

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 1.2

Variation von sturmfluterzeugenden Tiefdruckgebieten oder Sturmflutwetterlagen

Autoren	Benkel, A., Meinke, I.
Institut	Institut für Küstenforschung, GKSS-Forschungszentrum Geesthacht GmbH
Bearbeitungszeitraum	01.07.2005 – 31.10.2008
Fördernummer	BMBF 03KIS052 / KFKI 84
Datum	20.11.2008
Version	1.0

Zitierhinweis: Benkel, A., Meinke, I. (2008): Variation von sturmfluterzeugenden Tiefdruckgebieten oder Sturmflutwetterlagen, Abschlussbericht 1.2 zum KFKI-Verbundprojekt *Modellgestützte Untersuchungen zu extremen Sturmflutereignissen an der Deutschen Ostseeküste (MUSTOK)*, Geesthacht

Das Verbundprojekt wurde gefördert von:



Inhaltsverzeichnis

1. EINLEITUNG	5
2. METHODIK	7
2.1. Konzeption	7
2.2. Das Modell CLM bzw. COSMO	8
2.2.1. Allgemeines zum CLM	8
2.2.2. Antrieb und Modellkette	8
2.2.3. Modellgebiet und Auflösung des CLM	9
2.2.4. Spectral Nudging	10
2.3. Durchführung der Modifikation der Zykloneneigenschaften	13
2.3.1. Idee der Modifikation	13
2.3.2. Praktische Durchführung der Modifikation	13
3. ERGEBNISSE	15
3.1. Teil I: Vorarbeiten	15
3.1.1. Klassifizierung von Wetterlagen und zugehörigen Zyklonzugbahnen und –verlagerungsgeschwindigkeiten	15
3.1.2. Bestimmung der Zyklonenzuggeschwindigkeit in realen Fällen	16
3.1.3. Identifikation von für die Modifikation geeigneten Terminen	17
3.2. Teil II: Simulationen mit dem CLM	19
3.2.1. Validierung des Luftdrucks und Nutzen des Spectral Nudgings	19
3.2.2. Simulationen zur Erhöhung des Wasserstands	21
3.2.3. Diskussion zur unterschiedlichen bodennahen Windgeschwindigkeit im CLM und in den EPS-Läufen	29
4. ZUSAMMENFASSUNG UND FAZIT	31
5. LITERATURVERZEICHNIS	33

1. Einleitung

Die Ostsee ist als halbgeschlossenes Meeresbecken mit der Nordsee nur durch die Wasserstraßen Kleiner Belt, Großer Belt und Öresund verbunden. Der kleine Querschnitt dieser Wasserstraßen verhindert auf kurzen Zeitskalen eine wirkungsvolle Ankopplung des Wasserstandes der Ostsee an jenen der Nordsee über Mitschwingungszeiten. Der Tideeinfluss durch die Nordsee nimmt in seiner Amplitude östlich der Wasserstraßen rasch ab. Am Pegel Warnemünde beträgt der Tidenhub ca. 15-20 cm (z.B. Meinke, 1998).

Im Gegensatz zum Sturmflutgeschehen in der Deutschen Bucht tragen daher zur Entstehung von Sturmfluten in der Ostsee neben den reinen Windstauwirkungen auch noch Eigenschwingungen des Wasserkörpers und der Füllungsgrad der Ostsee bei. Alle Faktoren (Windstau, Eigenschwingung, Füllungsgrad) sind eng an die Zugbahn und Verlagerungsgeschwindigkeit des den Ostseeraum überquerenden Sturmtiefs verbunden.

Hohe Scheitelwasserstände entstehen, falls einzelne sturmfluterzeugende Faktoren besonders ausgeprägt ausfallen oder sich eine Wetterlage einstellt, die zu einer Überlagerung der einzelnen Faktoren führt. Von besonderem Interesse sind Sturmfluten mit sehr hohen Scheitelwasserständen, weil hiervon Risiken für den küstennahen Raum ausgehen.

Wie die deutsche Nordseeküste so ist auch die deutsche Ostseeküste durch eine luftdruck- und windinduzierte Erhöhung des Wasserstandes gefährdet. Obwohl im Ostseeraum die Überlagerung des Windfeldes mit der astronomischen Tide eine nur untergeordnete Rolle spielt, wird im Folgenden der Einfachheit halber auch für den Ostseeraum der oben eingeführte Begriff „Sturmflut“ verwendet.

Die Sturmfluten an der Ostseeküste können durchaus katastrophale Folgen haben, wie das Beispiel der Sturmflut von 1872 zeigt. Die Bemessung der Deiche an der deutschen Ostseeküste erfolgt anhand der 1872 gemessenen Wasserstände (DIE KÜSTE 66).

Die bei der Sturmflut von 1872 erreichten Wasserstände sind weitaus höher als alle anderen Wasserstandsmessungen an der deutschen Ostseeküste. Daher ist eine Einordnung des Ereignisses von 1872 hinsichtlich seiner Eintrittswahrscheinlichkeit außerordentlich problematisch.

Mit dem Projekt MUSTOK wurde ein Versuch unternommen, den Entstehungsprozess des Ereignisses von 1872 besser zu verstehen und vor allem die Eintrittswahrscheinlichkeiten von sehr hohen Wasserständen sicherer quantifizieren zu können.

Innerhalb des Projekts MUSTOK dient das Teilprojekt MUSE-Ostsee dazu, durch den Einsatz von realitätsnahen meteorologischen und ozeanografischen numerischen Modellen eine größere Fallzahl von sturmflutrelevanten Situationen (in der Modellwelt) zu erzeugen. Damit lässt sich die Eintrittswahrscheinlichkeit von Extremereignissen besser abschätzen.

Der hier vorliegende Abschlussbericht beschreibt die Arbeiten, die am GKSS-Forschungszentrum im Rahmen von MUSE-Ostsee durchgeführt wurden. Ziel der

Arbeiten am GKSS-Forschungszentrum war es, eine Abschätzung zu finden, ob durch geringfügige Änderungen der Zyklonenzugbahn (also Verlagerungsgeschwindigkeit und Lage des Zentrums des Zyklons) eine nennenswerte Änderung des Wasserstands eintritt, wenn diese Modifikation in einer bereits ausgeprägten stauwirksamen Wetterlagen angesetzt wird. Die in der Modellwelt eingetretene Realisation eines Sturmflutgeschehens wird künstlich beeinflusst, im Sinne von „was wäre, wenn die sturmfluterzeugende Zyklone nur etwas langsamer gezogen wäre und sich daraus eine längere Wirkdauer für den Windstau ergeben hätte“.

Dazu wurden mit dem regionalen Klimamodell CLM numerische Simulationen durchgeführt. Das CLM war Teil einer Modellkette. Die Antriebsdaten für das CLM entstammen den EPS-Simulationen des DWD (Schmitz, 2007). Die Simulationsergebnisse des CLM wurden ihrerseits zum Antrieb des Ozeanmodells des BSH verwendet.

Die Idee zur Variation der Zyklonenzeigenschaften wurde umgesetzt, indem die Antriebsdaten des CLMs in zeitlich gestreckter oder gestraffter Folge eingelesen werden.

2. Methodik

2.1. Konzeption

Die Ostsee ist ein halbgeschlossenes Meeresbecken. Entsprechend gibt es neben den anderen Einflussfaktoren auf den Wasserstand, wie Luftdruck, Wind (Windrichtung, Windgeschwindigkeit, Wirkdauer, Wirklänge (=fetch)), noch die Vorfüllung des Beckens und die Eigenschwingung des Beckens. Beide (Eigenschwingung wie Vorfüllung) hängen von meteorologischen Randbedingungen ab. Der im folgenden dargestellte Ansatz der Projektbearbeitung zielt darauf ab, alle meteorologischen Einflussfaktoren auf den Wasserstand gemeinsam zu variieren.

Grundsätzlich ist von einer Superposition der oben genannten Faktoren auszugehen. Die Annahme ist, dass ein lang anhaltender Wind aus Nordost in Verbindung eines davon entkoppelten eigenschwingungsbedingten hohen Wasserstandes zu noch höheren Wasserständen als ohne Überlagerung führen wird. Im Laufe des Projekts MUSTOK wurde am BSH durch numerische Simulationen mit einem Ozeanmodell herausgefunden, dass sich diese Überlagerungen bei extremen Wasserständen, wie sie für die Projektzielsetzung von MUSTOK relevant sind, nicht einfach linear addieren lassen. Im Gegenteil: Bei extrem hohen Wasserständen sind der Einfluss der Eigenschwingung und der Vorfüllung im Vergleich zu lokalen Windstau verschwindend bis auf Änderungen im cm-Bereich, wie am nachgerechneten Beispiel der Sturmflut von 1872 gezeigt wurde (Bork, 2009).

Da in der Projektzielsetzung die Erzielung besonders hoher Wasserstände im Vordergrund stand, wurde in den Simulationen zur Modifikation der Zyklonenzugeigenschaften Wetterlagen ausgewählt, die bereits unmodifiziert zu einem möglichst hohen Wasserstand führten.

Die Modifikation der Zyklonenzugeigenschaften soll – soweit dies bei einem manipulativen Eingriff überhaupt leistbar ist – physikalisch weitgehend konsistent bleiben. Daher wird nicht einfach der Modelloutput eines meteorologischen Modells verändert und dann in dieser veränderten Form direkt zum Antrieb des Wasserstandsmodells des BSH benutzt. Vielmehr wird diese Veränderung erzielt beim Antrieb des CLM mit seinen – dann entsprechend modifizierten - Antriebsdaten. Die Antriebsdaten stehen in stündlicher Auflösung zum Antrieb des CLM bereit. Sie müssen linear in der Zeit interpoliert werden, um dem Modell CLM zu jedem internen Zeitschritt die benötigten Randwerte bereitzustellen (alle 5 Minuten, wenn das CLM in der räumlichen Auflösung von $0,44^\circ$ betrieben wird). Im Rahmen dieser ohnehin nötigen zeitlichen Interpolation werden im Falle eines Modelllaufs mit modifizierten Zykloneneigenschaften dem CLM die Antriebsdaten in zeitlich verändertem Ablauf bereitgestellt. Beispielsweise in der Form, dass ein eigentlich 5 Stunden dauernder Ablauf auf 6 Stunden gestreckt wird. Durch die Modifikation wird in die Realisation einer möglichen Wetterentwicklung eingegriffen. Daher wird diese neue, künstlich geschaffene, Realisation zunächst nur zum Antrieb eines regionalen Klimamodells, dem CLM, benutzt. Im CLM entsteht bei der Simulation eine neue Realisation, die aber physikalisch konsistent aus den bereitgestellten Antriebsdaten gerechnet wird. Um dem Kriterium der physikalischen Konsistenz noch weiter Rechnung zu tragen, wird ein zusätzliches Plausibilitätskriterium eingefügt. Die

Zyklone darf nach der Manipulation nicht schneller oder langsamer ziehen, als für sie in der Realität für diese spezielle Wetterlage beobachtet wurde.

