der Mitschwingungsgezeiten, die als Randbedingung am offenen Rand der Nordsee realisiert werden.

Erwähnt sei noch, dass in den obigen Gleichungen bereits die horizontale Komponente der Schwerkbeschleunigung vernachlässigt, die vertikale Komponente $g = -\frac{\partial\phi_s}{\partial z}$ als konstant angenommen wurde und die vertikal unabhängige Koordinate (Abstand zum Erdmittelpunkt) durch $R+z$ mit konstantem R ersetzt wurde. Durch diese Approximationen werden Modellflächen mit konstantem z zu Kugelflächen. Insbesondere wird eine Fläche mit konstantem Abstand zu NN im Allgemeinen eine Fläche mit konstantem z im Modell schneiden.

5.2 Modellgleichungen im $(t, \lambda, \varphi$ und $s)$ -System

Die unabhängigen Variablen des Modellsystems sind t, λ, φ und s . s ist eine physikalische Vertikalkoordinate (Pichler 1984), die monoton mit z zunimmt. Die Richtung der Einheitsvektoren bleibt unverändert. *BSHcmod* benutzt s , ohne ihre physikalische Bedeutung durch eine algebraische Gleichung festzulegen. Stattdessen wird die Entwicklung von z als $z(t, \lambda, \varphi, s)$ bei der Koordinatentransformation durch die Gleichung

$$\frac{ds}{dt} \frac{\partial z}{\partial s} = \gamma \frac{\partial z}{\partial t} \Big|_s + \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{\mu}{\partial z / \partial s} \right) - \nabla_s \cdot (\nu \nabla_s z)$$

spezifiziert, die einen Teil der lokalen zeitlichen Änderung durch eine vertikale Umverteilung und eine horizontale Glättung beschreibt und so eine Pseudo-Vertikalgeschwindigkeit definiert (Kleine 2004).

5.2.1 Kontinuitätsgleichung

Damit wird die Kontinuitätsgleichung zu einer Gleichung für die zeitliche Entwicklung der differentiellen Schichtdicke $\frac{\partial z}{\partial s}$:

$$(1 + \gamma) \frac{\partial}{\partial t} \Big|_s \left(\frac{\partial z}{\partial s} \right) + \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{\mu}{\partial z / \partial s} \right) \right) + \nabla_s \cdot \left(\bar{v}_h \frac{\partial z}{\partial s} - \nu \nabla_s \left(\frac{\partial z}{\partial s} \right) \right) = 0 \quad (4)$$

In diskreter Form wird die Kontinuitätsgleichung zu einer Gleichung für die Entwicklung der Schichtdicke Δh im Massenpunkt.

Durch die Wahl der Parameter γ, μ und ν lassen sich bekannte Koordinatentransformationen identifizieren (Kleine 2004). Hier wurden die Parameter aus dem operationellen Modell übernommen. Die Schichtdicke wird durch zeitliche Integration ausgehend von einer vorgegebenen Referenzschichtdicke $\Delta h_{ref}(\lambda, \varphi, s)$ ermittelt. Die Parameter sind konkret $\gamma = 10^{-9}$, $\mu = \Delta h_{ref} \cdot 10^2 \text{ m/s}$ und $\nu = 0,25 \{0,5 [(\cos\varphi \Delta\lambda)^2 + (\Delta\varphi)^2]\}^{0,5} \text{ m/s}$ (Dick et al. 2010). D.h. ν ist als eine Funktion der horizontalen Auflösung des numerischen Modells und μ als eine Funktion der vertikalen Referenz-

auflösung gewählt. Durch den aus Gründen der Betriebssicherheit vorerst recht großen Wert für μ ändern sich die Schichtdicken z.Zt. etwa proportional zur Wassertiefe (Abb. 5.1).

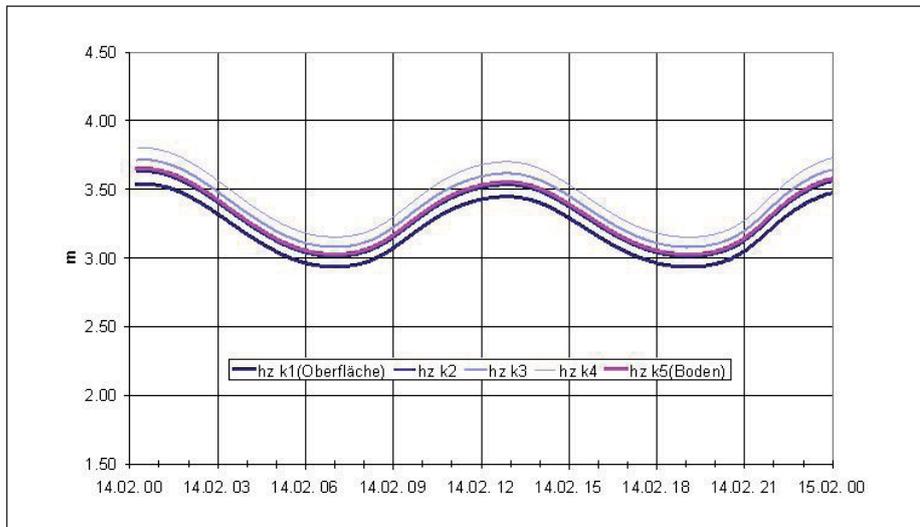


Abb. 5.1: Zeitliche Entwicklung der Schichtdicken an einem Ort im Modell der Deutschen Bucht (ku-Modell) im Übergang zum Elbemodell (el-Modell)

5.2.1.1 Randbedingungen Kontinuitätsgleichung

Die freie Wasseroberfläche $z = \zeta(t, \lambda, \varphi)$ wird zu $s = konst = s_{Oberfläche}$.

Die kinematische Grenzflächenbedingung ist $\frac{\partial z}{\partial s} \frac{ds_{Oberfläche}}{dt} = 0$.

Da die prognostischen Variablen die Schichtdicken sind, wird $\zeta = \int_{Wassertiefe} \frac{\partial z}{\partial s} ds$

zur diagnostischen Variablen.

Der Boden $z = -H(\lambda, \varphi)$ wird zu $s = s_{Boden}$. Die kinematische Grenzflächenbedingung

ist $\frac{\partial z}{\partial s} \frac{ds_{Boden}}{dt} = 0$, wenn wie in *BSHcmod* der Boden lokal eine Fläche $s = konst$ ist (Kleine 2004).

Für die flussseitige Randbedingung vergleiche Abschn. 5.2.2.5, für die am offenen Rand Abschn. 5.2.5.2.

5.2.2 Bewegungsgleichungen

Konkret werden in *BSHcmod* die Bewegungsgleichungen in der folgenden Form benutzt:

$$\frac{\partial u}{\partial t} \Big|_s = -\frac{1}{R \cos \varphi} \left[\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial \lambda} + \frac{\partial \phi_G}{\partial \lambda} \right]_s - \bar{v}_h \cdot \nabla_s u - \frac{ds}{dt} \frac{\partial u}{\partial s} + fv + F_{hu} \Big|_s + F_{vu} \Big|_s \quad (1a)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} \Big|_s = -\frac{1}{R} \left[\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial \varphi} + \frac{\partial \phi_G}{\partial \varphi} \right]_s - \bar{v}_h \cdot \nabla_s v - \frac{ds}{dt} \frac{\partial v}{\partial s} - fu + F_{hv} \Big|_s + F_{vv} \Big|_s \quad (2a)$$

$$0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial s} - \frac{\partial \phi_s}{\partial s} \quad (3a)$$

Der hydrostatische Druck wird durch Integration der dritten Bewegungsgleichung bestimmt:

Dabei ist $\rho_{\text{Oberfläche}} = \rho_{\text{Luft}}$.

Die Pseudovertikalgeschwindigkeit $\frac{ds}{dt} \frac{\partial z}{\partial s}$ wird als

$$\frac{ds}{dt} \frac{\partial z}{\partial s}(s) = \frac{ds}{dt} \frac{\partial z}{\partial s}(s_{\text{Boden}}) - \int_{s_{\text{Boden}}}^s \left[\nabla_s \cdot \left(\bar{v}_h \frac{\partial z}{\partial s} \right) + \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial z}{\partial s} \right) \right] ds \quad \text{berechnet mit} \quad \frac{ds}{dt} \frac{\partial z}{\partial s}(s_{\text{Boden}}) = 0 .$$

5.2.2.1 Vertikaler turbulenter Impulsaustausch

In der hydrostatischen Approximation ist die kinetische Energie die der horizontalen Strömung.

Um zu gewährleisten, dass der Impulsaustausch dissipativ ist, arbeitet die Parametrisierung nicht aufgelöster Prozesse mit Austauschkoefizienten.

$$F_{vu} \Big|_s = \frac{1}{\partial z / \partial s} \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{A_v}{\partial z / \partial s} \frac{\partial u}{\partial s} \right) \quad \text{und} \quad F_{vv} \Big|_s = \frac{1}{\partial z / \partial s} \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{A_v}{\partial z / \partial s} \frac{\partial v}{\partial s} \right).$$

Für den vertikalen Impulsaustauschkoefizienten $A_v = A_v(t, \lambda, \varphi, s)$ wird in *BSHcmod* eine sowohl zeitlich als auch räumlich nicht lokale Form klassischer Mischungswegansätze gewählt.

Im Einzelnen sind wieder nur die an anderer Stelle (Kleine 1994, Dick et al. 2001) abgeleiteten Gleichungen so zusammengestellt, wie sie zur Zeit im Modell realisiert werden. Die Relaxationsgleichung für A_v ist:

$$\frac{\partial A_v}{\partial t} = \frac{\psi^*}{4} (L_v V_v - A_v).$$

Für Scherung $\psi^* \neq 0$ ist der stationäre Wert $A_v(t = \infty) = L_v V_v$.

$L_v(s)$ und $V_v(s)$ sind räumlich nicht lokale vertikale Längen- und Geschwindigkeitsskalen definiert als Funktionen einer lokalen Mischungsweglänge $\Lambda(s)$ und des Abstandes zum Boden $s = s_{\text{Boden}}$ bzw. zur Oberfläche $s = s_{\text{Oberfläche}}$. Abb. 5.2 zeigt den Einfluss beider Formulierungen auf den Wasserstand während einer Sturmflut. Im einzelnen werden $L_v(s)$ und $V_v(s)$ wie folgt ermittelt.

$$L_v(s) = \min [L_v(s)^{oben}, L_v(s)^{unten}] \text{ mit}$$

$$L_v(s)^{oben} = 2\kappa \int_0^{s_{\text{Oberfläche}} - s} F^{oben}(s, \delta) d\delta \text{ und } L_v(s)^{unten} = 2\kappa \int_0^{s - s_{\text{Boden}}} F^{unten}(s, \delta) d\delta$$

$$V_v(s) = \max [V_v(s)^{oben}, V_v(s)^{unten}] \text{ mit}$$

$$V_v(s)^{oben} = \kappa \int_0^{s_{\text{Oberfläche}} - s} \psi^*(s + \delta) F^{oben}(s, \delta) d\delta \text{ und } V_v(s)^{unten} = \kappa \int_0^{s - s_{\text{Boden}}} \psi^*(s - \delta) F^{unten}(s, \delta) d\delta$$

$$F^{oben}(s, \delta) = \exp \left[- \int_s^{s+\delta} \kappa \frac{1}{\Lambda(\xi)} d\xi \right] \text{ und } F^{unten}(s, \delta) = \exp \left[- \int_s^{s+\delta} \kappa \frac{1}{\Lambda(\xi)} d\xi \right].$$

Der lokale Mischungsweg $\Lambda(s)$ ist in klassischer Weise (v. Kármán 1930) definiert.

$$\frac{1}{\Lambda(s)} = \frac{1}{\kappa \psi^*(s)} \left| \frac{1}{(\partial z / \partial s)} \frac{\partial \psi^*}{\partial s} \right| + \frac{1}{\Lambda_{\max}}. \text{ Dabei ist } \kappa \text{ die v. Kármánsche Konstante und}$$

$\psi^*(s) = \psi(s) (1 - Ri_f|_s)$ die durch die lokale Schichtung modifizierte lokale Scherung.

$$\psi(s) = \sqrt{\frac{1}{(\partial z / \partial s)^2}} \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial s} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial s} \right)^2}. \quad Ri_f|_s = \frac{Ri_g}{Pr}|_s \text{ ist definiert durch die lokale}$$

Richardsonzahl $Ri_g|_s = - \frac{g}{\psi^2(s)} \frac{1}{(\partial z / \partial s)} \frac{\partial \rho}{\partial s}$ und eine lokale Prandtlzahl Pr , die nach Mellor u.

Yamada (1974) als Funktion von Ri_g ausgedrückt werden kann. Im Modell wird in guter

Näherung zur dort angegebenen Formel $\frac{1}{Pr} = \frac{0,24}{0,12 + Ri_g|_s}$ benutzt.

Die einzige freie Konstante in dieser Formulierung ist die maximale lokale Mischungsweglänge Λ_{\max} . Sie wird in *BSHcmod* mit einem Fünftel der lokalen Wassertiefe angesetzt.

Bei den Sensitivitätsexperimenten wurde $A_v = A_v(t, \lambda, \varphi, s)$ willkürlich mit einer Konstanten multipliziert.

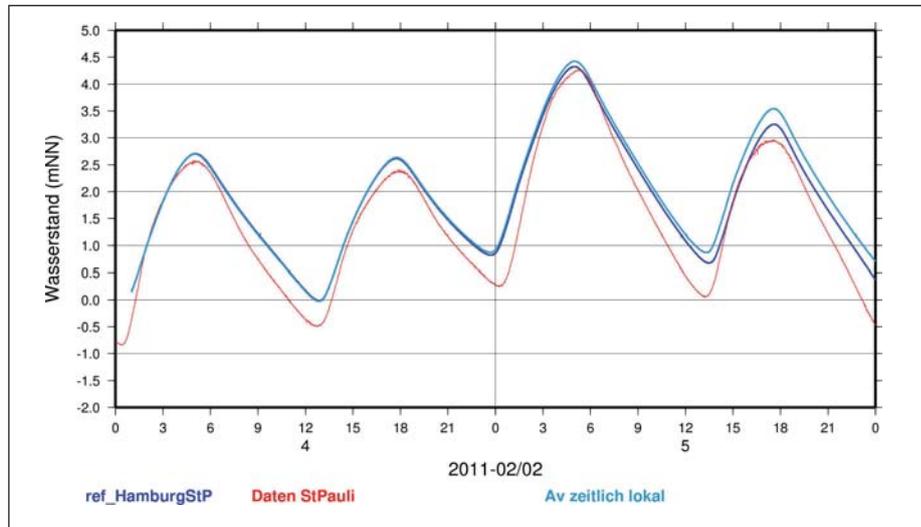


Abb. 5.2: Wasserstandsverlauf in St. Pauli während einer Sturmflut (04./05.02.2011) mit zeitlich lokalem, und dem im Modell gewählten (ref) Ansatz

5.2.2.2 Randbedingungen vertikaler Impulsaustausch Oberfläche

Die Schubspannung an der Wasseroberfläche wird als quadratische Funktion der Windgeschwindigkeit \vec{W} in 10 m Höhe formuliert.

$$\frac{A_v}{\partial z / \partial s} \frac{\partial u}{\partial s} \Big|_{s_{\text{Oberfläche}}} = \frac{\rho_{\text{Luft}}}{\rho} C_D W_\lambda \sqrt{W_\lambda^2 + W_\phi^2} \quad \text{und} \quad \frac{A_v}{\partial z / \partial s} \frac{\partial v}{\partial s} \Big|_{s_{\text{Oberfläche}}} = \frac{\rho_{\text{Luft}}}{\rho} C_D W_\phi \sqrt{W_\lambda^2 + W_\phi^2} .$$

Der Windschubspannungskoeffizient C_D ist als Maß für die Rauigkeit der Wasseroberfläche ebenfalls als Funktion des Windes in 10 m Höhe parametrisiert. In *BSHcmod* ist er nach Smith u. Banke (1975) gegeben als $C_D = 10^{-3} \cdot (0,63 + 0,06 |\vec{W}_{10m}|)$. Bei Testrechnungen wurde C_D für Windgeschwindigkeiten >25 m/s begrenzt auf $C_D(25 \text{ m/s})$ (Müller-Navarra et al. 2006). Bei den bisher in 2011 aufgetretenen Sturmfluten war der Effekt jedoch unbedeutend, da die Windgeschwindigkeit nur kurzfristig Werte >25 m/s erreichte. Zusätzlich zu allen bekannten Einschränkungen der Gültigkeit des verwendeten und anderer empirischer Ansätze für C_D hat Frau Rudolph (BAW, OPTEL-C) darauf hingewiesen, dass alle bekannten Ansätze streng nur für die offene See gelten.

Ein weiteres Problem ergibt sich, wenn die Wasserflächen von Flüssen im meteorologischen Modell nicht erkannt werden; d.h. der Boden in einer Gitterzelle, in der ein Fluss im Vergleich zur Auflösung des Modells schmal ist, wird als Land mit entsprechender Bodenrauigkeit interpretiert. Dieses Problem wurde in OPTEL-B (Ganske u. Rosenhagen 2010) ansatzweise gelöst, indem die Modellwinde auf einem feineren Raster entsprechend der tatsächlichen Bodenrauigkeit in Abhängigkeit von der Windrichtung korrigiert wurden.

BSHcmod verwendet stündliche Werte für die Komponenten der Windgeschwindigkeit aus dem Modell COSMO-EU, das eine horizontale Auflösung von etwa 7 km hat. Die Berücksichtigung der in OPTEL-B für COSMO-EU entwickelten Korrekturfaktoren führt bei hohen Windgeschwindigkeiten zu deutlichen Unterschieden im Windfeld, z. B. zu einer maximalen Windgeschwindigkeit von 29 m/s gegenüber 24 m/s am 18.01.2007 19:00 UTC in Cuxhaven. Im Einzelfall wird durch die Korrekturen eine deutliche Annäherung der Windgeschwindigkeit an den beobachteten Wert erreicht (Abb. 5.3). Allerdings benutzt *BSHcmod* im Gegensatz zum 2-dimensionalen Nordseemodell (smod

in Tab. 5.1) im operationellen Betrieb nicht die aktuellste COSMO-EU Vorhersage (vergl. Tab. 5.1). Der Unterschied zwischen verschiedenen Vorhersagen kann jedoch von ähnlicher Größenordnung wie die WASP-Korrekturen sein.

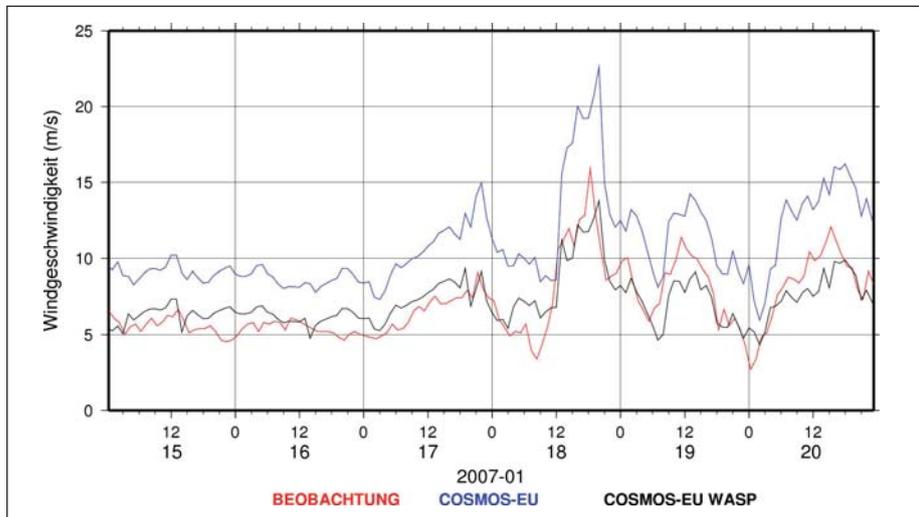


Abb. 5.3: Betrag der Windgeschwindigkeit am 18.01.2007 in Cuxhaven COSMO-EU (blau), Messung (rot), COSMO-EU mit WasP-Faktoren (schwarz).

		Tag 1 (heute)	Tag 2	Tag 3	Tag 4	Tag 5	Tag 6	Tag 7
GME								
COSMO-EU								
BSHsmo-na	12							
BSHsmo								
COSMO-EU								
BSHsmo-na	18							
BSHsmo								
GME								
COSMO-EU								
BSHsmo-na	00							
BSHsmo								
COSMO-EU								
BSHsmo-na		06						
BSHsmo								
BSHcmo								
BAW-el	12	00						
BSHcmo-el								

Tab. 5.1: Modelle im Ablauf der täglichen Vorhersage. *BSHcmo-el* und *BAW-el* nutzen für die 24-h-Vorhersagen ab 00:00 UTC die 12:00-UTC-Läufe des Vortages von COSMO-EU. Die 18:00-, 00:00- und 06:00-UTC-Läufe und dazugehörige Staumodellläufe (*BSHsmo*) sind ebenfalls dargestellt.

Trotzdem bleiben die Unterschiede im Wasserstand gering. Für den Wasserstand zeigt ein Vergleich für die Sturmflut 2006 (Kremp 2011, Abb. 45) von Brokdorf bis Hamburg zunehmende Unterschiede im Scheitelwasserstand mit einem maximalen Wert von 0,2 m. Bei Windgeschwindigkeiten unter 15 m/s war der Einfluss der WASP-Korrekturen auf den Wasserstand unbedeutend. Korrekturfaktoren wurden in OPTEL-B auch für das höher aufgelöste COSMO-DE abgeleitet. Da am BSH die COSMO-DE-Ergebnisse bisher nicht in die operationelle Modellierung eingehen, kann hier keine Aussage zum Verbesserungspotential gemacht werden. Mit einer horizontalen Auflösung

von etwa 2 km verspricht schon die Verwendung von Ergebnissen aus COSMO-DE ohne Modifikation eine Verbesserung.

5.2.2.3 Randbedingungen vertikaler Impulsaustausch Boden

Am Boden ist die Schubspannung als Funktion der horizontalen Strömung in der Mitte der Bodenschicht formuliert:

$$\frac{A_v}{\partial z / \partial s} \frac{\partial u}{\partial s} \Big|_{s_{\text{Boden}}} = ru\sqrt{u^2 + v^2} \quad \text{und} \quad \frac{A_v}{\partial z / \partial s} \frac{\partial v}{\partial s} \Big|_{s_{\text{Boden}}} = rv\sqrt{u^2 + v^2} .$$

Vom physikalischen Verständnis her ist der dimensionslose Bodenreibungskoeffizient r eine Funktion der lokalen Bodenrauigkeit und der halben Dicke der Bodenschicht. In *BSHcmod* ist er für jedes Modellkompartiment des Systems eine globale Konstante. Die Unterscheidung nach Kompartimenten repräsentiert die unterschiedliche mittlere Dicke der Bodenschicht.

$r_{no} = 0,0026$ für das Modell der Nord- und Ostsee und $r_{ku} = 0,0023$ für das Modell der Deutschen Bucht und der westlichen Ostsee sind klassische Kalibrierungsgrößen und wurden durch Testrechnungen für die dominante Partialtide M_2 festgelegt. Sie sind trotz der sehr unterschiedlichen Auflösung im Bodenbereich von ähnlicher Größe, da in allen Modellkompartimenten eine zusätzliche dünne Bodenschicht eingeführt wurde.

Für die Elbe wurde nach ersten Tests mit $r_{el} = r_{ku}$ ein kleinerer Wert für sinnvoll erachtet. Im Gutachten zur geplanten Fahrrinnenanpassung (BAW 2007) wird der Bodenreibungskoeffizient nach einem Ansatz von Nikuradse (1933) als Funktion aus Rauigkeitslänge z_0 und aktueller Wassertiefe bestimmt. Eine Kalibrierung erfolgte über die Wahl einer effektiven Rauigkeitslänge. Die horizontale Verteilung solcher effektiver Sohlrauigkeit, aus Daten vom Mai 2002 und für den Sturmflutzeitraum vom Januar 1994, zeigen eine deutliche Variabilität von $>0,1$ m in der Fahrrinne bis zu $<0,0001$ m auf den Watten und im Uferbereich. In Anlehnung an erste Modellrechnungen in OPTEL-C wurde in OPTEL-A $r_{el} = 0,0017$ gewählt (vergl. Abschn. 6.4.2.).

5.2.2.4 Horizontaler turbulenter Impulsaustausch

Der horizontale turbulente Austausch wird wie in Kleine (1994) begründet als Funktion der Deformationsraten durch Dehnung (D_1) und durch Scherung (D_2) beschrieben.

$$F_{hu} \Big|_s = -\frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \lambda} (A_h D_1) - \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \varphi} (A_h D_2)$$

$$F_{hv} \Big|_s = -\frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \lambda} (A_h D_2) - \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \varphi} (-A_h D_1)$$

$$D_1 = \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} - \frac{1}{R} \frac{\partial v}{\partial \varphi} , \quad D_2 = \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} + \frac{1}{R} \frac{\partial u}{\partial \varphi}$$

Der horizontale Austauschkoefizient ist als $A_h \Big|_s = L_h^2 \sqrt{D_1^2 + D_2^2}$ und damit als isotrop definiert. Numerisch realisiert ist faktisch eine anisotrope Formulierung, die eine befriedigende Dissipation erzeugt (s. Abschn. 5.3.2). Die horizontale Längenskala L_h ist im Gegensatz zur vertikalen stationär und lokal als Funktion des Gitterabstands gewählt: $L_h^2 = (\kappa R \cos \varphi \Delta \lambda)(\kappa R \Delta \varphi)$.

5.2.2.5 Randbedingung Küste

Die horizontale landseitige Grenze eines Modellgebiets ist durch eine Landkontur $kr_L(\varphi, \lambda) = 0$ gegeben, deren Einheitsvektor nach innen gerichtet ist. Mit Ausnahme von Festlandabflüssen verschwindet auf der Landkontur die Normalkomponente der Strömung,

$$\text{d.h. } \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial kr_L}{\partial \lambda} u|_{kr_L} + \frac{1}{R} \frac{\partial kr_L}{\partial \varphi} v|_{kr_L} = 0.$$

Die Mündung eines Festlandabflusses ist ein Segment der Landkontur. Dort wird ein Strom durch die Landkontur in der Kontinuitätsgleichung vorgegeben. Die Ergiebigkeit solcher Quelle entspricht dem Oberwasser [m^3/s].

Die Landkontur $kr_L(\varphi, \lambda)$ legt die Grenze des Modellgebiets fest (schwarze Linie in den Darstellungen horizontaler Verteilungen). Die Grenze zwischen Wasser und Land wird von der lokalen Bathymetrie und dem Wasserstand bestimmt und ist durch eine oder mehrere Konturen $kr_\zeta(\lambda, \varphi, t) = s_{\text{Oberfläche}}(\lambda, \varphi, t) - s_{\text{Boden}}(\lambda, \varphi, t)$ gegeben. Im Modell gilt ein Gebiet als trocken gefallen, wenn die Wasserbedeckung einen Mindestwert (0,05 m) unterschreitet. Zuflüsse gelten in *BSHcmod* als derart tief, dass sie niemals trocken fallen. Diese Annahme gilt für das Elbmodell mit seinem Zufluss in Blekede in strengem Sinne nicht mehr (vergl. Abschn. 6.1).

