

KFKI-VERBUNDPROJEKT

Modellgestützte Untersuchungen zu extremen
Sturmflutereignissen an der Deutschen Ostseeküste (MUSTOK)

TEILVORHABEN

Modellgestützte Untersuchungen zu Sturmfluten mit sehr geringen
Eintrittswahrscheinlichkeiten an der Deutschen Ostseeküste (MUSE-Ostsee)



ABSCHLUSSBERICHT 1.3

Simulation und Analyse extremer Sturmfluten an der Deutschen Ostseeküste

Autoren	Ingrid Bork, Sylvin H. Müller-Navarra
Institut	Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie
Bearbeitungszeitraum	01.07.2005 – 30.06.2008
Fördernummer	BMBF 03KIS052 / KFKI 84
Datum	21.07.2009 (19.06.2009)
Version	1.0

Zitierhinweis: Bork, I. und Müller-Navarra, S. H. (2009): Simulation und Analyse extremer Sturmhochwasser an der Deutschen Ostseeküste, Abschlussbericht 1.3 zum KFKI-Verbundprojekt *Modellgestützte Untersuchungen zu extremen Sturmflutereignissen an der Deutschen Ostseeküste (MUSTOK)*, Hamburg

Das Verbundprojekt wurde gefördert von:



ZIELSETZUNG	2
1 EINLEITUNG	3
2 VORAUSWAHL	5
3 MODELLSIMULATIONEN.....	10
3.1 MODELLBESCHREIBUNG	10
3.1.1 Anfangswerte.....	12
3.1.2 Bezugsniveau – Vergleich mit beobachteten Wasserständen	14
3.2 REKONSTRUKTIONEN.....	16
3.3 EXTREME STURMHOC HWASSER	22
3.3.1 Scheitelwasserstände.....	23
3.3.2 Extrem in der Pommerscher Bucht.....	27
3.3.3 Extrem in der Mecklenburger Bucht	29
3.3.4 Extrem in der Kieler Bucht.....	31
3.3.5 Gleichzeitig extrem in Pommerscher, Mecklenburger und Kieler Bucht	33
3.3.6 Vergleich mit 1872	34
3.3.7 Zusammenfassung extreme Sturmhochwasser.....	40
4 NUMERISCHE EXPERIMENTE.....	41
4.1 EINFLUSS DES FÜLLUNGSGRADS AUF DAS STURMHOC HWASSER VON 1872	42
4.2 EINFLUSS DES VORHERGEHENDEN STURMS VOM 12.11.1872 AUF DIE AUSWIRKUNG DES ORKANS VOM 13.11.1872	47
4.3 EINFLUSS VON EIGENSCHWINGUNGEN AUF EXTREME STURMHOC HWASSER.....	48
4.3.1 Eigenschwingungen.....	49
4.3.2 Experimente.....	51
4.4 RECHNUNGEN FÜR GKSS	53
5 UNSICHERHEITEN	54
6 ZUSAMMENFASSUNG.....	58
7 DANKSAGUNG	60
8 SCHRIFTENVERZEICHNIS.....	60
9 ANHANG B1: VORAUSWAHL.....	66
10 ANHANG B2: SCHEITELWASSERSTÄNDE.....	67
11 ANHANG B3: EXTREME STURMHOC HWASSER.....	68

Zielsetzung

Das BSH betreibt operationelle Vorhersagemodellsysteme als Entscheidungshilfen bei Wasserstandsvorhersagen für Nord- und Ostsee. Das aufwendigste System ist ein baroklines Modell der Nord- und Ostsee, das die wesentlichen meeresphysikalischen Parameter dreidimensional als prognostische Variablen beschreibt (Dick et al., 2001; Dick und Kleine, 2006). An der deutschen Küste hat es eine horizontale Auflösung von ca. 0,9 km. Dieses Simulationsmodell wird mit Daten der Vorhersagemodelle des DWD (Globalmodell GME, Lokalmodell Europa COSMO-EU) und im Projekt MUSE-Ostsee mit Daten des EZMW (Ensemble Prediction System EPS) angetrieben.

Eine ältere Version des Nord- und Ostseemodells des BSH ist für das Projekt MUSE-Nordsee bereits erfolgreich verwendet worden (Bork und Müller-Navarra, 2005; Jensen et

al., 2006). Im Jahr 2006 wurde zusätzlich ein Seegangsmodule im dreidimensionalen Modell erfolgreich in einer Hindcast-Version implementiert (Murawski, 2007). Es bot sich an, die bewährte Modellkette auch für die Fragestellung extremer Sturmhochwasser in der Ostsee anzuwenden. Zwei Schwerpunkte wurden am BSH im Rahmen des Teilprojekts MUSE-Ostsee behandelt:

- Detaillierte überregionale Simulationen ausgewählter Sturmhochwasser bei extremen Wetterlagen
- Modelluntersuchungen zur Genese von Sturmhochwassern der Ostsee am Beispiel der Sturmflut 1872

1 Einleitung

Ziel des Teilvorhabens MUSE-Ostsee im Verbundprojekt MUSTOK ist die Abschätzung extremer Sturmhochwasser an der Deutschen Ostseeküste. Grundlage sind, wie im Vorgängerprojekt MUSE (Jensen et al., 2006), physikalisch konsistente, Sturmhochwasser erzeugende Wetterlagen, wie sie bei heutigem Klima auftreten können. Diese sind beim Deutschen Wetterdienst (DWD) wieder mit dem Ensemble Prediction System (EPS) des europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (EZMW) ermittelt worden (Schmitz, 2009). Dazu sind zu günstigen Terminen (Zielterminen) eine Vielzahl Wetterentwicklungen (Realisationen) berechnet worden. Die kleinräumige Land-Wasser-Verteilung der westlichen Ostsee erfordert komplexere Auswahlverfahren sowohl hinsichtlich der Zieltermine als auch hinsichtlich effektiver Wetterlagen als für die Deutsche Bucht. Diese wurden vom Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) und vom DWD gemeinsam festgelegt (Schmitz, 2007; 2009). Diese Winddatenbasis stand auch dem Teilprojekt SEBOK A im Verbundprojekt MUSTOK zum Antrieb eines reinen Ostseemodells, dem Modell des Dansk Hydraulisk Institut (DHI), zur Verfügung. An Hand solcher Wasserstandssimulationen (Bruss et al., 2009a) konnten effektive Wetterlagen weiter auf extreme eingeschränkt werden.

Beim DWD wurden einige der Wetterlagen mit den lokalen meteorologischen Modellen (COSMO-EU und COSMO-B) nachgerechnet (Schmitz, 2007; 2009). Durch die komplizierte Land-Wasser-Verteilung haben auch die Unterschiede in den Windfeldern komplexere Auswirkungen auf die simulierten Wasserstände als in MUSE-Nordsee. Einige vollständige meteorologische Datensätze extremer Wetterlagen wurden am GKSS-Forschungszentrum Geesthacht (GKSS) als Teil von MUSE-Ostsee mit dem Modell COSMO-CLM nachgerechnet und modifiziert (Benkel und Meinke, 2008). Für diese Wetterlagen wurden ebenfalls Wasserstände mit dem BSH-Modell simuliert.

Hauptziel der Arbeiten am BSH sind Modellberechnungen extrem hoher Wasserstände, als Beitrag zur Datenbasis der statischen Analyse an der fwu Siegen (Mudersbach und Jensen, 2009) und die Analyse großräumiger und lokaler Einflüsse auf diese Wasserstände. Das Modellsystem des BSH umfasst den Nordostatlantik, die Nordsee und die Ostsee, simuliert also insbesondere auch den Wassermassenaustausch zwischen Nordsee und Ostsee über Belte und Sund. Damit ist das BSH-Modell auch potentielle Quelle für Randbedingungen reiner Ostseemodelle, wie dem in SEBOK A verwendeten. Wegen der parallelen Arbeiten in beiden Teilprojekten wurde diese Möglichkeit in SEBOK A nur teilweise genutzt und stattdessen gemessene Wasserstände in Ringhals (Daten SMHI) als Randwerte auch für die extremen Wetterlagen benutzt. Für eine Diskussion der Auswirkungen dieses Vorgehens siehe Bruss und Bork (2009).

Die bisher höchsten Wasserstände an der Deutschen Ostseeküste wurden im November 1872 erreicht. Entsprechend den differenzierten extremen Wetterlagen wurden neben einem für große Teile der Deutschen Ostseeküste extremen Sturmhochwasser auch drei regional extreme Sturmhochwasser betrachtet - für die Kieler Bucht, die Lübecker und Mecklenburger Bucht sowie die Pommersche Bucht. Außer in der Pommerschen Bucht blieben die extremen Wasserstände bei den Simulationen am BSH unter denen von 1872. Daher wurde das Projekt MUSTOK um eine Rekonstruktion (Rosenhagen und Bork, 2009) und Analyse des Sturmhochwassers von 1872 erweitert. Die letzten Tage der Rekonstruktion wurden als

zusätzlicher Beitrag des BSH auch mit dem Seegangsmodul des BSH simuliert (Rosenhagen et al. in Vorbereitung).

Zusätzlich wurden auch Daten zur Initialisierung und Verifikation der am BSH und in SEBOK A verwendeten Modelle vom BSH bereitgestellt oder bei anderen Institutionen erbeten (siehe Danksagung). Zur Initialisierung wurden ozeanographische und für einen Modellvergleich (Bruss und Bork, 2009) auch meteorologische Archivdaten des BSH, sowie Programme und digitalisierte Eiskarten weitergegeben, zur Verifikation Pegel- und Winddaten.

Zusammenfassend gibt die folgende Tabelle eine Übersicht über die Anzahl der jeweiligen für MUSE-Ostsee relevanten meteorologischen und ozeanographischen Modellsimulationen.

Tab. 1: Anzahl der Simulationen zur Ermittlung extremer Sturmfluten.

<p>EPS Realisationen DWD 31 900 (37 Zieltermine)</p>	<p>COSMO Simulationen DWD 80</p> <hr/> <p>COSMO Simulationen GKSS 2</p>
<p>Auswahl DWD 57 Realisationen (19 Zieltermine)</p>	<p>Auswahl DWD (GKSS) 6 COSMO-EU 3 COSMO-B (2 COSMO-CLM)</p>
<p>Simulationen SEBOK A 56 (18 Zieltermine)</p>	
<p>Simulationen BSH 15 (8 Zieltermine) 2 modifiziert</p>	<p>Simulationen BSH 3 COSMO-EU 2 COSMO-B 2 COSMO-CLM 1 COSMO-CLMN 2 COSMO-CLM modifiziert</p>

2 Vorauswahl

In diesem Abschnitt interessiert zunächst nur die linke Seite der Tabelle 1.

Die Auswahl der Zeitpunkte (Zieltermine), für die vom DWD EPS-Simulationen durchgeführt wurden, erfolgte nach fünf Kriterien (Schmitz, 2009):

1. aufgetretene Sturmflut und/oder günstige hohe Winde in globaler Reanalyse (ERA40) oder in operationeller Analyse bei Winden aus N bis O („Analyse + Sturmflut“, kurz „**N-O**“)
2. aufgetretene Sturmflut und/oder günstige hohe Winde in ERA40 oder in operationeller Analyse bei Winden aus NW („Analyse mod“, kurz „**NW**“)
3. günstige, sehr hohe Winde in EPS-Archiv (**Archiv**)
4. hoher Sturmindex [Maß aus Betrag und relativer Vorticity des gestrophischen Windes, Löwe et al., 2005] über der Ostsee in globalen Datensätzen („Sturmindex“, kurz „**Index**“)
5. Wasserstand in Landsort >0,6 m kurz vor dem Eintreffen eines kräftigen Tiefdruckgebietes über der Ostsee („Füllungsgrad + Analyse“, kurz „**Füllung**“)

Von den 37 für EPS-Simulationen ausgewählten Zielterminen gehören 17 zur Kategorie „Analyse + Sturmflut“, gefolgt von 10 der Kategorie „Sturmindex“. In die Kategorie „Füllungsgrad + Analyse“ fallen nur zwei Zieltermine (Tabelle 2, Spalte EPS). Zu jedem der 37 Zieltermine wurden zwischen 300 bis 2950 verschiedene Realisationen am DWD hinsichtlich ihres Potentials für hohe Sturmhochwasser an den deutschen Ostseeküsten untersucht, insgesamt 31 900.

Zur Bestimmung effektiver Wetterlagen wurde eine Mischung aus empirischen Verfahren der Wasserstandsvorhersage (Schmager, 2003) und Analyse der meteorologischen Felder gewählt (Schmitz, 2007). Es wurden 57 Realisationen mit hohem Potential aus 19 Zielterminen gefunden (Tabelle 2, Spalte Auswahl DWD), d.h. 18 Zieltermine hatten kein Potential für hohe Sturmhochwasser. Bei den verbleibenden Zielterminen liegt das Maximum wieder in der Kategorie „Analyse + Sturmflut“, in der Kategorie „Sturmindex“ verbleiben nur zwei Zieltermine. Für Details hierzu siehe Schmitz (2007).

Tab. 2: Anzahl der Zieltermine nach Auswahlkriterien

Auswahlkriterien	<i>EPS</i>	<i>Auswahl DWD</i>	<i>Simulationen SEBOK A 1 Pegel >2,5 m</i>	<i>Simulationen BSH</i>
Archiv	3	2	2	1
Analyse + Sturmflut (N-O)	17	9	4	2
Sturmindex	10	3	1	1
Füllungsgrad + Analyse	2	2	1	2
Analyse mod (NW)	5	3	2	2
Gesamt	37	19	10	8

56 der 57 Realisationen mit hohem Potential für Sturmhochwasser wurden mit den Modellen von SEBOK A simuliert (Bruss et al., 2009). Nicht alle nach DWD-Kriterien ausgewählten meteorologischen Antriebsfelder erzeugten dabei tatsächlich extrem hohe Wasserstände. Ein extremes Sturmhochwasser wurde dadurch definiert, dass mindestens einer von 13 Pegeln der deutschen Ostseeküste einen Wasserstand > 2,5 m in diesen Simulationen erreichte. Es verbleiben 21 Antriebsfelder aus 10 Zielterminen mit einer eindeutigen Häufung in der Kategorie „Sturmflut + Analyse“ (Tabelle 2, Spalte SEBOK A). Letztendlich fanden sich nur unter den Realisationen von weniger als einem Drittel der Zieltermine solche, die sehr hohe Wasserstände (> 2,5 m) an mindestens einem der ausgewählten Pegel erzeugten. Es ist jedoch zu beachten, dass keines der Suchkriterien erfolglos war.

In Tabelle 2 (Spalte BSH) findet sich dann noch eine Zuordnung der mit dem Modellsystem des BSH simulierten Realisierungen zu den Zielterminen. Für die Untersuchung im Teilprojekt MUSE-Ostsee wurden Szenarien nicht nur nach typischen extremen Sturmfluten ausgesucht. Zusätzliche Auswahlkriterien ergaben sich aus dem Ziel, die in der Literatur als verstärkend angegebenen Faktoren und den Einfluss verschiedener meteorologischer Modelle auf die Scheitelwasserstände zu untersuchen (Tabelle 6). Die Gesamtauswahl erfasst 12 von 21 im Teilprojekt SEBOK A extremen Realisationen und 3 nicht extreme.

Entsprechend dem übergeordneten Ziel von MUSE Ostsee, die Menge der extremen Sturmhochwasser für die statistische Analyse zu erweitern, wurden für die Nachrechnung mit dem Modellsystem des BSH zuerst solche mit maximalen Scheitelwasserständen gewählt. Grundlage bilden die in SEBOK A berechneten Scheitelwasserstände in den Pegelgruppen

- KB: Flensburg, Schleimünde, Eckernförde, Kiel Holtenau, Heiligenhafen (Kieler Bucht)
- MB: Neustadt, Travemünde, Wismar, Timmendorf, Warnemünde (Mecklenburger Bucht)
- PB: Sassnitz, Greifswald, Koserow (Pommersche Bucht).

Durch diese Pegel sind die Boddengewässer nicht repräsentiert. In den Modellen des DHI und des BSH werden diese Gewässer gut aufgelöst und durch den Pegel Althagen repräsentiert. Durch das verzögerte Auftreten des maximalen Wasserstands in den Boddengewässern gegenüber der offenen Ostsee (Kolp, 1955; Boudler und Müller, 2003) wurde der Scheitelwasserstand in Althagen während der Simulationszeit der extremen Realisationen jedoch in der Regel nicht erreicht.

Das bisher höchste dokumentierte Sturmhochwasser für die Deutsche Ostseeküste ist das vom 13.11.1872. Abbildung 1 zeigt daher (im Vergleich zu Abbildung 7, BSH-Simulationen) mit dem Scheitelwasserstand von 1872 am gleichen Ort normierte Scheitelwasserstände für jeweils einen Pegel pro Gruppe und alle 21 extremen Realisationen¹. Die Werte von 1872 sind 3,08 m für Flensburg, 3,16 m für Travemünde und 2,79 m für Greifswald (Mudersbach und Jensen, 2009). Dargestellt ist also:

$$z_{\max}(Ort, Simulation) = \frac{\zeta_{\max}(Ort, Simulation)}{\zeta_{\max}(Ort, 1872)}$$

¹ Die Wetterlagen der einzelnen Realisierungen sind gekennzeichnet durch jjjjmddhh_000_eee_nn_bbbb, d.h. das Startdatum jjjjmddhh, Anzahl der simulierten Stunden eee und eine Kennung der konkreten Realisation nn_bbbb oder nur nn. Die Kennzeichnung wurde in unterschiedlicher Art verkürzt, für die BSH-Simulationen jjjjmm_nnbbbb bzw. jjjjmm_nn. In Teilprojekt SEBOK A jjmm_eee_nn bzw. jjmm_eee_nn_bbbb.

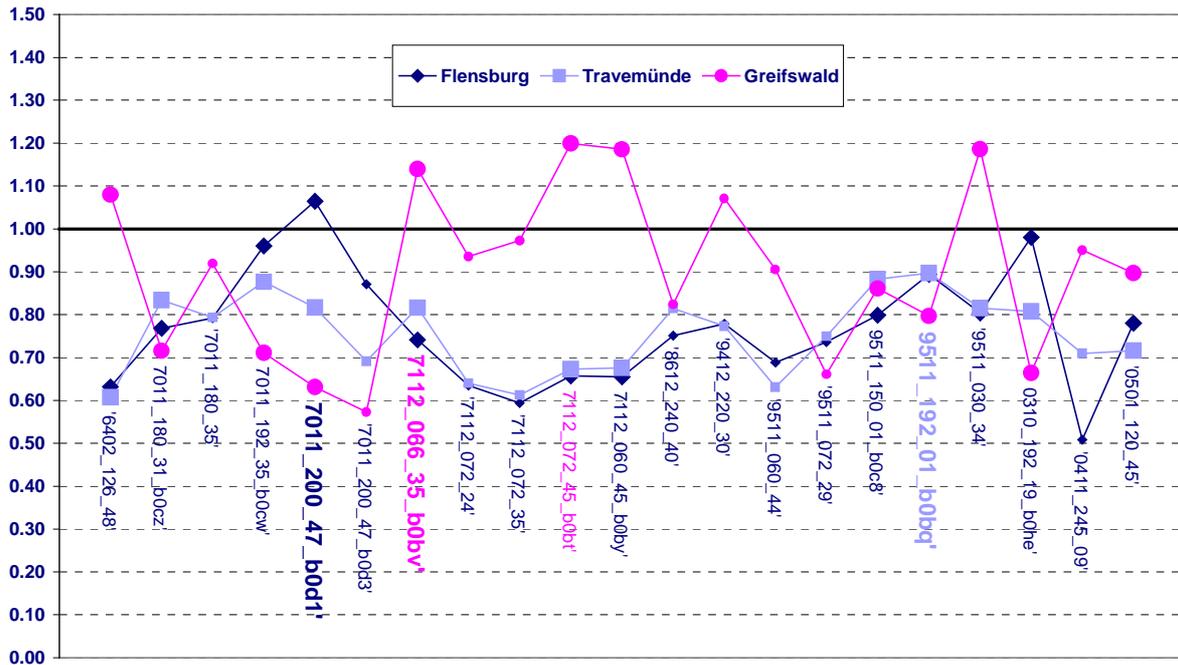


Abb. 1: Normierte Scheitelwasserstände, $z_{\max}(Ort, Simulation)$, aus dem Teilprojekt SEBOK A für alle Realisationen mit Scheitelwasserstand $>2,5$ m an mindestens einem Pegel (nach Bruss et al., 2009a). Große Symbole markieren zur Nachrechnung mit dem BSH-Modellsystem ausgewählte Realisationen, Realisationen mit maximale Scheitelwasserstände nach Tabelle 3 sind durch größere Beschriftung gekennzeichnet.

In Flensburg überschreitet eine Realisation den Wert 1. In Greifswald sind es sechs. In Travemünde beträgt das maximale Verhältnis 0,89. Während Flensburg und Travemünde gleichzeitig die Pegel mit maximalen Scheitelwasserständen in den Gruppen KB bzw. MB sind, wird der maximale Wasserstand in der Gruppe PB in Koserow erreicht bei vergleichsweise geringem Wasserstand in Greifswald. Das maximale Verhältnis in Greifswald beträgt 1,20 (Tabelle 3).

Tab. 3: Realisationen mit maximalen Wasserstandswerten für die einzelnen Pegelgruppen.

Kriterium	normierter Wasserstand			Realisation
	Flensburg	Travemünde	Greifswald	
Max. HW KB	1,06			7011_200_47_b0d1
Max. HW MB		0,89		9511_192_01_b0bq
Max. HW PB			1,14	7112_066_35_b0bv
Max. HW Greifswald			1,20	7112_072_45_b0bt

Unter dem Gesichtspunkt einer Analyse der Sturmhochwasser im Vergleich zum Sturmhochwasser 1872 wurden noch das Verhältnis der Scheitelwasserstände in den drei Gruppen betrachtet. Gesucht werden Realisationen mit etwa gleich hohen maximalen Wasserständen in den Pegelgruppen.

Tabelle 4 zeigt Beziehungen zwischen jeweils zwei Gruppen. Die Differenz der maximalen Hochwasser in den Pegelgruppen KB und MB erreicht im Betrag ein Minimum für eine Realisation, die nur in der Gruppe PB extreme Wasserstände zeigt (6402_126_48). Scheitelwasserstände $> 2,5$ m sowohl in der Gruppe KB als auch in der Gruppe MB erreichen vier Realisationen, darunter auch jeweils die Realisationen mit maximalen Scheitelwasserständen einer Gruppe. Eine davon weist jedoch gleichzeitig maximale Differenzen zwischen den Gruppen auf (7011_200_47_b0d1). Die betragsmäßig minimale

Differenz weist hier eine Realisation des Zieltermins 17.11.95 auf (9511_192_01_b0bq). Zwei weitere Realisationen sind in den Pegelgruppen MB und PB extrem.

Tab. 4: Realisationen mit besonderen Beziehungen in Werten der Wasserstände zweier Pegelgruppen.

<i>Region</i>	<i>Kriterium</i>	<i>Differenz max. HW</i>	<i>Realisation</i>
KB und MB	Max. HW > 2,5 m	KB-MB: 0,694 m	7011_200_47_b0d1
KB und MB	Max. HW > 2,5 m	KB-MB: -0,052 m	9511_192_01_b0bq
KB und MB	Max. HW > 2,5 m		7011_192_35_b0cw
KB und MB	Max. HW > 2,5 m		0310_192_19_b0he
KB und MB		KB-MB: 0,006 m	6402_126_48
KB und MB		KB-MB: -0,424 m	7011_180_31_b0cz
MB und PB	Max. HW >2,5/3,0 m		7112_066_35_b0bv
MB und PB	Max. HW >2,5/3,0 m		9511_030_34

Keine Realisation ist in allen drei Pegelgruppen extrem. Von den fünf Realisationen, die in allen drei Gruppen einen maximalen Scheitelwasserstand > 2 m haben (Tabelle 5), gehören zwei zu denen mit maximalen Scheitelwasserständen (Tabelle 3). Von diesen liegen die normierten Wasserstände in Abbildung 1 für eine Realisation des Zieltermins 17.11.95 (9511_192_01_b0bq) eng zusammen, was vermuten lässt, dass die regionale Verteilung ähnlich der von 1872 ist. Dies ist gleichzeitig die mit dem maximalen Scheitelwasserstand in Travemünde.

Da das Sturmhochwasser 1872 sich für die deutschen Ostseeküste auch dadurch auszeichnete, dass an allen Küstenorten extreme Wasserstände beobachtet wurden, wird noch die Realisation betrachtet, für die bei Berücksichtigung aller Pegelgruppen der minimale Scheitelwasserstand möglichst hoch ist. Das Maximum wird mit 2,28 m in der Realisation 7112_066_35_b0bv erreicht. Zusätzlich wurde noch das extreme Sturmhochwasser aus dem Jahr 2005 berücksichtigt, da der Wetterverlauf vor und während des Sturmhochwassers dem von 1872 ähnelt (Schmitz, 2009).

Tab. 5: Realisationen mit besonderen Beziehungen in Werten der Wasserstände aller drei Pegelgruppen.

<i>Region</i>	<i>Min. HW</i>	<i>normierter Wasserstand</i>			<i>Realisation</i>
		Flensburg	Travemünde	Greifswald	
KB, MB und PB	1,94 m	0,894	0,897	0,797	9511_192_01_b0bq
KB, MB und PB	2,09 m	0,799	0,883	0,861	9511_150_01_b0c8
KB, MB und PB	2,01 m	0,804	0,815	1,186	9511_030_34
KB, MB und PB	2,28 m	0,741	0,816	1,140	7112_066_35_b0bv
KB, MB und PB	1,82 m	0,780	0,716	0,897	0501_120_45

Tab. 6: Zieltermin, Auswahlkriterium für Zieltermin, bedeutende aufgetretene Sturmhochwasser zum Zieltermin, Auswahlkriterien für Realisationen des Zieltermins zur Simulationen mit dem Modellsystem des BSH.

Zieltermin	Auswahlkriterium DWD	SturmHWt	Auswahlkriterium BSH
06.02.64	N-O	-	max. Windstau nach Schmager (2003), COSMO-EU
17.11.70	NW	-	max. KB , KB+MB
08.12.71	Index	-	max. PB , KB+MB max. Greifswald, max. minimales HW COSMO-EU, IFS
07.02.83	Füllung	08.02.83	Füllung
04.11.95	N-O	03.11.95	COSMO-EU, -CLM
17.11.95	NW	-	1872, max. MB , KB+MB IFS
25.10.03	Archiv	-	KB+MB, COSMO-B, IFS
27.01.05	Füllung	-	Füllung, 1872, Wirkungsdauer, COSMO-B, -CLMN

Eine Betrachtung aller bedeutenden Sturmhochwasser im Zeitraum von 1960 bis 2005 zeigt, dass im Projekt MUSE-Ostsee sechs von zehn bei Baerens (1998) genannten bedeutenden Sturmhochwasser bei der Auswahl der Zieltermine berücksichtigt wurden. Nach Sztobryn et al. (2005) gab es im Zeitraum zwischen 1976 bis einschließlich 2000 siebzehn für die Küste Mecklenburg-Vorpommerns und Westpolens sehr gefährliche Sturmhochwasser. Elf davon wurden ebenfalls untersucht, genauso wie die drei schweren Sturmhochwasser aus den von Meinke (1998) zusammengestellten Kollektiven. Von den schweren Sturmhochwassern nach 2000 wurden das von 2002 und zusätzlich die Sturmhochwasser von 2006 und 2007 berücksichtigt. Alle drei Zieltermine führten nicht zu extremen Realisationen. Die Rekonstruktionen für 2002 und 2006 wurden jedoch für einen Vergleich der in SEBOK A und im BSH benutzten Modelle verwendet (Bruss und Bork, 2009).

Zusammenfassend zeigt Tabelle 6 eine Zuordnung der zur Nachrechnung mit dem auch die Nordsee umfassenden Modellsystem des BSH ausgewählten Realisationen. Angegeben sind auch Auswahlkriterien für die Zieltermine der EPS-Simulationen und bedeutende Sturmhochwasser in der Nähe dieser Zieltermine. (Im Anhang B1 findet sich eine erweiterte Zusammenstellung für alle Zieltermine.) Unter den letztendlich zur Wasserstandssimulation mit dem Modellsystem des BSH ausgewählten Realisationen (Tabelle 7) finden sich nur zwei Realisierungen (8302_080_47 und 9511_030_34) zu Zeiten realer Sturmhochwassers (7.2.83 und 4.11.95), davon war 8303_080_47 nicht extrem, d. h. kein Scheitelwasserstand war >2,5 m, und 9511_030_34 nicht maximal entsprechend Tabelle 3. Bemerkenswert ist, dass anders als bei MUSE (Nordsee) auch bei Betrachtung aller 37 Zieltermine allenfalls zwei weitere, gegenüber anderen extremen Realisationen vernachlässigbare, extreme Realisationen (8612_240_40 und 9412_220_30 in Abbildung 1) wirklich als Modifikation eines realen Sturmhochwassers (19.12.1986 und 4.11.1995) bezeichnet werden können. Sonst gab es entweder zum Zieltermin gar kein Sturmhochwasser oder die extreme Wetterlage trat erst Tage nach dem realen Sturmhochwasser ein (Schmitz, 2007).

Bis auf die Realisationen 6402_126_48 und 8302_080_47 gehören alle simulierten Sturmhochwasser auch zu Zielterminen, für die sich Fallstudien im Bericht des DWD (Schmitz, 2007) finden. In Tabelle 7 ist neben der Vorhersagelänge der EPS-Simulationen auch die maximale Windgeschwindigkeit über der Ostsee gegeben. Sie ist sehr hoch. In globalen Datensätzen werden solche Windgeschwindigkeiten in 850 hPa (etwa 1500 m Höhe) gefunden (Pryor et al., 2003). Die hohen Werte liegen zum Teil daran, dass mit zunehmender Vorhersagelänge die Variabilität einiger Modellgrößen wächst (Schmitz, 2007).

Aber auch relativ kurze Simulationen zeigen hohe maximale Windgeschwindigkeiten. Die für die Gruppe KB und MB extremen Sturmhochwasser (7011_200_47_b0d1, 9511_192_01_b0bq) treten nach längerer Simulationszeit auf als das für die Gruppe PB extreme Sturmhochwasser (7112_066_35_b0bv).

Tab. 7: Zur Simulation mit dem BSH-Modellsystem ausgewählte Realisationen. Dunkel hinterlegt sind Realisationen bei denen der Wasserstand an keinem der ausgewählten Pegel den Wert 2,5 m erreicht. Fett sind die extremen Realisationen gekennzeichnet.

Zieltermin	Start	Ende	Dauer [Stunden]	Eintritt Maximum	Wind [m/s]	Name BSH
06.02.64	02.02.06:00	07.02.12:00	126	109	45,3	1964_48
17.11.70	11.11.12:00	19.11.00:00	180	119	40,8	1970_31b0cz
	09.11.12:00	17.11.12:00	192	166	36,7	1970_35b0cw
	10.11.12:00	18.11.20:00	200	183	41,5	1970_47b0d1
08.12.71	06.12.12:00	09.12.06:00	66	55	46,5	1971_35b0bv
	07.12.00:00	10.12.00:00	72	39	43,3	1971_45b0bt
	07.12.00:00	09.12.12:00	60	48	43,4	1971_45b0by
07.02.83	06.02.06:00	09.02.14:00	80	42	27,7	1983_47
04.11.95	03.11.00:00	04.11.12:00	36	23	30,9	1995_20
	03.11.06:00	04.11.12:00	30	17	38,3	1995_34
17.11.95	10.11.18:00	17.11.00:00	150	120	41,3	1995_01b0c8
	10.11.18:00	18.11.18:00	192	121	44,6	1995_01b0bq
25.10.03	17.10.12:00	25.10.12:00	192	180	37,2	2003_19b0he
	17.10.12:00	25.10.12:00	192	184	37,1	2003_19b0j2
27.01.05	24.01.00:00	29.01.00:00	120	89	28,6	2005_45

3 Modellsimulationen

Neben den hier beschriebenen Simulationen wurden in Vorträgen und Zwischenberichten auch Simulationen vorgestellt, bei denen auf die feinere Auflösung im Bereich der Deutschen Bucht und der westlichen Ostsee verzichtet wurde. Sie werden hier nicht betrachtet, sind aber am BSH archiviert. Extreme Simulationen und interessante numerische Experimente wurden im Projektverlauf mit dem vollständigen Modell wiederholt.

3.1 Modellbeschreibung

Das Modellsystem des BSH (Dick et al., 2001, Dick et al., 2008) ist gegenüber dem in der Vorauswahl von SEBOK A benutzten Modell kein ausschließliches Ostseemodell, sondern umfasst Nordostatlantik, Nordsee und Ostsee (Abbildung 2). Damit berücksichtigt es insbesondere den Einfluss des Wasseraustausches zwischen Nordsee und Ostsee über Belte und Sund auf den Wasserstand an der deutschen Ostseeküste. Diese 1990 im BSH eingeführte Modellkonzeption (Kleine 1994) greift auf frühere Modelluntersuchungen (Müller-Navarra, 1983) zurück, in denen ein deutlicher Einfluss des Wassermassenaustausches durch Belte und Sund sowie der Gezeiten auf die Wasserstände der westlichen Ostsee während der Sturmweatherlage vom 30.12.1977-1.1.1978 nachgewiesen wurde.

Der Bereich der Nord- und Ostsee wird durch ein baroklines dreidimensionales hydrostatisches Modell abgedeckt. Die prognostischen Variablen sind neben Schichtdicke, Strömung, Temperatur und Salzgehalt auch Eisdicke und Eiskompaktheit. Der Wasserstand selbst ist eine diagnostische Größe.

An der Meeresoberfläche wird der Impulseintrag durch eine Parametrisierung der Windschubspannung gegeben. Der dabei auftretende Koeffizient (Smith und Banke, 1975) wird für Windgeschwindigkeiten über 30 m/s konstant gehalten. Meteorologische Grundlage zur Berechnung von Windschub sowie Wärmefluss sind im operationellen Betrieb numerische Simulationen mit dem globalen Modell (GME) und dem lokalen Modell (COSM-EU) des Deutschen Wetterdienstes (DWD). In den Simulationen für MUSE-Ostsee werden Archivdaten dieser Modelle und globale Re-Analysen (ERA40) genutzt. Meteorologisches

Kernmodell der Untersuchung ist jedoch das dem EPS-System des EZMW zu Grunde liegende Modell (IFS). Daneben werden COSMO-EU und weitere spezielle meteorologische Modelle (COSMO-B, COSMO-CLM und COSMO-CLMN) genutzt.

Die Frischwasserzufuhr wird aus Abflussdaten für die in die Deutsche Bucht und in die Ostsee mündende Flüsse bestimmt. Im operationellen Betrieb werden diese von der Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG) und vom Schwedischen Meteorologischen und Hydrologischen Institut (SMHI) zur Verfügung gestellt. In MUSE-Ostsee wurden durchgehend (1964-2005) klimatologische Werte genutzt. Da maximale Abflussraten (Frühjahr) nach Zeiten mit hohen Sturmhochwassern (Herbst und Winter) auftreten (Leppäranta und Myrberg, 2009), ist diese Einschränkung gegenüber anderen Annahmen von geringer Bedeutung.

Für den offenen Rand der Nordsee berechnet ein barotropes Modell des Nordostatlantik Wasserstandsänderungen auf Grund von Wind und Luftdruck über dem Nordostatlantik. In MUSE-Ostsee wurden Ausschnitte aus globalen Datensätze (ERA40, IFS) so gewählt, dass sie auch den Nordostatlantik überdecken. Die lokalen meteorologischen Modelle COSMO-EU und COSMO-CLM erfassen nur wenige Gitterpunkte des Nordostatlantikmodells nicht. Dort wurden die Werte bei vergleichenden Simulationen extremer Sturmhochwasser durch IFS-Daten ergänzt. Problematisch war dieses Vorgehen nur für COSMO-B, wo eine Ergänzung auch über der Nordsee nötig war.

Für Temperatur und Salzgehalt werden am offenen Rand der Nordsee sowohl im operationellen Betrieb als auch in MUSE-Ostsee klimatologische Monatsmittelwerte vorgegeben. Während kurzzeitiger Änderungen ist jedoch garantiert, dass in die Nordsee über den Rand zurückkehrendes Wasser seine Eigenschaften behält.

Mitschwingungszeiten werden am offenen Rand der Nordsee in Form von 14 Partialtiden vorgeschrieben. Gezeiten sind in den Modellgleichungen auch als direkte Gezeiten berücksichtigt (Müller-Navarra, 2002).

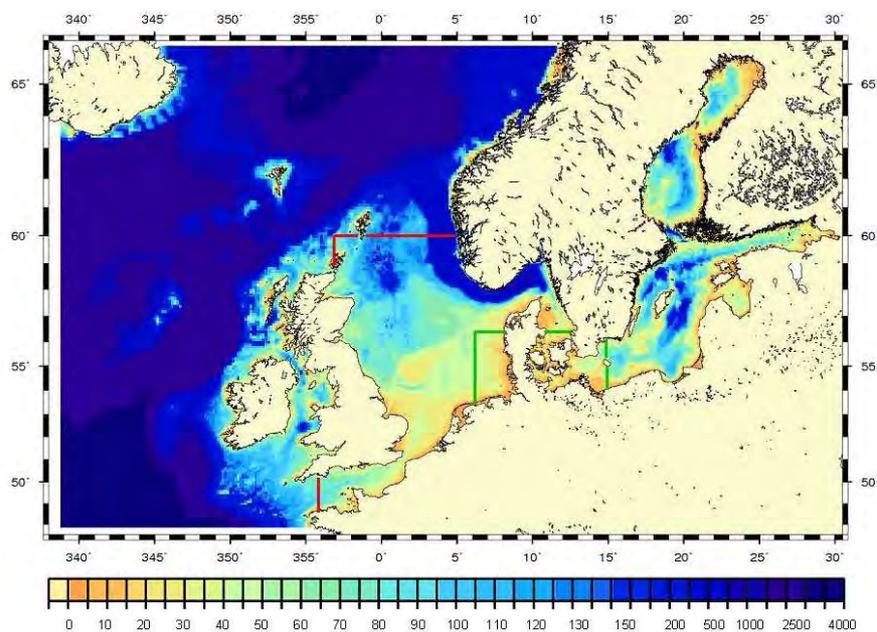


Abb.2: Modelltopographie [m] des Modellsystems aus einem vorgeschalteten und zwei interaktiv gekoppelten Teilbereichen.

Numerisch basiert das Modellsystem auf finiten Differenzen mit horizontal zeitlich und räumlich konstantem Gitterabstand von 0,9 km in der Deutschen Bucht und westlichen Ostsee und 5 km im Bereich der restlichen Nord- und Ostsee.

Eine Besonderheit der letzten Version (v4) des BSH-Modellsystems sind verallgemeinerte, mitbewegte Vertikalkoordinaten (Kleine, 2004; Dick et al., 2008). Die Anzahl der Schichten beträgt bis zu 25 in der Deutschen Bucht und in der westlichen Ostsee und bis zu 30 in der restlichen Nord- und Ostsee.

Die Modelle des BSH wurden 1999 einmal von klimatologischen Werten und aus der Ruhelage gestartet. Die vorletzte Version (v3) ist über 8 Jahre operationell gelaufen und hat Sturmfluten in der Ostsee gut simuliert (Gästgifvars et al., 2008). Die Modelldaten sind archiviert und bieten einen vollständigen Datensatz für weitere Analysen. Insbesondere wurden aus ihnen auch Anfangsfelder für die aktuelle Version (v4) konstruiert. Für den Wasserstand der Ostsee liegen für die aktuelle Version (v4) erst sporadische statistische Berechnungen vor. Für die Zeit von September 2007 bis Mai 2008 wurde der Wasserstand in Warnemünde, Saßnitz und Koserow mit einer Standardabweichung von 0,09 m, 0,076 m bzw. 0,083 m vorhergesagt. Eine modellimmanente konstante Abweichung (Bias) betrug für diesen Zeitraum 0,161 m, 0,191 m bzw. 0,208 m.