Um die Modifikation der Zyklonenzugeigenschaften im Sinne der Projektzielsetzung ausführen zu können, waren daher folgende Arbeitsschritte nötig:

1. Bestimmung der Zyklonenzuggeschwindigkeit in realen Fällen
2. Identifikation von für die Modifikation geeigneten Terminen
3. Auswahl der Termine und Simulation der Wetterlage mit dem CLM
4. Auswahl von Wetterlagen mit extremen Wasserständen bereits ohne Modifikation
5. Simulation von Extremwetterlagen mit zusätzlicher Modifikation

Die Punkte 1. und 2. werden in den Kapiteln 3.1 und 3.2 weiter ausgeführt.

2.2. Das Modell CLM bzw. COSMO

2.2.1. Allgemeines zum CLM

Die numerischen Simulationen zum Wettergeschehen wurden mit dem regionalen Klimamodell CLM (jetzt umbenannt in COSMO-CLM) durchgeführt. Das CLM ist ein nicht-hydrostatisches Modell. Eine umfassende Dokumentation zum CLM findet sich auf der Homepage des COSMO-Konsortiums (COSMO, 2008) unter <http://www.cosmo-model.org>. Das CLM ist die Klimaversion des regionalen numerischen Wettervorhersagemodells COSMO, bzw. (vormals:) LM (Lokalmodell) (Doms et al., 2006a, Doms et al., 2006b) des Deutschen Wetterdienstes (DWD). Die numerischen Simulationen wurden mit dem CLM durchgeführt, weil dieses die Möglichkeit des Spectral Nudging bietet. Diese Möglichkeit war in der seinerzeit verfügbaren Version des LM nicht implementiert.

2.2.2. Antrieb und Modellkette

Als regionales Klimamodell muss das CLM initialisiert werden sowie an den lateralen Rändern Informationen aus dem das Modell antreibenden Datensatz erhalten. Als Antriebsdaten standen zum einen die Re-Analysen des US-amerikanischen National Centers for Environmental Prediction (NCEP) (NCEP Re-Analysen) sowie des europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (EZMW) (ERA-40 Re-Analysen) zur Verfügung. Zum anderen wurden im Projekt MUSTOK vom Deutschen Wetterdienst (DWD) Ensemblevorhersagen des Ensemble Prediction System (EPS) des Europäischen Zentrums für Mittelfristige Wettervorhersagen (EZMW, engl: ECMWF) als Antriebsdaten bereitgestellt (Schmitz, 2007). Aus der Schar von EPS-Vorhersagen wurden durch den DWD jene als Antriebsdatensatz für das Regionalmodell COSMO ausgewählt, die das Potential einer außergewöhnlich stauwirksamen Wetterlage hatten. Als Kriterium diente die maximale Windgeschwindigkeit in Kombination mit der Windrichtung über der südwestlichen Ostsee (Schmitz, 2007). Die Methodik der Auswahl geeigneter Realisationen aus der Schar der Ensemblesimulationen des ECWMF wird ausführlich im Abschlussbericht von Schmitz (2007) diskutiert. Im folgende wird auch die

Wortwahl aus dem Abschlussbericht übernommen, und die jeweiligen EPS-Realisationen werden als Member bezeichnet.

Die mit dem CLM erzeugten meteorologischen Felder wurden an das BSH weitergegeben, wo sie zum Antrieb des BSH-Modellsystems verwendet wurden. Mit dem baroklinen dreidimensionalen hydrostatischen Ozeanmodell des BSH wurden dann die Wasserstandsverläufe und die Scheitelwasserstände für die Pegel an der deutschen Ostseeküste berechnet. Die Ergebnisse der BSH-Berechnungen wurden an das GKSS-Forschungszentrum mitgeteilt.

2.2.3. Modellgebiet und Auflösung des CLM

Das Modellgebiet des CLM in den MUSTOK-Simulationen ist in Abbildung 1 dargestellt. Abbildung 2 zeigt die Land-See-Verteilung des CLM in der 0,44°-Auflösung für den Ostseeraum. Tabelle 1 verweist auf die generelle Konfiguration der Modellläufe.



Abbildung 1: Modellgebiet der CLM-Simulation.

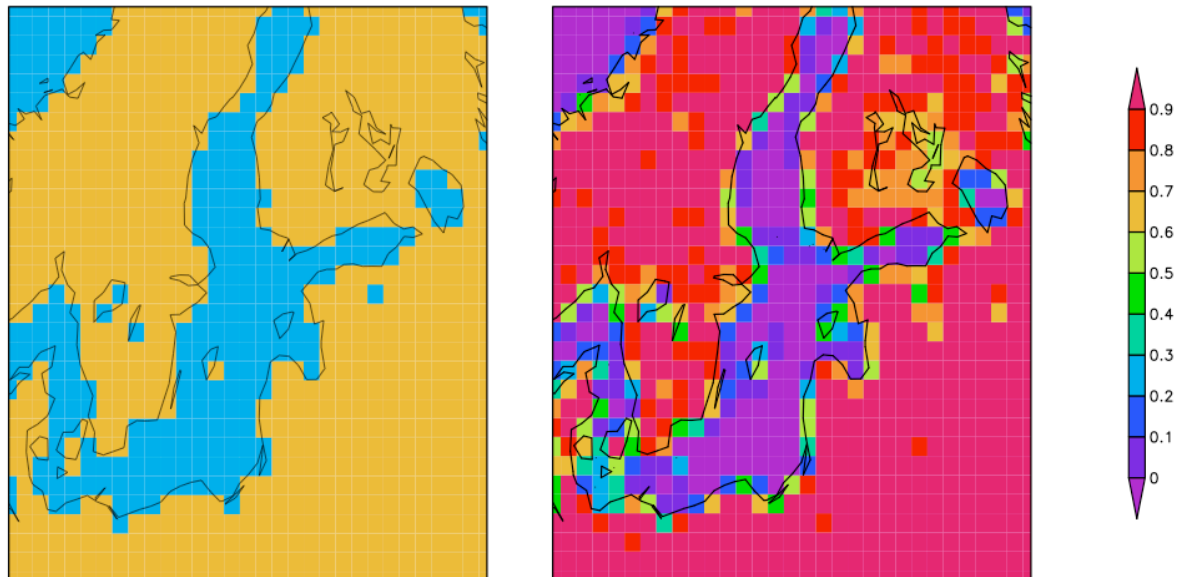


Abbildung 2: Land-See-Maske (links) und fraktioneller Landanteil (rechts) des CLM in der 0.44 Grad Version im Ostseeraum.

Tabelle 1: Kenngrößen zum Modelllauf des CLM

Gitterpunkte / Modellniveaus	80 (x), 79 (y) / 32 hybride Modellniveaus
Pol des rotierten Gitters	39,25° N / 162° W
Horizontale Auflösung	0,44° (ca. 49 km)
Eckpunkte des Modellgebiets	Nordwest: 32,02° W / 61,94°N Nordost: 49,26°O / 67,03°N Südwest: 7,52°W / 31,48°N Südost: 32,44° O / 34,14°N
Zeitschritt	300 s
Modellversion	CLM 3.21
Spongezone (lateral Übergangsbereich zum Modellrand)	8 Gitterpunkte

2.2.4. Spectral Nudging

Das regionale Klimamodell CLM kann wie oben erwähnt im „Spectral-Nudging“-Modus betrieben werden. Der klassische Antrieb eines regionalen Klimamodells erfolgt durch eine einmalige Initialisierung des angetriebenen regionalen Modells mit den benötigten Antriebswerten und durch die Bereitstellung und Übergabe von Randwerten durch die Antriebsdaten (z.B. von einem antreibenden Modell oder von Re-Analysedaten). D.h. nach erfolgter Initialisierung erhält das regionale Modell nur noch Informationen über die lateralen Ränder.

Beim Einsatz des Spectral Nudgings (Waldron et al., 1996, von Storch et al., 2000) erhält das regionale Modell auch im Inneren des Modellgebietes Informationen aus den

Antriebsdaten. Zum Antrieb des regionalen Modells im Inneren des Modellgebiets wird dem Regionalmodell die großskalige Eigenschaft bestimmter Variablen übertragen, d.h. es wird auf kleine Wellenzahlen „genudged“. Die Strenge des Nudgings nimmt im Allgemeinen zum Boden hin ab.

In einer anschaulichen Vorstellung sieht die Methodik des Spectral Nudgings so aus, dass das Regionalmodell die Antriebsdaten zu einem definierten Prozentsatz in die Berechnung seiner – dafür ausgewählten - prognostischen Variablen übernimmt. Das „spectral“ bezieht sich hierbei darauf, dass diese Berechnung im Spektralraum erfolgt, d.h. je nach spezifizierter Wellenzahl übernimmt das Regionalmodell nur großräumige Strukturen (bei eingestellter kleiner Wellenzahl) oder auch kleinräumige Strukturen (bei großer Wellenzahl) aus den Antriebsdaten. Großräumige Strukturen sind hierbei beispielsweise durch das Modellgebiet durchlaufende Tröge aus planetaren Wellen (Rossby-Wellen), kleinere Strukturen Zirkulationseigenschaften in der Nähe einer Zyklone. Im Extremfall aus (aus der Gitterpunktszahl vorgegebener) maximaler Wellenzahl und maximaler Gewichtung (= Strenge) bedeutet dies, dass das Regionalmodell nach jedem Zeitschritt die berechnete Variable mit dem Wert des Antriebsdatensatz für diese Variable vollständig überschreibt. Eine detaillierte Beschreibung der Methodik des Spectral Nudging findet sich in Waldron et al. (1996).

Dadurch, dass im Regelfall nur Informationen aus den großskaligen Eigenschaften an das Regionalmodell übertragen werden, kann sich das Regionalmodell in kleineren Skalen frei entwickeln. Gleichzeitig aber wird durch das „Nudgen“ der großen Skalen verhindert, dass sich im Verlauf der numerischen Simulation die großskalige Zirkulation des Regionalmodells vollständig von jener in den das Regionalmodell antreibenden Daten entfernt (vgl. Kapitel 3.2.1).

Aus diesen Gründen ist das „Spectral Nudging“ eine geeignete Methode insbesondere in der Hindcast-Sturmflutsimulation. Die Zyklonen werden auf diese Weise auch im Regionalmodell dort simuliert, wo sie sich in den Antriebsdaten befanden (vgl. Kapitel 3.2.1). Dies ist für die Simulation von hohen Sturmfluten eine wichtige Voraussetzung. Hier soll bei der Simulation der Wetterlage mit einem regionalen Klimamodell nach Möglichkeit der spezifische Charakter einer extremen Wetterlage erhalten bleiben. Das CLM wird damit sozusagen gezwungen, aus der Schar seiner möglichen Realisierungen eher jene einzunehmen, die dichter an den bereits extremen der Antriebsdaten sind. Einer möglichen Abschwächung des extremen Charakters einer modellierten Wetterlage wird so entgegengetreten.