5.2.3 Gleichung für die potentielle Temperatur

Die Wärmebilanz ist durch die Gleichung für die potentielle Temperatur θ bezogen auf den Druck an der Wasseroberfläche beschrieben.

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial z}{\partial s} \theta \right) |_s = -\nabla_s \left(\vec{v}_h \frac{\partial z}{\partial s} \theta \right) - \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{ds}{dt} \frac{\partial z}{\partial s} \theta \right) + F_{h\theta} |_s + F_{v\theta} |_s + \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{Q}{c_p \rho} \right)$$

Die turbulente Wärmeausbreitung ist durch Diffusionskoeffizienten K_h und K_v beschrieben

$$F_{h\theta} |_s = \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \lambda} \left(K_h \frac{\partial z}{\partial s} \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial \theta}{\partial \lambda} \right) + \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(K_h \frac{\partial z}{\partial s} \frac{\partial \theta}{\partial \varphi} \right) \text{ und } F_{v\theta} |_s = \frac{\partial}{\partial s} \left(K_v \frac{1}{\partial z / \partial s} \frac{\partial \theta}{\partial s} \right).$$

Diese sind in Analogie zum turbulenten Impulsaustausch definiert. Der horizontale Diffusionskoeffizient bleibt auch in der numerischen Formulierung isotrop. Ursprünglich wurde die horizontale (physikalische) Diffusion gegenüber der numerischen Diffusion (vergl. Abschn. 5.2) vernachlässigt, dann aber doch eingeführt. In der operationellen Version v4 von *BSHcmod* wird K_h noch um einen Faktor 0,1 reduziert.

Für den vertikalen Diffusionskoeffizienten wurde $K_v = \frac{A_v}{Pr}$ gewählt.

5.2.3.1 Randbedingungen Oberfläche

Q beschreibt den Wärmefluss zwischen der Atmosphäre und dem Meer bzw. Fluss. Dies realistisch zu modellieren erfordert nicht nur die Spezifikation des Wärmeflusses $\underline{Q} = Q [p_L, \bar{W}_{10m}, T_{L10m}, q_{L10m}, c_L]$ an der Wasseroberfläche als Funktion von Luftdruck $p_L, \bar{W}_{10m}, T_{L10m}$ sowie der spez. Feuchte q_{L10m} und der Gesamtbewölkung c_L , sondern für die Strahlungsbilanz auch Annahmen zur Schwächung in der Wassersäule sowie zur Absorption und Rückstrahlung am Boden. Müller-Navarra u. Ladwig (1997) haben die in Kleine (1994) zusammengestellten Ansätze für die Komponenten der Wärmebilanz mit Messungen verglichen und fanden gute Übereinstimmung. Die Absorption der Strahlung durch Phytoplankton kann in der Strahlungsbilanz berücksichtigt werden (Morel u. Antoine 1994). Da zur Zeit noch keine entsprechenden Eingangsdaten vorliegen, wird mit einem für die äußere Deutsche Bucht typischen Wert gearbeitet.

5.2.3.2 Randbedingung flussseitig

Im bisherigen *BSHcmod* behält die Temperatur am oberen Rand bei Bleckede faktisch ihren Wert vom Kaltstart 1992 (klimatologischer Wert). Für die Elbe wurde nun eine variable Randbedingung zugelassen. Seit dem 28.05.2011 wird die Morgentemperatur des Elbwassers bei Cumlosen (Stromkilometer 470) automatisch vom LUGV Brandenburg an das Elbmodell als Randbedingung für die Einspeisung bei Bleckede übergeben.

5.2.4 Gleichung für den Salzgehalt

Die Salzbilanz ist wie folgt beschrieben:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial z}{\partial s} S \right) \Big|_s = -\nabla_s \left(\bar{v}_h \frac{\partial z}{\partial s} S \right) - \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{ds}{dt} \frac{\partial z}{\partial s} S \right) + F_{hS} \Big|_s + F_{vS} \Big|_s$$

Die Gleichung und Formulierung des turbulenten Austausches entsprechen der für die potentielle Temperatur. Ein entsprechender Quellterm durch Niederschlag minus Verdunstung wird in der Salzbilanz nicht berücksichtigt. Der flussseitige Salzgehalt ist konstant 0 ppm, d.h. der Salzgehalt wird völlig von der seeseitigen Randbedingung bestimmt.

5.2.5 Randbedingung am offenen Rand

5.2.5.1 Randbedingung am offenen Rand zum Nordostatlantik

BSHcmod hat im no-Modell einen offenen Rand zum Nordostatlantik. Ein vorgeschaltetes, unabhängiges barotropes 2D-Modell des Nordostatlantiks berechnet atmosphärische Einflüsse auf den Windstau als Randbedingung für das no-Modell. Der Einfluss der Ozeangezeiten wird empirisch am Nord- und Westrand des no-Modells durch 17 Partialtiden vorgegeben, was in der Nordsee Mitschwingungsgezeiten generiert. Zusätzlich wird der Einfluss von Dichtedifferenzen entlang des Randes auf den lokalen Druck berücksichtigt. Potentielle Temperatur und Salzgehalt werden beim Ausstrom gespeichert, so dass sie im Verlauf der Gezeiten beim Einstrom zur Verfügung stehen. Bei längerem Einstrom unter entsprechenden meteorologischen Bedingungen wird zur Zeit noch auf örtlich festgelegte klimatologische Monatsmittelwerte zurückgegriffen.

5.2.5.2 Koppelung zwischen Modellkompartimenten

Relevant für das hier vorgestellte Elbmodell ist die Formulierung der Randbedingungen an einem inneren Rand zwischen zwei ineinander genesteten Modellkompartimenten unterschiedlicher räumlicher Diskretisierung. Eine solche künstliche Aufteilung soll möglichst keine Störung induzieren. Das ist bestenfalls bei einer beidseitigen Kopplung zwischen den Kompartimenten eines Modellsystems möglich (Cailleau et al. 2008).

In *BSHcmod* wird keine analytische Formulierung der Übergangsbedingungen versucht. Die Kopplungstechnik wurde direkt mit Bezug auf die Differenzgleichungen entwickelt.

Für die potentielle Temperatur und den Salzgehalt geschieht die Kopplung einfach durch gewichtete Mittelung bzw. Interpolation. Mehr Kunstfertigkeit erfordert die Darstellung der Wellenausbreitung bei Kopplung und Rückkopplung.

Im Einzelnen (Kleine 1994) werden Volumenströme am Rand des feinen Gitters aus dem groben Gitter als Randwerte für die Kontinuitätsgleichung übergeben und der Wasserstand im feinen Modell berechnet. Die Rückkopplung erfolgt dagegen über den Druckterm in der Bewegungsgleichung für die Normalgeschwindigkeit auf dem inneren Rand.

Bei glattem Boden ist durch diesen Kopplungsmechanismus ein glatter Übergang in Impuls und Wasserstand gegeben (Kleine 1994). Um eine ungenügende Passlichkeit der Bathymetrie im groben und feinen Gitter auszugleichen, kann die Festigkeit der dynamischen Ankopplung reguliert werden.

Für die Version v4 beruhen zwar die Bathymetrien der Modellkompartimente no und ku auf den gleichen Daten, eine Passlichkeit ist trotzdem nicht gegeben. Daher ist die Rückkopplung an das no -Modell etwas vermindert (Faktor 0,8). Ein Faktor 0 entspricht einer einseitigen Kopplung des ku -Modells an das no -Modell.

Für die Elbe wurde die Bathymetrie im Überlappungsgebiet gleich der Bathymetrie des ku -Modells gewählt.

In den Abbildungen mit den Ergebnissen aus dem Elbmodell ist auch meistens ein Randstreifen aus dem ku -Modell abgebildet. Während der Übergang bei der potentiellen Temperatur (Abb. 7.2, 7.3) und Salzgehalt (Abb. 7.7, 7.8) glatt ist, zeigt der Wasserstand (Abb. 7.23) wegen der schwächeren Rückkopplung zeitweilig leichte Sprünge.

5.3 Numerische Formulierung

Eine vollständige Dokumentation der Modellgleichungen in Differenzenform existiert nicht. Wichtige Aspekte verwendeter Verfahren finden sich bei Kleine (1993). Die Verfahren sind jedoch nicht festgeschrieben.

Am BSH (Kleine) wird z.B. zur Zeit intensiv an der numerischen Neugestaltung der Einschichtung von Wasser unterschiedlicher Dichte gearbeitet. In diesem Rahmen werden auch andere Aspekte der numerischen Darstellung neu definiert. Teile davon, wie etwa die Bestimmung der Tiefen in Geschwindigkeitspunkten, wurden in eine Testversion (ref) übernommen, mit der Vergleichsrechnungen und Parametervariationen durchgeführt wurden.

5.3.1 Gitter

In der horizontalen Ebene arbeitet *BSHcmod* auf einem strukturierten, gekrümmten und rechtwinkligen Gitter, kurz in λ - und φ -Koordinaten. Jedes Modellkompartiment hat horizontal ein gleichmäßiges Gitter, d.h. jeweils konstanten Gitterabstand $\Delta\lambda$ und $\Delta\varphi$ (vergl. Tab. 4.1). Betrachtet man das

Modellsystem aus genesteten Modellen, so nimmt die Auflösung von außen nach innen zu

$$(\Delta_{no}, \Delta_{ku} = \frac{1}{6} \Delta_{no}, \Delta_{el} = \frac{1}{10} \Delta_{ku}).$$

In der Vertikalen wird die verallgemeinerte Koordinate s diskretisiert. Definitionsgemäß ändert sich die Anfangsschichtdicke mit der Zeit. Bei geschickt gewählten Parametern (vergl. Abschn. 5.2.1) wird dadurch ein adaptives Gitter erzeugt, d.h. dort verfeinert, wo große Fehler durch die Diskretisierung erwartet werden. Begrifflich ist es jedoch zu unterscheiden von Diskretisierungen, die in der Vertikalen die z -Koordinate beibehalten und lokal (adaptiv) die Auflösung erhöhen.

Die Anfangsdiskretisierung bei unbewegtem Wasser (Referenzschichtdicken) ist in allen Modellkompartimenten bis zur maximalen Tiefe auf ihrem jeweils gemeinsamen inneren Rand gleich, darunter wurde sie für Nordsee und Ostsee unterschiedlich gewählt. Die Elbe ist nirgendwo tiefer als die maximale Tiefe auf dem gemeinsamen inneren Rand zur Deutschen Bucht. Damit sind die Referenzdicken auf 3,5 m festgelegt und die maximale Anzahl der Schichten auf sieben. Entsprechend der Bathymetrie ist die Referenzdicke der untersten Schicht variabel.

5.3.2 Advektion

Die Diskretisierung erfolgt auf einem versetzten Gitter (Arakawa C) mit dem Massenpunkt im Zentrum eines Volumenelements und relevanten Geschwindigkeitskomponenten auf der Mitte der Begrenzungsflächen. Im Massenpunkt sind neben der Dichte auch die potentielle Temperatur, der Salzgehalt und der hydrostatische Druck definiert. Ein solches Schema ist besonders geeignet für die diskrete Darstellung des mittleren und turbulenten Transports der im Massenpunkt definierten Größen und des Druckgradienten in der Bewegungsgleichung. Für die Formulierung der Impulsadvektion und des turbulenten Impulsaustauschs ist es jedoch weniger günstig. Besonders bei letzterem muss ein Kompromiss zwischen Nähe zur analytischen Formulierung und Weite des verwendeten Differenzensterns gefunden werden.

Die wesentliche Herausforderung liegt jedoch in der Darstellung der Advektion der skalaren Größen im Massenpunkt. In Kleine (1993) wurde die umfangreiche Literatur zu diesem Thema auf die konzeptionelle Brauchbarkeit der Verfahren hin geprüft, u.a. hinsichtlich numerischer Diffusion und Dispersion. Konkret wird in *BSHcmod* ein diffusives Verfahren (donor cell) durch Addition einer Antidiffusion korrigiert (flux corrected). Die Idee stammt von Zalesak (1979). Die in *BSHcmod* verwendete Form ist bei Kleine (1993) gegeben.

Für die Impulsadvektion wird auf eine Flusskorrektur verzichtet, stattdessen wird ein Verfahren benutzt, dass die Mehrdimensionalität berücksichtigt, indem es Advektion nicht komponentenweise sondern in Strömungsrichtung diskretisiert (vektor upstream). Es ist nach Roe (1982) formuliert. Beschrieben und getestet wurde ein entsprechendes Verfahren (skew upstream) auch bei Raithby (1976).

5.4 Kopplung an externe Ästuarmodelle

Die im Projektantrag vorgeschlagene Nutzung von *OpenMI* (Blind u. Gregersen 2005) als Schnittstelle zu externen Modellen wurde nach eingehender Prüfung nicht verwirklicht.

Die Kopplung an externe Ästuarmodelle wird vielmehr dadurch realisiert, dass das ku-Modell regelmäßig Randwerte für solche Gitterzellen herausschreibt, in denen Randpunkte des externen Modells liegen. Die Indices dieser Gitterzellen werden einmalig aus den Randkoordinaten des externen Modells ermittelt. Dabei ist die einzige Beschränkung für die Randkoordinaten, dass sie im

Modellgebiet liegen. Exemplarisch wurde die Randkopplung für das Elbmodell der BAW (OPTEL-C) verwirklicht. Da dieses Modell auf einem unstrukturierten Gitter arbeitet, wurden seine Randzellen so gewählt, dass ihre Lage und Größe mit der von Zellen aus dem BSH-ku-Modell übereinstimmt. Das erleichtert auf Seiten des externen Modells die Interpolation (konkret entfällt sie in der horizontalen Ebene), ist aber nicht notwendig.

In der Vertikalen arbeitet *BSHcmod* mit einer verallgemeinerten Koordinate s . An Endnutzer werden gewöhnlich auf feste z -Werte interpolierte Modelldaten weitergegeben. Um unnötige Ungenauigkeit durch doppelte Interpolation zu vermeiden, werden als Randwerte Variablen bezüglich s zusammen mit der jeweiligen Schichtdicke übergeben. Die Interpolation auf die vertikale Struktur des externen Modells erfolgt wie auch bei *OpenMI* auf Seiten des externen Modells.

Grundsätzlich können alle prognostischen und diagnostischen Variablen aus *BSHcmod* übergeben werden. Die Auswahl liegt beim externen Modell. Für OPTEL-C wurden der Wasserstand, die Schichtdicken und der Salzgehalt alle 5 Minuten ausgegeben. Im prä-operationellen Betrieb fragt das BAW-Modell zur Zeit alle 3 Stunden, ob neue Randwerte bereitstehen.

Es ist einsichtig, dass auf diese Weise nur eine einseitige Kopplung an das ku-Modell erfolgt. Eine Übergabe von Information aus dem externen, andersartigen Modell an das ku-Modell würde neue konzeptionelle Überlegungen erfordern.

5.5 Szenarien zur Verifikation

Das beschriebene Verfahren zur Randwertübergabe arbeitet auch im Hindcast-Modus. So wurden für die von OPTEL-D zusammengestellten Verifikationszeiträume (inklusive mehrwöchiger Vorlaufzeiten) Randwerte für OPTEL-C berechnet.

Für diese Szenarien wurden die Modellgrößen Temperatur, Salzgehalt, Strömungen und Wasserstand (ku) mit Langzeitmessungen im Mündungsbereich verglichen. Abb. 5.4 zeigt, dass dort schon die Ergebnisse von *BSHcmod*-ku teilweise gut mit Messungen übereinstimmen.

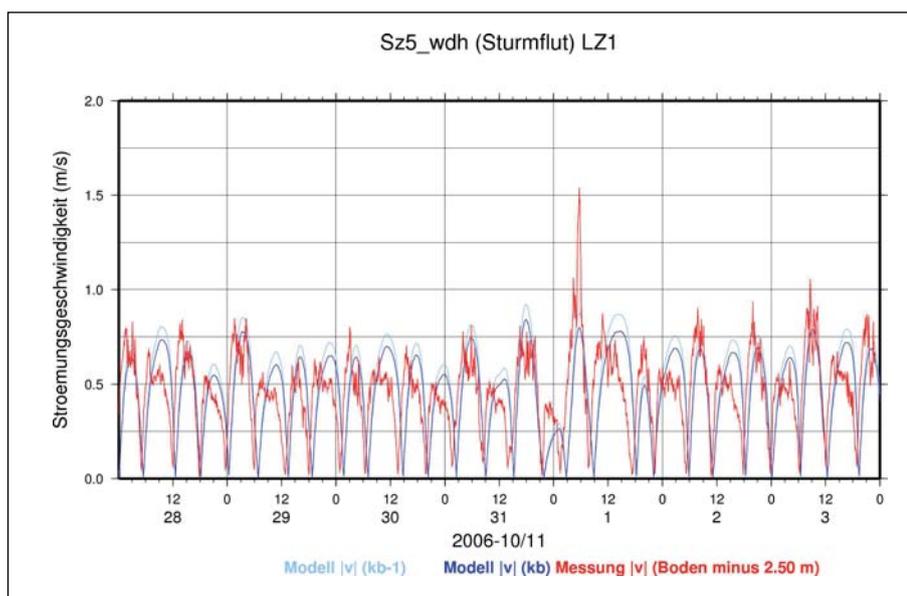


Abb. 5.4: Betrag der Bodenströmung (rot: Messung, dunkelblau: Modell, hellblau: nächst höhere Modellschicht) vor und während der Allerheiligen-Sturmflut 2006.

Eine Nachrechnung der Szenarien mit dem um die Unterelbe erweiterten *BSHcmod* wird erfolgen, sobald die Arbeiten an der Verbesserung der Wasserstandsberechnung (Abschn. 6.4) abgeschlossen sind.

6 Beschreibung Elbemodell

Da das Elbemodell nur ein neues Modellkompartiment im Modellsystem *BSHcmod* ist, gilt die Beschreibung aus Abschnitt 5 im wesentlichen auch für das Elbemodell. Auf die modifizierten Randbedingungen an der Oberfläche (WAsP) und am Boden wurde in den Abschnitten 5.2.2.2 und 5.2.2.3 bereits hingewiesen. Die Randbedingung zum ku-Modell ist in 5.2.5.2 beschrieben, die für die Temperatur am offenen Rand bei Bleckede in 5.2.3.2. An dieser Stelle wird auf die für die Elbe spezifischen Elemente eingegangen.

6.1 Bathymetrie

In der Elbe verändert sich die Bathymetrie durch Sedimentumlagerungen und Prielverlagerungen so schnell, dass die Modellbathymetrie in kürzeren Zeiträumen (etwa alle 5 Jahre) mit Messungen abgeglichen werden muss. Selbst während des Projektzeitraums 2008–2011 wurde die Bathymetrie von 2003 durch eine neuere aus dem Jahr 2006 ersetzt. Vorhandene bathymetrische Daten werden von der BAW in einem digitalen Geländemodell (DGM) mit einer Rasterweite von 12,5m x 12,5m zusammengefasst. Auf Grundlage eines solchen DGM wurden den Gitterkoordinaten des el-Modells von Herrn Böker (BAW) Tiefenwerte zugeordnet. Konkret wurden der Netzwerkgenerator Janet der Firma *smile consult* GmbH genutzt, um die im Umfeld des gegebenen Orts liegenden DGM-Werte auf diesen zu mitteln (smile consult 2008).

In *BSHcmod* wird ursprünglich angenommen, dass die Bathymetrie $H = H(\lambda, \varphi)$ für $\zeta(\lambda, \varphi, t) = 0$ zugleich die Wassertiefe ist, und dass Gebiete mit $H \geq 0$ in Abhängigkeit von Gezeiten und Windstau überflutet werden. Gleichzeitig wird angenommen, dass Zuflüsse hinreichend tief sind, so dass sie niemals trockenfallen (Kleine 1994). Beide Annahmen gelten für die Elbe streng nur im Mündungsbereich. Daher wurden entsprechende Formulierungen im Modell verallgemeinert und wo nötig zwischen der mit wechselndem Vorzeichen behafteten Bathymetrie $H = H(\lambda, \varphi)$ und der als Summe der Schichtdicken immer positiven Wassertiefe unterschieden (Abb. 6.1).

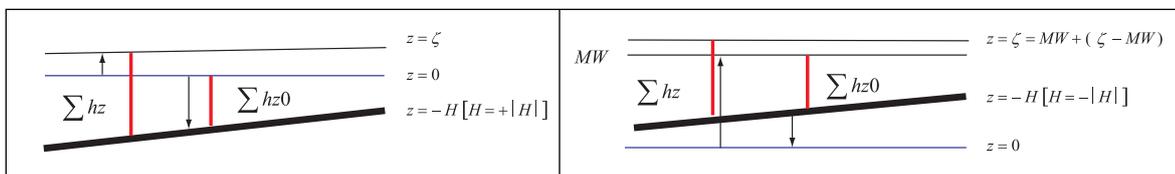


Abb. 6.1: Schematische Darstellung von Bathymetrie und Wassertiefe im Mündungsbereich (li) und in Gebieten mit positiver Bathymetrie (re).

Abb. 6.2 a zeigt die konkrete Bathymetrie der Elbe im Raum Geesthacht (auch oberhalb der Staustufe) bezogen auf $z=0$. Dagegen entspricht die Bathymetrie bezogen auf MW (Abb. 6.2 b) in etwa der mittleren Wassertiefe.

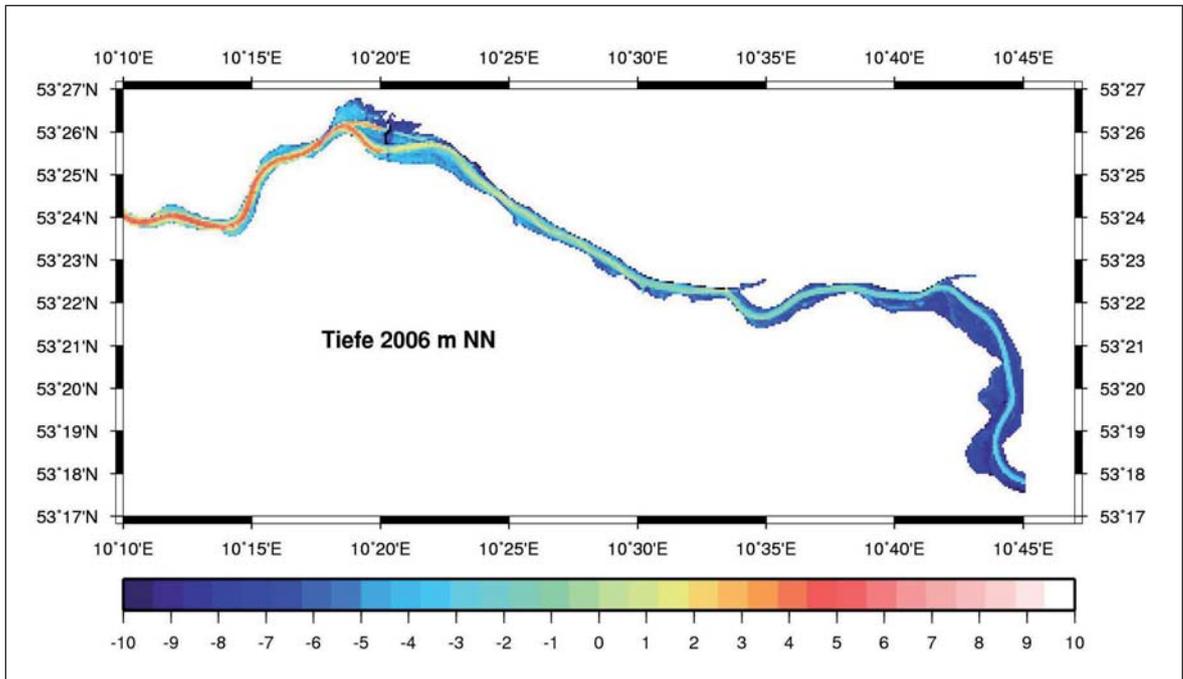


Abb. 6.2 a: Bathymetrie im Bereich Geesthacht und oberhalb, relativ zu $z = 0$

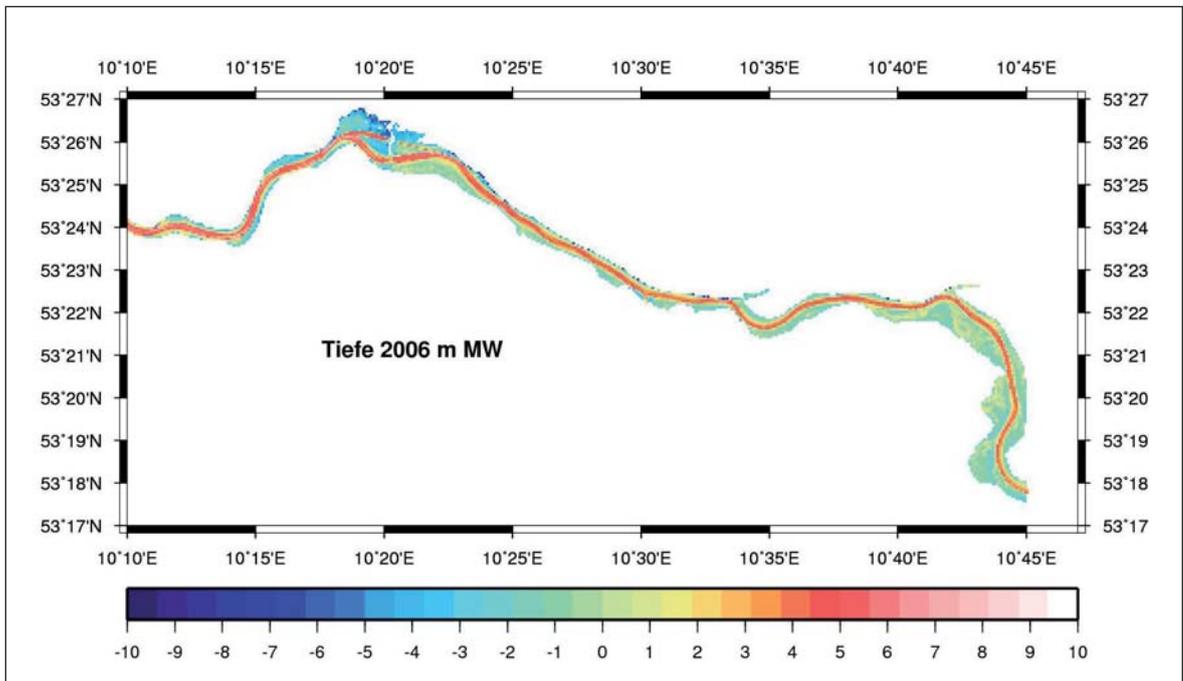


Abb. 6.2 b: Bathymetrie im Bereich von Geesthacht und oberhalb, relativ zu MW

Insbesondere wurden die Referenzschichtdicken (vergl. Abschn. 5.2.1) in Bezug zu einem mittleren Wasserstand (näherungsweise MW) (Abb. 6.1re) statt relativ zu $\zeta(\lambda, \varphi, t) = 0$ (Abb. 6.1li) festgelegt. Dadurch wird nicht nur eine sinnvolle Anfangsverteilung der Schichtdicken erreicht, sondern auch gewährleistet, dass Parametrisierungen als Funktion der Referenzschichtdicken sinnvoll bleiben.

Im Hinblick auf Abb. 6.2 a u. b ist in Abb. 6.2 c noch die Bathymetrie im Staustufenbereich bezogen auf $z = 0$ dargestellt.