3.1.1 Anfangswerte

In MUSE-Ostsee wurde die neueste Version (v4) des BSH-Modellsystems genutzt. Abweichend vom operationellen Betrieb muss hier für jede Nachrechnung einer extremen Sturmflut ein Anfangszustand konstruiert werden.

Temperatur und Salzgehalt werden mit klimatologischen Monatsmittelwerten (Janssen et al., 1999) initialisiert. Entsprechend wird kein Anspruch erhoben, Temperatur und Salzgehalt für die betrachteten Episoden realistisch zu simulieren. Jahreszeitliche Variationen im Wasserstand durch Dichteveränderungen sind gering. Die von der Schichtung modifizierte großräumige Zirkulation mit Rezirkulation in tiefen Becken und windbedingten Randströmen (Krauss, 2001) kann den küstennahen Wasserstand jedoch beeinflussen.

Der Eisbedeckung beeinflusst den Wasserstand über Modifikation des Impulseintrags aus der Atmosphäre und durch Dämpfung von Wasserstandsänderungen. Werte für die Eisdicke und Bedeckungsgrad wurden daher für jeden Zieltermin nach Originalkarten des Eisdienstes des BSH digitalisiert (siehe Danksagung) und in Anfangswerte für Eisdicke und Eiskompaktheit umgerechnet. Zu Beginn von drei der sieben Rekonstruktionen in Abschnitt 3.2 war die Ostsee zu Beginn der Nachrechnung eisfrei und zwar 25.10.1970, 19.10.1995 und 2.10.2003.

Die offensichtlichste Größe, für die ein Anfangswert gefunden werden muss, ist der Wasserstand (Schichtdicke). Der Wasserstand wird zwar über lange Simulationszeiten von seinem Anfangszustand unabhängig, die Simulationsdauer in MUSE-Ostsee ist jedoch im Vergleich zur baroklinen Zeitskala kurz. Daher wurden die Simulationszeiten gegenüber der Dauer der eigentlichen Sturmhochwasser um 10 bis 30 Tage verlängert, um sinnvolle Wasserstände zu Beginn der EPS-simulationen zu schaffen. Zur Initialisierung solcher Vorläufe wurde im BSH (siehe Danksagung) der Anfangswasserstand über Modellarchivdaten aus dem Jahr 2002 (Modellversion v3) an das zum Starttag gemessene Tagesmittel des Wasserstands in Landsort gekoppelt. Durch lineare Regression ergab sich folgender Zusammenhang:

$$\eta_{Modell}(Ort, TM, 2002) = \bar{\eta}_{Modell}(Ort, JM, 2002) + a(Ort, 2002) * [\eta_{Daten}(Landsort, TM, 2002) - \bar{\eta}_{Daten}(Landsort, JM, 2002)]$$

Ein Teil dieser Beziehung wurde zur Konstruktion des Anfangsfeldes genutzt, ein anderer zur Reduzierung der Modellergebnisse auf NN (Abschnitt 3.1.2). Das Anfangsfeld wurde wie folgt bestimmt:

$$\eta_A(Ort, TM, Jahr) = \bar{\eta}_{Modell}(Ort, JM, 2002) + a(Ort, 2002) * \eta_{Daten}(Landsort, TM, 2002)$$

Experimentell wurden diese Werte noch um einen konstanten Wert [Jahresmittel(Landsort,Jahr)-Jahresmittel(Landsort,2002)] modifiziert (Tabelle B2). Für 1983_47 zeigt Abbildung B1 die Unterschiede in der Rekonstruktion und die Auswirkung auf die Simulation der extremen Realisation.

Tab. B1: Verwendete Korrekturwerte (Korrektur 1) und experimentelle Korrekturwerte (Korrektur 2), sowie beobachtete Tagesmittelwerte und Jahresmittelwerte in Landsort (Angaben in m über NN)

Jahr	Tagesmittel	Jahresmittel	Korrektur 1	Korrektur 2
21.01.1964	-0,051	-0,016	-0,002	
25.10.1970	0,077	-0,053	-0,039	
22.11.1971	0,279	0,011	0,004	
22.01.1983	0,674	0,117	0,132	0,0
19.10.1995	0,041	0,037	0,052	
08.02.2002	0,416	-0,015	0,0	
02.10.2003	0,047	-0,024	-0,010	
31.12.2004	0,303	0,046	0,0	0,061
17.10.2006	-0.006	-0.005	0,0	0,009

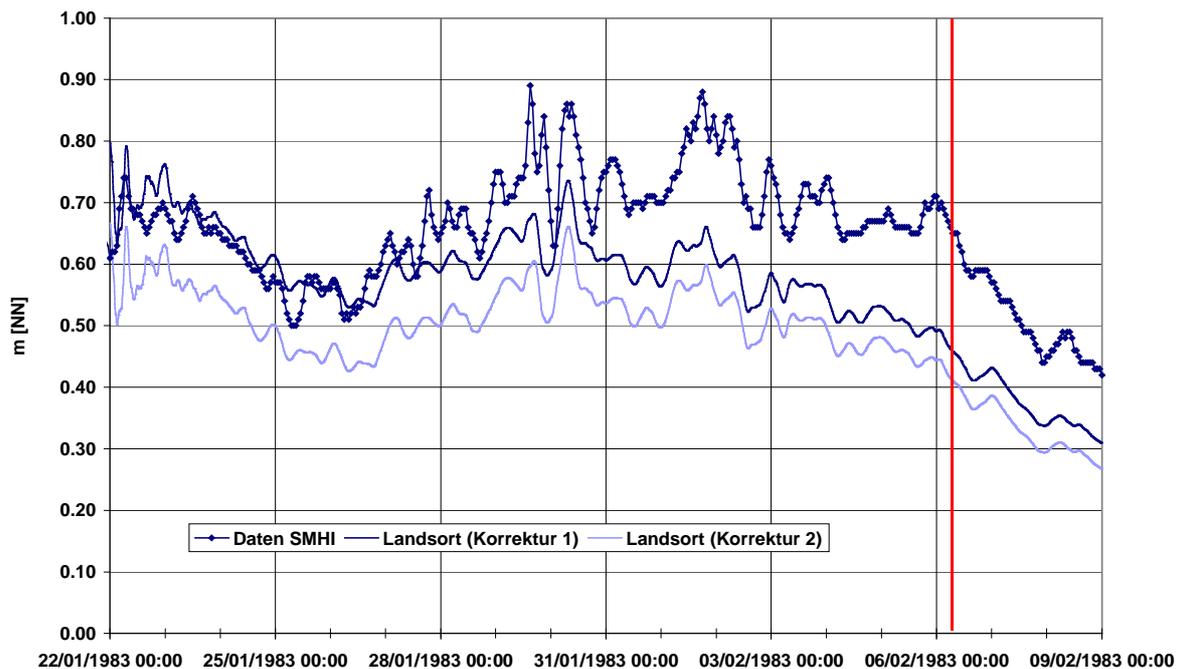


Abb. B1a: Wasserstand in Landsort bei unterschiedlichen Anfangsbedingungen, mit Korrektur 1 (dunkelblau), mit Korrektur 2 (hellblau), Beobachtung (dunkelblau mit Symbolen). Rote Linie markiert Startzeitpunkt der EPS-Realisationen.

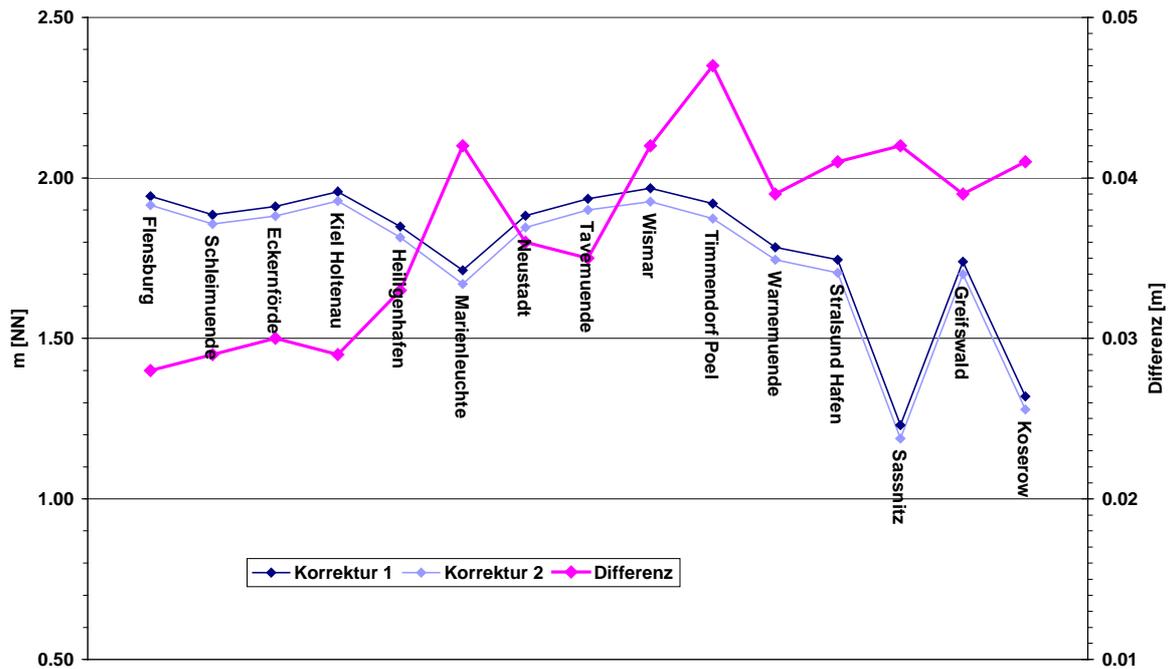


Abb. B1b: Scheitelwasserstände der Realisation 1983_47 bei Start mit Anfangsfeldern aus unterschiedlichen Rekonstruktion (Abbildung B1a) und Differenz der Scheitelwasserstände (rot, Anfangsdifferenz in Landsort knapp 0,05 m).

Für die barotropen Simulationen des Nordostatlantiks wurde der Wasserstand hydrostatisch an die Anfangsluftdruckverteilung angepasst.

Der in den Vorläufen berechnete Anfangszustand für die eigentlichen EPS-Simulationen repräsentiert den Einfluss der Wetterlage in den Tagen vor und zum Zieltermin.

Zum Antrieb dieser Vorläufe standen sechsstündige meteorologische Re-Analysen (ERA40) zur Verfügung, ab 2000 auch Archivdaten einstündiger (deterministischer) Vorhersagen des DWD. Die sechsstündigen Re-Analysen eignen sich wegen der geringen zeitlichen Auflösung nicht für die Analyse zurückliegender Stürme, denn extreme Wasserstände werden damit nur zufällig reproduziert (Abb. 6a-d). Für die Berechnung von Anfangsverteilungen vor einem Sturmhochwasser sind sie aber geeignet.

Zusammen mit der Kopplung des Anfangszustands an das gemessene Tagesmittel in Landsort wird davon ausgegangen, dass so insbesondere auch einem erhöhten Füllungsgrad der Ostsee zu Beginn der EPS-Simulationen Rechnung getragen wird.

3.1.2 Bezugsniveau – Vergleich mit beobachteten Wasserständen

Modelldaten für den Wasserstand zeigen immer eine modellimmanente relativ konstante Abweichung von gemessenen Werten. Diese ist für die Ostsee beim Vergleich mit Messungen signifikant und nimmt nach Nordosten zu. Der Grund dafür ist das unterschiedliche Bezugsniveau. Hansen (2008) findet bei der Betrachtung verschiedener Modelle einen Unterschied von im Mittel etwa 0,3 m in der westlichen Ostsee. Der Unterschied reduziert sich deutlich, wenn das betrachtete Modell an ein Nordatlantikmodell gekoppelt ist.

Die Modellgleichungen der BSH-Modelle sind bezüglich eines rotierenden sphärischen Koordinatensystems formuliert. In dieser Darstellung schneiden sich im Allgemeinen die

Flächen konstanter Radialkomponente mit denen konstanten Potentials der effektiven Gravitationskraft, der Schwerkraft.

In vereinfachten Modellgleichungen der BSH-Modelle (und entsprechender Modelle) wird durch eine konstante Radialkomponente $r = R + z$ eine Geopotentialfläche beschrieben und z gibt die Höhe dieser Fläche über der Erde (horizontal homogene Kugel mit Radius R) an (Pichler, 1984). Die Fläche $z = 0$ definiert eine mittlere Meeresoberfläche. Bei der Simulation von regional begrenzten Meeresgebieten bestimmt der mittlere vertikale Massenaufbau am offenen Rand die Lage der Nullfläche (Ausschnitt einer Kugelfläche mit Radius $r = R + z_0^{Rand}$) im Modellgebiet.

Im Gegensatz zu solchen Modellnullflächen sind NN-Flächen Beschreibungen der Erde, insbesondere sind sie keine Äquipotentialflächen. Sie unterscheiden sich nicht nur durch eine wesentlich genauere Beschreibung des effektiven Gravitationspotentials, sondern auch in der Festlegung der mittleren Meeresoberfläche. Diese berücksichtigt den lokalen mittleren Massenaufbau. Bezogen auf eine für eine Simulation festgelegte, räumlich konstante Modellnullfläche ist der NN-Wert eine vom Ort abhängige Variable, besonders dann, wenn die vertikal gemittelte Dichte stark variiert, was zwischen Nordsee und Ostsee, aber auch innerhalb der Ostsee der Fall ist (Abbildung 3). Um auf NN bezogene Wasserstandsangaben mit Modellwasserständen vergleichen zu können, müssen die Modellwerte auf NN umgerechnet werden. Während in der Nordsee die Korrektur mit guter Näherung vernachlässigt wird, ist sie für die Ostsee signifikant.

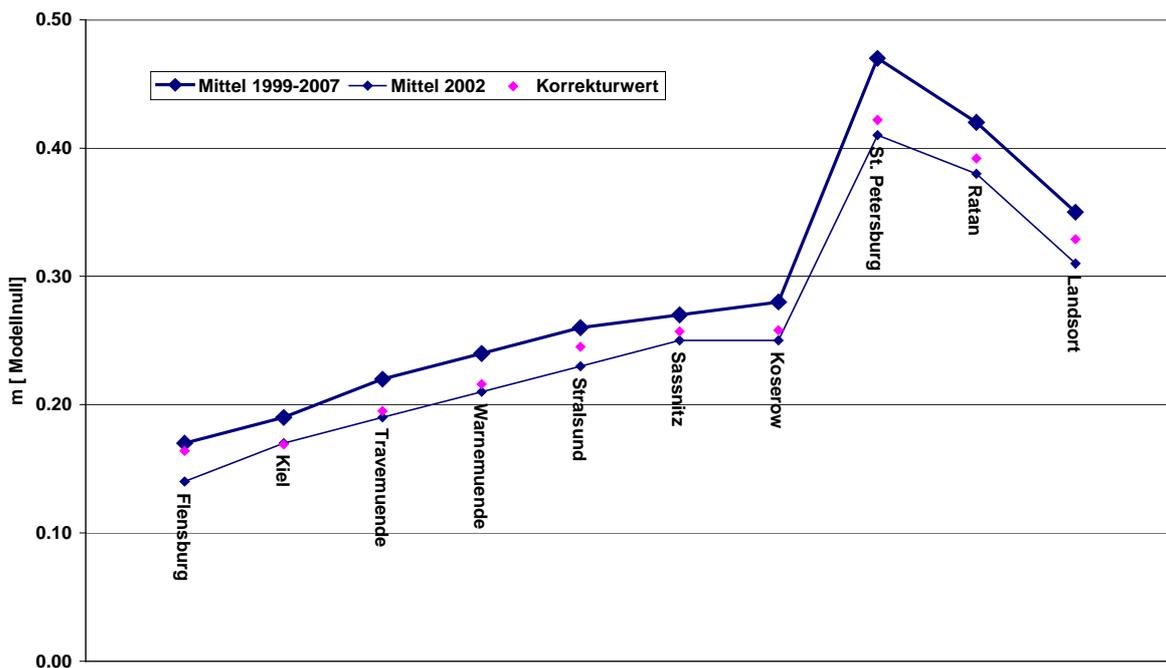


Abb. 3: Wasserstand an Küstenorten der Ostsee bezogen auf Modellnull, Mittelwerte für den Zeitraum 1.1.1999-17.8.2007, und Jahresmittelwerte der Jahre 2002 und verwendete Korrekturwerte zur Umrechnung auf NN.

Für das ganze Modellgebiet wird die Höhe der NN-Fläche über der Modellnullfläche durch die Bedingung definiert, dass horizontale Unterschiede in der sterischen Höhe durch Auslenkungen der Oberfläche kompensiert werden. Zum Vergleich mit gemessenen Werten wird vereinfachend angenommen, dass die Jahresmittel sich im Modell und in den Daten in

gleicher Weise ändern und durch Werte aus dem Jahr 2002 ausgedrückt werden können. Damit ergibt sich:

$$\eta[NN] = \eta[Model\ in\ ull] - [\bar{\eta}_{Modell}(Ort, JM, 2002) - a(Ort, 2002) * \bar{\eta}_{Daten}(Landsort, JM, 2002)].$$

So korrigiert wären die obigen Anfangswerte bezüglich NN:

$$\eta_A[NN] = a(Ort, 2002) * [\eta_{Daten}(Landsort, TM, 2002) - \bar{\eta}_{Daten}(Landsort, JM, 2002)]$$

Die Korrekturwerte für alle betrachteten Pegel sind in Tabelle 10 gegeben und variieren zwischen 0,161 m in Ringhals und 0,422 m in St. Petersburg. Versuche, eine Simulation gleich mit niedrigeren Werten zu starten, zeigten, dass sich der Wasserstand über den betrachteten Zeitraum wieder auf Modellnull einstellte (Abbildung 4).

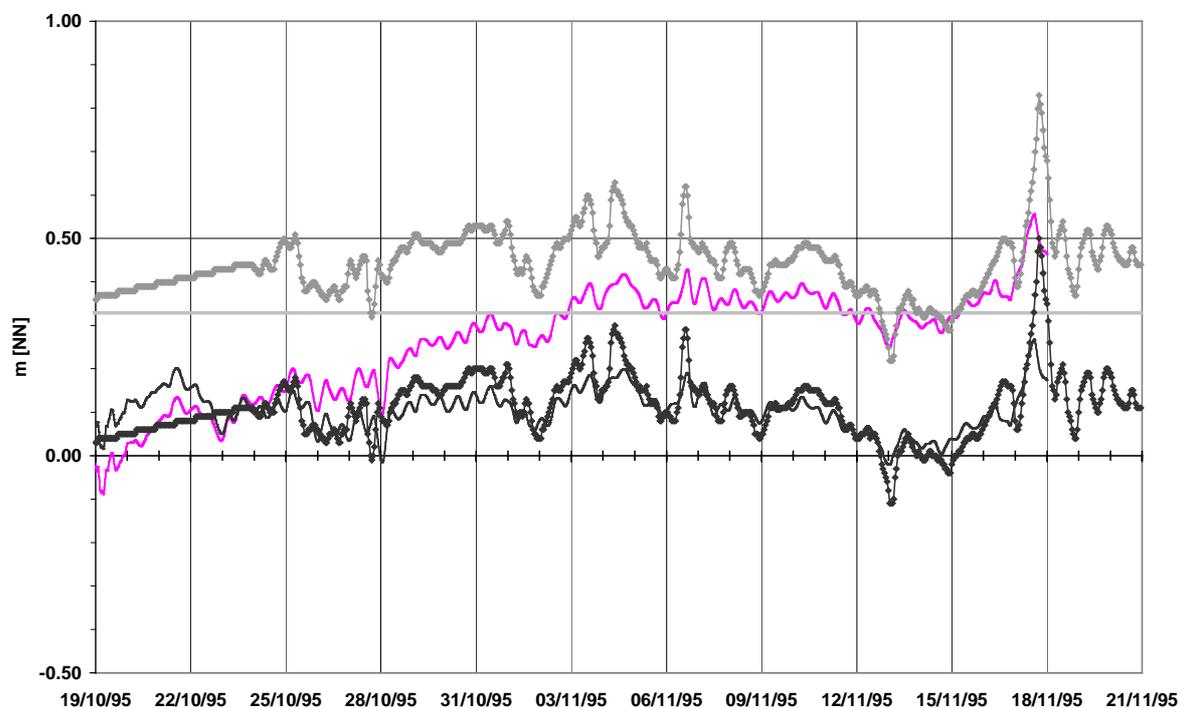


Abb. 4: Wasserstand in Landsort bei unterschiedlichen Anfangsbedingungen, korrigierte Werte bei Start relativ zu Modellnull (schwarz, dünn; vergleiche Abbildung 6e), unkorrigierte Werte bei Start relativ zu NN (rot), Daten relativ zu NN (schwarz mit Symbolen), Daten um Korrekturwert in Landsort nach oben verschoben (hellgrau mit Symbolen). Die dicke graue Linie markiert das Modellnull in Landsort relativ zu NN.

3.2 Rekonstruktionen

Zu jedem der acht ausgewählten Zieltermine (Februar 1964, November 1970, Dezember 1971, Februar 1983, 4. und 17. November 1995, Oktober 2003 und Januar 2005) wurden ausgehend von konstruierten Wasserständen und klimatologischen Monatsmitteln für hydrographische Felder Simulationen über 18 bis 30 Tage durchgeführt, angetrieben von Re-Analysen (1964-1995) und Archivdaten der Wettervorhersage (2003, 2005).

Diese Rekonstruktionen dienen primär der Konstruktion sinnvoller Anfangszustände für die zum Teil sehr kurzen EPS-Simulationen (Tabelle 7). Die Starttermine sind in der Abbildung 6 a-g jeweils durch eine rote Linie markiert. Die minimale Simulationszeit bis zum Start

beträgt 12 Tage. Damit ist die Einstellzeit auf den Windantrieb gut abgedeckt. Als Maß für die Güte der Wasserstandssimulation ist jeweils ein Vergleich des Wasserstands am Pegel Wismar mit Messungen angegeben.

Unter dem Einfluss der Diskussion um den Beitrag, den ein erhöhter Füllungsgrad der Ostsee auf Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste haben kann, wurde besonders für den Januar 2005 eine sehr lange Simulationszeit gewählt (Abbildung 6g). Als Indiz für die Güte der Reproduktion des Füllungsgrades (Müller-Navarra et al., 2003; Janssen, 2002) ist jeweils der Wasserstand in Landsort im Vergleich zu gemessenen Wasserständen angegeben. Abbildung 5 zeigt den Wasserstand in Landsort zum Startzeitpunkt (vergleiche Tabelle 7) der jeweiligen Realisation im Vergleich mit gemessenen Werten. Die größte Abweichung ergibt sich bei beiden Realisationen der Kategorie „Füllung“ mit $-0,20$ m für 1983_47 und $-0,13$ m für 2005_45.

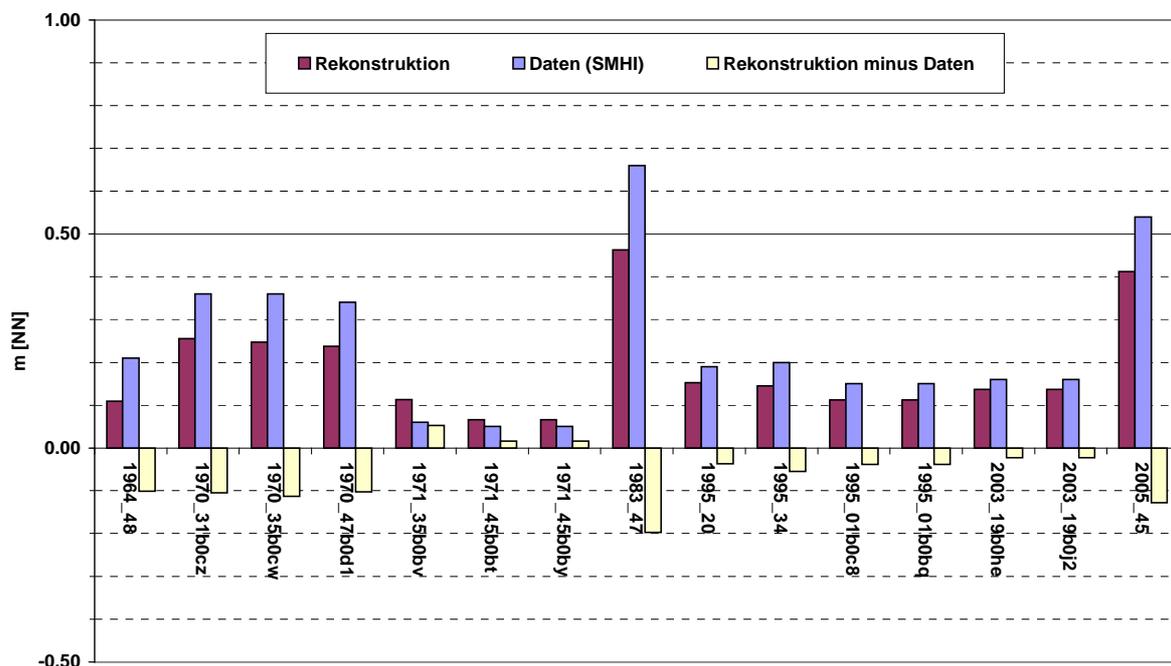


Abb. 5: Wasserstand in Landsort zu Beginn aller simulierten Realisationen (rot; Messung blau; Differenz gelb).

Längere Vorläufe wie für 2005 haben danach die Reproduktion des Wasserstands in Landsort nicht verbessert. Im operationellen Betrieb zeigte die Vorhersage eine ähnliche Zunahme der Abweichung von den Messungen ab dem 14.1. wie die Rekonstruktion (Abbildung B2). Auch für 2003 ergab sich eine parallele Abweichung von den Messungen vom 13. bis 16.10. in Rekonstruktion und operationeller Vorhersage.

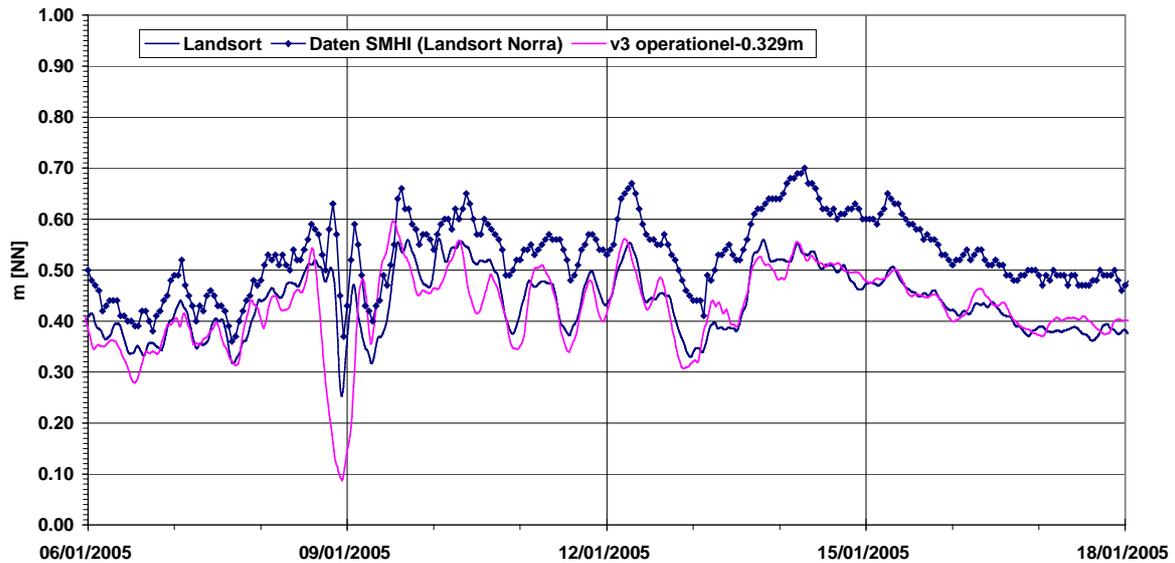


Abb. B2: Vergleich mit Vorhersagen v3 für 2005 (rot) mit der Rekonstruktion bei gleicher Korrektur der Wasserstände (Tabelle 10).

Das reine Windstauereignis 1995 wird in seinem Verlauf dagegen in Landsort (Abbildung 6e) und zu Beginn der EPS-Simulationen gut reproduziert. Allerdings erzeugen die 6-stündigen Re-Analysen deutlich zu niedrige Amplituden.

Für Wismar gilt die Aussage, gute Übereinstimmung im Wasserstandsverlauf bei zu geringen Amplituden, für alle mit ERA40-Antrieb simulierten Rekonstruktionen. Im Vergleich dazu werden die Hoch- und Niedrigwasser bei GME/LME-Antrieb (Abbildung 6g) gut reproduziert.

Zusätzlich sind in Abbildung 6 noch die täglichen Großwetterlagen (Gerstengarbe et al. 1999) angegeben. Sie variieren für die Starttage der EPS-Simulationen. Vier Simulationen mit extremen Sturmhochwasser starten aus einer zyklonalen Westlage (WZ), die anderen aus einer Wetterlage mit einem Hoch über Mitteleuropa (HM), einer antizyklonalen Südwestlage (SWA) und einer antizyklonalen Südostlage (SEA), die Simulationen mit nicht extremen Sturmhochwasser aus einer Wetterlage mit einem Tief über Mitteleuropa (TM) bzw. einem Trog über Mitteleuropa (TRM).

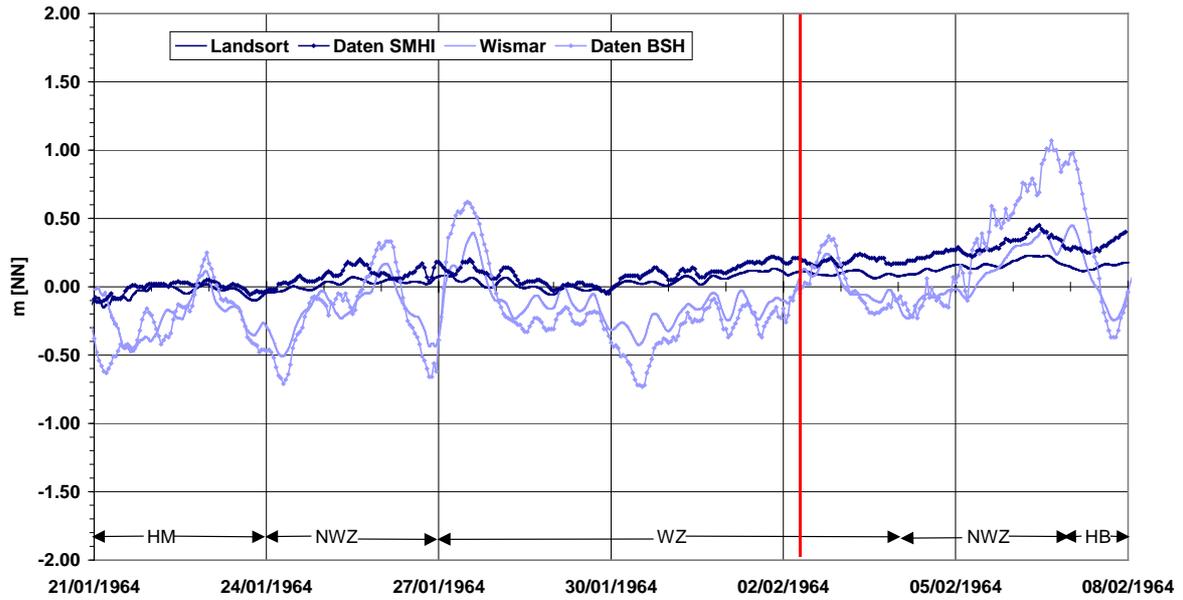


Abb. 6a: Wasserstand in Landsort (dunkelblau) und Wismar (hellblau) im Vergleich mit Daten (mit Symbolen) zum Zieltermin 6.2.1964.

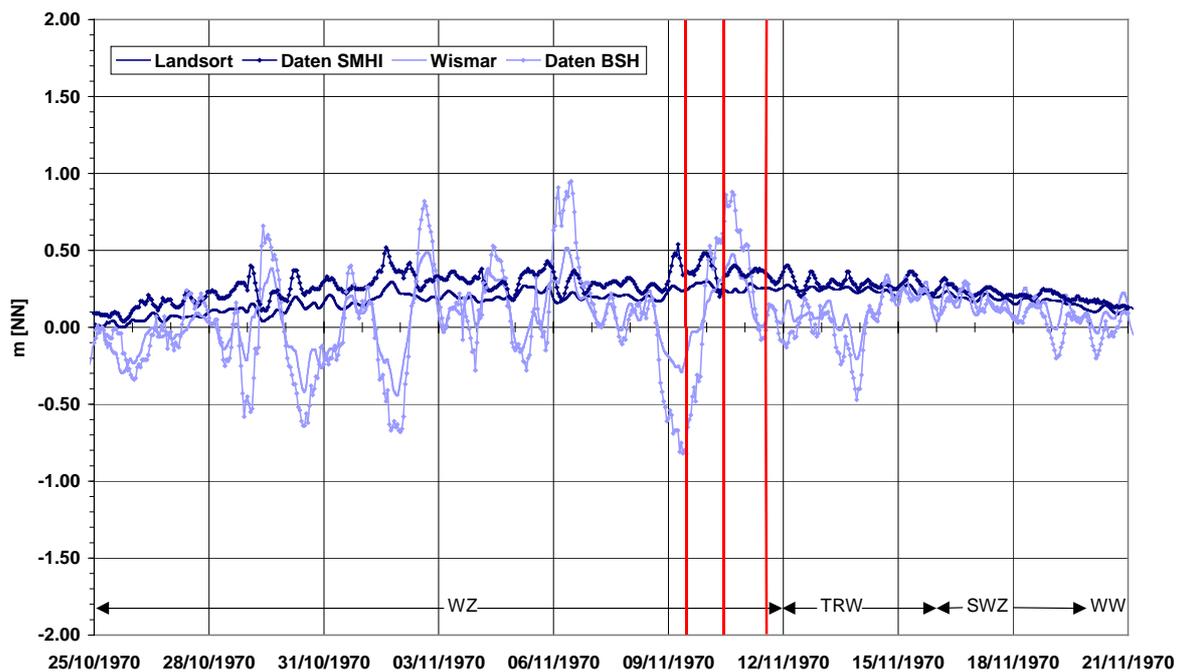


Abb. 6b: Wasserstand in Landsort (dunkelblau) und Wismar (hellblau) im Vergleich mit Daten (mit Symbolen) zum Zieltermin 17.11.1970.

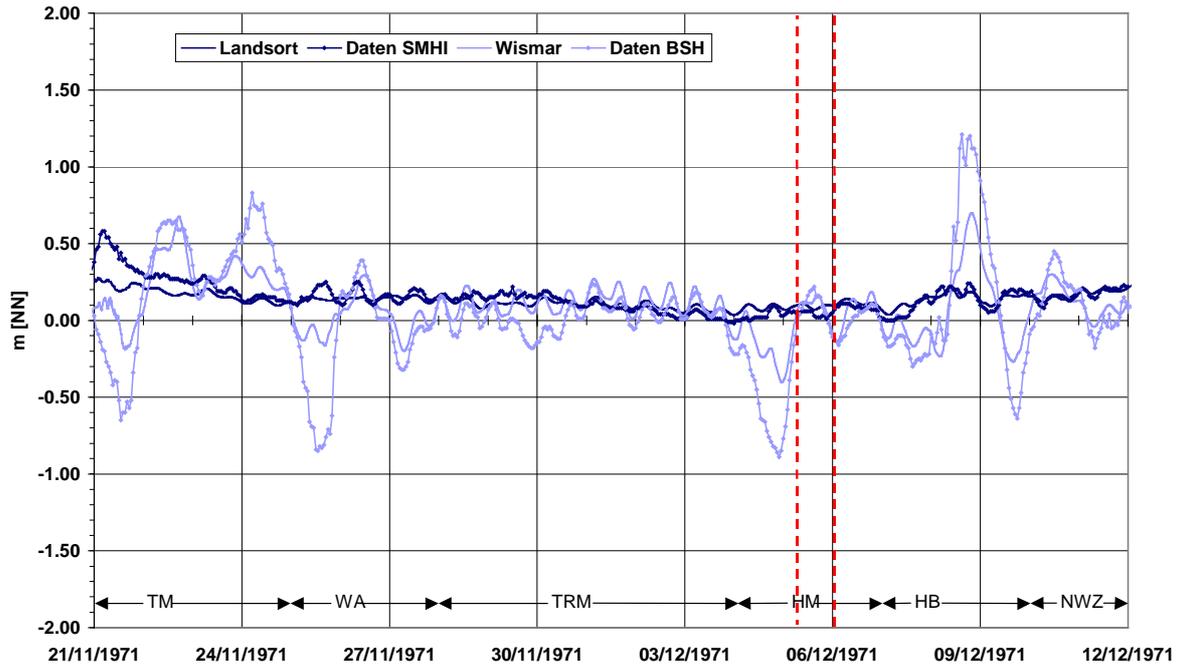


Abb. 6c: Wasserstand in Landsort (dunkelblau) und Wismar (hellblau) im Vergleich mit Daten (mit Symbolen) zum Zieltermin 8.12.1971².

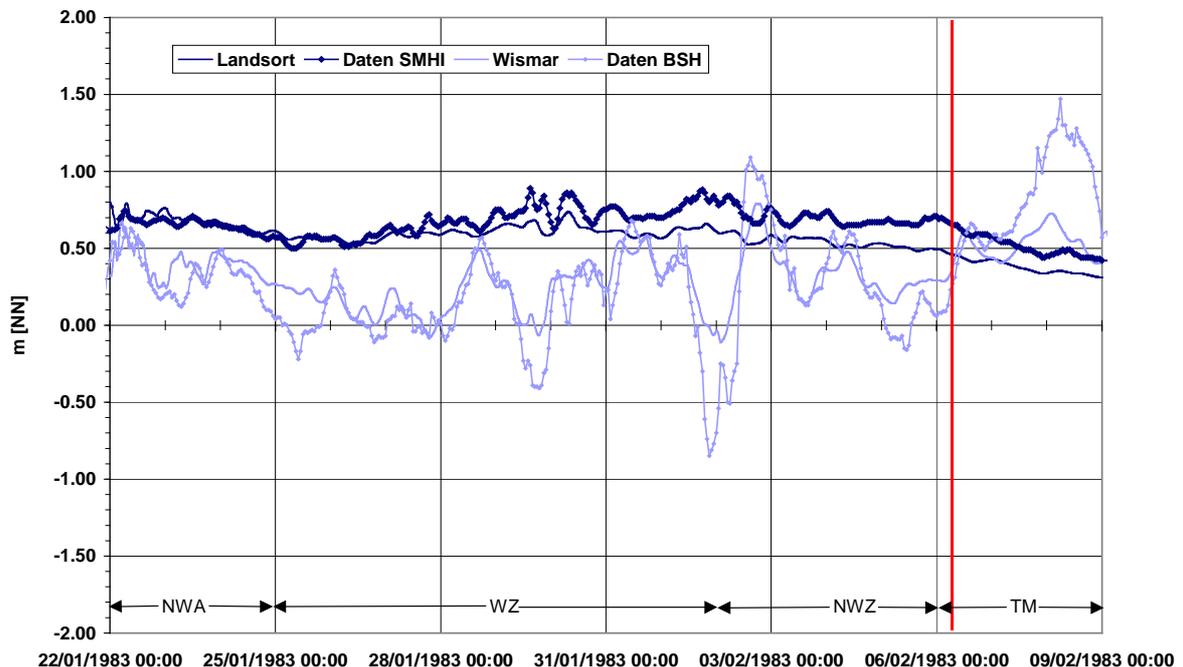


Abb. 6d: Wasserstand in Landsort (dunkelblau) und Wismar (hellblau) im Vergleich mit Daten (mit Symbolen) zum Zieltermin 7.2.1983.

² Der maximale Wasserstand wird in Wismar am 8.12.1971 erreicht. Hohe Windgeschwindigkeiten (um 20 m/s) treten im ERA40-Datensatz erst am 9.12.1971 auf. Nach einer Umdatierung der simulierten Wasserstände um einen Tag wird der zeitliche Verlauf sowohl in Wismar als auch in Landsort gut reproduziert. Die gestrichelte rote Linie gibt die Starttermine an (6.12. 12:00 und 7.12. 00:00 in ERA-40 und IFS Zeit).