In den hier durchgeführten Simulationsläufen mit dem Regionalmodell COSMO sollte das Spectral Nudging anhand des Horizontalwindes (die u - und v -Komponenten des Windes) erfolgen. Dies ist die auch in der Literatur, z.B. in von Storch et al. (2000), üblicherweise verfolgte Vorgehensweise. Im Verlauf der Projektbearbeitung stellte sich heraus, dass diese auch in der Literatur übliche Form des Spectral Nudgings nicht geeignet war, dass CLM hinreichend zur Übernahme der modifizierten Antriebsdaten zu zwingen, ohne dabei offensichtliche Störungen in der Berechnungen anderer prognostischer Variablen wie des Bodendruckes zu erhalten. Infolgedessen wurde das Spectral Nudging statt anhand der Variablen u und v mit den Variablen Luftdruck, Temperatur und spezifischer Feuchte (jeweils in allen Modellniveaus) durchgeführt.

Im Normalfall erfolgt das Spectral Nudging eines regionalen Klimamodells vor allem in

den höheren Atmosphärenschichten und bleibt auch in diesen auf die großen Skalen und auf kleine Gewichtungsfaktoren (z.B. 0,05) beschränkt. Abbildung 3 zeigt die Höhenabhängigkeit der Gewichtung des Spectral Nudgings.

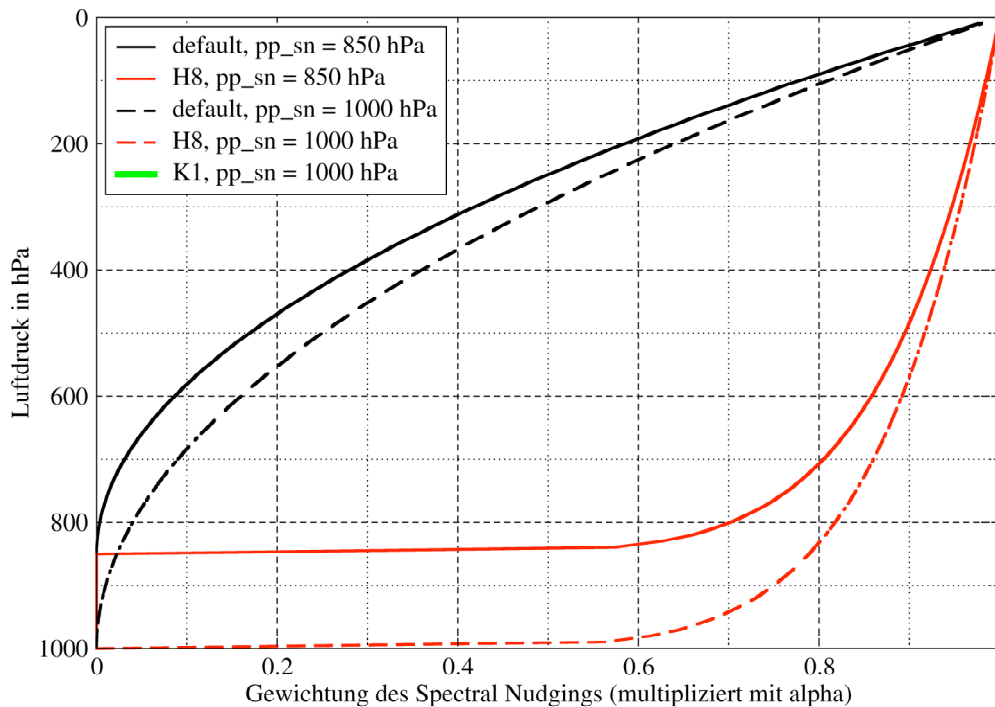


Abbildung 3: Höhenabhängige Gewichtung des Spectral Nudgings im CLM. Die schwarze Kurve zeigt den im Standard-Modell-Quellcode vorgegeben Verlauf. Die roten Linien stehen für einen versuchsmäßig veränderten Verlauf (H8), die grüne Linie zeigt die Gewichtung 1 an (Versuchskonfiguration K1, mit K1 für Konstant Eins). Die Unterscheidung in die durchgezogene und die gestrichelte Linie stellt sich wie folgt dar: Durchgezogene Linie: Spectral Nudging ist wirksam oberhalb von 850 hPa, gestrichelte Linie: Spectral Nudging ist wirksam bis zum Boden

Der höhenabhängige Verlauf des Gewichts des Spectral Nudging wird nach

Gleichung 1:
$$\eta = \alpha \cdot \left(1 - \frac{p}{pp_sn}\right)^b$$

berechnet. η bezeichnet hierbei die Gewichtung (0...1) des Spectral Nudgings, α ist ein vorgegebener Koeffizient (default: 0,05), p bezeichnet das Druckniveau, pp_sn das unterste Druckniveau bis zu dem das Spectral Nudging wirken soll. b ist üblicherweise 2, was zum Verlauf default in Abbildung 3 führt. Die rote Linie in Abbildung 3 ist mit $b=1/8$ gerechnet, die grüne mit $b=0$, wodurch die Gewichtung des Spectral Nudging nur noch von α abhängt.

Neben dem höhenabhängigen Verlauf des Spectral Nudgings kann über eine Namelist in der Ablaufsteuerung des CLM auch noch die Strenge des Spectral Nudgings hinsichtlich

der Wirksamkeit auf unterschiedliche horizontale Skalen eingestellt werden. Dies erfolgt durch die Wahl der maximalen Wellenzahl, auf die das Spectral Nudging wirken soll.

2.3. Durchführung der Modifikation der Zykloneneigenschaften

2.3.1. Idee der Modifikation

Um den Einfluss zeitlich leicht veränderter Verlagerungseigenschaften der Sturmtiefs auf die Wind- und Luftdruckverhältnisse (und damit letztlich auch auf die Wasserstände) quantifizieren zu können, wurden Simulationen mit dem Regionalmodell CLM mit modifizierten Antriebsdaten durchgeführt. Hierbei sind die Antriebsdaten dergestalt modifiziert, dass beispielsweise eine stauwirksame Wetterlage in den Antriebsdaten länger anhält. Über das Spectral Nudging erhält auch das Innere des Modellgebiets die Information über die großskalige Situation in den modifizierten Antriebsdaten. Dadurch wird das Modell gezwungen, nicht nur an den Rändern, sondern auch im Untersuchungsgebiet die Antriebsdaten zumindest teilweise zu übernehmen.

Gegenüber einem direkten Modifizieren jener meteorologischen Größen, mit denen die Wasserstandsmodelle angetrieben werden, hat das Zwischenschalten eines physikalischen Regionalmodells den Vorteil der physikalischen Konsistenz, vor allem im Bereich der atmosphärischen Grenzschicht. Das Regionalmodell CLM wird standardmäßig nur oberhalb der atmosphärischen Grenzschicht und an seinen lateralen Rändern zur Annahme der nicht physikalisch konsistent zeitlich variierenden Antriebswerte gezwungen. In der Grenzschicht über dem Untersuchungsgebiet stellt sich im Modell wieder ein – sich aus der numerischen Lösung der Modellgleichungen ergebender – physikalisch begründbarer Zustand ein. In der praktischen Vorgehensweise im Projekt MUSTOK musste jedoch von diesem nur leichten Eingriff, der sich nur außerhalb der Grenzschicht abspielte, Abstand genommen werden. Es wurde stattdessen mit einem stärker ausgeprägten Spectral Nudging gearbeitet. Andernfalls wären die Sensitivitätsstudien hinsichtlich der Wasserstandsänderungen wegen zu geringer Änderungen des atmosphärischen Ablaufs nicht durchführbar gewesen.

Die Modifikation der das CLM antreibenden Daten erfolgt zudem in einem Rahmen, durch den sichergestellt ist, dass keine Zyklonenverlagerungsgeschwindigkeiten entstehen, die außerhalb beobachteter Werte liegen. Dazu wurden als Vorarbeiten Untersuchungen zu den in der Realität beobachteten Verlagerungsgeschwindigkeiten sturmfluterzeugender Zyklonen durchgeführt (vgl. Kapitel 3.2).

2.3.2. Praktische Durchführung der Modifikation

In der praktischen Durchführung der Modifikation müssen zunächst die grundsätzlichen technischen Fragestellungen gelöst werden, die beim Betrieb eines regionalen Klimamodells auftreten. Die Antriebsdaten für das CLM müssen in einem für das CLM lesbaren Format und dem Gitter des CLM vorliegen. Dazu ist zum einen eine Interpolation auf das Gitter des CLM notwendig. Zum anderen sind verschiedene Schritte nötig, um dem CLM Antriebsdaten in einem lesbaren Format zur Verfügung zu stellen. Das CLM

wird im vorliegenden Fall mit Daten im Format netCDF angetrieben und stellt auch die Ausgabedaten im Format netCDF zur Verfügung. Das folgende Prozedere bezieht sich beispielhaft auf die Verwendung der im meteorologischen Datenformat GRIB vorliegenden Daten des EPS (vgl. Schmitz, 2007).

Die EFS Member liegen im also GRIB Format vor, während das CLM standardmäßig mit Feldern in NetCDF Format angetrieben wird. Somit bestehen zwei Möglichkeiten: Entweder das Modell wird dahingehend angepasst, dass Daten im GRIB Format gelesen werden können, oder es müssen Programme geschrieben werden, mit denen die EPS Member in GRIB Format in NetCDF Format ungewandelt werden. Verschiedene Tests haben ergeben, dass letztere Möglichkeit am besten in die Praxis umgesetzt werden kann: Für die Konvertierung werden die im GRIB Format vorliegenden EPS Member zunächst in ein ieee Format konvertiert. Dieses dient als Übergangsformat, welches dann in NetCDF umgewandelt wird. Bei den Umwandlungen müssen die CLM Namenskonventionen berücksichtigt werden. Außerdem muss der Modellgebietsausschnitt angepasst werden und für die Interpolationsroutine müssen die Bodenschichten und die Modelllevel angepasst werden. Unter Berücksichtigung der oben beschriebenen Punkte ist es nun möglich, das CLM mit den vom DWD ausgewählten EPS Membern anzutreiben.