	1455	1456	1457	1458	1459	1460	1461	1462	1463	1464	1465	1466	1467	1468	1469	1470	1471	1472	1473	
848	-5.63	-6.86	*****																	
849	-6.47	-6.54	-6.92	*****																
850	-8.08	-6.66	-8.77	*****																
851	-8.29	-6.55	-7.02	-6.45	-8.15	-7.35	-7.36	-7.62	-7.86	*****										
852	-5.54	-6.14	-6.41	-6.44	-6.25	-7.42	*****													
853	-4.39	-4.04	-4.65	-4.49	-4.56	-6.11	-7.67	*****												
854	-5.37	-5.21	-5.82	*****			-5.29	-6.53	*****											
855	-4.97	-5.32	-6.48	-6.90	-6.30	-6.37	-5.71	-7.87	*****		-8.85	-7.78	-7.82	*****						
856	1.30	-5.57	-6.06	-5.79	-6.42	-6.98	-6.92	-8.45	-7.15	*****										
857	3.07	2.30	3.22	1.25	-7.15	-7.42	-7.64	-7.71	-7.96	*****										
858	3.20	3.29	3.29	3.45	3.65	3.74	-4.58	-6.33	-7.08	*****										
859	-4.81	-4.04	2.24	2.07	2.97	3.26	3.11	2.87	-1.26	-2.81	*****									
860	-4.99	-4.94	-4.86	-4.88	-5.14	1.20	-3.21	-1.11	-2.34	*****										
861	-4.65	-4.64	-5.01	-4.76	-4.69	-4.89	-4.53	-5.68	*****											
862	-5.24	-4.47	-4.27	-4.83	-4.85	-4.84	-5.13	-7.13	*****		-6.30	-6.63	-6.55	-5.49	-6.02	-4.86	-3.08	-.55	.03	.04
863	-5.20	-5.32	-5.30	-4.40	-4.77	-4.88	-4.80	-5.42	*****		-6.23	-6.24	-6.18	-4.60	-4.62	-5.17	-4.40	-5.85	-6.07	-4.38
864	.34	-3.85	-5.40	-5.32	-5.21	-5.25	-5.04	-5.27	*****		-6.24	-6.43	-5.46	-4.42	-3.84	-4.93	-3.68	-3.77	-4.21	-5.02
865	1.06	.65	-3.10	-4.45	-5.55	-5.78	-5.58	-5.43	*****		-6.27	-6.40	-4.78	-4.06	-4.69	-3.73	-3.69	-3.77	-3.99	-5.21
866	2.51	1.21	.30	-2.65	-3.55	-4.30	-4.98	-5.82	*****		-7.17	-8.78	-5.66	-5.51	-4.96	-5.11	-5.61	-3.99	-1.62	
867	5.11	2.70	1.58	1.72	1.53	.95	-3.10	-3.01	-1.99	-4.30	-3.54	-3.45	-2.66	-2.12	.47	.70	1.43	1.45	1.11	
868	2.98	4.88	3.18	2.01	1.98	2.28	1.38	.59	1.75	-1.30	.42	.82	1.22	1.27	1.29	1.29	1.27	1.22	1.15	
869	-2.39	2.34	3.52	3.97	3.35	3.31	3.16	2.97	2.00	-1.30	1.03	1.09	1.50	1.54	1.40	1.21	.27	-.76	.03	
870	-4.74	-1.29	-1.71	2.08	4.26	4.04	1.36	1.29	1.46	-7.50	-1.22	-.33	.72	-.11	-.97	-1.14	-2.11	-2.78	-2.28	
871	*****	-2.32	-1.75	-2.75	-3.49	-3.37	-3.18	-3.56	*****		-5.22	-4.76	-3.76	-3.60	-3.96	-3.27	-3.87	-4.45	-4.68	
872	*****	-4.60	-2.85	-1.99	-3.27	-3.39	-3.48	*****			-3.20	-3.13	-3.45	-4.27	-4.76	-4.56	-4.44	-4.75	-4.37	
873	*****	*****		-5.87	-5.67	-4.75	-3.83	*****			-4.42	-4.33	-4.16	-4.15	-4.18	-3.95	-3.71	-4.04	-3.98	
874	*****	*****																		
875	*****	*****																		
876	*****	*****																		

Abb. 6.2 c: Modellbathymetrie im Staustufenbereich, oben und links die zugehörigen Indices (West–Ost, Nord–Süd). Bei (1464, 868–869) befindet sich das Wehr. Tiefen [m] bezogen auf $z=0$ m NN, positiv nach unten. * Landpunkte.

6.2 Wehr

Die Ausdehnung des Modellgebiets über Geesthacht hinaus bis Bleckede erforderte eine numerische Realisierung des Wehrs in Geesthacht (Abb. 6.3). Dort wird das Wasser gestaut und fällt oder schießt über 4 einstellbare Wehrsektoren in den unterhalb des Wehrs gelegenen Flussabschnitt. Die Modellgleichungen sind durch Annahmen so eingeschränkt, dass sie weder Fallen noch Schießen simulieren können. Auch die durch diese Prozesse unterhalb des Wehrs erzeugte turbulente Bewegung ist von anderer Art als die im Modell parametrisierte.

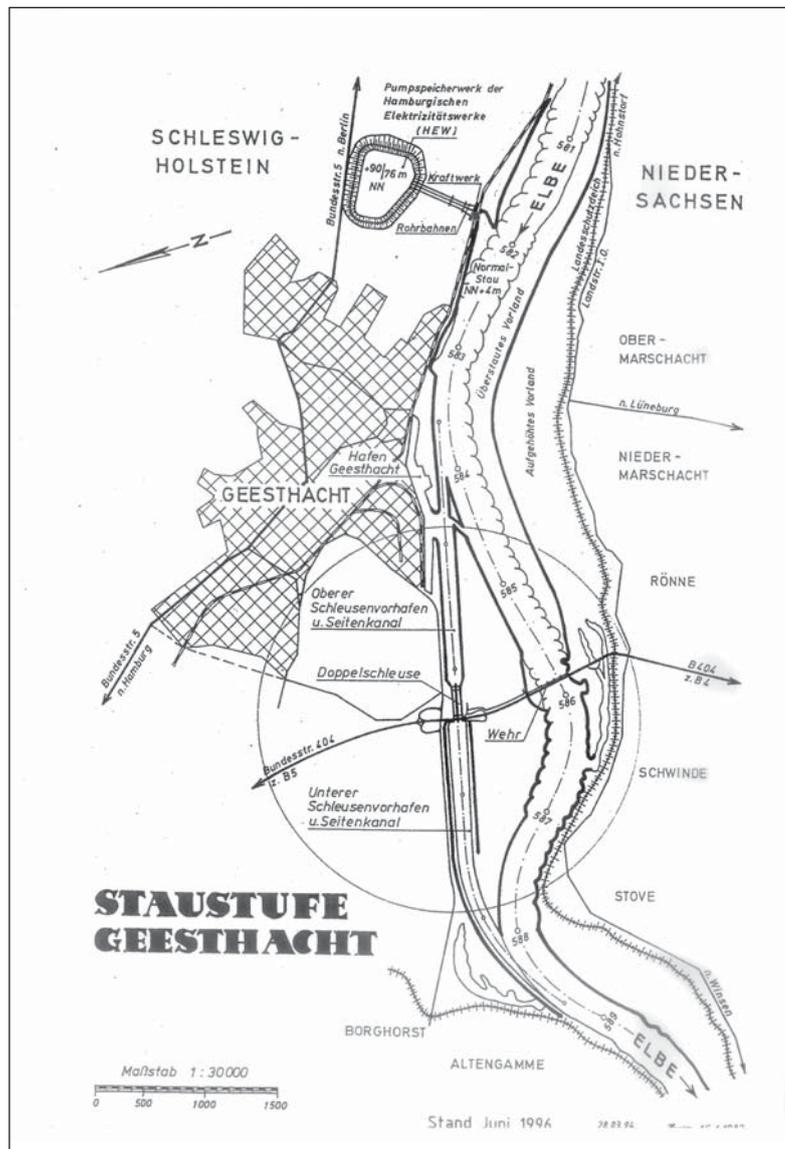


Abb. 6.3: Wehr Geesthacht, Übersichtskarte (WSD Nord 1996)

Indices (s. Abb. 6.2 c)		Tiefe [m NN]		Bezeichnung	
1463,867	1464,867	1,99	4,30	u867_L	o867_B
1463,868	1464,868	-1,75	1,30	u868_N	o868_N
1463,869	1464,869	-2,00	1,30	u869_S	o869_S
1463,870	1464,869	-1,46	7,50	u870_S	o870_L

Tab. 6.1: Indices, Tiefen und Bezeichnung der Modellpunkte im Wehrbereich (s. nachfolgende Abb. 6.4 und 6.5). Die rote Linie kennzeichnet die Lage des Wehres im Modell.

Durch einen von Herrn Kleine (BSH) vorgeschlagenen Ansatz werden Fallen oder Schießen vermieden, indem der durch die Fallhöhe erzeugte Druckgradient in der Gleichung für die horizontale Strömung in einem Zwischenschritt in seiner Wirkung auf die horizontale Geschwindigkeit kom-

pensiert wird. Die modifizierte Strömung ist jeweils zwischen einer Gitterzelle oberhalb und der in Strömungsrichtung unterhalb liegenden Gitterzelle definiert. Das Wehr in Geesthacht besteht in diesem Sinne aus zwei Wehren (Wehrsegmenten) von jeweils 90m Breite. Bei zukünftiger höherer Auflösung lassen sich auch im Modell die 4 Sektoren einzeln darstellen.

Die Abbildungen 6.4 und 6.5 zeigen Wasserstandsverläufe unterhalb des Wehres (z.B. Gitterzelle u868_N), oberhalb des Wehres (z.B. Gitterzelle o868_N) und im Bereich der Überlaufschwelle (4,3m NN, Gitterzelle o867_B). Zum Vergleich sind die Wasserstandsverläufe in Cuxhaven und Hohnstorf dargestellt. In Abb. 6.4 sind beide Modellwehre während des betrachteten Zeitraums geschlossen. Trotzdem konnte sich während der simulierten Sturmflut (Allerheiligenflut 2006) das Wasser flussaufwärts ausbreiten. Die Überlaufschwelle wird dagegen nur kurz überspült. Die Gitterzelle u867_L, ein unter mittleren Verhältnissen trockenes Gebiet, wird dagegen für längere Zeit überflutet.

Um das Öffnen und Schließen des Wehrs zu testen, wurde über einen Tag, zusammenfallend mit der Sturmflut, am flusseitigen Rand ein künstlich erhöhtes Oberwasser mit maximal 3600 m³/s vorgegeben. Nach dem Öffnen der Sektoren (bei einem Oberwasser über oder gleich 1200 m³/s) erhöht der zusätzliche Transport den Wasserstand unterhalb der Wehre und erniedrigt ihn oberhalb (Abb. 6.5). Gleichzeitig wird der Landpunkt (u867_L) überflutet. All das geschieht im Modell instantan, während die entsprechende Anpassung beim Schließen des Wehrs mit einer leichten Verzögerung geschieht.

Bei geöffnetem Wehr fließt bei weiterer Zunahme (vergleiche Wasserstandsverlauf in Hohnstorf) dann für längere Zeit auch Wasser über die Überlaufschwelle. Bei abnehmendem Oberwasser entfällt zuerst der Transport über die Überlaufschwelle, dann schließen die Wehre (Oberwasser < 1200 m³/s) und schließlich fällt der Landpunkt trocken.

Der Oberwasserzufluss wurde so konstruiert, dass der Scheitel der Oberwasserwelle etwa zeitgleich mit dem Sturmflutscheitel das Wehr erreicht. Tatsächlich trifft er etwas früher als die Oberwasserwelle ein (vergl. Hohnstorf) und verlängert so die Hochwasserphase.

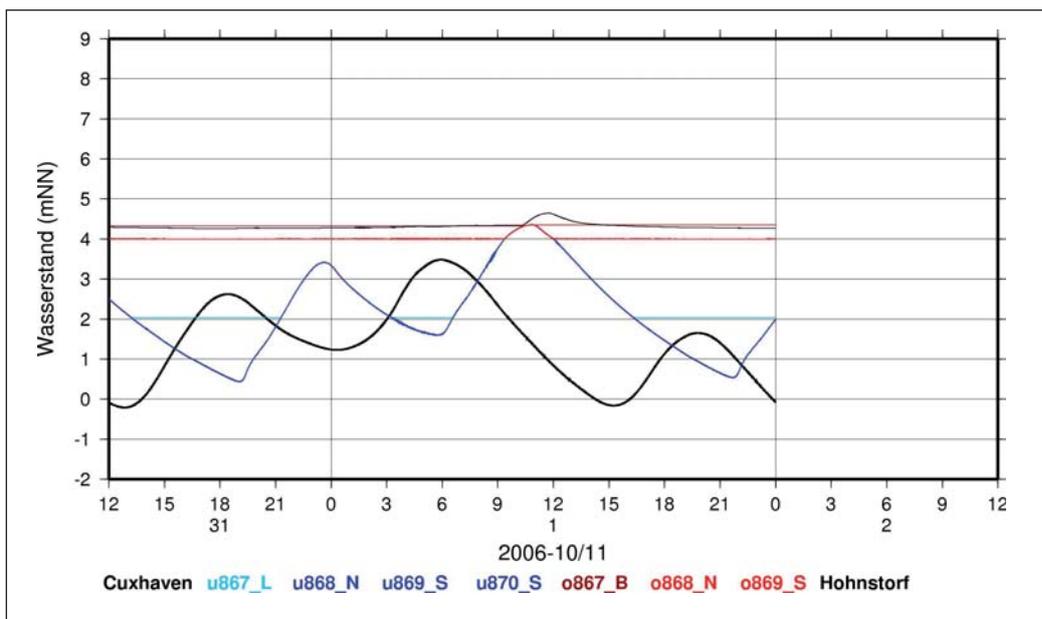


Abb. 6.4: Wasserstandsverläufe während der Sturmflut vom 01.01.2006, Oberwasser 300 m³/s.

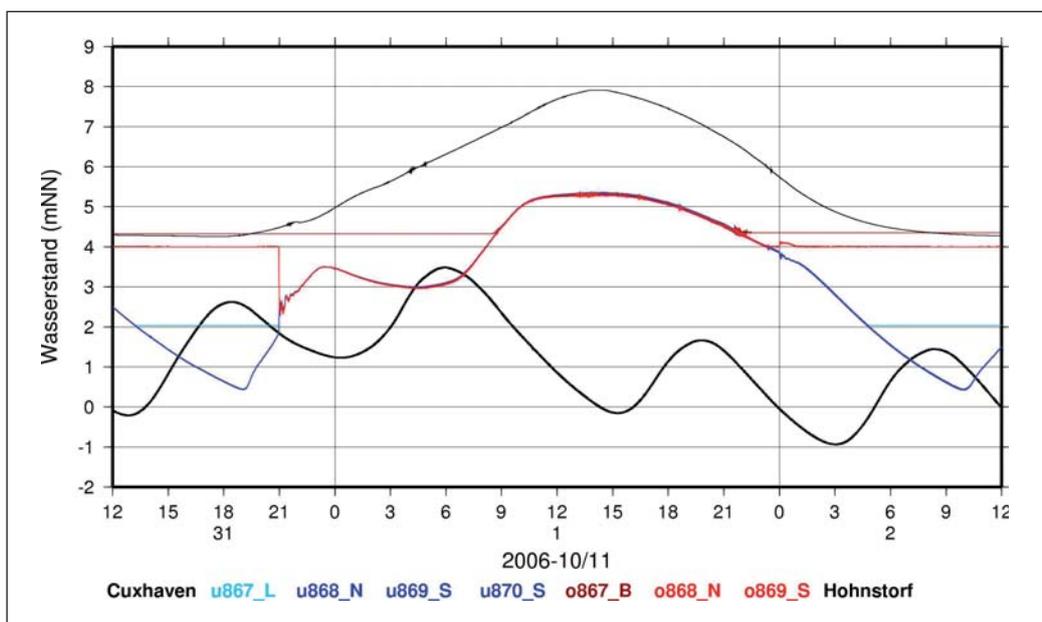


Abb. 6.5: Wasserstand während der Sturmflut vom 01.01.2006 bei experimentell kurzfristig stark erhöhtem Oberwasser (bis 3600 m³/s)

Durch das sehr hohe Oberwasser sind, wie auch bei realistischem hohem Oberwasser, die stromab gerichteten Strömungsgeschwindigkeiten (Abb. 6.6) gegenüber denen bei mittlerem bis geringem Oberwasser (Abb. 6.7) deutlich größer. In den Abbildungen 6.6, 6.7, 7.11, und 7.12 sind die Vertikalgeschwindigkeiten zur Hervorhebung mit einem Faktor 50 multipliziert. Gezeitenbedingte Richtungswechsel der Strömungen (Flutströme) treten unter solchen Bedingungen stromauf von Hamburg praktisch nicht mehr auf.

Die gezeigten Längsschnitte verlaufen entlang des Thalwegs von Bleckede bis zum seeseitigen Modellrand. Zur Orientierung sind die entsprechenden Oberflächenströmungen gezeigt (Abb. 6.8 und 6.9). In Hamburg verläuft der hier definierte Thalweg durch den Köhlbrand und die Süderelbe.

Wasserstandsverläufe und Strömungen erscheinen sinnvoll und der Wehrmechanismus arbeitet in allen Situationen erwartungsgemäß. Das hohe Oberwasser im Januar 2011 hat gezeigt, dass die Stellungen der Sektoren nach momentanen Erfordernissen statt nach starren Regeln erfolgt. Vom Dezernat „Regionales Management“ der WSD-Ost und dem WSA Lauenburg wurde eine operationelle Bereitstellung der aktuellen Stellungen der vier Sektoren der Staustufe Geesthacht eingerichtet. An einer Integration dieser Informationen in den Vorhersageablauf wird im BSH gearbeitet.

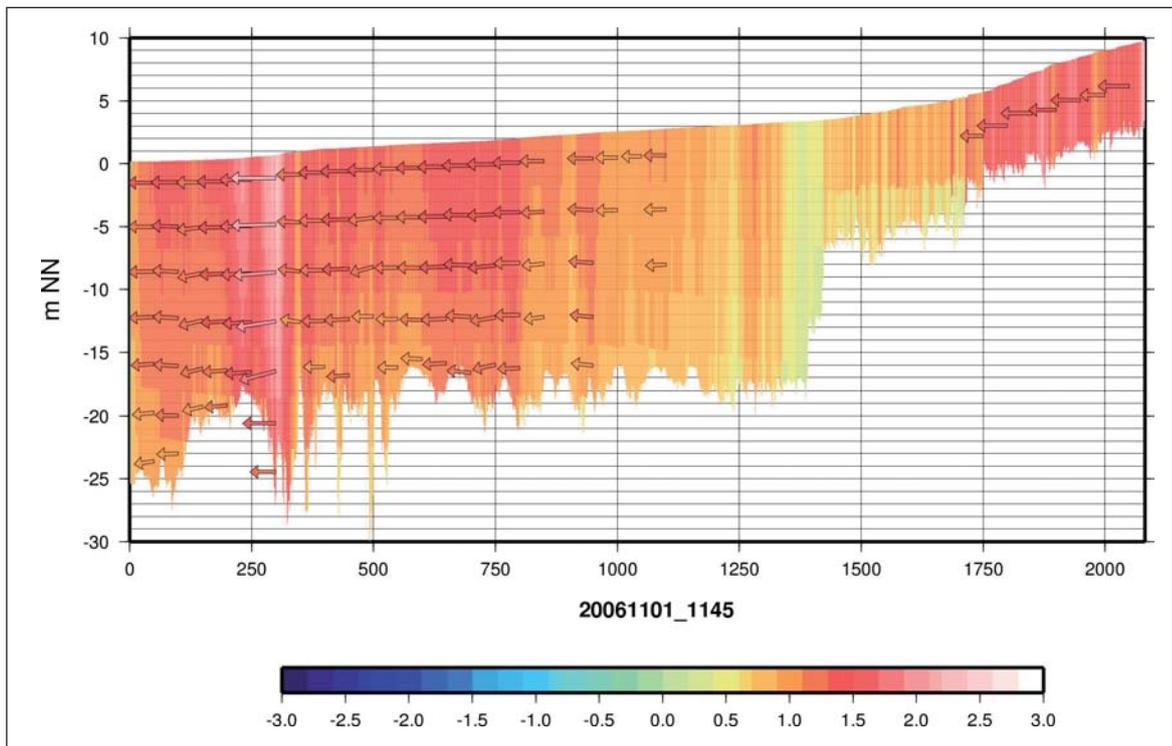


Abb. 6.6: Strömungen bei ablaufendem Wasser unter dem Einfluss extrem erhöhten Oberwassers ($3500 \text{ m}^3/\text{s}$) und einer Sturmflut (Allerheiligenflut 01.11.2006), Wehrsektoren geöffnet (farblich Betrag der Geschwindigkeit, Pfeile für Geschwindigkeiten $> 1 \text{ m/s}$)

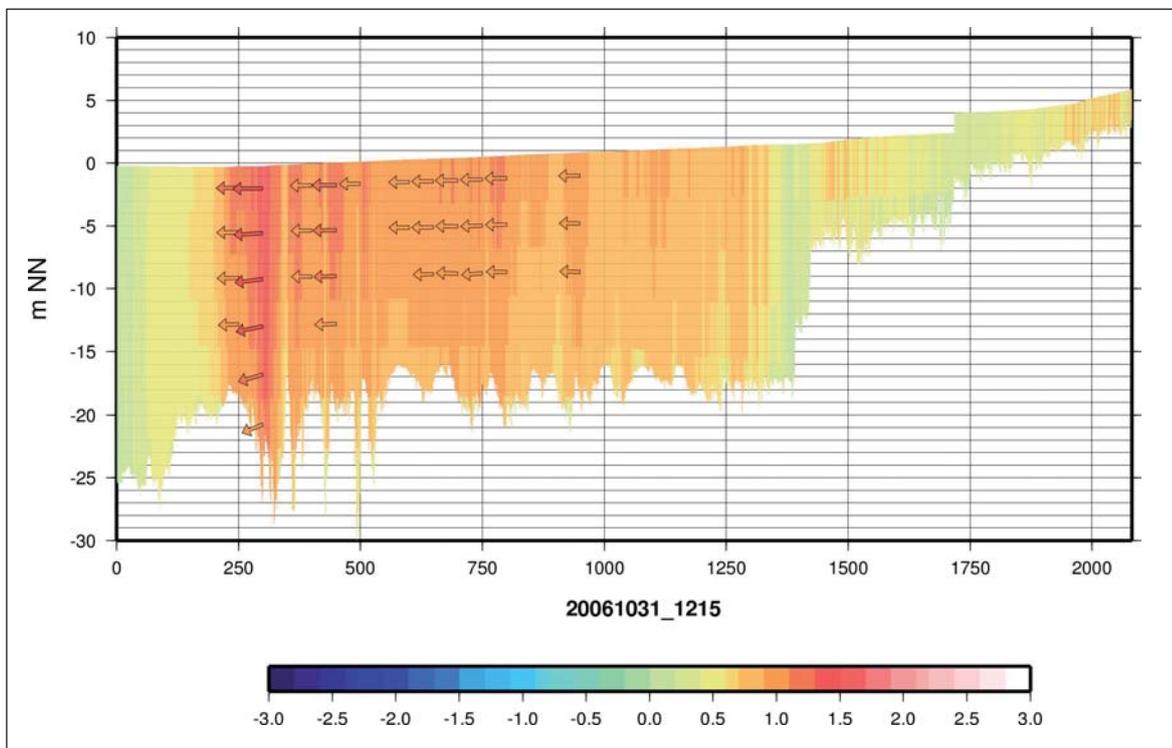


Abb. 6.7: Strömungen bei ablaufendem Wasser vor der Sturmflut (Allerheiligenflut 01.11.2006), Wehre geschlossen (farblich Betrag der Geschwindigkeit, Pfeile für Geschwindigkeiten $> 1 \text{ m/s}$)

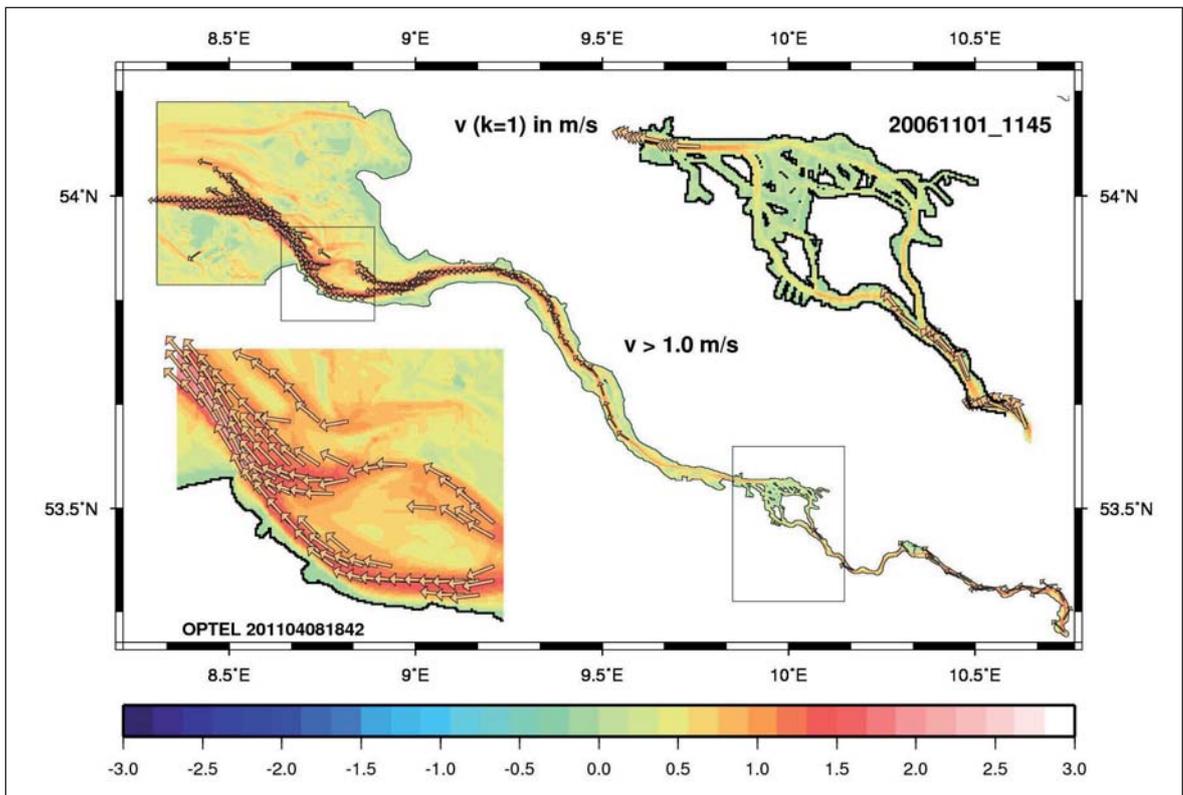


Abb. 6.8: Oberflächenströmung entsprechend Abbildung 6.6
(Hintergrund Betrag der Geschwindigkeit, Pfeile für Geschwindigkeiten > 1 m/s)

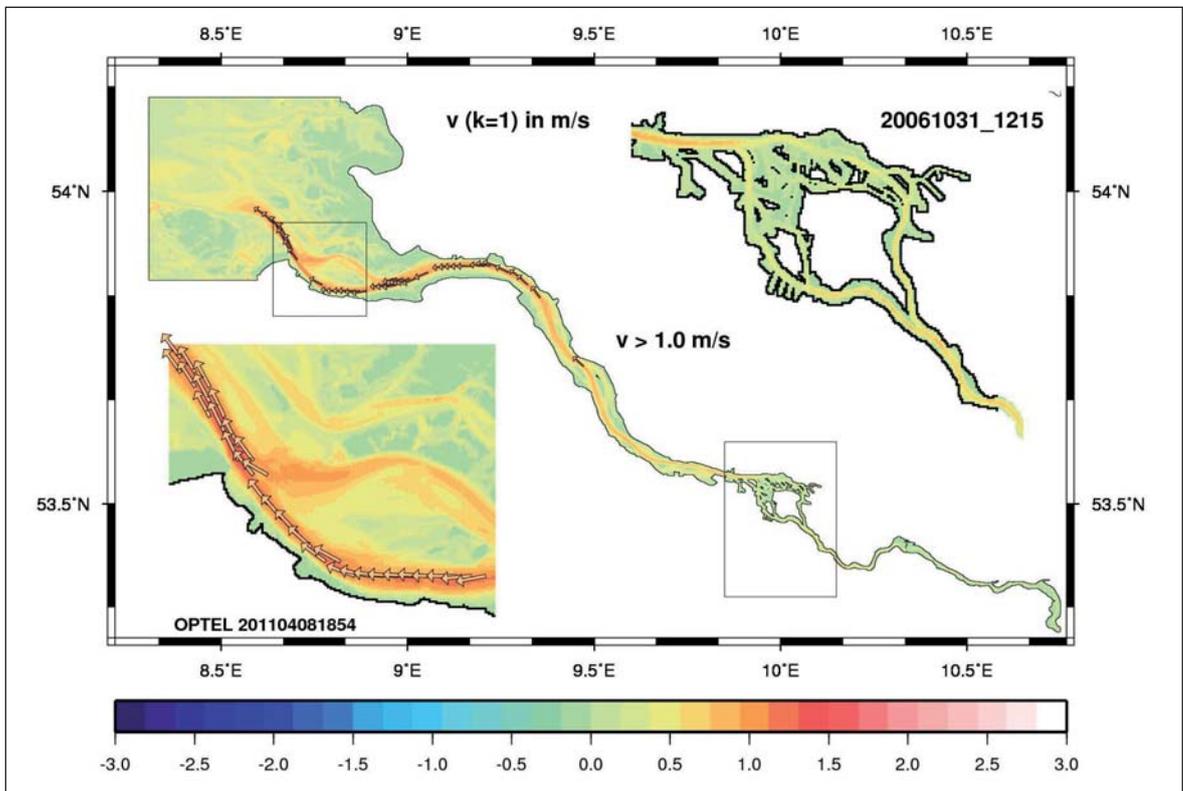


Abb. 6.9: Oberflächenströmung entsprechend Abbildung 6.7
(Hintergrund Betrag der Geschwindigkeit, Pfeile für Geschwindigkeiten > 1 m/s)

6.3 Modellstruktur

Die zeitliche Diskretisierung in *BSHcmod* ist größtenteils eine explizite. Nach bekannten Stabilitätsbedingungen darf ein Wasserteilchen oder eine Information während eines Zeitschnittes höchstens in die benachbarte Gitterzelle transportiert werden, d.h. der Zeitschritt ist durch den Gitterabstand und charakteristische Geschwindigkeiten beschränkt. Dabei werden Dynamik und Transport von Wärme und Salz von unterschiedlichen charakteristischen Geschwindigkeiten bestimmt und können daher mit unterschiedlichen Zeitschritten gerechnet werden. In *BSHcmod* war bei Projektbeginn der Zeitschritt für den Transport von Wärme und Salz durch die Programmstruktur für alle Modelle gleich und durch den Gitterabstand im feinsten Modell festgelegt. Diese unnötige Limitierung wurde durch eine Umstrukturierung des Programms aufgehoben (Abb. 6.10).