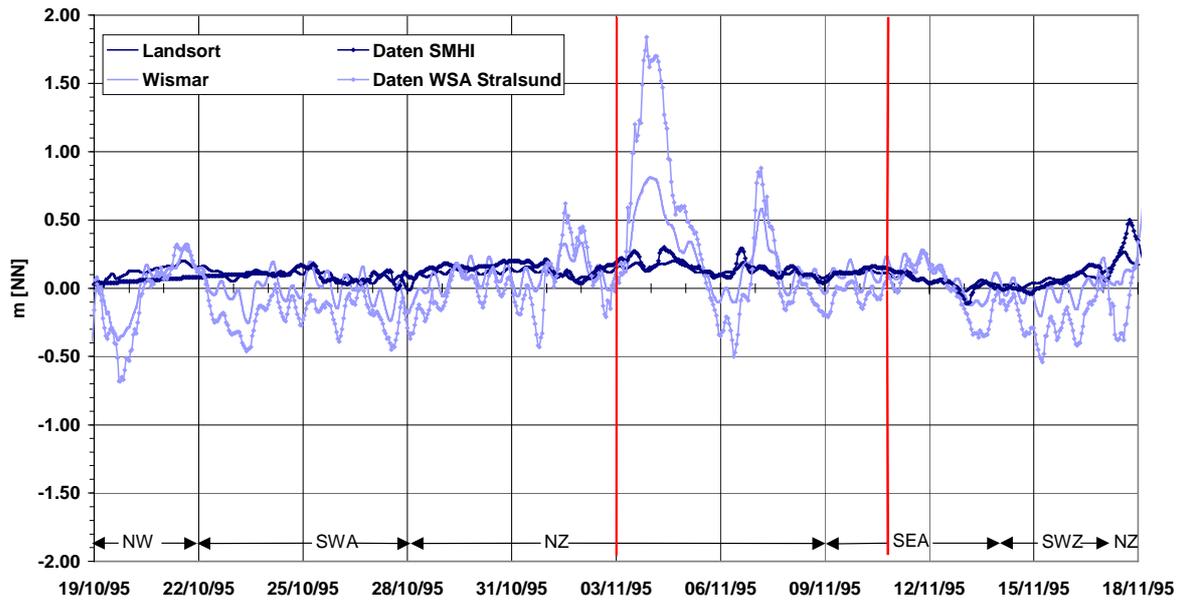


Abb. 6e: Wasserstand in Landsort (dunkelblau) und Wismar (hellblau) im Vergleich mit Daten (mit Symbolen) zu den Zielterminen 4.11.1995 und 17.11.1995.

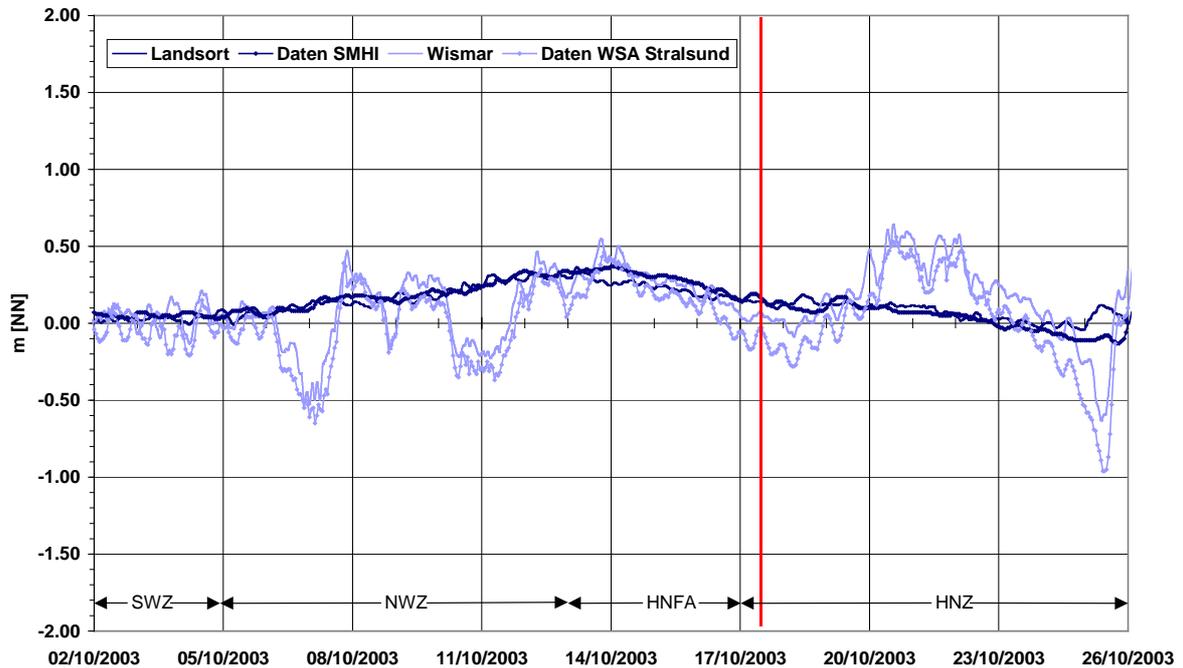


Abb. 6f: Wasserstand in Landsort (dunkelblau) und Wismar (hellblau) im Vergleich mit Daten (mit Symbolen) zum Zieltermin 25.10.2003.

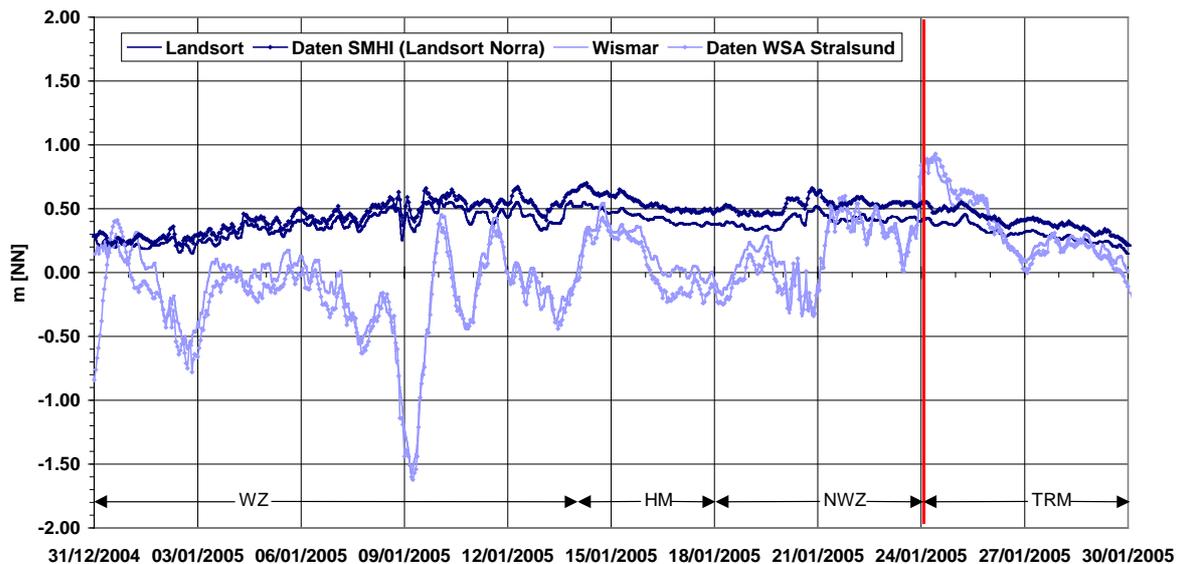


Abb. 6g: Wasserstand in Landsort (dunkelblau) und Wismar (hellblau) im Vergleich mit Daten (mit Symbolen) zum Zieltermin 27.1.2005.

3.3 Extreme Sturmhochwasser

Im Projekt MUSE-Ostsee wird das Kollektiv extremer Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste dadurch erweitert, dass extreme, so noch nicht eingetretene Wetterlagen (Schmitz, 2007) zur Wasserstandssimulation genutzt werden. Es wird also der Stau effekt durch reale (ERA40, GME/LM, GM1/LM) lokale und überregionale Winde in Erwartung einer Maximierung des Wasserstands modifiziert. Wie weit dies gelungen ist, wird in diesem Abschnitt beschrieben. Auf weitere in der Literatur als potentiell den Wasserstand maximierend angegebene Einflüsse wie erhöhter mittlerer Wasserstand der Ostsee oder Schwingungen wird im Abschnitt „Numerische Experimente“ eingegangen.

Die westliche Ostsee ist ein Gebiet mit komplexer, kleinräumiger Land-Wasser-Verteilung. Daher gibt es räumlich unterschiedliche Windrichtungen mit Potential für Sturmhochwasser. Die folgende Tabelle zitiert Ergebnisse von Modellsimulationen mit stationärem Wind über der ganzen Ostsee für Windgeschwindigkeiten von 25 m/s und 20 m/s (Enderle, 1989). Es ist eine der wenigen bisher vorliegenden Modelluntersuchungen mit hohen Windgeschwindigkeiten.

Tab.8: Quasistationärer Stau bei über der gesamten Ostsee konstantem Wind aus der für den jeweiligen Küstenort optimalen Windrichtung (nach Enderle, 1989).

Ort	Richtung 25m/s	Stau 25 m/s	Richtung 20m/s	Stau 20m/s
Flensburg	54,5 °	3,74 m	52,4 °	2,45 m
Kiel	43,5 °	3,87 m	40,6 °	2,56 m
Travemünde	36,7 °	3,99 m	34,0 °	2,64 m
Warnemünde	26,7 °	3,32 m	23,6 °	2,22 m

Das verwendete barotrope Modell der Ostsee ist nicht veröffentlicht und die absoluten Stauwerte in dieser Tabelle sind überraschend hoch. Trotzdem ist glaubhaft, dass die reinen Stauwerte bei der Windgeschwindigkeit von 25 m/s über der gesamten Ostsee im Bereich derer von 1872 liegen, die optimale Windrichtung ortsabhängig ist und dass sie sich mit der

Windstärke ändert. Die Änderung der optimalen Windrichtung mit der Windstärke zeigt sich auch in dem zur Auswahl benutzten Ansatz von Schmager (2003, 1984; Müller-Navarra und Bork, 2008). Irish et al. (2008) zeigen für durch Hurrikane erzeugte Hochwasser, dass auch die Ausdehnung eines Sturms den Stau an einem Ort bedeutend (bis zu 30%) erhöhen kann.

In weiteren Simulationen berechnete Enderle (1989) optimale Windrichtungen und Stau in Flensburg bei konstantem Wind über Teilgebieten der Ostsee einschließlich Kattegat und Skagerrak (leider nur für Windgeschwindigkeiten bis 20 m/s). Durch Superposition ergeben sich bei gleicher Windgeschwindigkeit noch höhere Stauwerte. Der empirische Ansatz für Warnemünde von Sager und Miehke (1956) basiert ebenfalls auf der Superposition, allerdings des Einflusses von Wind über der mittleren und nördlichen Ostsee sowie von lokalem Wind. Entsprechend haben frühere Autoren auf die Bedeutung der Vorgeschichte, z. B. Wind über der zentralen Ostsee (Kohlmetz, 1967) oder Drehung des Windes (Krüger, 1910) für die Höhe von Sturmhochwassern hingewiesen. Auch in der Häufung von Sturmhochwassern bei bestimmten Zugbahnen der Tiefdruckgebiete (Meinke, 2003) spiegelt sich neben dem direkten Einfluss auf den lokalen Wind die Superposition mit der Stauwirkung aus entfernteren Gebieten wider. Den Hauptanteil bildet jedoch bei hohen Windgeschwindigkeiten der Stau durch den lokalen Wind (Stigge, 1995; Sager und Miehke 1956).

Einfache analytische Theorien für stationären Wind (Colding, 1881; Hansen, 1950; Ertel, 1972) zeigen alle eine $1/H$ Abhängigkeit für den Stau (H Wassertiefe), sind durch ihre Annahmen aber unterschiedlich stark beschränkt. Hansen (1950) setzt einen schmalen geschlossene Kanal voraus und Ertel nimmt kleine Gebiete (Vernachlässigung der Erdrotation) mit Tiefenänderung ausschließlich senkrecht zur Küste an. Am allgemeinsten ist die Theorie von Colding (1881), die auch den Einfluss der Erdrotation indirekt berücksichtigt und stückweise auf nicht notwendig küstennahe Tiefenprofile anwendbar ist. Eine Theorie mit stationärem Wind über einem breiten Zwei-Schichten-Kanalmodell mit variabler Tiefe der zentralen Ostsee und unter Berücksichtigung der Erdrotation (Krauss, 2001) zeigt eine inhomogene Verteilung der windbedingten Strömung in der oberen Schicht, mit Randströmen in Windrichtung. Neben dem auch in den barotropen Theorien gefundenen Rückstrom ist hier in der tiefen Schicht auch eine horizontale Zirkulation in abgeschlossen Becken möglich.

Das BSH-Modellsystem ist fähig, den Stau bei gegebenen, inhomogenen und zeitlich variablen meteorologischen Feldern gut vorherzusagen und die in MUSE-Ostsee gewählten Auswahlverfahren waren ortsabhängig. Trotzdem ist der Wasserstand von 1872 nur in der Pommerschen Bucht übertroffen worden. Neben der Erklärung, dass die zeitlichen Veränderung des Windes nicht optimal berücksichtigt wurde, ist es auch möglich, dass sich unter den 31 900 betrachteten Wetterlagen wirklich keine mit größerem Staupotential für die Kieler und die Mecklenburger Bucht befanden.

3.3.1 Scheitelwasserstände

Abbildung 7 zeigt für drei repräsentative Orte die Scheitelwasserstände aller Realisationen, die mit dem überregionalen Modellsystem (Nordostatlantik, Nordsee und Ostsee) des BSH nachgerechnet wurden. Sie wurden mit dem am gleichen Ort beobachteten Scheitelwasserstand von 1872 normiert. Die Normierungswerte sind für Flensburg 3,08 m, für Travemünde 3,16 m und für Greifswald 2,79 m (Mudersbach und Jensen, 2009).

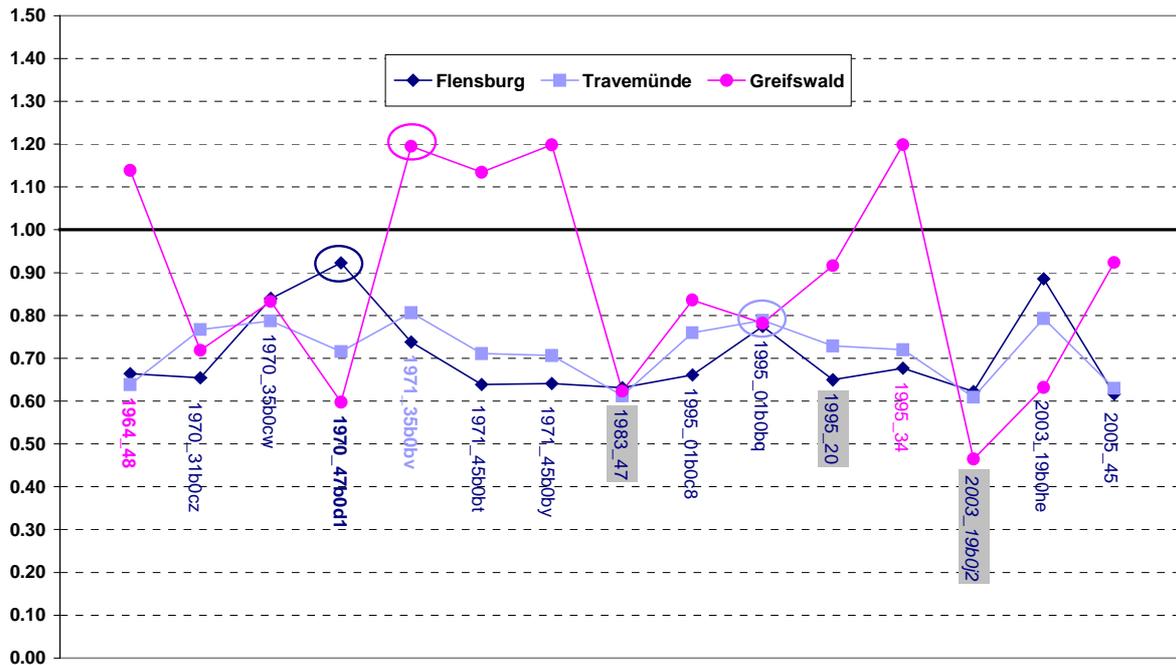


Abb. 7: Normierte Scheitelwasserstände für alle mit dem BSH-Modellsystem nachgerechneten Realisationen. Kreise markieren in Abschnitt 3.3.6 ausführlich dargestellte Realisationen.

Aus den 21 extremen Sturmhochwassern der Voruntersuchung (Abbildung 1), definiert dadurch, dass unter 13 ausgewählten Orten mindestens einer einen Scheitelwasserstand von 2,5 m erreicht, wurden acht zur potentiellen Erweiterung des Kollektivs extremer Sturmhochwasser ausgewählt, drei weitere nach anderen Kriterien: die Realisation 2005_45 wegen der Ähnlichkeit ihrer Wetterlage mit der von 1872, 1971_45b0by, 1995_54 und 2005_45 zum Vergleich unterschiedlicher im Projekt verwendeter meteorologischer Modelle und Modellversionen. Die Realisation 2005_45 und die nicht extreme Realisation 1995_20 wurden für die Untersuchungen der GKSS benötigt. Die Untersuchungen der GKSS lieferten auch ein weiteres meteorologisches Modell im Kollektiv der im Projekt verwendeten meteorologischen Modelle. Speziell zum Vergleich unterschiedlicher Versionen des gleichen Modells wurde eine weitere, nicht extreme Realisation berücksichtigt (2003_19b0j2). Da im Projekt der Einfluss des Füllungsgrads der Ostsee auf die Scheitelwasserstände besonders kontrovers und ausdauernd diskutiert worden ist, wurde neben 2005_45 die zweite Realisation eines Zieltermins der Kategorie „Füllungsgrad und Analyse“ (1983_47) simuliert. Die drei zusätzlichen, nicht extremen Simulationen sind in Tabelle 9 grau hinterlegt.

Anders als bei MUSE-Nordsee wurden die extremen Wasserstände des für die Ostsee herausragenden Sturmhochwassers von 1872 zwischen Flensburg und Warnemünde nicht übertroffen. Abweichend von der Voruntersuchung (Abbildung 1) gilt dies auch für Flensburg.³ In der Pommerschen Bucht sind die Wasserstände von 1872 zwar für Greifswald die höchsten gemessenen Werte, aber in Thiessow wurden sie beim Sturmhochwasser 1904 übertroffen (Kolp, 1995) und schon zeitgenössische Autoren (Grünberg, 1873) betrachten sie nicht als extrem. So werden sie in Greifswald auch bei fünf Realisationen überschritten. Tabelle 9 zeigt mit den Werten von 1872 (Mudersbach und Jensen, 2009) normierte Wasserstände. Der maximale Verhältnswert für Flensburg ist 0,923, für Travemünde 0,806 und für Greifswald 1,195.

³ Der Unterschied für Flensburg beruht darauf, dass der Ort in SEBOK A im groben Gitter, in MUSE-Ostsee dagegen im feinen Gitter liegt.

Tabelle 9. Charakteristische Scheitelwasserstände für die simulierten extremen Sturmhochwasser (nicht extreme Realisationen sind grau hinterlegt).

Realisation	normierter Wasserstand			extreme HW für Pegelgruppen m NN			
	Flensburg	Travemünde	Greifswald	KB	MB	PB	KB/MB/PB
1964_48	0,664	0,639	1,139	2,05	2,02	3,45	1,88
1970_31b0cz	0,654	0,767	0,719	2,02	2,54	2,01	1,38
1970_35b0cw	0,840	0,787	0,833	2,59	2,49	2,32	1,49
1970_47b0d1	0,923	0,716	0,597	2,84	2,27	1,67	1,13
1971_35b0bv	0,738	0,806	1,195	2,27	2,55	3,34	2,12
1971_45b0bt	0,639	0,711	1,134	1,97	2,26	3,17	1,84
1971_45b0by	0,641	0,706	1,198	1,98	2,23	3,34	1,83
1983_47	0,631	0,612	0,623	1,96	1,97	1,74	1,23
1995_01b0c8	0,661	0,760	0,836	2,04	2,40	2,33	1,84
1995_01b0bq	0,774	0,789	0,782	2,39	2,49	2,18	1,74
1995_20	0,650	0,729	0,916	2,00	2,30	2,56	1,39
1995_34	0,667	0,720	1,199	2,09	2,32	3,35	1,87
2003_19b0j2	0,623	0,609	0,465	1,99	1,93	1,30	0,77
2003_19b0he	0,886	0,793	0,632	2,73	2,51	1,76	0,88
2005_45	0,617	0,630	0,924	1,90	1,99	2,56	1,64

Im Sinne von MUSE-Ostsee werden zunächst die maximalen Sturmhochwasser nach Tabelle 9 bestimmt.

KB > 2,5 m: **1970_47b0d1** (nur KB), 2003_19b0he (KB+MB), 1970_35b0cw

MB > 2,5 m: **1971_35b0bv** (MB+PB), 1970_31b0cz (nur MB), 2003_19b0he (KB+MB)

PB > 3,0 m: **1964_48** (nur PB), 1995_34 (max. Greifswald, nur PB), 1971_35b0bv (MB+PB) und 1971_45b0by (nur PB)

Das absolute Maximum ist für die Gruppen KB und PB auch die Realisation, die nur in ihrer Gruppe extrem ist. Für die Gruppe MB ist das die Realisation 1970_31b0cz. Das absolute Maximum wird dagegen in der Realisation 1971_35b0bv erreicht. Diese Realisation ist auch für PB extrem und zeichnet sich zusätzlich dadurch aus, dass sie bei Betrachtung aller Pegelgruppen den höchsten minimalen Wasserstand (2,12 m) erreicht.

Grundlage der statistischen Auswertung (Mudersbach und Jensen, 2009) sind die maximalen Scheitelwasserstände an den Küstenpegeln in Tabelle 10a mit Ausnahme von Koserow. Die Aufstellung zeigt, dass für die Pegel Schleimünde und Kiel Holtenau der Pegelgruppe KB maximale Werte in der Realisation 2003_19b0he erreicht werden und nur Flensburg (Gruppenmaximum) und Eckernförde in der Realisation 1970_47b0d1 maximiert werden. In der Gruppe MB erreichen alle Pegel maximale Wasserstände für die gleiche Realisation (1971_35b0bv). Das absolute Maximum dieser Gruppe wird in Travemünde erreicht. Zusätzlich ist diese Realisation maximal in Marienleuchte und für den schwedischen Pegel Ystad (Tabelle 10b). In der Gruppe PB ist das Maximum in Koserow auch das Gruppenmaximum. Die Realisation 1964_48 maximiert zusätzlich den Wasserstand in Saßnitz. Der Scheitelwasserstand in Greifswald beträgt für 1964_48 nur 3,12 m. Der maximale Scheitelwasserstand in Greifswald (3,35 m) wird für die Realisation 1995_34 erreicht. Die Realisationen 1971_45b0by und 1971_35b0bv liefern jedoch mit 3,343 m und 3,335 m nur geringfügig niedrigere Werte.

Im Anhang B2 findet sich eine vollständige Tabelle mit den Scheitelwasserständen aller Realisationen und für weitere Orte.

Tab. 10a: Scheitelwasserstände deutscher Küstenpegel in m über NN für extreme Sturmhochwasser zusammen mit der Korrektur gegenüber dem Modellnull in m und den Wasserständen der Rekonstruktion 1872 in m über NN

<i>Pegel</i>	$-\Delta$	1964 48	1970 47b0d1	1971 35b0bv	1995 34	2003 19b0he	1872
Flensburg	0,164		2,84				3,45
Schleimünde	0,169					2,57	3,20
Eckernförde	0,167		2,63				3,31
Kiel Holtenau	0,169					2,65	3,32
Marienleuchte	0,202			2,19			2,75
Neustadt	0,195			2,50			3,28
Travemünde	0,195			2,55			3,49
Wismar	0,195			2,54			3,48
Warnemünde	0,216			2,35			2,93
Stralsund Hafen	0,245			2,62			2,45
Saßnitz	0,257	2,33					1,79
Greifswald	0,246				3,35		2,42
Koserow	0,258	3,45					

Tab. 10b: Scheitelwasserstände weiterer Küstenpegel in m über NN für extreme Sturmhochwasser zusammen mit der Korrektur gegenüber dem Modellnull in m und den Wasserständen der Rekonstruktion 1872 in m über NN

<i>Pegel</i>	$-\Delta$	1964_48	1971_45b0b <i>t</i>	1971_35b0bv	1872
Ringhals	0,161		0,66		0,50
Ystad	0,272			2,20	1,30
Landsort	0,329	0,89			0,21
Ratan	0,392	0,75			0,58
St. Petersburg	0,422			1,82	0,91

Zwei der in der Vorauswahl extremen Realisationen (1995_01b0c8 und 1995_01b0bq) bleiben für die BSH-Simulationen in allen Scheitelwerten unter den geforderten 2,5 m, 1995_01_b0bq allerdings nur um 1 cm. Eine der ursprünglich nicht extremen Realisationen (1995_20) wird formal extrem durch einen maximalen Wasserstand in der Gruppe PB von 2,56 m. Gegenüber maximalen Werten von 3,45 m in dieser Gruppe wird diese Realisation weiterhin als nicht extrem bezeichnet.

Unter der Hypothese, dass der Wind der entscheidende Faktor für die Entstehung extremer Sturmhochwasser ist, werden die einzelnen Realisationen in den folgenden Abschnitten durch Wasserstandskurven an vier charakteristischen Orten (Flensburg, Travemünde, Saßnitz und Greifswald) zusammen mit dem Starkwindband zum Zeitpunkt maximaler Windgeschwindigkeit über der Ostsee westlich von 16° Ost dargestellt. Dargestellt sind Luftdruck und 10 m-Wind im groben Modell, der Wind in jedem 10. Gitterpunkt. Im Anhang B3 finden sich zeitlich geordnet entsprechende Darstellungen für alle 15 Realisationen.

Der ursprünglich für die Bodden ausgewählte Pegel Althagen wird nicht betrachtet, da nicht in allen Realisationen der meteorologische Antrieb lange genug zur Verfügung stand, um dort den Scheitelwasserstand zu erreichen.

Zum Vergleich ist zuerst die entsprechende Abbildung für die Rekonstruktion des Sturmhochwassers von 1872 gegeben (Abbildung 8a). Dargestellt ist die Windverteilung am

13.11. 8:00 mit einer maximalen Windgeschwindigkeit von 31,46 m/s, obwohl diejenige am 12.11. 21:00 mit 31,85 m/s etwas höher war.

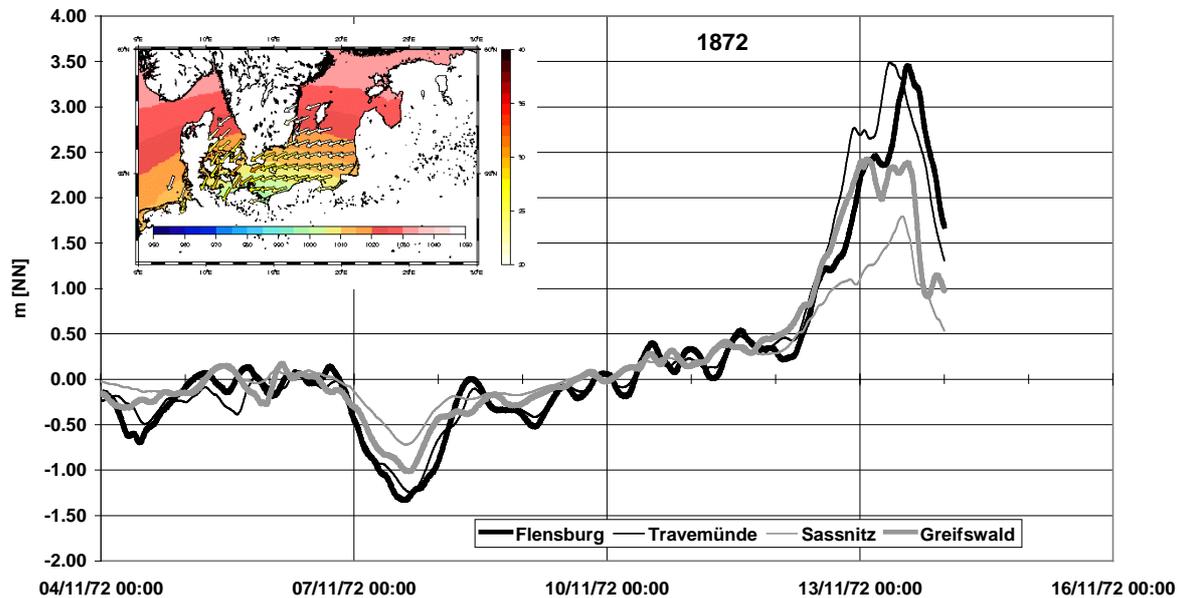


Abb. 8a: Wasserstandsverlauf an repräsentativen Orten und Starkwindband (>20 m/s) zum Zeitpunkt maximaler Windgeschwindigkeit über der Ostsee westlich von 16° Ost (13.11.1872 8:00).

3.3.2 Extrem in der Pommerschen Bucht

Die Pommersche Bucht ist mit ihrer Lage am südlichen Ende der zentralen Ostsee hinsichtlich der Untersuchungsmethode in MUSE (Nordsee und Ostsee) am ehesten mit der Situation in der Deutschen Bucht bei einem „Effektivwind“ über der nördlichen Ostsee aus NNO (Sager und Miehle, 1956) vergleichbar. Diese Windrichtung begünstigt gleichzeitig den Windstau in der Mecklenburger Bucht.

Extrem in der Pommerschen Bucht und gleichzeitig nur in der Pommerschen Bucht ist die Realisation 1964_48 (Abbildung 8b). Sie zeigte in der Auswahl über die empirischen Wasserstände nach Schmager (2003) den höchsten Windstau unter allen Realisationen. Zum Zieltermin 6.2.1964 zieht in den ERA40 Daten ein Tiefdruckgebiet von Südsandinavien nach Russland. Der effektive Wind weht im Westen des Tiefdruckgebiets nahezu aus N. Das entspricht etwa dem stauwirksamen Wind für Koserow bei Schmager (1984, 2003). Die Maximierung des Wasserstands wird durch eine leichte Verlagerung der Zugbahn nach Westen bewirkt. Die gleich hohen Wasserstände in Flensburg und Travemünde zeugen von einem Einstrom aus dem Kattegat während der zwei Tage vor dem Sturmhochwasser bei vergleichsweise geringem Ausstrom über der Darsser Schwelle in die Ostsee (Abbildung B2).

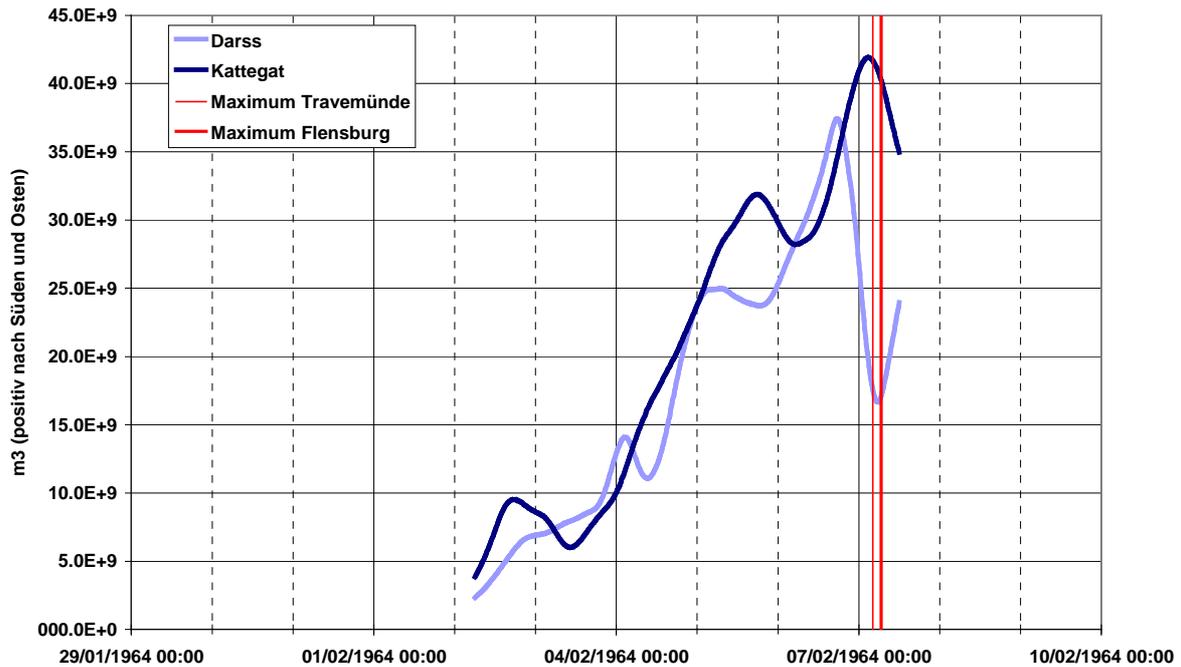


Abb. B2: Kumulative Transporte (positiv nach Süden und Osten) aus dem Kattegat (dunkelblau, Großer und Kleiner Belt) in die Ostsee (hellblau, Darsser Schwellen). Rote Linien markieren den Zeitpunkt des Scheitelwasserstands in Travemünde (dünn) und Flensburg (dick). Vergleiche Abbildung 8b für den Wasserstandsverlauf.

Die vier anderen in der Pommerschen Bucht extremen Realisationen erreichen den höchsten Wasserstand unter den Pegeln der Gruppe PB (Saßnitz, Greifswald, Koserow) in Greifswald. Drei davon (1971_45b0bt, 1971_45b0by, 1971_35b0bv) sind Variationen einer Wetterlage, bei der ein Tief von Nordskandinavien nach Russland zieht (Schmitz, 2007). Der effektive Wind ist der im Norden des Tiefdruckgebiets. Die Windrichtung ist mehr aus NO und ähnelt daher besonders in einem Fall (1971_35b0bv, Abbildungen 8d und 15) der von 1872. Die Maximierung für Greifswald gegenüber 1872 geschieht durch die größere Ausdehnung des Starkwindfeldes (Irish et al., 2008). Die horizontale Verteilung der mit dem Scheitelwasserstand in Greifswald normierten Wasserstände (Abbildung 14) zeigt, dass die Wasserstände nicht nur in der Pommerschen Bucht höher sind, sondern auch zwischen Südschweden und Rügen. Das gilt auch für die Realisation 1964_48 (Müller-Navarra und Bork, 2008)

Die vierte Realisation mit extremem Scheitelwasserstand in Greifswald (1995_34, Abbildung 8c) ist die einzige Modifikation eines realen schweren Sturmhochwassers unter den extremen Sturmhochwassern, nämlich der vom 3./4.11.95. Sie ist die Realisation mit maximalem Scheitelwasserstand in Greifswald und nur dort. Der Scheitelwasserstand unterscheidet sich aber wenig von dem der Realisation 1971_35b0bv (um 0,01 m).

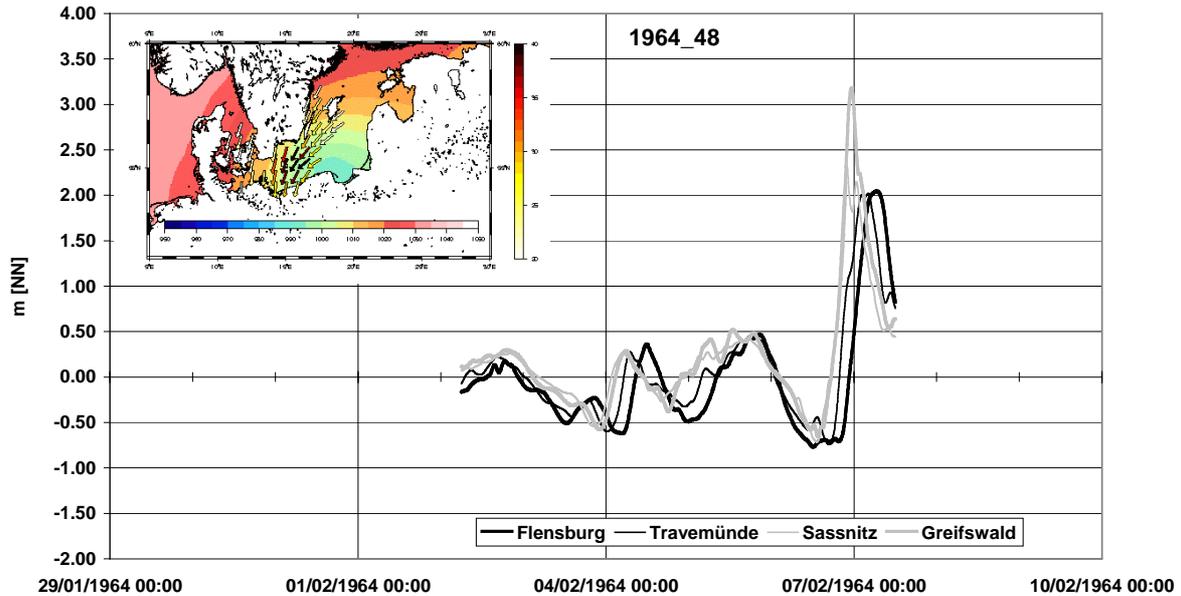


Abb. 8b: Wasserstandsverlauf an repräsentativen Orten und Starkwindband (>20 m/s) zum Zeitpunkt maximaler Windgeschwindigkeit über der Ostsee westlich von 16° Ost (6.2.1964 19:00).

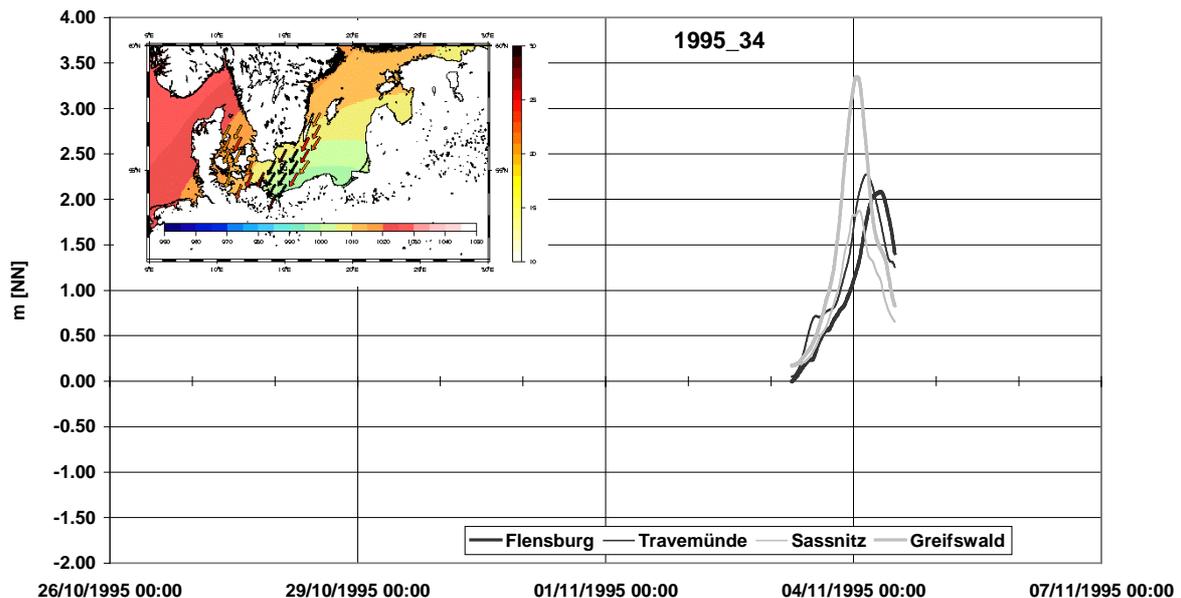


Abb. 8c: Wasserstandsverlauf an repräsentativen Orten und Starkwindband (>20 m/s) zum Zeitpunkt maximaler Windgeschwindigkeit über der Ostsee westlich von 16° Ost.