Im Fall der Modifikation der Zyklonengeschwindigkeit hat sich nachfolgende Vorgehensweise als brauchbar herausgestellt. Für die Referenzsimulation mit den unmodifizierten Antriebsdaten erfolgt die Aufbereitung der Antriebsdaten nach der im obigen Absatz vorgestellte Vorgehensweise. Diese Aufbereitung ist beendet, wenn die Daten die Interpolationsroutine des CLM durchlaufen haben. An diesem Punkt setzt die Manipulation der bereits auf das CLM-Gitter interpolierten Antriebsdaten an. Mittels der nco-Software (Zender, 2007) werden alle Variablen eines Zeitpunktes des originalen Antriebsdatensatzes auf einen neuen Zieltermin umgerechnet. Dies erfolgt durch lineare zeitliche Interpolation. Um beispielsweise einen 5-stündigen Zeitraum in einen 6-stündigen umzuwandeln, d.h. zu strecken, wird wie folgt vorgegangen:

$$NEU(0h) = ALT(0h)$$

$$NEU(1h) = 0,167 \cdot ALT(0h) + 0,833 \cdot ALT(1h)$$

$$NEU(2h) = 0,333 \cdot ALT(1h) + 0,667 \cdot ALT(2h)$$

$$NEU(3h) = 0,5 \cdot ALT(2h) + 0,5 \cdot ALT(3h)$$

$$NEU(4h) = 0,667 \cdot ALT(3h) + 0,333 \cdot ALT(4h)$$

$$NEU(5h) = 0,833 \cdot ALT(4h) + 0,167 \cdot ALT(5h)$$

$$NEU(6h) = ALT(5h)$$

Sinngemäß das gleiche gilt, wenn z.B. ein 12-stündiges Antriebsintervall um 3 Stunden auf 15 Stunden gestreckt werden soll.

3. Ergebnisse

3.1. Teil I: Vorarbeiten

3.1.1. Klassifizierung von Wetterlagen und zugehörigen Zyklonzugbahnen und –verlagerungsgeschwindigkeiten

Ein wichtiges Kriterium bei der Simulation von Sturmtiefs ist die physikalische Konsistenz. Diese muss auch nach Modifikation der Zugeigenschaften gewährleistet sein. In diesem Zusammenhang sind verschiedene Untersuchungen und Überlegungen durchgeführt worden. Zunächst wurden Zuggeschwindigkeiten bisheriger Ostseesturmfluten analysiert. Die Zuggeschwindigkeiten, mit denen Sturmtiefs über die Ostsee ziehen, liegen zwischen 10 und 90 km/h. Bei der Klassifikation der Zyklonzugbahn zeigte sich, dass die vier sturmflutrelevanten Zyklonzugbahnen (NW, W, NO, Vb) (vgl. Meinke, 1998) bei 21 von 29 verschiedenen Großwetterlagen nach Hess und Brezowski (1977) auftraten. Eine überschaubare Klassifizierung ist damit nicht möglich.

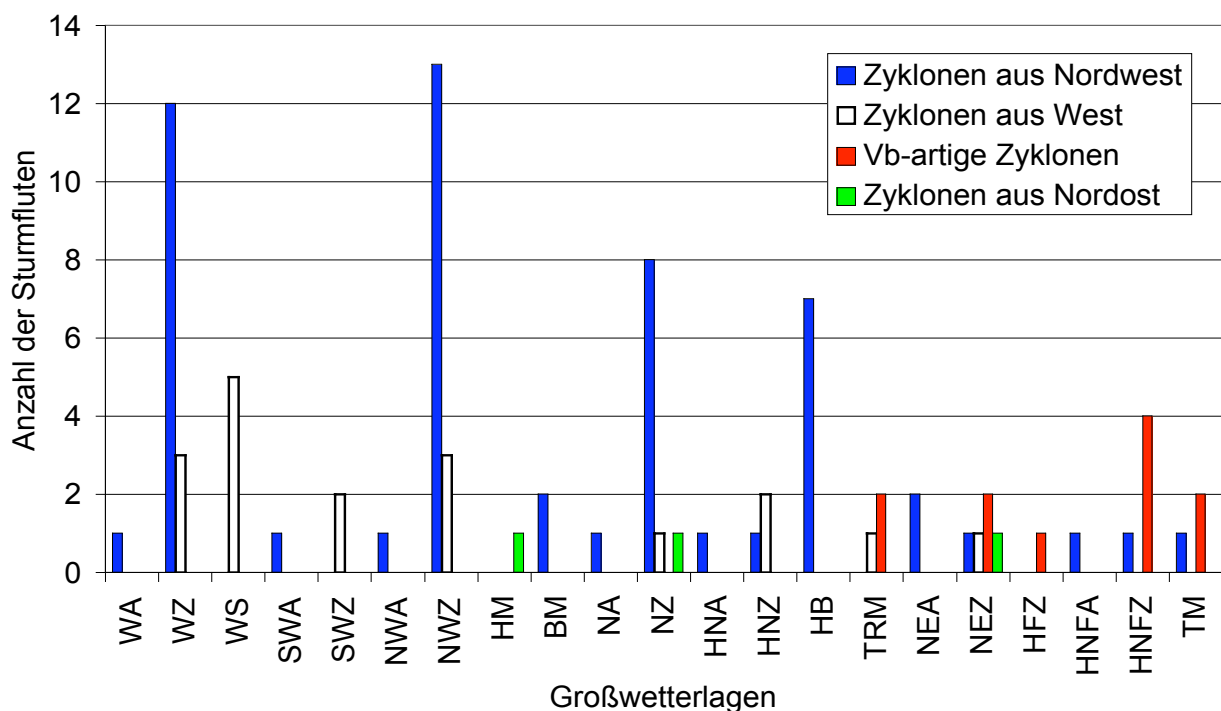


Abbildung 4: Verteilung sturmflutrelevanter Zyklonzugbahnen auf Großwetterlagen (1953-1997).

Als geeignetes Unterscheidungskriterium wurde daher die Phase der Nordatlantischen Oszillation (NAO) gewählt. Je nach Phase des täglichen NAO Index wurden untere und obere Grenzen für die Zyklonzuggeschwindigkeit festgesetzt, die auch im Falle einer vorgegebenen Erhöhung bzw. Verlangsamung der Verlagerungsgeschwindigkeit nicht über- bzw. unterschritten werden dürfen. Simulationen, in denen nach explizitem Eingriff in die Verlagerungsgeschwindigkeit der in natura beobachtete Bereich verlassen würde, blieben folglich in den Analysen unberücksichtigt.

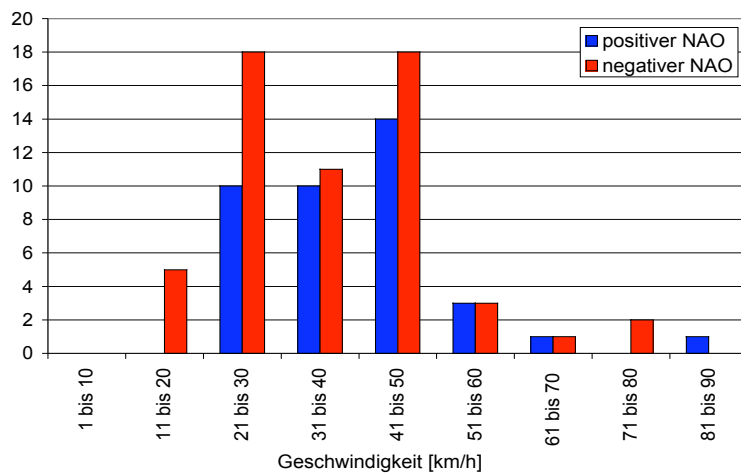


Abbildung 5: Zyklonenzuggeschwindigkeiten sturmfluterzeugender Zyklonen bei positivem und negativem NAO-Index (1953 bis 1997).

3.1.2. Bestimmung der Zyklonenzuggeschwindigkeit in realen Fällen

Um die Verlagerungsgeschwindigkeit der sturmfluterzeugenden Zyklonen in einem realistischen Rahmen variieren zu können, müssen zunächst die In Tabelle 1 werden sturmfluterzeugende Zyklonen hinsichtlich ihrer Wetterlage, Zirkulationsform und Zuggeschwindigkeit aufgeführt. Die Bedeutung der einzelnen Punkte wie NAO und Geschwindigkeitsbereiche wird weiter unten im Text erläutert.

Tabelle 2: Geschwindigkeitsbereiche von realen Ostseesturmfluten

Datum	Wetterlage	Zirkulationsform	NAO	Zuggeschwindigkeit [km/h]	Geschwindigkeitsbereiche
4/1/1954	NE	meridional	-	42	13 bis 79 km/h
25/11/1955	NW-C	meridional	-	46	13 bis 79 km/h
14/12/1957	Vb	meridional	-	79	13 bis 79 km/h
14/1/1960	Vb	meridional	-	54	13 bis 79 km/h
10/12/1960	Vb	meridional	-	25	13 bis 79 km/h
18/2/1962	NW-B	gemischt	+	21	21 bis 83 km/h
12/1/1968	NW-A	meridional	-	17	13 bis 79 km/h
4/1/1976	NW-A	zonal	-	50	13 bis 79 km/h
8/2/1983	NW-A	meridional	-	25	13 bis 79 km/h
12/1/1987	Vb	meridional	-	63	13 bis 79 km/h
15/2/1979	W	zonal	-	29	13 bis 79 km/h
19/12/1986	NW-B	zonal	+	50	21 bis 83 km/h
28/11/1983	W	gemischt	-	46	13 bis 79 km/h
30/11/1988	NW-B	zonal	+	46	21 bis 83 km/h
21/2/1993	NW-B	gemischt	-	50	13 bis 79 km/h
3/1/1995	Vb	meridional	+	46	21 bis 83 km/h
3/11/1995	NW-B	meridional	-	46	13 bis 79 km/h
17/02/2002	NW-A	zonal	-	59	13 bis 79 km/h

3.1.3. Identifikation von für die Modifikation geeigneten Terminen

In diesem Kapitel wird am Beispiel von drei der höchsten in der Realität in den letzten 55 Jahren eingetretenen Sturmfluten am Pegel Warnemünde (Abbildung 6) die Idee der veränderten Zuggeschwindigkeit erläutert.

Abbildung 7 veranschaulicht die Möglichkeit, dass die Sturmflut vom 3./4.11.1995 hätte noch höher ausfallen können, wenn die windschubgenerierte Wasserstandserhöhung in der zweiten Tageshälfte am 3.11.1995 länger angehalten hätte.

Abbildung 8 zeigt Manipulationsmöglichkeiten am Beispiel der Sturmflut vom 04.01.1954.

Abbildung 9 zeigt – ähnlich wie Abbildung 7 – unter welchen veränderten Zyklonenzuggeschwindigkeiten eine Erhöhung des Scheitelwasserstands an der westlichen deutschen Ostseeküste zu erwarten gewesen wäre. Hier hätte eine längere Wirkdauer des Windes aus Nordost (vgl. Stromlinienbild in Abbildung 7) wahrscheinlich zu einem höheren Scheitelwasserstand geführt.