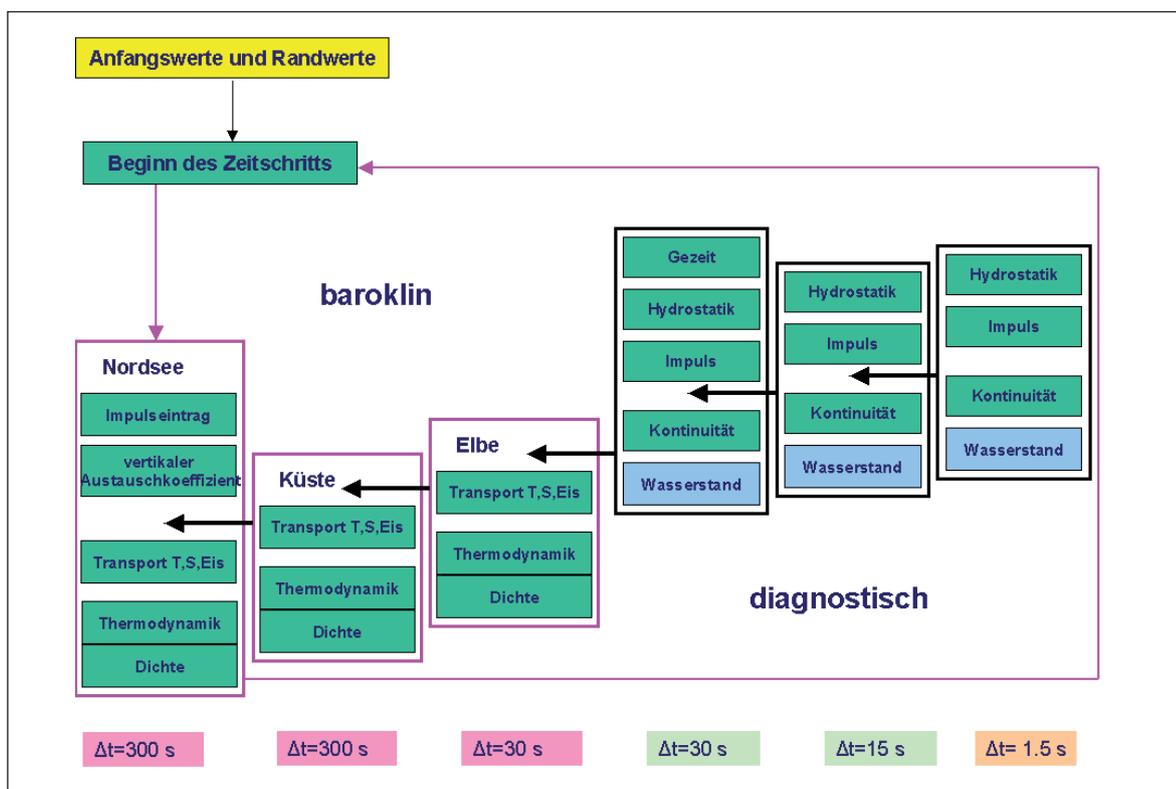


Abb. 6.10: Programmablauf nach Umstellung

6.4 Wasserstand

Wesentliche Elemente des Wasserstandsverlaufs entlang der Elbe wurden ohne weitere Annahmen mit den gewählten Ansätzen simuliert, insbesondere die zunehmende Asymmetrie von Flut- und Ebbast in Richtung Oberelbe (Gönnert et al. 2004). Auch die Höhe und Eintrittszeit von Sturmfluten in Hamburg und Geesthacht wurden sowohl bei hohem Oberwasser als auch bei niedrigem Oberwasser gut vorhergesagt. Im Detail ergeben sich aber signifikante Abweichungen von der Beobachtung.

Im Prinzip ist die Entwicklung einer Schwerewelle in Tideflüssen gut verstanden. Analytische Betrachtungen finden sich z. B. bei Prandle (2009) und Savenije et al. (2008). Die Asymmetrie der Gezeitenkurve beschreiben schon bekannte einfache Gleichungen (Lamb 1932). Ist ζ nicht mehr gegenüber der Tiefe zu vernachlässigen, gewinnen die nichtlinearen Terme in der kinematischen Randbedingung an Bedeutung und die Ausbreitungsgeschwindigkeit von Schwerewellen wird näherungsweise $\sqrt{g(H + \zeta)}$ statt \sqrt{gH} , d. h. unterschiedlich für Flut- und Ebbstrom. Dieser Effekt wird verstärkt, wenn zusätzlich die Tiefe und/oder die Breite abnimmt und dadurch ζ anwächst. Die Modellgleichungen sind in dieser Hinsicht nicht eingeschränkt, und die zeitliche Änderung des Wasserstandes zeigt flussaufwärts eine zunehmende Asymmetrie und Amplitude. Trotzdem sind die simulierten Wasserstandskurven nicht befriedigend. Probleme wie zu hohe Niedrigwasser, die sich schon im operationellen Modell der Deutschen Bucht andeuten, verstärken sich in der Elbe. Auch die Kurvenform zeigt systematische Abweichungen von der Beobachtung. Als Erklärung für die Probleme bieten sich für die Elbe ungültige Approximationen in den Modellgleichungen, unzureichende numerische Verfahren, nicht adäquate Auflösung in der Darstellung der Bathymetrie und schlecht gewählte Parameter an. In 6.4.1 wird die erste Erklärung diskutiert, in 6.4.2 die letzte. Auf die Grenzen der verwendeten numerischen Verfahren wurde bereits in Abschnitt 5.3 hingewiesen. Vergleichsrechnungen mit feinerer Auflösung der Bathymetrie erlaubt die derzeitige Rechnerkapazität am BSH nicht. Während *BSHcmod* horizontal auf einem regelmäßigen Gitter arbeitet, ist im Modell der BAW (OPTEL-C) das horizontale Gitter für die gegebene Bathymetrie optimiert. Das beschriebene Problem wurde dadurch teilweise beseitigt (Kremp 2011). Für beide im OPTEL-Projekt entwickelten Verfahren gilt, dass das Wasserstandsproblem bereits in den größeren Modellteilen besteht.

6.4.1 Approximationen in den Modellgleichungen

Betrachtet man gemessene Wasserstandsverläufe entlang der Elbe (Abb. 2.5), erscheint es nicht nötig, die hydrostatische Annahme fallen zu lassen. Als problematisch wird jedoch die darin eingeschlossene Vernachlässigung der horizontalen Komponente der Erdrotation $2\vec{\Omega} = (0, 0, f)$ statt $2\vec{\Omega} = (0, \tilde{f}, f)$ angesehen.

Es wird vermutet, dass \tilde{f} in ähnlicher Weise Einfluss auf die Form der „Gezeitenstromellipse“ in den vertikalen Ebenen hat wie die vertikale Komponente f auf die Form der Gezeitenstromellipse in der horizontalen Ebene (Prandle 2009). Das wird deutlich bei einer Betrachtung der absoluten Vorticity $2\vec{\Omega} + \nabla \times \vec{v}$. In der Gleichung ihrer zeitlichen Entwicklung beschreibt der Term $(2\vec{\Omega} \cdot \nabla) \vec{v}$ die Umverteilung zwischen den Komponenten.

Eine Umformung der Bewegungsgleichungen 1–3 verdeutlicht den Einfluss der absoluten Vorticity. In der hydrostatischen Approximation von *BSHcmod* hat sie unter Berücksichtigung von \tilde{f} die Form:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \left(\tilde{f} + \frac{\partial u}{\partial z} \right) w - \left[f + \left(\frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} - \frac{1}{R} \frac{\partial u}{\partial \varphi} \right) \right] v = - \frac{1}{R \cos \varphi} \left[\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial \lambda} + \frac{\partial \phi_G}{\partial \lambda} + \frac{1}{2} \frac{\partial (u^2 + v^2)}{\partial \lambda} \right] + F_{hu} + F_{vu}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \left[f + \left(\frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} - \frac{1}{R} \frac{\partial u}{\partial \varphi} \right) \right] u - \left(- \frac{\partial v}{\partial z} \right) w = - \frac{1}{R} \left[\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial \varphi} + \frac{\partial \phi_G}{\partial \varphi} + \frac{1}{2} \frac{\partial (u^2 + v^2)}{\partial \varphi} \right] + F_{hv} + F_{vv}$$

$$\left(- \frac{\partial v}{\partial z} \right) v - \left(\tilde{f} + \frac{\partial u}{\partial z} \right) u = - \left[\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + \frac{\partial \phi}{\partial z} + \frac{1}{2} \frac{\partial (u^2 + v^2)}{\partial z} \right]$$

Ein anderer für Gezeitenströme noch nicht untersuchter Aspekt der Wirkung der horizontalen Komponente der Erdrotation ist ihr Einfluss auf die Dicke der Boden- und Oberflächenreibungsschicht sowie auf den vertikalen Austauschkoeffizienten. In numerischen Experimenten für $\varphi = 30^\circ N$ und eine Wassertiefe von 150m findet Wakata (2011) eine deutliche Abhängigkeit der Dicke der Reibungsschicht von der Richtung einer vorgegebenen geostrophischen Strömung. Auch der im Experiment ermittelte vertikale Austausch unterscheidet sich markant für Ost- und Westströmung in der Wassersäule.

6.4.2 Variation „freier Modellparameter“

Werden die gewählten Ansätze als physikalisch sinnvoll akzeptiert, enthält *BSHcmod* wenig „freie Modellparameter“: den Bodenreibungskoeffizienten und die maximale Mischungsweglänge im Ansatz für den turbulenten vertikalen Impulsaustausch. Ferner kann die Art der s -Koordinate gesteuert werden.

Kalibrierungsmöglichkeiten über „freie Modellparameter“ sind daher in *BSHcmod* eingeschränkt. Insbesondere ist der Bodenreibungskoeffizient eine globale Konstante für jedes Modellkompartiment. In OPTEL-C (Kremp 2011) sind umfangreiche Untersuchungen zum Einfluss der Bodenreibung gemacht worden. Auf dieser Grundlage wurden mit *BSHcmod* ein Sensitivitätstest gemacht. Betrachtet wurden Niedrigwasser (NW), Hochwasser (HW) und Tidenhub (HW-NW) für Cuxhaven, Brunsbüttel, St. Pauli, Zollenspieker und Geesthacht-UP. Die Rechnungen wurden alle vom gleichen Zustand gestartet. Verglichen wurde jeweils das zweite NW einer Simulation und das darauffolgende HW. Während des betrachteten Zeitraums war das Oberwasser niedrig, das Wehr auf 4m NN fixiert und der Wind schwach. In Hohnstorf wurde als „HW“ immer der Wert am Ende einer Simulation definiert. Zwischen $r = r_{el} = 0,0017$ und $r = 0,1 r_{el}$ wurden vier weitere Werte für r angenommen.

Das NW nähert sich an allen betrachteten Orten mit abnehmendem r der Messung an. Für den kleinsten benutzten Wert ($r = 0,1 r_{el}$) wird in Geesthacht-UP das beobachtete NW erreicht, während die Abweichung von der Messung in Cuxhaven vergleichsweise unsensibel gegenüber einer Reduktion von r ist. Am signifikantesten ist die Reduktion der Abweichung in St. Pauli. Dort ist aber auch die Abweichung des Referenzzustandes von der Beobachtung am größten.

Das HW nimmt mit abnehmendem r zu und zeigt zwischen Cuxhaven und Geesthacht-UP für $r = 0,1 r_{el}$ maximale Abweichung von der Beobachtung. Die Rate der Zunahme längs der Elbe weist jedoch deutliche Unterschiede auf. Im Modell nimmt das HW der hier betrachteten Pegel von Brunsbüttel bis Geesthacht etwa linear zu, die Messung zeigt dagegen einen nichtlinearen Anstieg (vergl. Abb. 2.3). Bei $r = 0,5 r_{el}$ ist der Anstieg im Modell nur noch zwischen St. Pauli und Geesthacht linear. Dort bleibt er auch bei weiterer Abnahme von r linear. Dadurch ergeben

sich lokale Unterschiede in der Güte der Simulation, obwohl im Modell das HW zwischen St. Pauli und Geesthacht-UP relativ gleichmäßig mit der Abnahme von r zunimmt. In Hohnstorf nimmt das „HW“ dagegen mit der Abnahme von r ab und weicht für $r = r_{el}$ nur wenig von der Messung ab.

Der Tidenhub reagiert ähnlich wie das HW. Im betrachteten Beispiel zeigte der Tidenhub mit $r = r_{el}$ in Cuxhaven sehr geringe, in Brunsbüttel geringe, in St. Pauli große und für Zollenspieker wieder geringe Abweichungen von der Beobachtung. D.h. im Tidenhub ist der Anstieg von Brunsbüttel bis St. Pauli im Modell zu gering, danach bleibt die Abweichung etwa konstant. Mit der Abnahme von r steigt der Tidenhub zwischen Brunsbüttel und St. Pauli stärker. Dadurch wird die Abweichung in St. Pauli verringert. Zusätzlich wird der Tidenhub in St. Pauli aber auch in etwa gleicher Größenordnung auf Kosten eines unerwünschten Anstiegs in Cuxhaven und Brunsbüttel optimiert. Für $r = 0,5 r_{el}$ schneiden sich die Kurven des simulierten und des beobachteten Tidenhubs zweimal. Für alle kleineren Werte von r liegt der Tidenhub in allen betrachteten Orten über dem gemessenen.

In einer weiteren Sensitivitätsstudie wurde der im Modell berechnete vertikale Austauschkoeffizient (vergl. Abschnitt 5.2.2.1) willkürlich mit verschiedenen Faktoren zwischen 10 und 0,1 variiert. Erhöhte Koeffizienten zeigen wenig Wirkung, erniedrigte eine ähnliche Wirkung wie eine Reduktion von r (Abb. 6.11 mittelblaue Kurve), mit dem Unterschied, dass der vertikale Austauschkoeffizient nur in Gebieten mit mehr als einer Schicht wirksam werden kann, insbesondere nicht in Überflutungsgebieten und oberhalb von Geesthacht.

Im Fall mit gelegten Wehrsektoren, hohem Oberwasser und Sturmflut 04./05.02.11 wurde als Test r so gewählt, dass der Wasserstand in Hohnstorf reproduziert wird (Abb. 6.11, hellblaue Kurve). Danach wurde der vertikale Austausch verkleinert, um den Effekt zu hoher Bodenreibung im Unterlauf zu kompensieren (Abb. 6.11, hellgrüne Kurve). Diese Kombination hatte nicht den gewünschten Erfolg.

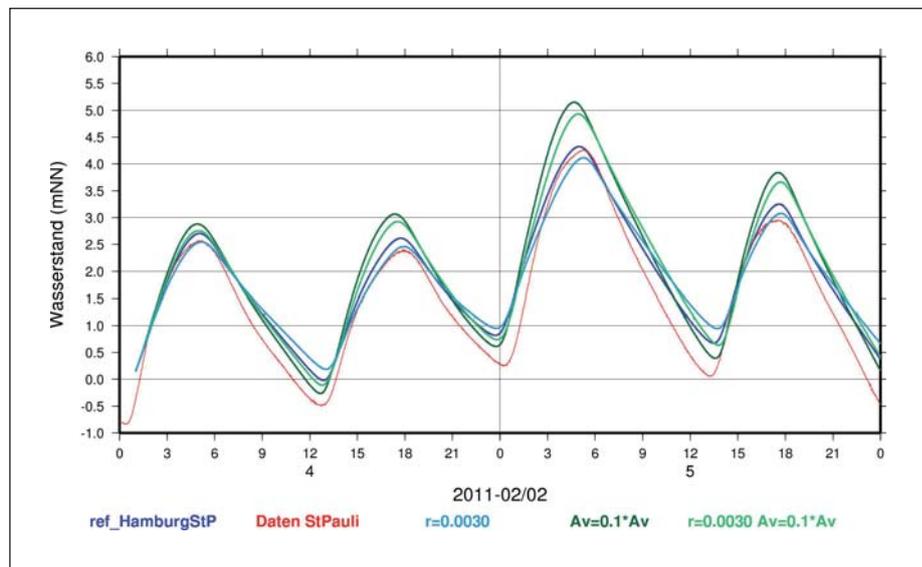


Abb. 6.11: Wasserstandsverlauf in St. Pauli 04./05.02.2011 mit variierten Parametern im Vergleich zum prä-operationellen Betrieb ($r = 0,0017$, A_v wie berechnet)

Das Fazit ist, dass sich über eine Modifikation des Bodenreibungskoeffizienten oder des vertikalen Impulsaustausches Hochwasserhöhen, Niedrigwasserhöhen und Tidenhub nicht gleichzeitig optimieren lassen. Eine räumlich und zeitlich variable Wahl des Bodenreibungskoeffizienten als Funktion der lokalen, momentanen Dicke der Bodenschicht oder der aktuellen Wassertiefe und natürlich der lokalen Bodenrauigkeit kann das Problem nicht vollständig lösen. Vielmehr wird vermutet, dass auch konzeptionelle Änderungen (z.B. die Berücksichtigung von \tilde{f}) und/oder ein den relativ großen horizontalen Wasserstandsgradienten angemesseneres numerisches Advektionsschema benötigt werden.

Bei der operationellen Nutzung der Modellergebnisse in der BSH-Wasserstandsvorhersage wird das Problem dadurch umgangen, dass nur der Stau als Differenz zu einer Modellgezeit in der Vorhersage berücksichtigt wird. Die zu Grunde liegende Annahme, dass auf diese Weise eine in beiden Rechnungen gleichartige Abweichung von der Natur eliminiert wird, stimmt für die Elbe wegen der Abhängigkeit der Ausbreitungsgeschwindigkeit der Information vom Wasserstand nur bedingt.

7 Prä-operationeller Betrieb

7.1 Anfangszustand

Der prä-operationelle Betrieb wurde im November 2011 von einem konstruierten Anfangszustand für die prognostischen Variablen gestartet:

$$\Delta h(t_A) = \Delta h_{ref}$$

$$\vec{v}(t_A) = 0 \text{ m/s}$$

$$\theta(t_A) = \bar{\theta}_{Randku}(t_A)$$

$$S(t_A) = (\lambda_{Randku} - \lambda_{el}) \frac{\bar{S}_{Randku}(t_A) - 0 \text{ ppm}}{\lambda_{Randku} - \lambda_{StPauli}}, S(t_A) = 0 \text{ ppm für } \lambda_{el} > \lambda_{StPauli}$$

$$\text{Eisparameter}(t_A) = \text{eisfrei}$$

Aus diesen Werten wurde bei einseitiger simultaner Kopplung an *BSHcmod* (ku) der eigentliche Anfangszustand berechnet. Es ist derjenige Zustand der sich nach einem Tag der Anpassung einstellt. Die „einseitige Kopplung“ bedeutet hier, dass in der beidseitigen Kopplung (Abschn. 5.2.5.2) die Rückkopplung ausgeschaltet wurde. Dieses Vorgehen ist für längere Vorhersagen ungeeignet. Daher wird in Modellen mit offenem Rand (z.B. das no-Modell) im Allgemeinen nicht alle am Rand verfügbare Information genutzt (z.B. Blayo et al. 2005). In UnTRIM (BAW 2004, OPTEL-C) wird der vertikal gemittelte Salzgehalt und mit zeitlicher Verzögerung der Wasserstand aus dem ku-Modell übernommen.

Hier diene die Phase mit einseitiger Kopplung lediglich der Glättung des Übergangs zwischen ku- und el-Modell. Entsprechend wurde für t_A eine Zeit mit auflaufendem Wasser gewählt. Danach wurde die Vorhersage wie beschrieben in beidseitiger simultaner Kopplung begonnen. Nach einigen Wochen hatte sich auch eine sinnvolle Salzgehaltsverteilung eingestellt. Spätere Vorhersagen, Testrechnungen oder Wiederholungen nach Änderungen werden von alten Vorhersagen zur Zeit t_0 gestartet. Dabei ist t_0 der Beginn einer konkreten Vorhersage, jeweils 00:00 Uhr UTC. Die Vorhersagedauer ist zur Zeit ein Tag.

7.2 Vorhersagen

In die Zeit seit Beginn des prä-operationellen Betriebs fielen markante Ereignisse, wie Eisgang, extremes Oberwasser, Sturmflut bei hohem Oberwasser, erhöhtes Hochwasser bei niedrigem Oberwasser und erniedrigtes Niedrigwasser.

Die Eissimulation lief für einige Tage erfolgreich. Für die Elbe verlängerte sich dadurch allerdings die Rechenzeit für die Vorhersage erheblich, so dass die Eissimulation abgeschaltet werden musste; besonders, da flussseitig für die Elbe ungeschickt gewählte Randbedingungen für die Wassertemperatur die Eisbildung behinderten. Dies Problem ist jetzt behoben und im BSH arbeitet Herr Kleine intensiv an einem konzeptionell besseren und schnelleren Eismodell. Mit einer in jedem Fall schnelleren Version wird im Winter die Eismodellierung wieder aufgenommen werden.



Abb. 7.1: Aufgetürmtes Eis im Raum Lauenburg (Elbekilometer 568–570, Dez. 1963), im Hintergrund Brücke, Anlage 6 zum Bericht der WSD Hamburg vom 21.02.1964 an BMV, Bildarchiv KFKI.

7.2.1 Potentielle Temperatur

Seit dem 28.05.2011 wird die Morgentemperatur am flussseitigen Rand der Elbe automatisch vom LUGV Brandenburg an das Elbemodell übergeben. Schon ab Ende Februar wurde die entsprechenden Werte bei Cumlosen (LUGV) und/oder bei Schnackenburg (NLWKN) per Hand aus dem Internet übernommen.

Der Zeitraum vom 11.01.2011 bis 06.02.2011 wurde unter Vorhersagebedingungen nachgerechnet. Dazu wurden die entsprechenden Morgentemperaturen aus aufgezeichneten Messreihen ergänzt. Die folgenden Abbildungen zeigen beispielhaft Verteilungen der Oberflächentemperatur für Sommer und Herbst. Die Temperatur vom 12.06.2011 (Abb. 7.2) passt in den Temperaturverlauf bei Seemannshöft (Abb. 2.6 b in Kap. 2). Die herbstliche Oberflächentemperatur (Abb. 7.3) zeigt sehr schön das schnellere Abkühlen auf den Wattflächen. Die Nachttemperaturen in Bunthaus und Seemannshöft sind etwas niedriger als die gemessenen Morgentemperaturen (Abb. 7.4 a/b).