3.3.3 Extrem in der Mecklenburger Bucht

Extrem im Sinne der Vorauswahl (Scheitelwasserstand >2,5 m für mindestens einen der Pegel Neustadt, Travemünde, Wismar, Timmendorf und Warnemünde) sind in der BSH-Simulation drei Realisationen jeweils verschiedener Zieltermine, die auch für die Pommersche Bucht extreme Realisation 1971_35b0bv, die auch für die Kieler Bucht extreme Realisation 2003_19b0he und die nur in der Mecklenburger Bucht extreme Realisation 1970_31b0cz. Das absolute Maximum wird für die Realisation 1971_35b0bv (Abbildung 8d) erreicht.

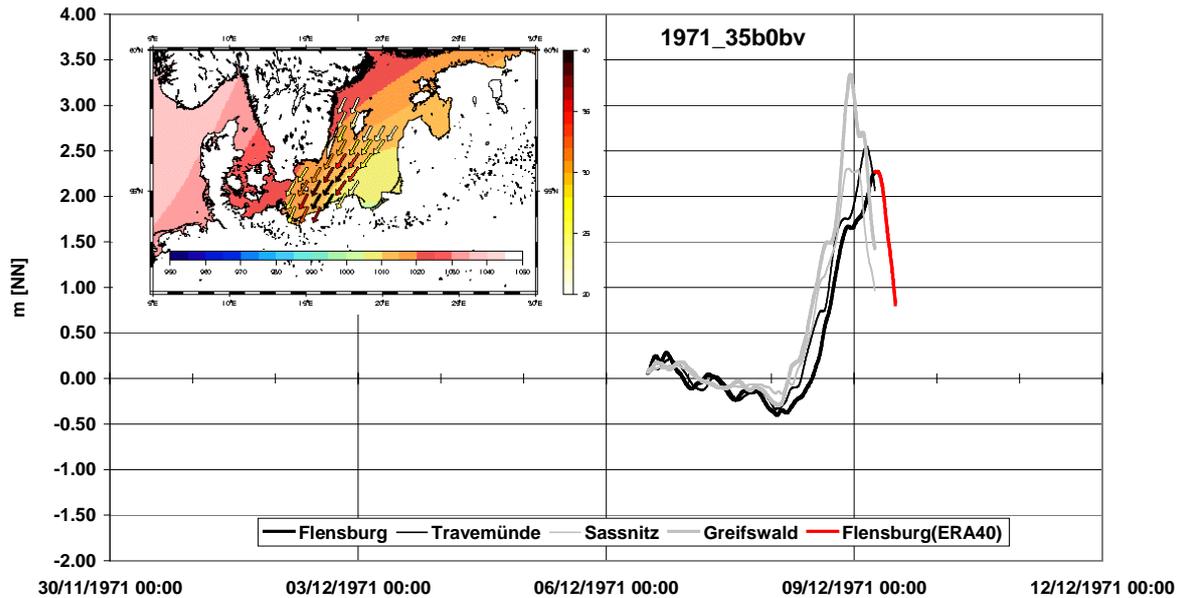


Abb. 8d: Wasserstandsverlauf an repräsentativen Orten (rot Fortsetzung mit ERA40 Meteorologie) und Starkwindband (>20 m/s) zum Zeitpunkt maximaler Windgeschwindigkeit über der Ostsee westlich von 16° Ost.⁴

Die nur in der Pegelgruppe MB maximale Realisation gehört zu dem Zieltermin im November 1970, der ursprünglich wegen eines starken Sturms am 10.11. vom DWD ausgewählt worden war. Entsprechend beginnen die EPS-Simulationen um den 10.11. (Tabelle 7). Extreme Scheitelwasserstände wurden jedoch um den 17.11. erreicht (Schmitz, 2007). Während dieser Zeit ist die Bodendruckverteilung mit mehreren, sich in verschiedene Richtungen bewegendem Tiefdruckgebieten sehr komplex. Die 200 hPa (etwa 10 km Höhe) Topographie zeigen dagegen eine simple Struktur mit einem zwischen dem 15. und 18.11. vom Kanal über Frankreich und Deutschland nach Polen wandernden Randtief, das sich am 19.11. abgelöst hat (Anonymus, 1970).

Bei den extremen Wetterlagen maximiert wahrscheinlich die Stärke und die Zugbahn relativ zum Küstenverlauf eines südlich der Ostsee liegenden Tiefs den Wasserstand in der Kieler Bucht (1970_47b0d1), in der Kieler und Mecklenburger Bucht (1970_35b0cw) und nur in der Mecklenburger Bucht (1970_31b0cz, Abbildung 8e).

⁴ Aus technischen Gründen wurde für die Simulationen der IFS-Antrieb zu Beginn und am Ende durch ERA-40-Antrieb ergänzt. Der rote Teil der Wasserstandskurve für Flensburg wurde so erzeugt.

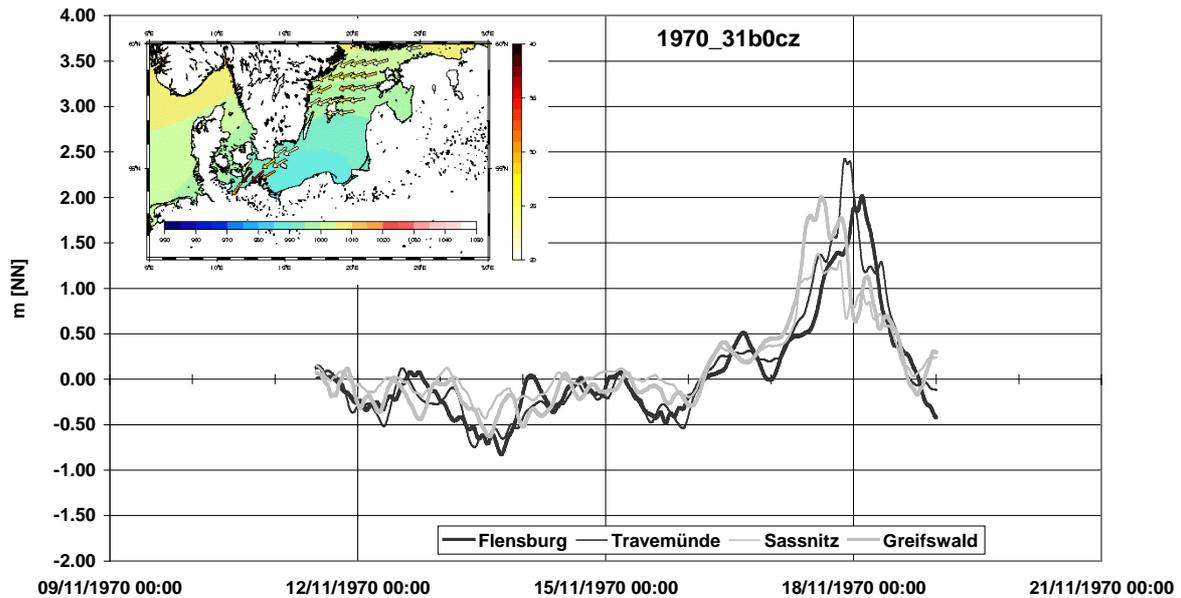


Abb. 8e: Wasserstandsverlauf an repräsentativen Orten und Starkwindband (>20 m/s) zum Zeitpunkt maximaler Windgeschwindigkeit über der Ostsee westlich von 16° Ost (17.11.1970 20:00).

3.3.4 Extrem in der Kieler Bucht

Der maximale Scheitelwasserstand der Pegelgruppe KB wird in Flensburg erreicht. Enderle (1989) gibt bei stationärem Wind von 20 m/s über Teilgebieten der Ostsee eine Windrichtung von 61° über der westlichen Ostsee, 358° über dem Kattegat und 71° über der mittleren Ostsee bis Bornholm als besonders stauwirksam an. In der Realisation 1970_47b0d1 (Abbildung 8f) ist die Windrichtung über der westlichen Ostsee zum Zeitpunkt des maximalen Windes optimal. Es gibt ein späteres, höheres Maximum in der Windgeschwindigkeit, aber zu der Zeit kommt der Wind aus Ost, was zu geringeren Wasserständen führt (Abbildung 8f).

Die Realisation 1970_47b0d1 maximiert auch den Wasserstand in Eckernförde (Tabelle 10a). An anderen Orten der Kieler Bucht werden maximale Scheitelwasserstände in der Realisation 2003_19b0he erreicht. Zu diesem Zieltermin zog ein Tiefdruckgebiet vom Englischen Kanal zur Ostsee. Maximiert wurde das Sturmhochwasser an der deutschen Ostseeküste von einer Wetterlage, bei der das Sturmtief in Richtung Nordosten abdrehte (Schmitz, 2007). Dadurch wurde der Wasserstand in Schleimünde und Kiel maximiert. Zum Vergleich mit anderen Realisationen wird in Abbildung 8g trotzdem weiter der Wasserstandsverlauf in Flensburg gezeigt.

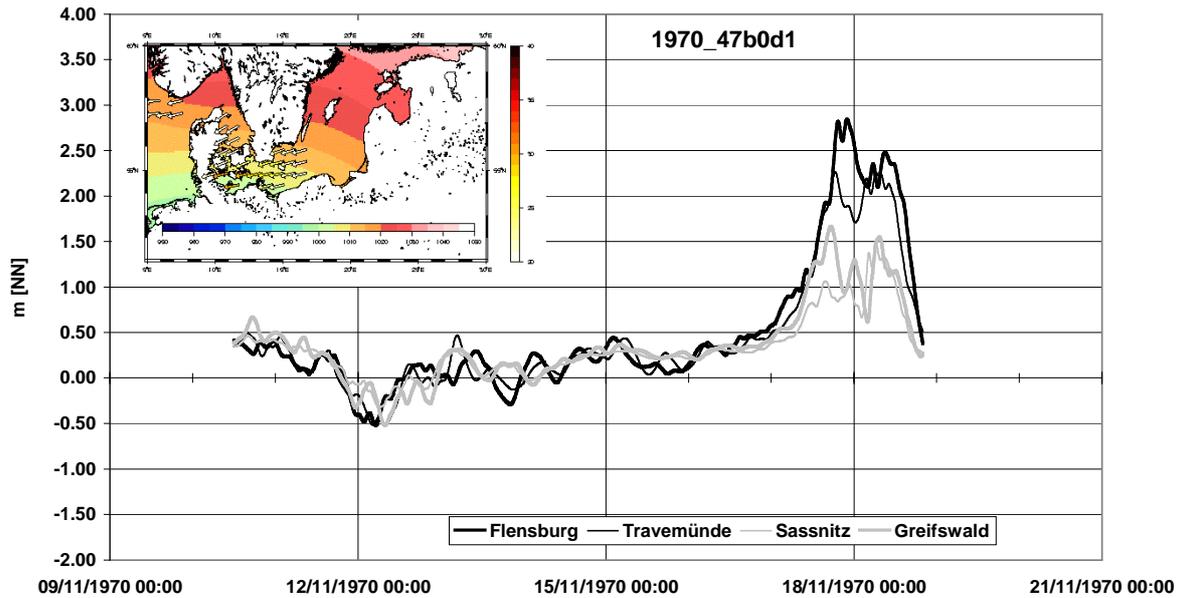


Abb. 8f: Wasserstandsverlauf an repräsentativen Orten und Starkwindband (>20 m/s) zum Zeitpunkt maximaler Windgeschwindigkeit über der Ostsee westlich von 16° Ost (17.11.1970 17:00, 1. Maximum).

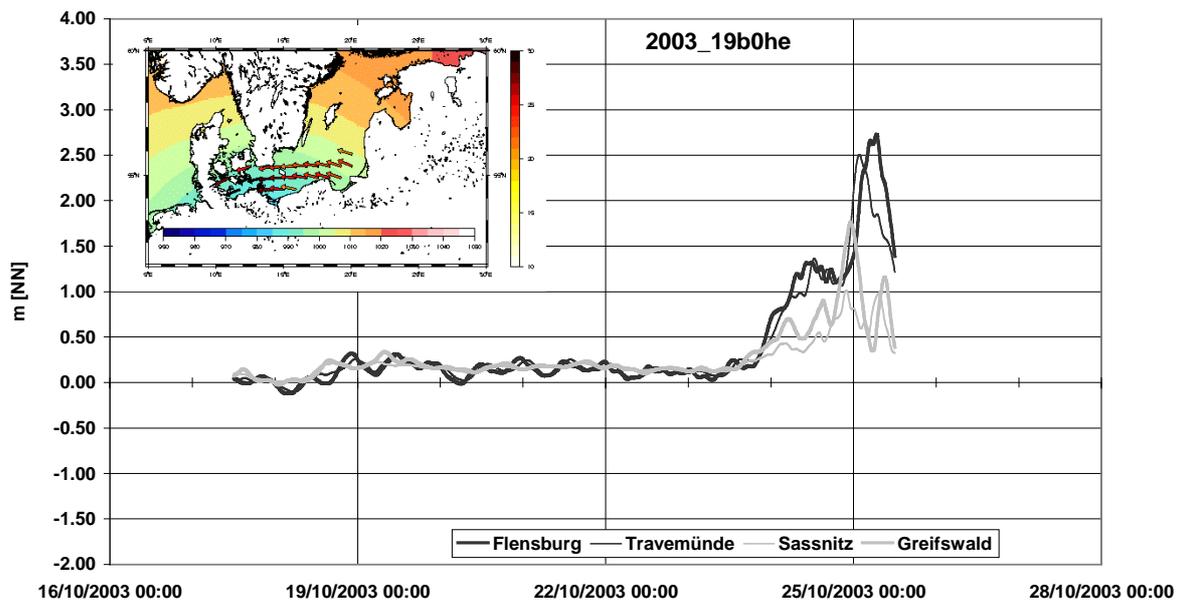


Abb. 8g: Wasserstandsverlauf an repräsentativen Orten und Starkwindband (>20 m/s) zum Zeitpunkt maximaler Windgeschwindigkeit über der Ostsee westlich von 16° Ost (24.10.2003 00:00).

3.3.5 Gleichzeitig extrem in Pommerscher, Mecklenburger und Kieler Bucht

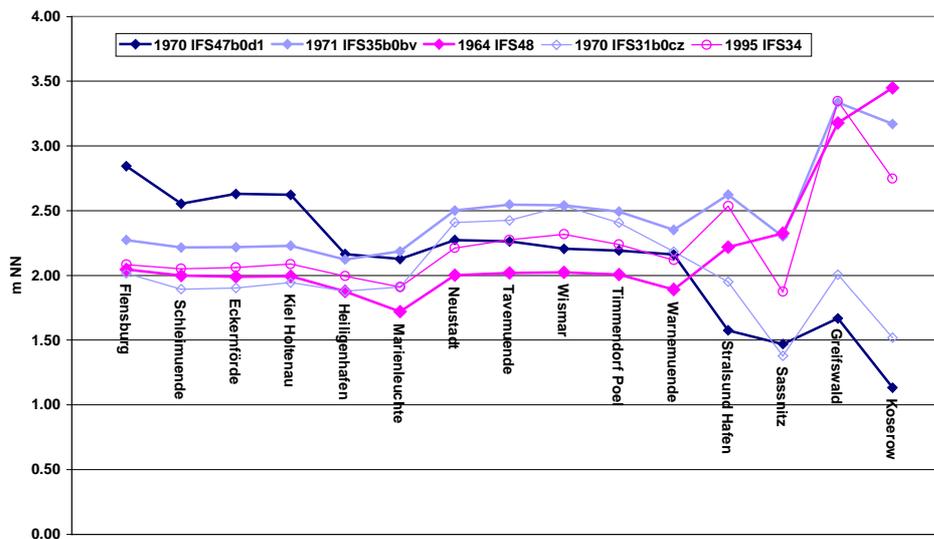


Abb. 9a: Räumliche Verteilung der Scheitelwasserstände für maximierende Realisationen.

Abbildung 9a zeigt zusammenfassend die Scheitelwasserstände der für die jeweilige Pegelgruppe maximalen Realisation (KB: 1970_47d0d1, MB: 1971_35b0bv und PB: 1964_48) sowie die nur für die Pegelgruppe MB maximale Realisation (1970_31b0cz) und die mit maximalem Wasserstand in Greifswald (1995_34). Unter diesen Realisationen befinden sich die mit maximaler Differenz in den maximalen Wasserständen der Gruppen KB und MB (1970-31b0cz und 1970_47b0d1).

Unter allen extremen Realisationen in Tabelle 9 befindet sich keine, die in allen Pegelgruppen extrem ist, allerdings finden sich zwei (2003_19b0he und 1970_35b0cw), die in den Gruppen KB und MB gleichzeitig extrem bzw. fast extrem sind. Abbildung 9b zeigt diese Realisationen zusammen mit 1971_35b0bv, der Realisation mit dem höchsten minimalen Scheitelwasserstand in allen Gruppen (2,12 m).

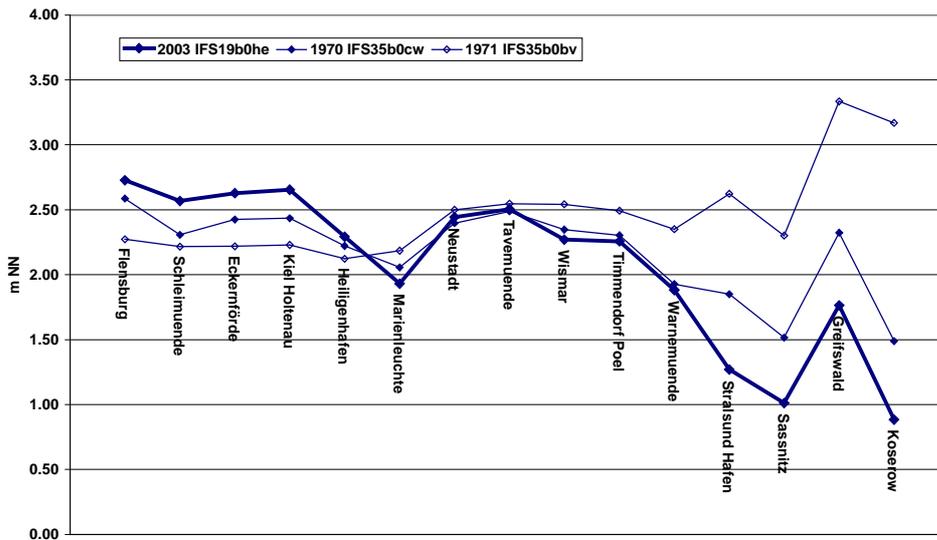


Abb. 9b: Räumliche Verteilung der Scheitelwasserstände für Realisationen mit in den Pegelgruppen KB und MB gleichzeitig extremen Werten.

3.3.6 Vergleich mit 1872

Im Vergleich dazu zeigt Abbildung 9c die Scheitelwasserstände für speziell in Hinblick auf eine Ähnlichkeit mit dem Sturmhochwasser 1872 simulierten Realisationen (2005_45, 1983_47 und 1995_01b0bq). Die Verteilung der Scheitelwasserstände ist zwar der von 1872 ähnlicher als in Abbildung 9b, der Betrag der Scheitelwasserstände ist aber niedriger. In beiden Abbildungen liegen die maximalen Wasserstände in der Kieler und Mecklenburger Bucht deutlich unter denen der Rekonstruktion und auch unter den von Baensch (1875) angegebenen oder den von Mudersbach und Jensen (2009) zusammengestellten Werten.

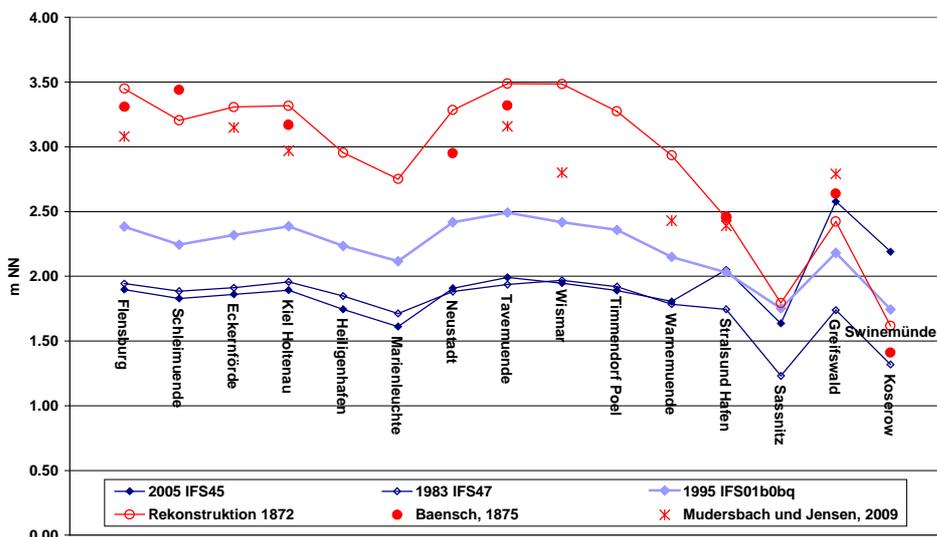
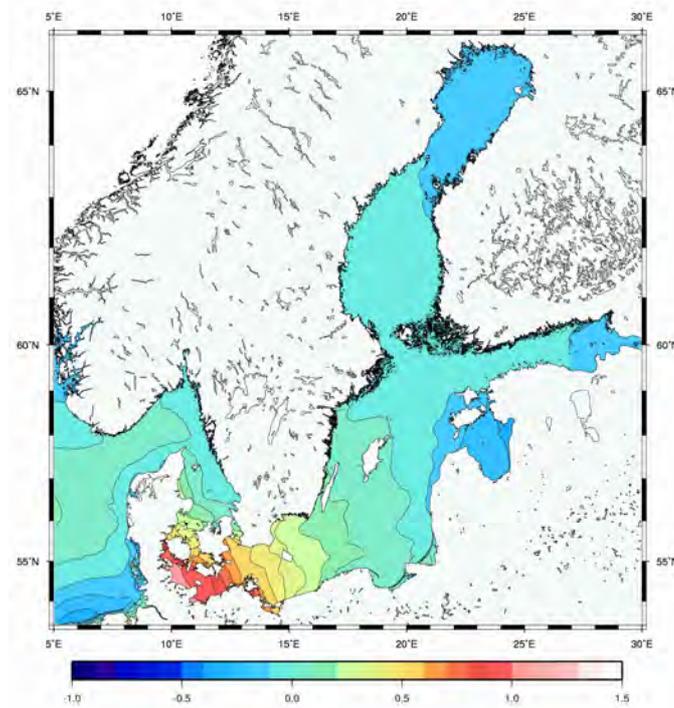


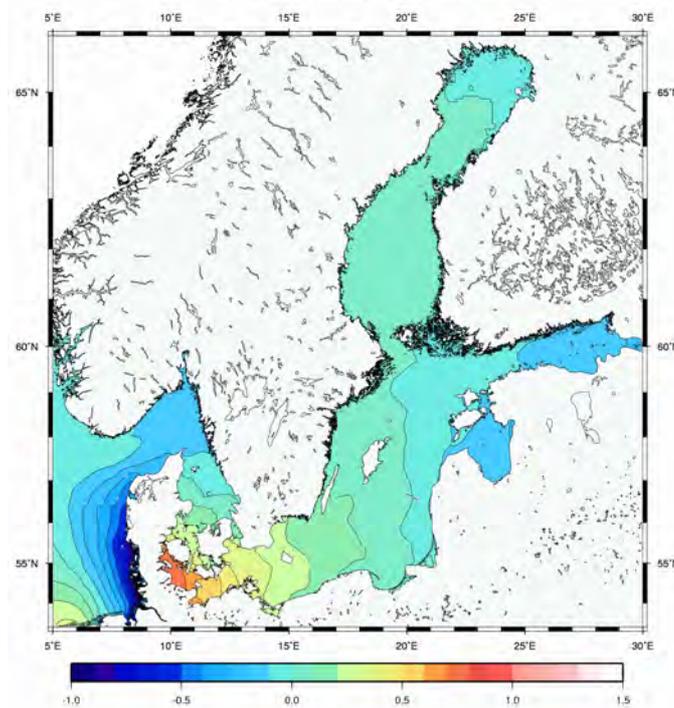
Abb. 9c: Räumliche Verteilung der Scheitelwasserstände für Realisationen mit ähnlicher räumlicher Verteilung wie bei dem Sturmhochwasser 1872 im Vergleich zur Rekonstruktion und zu Daten des Sturmhochwassers 1872.

Zusammenfassend sind für ausgewählte Realisationen die normierten Horizontalverteilungen der Wasserstände im Vergleich zu 1872 zum Zeitpunkt des jeweiligen maximalen Wasserstands in Flensburg (1970_47bod1), in Travemünde (1995_01b0bq) und in Greifswald (1971_35b0bv) dargestellt. Um einen Eindruck über den möglichen Einfluss der

zeitlichen Entwicklung des Windfeldes zu geben, sind zusätzlich jeweils Starkwindbänder zum Zeitpunkt des maximalen Wasserstands und drei Stunden bzw. sechs Stunden davor den entsprechenden der Rekonstruktion von 1872 gegenübergestellt.



13.11.1872 13:30 UTC



17.11.1970 22:00 UTC

Abb. 10: Normierte Wasserstände zum Zeitpunkt des Maximums in **Flensburg** für 1872 und 1970_47b0d1 (Wasserstände aus dem groben Modell).

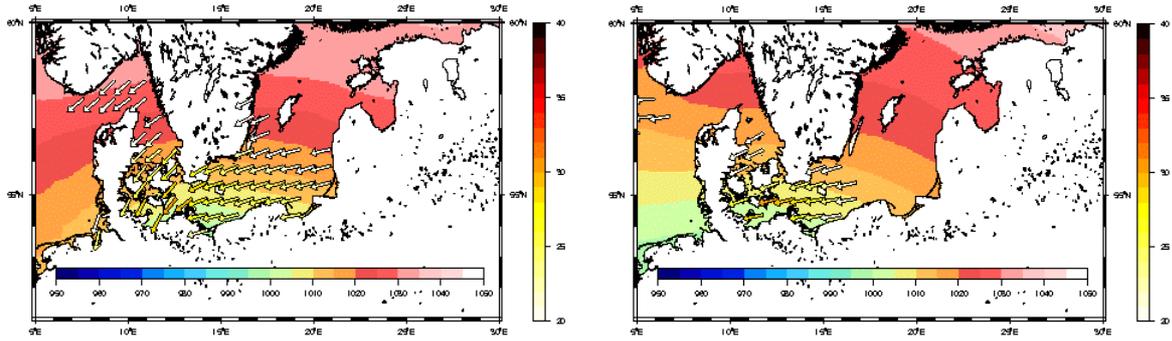


Abb. 11a: Wind 1872 6,5 h vor Scheitelwasserstand in Flensburg, Wind 1970_47b0d1 6 h vor Scheitelwasserstand in Flensburg

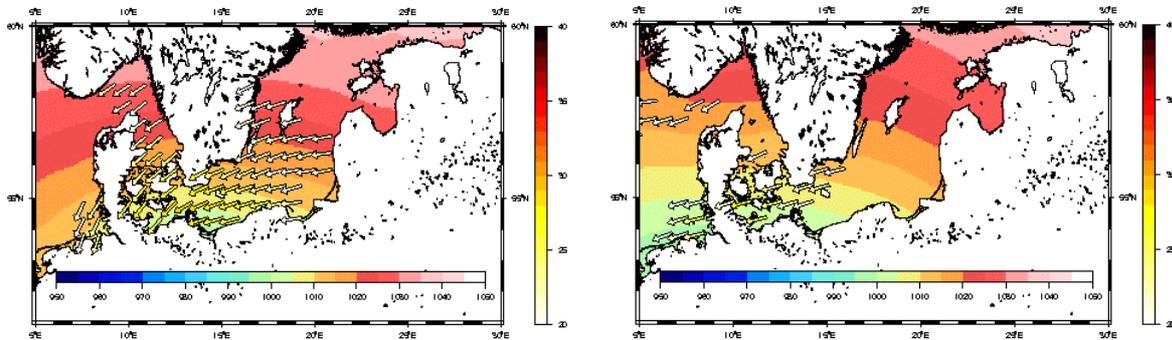


Abb. 11b: Wind 1872 3,5 h vor Scheitelwasserstand in Flensburg, Wind 1970_47b0d1 3 h vor Scheitelwasserstand in Flensburg

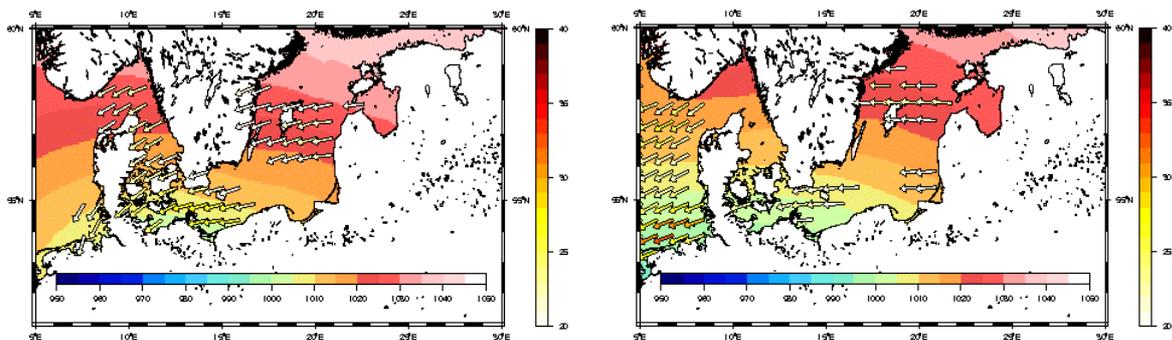
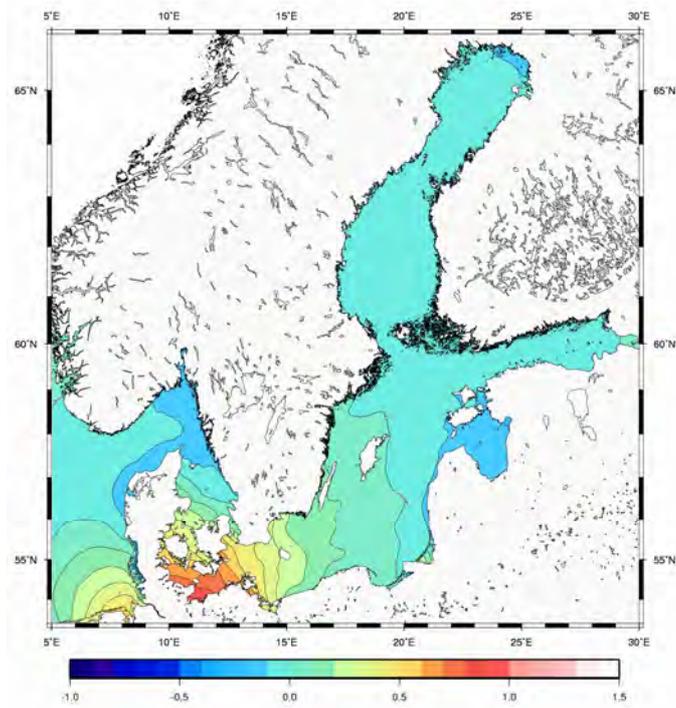
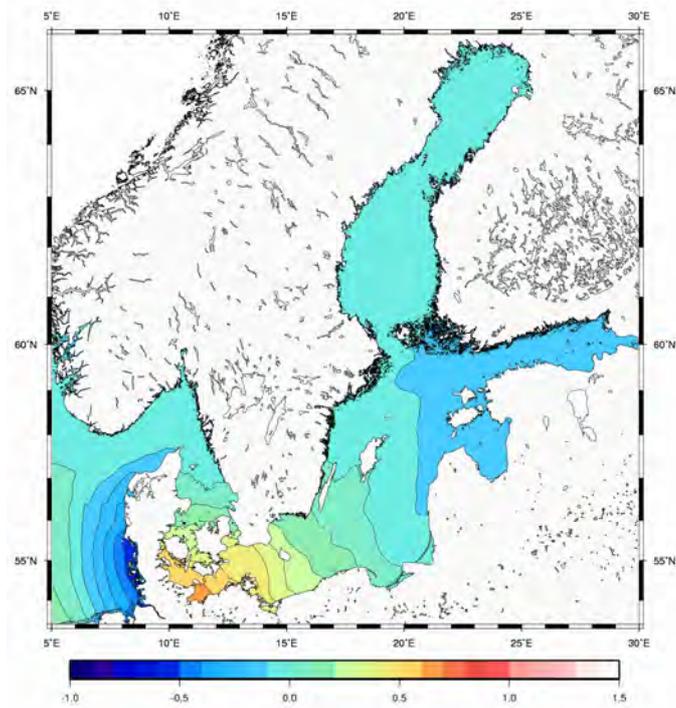


Abb. 11c: Wind 1872 0,5 h vor Scheitelwasserstand in Flensburg, Wind 1970_47b0d1 0 h vor Scheitelwasserstand in Flensburg



13.11.1872 08:30 UTC



15.11.1995 23:45 UTC

Abb. 12: Normierte Wasserstände zum Zeitpunkt des Maximums in **Travemünde** für 1872 und 1995_01b0bq (aus dem groben Modell).

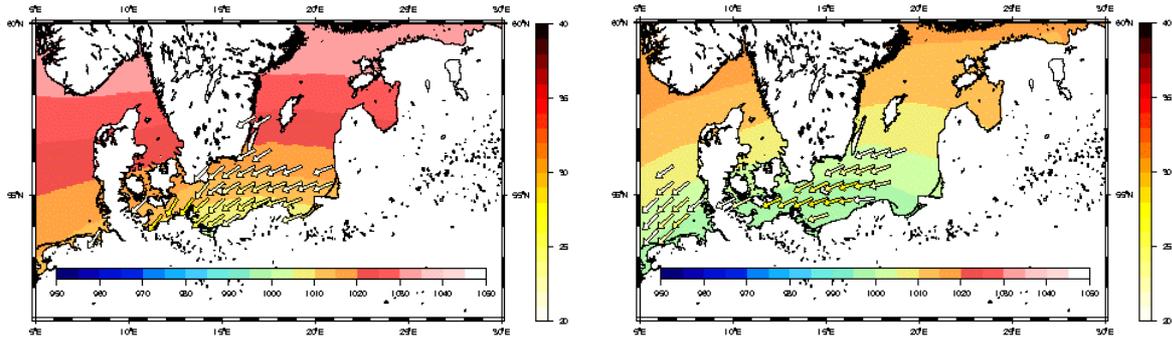


Abb. 13a: Wind 1872 6,5 h vor Scheitelwasserstand in Travemünde, Wind 1995_01b0bq 6,75 h vor Scheitelwasserstand in Travemünde

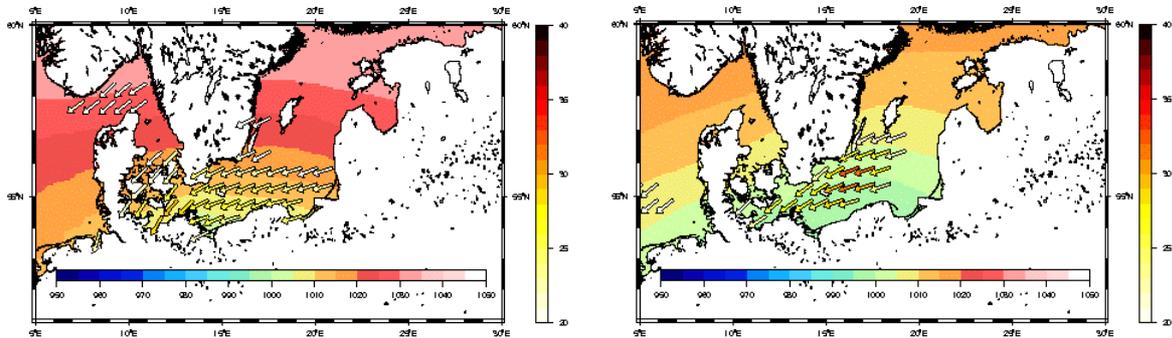


Abb. 13b: Wind 1872 3,5 h vor Scheitelwasserstand in Travemünde, Wind 1995_01b0bq 3,75 h vor Scheitelwasserstand in Travemünde

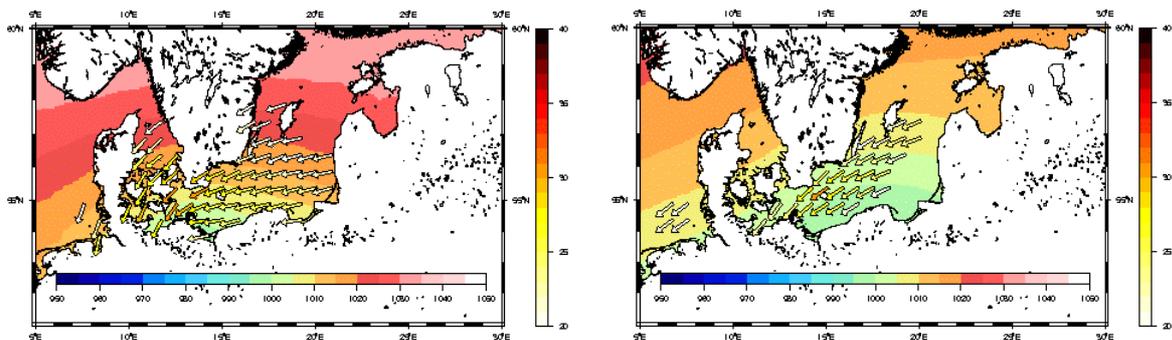
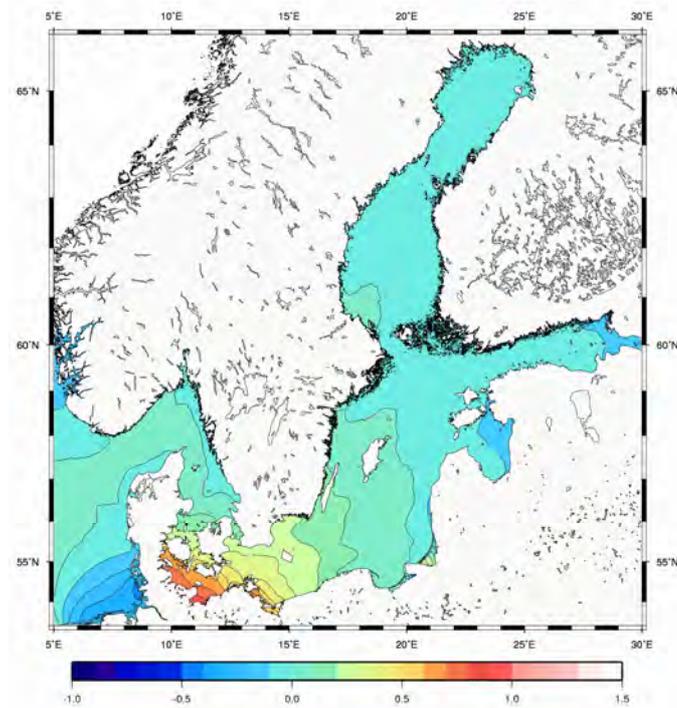
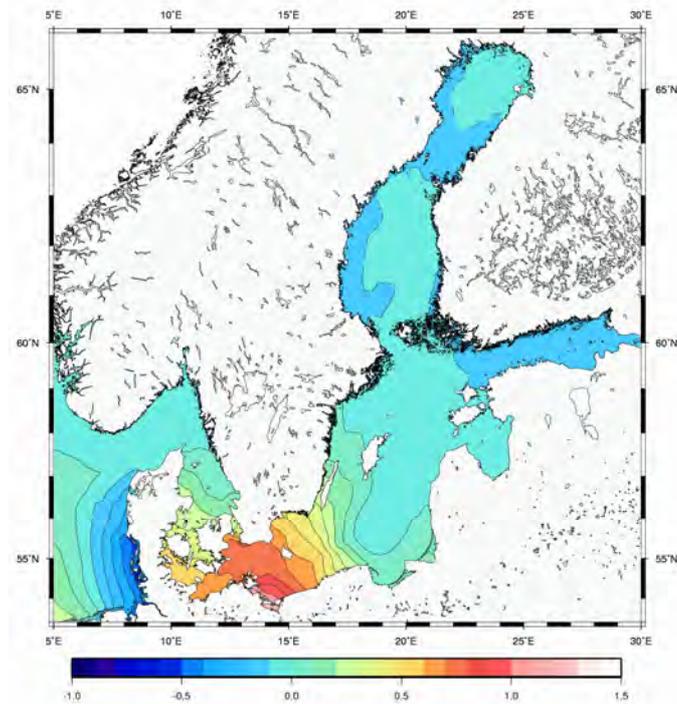


Abb. 13c: Wind 1872 0,5 h vor Scheitelwasserstand in Travemünde, Wind 1995_01b0bq 0,75 h vor Scheitelwasserstand in Travemünde



13.11.1872 02:00 UTC



08.12.1971 23:00 UTC

Abb. 14: Normierte Wasserstände zum Zeitpunkt des Maximums in **Greifswald** für 1872 und 1971_35b0bv (Wasserstände aus dem groben Modell).