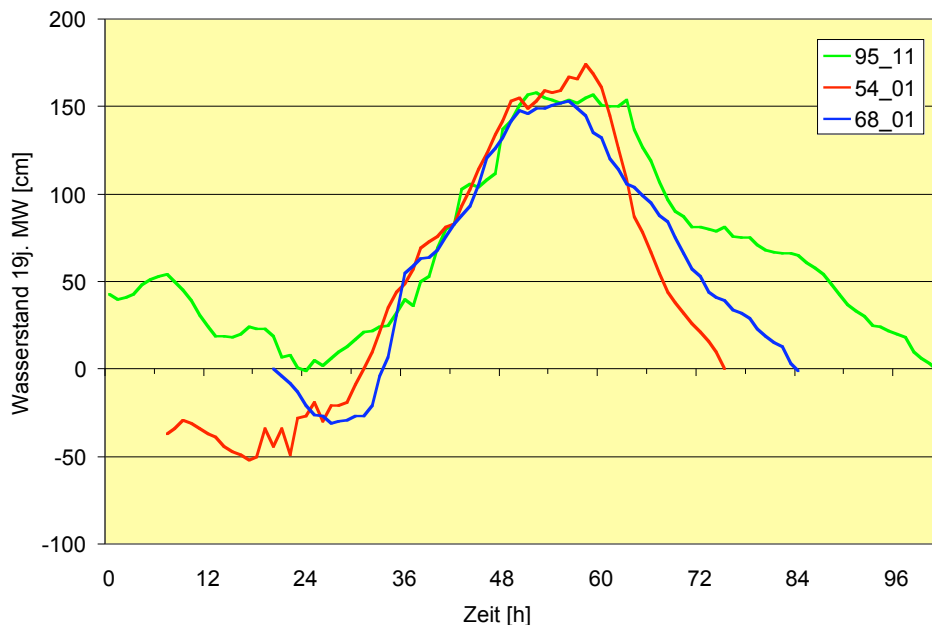


Abbildung 6: Wasserstandsverlauf am Pegel Warnemünde.

Sturmflut vom 3.-4.11.1995

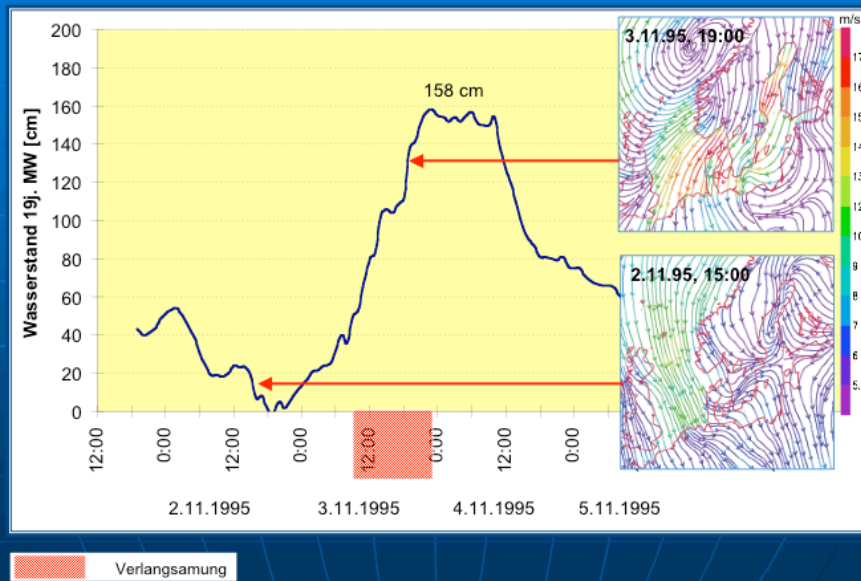


Abbildung 7: Wasserstandsverlauf am Pegel Warnemünde. Vorschläge zu variierter Zyklonenzuggeschwindigkeit zur Erzielung höherer Scheitelwasserstände. Stromlinien: Simulationsergebnisse mit dem CLM.

Sturmflut 4.1.1954

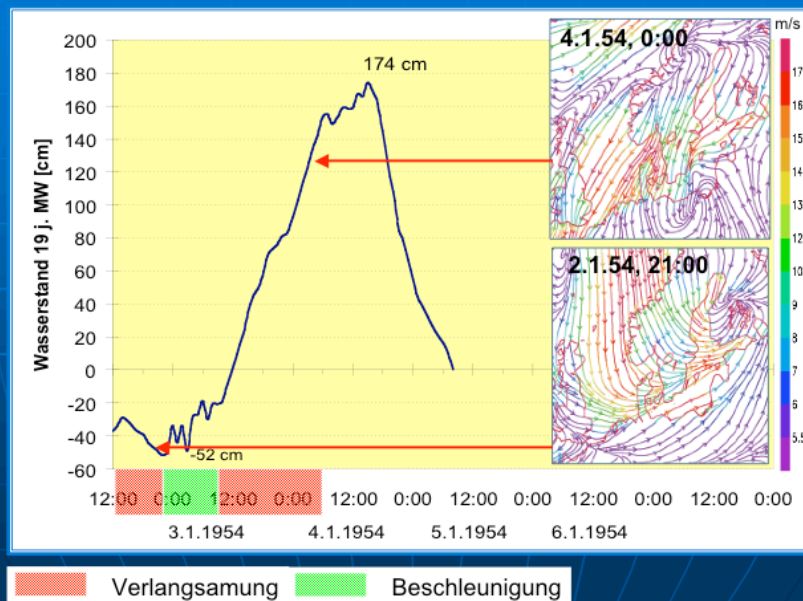


Abbildung 8: Wasserstandsverlauf am Pegel Warnemünde. Vorschläge zu variierten Zyklonenzuggeschwindigkeit zur Erzielung höherer Scheitelwasserstände. Stromlinien: Simulationsergebnisse mit dem CLM.

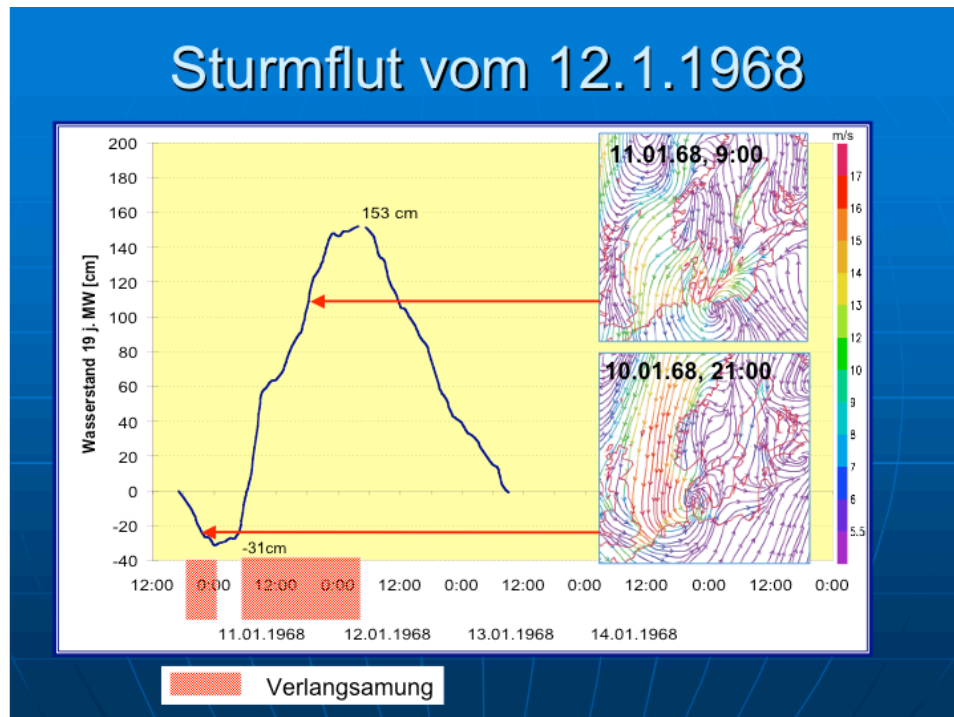


Abbildung 9: Wasserstandsverlauf am Pegel Warnemünde. Vorschläge zu variierten Zyklonenzuggeschwindigkeit zur Erzielung höherer Scheitelwasserstände. Stromlinien: Simulationsergebnisse mit dem CLM.

3.2. Teil II: Simulationen mit dem CLM

3.2.1. Validierung des Luftdrucks und Nutzen des Spectral Nudgings

Abbildungen 6 bis 8 zeigen Simulationsergebnisse des CLM mit und ohne eingeschaltetem Spectral Nudging. Dargestellt sind die Luftdruckverteilungen real eingetretener Sturmfluten, wie sie mit dem CLM simuliert werden, wenn das CLM mit NCEP-Reanalysedaten angetrieben wird. Das Spectral Nudging beschränkt sich in den Abbildungen 6 bis 8 zugrunde liegenden Simulationen auf das Nudging der großen Skalen (Wellenzahl 4), der Wirksamkeit nur außerhalb der atmosphärischen Grenzschicht (gemäß der durchgezogenen schwarzen Kurve in Abbildung 4) und einem ohnehin nur geringen Einfluss des Spectral Nudging (Gewichtung α aus Gleichung: $\alpha=0,05$). Es zeigt sich deutlich, dass durch die Spectral Nudging Technik die Lage der Druckgebilde in der CLM-Simulation deutlich ähnlicher dem Antriebsdatensatz ist als ohne Spectral Nudging. Dies ist bei aller Freiheit, die die Simulation im regionalen Klimamodell haben soll und auch hat, gewollt. So werden die großskaligen Phänomene, die das nur ein kleineres Gebiet abdeckende Regionalmodell gar nicht exakt wiedergeben kann, besser wiedergeben. Gerade bei den Simulationen im Rahmen von MUSTOK ist dies ein Vorteil. Der Antriebsdatensatz besteht gerade aus einer extremen Realisation des

Wettergeschehens (sei diese in der Wirklichkeit und den daraus abgeleiteten Reanalysen oder aus den extremen Members des EPS-Ensembles (Schmitz, 2007) gewonnen). Ein Abweichen der Simulation im CLM von den extremen Vorgaben aus der großräumigen Zirkulation ist nicht gewünscht, diese soll ja gerade eben wegen ihres Potentials zur Erzeugung schwerer Sturmfluten erhalten bleiben.

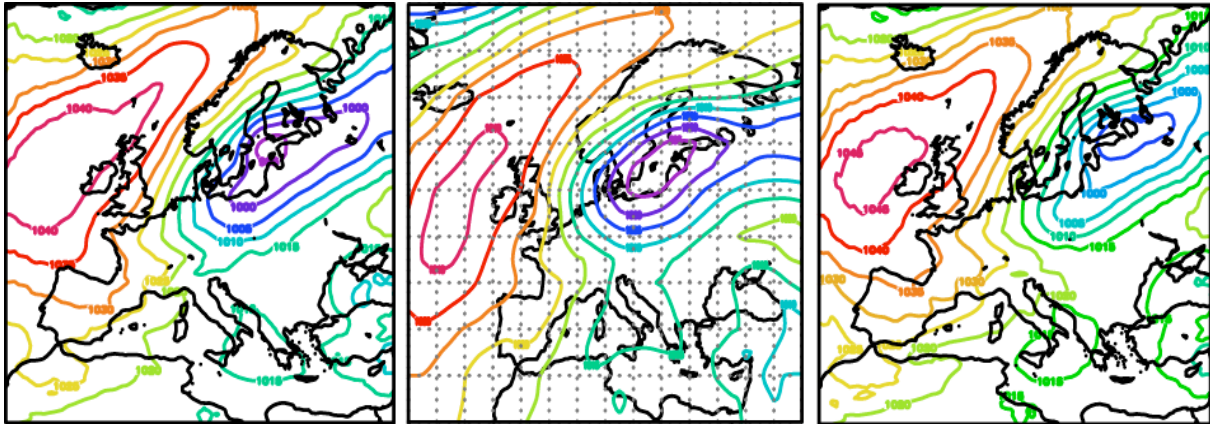


Abbildung 10: Sturmflut vom 03.01.1954. Links mit Spectral Nudging, rechts ohne Spectral Nudging, mitte: NCEP Re-Analyse. Dargestellt jeweils die Isolinien des Bodenluftdrucks.