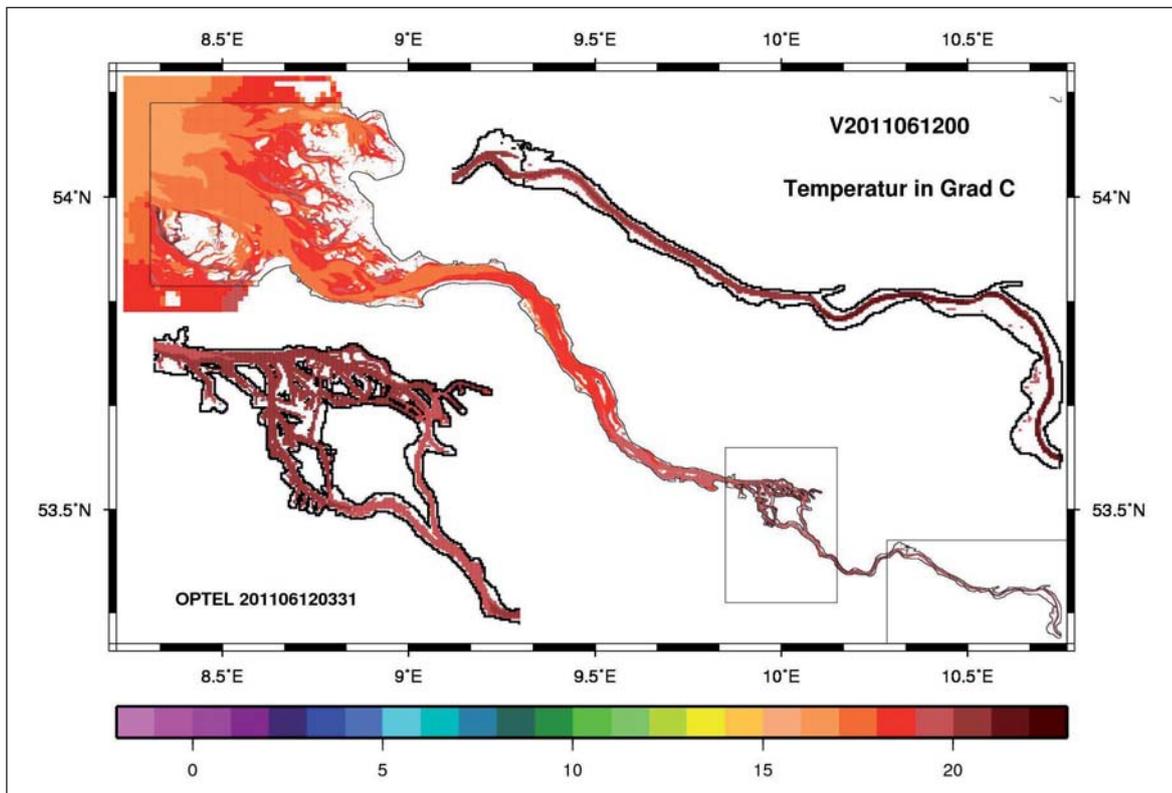


Abb. 7.2: Oberflächentemperatur im Sommer (12.06.2011, 00:00 UTC)

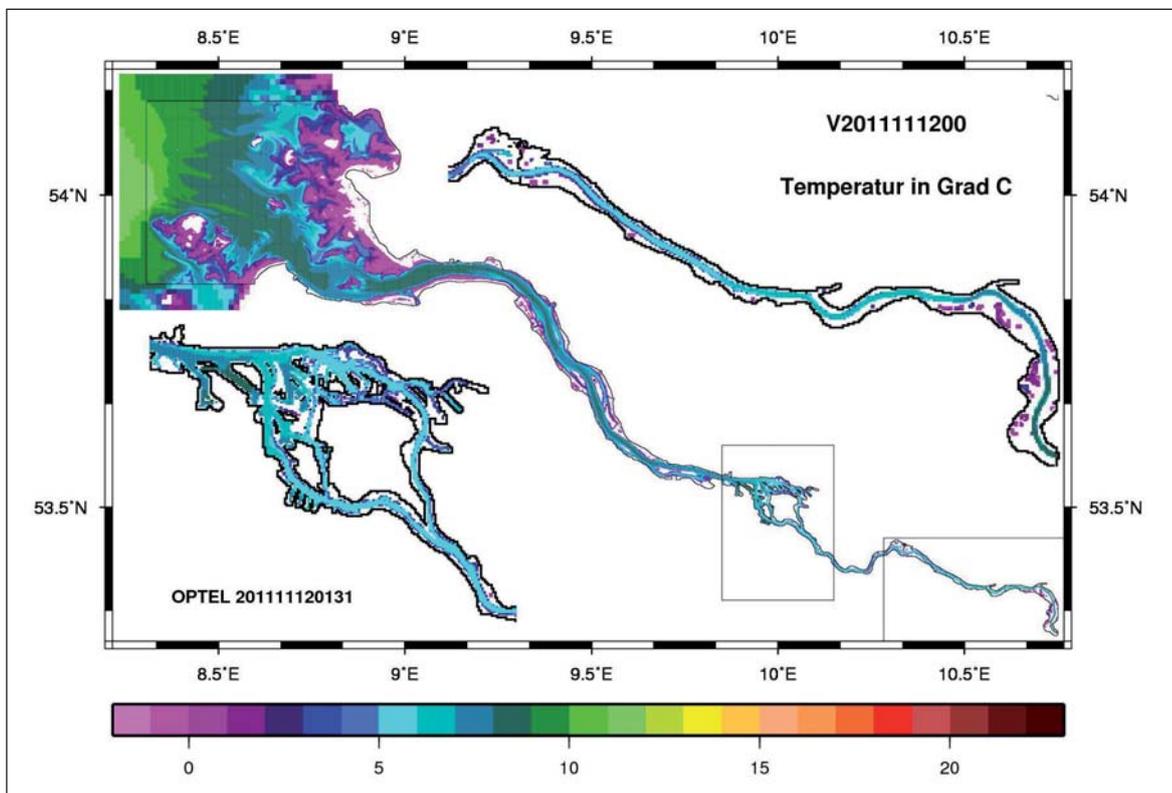


Abb. 7.3: Oberflächentemperatur im Herbst (12.11.2011, 00:00 UTC)

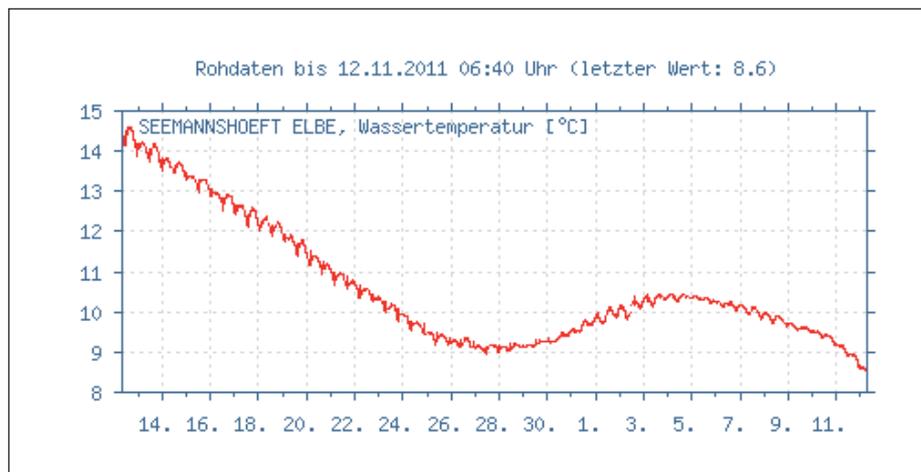
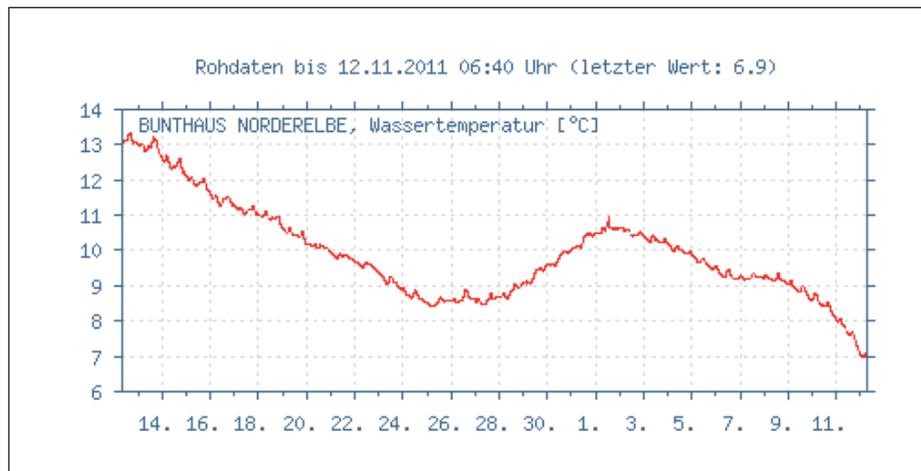


Abb. 7.4: Temperaturverlauf in Bunthaus (a) und Seemannshöft (b) (Institut für Hygiene und Umwelt, Hamburg). Entnommen aus der Informationsplattform UNDINE (Datengrundlagen zur Einordnung und Bewertung hydrologischer Extreme) des BMU und der BfG.

7.2.2 Salzgehalt

Niederschlag und Eisbildung bleiben in der Salzgehaltsbilanz des Modells unberücksichtigt. Der Salzgehalt wird im Modell durch die seeseitige Randbedingung und flussseitig durch die Menge des Oberwassers bestimmt. Durch sie wird die seeseitige Grenze der Süßwasserfahne der Elbe sowie die Lage der Brackwasserzone festgelegt. Beide wandern unter dem Einfluss der Gezeiten. Abbildungen 7.5 und 7.6 zeigen die Änderung der Lage der Salzgehaltsfront bei mittleren Oberwasserhältnissen und ruhiger Wetterlage zur Hochwasser- bzw. Niedrigwasserzeit in Cuxhaven.

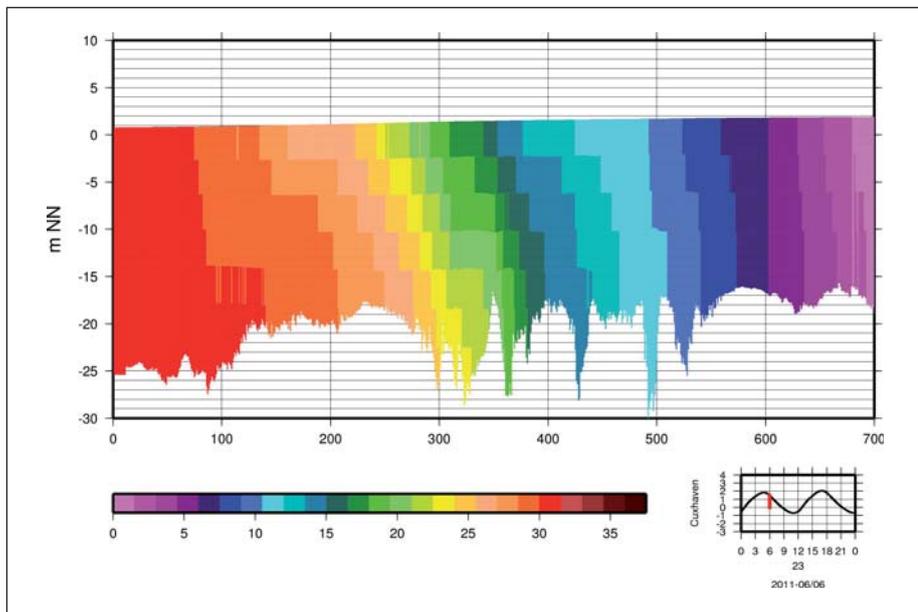


Abb. 7.5: Thalwegschnitt des Salzgehalts im Mündungsbereich der Elbe, etwa 1 Stunde nach Morgen-HW in Cuxhaven am 23.06.2011. Vertikalkoordinate etwa 800fach überhöht

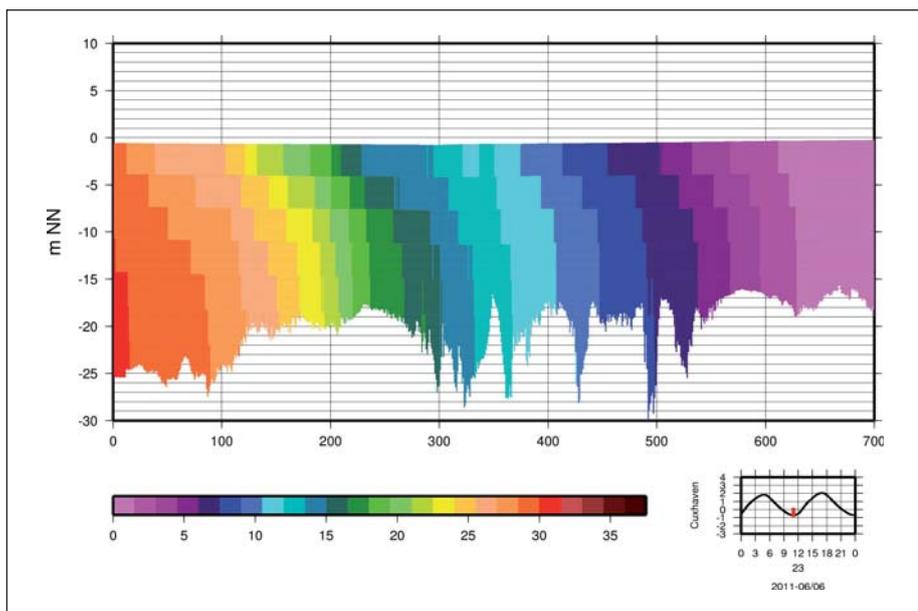


Abb. 7.6: Thalwegschnitt des Salzgehalts im Mündungsbereich der Elbe, etwa z.Zt. des Mittag-NW in Cuxhaven am 23.06.2011. Überhöhung wie Abb. 7.5.

Bei der Nachrechnung zu Vorhersagebedingungen für den Januar 2011 wurden die im operationellen Betrieb nicht verfügbaren Spitzenwerte im Oberwasser ergänzt und anders als bei der aktuellen Vorhersage die Wehrsegmente erst bei 1800 m³/s statt bei 1200 m³/s geöffnet. Abb. 7.7 zeigt die Auswirkung des extremen Oberwassers auf den Oberflächensalzgehalt im Vergleich mit einer Verteilung bei mittlerem Oberwasser aus dem prä-operationellen Betrieb (Abb. 7.8).

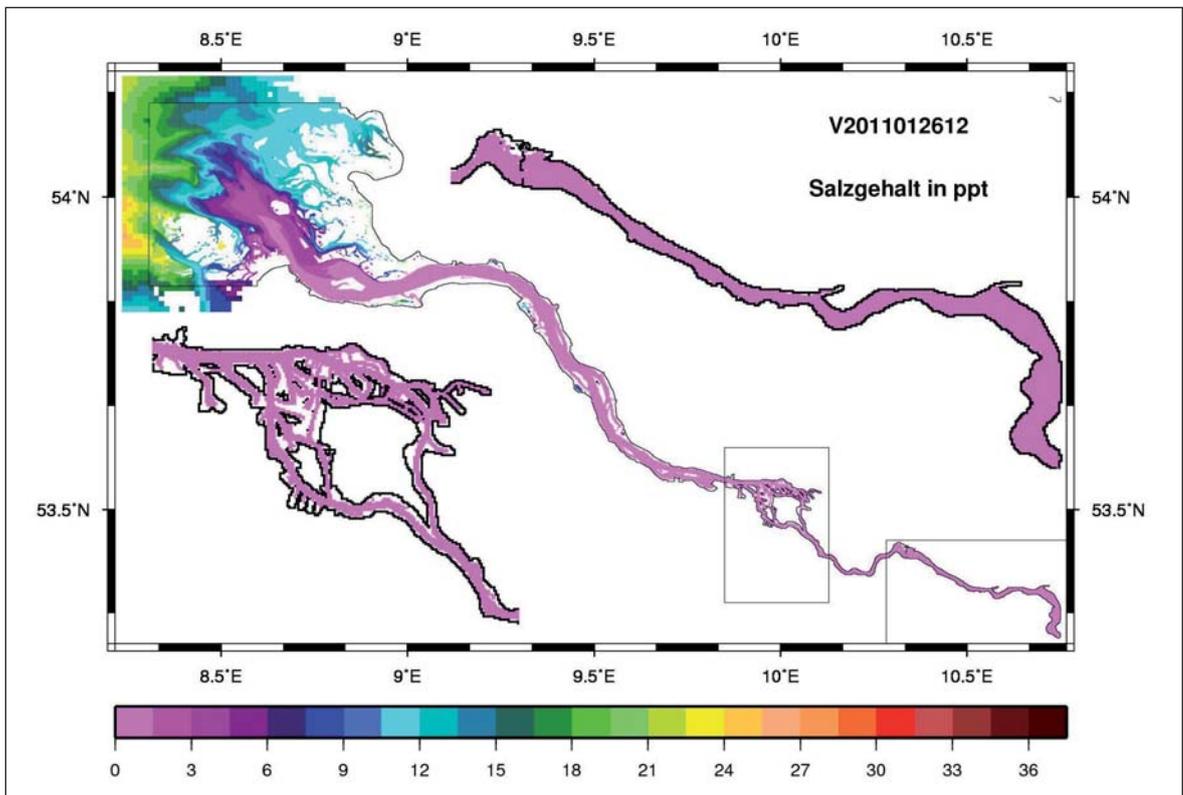


Abb. 7.7: Oberflächensalzgehalt bei sehr hohem Oberwasser (26.01.2011, 12:00 UTC, 3180 m³/s)

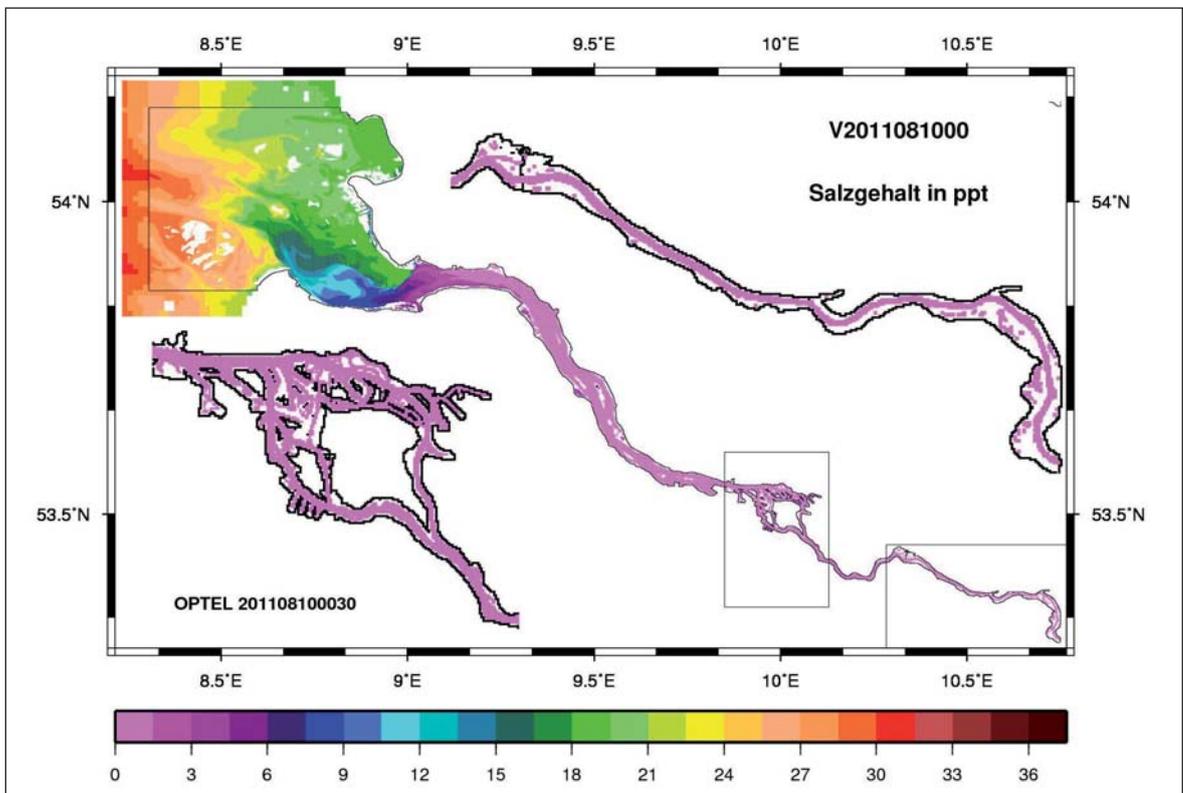


Abb. 7.8: Oberflächensalzgehalt bei mittlerem Oberwasser (10.08.2011, 00:00 UTC, 798 m³/s)

Zum Vergleich sind in Messungen des Salzgehalts in Langzeitmessstationen (Lz1a, Lz1, Lz2a, Lz3, Lz4a, WSA Cuxhaven, Lage Abb. 7.9) für die Zeit vom 25.01.2011 bis zum 05.02.2011 (Abb. 7.10) zusammen dargestellt.

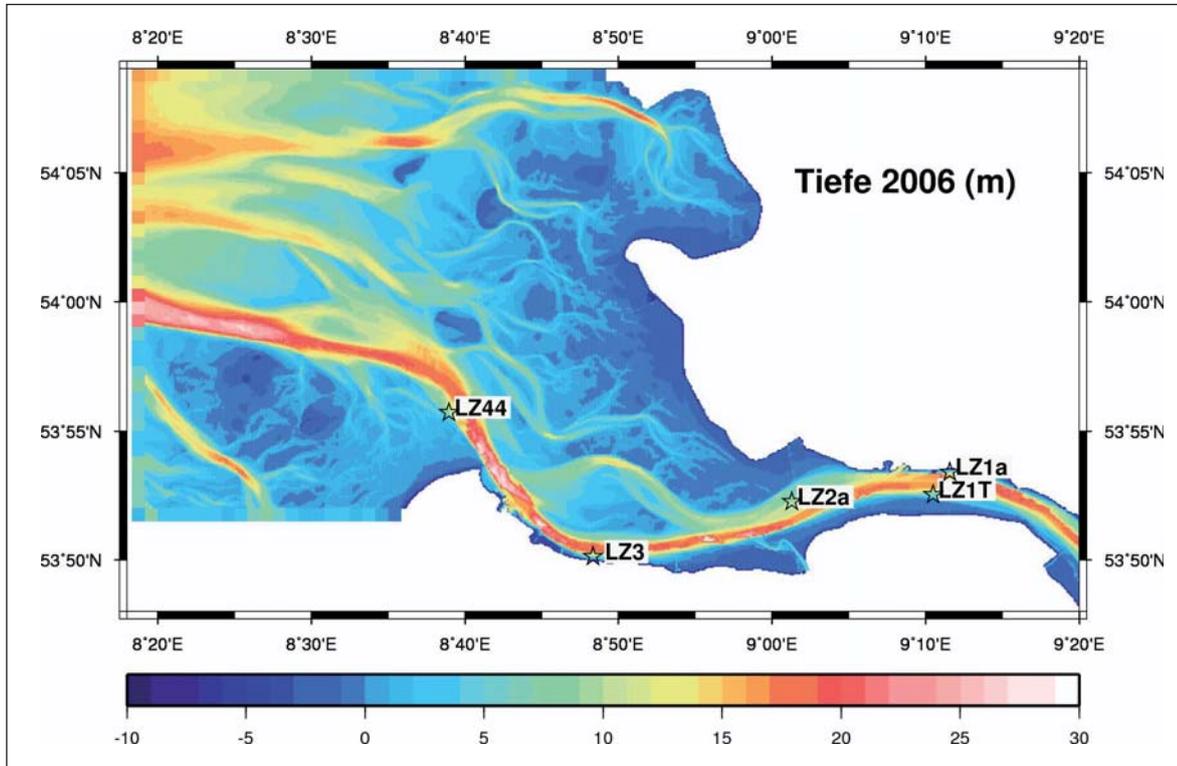


Abb. 7.9: Lage der Langzeitstationen

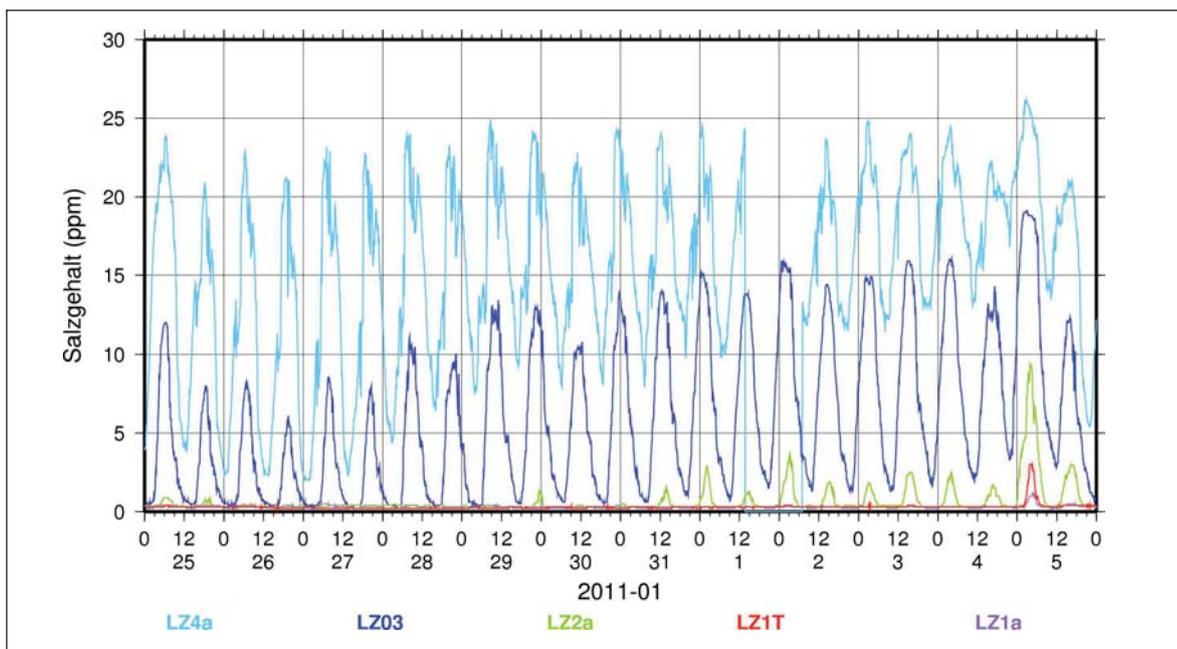


Abb. 7.10: Salzgehalt in den Langzeitstationen 2,5 m über Grund in der Zeit vom 20.01.2011 bis zum 10.02.2011 (WSA Cuxhaven)

Ein genauer Vergleich mit den Punktmessungen in den Langzeitmessstationen ist noch nicht erfolgt. Der minimale Wert in Station LZ4a am 26.01.2011 passt jedoch gut zur Salzverteilung in Abb. 7.7. Interessant ist in Abb. 7.10 auch der Unterschied in LZ1T und LZ1a am 05.02.2011 während der Sturmflut. Er spiegelt die asymmetrische Ausbreitung der Salzfahne bei mittlerem Oberwasser (Abb. 7.8) im Bereich von Brunsbüttel.

7.2.3 Strömung

Die Änderung der Strömung unter extremen Bedingungen wurden in Abschnitt 6.2 gezeigt. Im Internet werden im Testbetrieb täglich horizontale Oberflächen- und Bodenströmungen dargestellt (z.Zt. unter: <http://www.bsh.de/de/Meeresdaten/Projekte/OPTTEL/index.jsp>). Dabei sind für die Bodenströmungen jeweils die Strömungen der untersten Modellschicht in einer Ebene zusammengefasst. Hier wird die Strömung für mittlere Verhältnisse betrachtet. Gezeigt ist die Strömung in einem Längsschnitt (vertikal gegenüber horizontal überhöht) für auflaufendes Wasser (Abb. 7.11) und ablaufendes Wasser (Abb. 7.12) sowie die entsprechenden Oberflächenströmungen (Abb. 7.13 und 7.14). Wie in den Abbildungen 6.6 und 6.7 sind auch in Abb. 7.11 und 7.12 die Vertikalgeschwindigkeiten zur Hervorhebung mit einem Faktor 50 multipliziert.