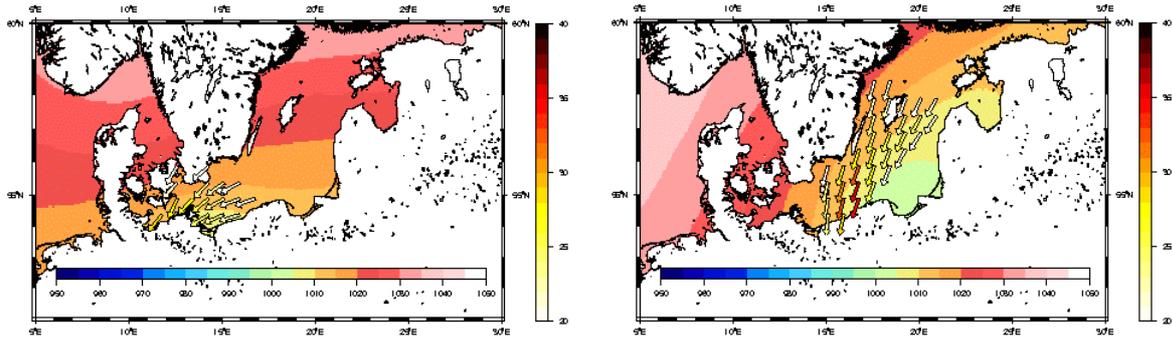


Abb. 15a: Wind 1872 6 h vor Scheitelwasserstand in Greifswald, Wind 1971_35b0bv 6 h vor Scheitelwasserstand in Greifswald

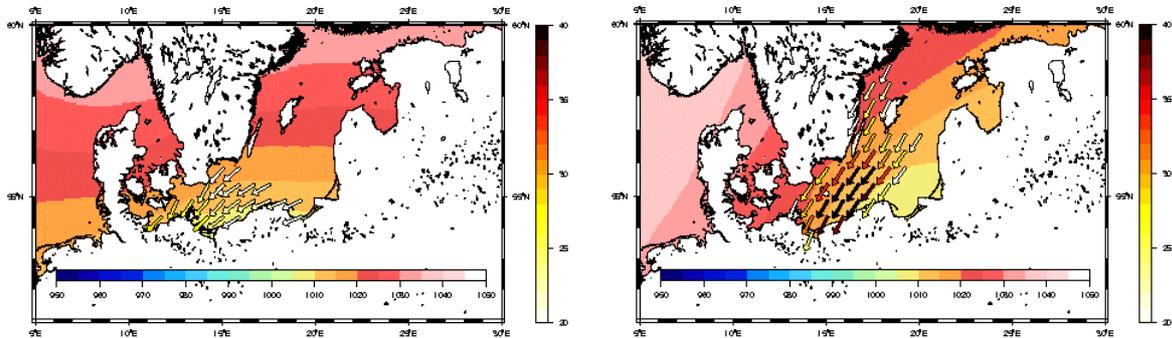


Abb. 15b: Wind 1872 3 h vor Scheitelwasserstand in Greifswald, Wind 1971_35b0bv 3 h vor Scheitelwasserstand in Greifswald

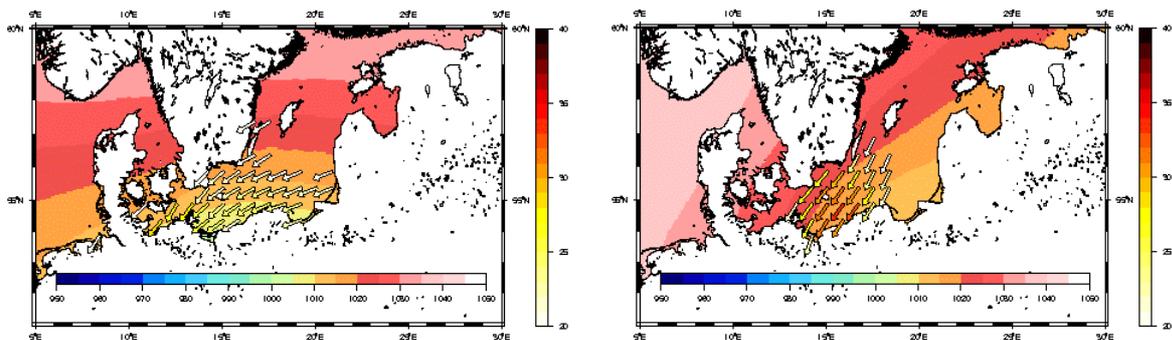


Abb. 15c: Wind 1872 0h vor Scheitelwasserstand in Greifswald, Wind 1971_35b0bv 0h vor Scheitelwasserstand in Greifswald

3.3.7 Zusammenfassung extreme Sturmhochwasser

Die Vorstellung extremer Sturmhochwasser in den Abschnitten 3.3.2-3.3.5 und der Vergleich typischer extremer Sturmhochwasser und den dazugehörigen Starkwindfelder vor und während des Sturmhochwassers mit der Situation am 13.11.1872 zeigen:

- die maximierende Wirkung von Richtung, Stärke, Ausdehnung und zeitlicher Entwicklung des Starkwindfeldes

- die geringe Bandbreite optimaler Starkwindfelder für die Mecklenburger Bucht und besonders für die Kieler Bucht
- die große Bandbreite optimaler Starkwindfelder für Sturmhochwasser in der Pommerschen Bucht

Die besondere Sensibilität von Sturmhochwassern in der Kieler und Mecklenburger Bucht gegenüber Abweichungen vom Optimum erklärt vielleicht auch die Tatsache, dass gegenüber den Ergebnissen von MUSE-Nordsee tatsächlich eingetretene Sturmhochwasser kaum Bedeutung für das Auffinden extremer noch nicht eingetretener Sturmhochwasser hatten.

Insgesamt konnte das Kollektiv extremer Sturmhochwasser für die deutsche Ostseeküste zwar erweitert werden, höhere Wasserstände wurden jedoch nur für die Pommersche Bucht gefunden.

4 Numerische Experimente

In MUSE-Ostsee sind an 37 Zielterminen insgesamt 31 900 Realisationen von potentiell extremen Wetterlagen berechnet worden (Schmitz, 2007). Davon sind schließlich 15 für den Antrieb des Modellsystems des BSH (Nordostatlantik, Nordsee und Ostsee) genutzt worden.

Das bisher höchste durch Pegelmessungen belegte Sturmhochwasser für weite Teile der deutschen Ostseeküste ist das vom 13.11.1872. Die simulierten extremen Sturmhochwasser haben diese Wasserstände in der Pommerschen Bucht deutlich überschritten. In der Mecklenburger Bucht und in der Kieler Bucht dagegen eindeutig nicht. Eine mögliche Ursache ist, dass die in MUSE_Ostsee gewählten Auswahlkriterien (obwohl ortsabhängig) nicht optimal für diese Gebiete waren und insbesondere die zeitliche Entwicklung einer Wetterlage nicht ausreichend berücksichtigt wurde, d. h. das Sturmhochwasser 1872 sich durch einen besonders günstigen Verlauf ausgezeichnet hat. So macht Colding (1881) allein den Orkan am 13.11. für die Höhe der Wasserstände verantwortlich. Neben dem Ablauf legen neuere Untersuchungen (Irish et al., 2008) nahe, dass auch die räumliche Ausdehnung des Starkwindbandes maximierend gewirkt haben könnte.

Da der Orkan am 13.11.1872 in seinen Folgen zwar verheerend war, aber nach zeitgenössischen Angaben nicht völlig außergewöhnlich in seiner Stärke, vermuten andere Autoren zusätzliche Ursachen für die sehr hohen Wasserstände von 1872: in einem erhöhten mittleren Wasserstand der gesamten Ostsee (Baensch, 1875; Anonymus, 1882⁵; Kiecksee, 1972; Baerens, 1998), in einem windbedingten verstärkten Rücktransport (Grünberg 1873, Kiecksee, 1972; Weiss und Biermann, 2005) oder in einer ungünstigen Wechselwirkung mit der Nordsee (Pralle, 1875; Eiben, 1992). Es wurde auch postuliert, dass der Sturm am 12.11.1872 zu den hohen Wasserständen beigetragen hat (Kiecksee, 1972).

Um hier Antworten zu finden, wurde das Sturmhochwasser von 1872 rekonstruiert (Rosenhagen und Bork, 2009). Nach mehreren Modifikationen konnten die Wasserstände von 1872 dabei erreicht werden. Im Abschnitt 4.1 und 4.2 werden numerische Experimente zum Einfluss des mittleren Wasserstands und des Sturms am 12.11. vorgestellt.

Eine weitere in der Literatur allgemein für Sturmhochwasser als signifikant angenommene Ursache sind Schwingungen der gesamten Ostsee (Leppäranta und Myrberg, 2009; Lass und Matthäus, 2009) oder auch kleinräumige Schwingungen (Enderle, 1981). Sie werden stellenweise auch für das Sturmhochwasser 1872 angeführt. Vorwiegend werden ihnen jedoch Sturmhochwasser zugeordnet, bei denen das verursachende Sturmtief aus Nordwest kommt oder einer relativ seltenen Bahn aus Nordost folgt (Meinke, 2003). An Hand eines solchen in MUSE-Ostsee simulierten extremen Sturmhochwassers (1971_35b0bv) wird in einem weiteren numerischen Experiment der Einfluss einer Schwingung der gesamten Ostsee auf den Wasserstand an der deutschen Küste untersucht.

⁵ Bemerkung in einer Fußnote zur deutschen Zusammenfassung des Textes von Colding (1881)

4.1 Einfluss des Füllungsgrads auf das Sturmhochwasser von 1872

Bei der Betrachtung nicht lokaler Einflüsse auf Sturmhochwasser ist zu unterscheiden zwischen einem tatsächlichen Massentransport und der Ausbreitung langer Oberflächenwellen (Energietransport). Unter dem Stichwort „erhöhter Füllungsgrad“ wird ein windbedingter Massentransport auf den betrachteten Zeitskalen und zur „Sturmhochwassersaison“ verstanden, der den mittleren Wasserstand der Ostsee deutlich erhöht. Konkret werden unterschiedliche Definitionen gebraucht. Meinke (1998) wählt Zeiträume, an denen Pegel an der deutschen Küste über 15 Tage vor einem Sturmhochwasser einen erhöhten Wasserstand aufweisen. Andere Definitionen nutzen den Wasserstand am Pegel Landsort. Im Schwingungsknoten von einknotigen freien Schwingung (Wübber und Krauss, 1979) und direkten eintägigen Gezeiten (Müller-Navarra, 2002; et al., 2008) liegend ist er ein guter Indikator für den Füllungsgrad der gesamten Ostsee (Müller-Navarra et al., 2003, Janssen 2002). In MUSE-Ostsee werden Zeiträume, während derer das übergreifende Mittel des Wasserstands in Landsort über 20 Tage größer als 0,15 m ist, als Zeiten mit erhöhtem Füllungsgrad bezeichnet (Mudersbach und Jensen, 2009a). Dabei ist zu beachten, dass der Wasserstand in Landsort einen ausgeprägten Jahrgang mit einem Maximum im Dezember von 0,084 m (1899-1992) aufweist bei Schwankungsbreiten von 0,22 m (Hupfer, 2003). Bei der Auswahl der Zieltermine für die EPS-Simulationen wurden dem Kriterium „Füllung“ Zieltermine zugeordnet, bei denen vor einem kräftigen Tiefdruckgebiet über der Ostsee der Wasserstand in Landsort 0,60 m überstieg (Schmitz, 2007).

Für die Nachrechnung bestimmter Wettersituationen ist der Zeitraum zu bemessen, über den eine Einstromlage anhalten kann, und das Niveau, auf das der mittlere Wasserspiegel der Ostsee dann angehoben ist. Es gibt eine Reihe von Untersuchungen zu größeren Salzwassereintrüben, die ebenfalls einige Tage Einstrom erfordern (Matthäus et al., 1992). Weidemann (1950) skizziert für optimale Ein- und Ausstromlagen die Lage der Hoch- und Tiefdruckgebiete und weist darauf hin, dass extreme Einstrom-Wetterlagen aus dynamischen Gründen nur von kurzer Dauer sein können. Andererseits erfordern große Salzwassereintrüben eine längere Vorgeschichte mit östlichen Winden über der Ostsee, wodurch das Wasserstandsgefälle zwischen Nord- und Ostsee optimiert wird (Matthäus und Schinke, 1994). Keiner der ausgewählten Zieltermine fällt mit einem solchen Ereignis zusammen (Leppäranta 2009, Matthäus et al. 2008). (Der Zieltermin für 2003 ist im Oktober). So interessieren hier kurzfristige Wassertransporte, die relativ schnell wieder ausgeglichen werden.

Ein Rückschluss vom Füllungsgrad der Ostsee auf den der Mecklenburger oder Kieler Bucht und damit auf einen Beitrag rückströmenden Wassers auf Sturmhochwasser dort ist problematisch. Janssen (2002) findet z. B. nur einen schwachen statistischen Zusammenhang zwischen dem mittleren Wasserstand der Ostsee und dem Wasserstand in der westlichen Ostsee. Abbildung 16a und b zeigen kumulative Transporte in die Kieler und Mecklenburger Bucht für 1872 und für die Rekonstruktion 2005 (Abbildung 6g) zusammen mit Transporten für die EPS-Simulation 2005_45. Zum Zieltermin 21.01.2005 herrschte eine ähnliche Wetterlage wie 1872. Die senkrechte schwarze Linie markiert den Start der extremen Realisation.

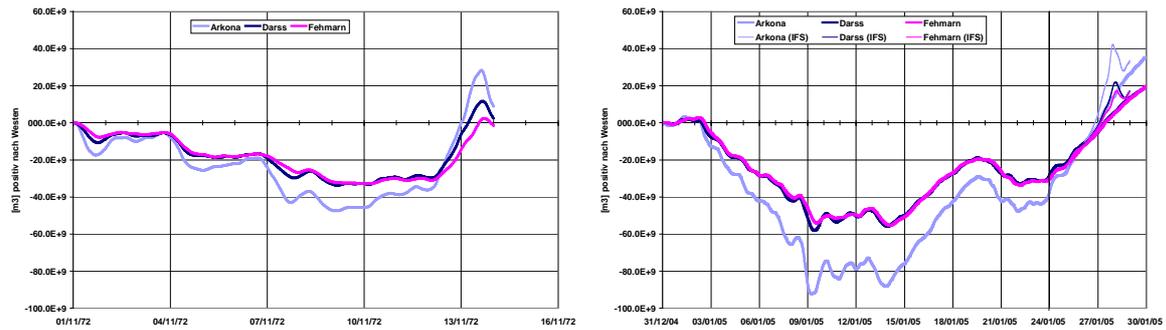


Abb. 16: Kumulative Transporte (positiv nach Westen) über Schnitte auf Höhe von Arkona (hellblau), der Darsser Schwellen (dunkelblau) und von Fehmarn (Belt und Sund, rot). a Rekonstruktion 1872, b Rekonstruktion 2005 und Realisation 2005_45 (dünn)

In beiden Fällen wird deutlich, dass ein starker Rückstrom aus der Ostsee windbedingt ist und 1872 einen vergleichsweise geringen zusätzlichen Transport über die Darsser Schwellen in die Mecklenburger Bucht und noch weniger in die Kieler Bucht bewirkt. Er ersetzt lediglich das vorher ausgeströmte Wasser.

Eine weit verbreitete These zum Sturmhochwasser 1872 ist, dass vor dem Sturm am 12. und dem Orkan am 13.11.1872 über eine ungewöhnlich lange Zeit Wind das Wasser durch Belte und Sund in die Ostsee transportiert hat und so der Orkan bei einem ungewöhnlich hohen Wasserstand der gesamten Ostsee begann (z. B. Baerens 1998). Abbildung 16a deutet schon an, dass dies nicht zutrifft. Um einen extremen Wasserstand herzustellen, wurde im numerischen Experiment eine stationäre Windverteilung gewählt (vom 4.11.1872, Abb. 17), die den Einstrom in die Ostsee begünstigt (Weidemann, 1950). Nach 10 Tagen änderte sich der Wasserstand in Landsort nur noch langsam (Abb. 18).⁶ Es zeigt sich, dass der Wasserstand der Rekonstruktion des Sturmhochwassers von 1872 (Rosenhagen und Bork, 2009) zum Zeitpunkt der Wetterumstellung deutlich niedriger war (Abb. 19a, b). Dafür gibt es zwei Gründe. Zum einen wird der Wasserstand der Ostsee bei räumlich homogenen und stationärem günstigen Wind nicht beliebig ansteigen, sondern es wird in den tiefen Schichten ein Rückfluss stattfinden (Krauss, 2000), zum anderen war die Wetterlage zwar über dem Kattegat günstig für einen Einstrom von der Nordsee in die Ostsee, aber über der nördlichen Ostsee wurde ein Rückstrom des Wassers begünstigt. Am Ende dieses Experiments wurde der meteorologische Antrieb abgeschaltet, so dass ein Ausgleich im Wasserstand unter Berücksichtigung des Ausstroms in die Nordsee (und weiter in den Nordostatlantik). In Abbildung 19c, d ist der Wasserstand nach zwei und elf Tagen „Leerlaufen“ dargestellt. In allen vier Abbildungen ist deutlich der Einfluss der Nordsee zu erkennen.

⁶ Die flächenhafte Entwicklung kann auf dem Server MUSTOK eingesehen werden. Ebenso das „Leerlaufen der Ostsee“ bei anschließender Windstille (und konstantem Luftdruck) über Nordostatlantik, Nordsee und Ostsee.

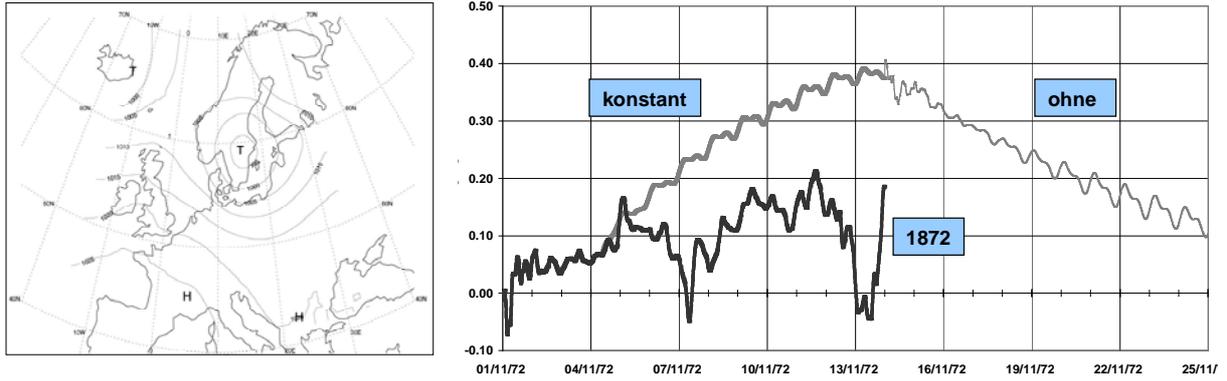


Abb. 17: Luftdruckverteilung (4.11.1872) während des Einstromexperimentes (links, Rosenhagen und Bork, 2009)

Abb. 18: Wasserstand Landsort (rechts; Rekonstruktion, schwarz; Einstromexperiment, dunkelgrau; „Leerlaufen“ während der ersten 11 Tage des Experiments)

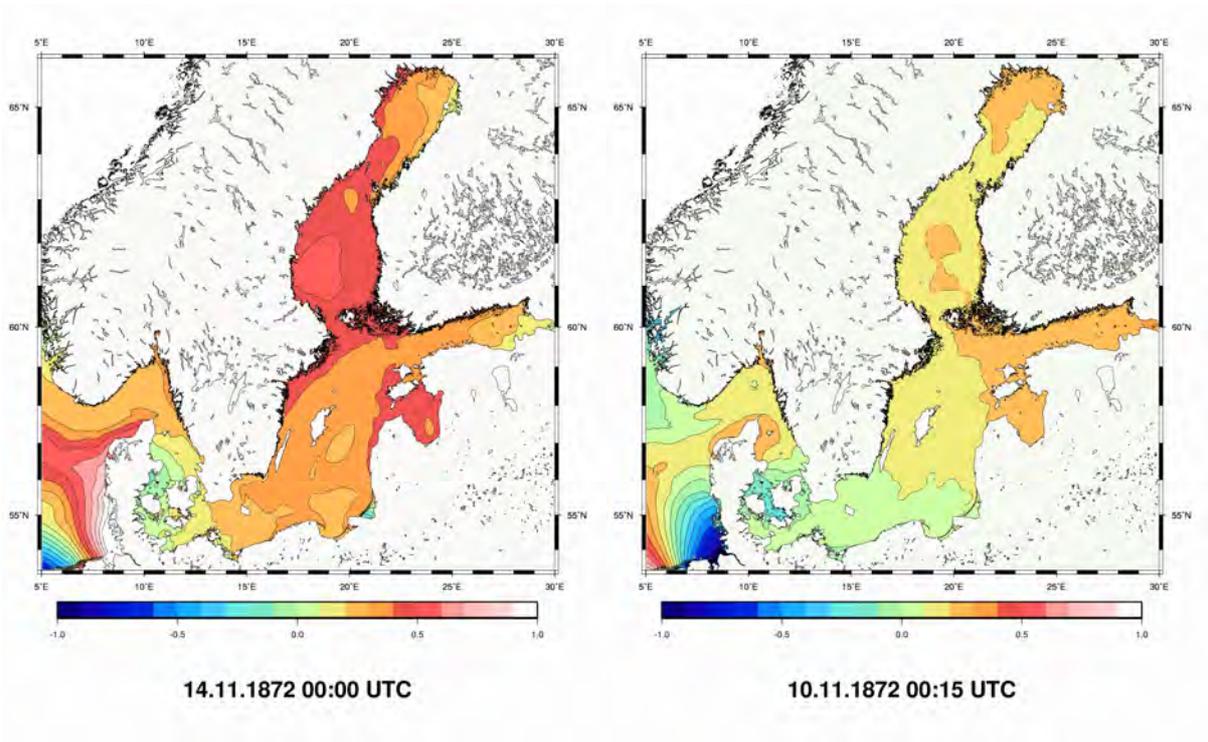


Abb. 19a-b: Wasserstandsverteilung am Ende des Einstromexperimentes (a) und in der Rekonstruktion zum Beginn der Wetterumstellung (10.11., b)

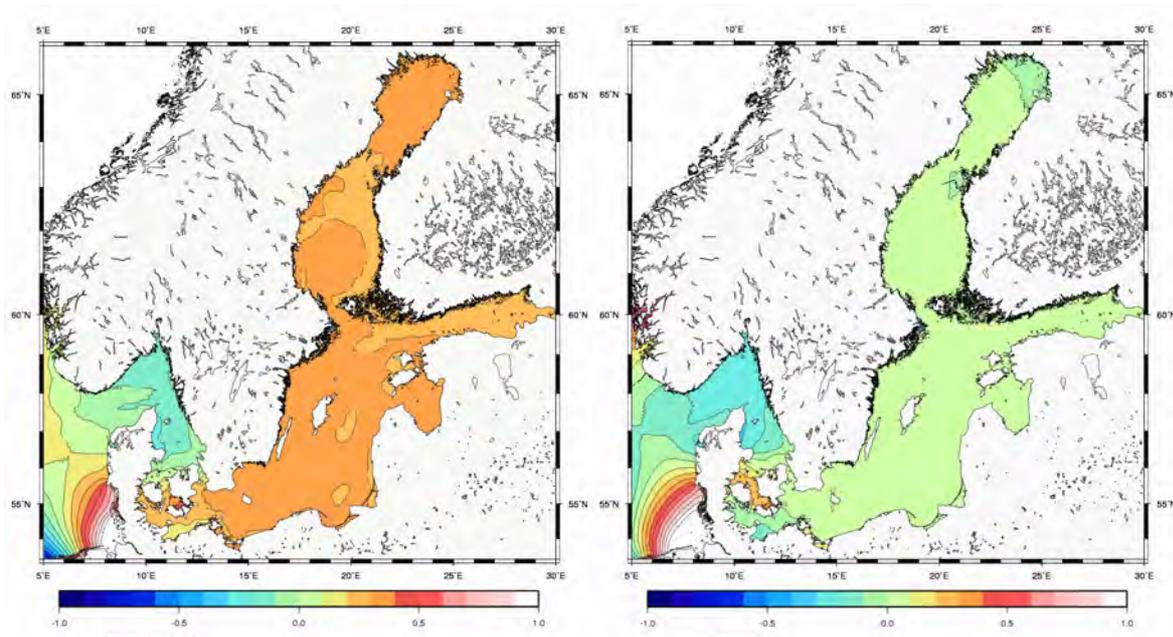


Abb. 19c-d: Wasserstandsverteilung nach 2 Tagen „Leerlaufen“ (c) und nach 11 Tagen (d)

Als Beitrag zur Diskussion um den Einfluss des Füllungsgrades der gesamten Ostsee auf die Wasserstände von 1872 wurde die Simulation des Sturmhochwassers mit dem meteorologischen Antrieb ab dem 10.11. bei anderen Anfangszuständen des Wasserstands wiederholt. Realisiert wurde das durch eine zeitliche Umdatierung der meteorologischen Daten auf den Beginn der Rekonstruktion (1.11.), auf das Ende des Füllungsexperiments (14.11.) und auf das Ende des „Leerlauf“-Experiments (2.12). Abbildung 20a zeigt den Wasserstandsverlauf in Flensburg für die Rekonstruktion und die ersten beiden Experimente, in Abbildung 20b ist die Verteilung der Scheitelwasserstände für die Rekonstruktion und alle drei Experimente zu sehen. Der geringe Scheitelwasserstand in Flensburg für das dritte Experiment konnte dadurch erklärt werden, dass dieses Experiment zu einer anderen Gezeitenphase begann als die übrigen. In der Mecklenburger Bucht zeigt dieses Experiment nahezu keinen Unterschied zur Rekonstruktion. Als Ursache für den relativ große Unterschied in Stralsund wird ein Einfluss des Strelasund vermutet. Das Experiment, das mit dem Anfangszustand der Rekonstruktion startet, unterscheidet sich durchgehend in den Scheitelwasserständen kaum von der Rekonstruktion. Die größten Unterschiede werden im zweiten Experiment (Start 14.11. in Abbildung 20a und b) mit 0,16 m in Timmendorf Poel erreicht. In Flensburg beträgt der Unterschied 0,08 m. Das ist das Experiment, dass von einer außergewöhnlich hohen Füllung der Ostsee gestartet wurde.

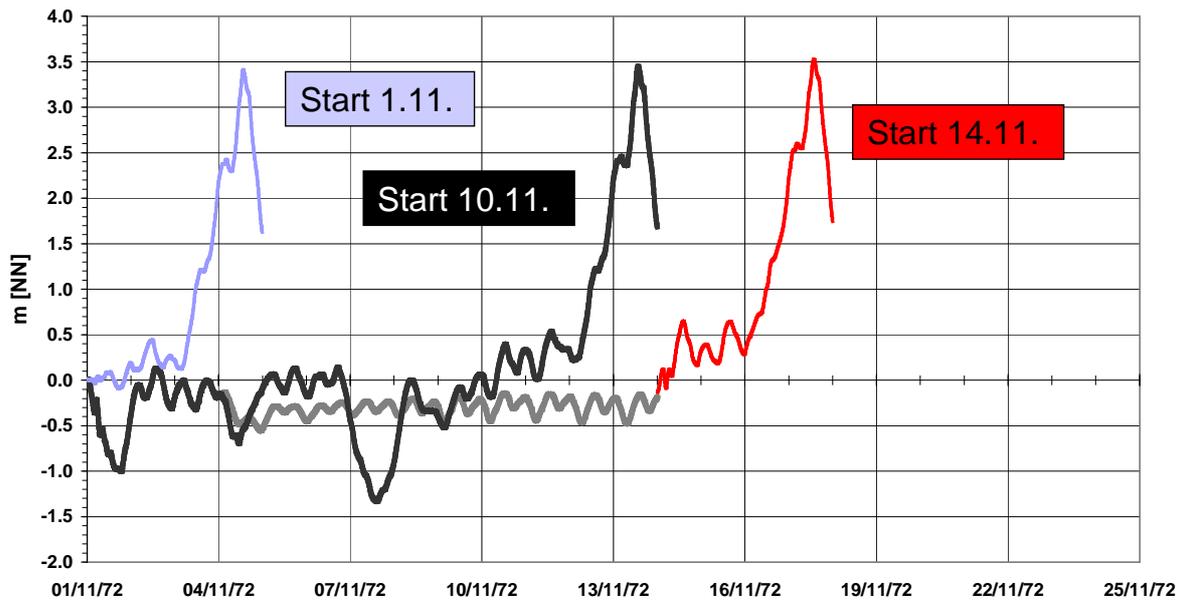


Abb. 20a: Wasserstand Flensburg bei gleicher Meteorologie, aber verschiedenen Anfangsbedingungen.

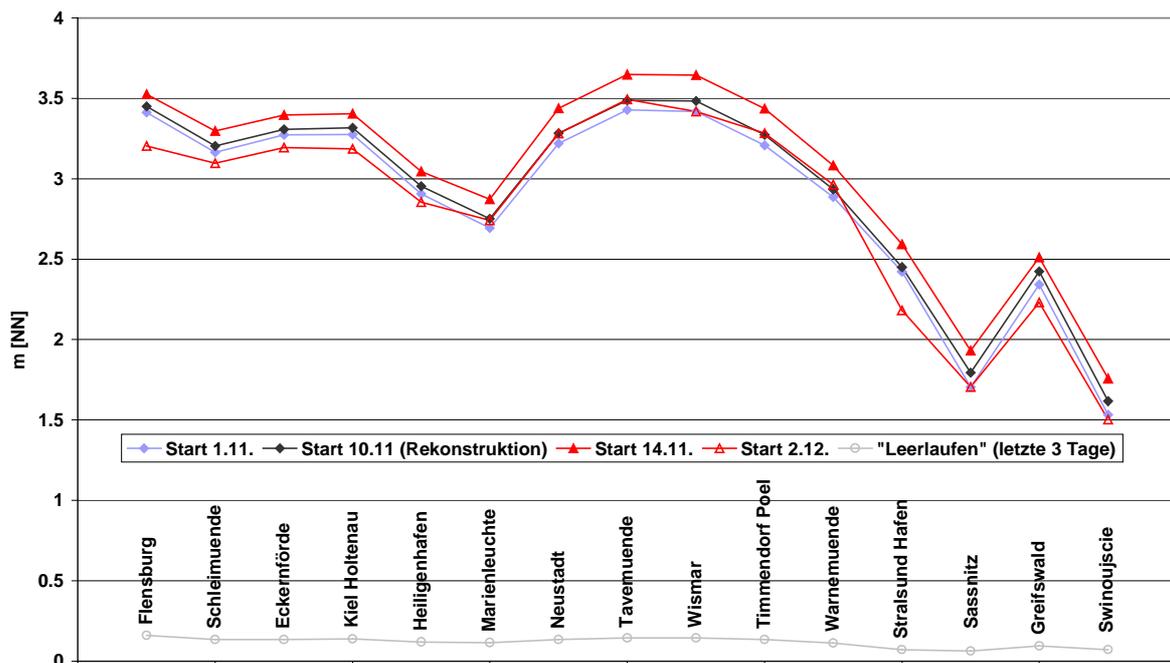


Abb. 20b: Scheitelwasserstände bei verschiedenen Anfangszuständen, unten die Scheitelwasserstände während der letzten 3 Tage des „Leerlauf“-Experiments

Die Experimente dieses Abschnitts haben gezeigt, dass

- in der Rekonstruktion des Sturmhochwassers von 1872 die Ostsee nicht extrem angefüllt war,
- die Unterschiede in den Scheitelwasserständen ohne Berücksichtigung langer Vorlaufzeiten klein sind,
- größere Unterschiede zwischen den extremen Experimenten in Flensburg auf Phasenunterschiede im Gezeitenzustand der Anfangsverteilung begründet sind und

- selbst die Unterschiede zwischen den Scheitelwasserständen der extremen Experimente deutlich unter denen der verschiedenen Iterationen bei der Rekonstruktion liegen (Rosenhagen und Bork, 2009).

4.2 Einfluss des vorhergehenden Sturms vom 12.11.1872 auf die Auswirkung des Orkans vom 13.11.1872

Für Flensburg dauert es nach Enderle (1989) bei Wind aus Nord und aus Ost über verschiedenen Gebieten der Ostsee 18 Stunden bis zum Erreichen des Scheitelwasserstandes inklusive der Zeit, die zwischen Aufkommen des Windes und erster Wasserstandsänderung in Flensburg vergeht. Für Stürme über der westlichen Ostsee verschwindet die Verzögerung, für Sturm über der mittleren Ostsee beträgt sie etwa sieben Stunden. Für Orte in der Mecklenburger Bucht hat Mielke (1990) die Zeit berechnet, die eine lange Welle auf dem optimalen Weg (größte Tiefe) nach einem Sturm über der zentralen Ostsee braucht, um zum lokalen Stau beizutragen. Die Zeiten liegen nach Startort zwischen drei und acht Stunden. Diese Abschätzungen bestätigen eine Aussage von Baensch (1875), derzufolge 1872 der Wasserstand am Ende des Sturms vom 12.11. einen stationären Zustand in der westlichen Ostsee erreicht hatte.

Gegen die Annahme, dass der Stau durch den Sturm am 12.11. zu dem Stau durch den Orkan am 13.11. beigetragen hat (Kiecksee, 1972), spricht, dass häufig ein bereits vorhandener Stau und die damit verbundene Zirkulation eine weitere Stauerhöhung erschwert. Dieser Frage wurde in einem weiteren Experiment nachgegangen. Ausgehend von dem Wasserstand am Ende des Füllungsexperiments (Abbildung 19a) wurden Simulationen mit der Meteorologie vom 10.-14.11., vom 12.-14.11. und vom 13.-14.11. durchgeführt. Abbildung 21a zeigt den Wasserstandsverlauf für Flensburg. Hier übertrifft der durch den Orkan allein verursachte Stau (13.11.) den durch eine Kombination aus dem vorhergehenden Sturm und dem Orkan hervorgerufenen Stau (12.11.). Das stützt die Behauptung, dass der vorhergehende Sturm eher hinderlich war. Der Unterschied zwischen dem letztgenannten Experiment und dem Experiment mit einer zusätzlichen Berücksichtigung der Phase des Wetterumschwungs (10.11.) zeigt für Flensburg, aber auch für andere Orte (Abbildung 21b) vernachlässigbare Unterschiede in den Scheitelwasserständen. Für die beiden ersten Experimente gibt es dagegen räumliche Unterschiede. Während für Orte der Kieler Bucht, Marienleuchte, Stralsund Hafen und Orte der Pommerschen Bucht der Stau durch den Orkan allein, den durch Sturm und Orkan hervorgerufenen übertrifft, ist es von Travemünde bis Warnemünde umgekehrt. Die maximalen Differenzen werden in Wismar (-0,24 m) und Saßnitz (0,22 m) erreicht. In Flensburg beträgt die Differenz 0,08 m.

Die Experimente zur Bedeutung des dem Orkan am 13.11. vorangehenden Sturms für die Höhe der Scheitelwasserstände bestätigen die hier geäußerten Vermutung, dass der Sturm am Vortage einen eher hindernden Einfluss auf den Wasseranstieg hat, nur für die Kieler und Pommersche Bucht. Die Gründe für das andere dynamische Verhalten in der Mecklenburger Bucht (Travemünde bis Warnemünde, Abbildung 21b), wurden nicht näher untersucht.

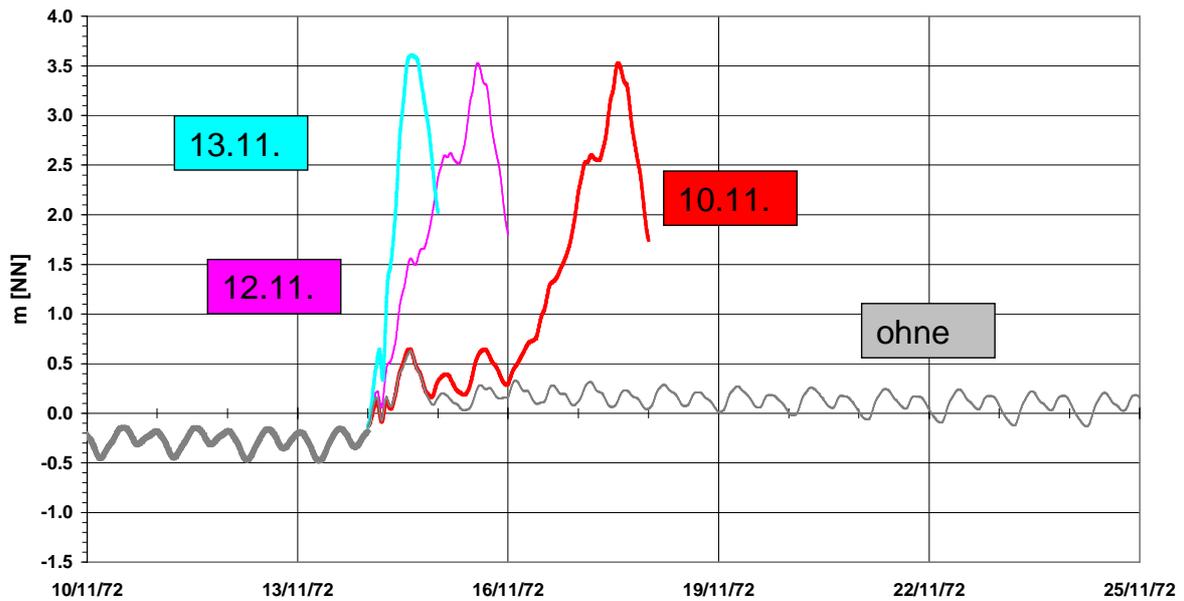


Abb. 21a: Flensburg, gleicher Anfangszustand (Füllung) mit unterschiedlicher Meteorologie

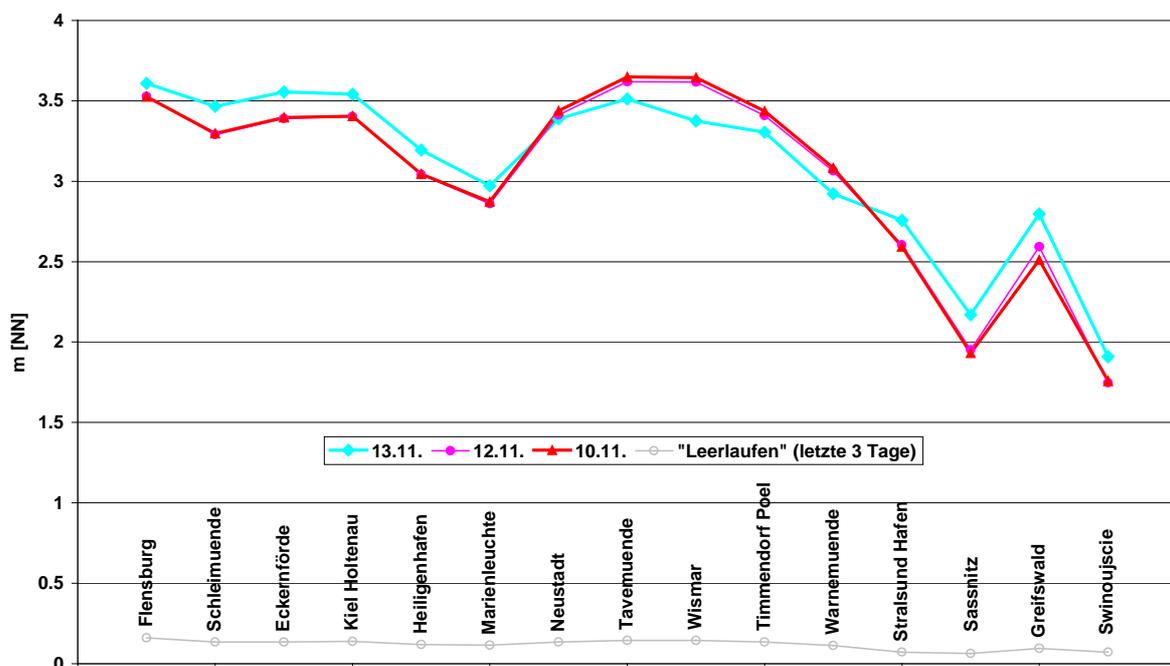


Abb. 21b: Scheitelwasserstände wie 21a.