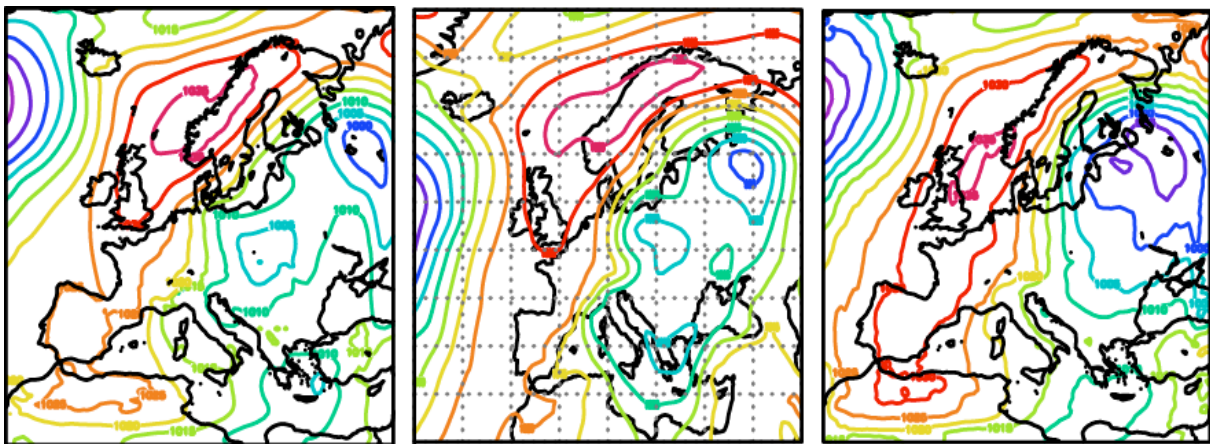


Abbildung 11: Sturmflut vom 04.11.1995. Links mit Spectral Nudging, rechts ohne Spectral Nudging, mitte: NCEP Re-Analyse. Dargestellt jeweils die Isolinien des Bodenluftdrucks.

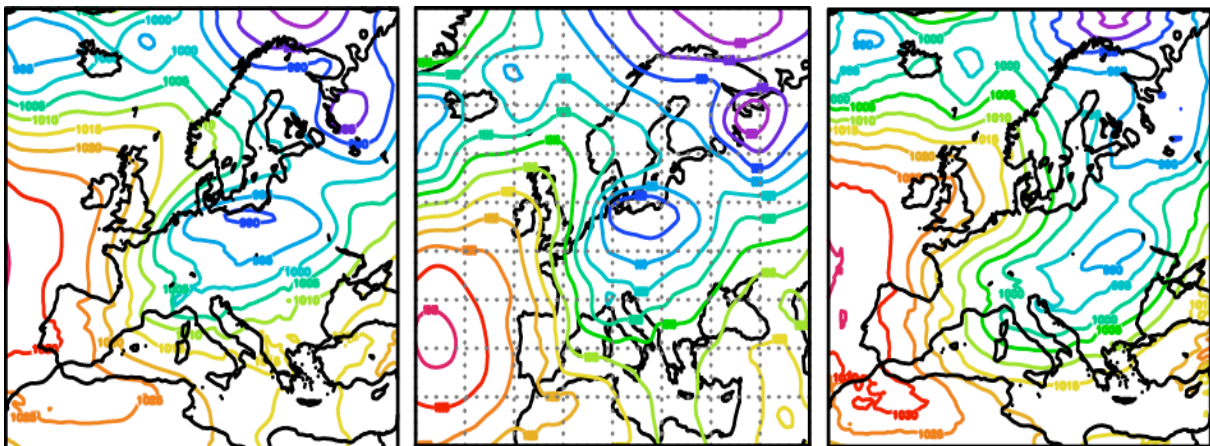


Abbildung 12: Sturmflut vom 21.02.2002. Links mit Spectral Nudging, rechts ohne Spectral Nudging, mitte: NCEP Re-Analyse. Dargestellt jeweils die Isolinien des Bodenluftdrucks.

3.2.2. Simulationen zur Erhöhung des Wasserstands

An der deutschen Ostseeküste in der Realität und auch in den Simulationen aus Reanalyse-Daten traten keine vergleichbaren Scheitelwasserstände wie 1872 ein. Hingegen konnte annähernd vergleichbar hohe Wasserstände simuliert werden, wenn extreme Member des EPS zum Antrieb des hydrodynamischen Modells verwendet wurden. Teilweise wurden in diesen Simulationen die Wasserstände von 1872 an der Mecklenburgischen und Vorpommerschen Ostseeküste sogar übertroffen (Schmitz, 2007). In MUSTOK stehen insbesondere extreme Wasserstände im Fokus der Untersuchung. Aus diesem Grund wurden für den Antrieb des CLM extreme EPS Member ausgewählt.

03.11.1995

Ausgehend von jener Wetterlage, aus der sich eine reale Sturmflut am 03.11.1995 mit einem Scheitelwasserstand von 158 cm am Pegel Warnemünde entwickelte, konnte mit einem extremen EPS Member ein Scheitelwasserstand von über 220 cm am Pegel Warnemünde simuliert werden (Schmitz, 2007). Dieser Member diente als Grundlage für CLM-Simulationen. Abbildung 13 zeigt die Sturmflutsituation.

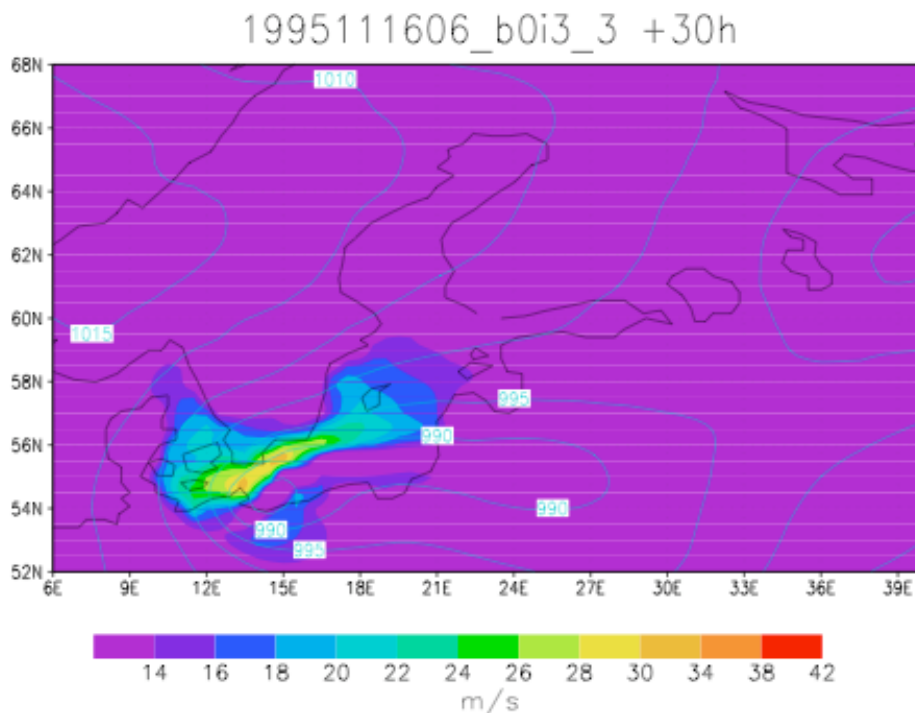


Abbildung 13: Bodendruckkarte und Verteilung der Windgeschwindigkeit in einem extremen EPS Member.

Mit dem extremen EPS-Member vom 03.11.1995 wird das CLM angetrieben. Im Referenzlauf mit üblichem Spectral Nudging (nur Horizontalwind genudged, Wellenzahl 4,

kein Nudging unterhalb von 850 hPa) traten deutlich geringere Scheitelwasserstände an der deutschen Ostseeküste auf als beim EPS-Lauf (Abbildung 14). Dies steht im Einklang mit den deutlich geringeren maximalen Windgeschwindigkeiten, die im CLM für diese Sturmsituation über der südlichen Ostsee auftraten. Ausführlicher wird hierauf im Kapitel 3.4.3 eingegangen.

Im nächsten Schritt wird mit dem CLM in der oben beschriebenen Spectral Nudging Konfiguration die Simulation einer von 5 h auf 6 h gestreckten Verweildauer des Sturmhöhepunktes durchgeführt. Hierzu werden, wie schon zuvor beschrieben, die EPS-Antriebsdaten in geeigneter Form dem CLM bereitgestellt. Im Ergebnis dieses Versuchs zeigt sich, dass es praktisch keine Änderung des Scheitelwasserstands gab (Abbildung 14). Das grundsätzliche Potential einer verlängerten Wirkdauer unter dieser Wetterlage zeigt sich ebenfalls in Abbildung 14. Wird mit den modifizierten EPS-Daten das hydrodynamische Modell direkt angetrieben, so ergeben sich höherer Scheitelwasserstände (zwischen Flensburg und Stralsund + 2,4 cm bis +8,0 cm).