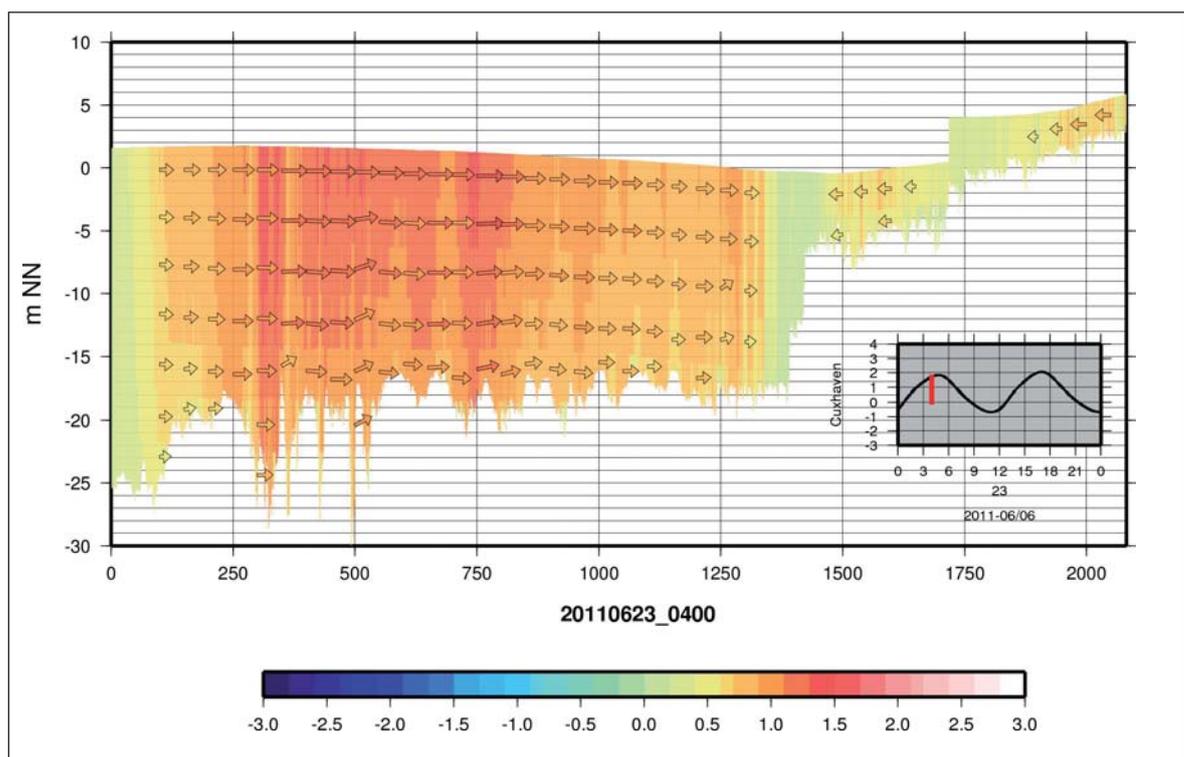


Abb. 7.11: Strömung im Thalwegschnitt am 23.06.2011 kurz vor dem Morgen-HW in Cuxhaven (Vertikalkoordinate 2400fach überhöht, farblich Betrag der Geschwindigkeit, Pfeile für Geschwindigkeiten > 0,5 m/s)

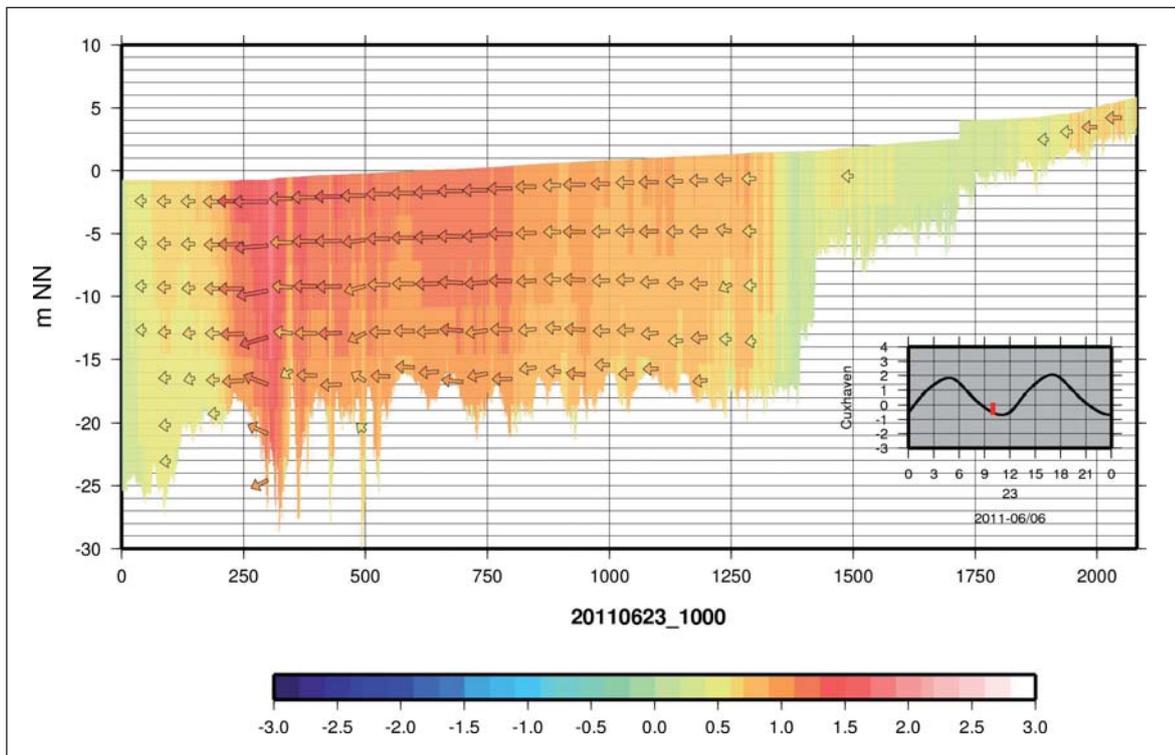


Abb. 7.12: Strömung im Thalwegsschnitt 23.06.2011 kurz vor Mittag-NW in Cuxhaven (farblich Betrag der Geschwindigkeit, Pfeile für Geschwindigkeiten > 0,5 m/s)

Aus dem Unterelbmodell abgespeicherte Strömungen wurden punktuell ausgewertet und praxisnah in Form von Gezeitenstromtabellen in die Amtlichen Karten für die Sportschifffahrt „Die Elbe bis Hamburg“ eingearbeitet (Anonymus, 2011).

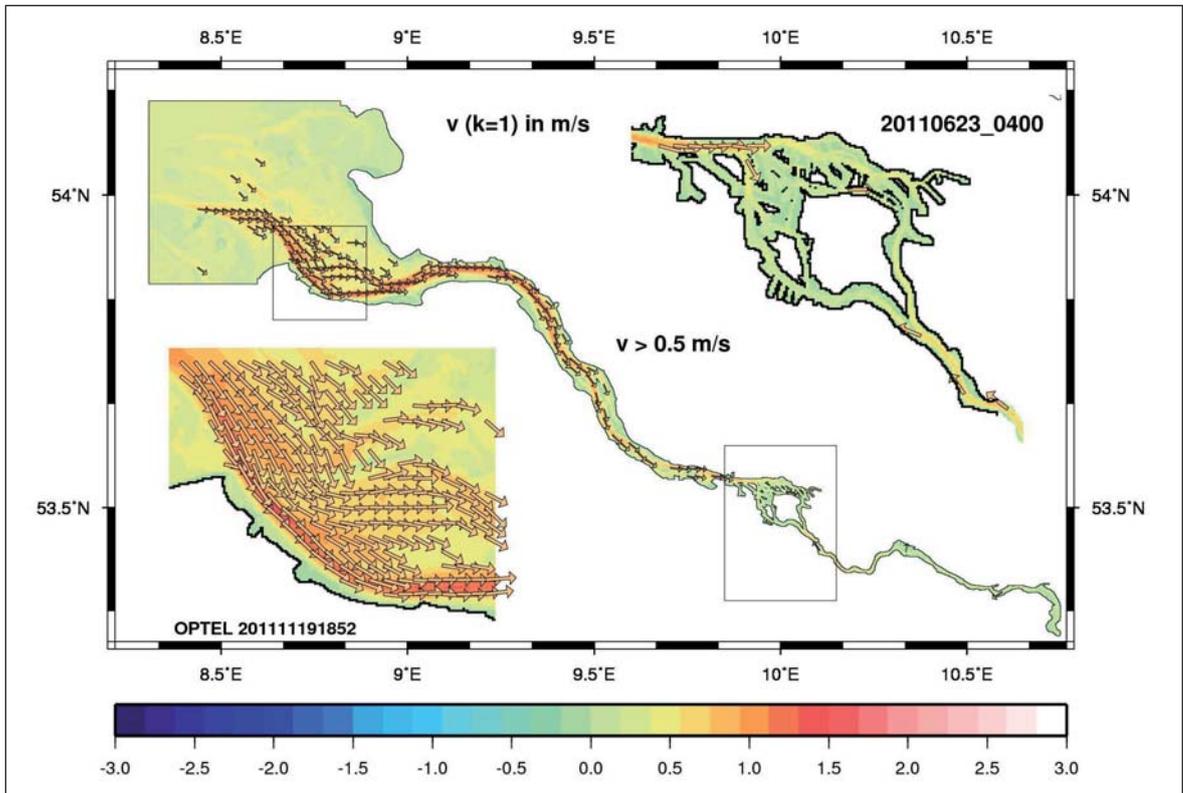


Abb. 7.13: Oberflächenströmung entsprechend Abb. 7.11.

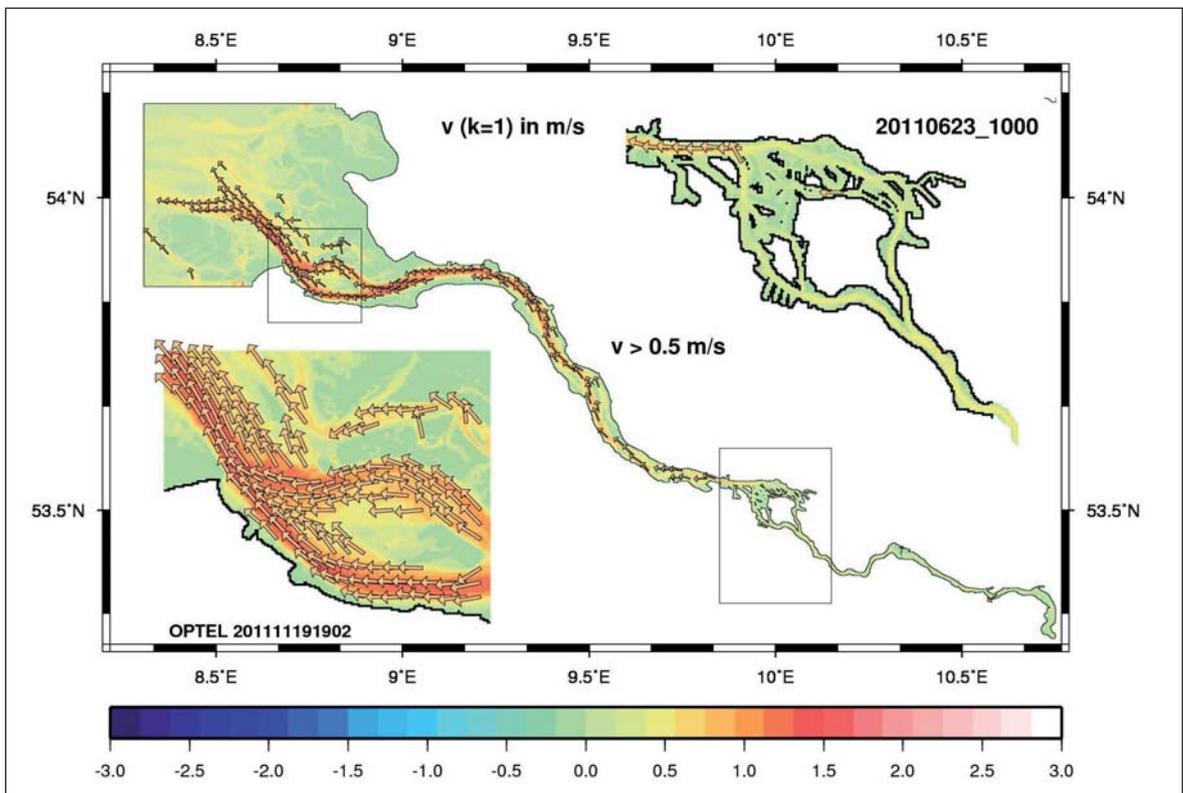


Abb. 7.14: Oberflächenströmung entsprechend Abb. 7.12.

Auch hier steht ein detaillierter Vergleich mit den Punktmessungen noch aus. Abb. 7.15 und Abb. 7.16 zeigen den zeitlichen Verlauf von Betrag und Richtung der Strömungsgeschwindigkeit in Bodennähe.

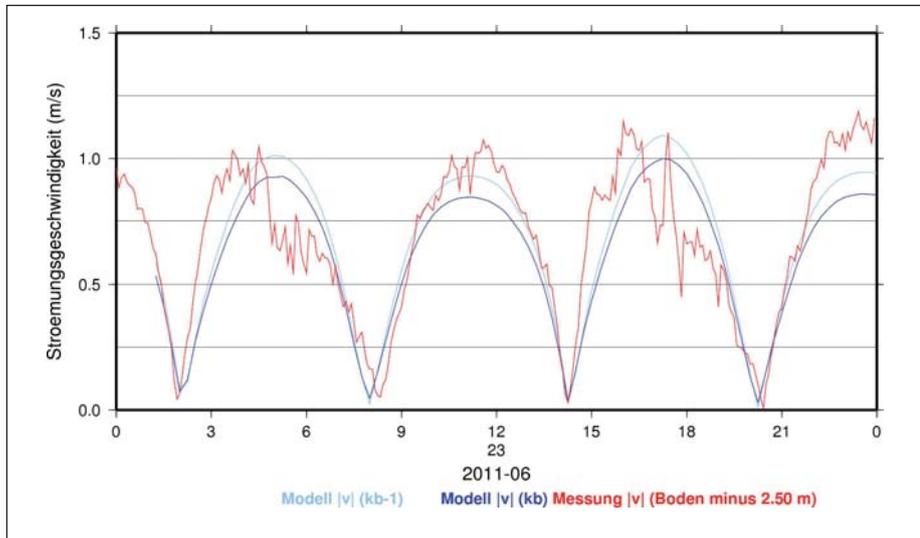


Abb. 7.15: Zeitlicher Verlauf des Betrages der Strömungsgeschwindigkeit in Bodennähe (rot: Messung, dunkelblau: Modell, hellblau: nächst höhere Modellschicht) am den 23.06.2011 für LZ2a.

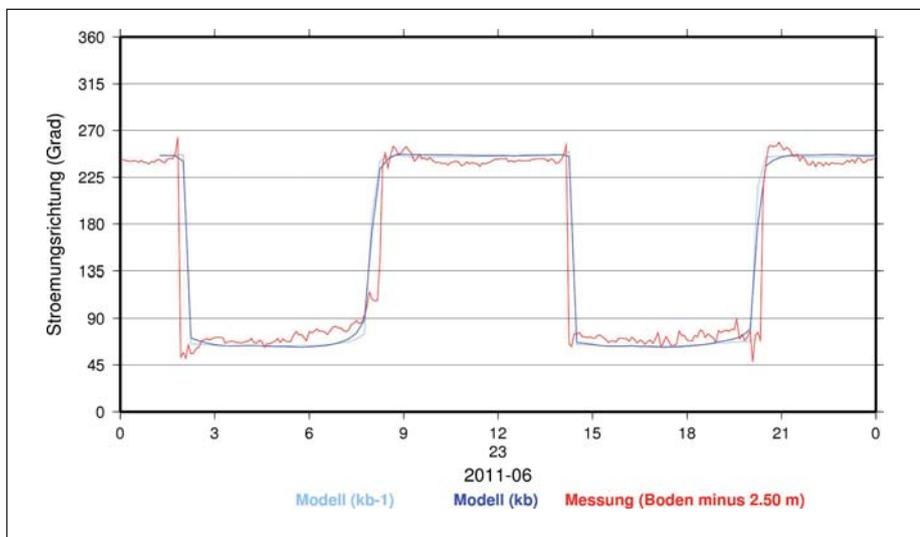


Abb. 7.16: Zeitlicher Verlauf der Richtung der Strömung in Bodennähe (rot: Messung, dunkelblau: Modell, hellblau: nächst höhere Modellschicht) am den 23.06.2011 für LZ2a.

In LZ1T ist die Übereinstimmung ähnlich gut wie in der gezeigten Station LZ2a. Beim Vergleich des Modellergebnisses mit Daten der Station LZ1a ergibt sich ein etwas größerer Phasenfehler. Für LZ03 gibt es keine Daten, bei Station LZ4a passt eher die Strömung in der nächst höheren Modellschicht zur Messung.

7.2.4 Wasserstand im Vergleich zu OPTEL-C

Im Internet wird im Testbetrieb täglich die Vorhersage des Wasserstandes in horizontaler Verteilung für 00:00 Uhr UTC gezeigt (z.B. Abb. 7.23). Wasserstandsganglinien extremer Situationen finden sich in Abschnitt 6.2.

Wie in Abschnitt 6.4 erläutert, wird im BSH noch intensiv an der Optimierung der Modellwasserstände gearbeitet. Um zu erkennen, welche Probleme modelltypisch sind, werden in Absprache mit OPTEL-C auch die Ergebnisse entsprechender Vorhersagen (Kremp 2011) mit dargestellt. Im Einzelnen werden folgende Fälle betrachtet:

Tab. 7.1: Termine und Bedingungen für den Modellvergleich mit OPTEL-C (BAW)

Termin 2011	Wehrstellung	Oberwasser [m³/s]	Wind	Start von
12.01. - 14.01.	geschlossen	<1800	schwach	V2011011100
14.01. – 24.01.	geöffnet	ansteigend bis 3602	schwach	V2011011100
04.02. – 05.02	geöffnet	etwa 2000	stark	V2011010400

Die folgenden Darstellungen zeigen Simulationen mit einer gegenüber dem Vorhersagemodus leicht veränderten Version. Die Modellparameter sind jedoch die gleichen und auch der meteorologische Antrieb wird wie im Vorhersagemodus verwendet. Angepasst wurden die Bedingungen für die Wehröffnung (Öffnung bei 1800 m³/s statt bei 1200 m³/s) und fehlende Angaben für das Oberwasser wurden ergänzt. Die Nachrechnung beginnt am 11.01.2011, 00:00 UTC.

7.2.4.1 Mittlere Verhältnisse

Zu Beginn der Nachrechnung war der Wind schwach, das Oberwasser erhöht, aber die Wehrsektoren noch auf 4 m NN fixiert.

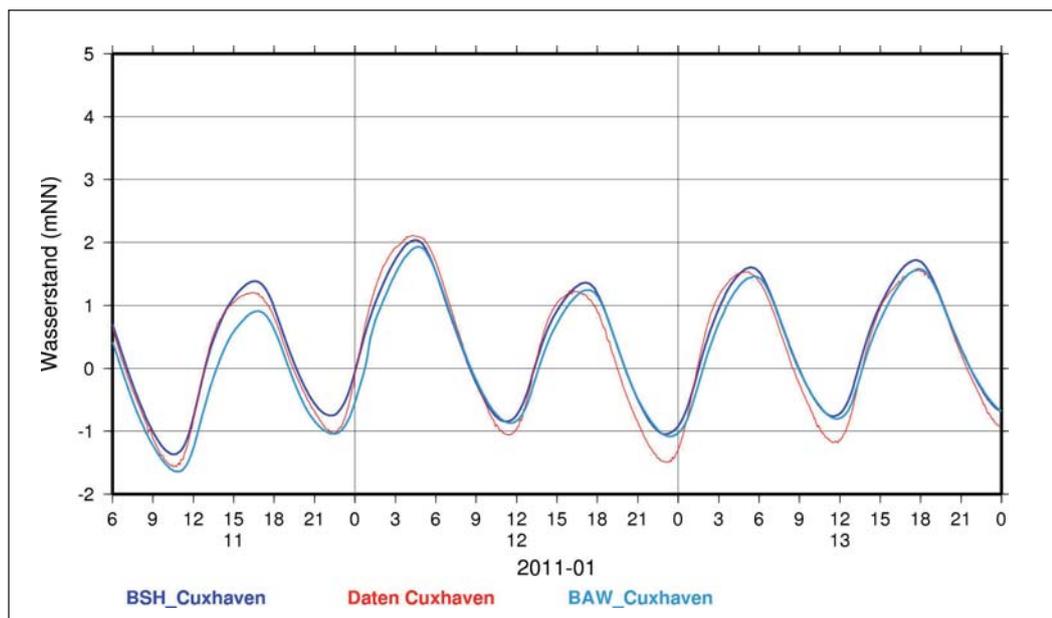


Abb. 7.17: Wasserstandsverlauf in Cuxhaven vom 11.01.2011 bis 13.01.2011 (dunkelblau: Modellergebnisse, rot: Beobachtung, hellblau: Modellergebnisse OPTEL-C)

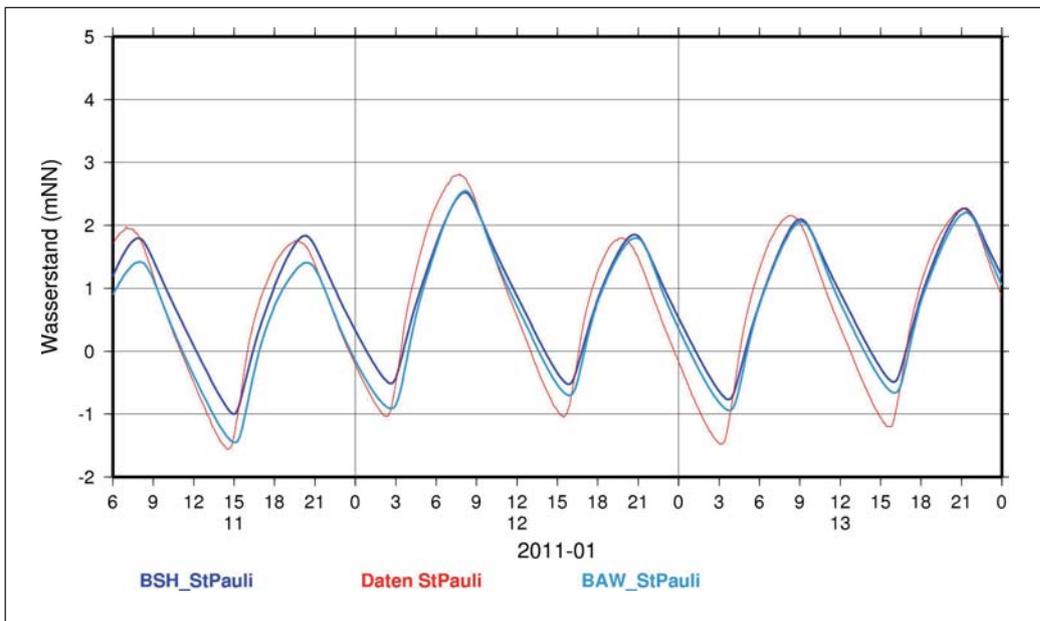


Abb. 7.18: Wasserstandsverlauf in St. Pauli vom 11.01.2011 bis 13.01.2011 (dunkelblau: Modellergebnisse, rot: Beobachtung, hellblau: Modellergebnisse OPTEL-C)

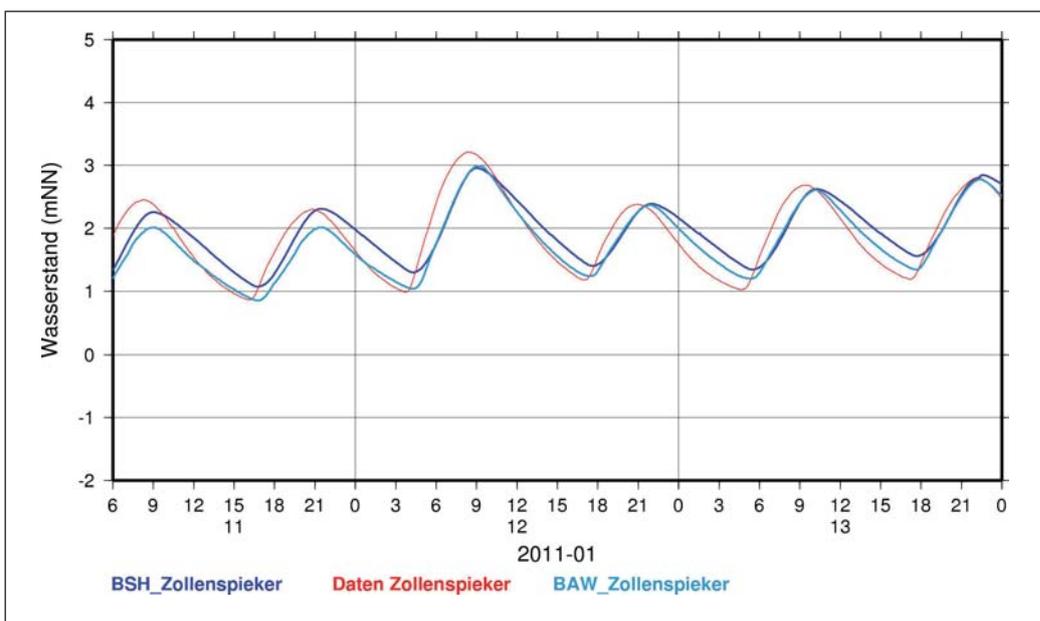


Abb. 7.19: Wasserstandsverlauf in Zollenspieker vom 11.01.2011 bis 13.01.2011 (dunkelblau: Modellergebnisse, rot: Beobachtung, hellblau: Modellergebnisse OPTEL-C)

Die Abweichungen von der Beobachtung sind symptomatisch für beide Modelle. In OPTEL-C wurde nach intensiven Testrechnungen (Kremp 2011) eine Kalibrierung des Modells bezüglich des Wasserstands über den Bodenreibungskoeffizient vorgenommen, um ein Optimum sowohl für mittlere als auch für extreme Verhältnisse zu erreichen. Dadurch wird im Einzelfall die Interpretation der Modellunterschiede erschwert. Die zu hoch vorhergesagten Niedrigwasser sind ein Problem beider Modelle, aber die Abweichungen sind im *BSHcmod*-el markanter.

In OPTEL-A wurde eine Kalibrierung über den Bodenreibungskoeffizient gegenüber der Arbeit an anderen Ursachen zurückgestellt (Abschn. 6.4), weil so keine geschlossene Lösung des Problems zu erreichen ist. Das bestätigte sich bei der Vorhersage. Es finden sich Tage mit guter Vorhersage des Hochwassers in Cuxhaven aber schlechter in St. Pauli (z.B. am 19.10.2011) und umgekehrt (z.B. am 20.10.2011). In beiden Beispielen ist der Flutast näher an der Messung als der Ebbast.