4.3 Einfluss von Eigenschwingungen auf extreme Sturmhochwasser

Während dem Sturmhochwasser 1872 eher ein windbedingter Rücktransport von in der zentralen Ostsee aufgestautem Wasser als maximierend zugeschrieben wird (Grünberg, 1873), werden für andere Sturmhochwasser lokale und insbesondere auch Schwingungen des Systems westliche Ostsee, mittlere Ostsee und finnischer Meeresbusen (Seiches) als relevant angenommen (Meinke, 2003, Fennel und Seifert, 2008). Unter den extremen Sturmhochwassern des Projekts MUSE-Ostsee findet sich ein Zielergebnis mit einer Zugbahn des Sturmtiefs aus Nordost (Schmitz, 2007), was einen hohen Stau in St. Petersburg begünstigt (Averkiew et al., 2007). Für die Realisation mit dem höchsten Wasserstand in St. Petersburg (Tabelle 10b) wurde der Einfluss von Seiches auf den Wasserstand in der

westlichen Ostsee untersucht (Abschnitt 4.3.2). Dem vorangestellt, ist ein Abriss des Kenntnisstandes zum Thema, um der simplen Vorstellung von der Ostsee als geschlossenem Kanal mit Schwingungsperioden nach der für rechteckige Gefäße entwickelten Merianschen Formel (Merian, 1828) entgegenzuwirken.

4.3.1 Eigenschwingungen

Unter (barotropen) Eigenschwingungen (Seiches) werden freie Oberflächenwellen verstanden, die sich in einem ganz oder vorwiegend durch Küsten begrenzten Seegebiet zu stehenden Wellen überlagern und im Wesentlichen eine Funktion von Küstenverlauf und Bodentopographie sind. In der Theorie freier linearer Wellen bedeutet „frei“ im Potentialfeld der Erde und unter Einfluss der Erdrotation. Dagegen wird das (astronomische) Gezeitenpotential als extern und Gezeitenwellen als erzwungene definiert (Müller 2006, Leppäranta et al. 2009), die im Bereich freier Wellen Resonanzerscheinungen aufweisen. In dieser Definition sind dann aber auch Schwingungen in windstillen Phasen erzwungene Schwingungen, weil das System unter dem Einfluss der permanent wirkenden gezeitenerzeugenden Kräfte steht. Zusätzlich wird dem System am offenen Rand eine Schwingung (Mitschwingungszeit) aufgezwungen. Für kleine abgeschlossene Seen und kleine Buchten ist der Einfluss von Erdrotation und Gezeitenpotential vernachlässigbar und Eigenschwingungen sind klassische Seiches (Halbfaß, 1907; Chrystal, 1905; LeBlond und Mysak, 1978). In allen Fällen macht Boden- und interne Reibung die Schwingungen zu gedämpften (Magaard und Krauss, 1966). An offenen Rändern ergibt sich eine zusätzliche Dämpfung durch Abstrahlung von Wellenenergie.

Theoretisch wurden Eigenschwingungen zuerst in analytischen Modellen von rechteckigen Behälter, Kanälen und Seen untersucht (Merian, 1828; Forel, 1901; Chrystal, 1905). Für die Ostsee hat Witting (1911) auf die Möglichkeit von Eigenschwingungen hingewiesen. Endrös (1939) greift diese Idee wieder auf, um einen besonders niedrigen Wasserstand zu erklären. Neumann (1941) interpretiert Pegelaufzeichnungen nach extremen Auslenkungen der Wasseroberfläche der Ostsee als Eigenschwingungen eines geschlossenen Kanals konstanter Tiefe und findet eine starke Dämpfung. Aus Strommessungen am Feuerschiff „Fehmarnbelt“ leitet Weidemann (1950) für diesen Ort eine noch höhere Dämpfung ab. Er führt dies auf „die Enge und Seichtheit der westlichen Ostsee im Vergleich zur zentralen Ostsee“ zurück. Pegelmessungen der Kieler Förde und Eckernförder Bucht sind von Geyer (1964) als Eigenschwingungen einseitig offener Kanäle konstanter Tiefe aber mit variablem Querschnitt im Zusammenspiel mit Eigenschwingungen der Kieler Bucht interpretiert worden.

Der Einfluss unterschiedlicher Bodenprofile wurde ebenfalls früh in analytischen Modellen geklärt (Chrystal, 1905). Die komplexe Bodentopographie der Ostsee konnte aber erst in numerischen Modellen berücksichtigt werden (Wübbler und Krauss, 1979; Kulikov und Fine, 2008). In numerischen Simulationen (Jönsson et al., 2008) erwies sich das Schwingungsverhalten der Ostsee als abhängig von der Güte der numerischen Darstellung der Bodentopographie. Bei genügend feiner Auflösung sind danach die Schwingungen einzelner Buchten und Meeresbusen voneinander entkoppelt und die Schwingungsmuster der zentralen Ostsee nur eine Überlagerung von Abstrahlungen der Einzelsysteme. Insbesondere werden mit diesen Ergebnissen aus Pegelaufzeichnungen abgeleitete Schwingungen der gesamten Ostsee in Frage gestellt.

Die Arbeit von Jönsson et al. (2008) ist auch die einzige zu Eigenschwingungen der Ostsee, die den Einfluss des Zugangs der Ostsee zur Nordsee berücksichtigt und Abstrahlung der Schwingungsenergie in der Beltsee nachweist. Auch die Schwingungsmuster besonders in der Kieler Bucht ändern sich dadurch und werden unklar.

Der Einfluss der ablenkenden Kraft der Erdrotation (Coriolis-Effekt) auf die Eigenschwingungen einer geschlossenen Ostsee mit realistischer Bodentopographie wurde ebenfalls zuerst mit einem numerischen Modell beschrieben (Wübbler, 1979; Wübbler und Krauss, 1979), entsprechend der relativ groben Auflösung werden dabei Eigenschwingungen der gesamten Ostsee gefunden. Ein- und mehrknotige Seiches treten in den Ergebnissen

jedoch nicht so klar hervor wie von kleineren trogförmigen Seen her bekannt (Halbfaß, 1907).

Lange Oberflächenwellen – auch unter dem Einfluss der Erdrotation – werden von numerischen Modellen in der Regel gut wiedergegeben. Die Modelle berücksichtigen alle genannten Kräfte und auch der Reibungseinfluss führt zu keiner unrealistischen Dämpfung. Im Modellsystem des BSH sind gegenüber Wübbler (1979) und Jönsson et al. (2008) auch direkte und Mitschwingungszeiten verwirklicht. Es löst die Bodentopographie in der Deutschen Bucht und in der westlichen Ostsee besser auf als bei Jönsson (900 m statt 1800m), in der restlichen Ostsee schlechter (5000 m), obwohl etwas besser als bei Wübbler (1979, 7070 m). Es ist also zu erwarten, dass angeregte Eigenschwingungen für die Buchten nicht völlig entkoppelt sein werden. Dagegen ist das Schwingungsverhalten in der Kieler Bucht durch die gemeinsame Simulation von Nord- und Ostsee besser berücksichtigt als bei Jönsson et al. (2008).

Neben solchen Ausgleichsprozessen nach einer Oberflächenauslenkung wurden in der Literatur auch Schwingungen untersucht, die von durchziehenden Tiefdruckgebieten angeregt werden (Gill, 1982). Bei hoher Windgeschwindigkeit oder Zuggeschwindigkeiten in der Nähe der Ausbreitungsgeschwindigkeiten langer Wellen ist die Störung im Wasser räumlich beschränkt auf das Gebiet des Tiefs. Bei höheren Zuggeschwindigkeiten treten im Wasser Leewellen auf, deren Amplitude bei geeigneter Zuggeschwindigkeit beträchtlich ist. Im Wellenzahlbereich freier Wellen kann sie durch Resonanz noch erhöht werden. In diesen Betrachtungen sind jedoch nur die Winde quer zur Ausbreitungsrichtung berücksichtigt. Die parallelen Windkomponenten modifizieren die angegebenen Lösungen, da sie in den oberen Wasserschichten einen signifikanten Wassertransport (Ekman Transport) vom Weg des Tiefdruckgebiets weg verursachen. Die Lösungen gelten auch nicht für stationäre Winde. Ein ähnliches Problem betrachtet Rao (1967) unter Vernachlässigung der Erdrotation. Er untersucht die Wirkung eines Starkwindbandes endlicher Breite, das über einen langen Kanal zieht. Für Zuggeschwindigkeiten in der Nähe der Ausbreitungsgeschwindigkeit langer Wellen findet er Resonanz zu freien Schwingungen, solange die Breite kleiner als die Länge des Kanals ist. Er zeigt aber auch, dass die einknotige Schwingung nach Durchzug des Starkwindbandes in Abhängigkeit von Bandbreite und Zuggeschwindigkeit unterdrückt werden kann und dann wenig zum Wasserstand an den Enden eines Sees beiträgt. Dies ist häufig beobachtet worden (Irish und Platzmann, 1962). Krauss (1973) untersucht die Wirkung mehrerer kurz nacheinander durchziehender Tiefdruckgebiete gefolgt von einer Phase mit konstantem Wind und findet Schwingungen mit einer Periode von 100 Stunden, die auch in Pegelaufzeichnungen der Ostsee gefunden werden. Der konstante Wind nach dem periodischen Antrieb bewirkt, dass die Dämpfung kompensiert wird und die angeregten freien Wellen weiter bestehen bleiben.

Für die Zuggeschwindigkeit von Tiefdruckgebieten in mittleren Breiten gibt Pichler (1981) einen Richtwert von sechs Längengraden pro Tag an. Die Ostsee überdeckt etwa 20 Längengrade, die Beltsee etwa vier. Damit ergeben sich charakteristische Zeitskalen von 3-4 bzw. einem Tag. Für bedeutende Sturmhochwasser der Ostsee in der Zeit von 1954 bis 2002 werden von Benkel und Meinke (2008) Zuggeschwindigkeiten von 17-79 km pro Stunde oder umgerechnet 4,7-21,9 m/s angegeben. Im Vergleich zu charakteristischen Ausbreitungsgeschwindigkeiten langer Wellen in der Ostsee von 14 m/s, 22 m/s und 44 m/s für Tiefen von 20 m, 50 m und 200 m sind sie also niedriger oder von gleicher Größenordnung.

Die Wirkung der Zuggeschwindigkeit von Tiefdruckgebieten auf extreme Sturmfluten wurde ansatzweise in den Arbeiten der GKSS untersucht (Benkel und Meinke, 2009). Allerdings wurde dort Augenmerk auf eine längere Dauer hoher Windgeschwindigkeiten durch Verzögerung der Zuggeschwindigkeit gelegt. Die unterstützenden Wasserstands Simulationen mit dem Modellsystem des BSH sind kurz in Abschnitt 4.4 beschrieben.

Abschließend sei noch auf eine von Enderle (1981) hervorgehobene Schwingung der Mecklenburger Bucht hingewiesen. Er beschreibt für Winde aus NNW-NNE dort eine

stehende Welle, die durch Reflexion der „Stauwelle“ an der Küste Mecklenburgs entsteht, mit maximalem Wasserstand in Kiel von etwa 1 m über NN.

4.3.2 Experimente

In den nachfolgenden numerischen Experimenten zum Einfluss von Schwingungen auf die extremen Sturmhochwasser von 1872 und 1971 werden Ausgleichsprozesse nach vorwiegend Wind bedingten Oberflächenauslenkungen betrachtet. Insbesondere wurde zu einem Zeitpunkt mit hohem Wasserstand in St. Petersburg (7.11.1872 und 7.12.1971) der meteorologische Antrieb abgeschaltet, nicht jedoch die Gezeiten (direkte und Mitschwingungsgezeiten). Dadurch bedeutet „frei“ (anders als oben) im Potentialfeld von Erde und Himmelskörpern und unter dem Einfluss der Erdrotation. Ein solche Definition ist sinnvoll, da es um die Modifikation von Sturmhochwassern durch Schwingungen der Ostsee geht.

Entsprechende Schwingungen sind auch Teil der Rekonstruktion der Sturmflut von 1872 zum Zeitpunkt des Wetterumschwungs am 10.11.1872. Abbildung 22 zeigt den Wasserstandsverlauf für Flensburg. Schwingungen treten auf, sind aber ohne Einfluss auf den Scheitelwasserstand. Ähnliche Störungen treten auch zu Beginn des „Leerlauf“-Experiments auf und in Wasserstandsverläufen in den Abbildungen 20a und 21a auf.

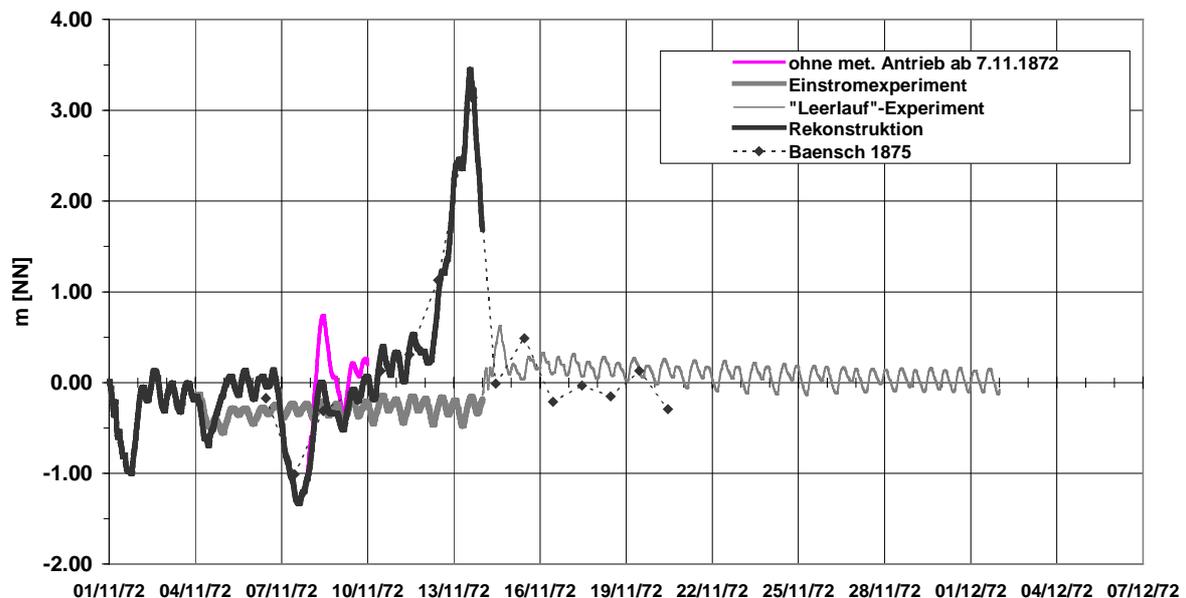


Abb. 22: Schwingungen in Flensburg 1872 und in numerischen Experimenten.

Interessanter ist das folgende numerische Experiment, welches die extreme Realisation 1971_35b0bv aus Abschnitt 3.3 modifiziert. Dabei kam das Sturmtief aus Nordosten auf einer für Hochwasser in St. Petersburg günstigen Bahn (Averkiew et al., 2007). Erst später, als der Sturm über dem finnischen Meeresbusen schon abgeklungen war, führte das Tiefdruckgebiet zu einem Sturmhochwasser in der westlichen Ostsee. Dieser Fall entspricht also nicht der Vorstellung von einer Schrägstellung der Oberfläche des Systems aus zentrale Ostsee und Finnischem Meeresbusen, obwohl der Wasserstand in Wismar (Abbildung 23c) zur Zeit des Maximums in St. Petersburg (8.12. 00:00) unter NN ist.

Während der Stunde nach dem maximalen Wasserstand in St. Petersburg wurde der Wind linear auf Null und der Luftdruck auf einen konstanten Wert heruntergefahren. Abbildung 23 zeigt vergleichend die Wasserstandsentwicklung in Flensburg ohne (Abbildung 23a) und mit Modifikation des meteorologischen Antriebs (Abbildung 23b). Zusätzlich eingefügt ist der

Wasserstand in Hirtshals, das etwa die gleiche Gezeitenphase wie Flensburg hat (Müller-Navarra, 1983). Offensichtlich tragen freie Schwingungen beim betrachteten Sturmhochwasser in Flensburg nicht zum Scheitelwasserstand bei. Auch in Wismar (Abbildung 23c) liegt das Maximum der Auslenkung der Wasseroberfläche während des Experiments deutlich vor dem Zeitpunkt des Scheitelwasserstandes.

Das Experiment erlaubt wichtige Folgerungen, wenn auch ohne weitere Untersuchungen nur für dieses eine extreme Sturmhochwasser:

- Das Sturmhochwasser in St. Petersburg war die Folge örtlich günstiger Winde.
- Ausgleichsprozesse in einer Ostsee ohne meteorologischen Antrieb trugen nicht zu den Scheitelwasserständen in Wismar und Flensburg bei.
- Erhöhte Wasserstände in Flensburg treten lange vor dem Zeitpunkt des Scheitelwasserstandes des Sturmhochwassers auf und sind in Phase mit dem Wasserstand in Hirtshals.

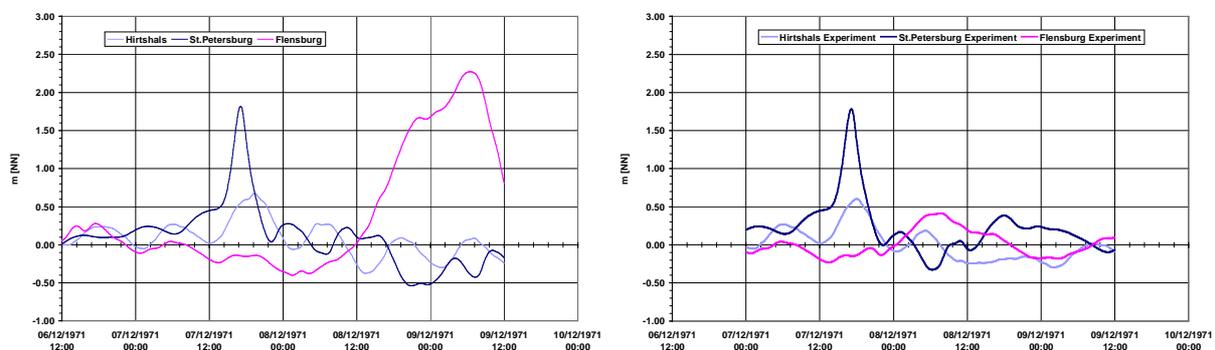


Abb 23: Wasserstand St. Petersburg, Flensburg und Hirtshals für Realisation 1971_35b0bv (a) und für numerisches Experiment (b).

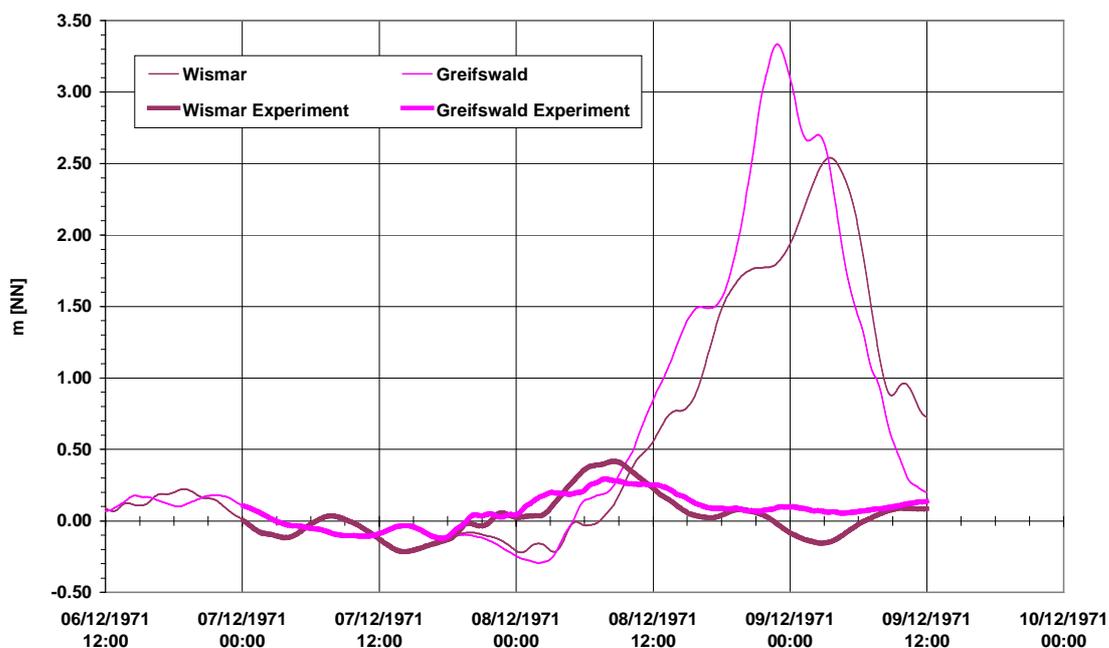


Abb. 23c: Wasserstand Wismar und Greifswald für Realisation 1971_35b0bv (dünn) und numerisches Experiment (fett).

4.4 Rechnungen für GKSS

Für die Untersuchungen der GKSS wurden die Realisation 1995_20 simuliert und mit dem meteorologischen Antrieb aus dem Modell COSMO-CLM nachgerechnet. Zusätzlich wurden die Rechnungen mit einem stärker an die EPS-Wetterlage Version des meteorologischen Antriebs (COSMO-CLMN, Benkel und Meinke, 2008) wiederholt.

Hauptziel der Untersuchungen der GKSS war es jedoch, die Zuggeschwindigkeit des Sturmtiefs über der Ostsee zu verlangsamen und dadurch den Scheitelwasserstand in der westlichen Ostsee zu erhöhen. Dazu wurde die Entwicklung der meteorologischen Felder über eine bzw. drei Stunden verzögert (Benkel und Meinke, 2008). In den Scheitelwasserständen (Abbildung B3) zeigten sich kaum Unterschiede, nur die Phasen erhöhten Wasserstands wurden verlängert. Etwas deutlicher war die Wirkung, wenn die Bodenfelder der EPS-Simulationen direkt modifiziert wurden (EPS in Abbildung B3).

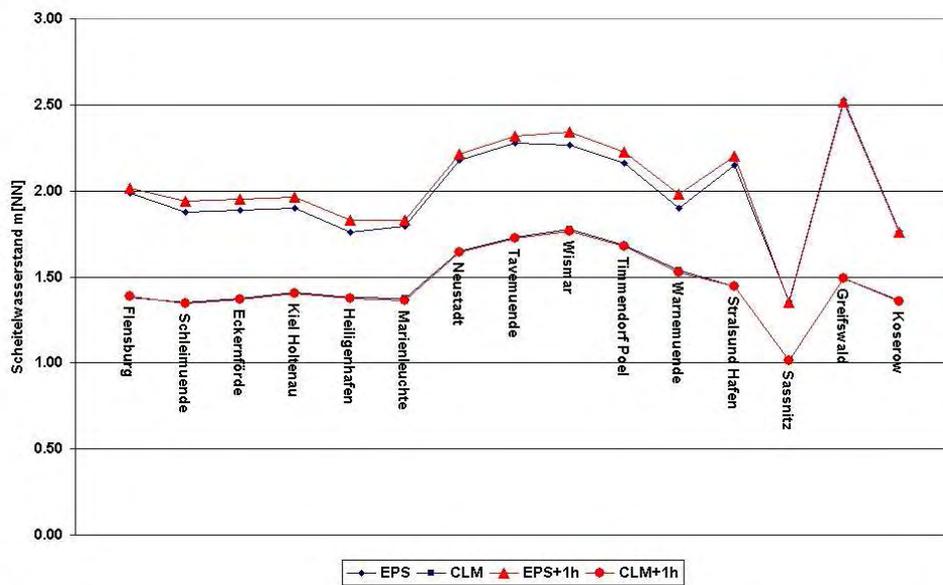


Abb. B3a: Scheitelwasserstände für Experimente der GKSS (Benkel und Meinke, 2008).

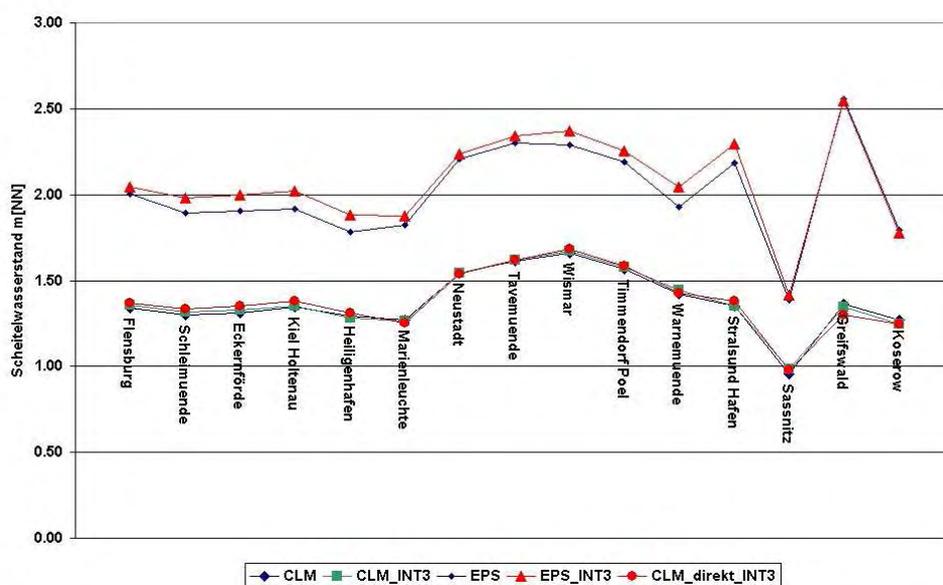


Abb. B3b: Scheitelwasserstände für Experimente der GKSS (Benkel und Meinke, 2008)

Weitere Simulationen wurden zur Realisation 2005_45 durchgeführt. Sie lieferten keinen neuen Beitrag zu den Untersuchungen der GKSS, erweiterten aber das Kollektiv meteorologischer Modelle im Abschnitt 5.

5 Unsicherheiten

Im Projekt MUSTOK sind verschiedene ozeanographische und meteorologische Modelle zur Anwendung gekommen. Die Unterschiede in den ozeanographischen Modellen hatten Einfluss auf die Auswahl der extremen Realisationen zur Simulation mit dem Modellsystem des BSH. Es kann jedoch davon ausgegangen werden, dass das DHI-Modell die extremen Sturmhochwasser eher lokal (Flensburg) überschätzt hat, als dass extreme Realisationen nicht erfasst wurden (Bruss und Bork, 2009).

Wesentlich problematischer ist, wie schon im Projekt MUSE-Nordsee, die Variation im meteorologischen Antrieb bei Verwendung unterschiedlicher meteorologischer Modelle. Wegen der kleinräumigen Land-Wasser-Verteilung wirken sich neben den Unterschieden in der Windgeschwindigkeit schon leichte Änderungen in der Zugbahn des jeweiligen Sturmtiefs auf die Simulation des Wasserstand in der westlichen Ostsee aus. Tabelle 11 gibt einige Eigenschaften der verwendeten meteorologischen Modelle (Schmitz, 2007; Benkel und Meinke, 2008).

Tabelle 11: meteorologische Modelle

<i>Modell</i>	<i>Ausdehnung</i>	<i>horizontale Auflösung</i>	<i>Besonderheit</i>
IFS	global	50 km	2 Versionen
COSMO-EU	Europa	7 km	
COSMO-CLM	Europa	50 km	
COSMO-B	regional	7 km	Rand nahe der Ostsee
COSMO-CLMN	Europa	50 km	starke Kopplung an IFS

Da das den EPS-Simulationen zu Grunde liegende Modell eine grobe horizontale Auflösung hat, wurden sechs Realisationen mit dem lokalen Modell COSMO-EU und Randbedingungen an den seitlichen Ränder aus dem IFS wiederholt (Schmitz, 2007). Davon wurden drei für den Antrieb des BSH-Modellsystems genutzt. Es ergaben sich deutlich niedrigere Scheitelwasserstände in der westlichen Ostsee (Abbildung 24).

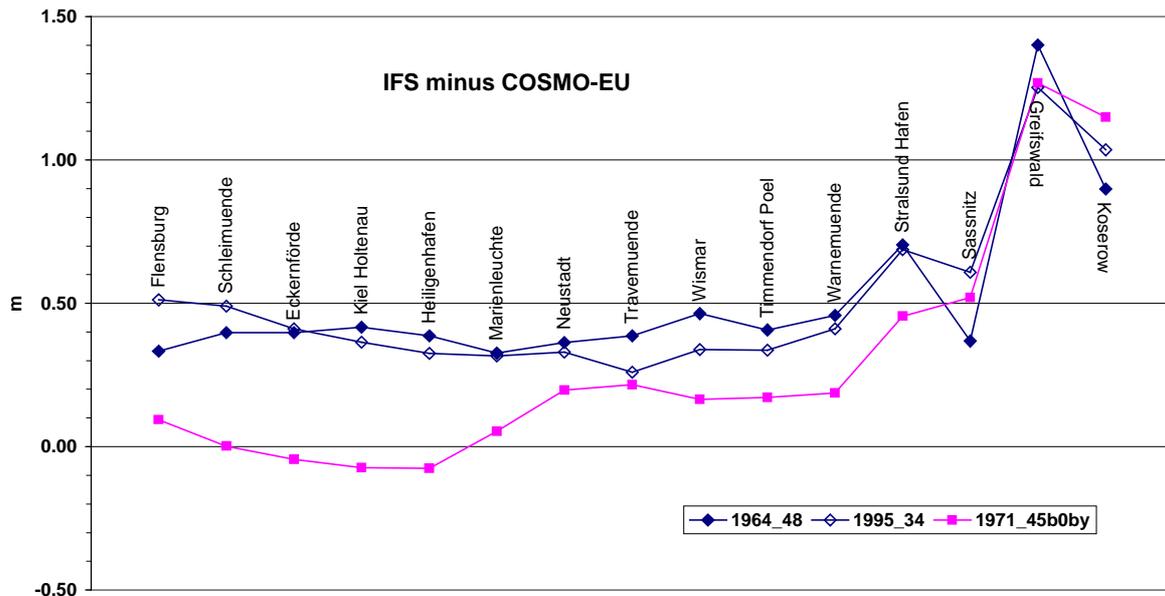


Abb. 24: Differenz der Scheitelwasserstände bei verschiedenem meteorologischen Antrieb (IFS und COSMO-EU) für zwei extreme Realisationen (1964_48) und eine nicht extreme (1971_45b0by).

Eine ähnliche Erniedrigung der maximalen Wasserstände verursachten auch zwei meteorologische Antriebe (Abbildung B3) durch Daten aus dem COSMO-CLM (Benkel und Meinke, 2008). Da das COSMO-CLM eine ähnlich grobe Auflösung wie das IFS hat, ist zu vermuten, dass andere Unterschiede in den meteorologischen Modellen wichtig sind (Rosenhagen, 2009). Dazu passt, dass es der GKSS unter starker Anbindung der Felder für Druck und Temperatur (COSMO-CLMN) für die Realisation 2005_45 gelang, meteorologische Felder zu schaffen, die in der Mecklenburger Bucht gleich hohe Scheitelwasserstände erzeugten wie das IFS (Abbildung 25). Ebenso erfolgreich war für die gleiche Realisation eine Beschränkung des meteorologischen Modells COSMO-EU auf das Gebiet der Deutschen Bucht und Ostsee (COSMO-B, Schmitz, 2007). Hier war die Übereinstimmung der Scheitelwasserstände in der Kieler Bucht besser als bei dem Antrieb mit Daten aus dem COSMO-CLMN, in der Pommerschen Bucht jedoch schlechter (Abbildung 25). Beide Modellversionen stellen jedoch keine wirkliche Lösung des Problems dar. Das COSMO-CLMN verliert seinen Sinn als eigenständiges Modell, wenn es derart stark an das IFS gekoppelt wird und das COSMO-B führt mit seinem Rand in der Deutschen Bucht zu Sprüngen in den meteorologischen Feldern über der Nordsee, wenn diese dort durch IFS-Daten ergänzt werden. Außerdem zeigte die COSMO-B Version für eine andere Realisation (2003_19b0he) Unterschiede zu den IFS-Simulationen von der Größenordnung 0,5 m in der Kieler und Mecklenburger Bucht, etwas weniger in der Pommerschen Bucht (Abbildung 26a).

Neben verschiedenen Modellen führten auch Simulationen mit verschiedenen Versionen des IFS zu deutlichen Unterschieden in den simulierten Wasserständen. In Abbildung 26a liegt z.B. die COSMO-B Variante in ihren Scheitelwasserständen näher an der Realisation mit einer anderen Modellversion (2003_19b0j2) als an der ursprünglichen. Der Vergleich der Starkwindbänder macht deutlich, dass der Wasserstand sensibel auf durchaus ähnliche Windfelder reagiert. Bei den ebenfalls mit unterschiedlichen Versionen des IFS berechneten Realisationen (1971_45b0bt und 1971_b0bq) liegen dagegen die Scheitelwerte in Flensburg (Abbildung 27) näher zusammen.

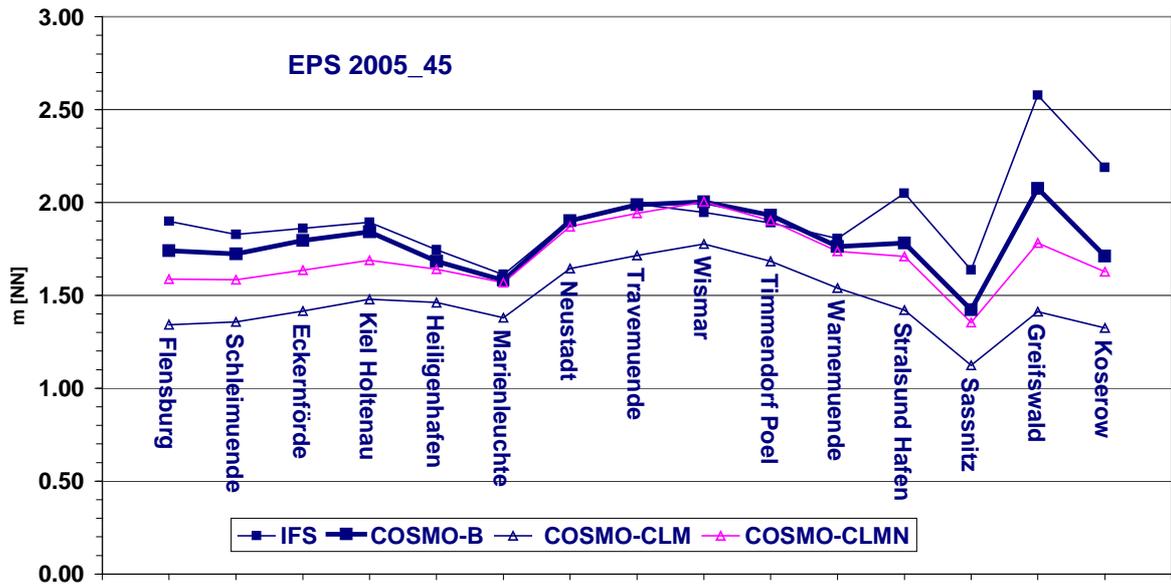


Abb. 25: Realisation 2005_45

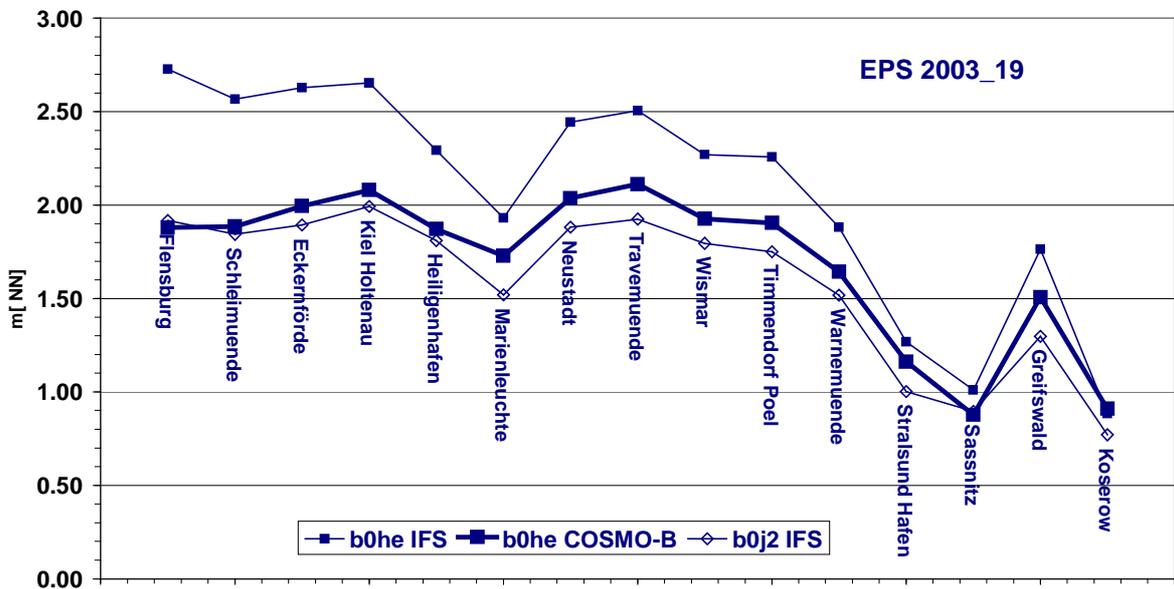


Abb. 26a: Modelle und Modellversionen

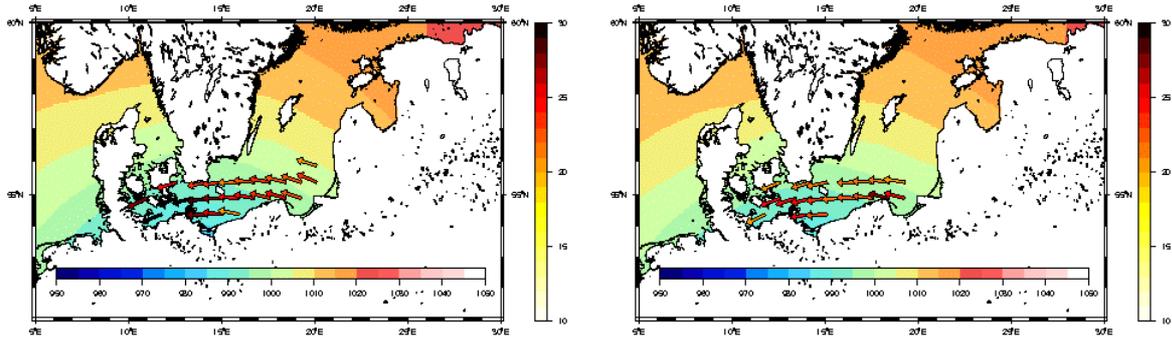


Abb. 26b-c: ifs19b0he max (b), ifs 19b0j2 zum gleichen Zeitpunkt

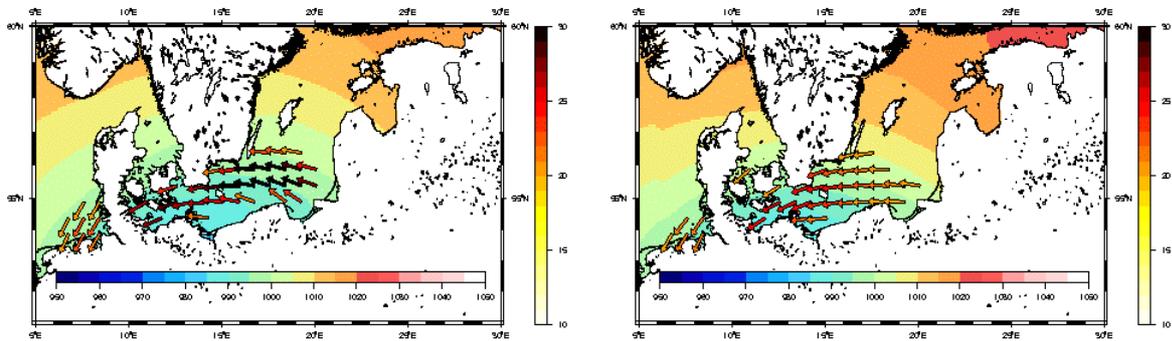


Abb. 26d-e: ifs 19b0j2 max (d), cosb 19b0he max (e)

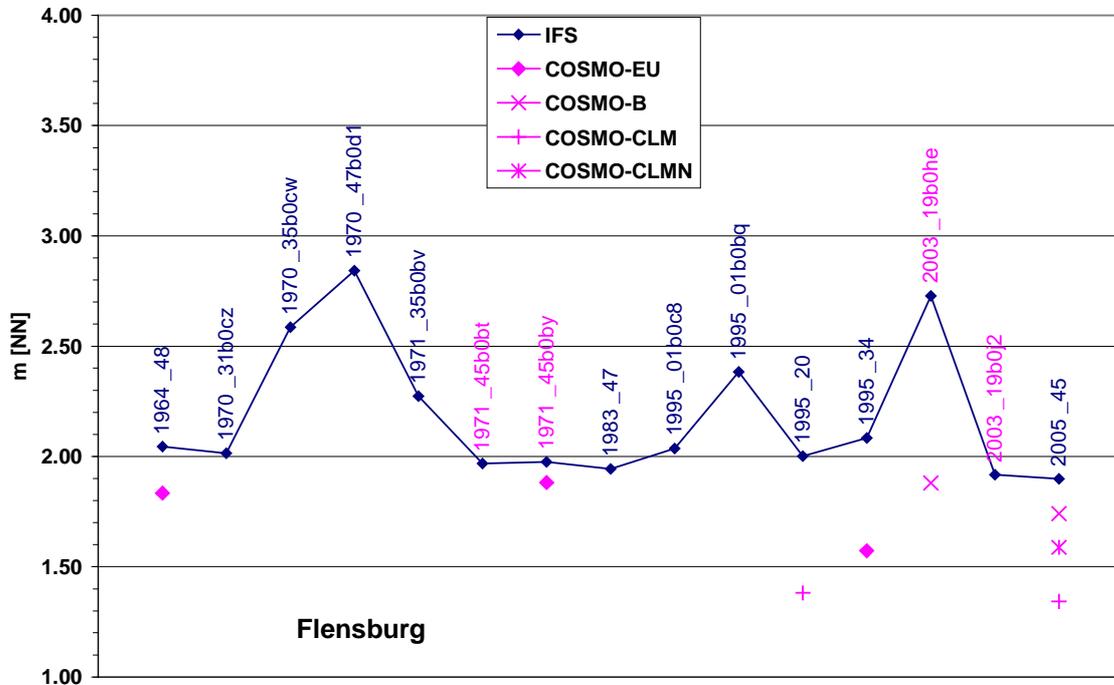


Abb. 27: Scheitelwasserstände aller Realisationen und meteorologischen Antriebe für Flensburg.