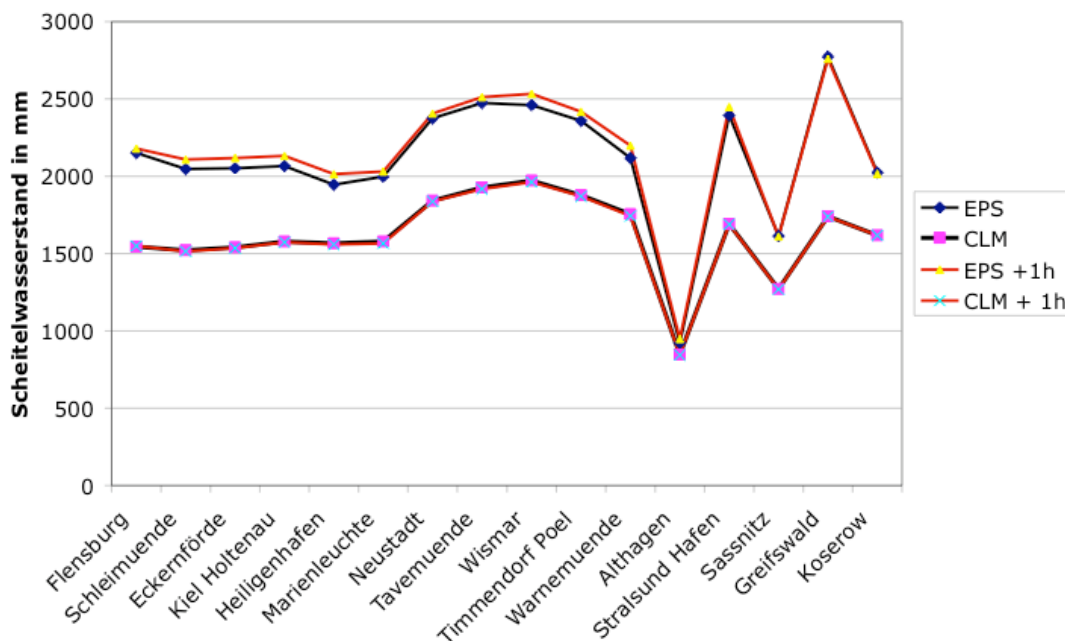


Abbildung 14: Simulierte Scheitelwasserstände an der deutschen Ostseeküste. Ausgangslage: Extremes EPS Member zum 03.11.1995. Simulationsdaten der BSH-Simulation und Abbildung: Bork (2007).

Offenbar war das CLM mit dem nur sehr schwach eingestellten Spectral Nudging für den Horizontalwind nicht in der Lage, die über die Antriebsdaten erzwungene Verlangsamung der Änderung des synoptischskaligen Wettergeschehens zu simulieren. Vergleicht man dieses Verhalten mit den Simulationsergebnissen auf den Abbildungen 10 bis 12, so scheint sich das CLM ohne sehr starken Zwang nicht im Sinne einer unnatürlich aufgeprägten Störung zu entwickeln.

Als Reaktion auf dieses Verhalten wurden Simulationen mit dem CLM durchgeführt, bei denen die zeitliche Dehnung des Wettergeschehens nicht nur um 1 h von 5 h auf 6 h gedehnt wurde, sondern um 3 h von 12 h auf 15 h um den Zeitpunkt der maximalen

Windstauwirkung. Eine eindeutige Wasserstandserhöhung wie beim Antrieb des BSH-Modells mit den direkt modifizierten EPS-Daten (zwischen Flensburg und Stralsund +4,5 cm bis + 11,3 cm) ergab sich jedoch nicht (-1,3 cm bis + 2,1 cm) (Abbildung 15). Zu Vergleichszwecken wurde auch die Ausgabe des CLM-Laufs aus unmodifizierten Antriebsdaten zum Antrieb des Wasserstandsmodells direkt modifiziert (analog zu den EPS-Daten). Auch hier zeigte sich keine eindeutige Wasserstandserhöhung (-1,3 cm bis + 3,6 cm) (Abbildung 15). Dies könnte ein Hinweis darauf sein, dass bei den geringeren bodennahen Windgeschwindigkeiten (im Vergleich zum EPS), die im CLM simuliert werden, die für diese Wettersituation (und Windgeschwindigkeit) erzielbare Wasserstandserhöhung bereits nahezu erreicht wurde und eine längere Wirkdauer kaum noch eine Wirkung auf den Scheitelwasserstand hat. Bei einer höheren bodennahen Windgeschwindigkeit – wie im EPS – hingegen könnte die längere Wirkdauer die Scheitelwasserstandserhöhung bewirkt haben.

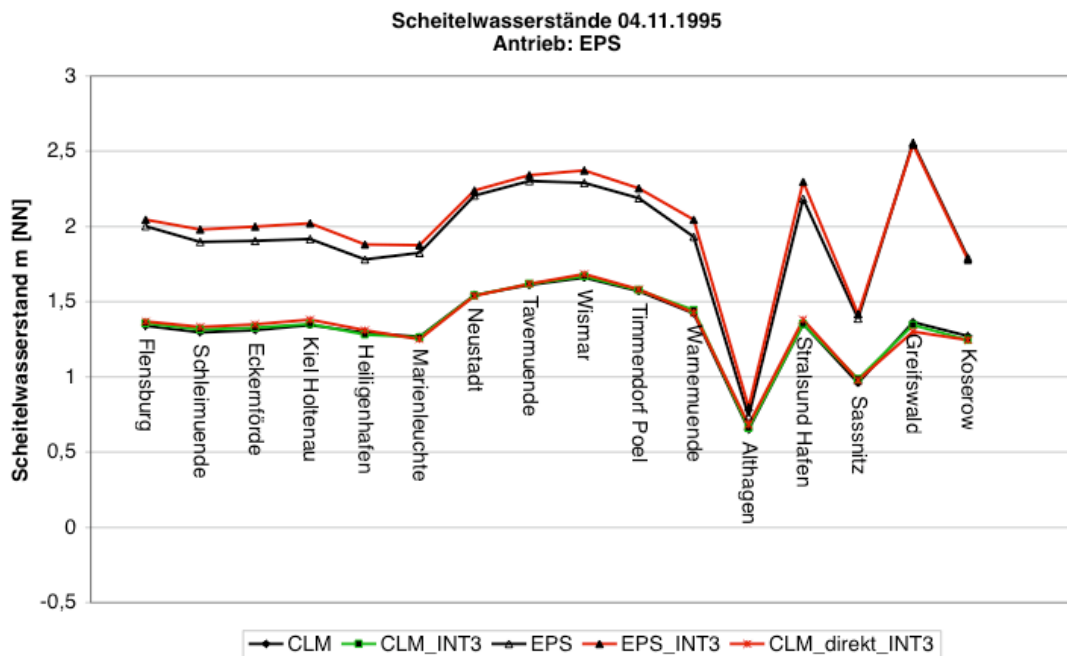


Abbildung 15: Simulierte Scheitelwasserstände an der deutschen Ostseeküste. Ausgangslage: Extremes EPS Member zum 03.11.1995. Simulationsdaten der BSH-Simulation und Abbildung: Bork (2007).

Offenbar wird zudem der Zeitverzug in den Antriebsdaten nicht in den Modellausgaben des CLM umgesetzt wie Abbildung 16 zeigt. Selbst ein versuchsweise eingeführtes direktes Einfrieren der Antriebsdaten für eine Stunde (rote Linie in Abbildung 16) führt zu keiner beobachtbaren Verzögerung des zeitlichen Ablaufs (vgl. rote Linie in Abbildung 16 mit der dicken schwarzen Linie, die aus der unverzögerten Simulation stammt). Auch die Wirksamkeit des Spectral Nudging bis zum Boden führte nicht zur beabsichtigten Verzögerung. Erst in Kombination mit einem um 3 Stunden gestreckten Antriebsdatensatz kommt es zu einer Verzögerung im Bereich von ca. 30 Minuten (violette Linie in Abbildung 16). Bei einem zusätzlich deutlich stärkeren Eingriff in die Autonomie der Berechnung im Inneren des Modellgebiets (durch ein stärkeres Spectral Nudging) kommen von den 3 Stunden Streckung in den Antriebsdaten ca. 1 Stunde als Signal im bodennahen Wind an. Abbildung 16 zeigt dies beispielhaft für ein Spectral Nudging, das weiterhin auf

großskalige Phänomene beschränkt bleibt (Wellenzahl 4), aber das Spectral Nudging oberhalb von 850 hPa deutlich stärker gewichtet (anderer Verlauf der Höhenabhängigkeit und maximaler Gewichtungsfaktor von 0,9 anstelle von 0,05). Die Scheitelwasserstandskurve von „CLM_INT3“ in Abbildung 15 basiert auf dieser Simulation.

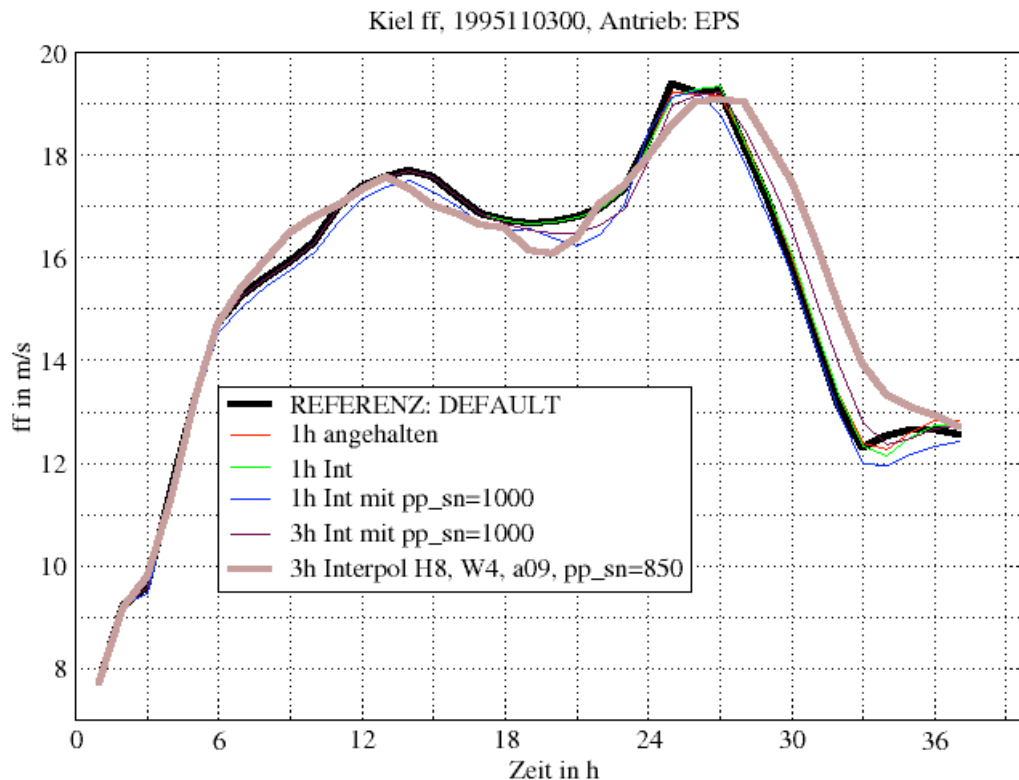


Abbildung 16: Zeitreihe der simulierten Windgeschwindigkeit am Gitterpunkt „Kieler Bucht“ des CLM. Antriebsdaten: Extremer EPS Member für Sturmflut am 03.11.1995.