7.2.4.2 Ansteigendes Oberwasser

In der Zeit vom 14.01. bis 24.01. stieg das Oberwasser bis zu einem maximalen Wert von 3602 m³/s. Das Wehr wurde im Modell am 13.01. 15:00 UTC geöffnet. Danach ist der Wasserstand direkt oberhalb und unterhalb des Wehrs gleich. Zwischen Geesthacht-UP und Geesthacht-OP beträgt der Unterschied im Wasserstand während des gesamten Anstiegs etwa einen halben Meter. In der Natur nahm der Unterschied mit zunehmendem Oberwasser ab. Nach dem Vergleich von Einzelpegeln mit Messungen sind für das *BSHcmod-el* die Wasserstände am Geesthacht-UP ab dem 18. zu niedrig, die am Geesthacht-OP etwas zu hoch. Die Simulationen in OPTEL-C in Geesthacht-UP werden dagegen mit zunehmendem Oberwasser besser und stimmen zeitweise gut mit der Messung überein (Kremp 2011).

In Zollenspieker werden von *BSHcmod-el* die Hochwasser in dem betrachteten Zeitraum gut vorhergesagt, aber die Abweichung im Niedrigwasser nimmt ab dem 18.01. deutlich zu (Abb. 7.20). Das ist auch schon in Cuxhaven (Abb. 7.21) zu erkennen und geht einher mit einer Drehung im Wind (vergl. Abb. 7.22). Die Vermutung, dass die Güte der Vorhersage in der Niedrigwasser durch *BSHcmod* von der Richtung des Winds in der Deutschen Bucht abhängen könnte, ist schon früher geäußert, aber nicht untersucht worden.

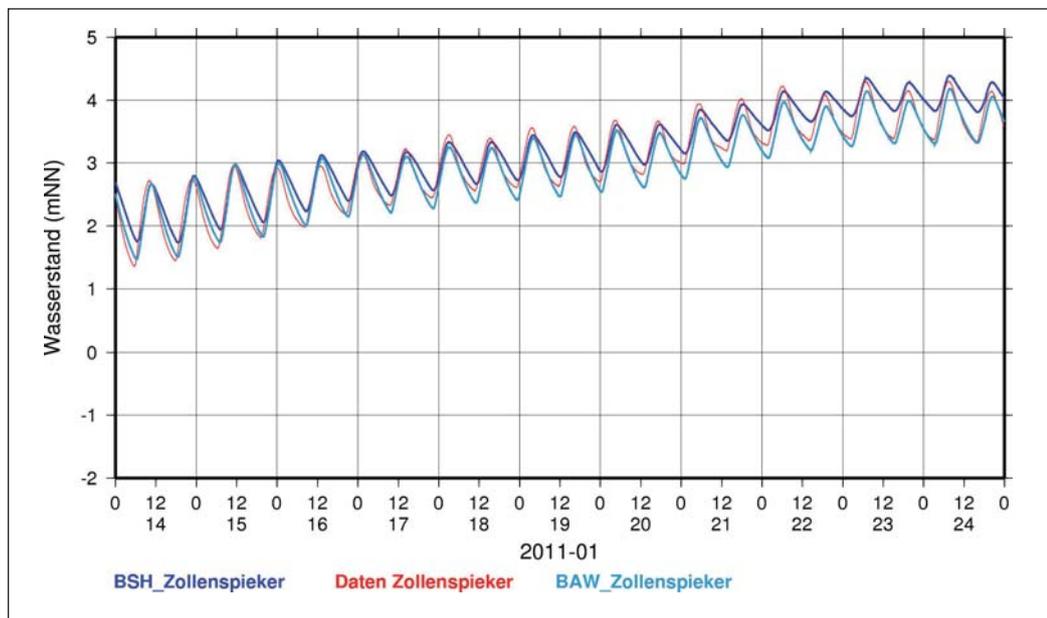


Abb. 7.20: Wasserstandsverlauf in Zollenspieker vom 14.01.2011 bis 24.01.2011 (dunkelblau: Modellergebnisse, rot: Beobachtung, hellblau: Modellergebnisse OPTEL-C)

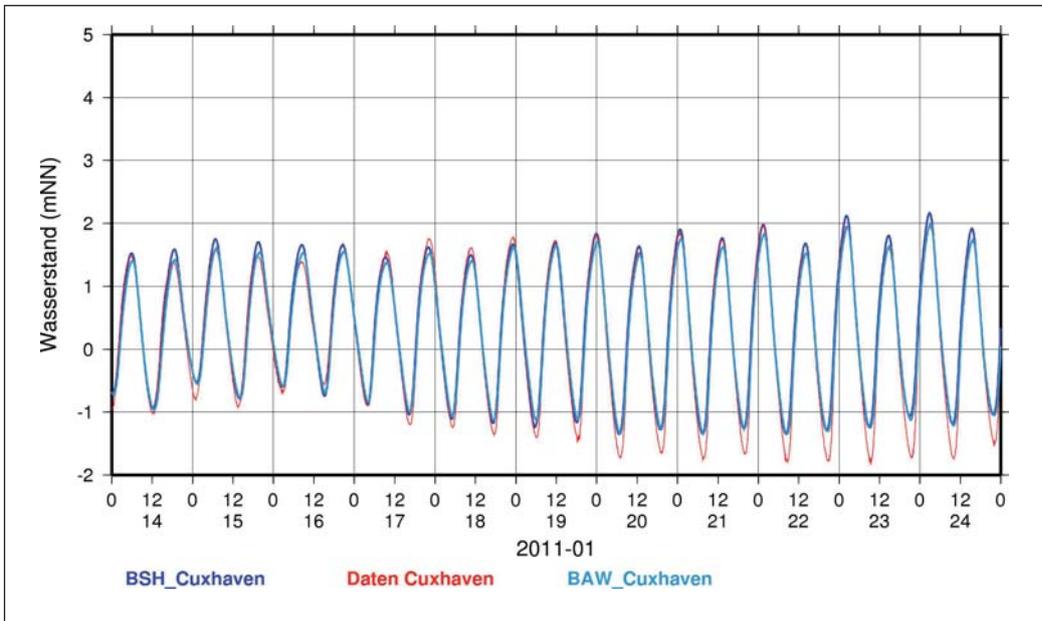


Abb. 7.21: Wasserstandsverlauf in Cuxhaven
(dunkelblau: Modellergebnisse, rot: Beobachtung, hellblau: Modellergebnisse OPTEL-C)

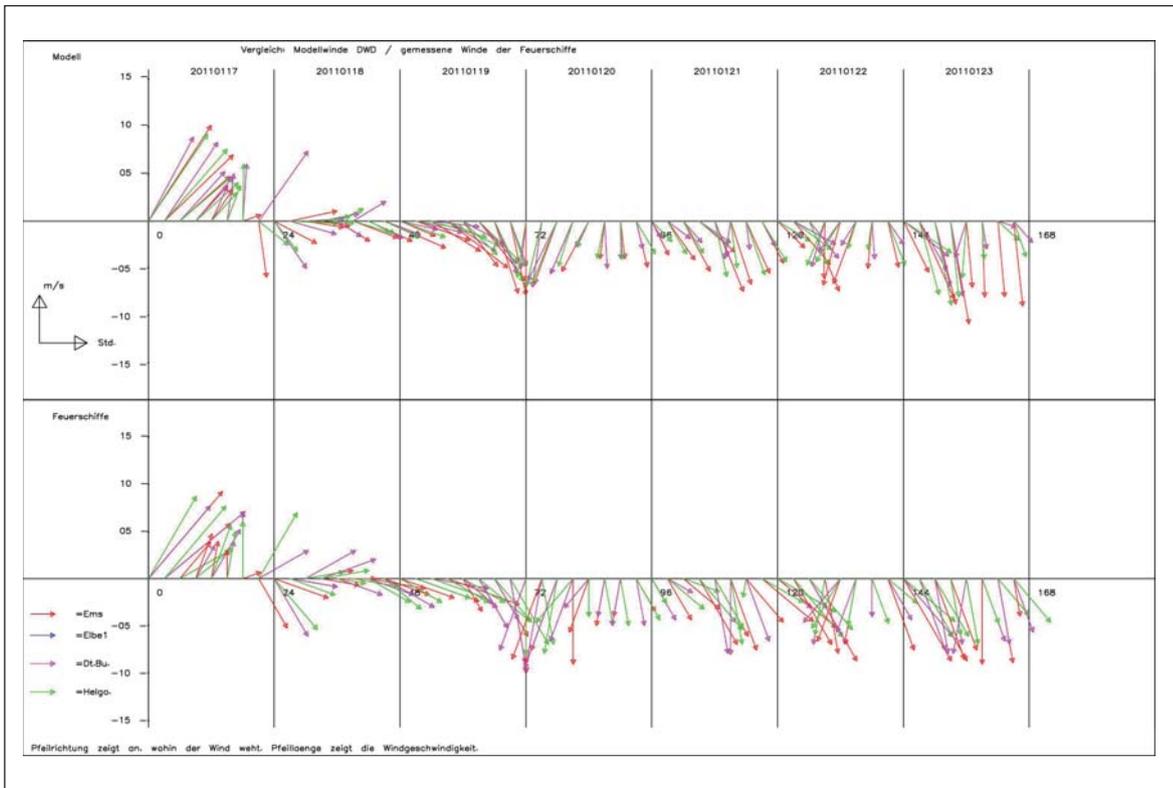


Abb. 7.22: Vergleich gemessener und mit COSMO-EU am 16.01.2011 vorhergesagter Winde
(Fachinformation BSH)

7.2.4.3 Sturmflut

Während bei der Simulation der Sturmflut 2006 (Abschn. 6.2) das Hochwasser in Geesthacht die Höhe der Wehrkante erreicht und sich so bei hochgefahrenen Wehrsektoren flussaufwärts ausbreiten kann (Abb. 6.4), war während der Sturmflut am 04.02./05.02.2011 das Wehr trotz abklingenden Oberwassers noch gelegt und die Sturmflut konnte ungehindert bis etwa Hohnstorf fortschreiten. Am 05.02.2011 00:00 UTC hatte der Sturmflutscheitel gerade Cuxhaven passiert (Abb. 7.23).

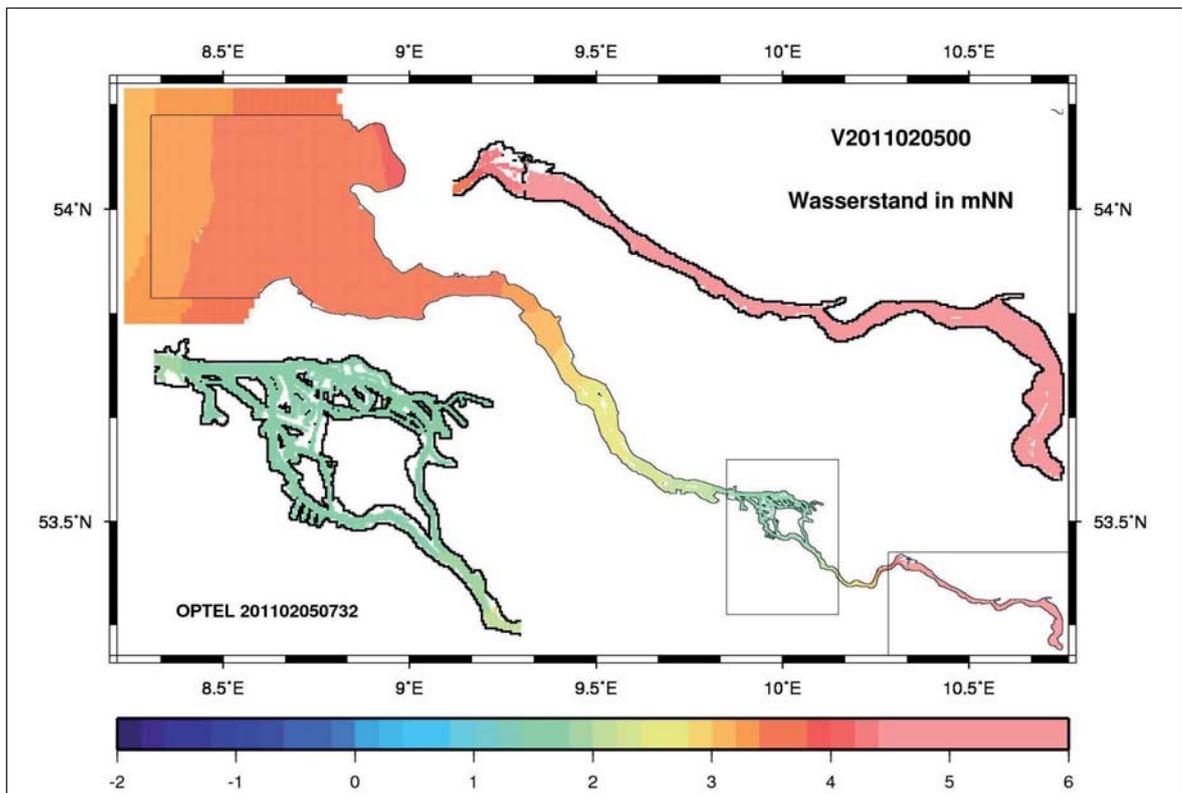


Abb. 7.23: Horizontale Verteilung des Wasserstands am 05.02.2011, 00:00 UTC.

Eine Zusammenschau von Pegeln oberhalb Hamburgs für *BSHcm_{od}-el* (Abb. 7.24, links) zeigt ein ähnliches Verhalten wie die Natur.

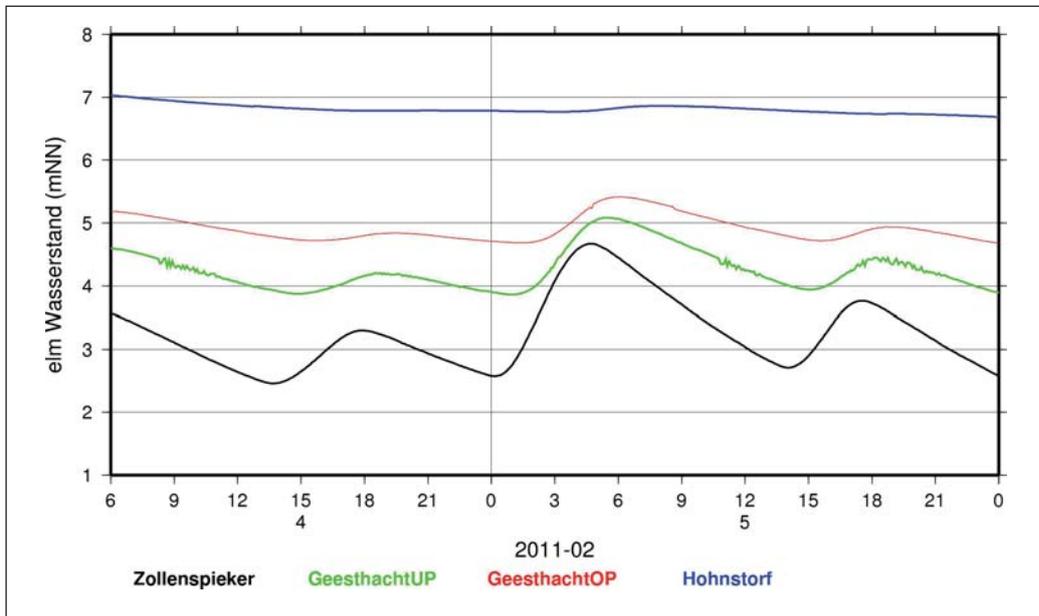


Abb. 7.24: Wasserstandsverlauf in Zollenspieker (schwarz), Geesthacht-UP (grün), Geesthacht-OP (rot) und Hohnstorf (blau) aus *BSHcm_{od}-el*

Im Einzelnen ist in Abb. 7.25 und 7.26 der Wasserstandsverlauf in Geesthacht und Zollenspieker im Vergleich zu Messungen und Ergebnissen aus *OPTEL-C* gezeigt. Dabei ist zu beachten, dass *OPTEL-C* durchgehend die *WAsP*-Korrekturen (Abschn. 5.2.2.2) benutzt, was sich bei Sturmfluten auf den Wasserstand auswirken kann (Kremp 2011). Bei dieser Sturmflut sind die Hochwasser von *BSHcm_{od}* (ohne *WAsP*-Korrekturen) besser simuliert als in *OPTEL-C*, die Niedrigwasser weiter schlechter. Beide Wasserstandsverläufe zeigen kurzperiodische Schwankungen, allerdings mit unterschiedlicher Ursache. Bei der *BSH*-Simulation fallen benachbarte Zellen trocken und überfluten im schnellen Wechsel wieder.

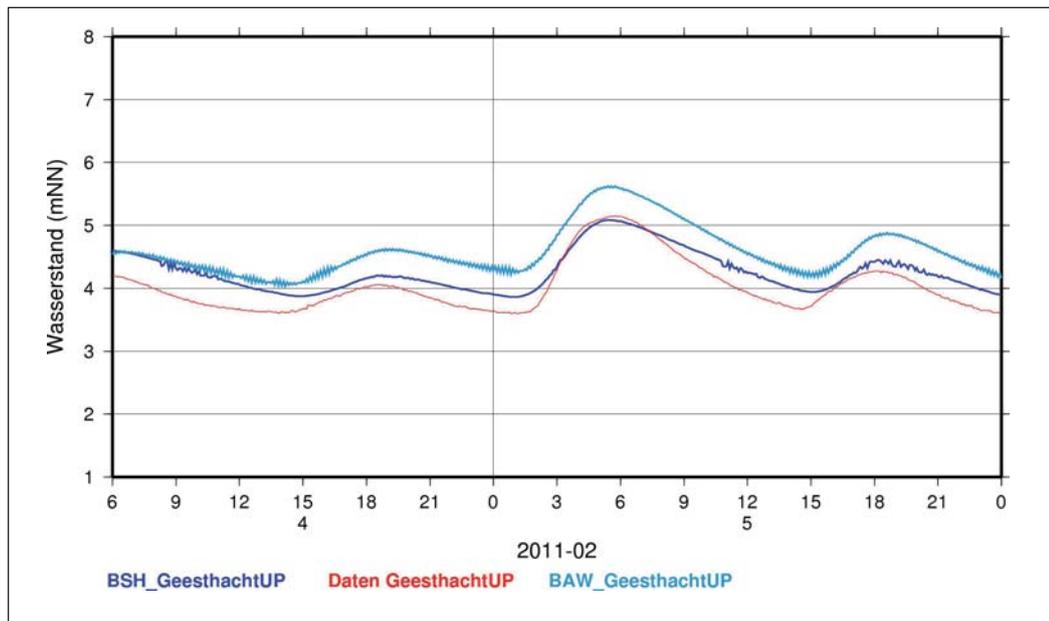


Abb. 7.25: Wasserstandsverlauf in Geesthacht-UP 04./05.02.2011
(dunkelblau: Modellergebnisse, rot: Beobachtung, hellblau: Modellergebnisse OPTEL-C)

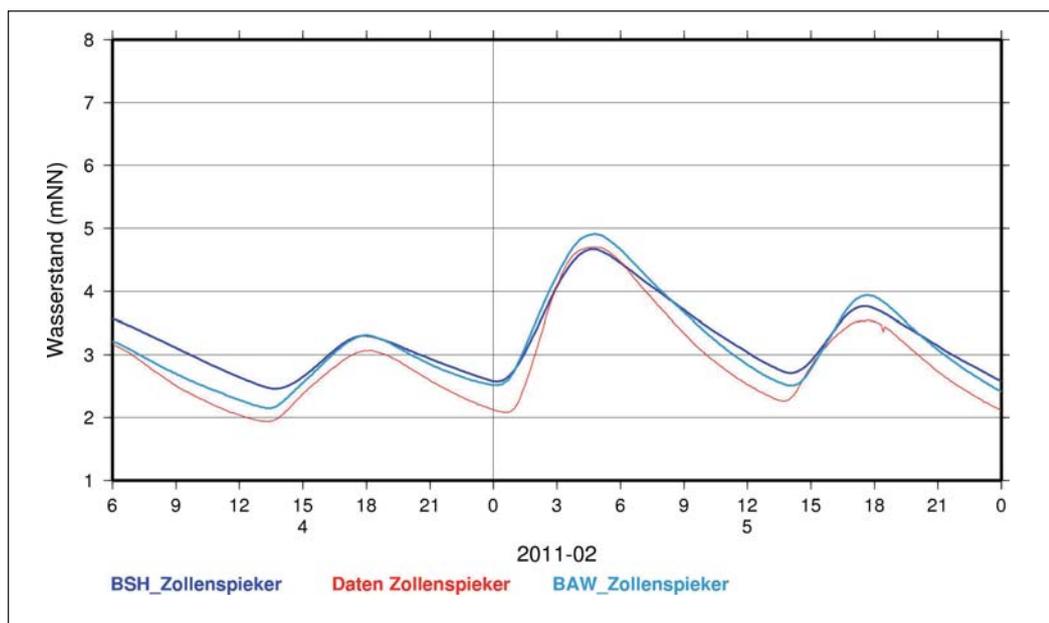


Abb. 7.26: Wasserstandsverlauf in Zollenspieker 04./05.02.2011
(dunkelblau: Modellergebnisse, rot: Beobachtung, hellblau: Modellergebnisse OPTEL-C)

Die Windvorhersage war für diesen Zeitraum im groben Vergleich in Ordnung. Die gute Vorhersage von Sturmfluthochwassern hat sich auch bei den erhöhten Wasserständen im Sommer gezeigt. Der Wasserstandsverlauf in St. Pauli wurde für *BSHcmod-el* schon in Abb. 6.11 gezeigt. Auch dort wurde das Sturmfluthochwasser gut vorhergesagt.

8 Zusammenfassung, Bewertung und Empfehlungen

Das operationelle Modellsystem für Nord- und Ostsee *BSHcmod* wurde erfolgreich um ein in das Modell der Deutschen Bucht genestetes Modellkompartiment der Elbe erweitert. Berücksichtigt werden alle Größen, die auch von *BSHcmod* vorhergesagt werden. Das sind Strömung, Temperatur, Salzgehalt, Wasserstand und Eisbedeckung.

Der prä-operationelle Betrieb läuft seit November 2010. Allerdings wurden bis März 2011 noch wesentliche Änderungen vorgenommen. Durch Änderungen im Programmablauf wurde die Zeit für eine Vorhersage deutlich reduziert. Die Eismodellierung in der jetzigen Form erwies sich im Elbmodell als besonders rechenintensiv und wurde vorläufig abgeschaltet. Eine am BSH weiterentwickelte Version wird im nächsten Winter eingesetzt werden. Auch die Randbedingung für die Temperatur am Oberlauf der Elbe behinderte die Eisbildung. Nicht nur aus diesem Grund wird dort jetzt automatisch die vom LUGV Brandenburg laufend täglich bereitgestellte Wassertemperatur vorgegeben.

Seeseitig hat sich für alle Größen der Kopplungsalgorithmus aus dem operationellen Betrieb bewährt, nachdem in korrekter Weise berücksichtigt wurde, dass das Modellkompartiment der Deutschen Bucht jetzt sowohl äußeres Kompartiment für die Elbe als auch inneres gegenüber der Nordsee ist. Der Kopplungsmechanismus verwirklicht wie schon zwischen Nordsee und deutscher Bucht eine beidseitige Kopplung, damit die Zirkulation durch Artefakte wie Re-Zirkulationen oder Reflexionen am inneren Rand im gesamten Mündungsgebiet nicht verfälscht wird. Im Hinblick auf die nautischen Anwendungen des Modellsystems ist dies unverzichtbar.

Qualitativ geben horizontale und vertikale Temperatur-, Salzgehalts- und Strömungsverteilungen ein detailliertes Bild, das bekannten physikalischen Vorstellungen entspricht. Der quantitative Vergleich mit Langzeitmessungen des WSA Cuxhaven hat gerade erst begonnen.

Die in OPTEL-B entwickelten Korrekturen der Windgeschwindigkeit wurden in die Interpolationsroutinen für die Meteorologie integriert, aber bisher nur im Testbetrieb eingesetzt. Durch diese Korrekturen werden kleinräumige Unterschiede in der Bodenrauigkeit des meteorologischen Modells berücksichtigt, nicht jedoch der Einfluss von baroklinen Effekten, die zu einer Konzentration des Windes parallel zum Fluss führen können. Daher wird empfohlen, die Information aus COSMO-DE im operationellen Betrieb zu nutzen und gegebenenfalls dort die ebenfalls die in OPTEL-B entwickelten Korrekturen für COSMO-DE zu verwenden.

BSHcmod wurde ursprünglich für die Nord- und Ostsee entwickelt. Aus dieser Vorstellung resultieren Annahmen bei der diskreten Formulierung der Modellgleichungen, die für die Elbe nicht überall stimmen und verallgemeinert werden mussten. Neu werden im Modell jetzt Wehre zugelassen.

Konkret realisiert wurde das in der Realität aus vier Sektoren bestehende Wehr in Geesthacht im Modell durch zwei Einzelwehre. Der Algorithmus wurde an einem künstlichen, kurzzeitig extrem hohen Oberwasser im Zusammenspiel mit einer Sturmflut getestet und arbeitet korrekt. Die vom Modell benötigte Information über die Stellungen der Sektoren steht operationell zur Verfügung, muss aber noch eingefügt werden. Im Modell wird z.Zt. angenommen, dass sich beide Wehre bei einem bestimmten Oberwasser vollständig öffnen bzw. schließen.

Zur Verifikation der Wasserstandsvorhersagen des Modellsystems einschließlich Elbe stehen ausreichend Pegelmessungen zur Verfügung. Leider sind gerade diese Vorhersagen besonders im Niedrigwasser noch unbefriedigend. Die prä-operationelle Version wurde seit März 2011 nicht mehr geändert. Daneben wurde und wird über das Projektende hinaus an der Verbesserung der Wasserstandssimulation gearbeitet.

Im Intranet des BSH läuft ein täglicher Vergleich mit Messungen. Während Hindcast-Untersuchungen in OPTEL-C nahe legen, dass aus Messungen konstruierte Randwerte für den Wasserstand die Vorhersage entlang der Elbe verbessern, zeigen die täglichen Vorhersagen mit der *BSHmod*-Version keinen eindeutigen Zusammenhang zwischen der Güte der Vorhersage in Cuxhaven und entlang der Elbe.

Im Projektantrag von OPTEL ist eines der Hauptziele so definiert worden: „*Durch die Kopplung numerischer Modelle der Tideelbe mit hydrodynamisch-numerischen Vorhersagemodellen (HN-Modell) der Nordsee und Deutschen Bucht soll im Rahmen dieses Forschungsvorhabens gezeigt werden, dass mit numerischen Modellen und heutiger Rechnerleistung räumlich und zeitlich hochaufgelöste operationelle Wasserstands- und Strömungsvorhersagen für die Elbe möglich sind.*“ Das in OPTEL-A um die Elbe erweiterte *BSHmod* läuft auf einem BSH-Server mit einer horizontalen Auflösung von 90 m bei 7 vertikalen Schichten mit einem Zeitschritt von 1,5 s (bzw. 30 s für den baroklinen Teil). Damit kann das Ziel als erreicht gelten. Trotz deutlicher Beschleunigung des Programms durch die Umstrukturierung bleibt die für die Vorhersagen benötigte Rechenzeit von ca. 8 h (bei genutzten 3 von 8 möglichen Prozessoren) für einen Simulationszeitraum von 24 h unbefriedigend. Daher werden bei gleichbleibenden Ressourcen vorerst nur Vorhersagezeiten von 24 h empfohlen. Nicht alle Optimierungsmöglichkeiten programmtechnischer Art konnten während der Projektlaufzeit ausgeschöpft werden. Es gilt, diese Möglichkeiten zeitnah zu erschließen. Entsprechende Aktivitäten erfolgen am BSH im Rahmen des EU-Projektes MyOcean (Dick 2010). Dann wird auch die prinzipiell unproblematische Berücksichtigung mehrerer Ästuare realisierbar. Im Hinblick auf die möglichen Anwendungen ist ein Vorhersagezeitraum von 48 h anzustreben. Auf der Internetseite des Projektes (v. Rappard 2008) werden am Morgen eines jeden Tages Vorhersagen von Wasserstand, Strömung, Salzgehalt und Temperatur – beispielhaft jeweils für den nachfolgenden Mitternachtstermin – vollautomatisch dargestellt. Bis auf weiteres finden sich die Darstellungen auf:

<http://www.bsh.de/de/Meeresdaten/Projekte/OPTEL/index.jsp>

9 Ausblick mit Vorschlägen zur Realisierung möglicher Anwendungen

Die bereits in der Einleitung genannten möglichen Anwendungen des operationellen Modells (Schifffahrt, Katastrophenschutz, Wasserwirtschaft, Industrie, Umweltschutz und Fahrrinnenunterhaltung) erfordern jeweils recht unterschiedliche Vorgehensweisen. Hier sollen nun einige Vorschläge gemacht werden, mit welchen Verfahren die Modellergebnisse für die Praxis nutzbar gemacht werden können. Es liegt aber letztlich in der Hand der Nutzer, die Modellergebnisse bestmöglich zu verwerten. Hier sind zukünftig bilaterale Kooperationen denkbar.