Zusammenfassend sind in Abbildung 27 für Flensburg die maximalen Wasserstände aller Realisationen (IFS), denen mit anderem Antrieb gegenübergestellt. Von den maximalen Realisationen aus Abschnitt 3.3 (Tabelle 10a) wurden nur zwei (2003_19b0he und 1995_34) mit verschiedenen meteorologischen Modellen untersucht. Als Größenordnung für die Variation der Scheitelwasserstände mit den Modellen kann über alle Vergleiche eine Bandbreite von 0,5 m angenommen werden. Damit liegen die maximalen Wasserstände in der Pommerschen Bucht immer noch deutlich über den gemessenen Werten. Für die Kieler und Mecklenburger Bucht würden um 0,5 m reduzierte Werte noch deutlicher unter denen von 1872 liegen, bei solcher unteren Grenze sogar unter denen ab 1900 gemessenen (Tabelle 12a).

Da alle verwendeten meteorologischen Modelle in operationellen und wissenschaftlichen Anwendungen sinnvolle Ergebnisse liefern (Rosenhagen, 2009), müssen die mit verschiedenen Modellen simulierten Scheitelwasserstände zur Zeit als obere und untere Grenze akzeptiert werden.

6 Zusammenfassung

Zu Ursachen und Ablauf von sehr hohen Sturmhochwassern in der Westlichen Ostsee gibt es sehr unterschiedliche wissenschaftliche Auffassungen. Deshalb wurden in diesem Teilprojekt von MUSTOK nicht nur physikalisch mögliche Extremhochwasser erzeugt, sondern auch das bisher höchste Sturmhochwasser rekonstruiert und analysiert. Es konnte nachgewiesen werden, dass z. B. Eigenschwingungen und Füllungsgrad der Ostsee bei dem Sturmhochwasser 1872 nur untergeordnete Bedeutung haben. Die These, dass ostsee-weite Schwingungen (Seiches) einen entscheidenden Beitrag zur Maximierung von extremen Sturmhochwassern liefern, konnte an einem typischen Beispiel widerlegt werden.

Numerische Modelle der operationellen Wasserstandsvorhersage für die Ostsee (Modellsystem des BSH und darauf aufbauende skandinavische Modelle) berücksichtigen heute alle in der Literatur diskutierten potentiellen Ursachen für extreme Sturmhochwasser: lokaler und überregionaler Wind, statischer Luftdruck, erhöhter Füllungsgrad der Ostsee, andere Wechselwirkungen mit der Nordsee, Eigenschwingungen und Gezeiten. Das Modellsystem des BSH hat in der im Projekt benutzten Version Sturmhochwasser mit einer Genauigkeit von 0,2 m vorausgesagt. Im Projekt wurde mit globalen meteorologischen Feldern und klimatologischen Werten für die Frischwasserzuflüsse ein Anfangszustand für die Simulationen extremer Sturmhochwasser errechnet. Daher wurden Wasserstände nicht mit der gleichen Genauigkeit reproduziert wie im operationellen Modellbetrieb. Der Einfluss extremer Wetterlagen überwiegt jedoch deutlich gegenüber dem Einfluss von Ungenauigkeiten im Anfangszustand.

Das Kollektiv der extremen Sturmhochwasser zur statistischen Betrachtung konnte wie erwartet erweitert werden, allerdings nicht so eindeutig wie im Projekt MUSE (Nordsee). Das höchste, durch Pegelaufzeichnungen dokumentierte Sturmhochwasser für fast alle Pegel der deutschen Ostseeküste ist das vom November 1872. Sieht man von historischen Sturmhochwassern ab, so übertreffen die Scheitelhochwasser von 1872 die des nächst niedrigeren um 0,5 bis 1 m (Tabelle 12a). Im Vergleich dazu liegen die Scheitelwasserstände für die höchsten Sturmfluten in der Deutschen Bucht (1962, 1976, 1999) näher zusammen, 0,1 bis 0,3 m (Tabelle 12b: Nordsee; Bork und Müller-Navarra, 2006; Jensen et al., 2006).

Tab. 12a: MUSE-Ostsee. Höhe simulierter Hochwasser im Vergleich mit denjenigen vom 13.11.1872 und dem höchsten nach 1900 aufgetretenen Hochwasser.

Ort	HW1872	hHW	HW1872-hHW	hHW_EPS	hHW_EPS-HW1872	hHW_EPS-hHW
Flensburg	3,08	2,17	0,91	2,84	-0,24	0,67
Eckernförde	3,15	2,12	1,03	2,63	-0,52	0,51
Kiel-Holtenau	2,97	2,25	0,72	2,62	-0,35	0,37
Travemünde	3,16	2,16	1,00	2,55	-0,61	0,39
Wismar	2,80	2,11	0,69	2,54	-0,26	0,43
Warnemünde	2,43	1,90	0,53	2,35	-0,08	0,45
Stralsund	2,39	1,62	0,77	2,33	-0,06	0,71
Greifswald	2,79	1,80	0,99	3,34	+0,55	1,54

Tab. 12b: MUSE-Nordsee. Vergleich der beiden höchsten gemessenen HW mit den höchsten HW aus EPS-Simulationen.

Ort	hHW1	hHW2	hHW1-hHW2	hHW_EPS	hHW_EPS-hHW1
Borkum	3,82	3,32	0,50	4,99	1,17
Emden	4,76	4,58	0,18	6,09	1,33
Wilhelmshaven	5,22	4,87	0,35	6,40	1,18
Bremerhaven	5,35	5,18	0,17	6,74	1,39
Cuxhaven	5,10	4,95	0,15	6,51	1,41
Büsum	5,14	4,93	0,21	6,35	1,21
Husum	5,66	5,37	0,29	6,69	1,03
Wittdün	4,14	4,05	0,09	5,20	1,06

Die extremen Sturmhochwasser aus MUSE Ostsee (Tabelle 10) übertreffen das Sturmhochwasser von 1872 nur in der Pommerschen Bucht. Für die Mecklenburger und die Kieler Bucht werden die Hochwasserstände von 1872 nicht erreicht. Innerhalb der Fehlergrenzen für die Angaben der Wasserstände von 1872 liegen sie jedoch außer für Eckernförde und Travemünde in der Nähe der Werte für 1872. An diesen Orten sind deutliche Veränderungen in der Bodentopographie zu berücksichtigen. Gegenüber den höchsten Hochwassern nach 1900 (hHW in Tabelle 12a) ist die Erhöhung in Greifswald etwa vergleichbar der in MUSE (Nordsee). Für die kleiner und reicher strukturierte westliche Ostsee tritt eine geringere, wenn auch für die Ostsee immer noch signifikante Erhöhung der Scheitelwasserstände auf Grund der extremen Wetterlagen um etwa 0,5 m auf. Damit stellt sich besonders für der Mecklenburger und Kieler Bucht die Frage, was das Sturmhochwasser von 1872 auszeichnet hat.

Eine mögliche und hier vertretene Ansicht ist, dass Verlauf, insbesondere die Drehung des Windfeldes (Krüger, 1910) und Ausdehnung des Orkans von 1872, eine sowohl für die Mecklenburger Bucht als auch für die Kieler Bucht extreme Situation geschaffen haben. Diese Ansicht wurde insbesondere von Colding (1881) und für andere extreme Sturmhochwasser später zum Teil auch von Sager und Mielke (1956) und Stigge (1995) vertreten. Als unterstützend wird von mehreren Autoren der behinderte Abfluss durch Belte und Sund in das Kattegat angegeben (Pralle, 1875; Eiben, 1992). Die im Projekt auf momentane Wetterlagen ausgerichteten Auswahlkriterien haben eine solche zeitliche Variation möglicherweise nicht optimal erfasst, trotzdem gibt es auch eine Realisation (2005_45) mit sehr ähnlichem Wetterverlauf wie 1872. Meistens sind jedoch in den extremen Realisationen nur Einzelaspekte des Wettergeschehens von 1872 erfasst.

Eine andere mögliche Ansicht macht zusätzliche Ursachen, wie einen erhöhten Füllungsgrad und den ganzen Wasserkörper der Ostsee erfassende Eigenschwingungen der Ostsee für die herausragenden Wasserstände verantwortlich (Baensch, 1875; Anonymus, 1882; Weiss und Biermann, 2005; Fennel und Seifert, 2008). Daher werden am Beginn der Abschnitte 4.1

und 4.3 diese Phänomene sowie der Windstau (Abschnitt 3.3) in ihrer Bedeutung für die Ostsee kurz diskutiert. Zusätzlich wurde zusammen mit dem DWD das Sturmhochwasser 1872 rekonstruiert (Rosenhagen und Bork, 2009). So konnte das numerische Modellsystem des BSH genutzt werden, um einzelne Prozesse isoliert zu betrachten. Diese numerischen Experimente stützen die Aussage, dass 1872 allein der Orkan am 13.11. für das extreme Sturmhochwasser verantwortlich war, bei dem wie schon beim Sturm am 12.11. (Baensch, 1872) sehr schnell ein nahezu stationärer Zustand erreicht wurde. Ein erhöhter Füllungsgrad der Ostsee hat wenig bis keinen Einfluss auf den Scheitelwasserstand (Orte). Lokale Eigenschwingungen treten zwar während der Vorgeschichte des Sturmhochwassers auf, haben aber keinen Einfluss auf das Geschehen am 12. und 13.11.

Der Einfluss von Schwingungen wurde an Hand eines simulierten extremen Sturmhochwassers mit sehr hohem Wasserstand in St. Petersburg im Vorfeld eines Sturmhochwassers in der Mecklenburger und Kieler Bucht untersucht (Dezember 1971). Diese Sturmhochwasser wurde ein für Schwingungen günstige aus Nordost kommendes Tief erzeugt. Auch hier lieferte eine Eigenschwingung keinen Beitrag zum Sturmhochwasser in der Westlichen Ostsee.

7 Danksagung

Die Arbeiten wurden von Mitarbeitern des BSH und anderer Institutionen ergänzt und unterstützt. Wir danken insbesondere Herrn Warnecke (BSH) für die Erstellung digitaler Eisanfangsverteilungen, Herrn Janssen für die statistische Bearbeitung der Modelldaten von 2002, Frau Schmelzer (BSH) für die Bereitstellung von Eisdaten, Frau Perlet (BSH), Herrn Nöthel (WSA) und Herrn Hammarklint (SMHI) für die Bereitstellung von Wasserstandsdaten und Frau von Gyldenfeldt (BSH) für die Zusammenstellung von maximalen Wasserständen und Winddaten.

8 Schriftenverzeichnis

- Anonymus: Ergebnisse einiger Untersuchungen von A. Colding über die Sturmfluth vom 12. bis 14. November 1872 in der Ostsee und über die Beziehungen der Winde zu den Strömungen und Wasserständen. Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorologie. 10. Jahrgang, 1-5, 1882.
- Anonymus: Täglicher Wetterbericht. Amtsblatt des Deutschen Wetterdienstes D6615A, Frankfurt, 95, 4, Nr. 319-323, 1970 (15.11.-19.11.)
- Averkiew, A. S. und Klevanny, K. A.: Determining Cyclone Trajectories and Velocities Leading to Extreme Sea Level Rises in the Gulf of Finland. Russian Meteorology and Hydrology, 32, 8, 514-519, 2007.
- Baensch, O. F. B.: Die Sturmfluth an den Ostsee-Küsten des Preußischen Staates vom 12./13. November 1872. Separat-Abdruck aus der Zeitschrift für Bauwesen, 25. Jahrgang. Berlin 1875.
- Baerens, Ch.: Extremwasserstandsereignisse an der deutschen Ostseeküste. Dissertation, Universität Berlin, 1998
- Benkel, A. und Meinke, I.: Variation von sturmfluterzeugenden Tiefdruckgebieten oder Sturmflutwetterlagen. Abschlussbericht 1.2 zum KFKI-Verbundprojekt Modellgestützte Untersuchungen zu extremen Sturmflutereignissen an der Deutschen Ostseeküste (MUSTOK), Universität Siegen, 2008.
- Benkel, A.; Meinke, I. und v. Storch, H.: Modellierung sturmflutrelevanter Wetterlagen über der Ostsee und ihre Modifikation in einem regionalen Klimamodell. Die Küste, 2009 (in Druck).
- Baudler, H. und Müller, R.: Sturmfluten. In Hupfer, P.; Harff, J.; Sterr, H. und Stigge, H.-J. (eds.): Die Wasserstände an der Ostseeküste. Die Küste, 66, 187-188, 2003.

- Bork, I. und Müller-Navarra, S. H.: Modellgestützte Untersuchungen zu Sturmfluten mit sehr geringen Eintrittswahrscheinlichkeiten (MUSE) – Teilprojekt 2: Sturmflutsimulationen, Abschlussbericht zum BMBF-Forschungsvorhaben 03KIS039, Hamburg, 2005.
- Bruss, G.; Jimenez, N. und Mayerle, R.: Bestimmung von Bemessungsparametern für Küstenschutzanlagen an der Deutschen Ostseeküste aufbauend auf Szenariosimulationen. Abschlussbericht 2.2 zum KFKI-Verbundprojekt Modellgestützte Untersuchungen zu extremen Sturmflutereignissen an der Deutschen Ostseeküste (MUSTOK), Universität Siegen, 2009a.
- Bruss, G.; Jimenez, N. und Mayerle, R.: Bestimmung von Bemessungsparametern für Küstenschutzanlagen an der Deutschen Ostseeküste aufbauend auf Szenariosimulationen. Die Küste, 2009 (in Druck).
- Bruss, G. und Bork, I.: Vergleichende Betrachtungen der im Projekt MUSTOK verwendeten hydrodynamischen Modelle. Die Küste, 2009 (in Druck).
- Chrystal, G.: On the Hydrodynamical Theory of Seiches. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, 41, 599_649, 1905.
- Colding, A.: Nogle Undersøgelser over Stormen over Nord- og Mellem Europa af 12te-14de November 1872 og over den derved fremkaldte Vandflod i Østersøen. Avec un résumé en français. Videnskabernes Seldkabs Skrifter, 6. Række, naturvidenskabelig og matematisk Afdeling 1, 4, Kopenhagen 1881.
- Dick, S., Kleine, E.; Müller-Navarra, S. H.; Klein, H. und Komo H.: The Operational Circulation Model of BSH (BSHcmod) – Model description and validation. Berichte des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie 29, 2001.
- Dick, S.; Kleine, E. und Janssen F: First Results of a New Operational Circulation Model for the North Sea and the Baltic Using General Vertical Co-ordinates. Proceedings of EuroGOOS Conference, (Exeter), 2008 (in Vorbereitung)
- Eiben, H.: Hydrologische Besonderheiten an der Ostseeküste. In Kramer, J. und Rohde, H. (ed.), Historischer Küstenschutz, Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau, 497-516, 1992
- Enderle, U.: Zur Problematik der Wasserstandsvorhersage für die Küsten der westlichen Ostsee. Fachliche Mitteilungen, Amt für Wehrgeophysik, 202, 1981.
- Enderle, U.: Ein einfaches Verfahren zur Ermittlung des Windstaus in der westlichen Ostsee. Fachliche Mitteilungen, Amt für Wehrgeophysik, 221, 1989.
- Endrös, A.: Der niedrige Wasserstand am 24. November 1938 an der deutschen Ostseeküste. Annalen der Hydrographie 67, 417–421, 1939.
- Ertel, H. und Mauseberger, P.: Eine Ungleichung für den Windstau an Flachküsten. Acta Hydrophysica 17, 77–82, 1972.
- Fennel, W. und Seifert, T.: Oceanographic Processes in the Baltic. Die Küste, 74, 77-91, 2008.
- Forel, F. A.: Handbuch der Seenkunde. Stuttgart, 1901.
- Gästgifvars M., Müller-Navarra, S. H., Funkquist, L. und Huess, V.: Performance of Operational Systems With Respect to Water Level Forecasts in the Gulf of Finland. Ocean Dynamics, 58, 2 139_153, 2008.
- Gerstengarbe, F.-W.; Werner, P. C. und Rüge, U.: Katalog der Großwetterlagen Europas (1881-1998) nach Paul Hess und Helmuth Brezowsky. 5. Auflage, Potsdam und Offenbach a. M., 1999.
- Geyer, D.: Eigenschwingungen und Erneuerung des Wassers in der Eckernförder Bucht unter besonderer Berücksichtigung der Sturmflut vom 5.-6. Dezember 1961. Dissertation, Christian-Albrechts-Universität Kiel, 1964.

- Gill, A. E.: Atmosphere – Ocean Dynamics. International Geophysics Series 30, Academic Press, New York, 1982.
- Grünberg, H.: Der 13. November 1872. Stralsund, 1873
- Halbfaß, W.: Der heutige Stand der Seichesforschung. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, 5–24, 1907.
- Hansen, W.: Triftstrom und Windstau. Deutsche Hydrographische Zeitschrift, 3, 5/6, 303-313, 1950.
- Hansen, C.: Accuracy of the Water Level Predicted by the Operational Models SMHI/HIROMB and DaMSA/GETM through the Danish Straits. HIROMB Workshop, Rostock, 2008.
- Hupfer, P.: Wasserstandsschwankungen der Ostsee und ihre Ursachen. In Hupfer, P.; Harff, J.; Sterr, H. und Stigge, H.-J. (eds.): Die Wasserstände an der Ostseeküste. Die Küste, 66, 22-30, 2003.
- Irish, J. L.; Resio, D. T. und Ratcliff, J. J.: The Influence of Storm Size on Hurricane Surge. Journal of Physical Oceanography, 38, 2003-2013, 2008.
- Irish, S. M. und Platzmann, G. W.: An Investigation of Meteorological Conditions Associated with Extreme Wind Tides on Lake Erie. Monthly Weather Review, 90, 39-47, 1962.
- Janssen, F.: Statistische Analyse mehrjähriger Variabilität der Hydrographie in Nord- und Ostsee. Dissertation, Universität Hamburg, 2002.
- Janssen, F.; Schrum, C. und Backhaus, J. O.: A Climatological Data Set of Temperature and Salinity for the Baltic Sea and the North Sea. Deutsche Hydrographische Zeitschrift, Supplement 9, 1999.
- Jensen, J.; Müller-Navarra, S. H.; Renner, V.; Mudersbach, Ch.; Bork, I. und Koziar, Ch.: Modellgestützte Untersuchungen zu Sturmfluten mit sehr geringen Eintrittswahrscheinlichkeiten an der deutschen Nordseeküste. Die Küste 71, 123–167, 2006.
- Jönsson, B.; Döös, K.; Nycander, J. und Lundberg, P.: Standing Waves in the Gulf of Finland and their relationship to the Basin-wide Baltic Seiches. Journal of Geophysical Research, 113, C03004, 1-11, 2008.
- Kiecksee, H.: Die Ostsee-Sturmflut 1872. Westholsteinische Verlagsanstalt Boysen & Co., Heide, 1972.
- Kleine, E.: Das operationelle Modell des BSH für Nordsee und Ostsee. Konzeption und Übersicht. Bundesamt für Schifffahrt und Hydrographie, 1994.
- Kleine, E.: A Class of Hybrid Vertical Coordinates for Ocean Circulation Modelling. Proceedings 6th HIROMB Scientific Workshop, St. Petersburg 2003, 7–15, 2004.
- Kohlmetz, E.: Zur Entstehung, Verteilung und Auswirkung von Sturmfluten an der deutschen Ostseeküste. Petermanns Geographische Mitteilungen, 111, 89–96, 1967.
- Kolp, O.: Sturmflutgefährdung der deutschen Ostseeküste zwischen Trave und Swine. Seehydrographischer Dienst der DDR, Stralsund, 1955.
- Krauss, W.: Wind-driven Oscillations of an Enclosed Basin with Bottom Friction. Deutsche Hydrographische Zeitschrift, 26, 1, 1-9, 1973.
- Krauss, W.: Baltic Sea Circulation. Encyclopedia of Ocean Sciences. San Diego. 236-244, 2001.
- Krüger, G.: Über Sturmfluten an den deutschen Küsten der westlichen Ostsee. Dissertation, Universität Greifswald, 1910.

- Kulikov, E. A. und Fine, I. V.: Numerical Modelling of Baltic Sea Level Variability. Computational Technologies, 13, Special issue 2, 39-46, 2008.
- Lass, H.-U. und Matthäus, W.: General Oceanography of the Baltic Sea. In Feistel, R.; Nausch, G. und Wasmund, N. (eds.): State and Evolution of the Baltic Sea, 1952-2005. John Wiley & Sons, Hoboken, New Jersey, 5-43, 2008.
- Leppäranta, M. und Myrberg, K.: Physical Oceanography of the Baltic Sea. Praxis Publishing Ltd, Chichester, UK, 2009.
- LeBlond, P. H. und Mysak, L. A.: Waves in the Ocean. Elsevier Oceanography Series 20, Amsterdam, 1978.
- Loewe, P.; Schmolke, S.; Becker, G.; Brockmann, U.; Dick, S.; Engelke, C.; Frohse, A.; Horn, W.; Klein, H.; Müller-Navarra, S.; Nies, H.; Schmelzer, N.; Schrader, D.; Schulz, A.; Theobald, N. und Weigelt, S.: Nordseezustandsbericht 2003. Berichte des BSH, 38, 2005.
- Magaard, L. und Krauss, W.: Spektren der Wasserstandsschwankungen der Ostsee im Jahre 1958. Kieler Meeresforschungen, 22, 155–162, 1966.
- Matthäus, W. und Franck, H.: Characteristics of Major Baltic Inflows – a Statistical Analysis. Continental Shelf Research, 12, 1375–1400, 1992.
- Matthäus, W. und Schinke, H.: Mean Atmospheric Circulation Patterns Associated with Major Baltic Inflows. Deutsche Hydrographische Zeitschrift, 46, 321-339, 1994.
- Meinke, I.: Sturmfluten in der südwestlichen Ostsee – dargestellt am Beispiel des Pegels Warnemünde. Diplomarbeit, Universität Marburg, 1998.
- Meinke, I.: Zugbahnen wasserstandsrelevanter Tiefdruckgebiete. In Hupfer, P.; Harff, J.; Sterr, H. und Stigge, H.-J. (eds.): Die Wasserstände an der Ostseeküste. Die Küste, 66, 139-144, 2003a.
- Meinke, I.: Eigenschwingungen. In Hupfer, P.; Harff, J.; Sterr, H. und Stigge, H.-J. (eds.): Die Wasserstände an der Ostseeküste. Die Küste, 66, 170-179, 2003.
- Merian, J. R.: Ueber die Bewegung tropfbarer Flüssigkeiten in Gefäßen. Dissertation, Universität Göttingen [1827] Basel, 1828.
- Miehlke, O.: Untersuchungen zu den Laufzeiten langer (Schwall-)wellen im Ostseeraum bezüglich der Verzögerung der Auswirkungen von Windfeldänderungen über See auf Wasserstandsänderungen an der DDR-Küste. Bibliothek des BSH, Rostock, 1990.
- Mudersbach, Ch. und Jensen, J.: Extremwertstatistische Analyse von historischen, beobachteten und modellierten Wasserständen an der Deutschen Ostseeküste. Die Küste, 2009 (in Druck).
- Mudersbach, Ch. und Jensen, J.: Statistische Extremwertanalyse von Wasserständen an der Deutschen Ostseeküste. Abschlussbericht 1.4 zum KFKI-Verbundprojekt Modellgestützte Untersuchungen zu extremen Sturmflutereignissen an der Deutschen Ostseeküste (MUSTOK), Universität Siegen, 2009a.
- Müller, P.: The Equations of Oceanic Motions. Cambridge University Press, New York, 2006.
- Müller-Navarra, S. H.: Simulation von Bewegungsvorgängen im Übergangsgebiet zwischen Nord- und Ostsee. Diplomarbeit Universität Hamburg, 1983.
- Müller-Navarra, S. H.: Implementation of the equilibrium tide in a shelf sea model, Environmental and Chemical Physics, 24, 127–132, 2002.
- Müller-Navarra, S. H.; Dick, S. und Kleine, E.: Vorhersage mit Hilfe hydrodynamisch-numerischer Modelle. In Hupfer, P.; Harff, J.; Sterr, H. und Stigge, H.-J. (eds.): Die Wasserstände an der Ostseeküste. Die Küste, 66, 67-78, 2003.

- Müller-Navarra, S. H. und Bork, I.: Sturmflutsimulationen. MUSTOK-Workshop, Sturmflutgefährdung der Ostseeküste, (Rostock), 2008.
- Murawski, J.: Die Wechselwirkung von Seegang und Strömung: Eine theoretische Grundlegung mit Modellanwendungen. GKSS-Bericht, 2007, 12, 2007.
- Neumann, G.: Eigenschwingungen der Ostsee. Archiv der Deutschen Seewarte und des Marineobservatoriums, 61, 4, 1941.
- Pichler, H.: Dynamik der Atmosphäre. Bibliographisches Institut, Mannheim, 1981
- Pralle: Beobachtungen über den Verlauf der Ostsee-Sturmfluth vom 13. November 1872. Zeitschrift des Architekten- und Ingenieurvereins zu Hannover, 21, 4, 1875.
- Pryor, S. C. und Barthelmie, R. J.: Long-term Trends in Near-Surface Flow over the Baltic. International Journal of Climatology, 23, 271-289, 2003.
- Rao, D. B.: Response of a Lake To a Time-Dependent Wind Stress. Journal of Geophysical Research, 72, 1697–1708, 1967.
- Rosenhagen, G.: Die unterschiedlichen Windsimulationsergebnisse von EZMW-EPS und COSMO-EU im KFKI-Projekt MUSTOK. Ergänzung zum Abschlussbericht 1.1 zum KFKI-Verbundprojekt Modellgestützte Untersuchungen zu extremen Sturmflutereignissen an der Deutschen Ostseeküste (MUSTOK), Universität Siegen, 2009.
- Rosenhagen, G. und Bork, I.: Rekonstruktion der Sturmflutwetterlage vom 12./13. November 1872. Die Küste, 2009 (in Druck).
- Rosenhagen, G.; Bork, I.; Müller-Navarra, S. H. und Schrader, D.: Rekonstruktion des extremen Sturmhochwassers in der westlichen Ostsee am 13.11.1872 (in Vorbereitung).
- Sager, G. und Miehle, O.: Untersuchungen über die Abhängigkeit des Wasserstandes von der Windverteilung über der Nordsee. Annalen der Hydrographie, 4, 11–43, 1956.
- Schmager, G.: Ein Beitrag zur Dynamik der aperiodischen Wasserstandsschwankungen und ihrer Vorhersage im Übergangsgebiet zwischen Nordsee und Ostsee. Dissertation, Humboldt-Universität zu Berlin, 1984.
- Schmager, G.: Statistische Verfahren. In Hupfer, P.; Harff, J.; Sterr, H. und Stigge, H.-J. (eds.): Die Wasserstände an der Ostseeküste. Die Küste, 66, 57-67, 2003.
- Schmitz, R.: Vorhersage von historisch aufgetretenen Stürmen über der Ostsee mithilfe des Ensemble Prediction System und COSMO. Abschlussbericht 1.1 zum KFKI-Verbundprojekt Modellgestützte Untersuchungen zu extremen Sturmflutereignissen an der Deutschen Ostseeküste (MUSTOK), Universität Siegen, 2007.
- Schmitz, R.: Modellierung und Auswahl extremer Wetterlagen über der Ostsee. Die Küste, 2009 (in Druck).
- Smith, S. D. und Banke E. G.: Variation of the Sea Surface Drag Coefficient with Wind Speed. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 101, 665-673, 1975.
- Stigge, H.-J.: The Local Effect of Storm Surges on the Baltic Coast. Proceedings of the international workshop on water-related problems in low-lying coastal areas, Hydrocoast 95, 13-17 November, Bangkok, Thailand, 130-137, 1995.
- Sztobryn, M.; Stigge, H.-J.; Wielbinska, D.; Weidig, B.; Stanislawczyk, I.; Kanska, A.; Krzysztolik, K.; Kowalska, B.; Letkiewicz, B. und Mykita, M.: Sturmfluten in der südlichen Ostsee (westlicher und mittlerer Teil). Berichte des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie, 39, 2005.
- Weidemann, H.: Untersuchungen über unperiodische und periodische hydrographische Vorgänge in der Beltsee. Kieler Meeresforschungen, 7, 70–86, 1950.

- Weiss, D. und Biermann, S.: Sturmfluten – Angriff und Gefahr für die Küste unter besonderer Berücksichtigung des 3. und 4. November 1995. In Dokumentation der Sturmflut vom 3. und 4. November 1995 an den Küsten Mecklenburgs und Vorpommerns. Redieck & Schade, Rostock, 2005.
- Witting, R.: Tidvattnen i Östersjön och Finska Viken, Fennia, 29, 1–84, 1911.
- Wübber, Ch.: Die zweidimensionalen Seiches der Ostsee. Berichte aus dem Institut für Meereskunde, Christian-Albrecht-Universität, Kiel, 1979.
- Wübber, C. und Krauss, W.: The Two-dimensional Seiches of the Baltic Sea. Oceanologica Acta, 2, 435–446, 1979.

9 Anhang B1: Vorauswahl

Zieltermin, Scheitelwasserstand nach Meinke (1998) ergänzt durch Daten des BSH Rostock, Auswahlkriterium für den Zieltermin, bedeutende aufgetretene Sturmhochwasser zum Zieltermin, Anzahl der vom DWD ans BSH übermittelten Realisationen pro Zieltermin (a, Schmitz, 2007), Anzahl der Simulationen im Teilprojekt SEBOK A mit maximalen Wasserständen >2.5m an mindestens einem der ausgewählten Pegel pro Zieltermin (b, Bruss et al., 2009a), Anzahl der BSH-Simulationen pro Zieltermin (c), Auswahlkriterien für Simulationen mit dem Modellsystem des BSH.

Zieltermin	maximaler Wasserstand [m NN]	Kriterium DWD	reale HW	Anzahl Realisationen DWD/FHZ/BSH			Kriterium BSH
13.01.60	1,05	N-O	HW	-	-	-	-
15.01.63	0,96	NW	HW	-	-	-	-
06.02.64	0,80	N-O	-	1	1	1	max. Windstau, min. KB-MB , COSMO-EU
12.01.68	1,38	N-O	HW	5	-	-	-
16.02.69	0,76	N-O	-	-	-	-	-
17.11.70	<0,50	NW	-	7	5	3	max. KB, KB+MB, max. KB-MB
08.12.71	1,00	Index	-	6	5	3	max. PB, MB+PB, max. Greifswald, max. minimales HW COSMO-EU, IFS
20.11.73	0,92	Index	-	-	-	-	-
04.01.76	1,16	N-O	HW	2	-	-	-
28.01.78	<0,50	N-O	-	-	-	-	-
13.02.79	1,13	N-O	HW	1	-	-	-
24.11.81	0,67	Index	-	-	-	-	-
06.01.82	0,81	N-O	-	-	-	-	-
18.01.83	1,01	Index	HW	1	-	-	-
02.02.83	0,92	Index	HW	-	-	-	-
07.02.83	1,16	Füllung	08.02.83	1	-	1	Füllung
12.10.85	0,62	NW	-	-	-	-	-
07.04.86	<0,50	NW	-	1	-	-	-
19.12.86	1,13	N-O	HW	3	1	-	-
12.01.87	1,28	N-O	HW	-	-	-	-
29.11.88	1,14	Index	HW	-	-	-	-
17.01.92	0,84	Index	HW	1	-	-	-
21.02.93	1,17	N-O	HW	-	-	-	-
03.01.95	1,14	N-O	HW	2	1	-	-
08.04.95	1,04	Index	-	-	-	-	-
04.11.95	1,46	N-O	03.11.95	4	2	2	COSMO-EU, -CLM, MB+PB
17.11.95	0,66	NW	-	7	5	2	1872, max. MB, KB+MB und min. MB-KB, IFS
20.02.96	0,91	N-O	-	6	-	-	-
11.04.97	0,95	N-O	HW	3	-	-	-
01.11.01	0,67	Index	-	-	-	-	-
02.01.02	1,17	Index	HW	-	-	-	-
21.02.02	1,44	N-O	HW	-	-	-	-
25.10.03	<0,50	Archiv	-	3	1	2	KB+MB, COSMO-B, IFS
06.12.03	1,22	N-O	HW	-	-	-	-
18.11.04	0,69	Archiv	-	-	-	-	-
23.11.04	0,96	Archiv	-	1	1	-	-
27.01.05	<0,50	Füllung	-	2	1	1	Füllung, 1872, Wirkungsdauer, COSMO-B, -CLMN

10 Anhang B2: Scheitelwasserstände

Scheitelwasserstände in m über NN deutscher Küstenpegel für Realisationen in Tabelle 10

<i>Pegel</i>	<i>1964</i> 48	<i>1970</i> 31b0cz	<i>1970</i> 35b0cw	<i>1970</i> 47b0d1	<i>1971</i> 35b0bv	<i>1971</i> 45b0bt	<i>1971</i> 45b0by	<i>1983</i> 47	<i>1995</i> 01b0c8	<i>1995</i> 01b0bq	<i>1995</i> 20	<i>1995 I</i> 34	<i>2003</i> 19b0j2	<i>2003</i> 19b0he	<i>2005</i> 45
Flensburg	2,045	2,015	2,586	2,843	2,273	1,967	1,975	1,943	2,036	2,384	2,001	2,084	1,918	2,728	1,899
Schleimünde	1,998	1,894	2,307	2,554	2,215	1,894	1,889	1,885	1,944	2,244	1,896	2,051	1,843	2,567	1,829
Eckernförde	1,990	1,903	2,425	2,629	2,218	1,906	1,898	1,911	1,999	2,318	1,905	2,061	1,893	2,628	1,861
Kiel Holtenau	1,994	1,944	2,435	2,622	2,229	1,928	1,915	1,957	2,043	2,387	1,917	2,088	1,993	2,654	1,893
Heiligenhafen	1,877	1,878	2,222	2,164	2,123	1,835	1,828	1,848	1,929	2,234	1,782	1,995	1,810	2,293	1,745
Marienleuchte	1,719	1,909	2,056	2,127	2,185	1,896	1,862	1,712	1,976	2,117	1,825	1,910	1,520	1,931	1,612
Neustadt	2,001	2,408	2,397	2,273	2,501	2,206	2,147	1,882	2,334	2,417	2,205	2,211	1,882	2,443	1,907
Travemünde	2,018	2,425	2,488	2,262	2,547	2,246	2,232	1,935	2,401	2,492	2,303	2,275	1,925	2,505	1,991
Wismar	2,024	2,536	2,347	2,205	2,541	2,257	2,207	1,968	2,373	2,417	2,289	2,318	1,795	2,270	1,947
Timmendorf	2,005	2,406	2,304	2,192	2,493	2,214	2,151	1,920	2,308	2,358	2,188	2,238	1,751	2,257	1,891
Warnemünde	1,891	2,183	1,927	2,161	2,351	2,107	2,098	1,784	2,152	2,150	1,931	2,118	1,518	1,882	1,806
Stralsund Hafen	2,219	1,950	1,850	1,576	2,623	2,343	2,335	1,745	2,058	2,031	2,184	2,535	1,003	1,269	2,049
Saßnitz	2,325	1,378	1,515	1,469	2,301	2,036	2,105	1,230	1,838	1,752	1,387	1,874	0,896	1,011	1,637
Greifswald	3,178	2,006	2,323	1,667	3,335	3,165	3,343	1,739	2,332	2,181	2,557	3,345	1,297	1,763	2,578
Koserow	3,448	1,519	1,488	1,133	3,169	2,741	3,065	1,319	1,963	1,743	1,794	2,748	0,771	0,884	2,189

11 Anhang B3: extreme Sturmhochwasser

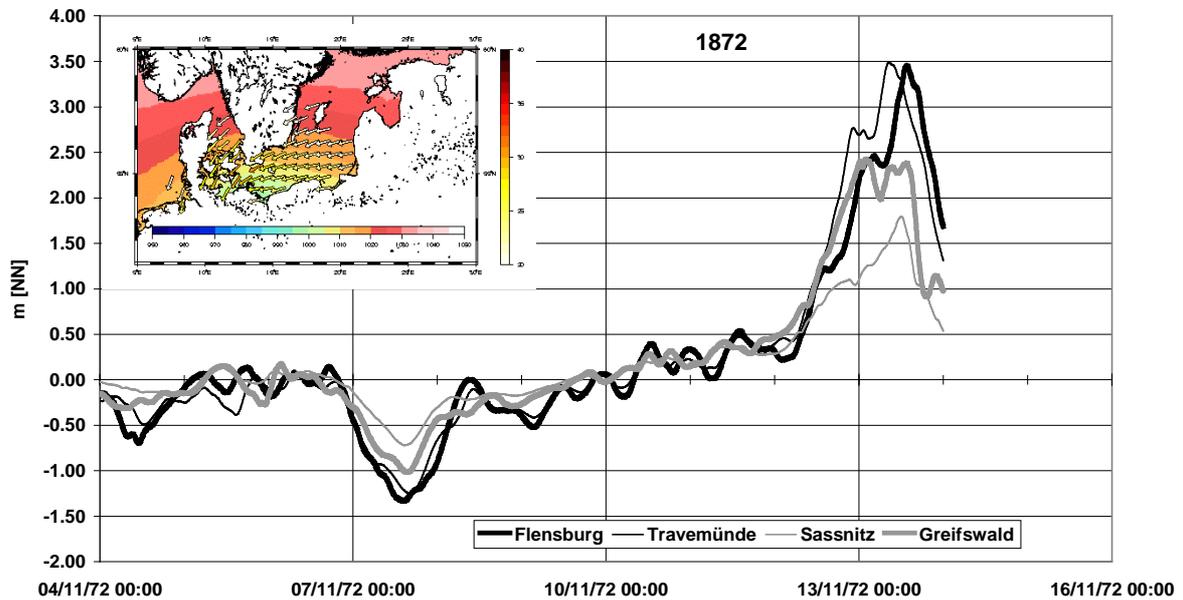


Abb. 8a: Wasserstandsverlauf an repräsentativen Orten und Starkwindband (>20 m/s) zum Zeitpunkt maximaler Windgeschwindigkeit über der Ostsee westlich von 16° Ost (13.11.1872 8:00).

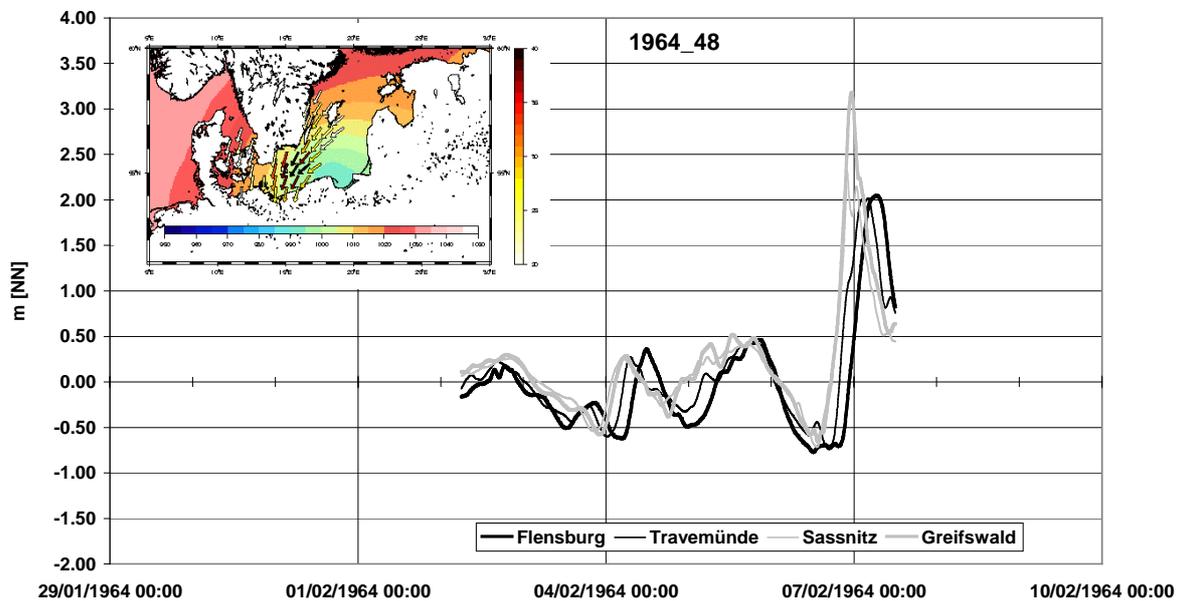


Abb. 8b: Wasserstandsverlauf an repräsentativen Orten und Starkwindband (>20 m/s) zum Zeitpunkt maximaler Windgeschwindigkeit über der Ostsee westlich von 16° Ost (6.2.1964 19:00).

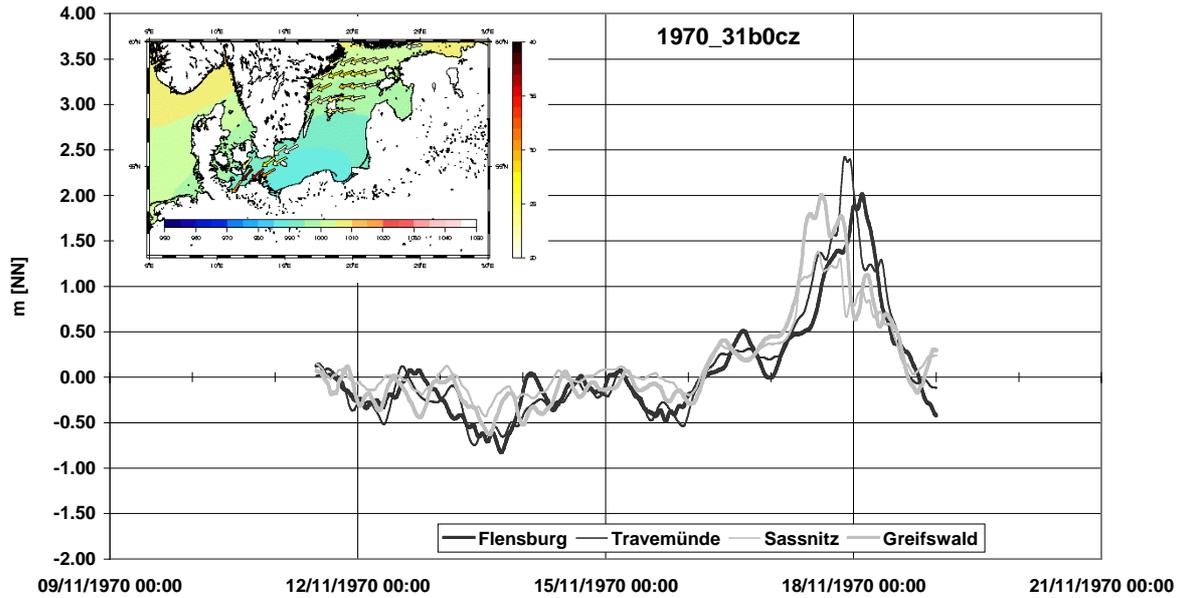


Abb. 8e: Wasserstandsverlauf an repräsentativen Orten und Starkwindband (>20 m/s) zum Zeitpunkt maximaler Windgeschwindigkeit über der Ostsee westlich von 16° Ost (17.11.1970 20:00).

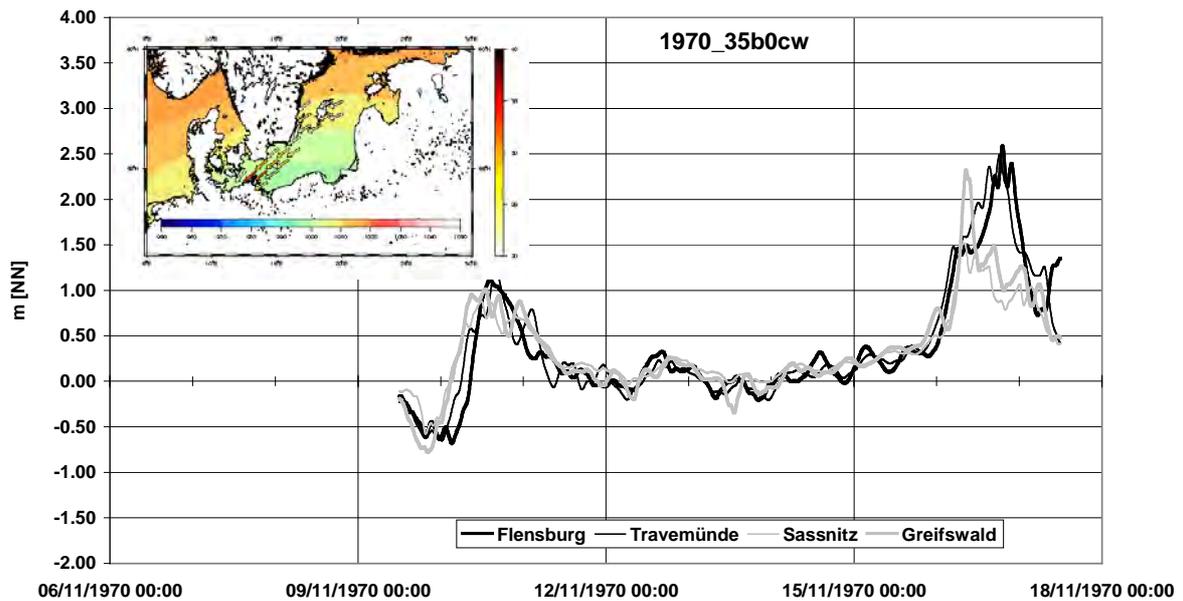


Abb. B8.1: Wasserstandsverlauf an repräsentativen Orten und Starkwindband (>20 m/s) zum Zeitpunkt maximaler Windgeschwindigkeit über der Ostsee westlich von 16° Ost (16.11.1970 8:00).

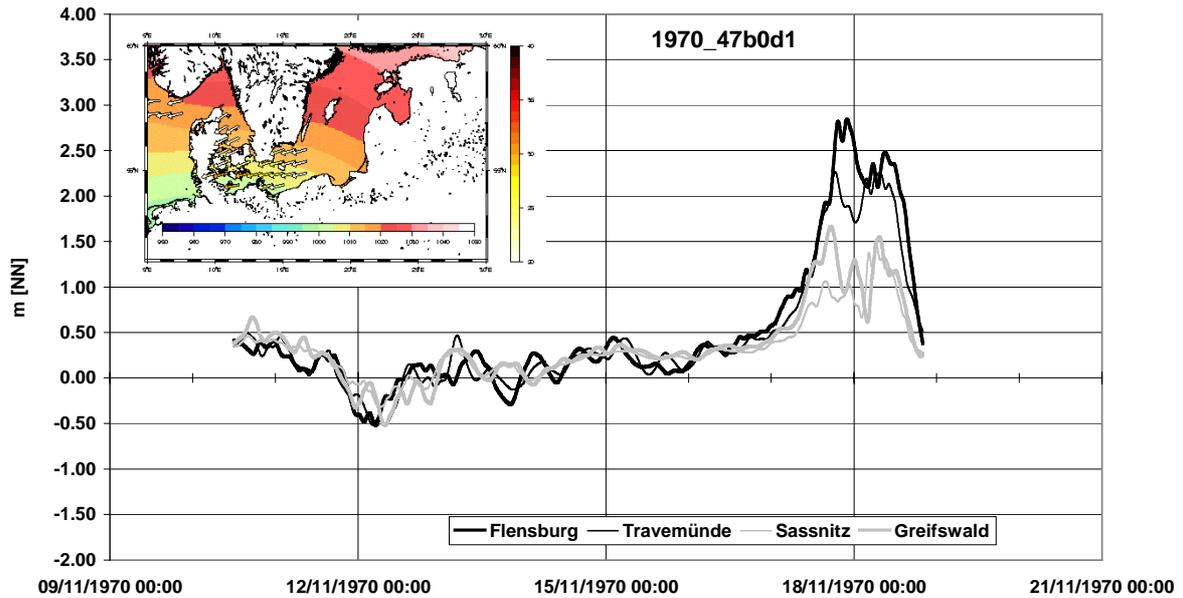


Abb. 8f: Wasserstandsverlauf an repräsentativen Orten und Starkwindband (>20 m/s) zum Zeitpunkt maximaler Windgeschwindigkeit über der Ostsee westlich von 16° Ost (17.11.1970 17:00, 1. Maximum).

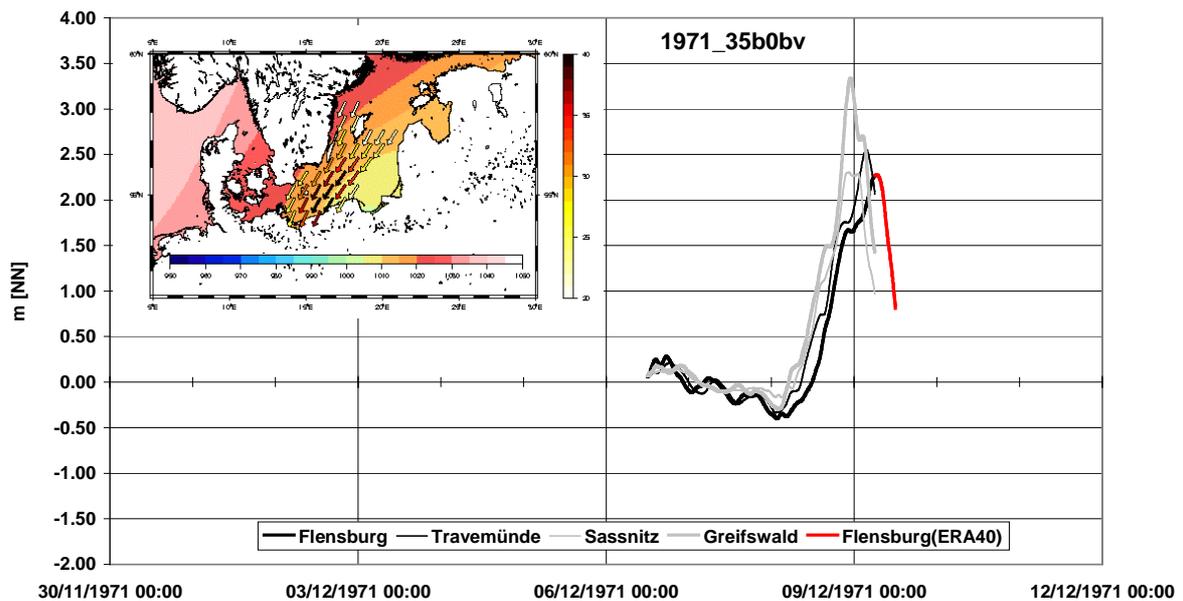


Abb. 8d: Wasserstandsverlauf an repräsentativen Orten (rot Fortsetzung mit ERA40 Meteorologie) und Starkwindband (>20 m/s) zum Zeitpunkt maximaler Windgeschwindigkeit über der Ostsee westlich von 16° Ost.

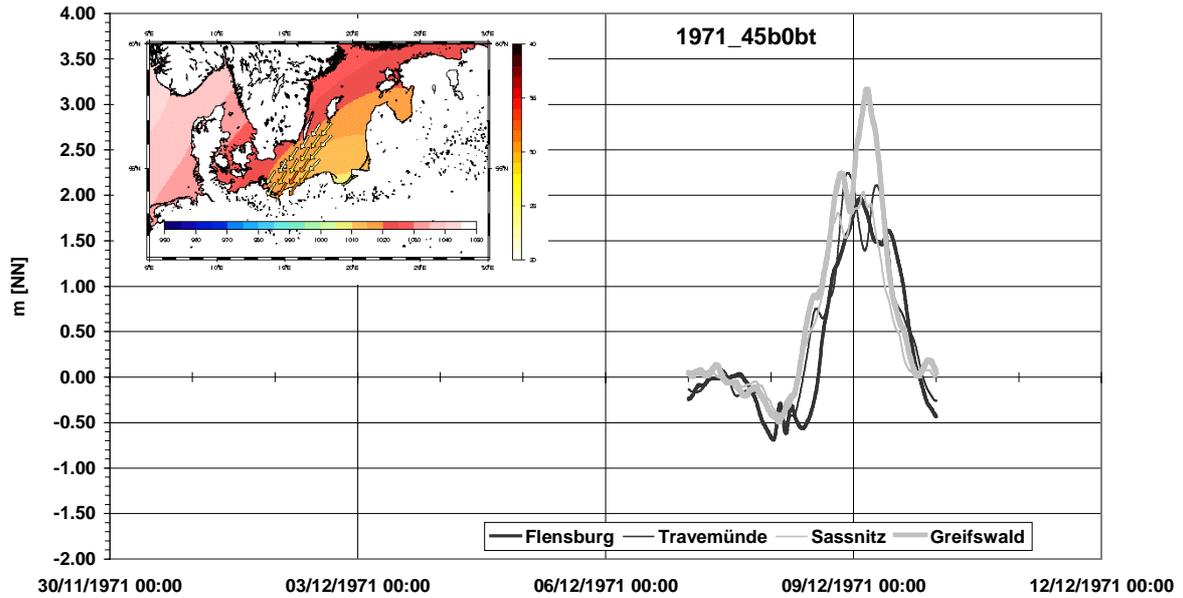


Abb. B8.2: Wasserstandsverlauf an repräsentativen Orten und Starkwindband (>20 m/s) zum Zeitpunkt maximaler Windgeschwindigkeit über der Ostsee westlich von 16° Ost (8.12.1971 22:00).

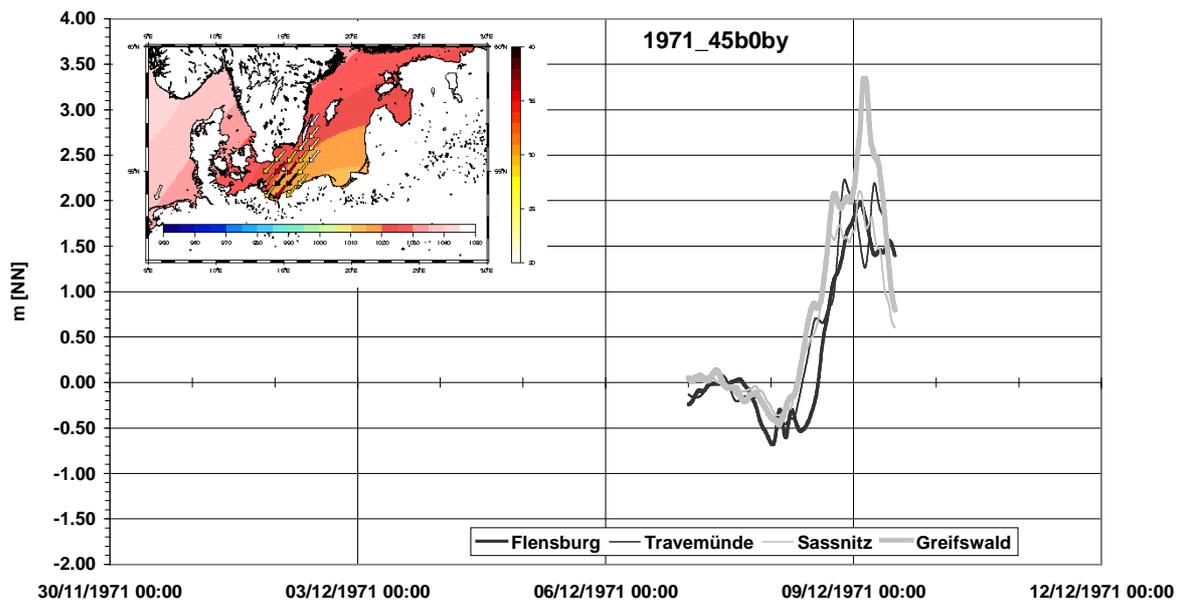


Abb. B8.3: Wasserstandsverlauf an repräsentativen Orten und Starkwindband (>20 m/s) zum Zeitpunkt maximaler Windgeschwindigkeit über der Ostsee westlich von 16° Ost (9.12.1971 00:00).

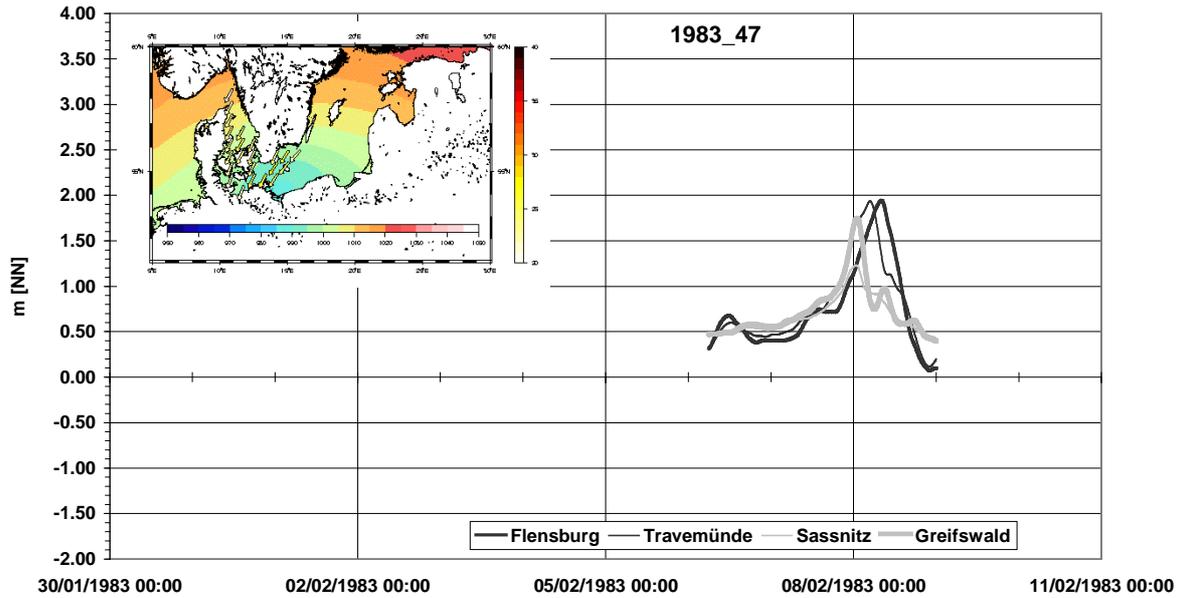


Abb. B8.4: Wasserstandsverlauf an repräsentativen Orten und Starkwindband (>20 m/s) zum Zeitpunkt maximaler Windgeschwindigkeit über der Ostsee westlich von 16° Ost (8.2.1983 00:00).

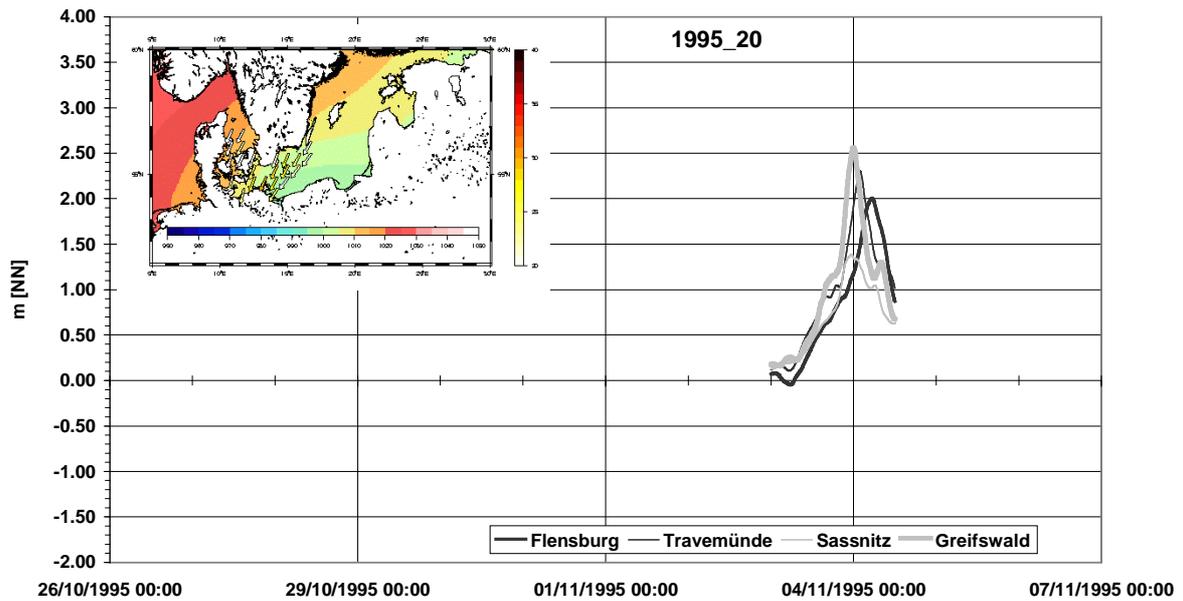


Abb. B8.5: Wasserstandsverlauf an repräsentativen Orten und Starkwindband (>20 m/s) zum Zeitpunkt maximaler Windgeschwindigkeit über der Ostsee westlich von 16° Ost (3.11.1995 23:00).

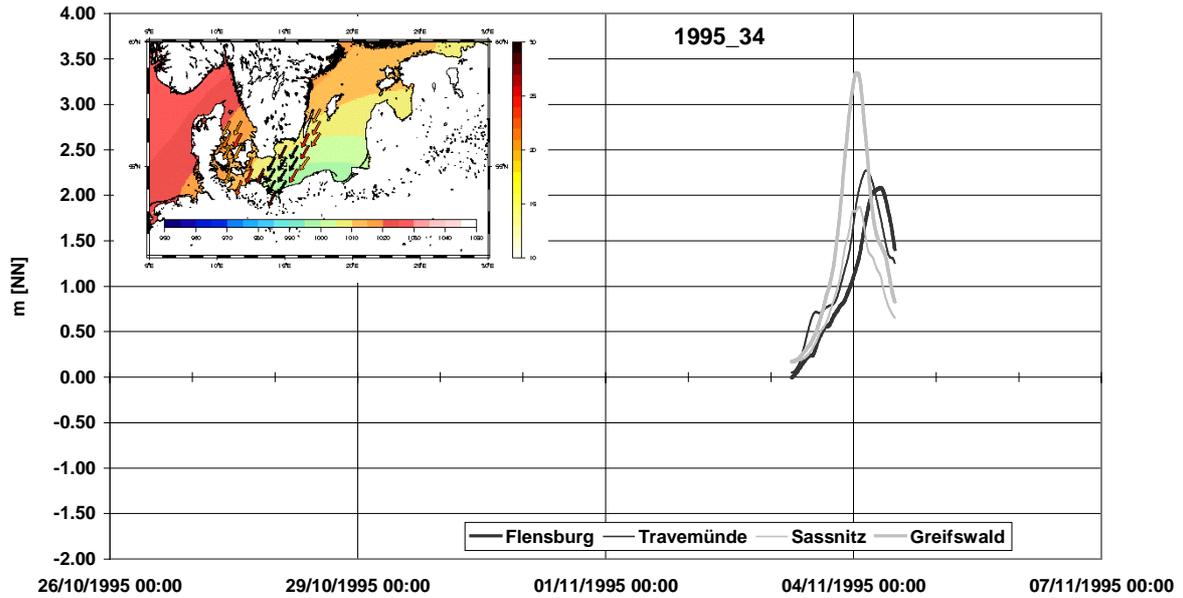


Abb. 8c: Wasserstandsverlauf an repräsentativen Orten und Starkwindband (>20 m/s) zum Zeitpunkt maximaler Windgeschwindigkeit über der Ostsee westlich von 16° Ost.

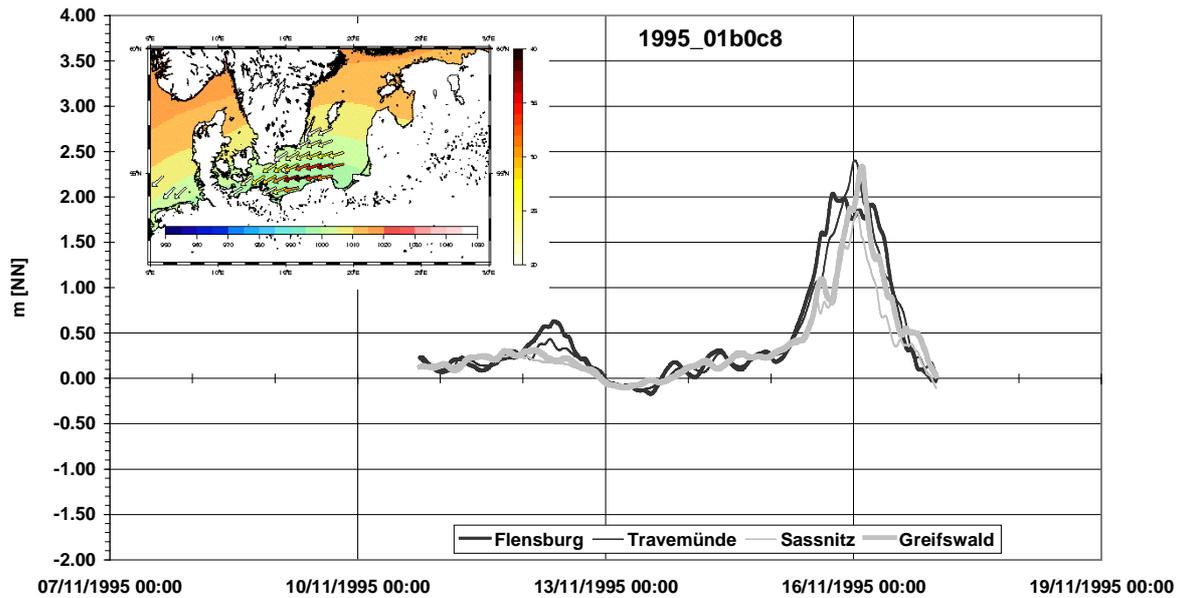


Abb. B8.6: Wasserstandsverlauf an repräsentativen Orten und Starkwindband (>20 m/s) zum Zeitpunkt maximaler Windgeschwindigkeit über der Ostsee westlich von 16° Ost (15.11.1995 19:00).

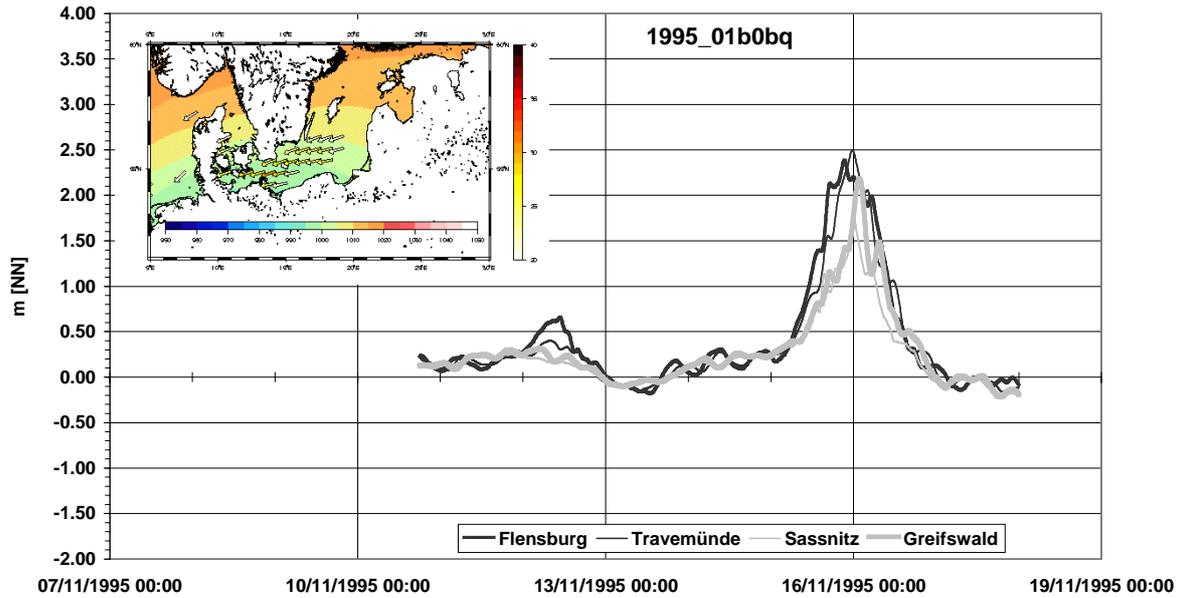


Abb. B8.7: Wasserstandsverlauf an repräsentativen Orten und Starkwindband (>20 m/s) zum Zeitpunkt maximaler Windgeschwindigkeit über der Ostsee westlich von 16° Ost (15.11.1995 15:00).

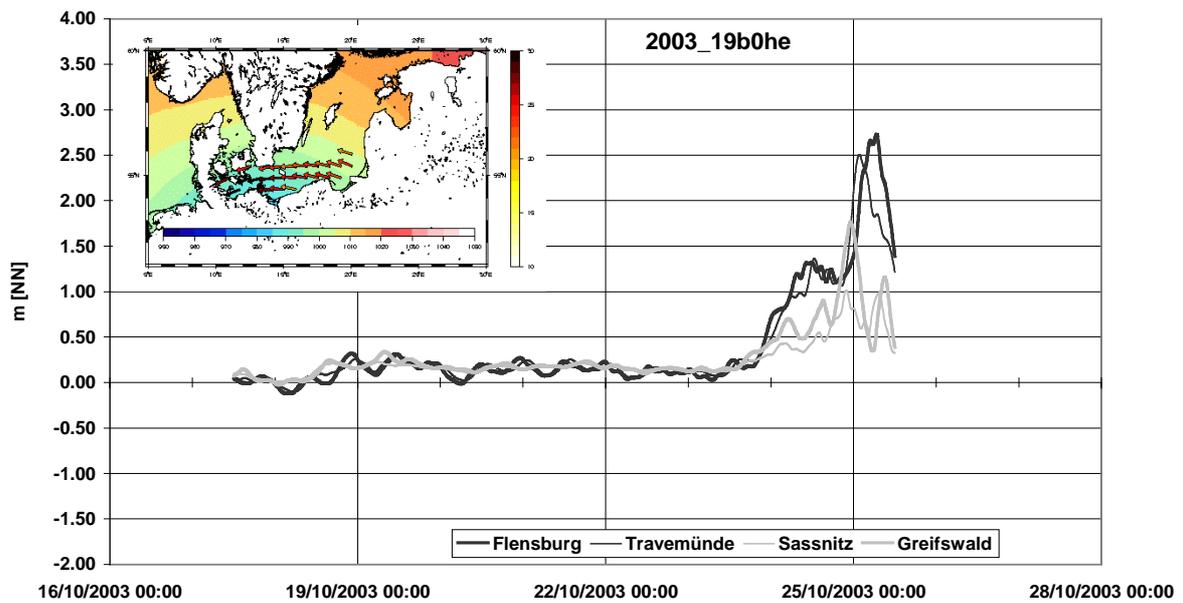


Abb. 8g: Wasserstandsverlauf an repräsentativen Orten und Starkwindband (>20 m/s) zum Zeitpunkt maximaler Windgeschwindigkeit über der Ostsee westlich von 16° Ost (24.10.2003 00:00).

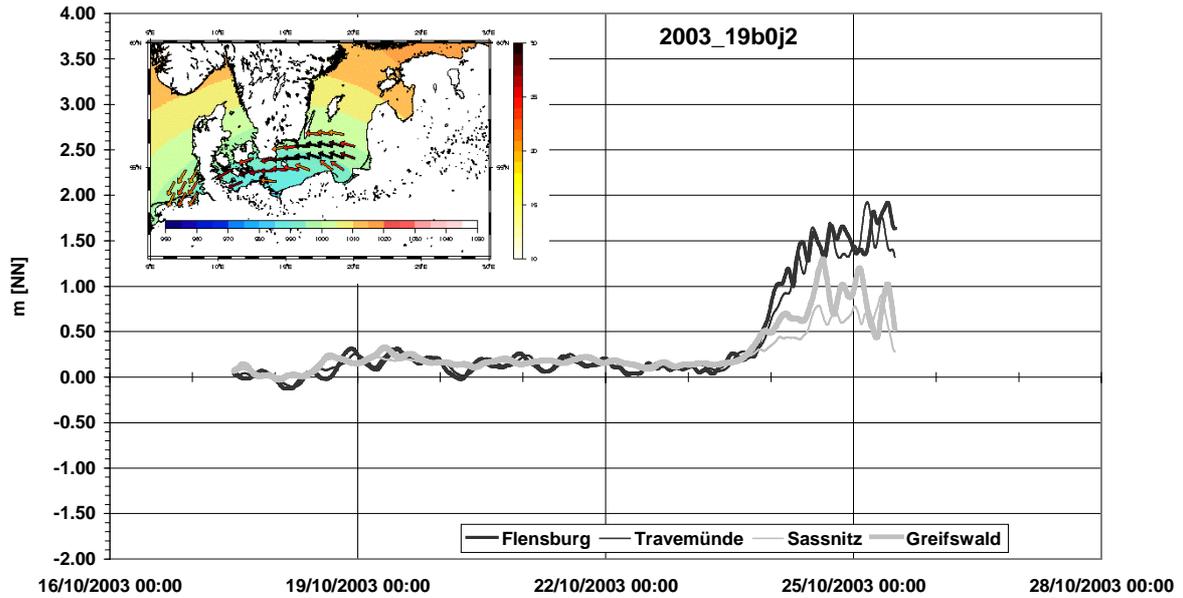


Abb. B8.8: Wasserstandsverlauf an repräsentativen Orten und Starkwindband (>20 m/s) zum Zeitpunkt maximaler Windgeschwindigkeit über der Ostsee westlich von 16° Ost (25.10.2003 3:00).

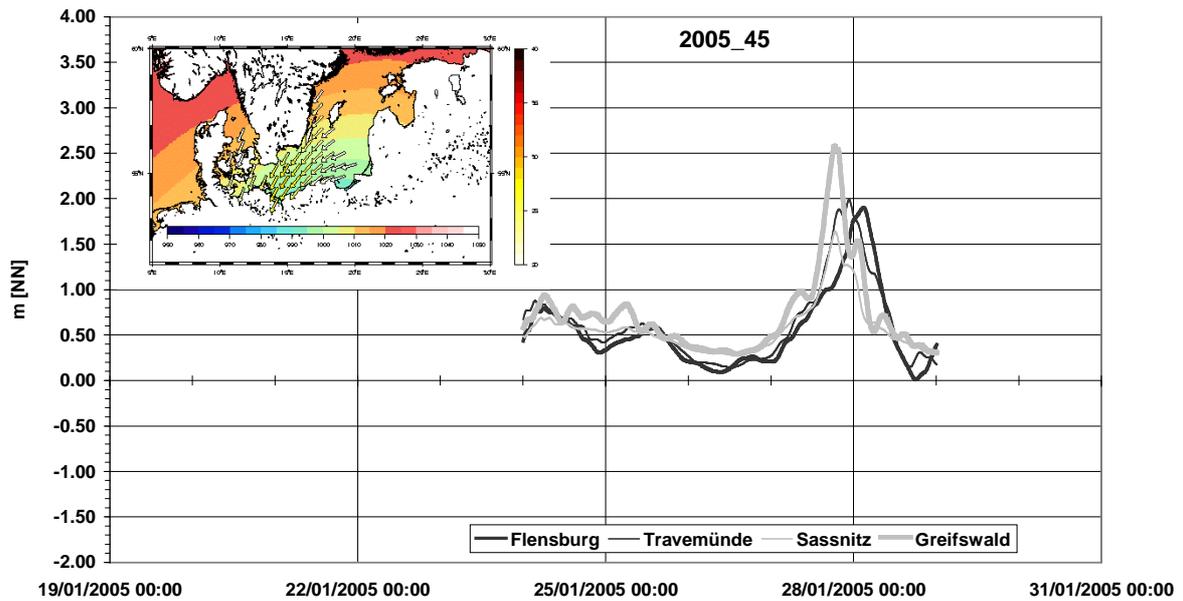


Abb. B8.9: Wasserstandsverlauf an repräsentativen Orten und Starkwindband (>20 m/s) zum Zeitpunkt maximaler Windgeschwindigkeit über der Ostsee westlich von 16° Ost (27.1.2005 17:00).