Wegen bei numerischen Modellsimulationen auftretenden systematischen Fehlern ist es keinesfalls so, dass Modellergebnisse immer direkt verwendet werden können. Je nach Anwendung und Vorhersagezeitraum ergeben sich mathematisch-statistische Verbesserungsmöglichkeiten der direkten Modellausgabe (Direct Model Output, DMO). Dieses ist besonders bei Punktvorhersagen der Fall, wenn örtlich oder benachbart aktuelle, zuverlässige Messungen digital verfügbar sind. Eine weitere Voraussetzung für dieses Verfahren ist, dass das Modell im wesentlichen unverändert einige Zeit im Vorhersagebetrieb gelaufen ist, und die fraglichen Parameter durchgängig abgespeichert wurden. Eine solche Vorgehensweise wird in der Wettervorhersage schon längere Zeit erfolgreich verwendet und heißt im Englischen Model Output Statistics oder kurz MOS. Für Zwecke der Wasserstandsvorhersage an der Nordseeküste ist das Verfahren bereits erfolgreich adaptiert worden (Müller-Navarra u. Knüpfner, 2010); als deutscher Begriff wurde Modellausgabestatistik eingeführt. Die Modellergebnisse könnten grundsätzlich auch ohne nachträgliche Korrektur verwendet werden; das setzt aber voraus, dass die potentiellen Nutzer über das Modell und deren Stärken und Schwächen gut informiert sind.

9.1 Schifffahrt

Zeitgleich mit der Fertigstellung dieses Projektberichtes hat das BSH zusammen mit dem Auftragnehmer Meteo Service weather research (MSWR) u.a. für die Elbepegel Cuxhaven, Brunsbüttel, Brokdorf, Glückstadt, Schulau, St. Pauli, Zollenspieker und Geesthacht (Unterpegel) ein MOS-Verfahren implementiert, welches 6-Tage-Vorhersagen des Wasserstandes und seines Fehlererwartungswertes alle 15 Minuten bereitstellen. Als Quelle (DMO) für den Windstau dienen die Stauvorhersagen des 2D-Wasserstandsmodellsystems des BSH, das 4mal täglich auf der Basis von COSMO-EU rechnet (smo 00:00 bis 18:00 in Tab. 5.1). Es gibt nun also eine Kurvenvorhersage zusätzlich zur Scheitelwertvorhersage.

Nach ausreichender Laufzeit vom Unterelbmodell – erfahrungsgemäß reichen zunächst 2 Jahre – kann es zusätzlich zum 2D-Modell einen weiteren DMO liefern. Da kurzfristig – wegen der langen Rechenzeiten bzw. unzureichenden Rechnerkapazitäten (s.o.) – das Unterelbmodell keine 6-Tage-Vorhersagen liefern kann, wird das 2D-Nordseemodell auf lange Zeit unverzichtbar bleiben. Das operationelle Unterelbmodell wird auch eine Rolle bei den Schiffsmanövern im Hafen spielen. Die Kenterzeiten und Strömungsgeschwindigkeiten sind in der Elbe raum-zeitlich sehr variabel, weshalb auch hier ein spezielles Verfahren zur laufenden Korrektur des DMO empfehlenswert erscheint. Dieses könnte so realisiert werden, dass an den beiden Enden des Stromspaltungsgebietes (Teufelsbrück und Bunthaus) aktuelle Strömungs- und Wasserstandsdaten zu einer Flächenkorrektur im Hafengebiet herangezogen werden.

Da in die Elbe einlaufende Schiffe auf dem Weg von der Nordsee nach Hamburg dem abnehmenden Salzgehalt entsprechend tiefer eintauchen, muss dieser bei der Bestimmung der Kieflfreiheit

ebenfalls berücksichtigt werden. Die mit dem Modell erzielte Genauigkeit der Salzgebhaltsberechnung entlang der Fahrinne sollte hierfür genügen. Insgesamt empfehlen die Autoren, das Tidefensterproblem mit den beteiligten Einrichtungen und Betroffenen in der Schifffahrt eingehender zu beleuchten. Die nötigen Elemente liegen mit OPTEL nun vor.

9.2 Katastrophenschutz

Sturmfluten:

Bislang werden bei Sturmflutwarnungen die zu erwartenden Scheitelwasserstände angegeben (Müller-Navarra 2009). Gefordert ist aber zunehmend eine Angabe, wann und an welchen Orten bestimmte Grenzwerte erreicht werden. Diese Angaben lassen sich nun sehr gut generieren. Einerseits kann die MOS-Kurvenvorhersage für Cuxhaven, Brunsbüttel, Brokdorf, Glückstadt, Schulau, St. Pauli, Zollenspieker und Geesthacht (Unterpegel) verwendet werden, andererseits kann mit dem 3D-Unterelebe Modell eine dynamische Interpolation vorgenommen werden, um im 90-m-Raster flächendeckend den Ablauf der Sturmflut darzustellen. Für jeden Abschnitt der Küstenschutzanlagen kann dann angegeben werden, wann die Grenzwerte erreicht werden.

Elbehochwasser:

Der Bereich der Elbe von der tschechischen Grenze bis Zollenspieker wird vom Vorhersageverfahren WAVOS überdeckt (Rademacher, 2004). Auch dieses Verfahren benötigt als untere Randbedingung einen vorhergesagten Wasserstand, der nun aus OPTEL und aus der MOS-Kurvenvorhersage für Zollenspieker generiert werden kann.

Während der Projektlaufzeit ist ein interessanter Fall aufgetreten, bei dem durch eine kleinere Sturmflut mit 2,2 m ü. MHW am Pegel Zollenspieker auch oberhalb der Staustufe eine Wasserstandserhöhung festzustellen war. Dieser Prozess wurde im Unterelebe Modell korrekt abgebildet (s. Abschn. 7.2.4.3), was zeigt, dass dieses Modell geeignet ist, für WAVOS eine gute untere Randbedingung zu generieren. Es steht aber noch aus, die Stellungen der Staustufenelemente in das Verfahren operationell einzubinden. Entsprechende Daten werden bereits ins BSH übertragen. Der Fall aus dem Februar 2011 zeigt weiterhin, dass die Kombination Sturmflut und Hochwasserwelle sehr wohl möglich ist und im OPTEL-Modell dynamisch richtig abgebildet wird. Da eine derartige Hochwasserwelle die Wasserstände im Tidebereich oberhalb Hamburgs sehr stark beeinflusst, ist hier ein deutlicher Mehrwert für die Wasserstandsvorhersage festzustellen. Empfehlenswert ist, den Überlappungsbereich WAVOS/OPTEL sehr genau zu überprüfen und eine gegenseitige Modellkopplung herbeizuführen.

9.3 Wasserwirtschaft

Entwässerung:

Wie bereits ausgeführt, ist nach einer Modelllaufzeit von etwa 2 Jahren vorgesehen, durch MOS in Kombination mit OPTEL Wasserstandsvorhersagen in der Fläche zu ermöglichen. Damit können für die örtliche Entwässerung auch die Sielzugzeiten abgeschätzt werden. Im Grunde ist es ein ähnliches Problem wie die Tidefensterproblematik der Schifffahrt, die Entwässerungsleistung bestimmt sich jedoch auch über das Gefälle zwischen Entwässerungskanal und Elbe (Zillich, 1977).

Bewässerung:

Das aus dem Brackwasserbereich für landwirtschaftliche Zwecke entnommene Elbwasser kann ungünstige Salzgehalte aufweisen. Deshalb ist eine genaue Kenntnis und Vorhersage der Lage dieser Brackwasserzone von großer Bedeutung. Die Modellergebnisse aus den ersten Monaten des operationellen Betriebes haben gezeigt, dass horizontale Gradienten und vertikale Schichtung realistisch abgebildet sind, so dass mit einer Salzgehaltsmessstation in der Brackwasserzone in Verbindung mit dem Modell eine zuverlässige Vorhersage zum örtlichen Salzgehalt ermöglicht werden kann.

9.4 Industrie, Kraftwerke

Industrie und Kraftwerke entnehmen Kühlwasser zur Aufnahme überschüssiger Prozesswärme und leiten das erwärmte Wasser wieder ein. Dieser Vorgang ist wegen gewässerökologischer Belange stark reglementiert (Wärmelastplan Tideelbe 2008). So darf nach Einleitung das Wasser durch Großemittenten nicht wärmer als 28°C sein und die Aufwärmspanne darf 3 K nicht überschreiten. Wegen der grundsätzlich komplexen Gezeitenstromverhältnisse in der Unterelbe und zusätzlicher Bedingungen für die örtliche Sauerstoffkonzentration kommt es im Hochsommer gelegentlich zu Situationen, bei denen eine weitere Einleitung von Kühlwasser nicht mehr statthaft ist. Die Entwicklung der Wassertemperatur an der Entnahmestelle kann vom Unterelbmodell recht gut vorhergesagt werden, aber auch hier müssen aktuelle Messdaten mit den vorhergesagten Modelltemperaturen verknüpft werden, um zuverlässige Aussagen zu gewährleisten.

9.5 Umweltschutz

In der Vergangenheit hat es bereits Fälle gegeben, bei denen nach Störfällen in Industrieanlagen Schadstoffe in Flüsse geraten sind und sich danach mit dem Flusswasser ausgebreitet haben (Rhein, Sandoz-Unfall 1986). Die zeitliche Entwicklung der Schadstoffkonzentration konnte nicht zuverlässig vorhergesagt werden. Letztlich geht das auch nur mit einem numerischen Modellsystem. Das beim BSH bestehende Drift- und Ausbreitungsmodell (Dick u. Soetje 1990) muss dazu um das vom neuen Modellkompartiment überdeckte Elbegebiet ergänzt werden. Das Verfahren hat sich bereits vielfach bewährt und grundsätzliche Probleme sind bei der Erweiterung nicht zu erwarten.

9.6 Unterhaltungsbaggerung

Kernproblem bei der Unterhaltungsbaggerung ist die Abschätzung, wo sich entnommenes Material nach der Verklappung wieder absetzen wird. Schon der natürliche Sedimenttransport ist in seinen Langzeittendenzen nur schwer vorherzusehen. Mit den beiden Unterelbmodellen der BAW und des BSH ergibt sich nun die Möglichkeit diese Materialverlagerungen anhand der berechneten Strömungen besser abzuschätzen. Ein Sedimenttransportmodell auf der Basis der im operationellen Betrieb laufend abgespeicherten Strömungen könnte hier Abhilfe schaffen. Allerdings sind auch hier die Modellergebnisse unkorrigiert nicht zuverlässig genug, da es auf die Geschwindigkeitsspitzen ankommt, die in der Elbe meist mit dem Beginn der Flutphase auftreten. Erst wenn dieses grundlegende Problem beseitigt ist, kann OPTTEL für Sedimentmanagementfragen zurate gezogen werden.

9.7 Zusammenfassende Bewertung der kurzfristigen Nutzungsmöglichkeiten des Unterelbmodells

Simulationsmodelle der hier dargestellten Art stellen im Grunde einen Versuch dar, eine virtuelle Parallelwelt zu etablieren. Ein wertvoller Informationsgehalt ist im Falle des Unterelbmodells vorhanden, das Heben der Schätze erfordert aber ganz unterschiedliche Techniken.

Grundsätzlich empfehlen die Autoren, die Modellergebnisse nach Möglichkeit mit Messwerten zu verknüpfen, wie es sich z.B. beim MOS-Verfahren bewährt hat. Trotz der genannten Schwächen bei der Wasserstandssimulation sollte dadurch eine Nutzung bei der Tidefensterproblematik möglich sein. Der berechnete Salzgehalt dürfte auch ein Informationsgewinn bei der Abschätzung des Tiefgangs von Schiffen bei Fahrten entlang der Fahrrinne sein.

Des weiteren wird empfohlen, die zeitlich sehr variablen Temperaturvorhersagen zu nutzen, denn erfahrungsgemäß sind diese wegen der engen Kopplung an meteorologische Parameter und gemessene flusseitige Randwerte recht gut (Müller-Navarra u. Ladwig, 1997).

Bei Sturmfluten und Hochwasser wird es nunmehr erstmals möglich sein, im Kurzfristbereich (~0–6 h) eine auf NN bezogene Wasserspiegellage zu generieren. Ein solches Verfahren ist für die Deutsche Bucht kürzlich in Form einer Vorstudie aufgesetzt worden (Mohr, 2011).

10 Literatur

- Anonymus (2011) *Die Elbe bis Hamburg. 13 Kartenblätter für die Sportschifffahrt*. BSH Nr. 3010, Hamburg.
- BAW (2004) *Mathematical model UnTRIM – validation document*. Bundesanstalt für Wasserbau – Dienststelle Hamburg, Wedeler Landstraße 157, 22559 Hamburg. 78 S.
- BAW (2006): *Gutachten zur ausbaubedingten Änderung von Hydrodynamik und Salztransport*. BAW-Nr. A3955 03 10062 Umweltverträglichkeitsuntersuchung, Teilgutachten H.1 Hydrologie und Morphologie. 106 S.
- BAW (2007) *Fahrrinnenanpassung Unter- und Außenelbe – Sturmflutuntersuchungen*. BAW-Nr. A3955 03 10062 – H.1b. Bundesanstalt für Wasserbau - Dienststelle Hamburg, Wedeler Landstraße 157, 22559 Hamburg.
- Bergemann, M. (1995): Die Lage der oberen Brackwasserzone im Elbeästuar. *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen* 39, 134–137
- Blayo, E., L. Debreu (2005) Revisiting open boundary conditions from the point of view of characteristic variables. *Ocean Modelling* 9, 231–252
- Blind, M., J. B. Gregersen (2005): Towards an Open Modelling Interface (OpenMI) the HarmonIT project. *Adv. Geosc.* 4, 69–74
- Bork, I., E. Maier-Reimer (1978) On the spreading of power plant cooling water in a tidal river applied to river Elbe. *Advances of Water Resources* 1 (3), 161–168
- Casulli, V., R. A. Walters (2000) An unstructured, three-dimensional model based on the shallow water equations. *International Journal for Numerical Methods in Fluids* 32, S. 331–348
- Cailleau, S., V. Fedorenko, B. Barnier, E. Blayo, L. Debreu (2008) Comparison of different numerical methods used to handle the open boundary of a regional ocean circulation model of the Bay of Biscay. *Ocean Modelling* 25, 1–16
- Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch (2011) Elbegebiet, Teil III, Untere Elbe bis Havelmündung, 2008 (1.11.2006–31.12.2007). Hamburg, 178 S.
- Dick, S., K. C. Soetje (1990) Ein operationelles Ölausbreitungsmodell für die Deutsche Bucht. *Dt. hydrogr. Z.*, Erg. A, 16, 43 S.
- Dick, S., E. Kleine, S. H. Müller-Navarra, H. Klein, H. Komo (2001) The operational circulation model of BSH (BSHcmod) – Model description and validation. *Berichte des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie* 29, 49 pp.
- Dick, S., E. Kleine, F. Janssen (2010) A new operational circulation model for the North Sea and the Baltic using a novel vertical co-ordinate – setup and first results. In: H. Dahlin, M. J. Bell, N. C. Flemming, S. E. Petersson (Ed.): *Coastal to Global Operational Oceanography: Achievements and Challenges*. 225–231
- Dick, S. (2010) MyOcean – Ein Projekt zum Aufbau europäischer mariner Basisdienste. *KFKI-aktuell* 2/2010, 11–12
- Dücker, H. P., H. Glindemann, K. Thode, H.-H. Witte (2006): Konzept für eine nachhaltige Entwicklung der Tideelbe als Lebensader der Metropolregion Hamburg. *Ein Diskussionsbeitrag der Hamburg Port Authority und der Wasser- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes*. Hamburg, 18 S.
- Duwe, K. (1988) Modellierung der Brackwasserdynamik eines Tideästuars am Beispiel der Unterelbe. *Diss. Univ. Hamburg*. 184 S.

- Ganske, A., G. Rosenhagen (2010) *Downscaling von Windfeldern aus Lokalmodellen auf die Tideelbe*. DWD, 32 S.
- Gönnert, G., K. Isert, H. Giese, A. Plüß (2004) Charakterisierung der Tidekurve. *Die Küste* 68, 99–143
- Hensen, W. (1955) Stromregelungen, Hafengebauten, Sturmfluten in der Elbe und ihr Einfluß auf den Tideablauf. *Festschr. 30. Dt. Geographentag*. Hirt, Kiel. 60–94
- Hübbe, H. (1854) *Fünf Abhandlungen über das Fahrwasser der Unter-Elbe*. Hamburg, Nestler und Melle. 76 S.
- Jensen, J., S. H. Müller-Navarra (2008) Storm Surges on the German Coast. *Die Küste* 74, 92–124
- Karman, T. v. (1930) Mechanische Ähnlichkeit und Turbulenz. *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-physik. Kl.*, 58–76
- Kleine, E. (1993) *Die Konzeption eines numerischen Verfahrens für die Advektionsgleichung – Literaturübersicht und Details der Methode im operationellen Modell des BSH für Nordsee und Ostsee*. BSH Hamburg. 106 S.
- Kleine, E. (1994) *Das operationelle Modell des BSH für Nordsee und Ostsee – Konzeption und Übersicht*. BSH Hamburg, 126 S.
- Kleine, E. (2004) A class of hybrid vertical coordinates for ocean circulation modelling. *Proc. 6th HIROMB Scientific Workshop*, St. Petersburg 2003, 7–15
- Kremp, C. (2011) OPTTEL-C. *Entwicklung eines operationellen Tidemodells der Elbe sowie einer Modellkopplung mit dem BSH-Vorhersagemodell der Nordsee*. BAW-Nr. A3955 03 07 134. 88 S.
- Kuhn, W. (1972) Physikalisch-meteorologische Überlegungen zur Nutzung von Gewässern für Kühlzwecke. *Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. A*, 21, 95–122
- Lamb, H. (1932) *Hydrodynamics*. Cambridge, 738 S.
- Lucht, F. (1953) Hydrographische Untersuchungen in der Brackwasserzone der Elbe. *Dt. Hydrogr. Z.* 6, 18–32
- Marshall, J., C. Hill, L. Perelman, A. Adcroft (1997) Hydrostatic, quasi-hydrostatic, and nonhydrostatic ocean modeling. *J. Geophys. R.* 102, No. C3, 5733–5752
- Mellor, G. L., T. Yamada (1974) A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.* 31, 1791–1806
- Mohr, A. (2011) Geodätische Referenzierung von numerischen Wasserstandsvorhersagen in der Deutschen Bucht. *Diplomarbeit, Hochschule f. Technik und Wirtschaft Dresden (FH)*. 54 S.
- Morel, A., D. Antoine (1994) Heating Rate within the Upper Ocean in Relation to its Bio-Optical State. *Journal of Physical Oceanography* 24, 1652–1665
- Müller-Navarra, S. H., N. Ladwig (1997) Über Wassertemperaturen an deutschen Küsten. *Die Küste* 59, 1–26
- Müller-Navarra, S. H. (2002) Implementation of the equilibrium tide in a shelf sea model. *Environmental and Chemical Physics* 24, 127–132.
- Müller-Navarra, S. H., I. Bork, J. Jensen, Ch. Koziar, Ch. Mudersbach, A. Müller, E. Rudolph (2006) Modellstudien zur Sturmflut und zum Hamburg-Orkan 1962. *Hansa* 143, 12/06, 72–88.
- Müller-Navarra, S. H. (2009) Sturmfluten in der Elbe und deren Vorhersage im Wandel der Zeiten. In: Ohlig, C.: Hamburg – die Elbe und das Wasser sowie weitere wasserhistorische Beiträge. *Schriften der DWhG* 13, 77–95

- Müller-Navarra, S. H., I. Bork (2010) Development of an operational Elbe tidal estuary model. In: Jane McKee Smith, Patrick J. Lynett (Ed.) *Proceedings of the 32nd International Conference on Coastal Engineering ICCE 2010*, Shanghai, China.
- Müller-Navarra, S. H., K. Knüpfner (2010) Improvement of water level forecasts for tidal harbours by means of model output statistics (MOS) – Part I (Skew surge forecast). *Berichte des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie* 47. 22 pp.
- Nikuradse, J. (1933) Strömungsgesetze in rauhen Rohren. *VDI-Forschungsheft 361*. Beilage zu "Forschung auf dem Gebiete des Ingenieurwesens" Ausgabe B, Bd 4, 1–22
- Nies, H., H. Gaul, F. Oestereich, H. Albrecht, S. Schmolke, N. Theobald, G. Becker, A. Schulz, A. Frohse, S. Dick, S. H. Müller-Navarra, K. Herklotz (2003) Die Auswirkungen des Elbehochwassers vom August 2002 auf die Deutsche Bucht. *Berichte des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie* 32, 81 S.
- Oellerich, J., H. P. Dücker, H. H. Witte, J. Osterwald (2006) Fahrrinnenanpassung von Unter- und Außenelbe. *Hansa* 143/5, 67–71
- Pichler, H. (1984) *Dynamik der Atmosphäre*. Mannheim-Wien-Zürich. 456 S.
- Prandle, D. (2009) Estuaries. Dynamics, Mixing, *Sedimentation and Morphology*. Cambridge, 236 S.
- Rademacher, S. (2004) Das Wasserstandsvorhersagesystem WAVOS im Oder- und Elbegebiet. *BfG Veranstaltungen* 6/2004, 64–74
- Raithby, G.D. (1976) Skew Upstream Differencing Schemes for Problems Involving Fluid Flow. *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering* 9, 153–164
- Rappard, P. v. (2008) Darstellung von Modellsimulationen der Tideelbe auf Karten und als Web-Applikation. *Diplomarbeit Univ. Karlsruhe (FH)*. 67 S.
- Rohde, H. (1971) Eine Studie über die Entwicklung der Elbe als Schifffahrtsstraße. *Mitt. Franzius-Inst. TU Hannover* 36, 17–241
- Roe, P. L. (1982) Fluctuations and signals – a framework for numerical problems. In: *Numerical Methods for Fluid Dynamics*. Eds. K.W. Morton and M.J. Baines. Academic Press. 219–257
- Rudolph, E. (2005): Einfluss sehr hoher Abflüsse auf die Wasserstände in der Tideelbe. *promet* 31, 186–190
- Savenije, H. H. G., M. Toffolon, J. Haas, E. J. M. Veling (2008) Analytical description of tidal dynamics in convergent estuaries. *J. Geophys. Res.* 113, C10025, doi: 10.1029/2007JC004408
- Schuchardt, B., J. Scholle, T. Bildstein, F. Bachmann, A. Huber (2010) Gutachten zur FFH-Erheblichkeit bei der FFH-Verträglichkeitsprüfung zur Fahrrinnenanpassung Unter- und Außenelbe. BIOCONSULT Schuchardt & Scholle GbR, Bremen und Gnarrenburg. 134 S.
- Smile consult GmbH (2008) *Präprozessor Janet. Erste Schritte. Einführung in Janet 2.5*. (Stand 03.12.2008). Hannover. 51 S.
- Smith, S. D., E. G. Banke (1975) Variation of the sea surface drag coefficient with wind speed. *Quart. J. R. Met. Soc.* 101, 665–673
- Strotmann, T., C. Radegast, U. Ferk (2011) Abschlussbericht des Teilprojekts OPTEL-D: Studien zur Stautwicklung in der Tideelbe. *Hamburg Port Authority*. 117 S.
- Wärmelastplan für die Tideelbe (2008) *Sonderaufgabenbereich Tideelbe der Länder Hamburg – Niedersachsen – Schleswig-Holstein mit Wassergütestelle Elbe*. 15 S.

- Wakata, Y. (2011) Dependence of seafloor boundary layer thickness on the overlying flow direction: a large eddy simulation study. *J. Oceanography* 67, 667–673
- Wasser- und Schifffahrtsgesellschaft Ost (1996) *Staustufe Geesthacht, Stand Juni 1996*. 7 S.
- WSA Cuxhaven (2007) *Bekanntmachung für Seefahrer 93/07. Abänderung zu Nr. 14.2.1.3 der Bekanntmachung der Wasser- und Schifffahrtsgesellschaft Nord zur Seeschifffahrtsstraßen-Ordnung vom 20. März 2007* (BAnz. Nr. 89a/07)
- Zalesak, S. T. (1979) Fully multidimensional flux-corrected transport algorithms for fluids. *J. Comp. Physics* 31, 335–362
- Zillich, G. (1977) Ermittlung der Abflußganglinie aus der Wasserstandsganglinie an beliebigen Querschnitten in tidebeeinflussten Gewässern. *Mitteilungen Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie, und landwirtschaftlichen Wasserbau der Technischen Universität Hannover* 40, 159–329

11 Ergebnisdarstellungen zu OPTEL-A in Wort und Schrift

Vorträge:

Müller-Navarra, S. H. and I. Bork: Development of an operational Elbe tidal estuary model. (ICCE 2010 Schanghai, 01.07.2010)

Müller-Navarra, S. H.: Sturmflutvorhersagen für Hamburg und die Elbe – Erfahrungen und neue Verfahren. (6. Extremwetterkongress, Hamburg 13.04.2011)

Bork, I.: Entwicklung eines operationellen Modells der Unterelbe (OPTEL) (Kolloquium der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft, Zweigverein Hamburg, 28.06.2011)

Müller-Navarra, S. H. und I. Bork: Ein operationelles Modell der Unterelbe (acqua alta 2011, Hamburg 13.10.2011)

Müller-Navarra, S. H. und I. Bork: Entwicklung eines operationellen Unterelbomodells auf der Basis des hydrodynamisch-numerischen Modellverfahrens *BSHcmod* für die Nord- und Ostsee (16. KFKI-Seminar, Bremerhaven, 2.11.2011).

Veröffentlichungen:

Müller-Navarra, S. H. and I. Bork (2010) Development of an operational Elbe tidal estuary model. In: Jane McKee Smith, Patrick J. Lynett (Ed.) Proceedings of the 32nd International Conference on Coastal Engineering ICCE 2010, Shanghai, China

Müller-Navarra, S. H., I. Bork (2011) Ein operationelles Modell der Unterelbe. [<http://acqua-alta.de/kongress/download-vortraege-2011/abstracts/>] 7 S.