Nach wie unbefriedigend im Sinne der Projektzielsetzung bleibt die geringe Veränderung des zeitlichen Ablaufs des Wettergeschehens. Es zeigt sich vor allem, dass das Spectral Nudging vor allem am Oberrand des CLM zu einer Übernahme der aus den Antriebsdaten generierten Verzögerung führt. So wird jener CLM-Simulation (H8, W4, $\alpha=0,9$, $pp_sn=850$ hPa), die in Abbildung 16 zu der dicken braunen Linie führt, am Oberrand der Atmosphäre der volle Zeitversatz aus den Antriebsdaten angenommen (Abbildung 17). In einer Reihe von Sensitivitätsexperimenten wurde herausgefunden, dass nur bei voller Strenge des Spectral Nudgings für den Horizontalwind (d.h. komplettes Ersetzen der im CLM berechneten Horizontalwindkomponenten durch die entsprechend interpolierten Horizontalwindkomponenten des Antriebs) die zeitliche Modifikation des Windfeldes auch am Boden im CLM jenem der Antriebsdaten entspricht. Diesen Fall zeigt die blaue Linie in Abbildung 17. Dies stellt natürlich einen nicht mehr tolerierbaren Eingriff in die Physik des Simulationsablaufs im CLM dar. Insbesondere stehen das ohne Spectral Nudging gerechnete Druckfeld und die Windfelder nicht mehr im Gleichgewicht, was zu einem völlig unrealistischen Bodendruckfeld wie in Abbildung 18 führt.

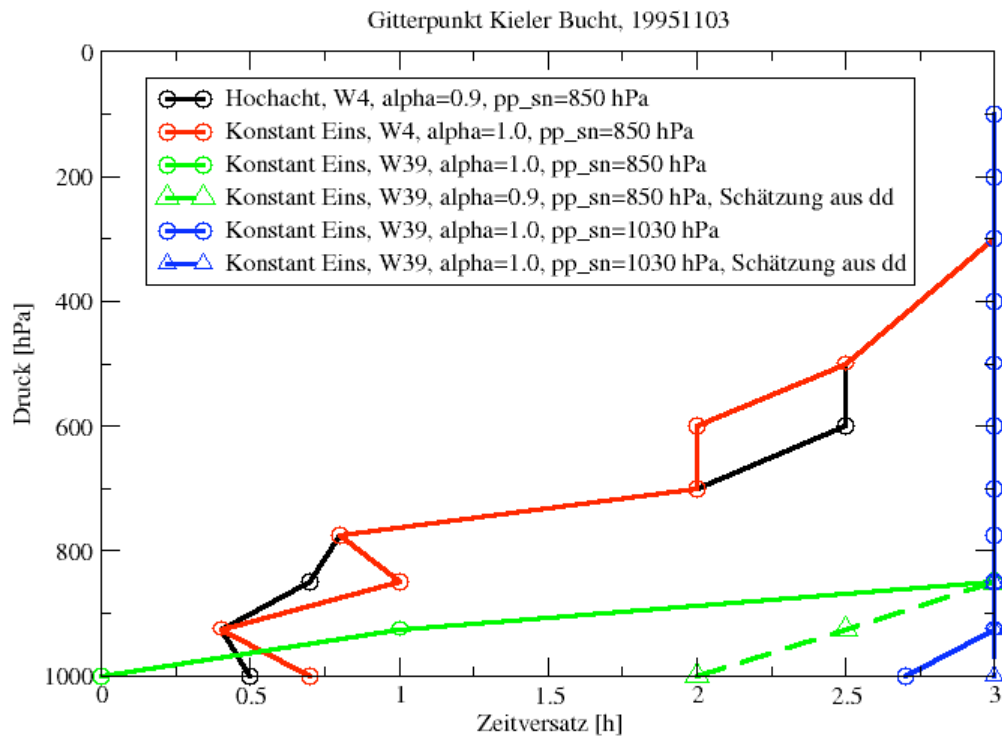


Abbildung 17: Höhenabhängigkeit der zeitlichen Streckung der CLM-Simulation bei einem um 3 Stunden gestreckten Antriebsdatensatz aus einem extremen EPS Member. Spectral Nudging wirkt auf den Horizontalwind. Erklärung der Legende im Bild gemäß Abbildung 3.

1995110400 p Modellevel CLM_K1W39pp1030

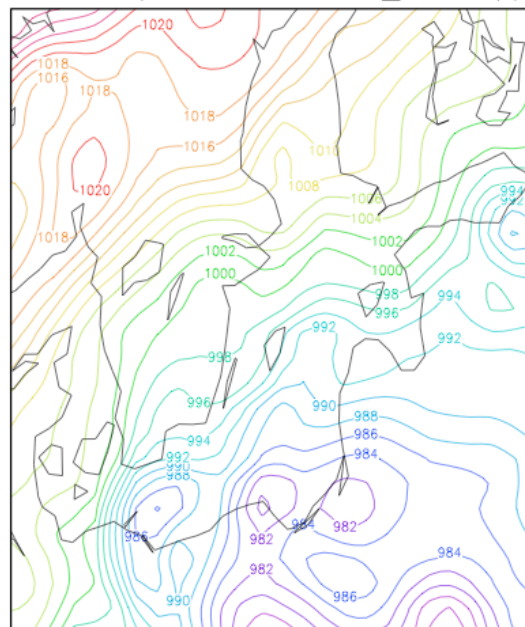


Abbildung 18: Bodennahes Luftdruckfeld im untersten Modelllevel des CLM bei maximalem Spectral Nudging des Horizontalwindes

Das Spectral Nudging mit maximaler Strenge für den Horizontalwind lässt sich mit der Zielsetzung von MUSTOK nicht vereinbaren, weil hierbei in großen Maße die physikalische Konsistenz verletzt wird. Mehr sogar noch als bei einem eventuellen direkten Modifizieren der meteorologischen Bedingungen ohne den Zwischenschritt über ein regionales Klimamodell. Wie Abbildung 18 zeigt, ist der Weg über ein maximales Spectral Nudging unbrauchbar. Ohne starkes Spectral Nudging hingegen lässt sich dem Modell nicht der gewünschte Zeitablauf der modifizierten Antriebsdaten aufprägen.

Aus diesem Grund wurde der in der Literatur unübliche Ansatz gewählt, das Spectral Nudging statt über den Horizontalwind über die dreidimensionale Druck- und damit die 3D-Massenverteilung durchzuführen. Hierbei wird dem Modell zu einem zu spezifizierenden Anteil explizit die 3D-Massenverteilung der Antriebsdaten vorgegeben. Aus Gründen der physikalischen Konsistenz wurde gleichzeitig auch das 3D-Temperaturfeld dem Spectral Nudging unterzogen. Anderenfalls hätte sich ein Widerspruch zum Aufbau der synoptischskaligen Druckgebilde ergeben. Beispielsweise bestimmt die Lage der Fronten die Lage des warmen bzw. kalten Sektors bei einer Zyklone. Über Hochdruckgebiete erwärmt sich die Luft der freien Atmosphäre adiabatisch durch Absinken.

03.11.1995: Simulation mit dem CLM und Nudging in PP (Druck) und T (Temperatur)

In einem ersten Test wurden drei Simulationsläufe mit dem CLM durchgeführt: Ein Lauf ohne Spectral Nudging, ein Lauf mit maximalem Nudging des Horizontalwindes in allen Modellschichten und ein Lauf mit maximalem Spectral Nudging der Temperatur und des Luftdrucks in allen Modellschichten. Dabei wurde das CLM jeweils mit dem extremen EPS-Member zur Sturmflut vom 03.11.1995 angetrieben.

Zwei Ergebnisse kamen dabei heraus: Erstens: Es entstehen beim Nudging mit PP und T keine vergleichbar unbalancierten Felder wie im Falle des maximalen Nudgings für den Horizontalwind. Damit erweist sich das Nudging in PP und T im Sinne der Projektzielsetzung in MUSTOK als geeigneter als das Nudging des Horizontalwindes. Problematisch erweist sich jedoch die Frage nach der physikalischen Konsistenz, diese dürfte bei einer expliziten Vorgabe der Massenverteilung nicht mehr gewährleistet sein. Zweitens: Ein maximales Spectral Nudging des Luftdrucks und der Temperatur heißt, dass die Druckgebilde der Antriebsdaten übernommen werden. Der sich im CLM einstellende geostrophische Wind ist damit der gleiche wie in den Antriebsdaten. Wenn das CLM mit maximalem Nudging in u und v dann eine höhere 10m-Windgeschwindigkeit simuliert als bei maximalem Nudging in PP und T, so bedeutet dies, dass das CLM beim gleichen Luftdruckgradienten eine geringere bodennahe Windgeschwindigkeit simuliert als die EPS-Simulation (Abbildung 19).

Nachdem sich das Spectral Nudging über den Luftdruck und die Temperatur als – im Falle eines sehr starken Nudgings – geeignet gezeigt hat, wurde sukzessive die Strenge des Spectral Nudgings reduziert. Dazu wurde das CLM wieder mit den originalen Antriebsdaten aus dem EPS und den um 3 Stunden gestreckten Antriebsdaten aus dem EPS angetrieben. Grundsätzlich wurde das CLM bei den Simulationen mit dem Spectral Nudging für Luftdruck und Temperatur mit einer mit der Höhe unveränderlichen Gewichtung des Spectral Nudging betrieben (grüne Kurve aus Abbildung 3).

Im Falle des Nudging über PP und T genügt bereits die Einschränkung auf das Nudgen sehr großskalige Druck- und Temperaturgebilde, um das CLM zur Annahme der durch die Antriebsdaten aufgeprägten zeitlichen Verzögerung zu zwingen. Dazu muss noch nicht einmal mit maximaler Strenge genudged werden, wie der Gewichtungsfaktor α mit Werten unter 1 zeigt (Abbildung 20).

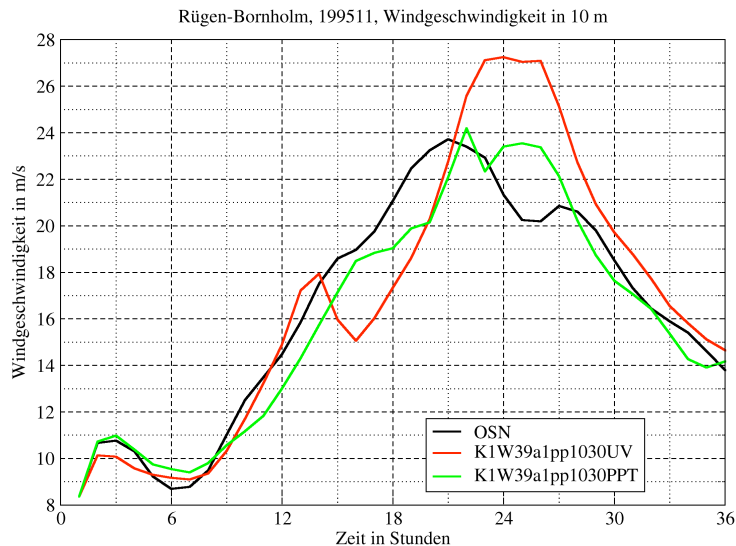


Abbildung 19: Zeitreihe der Windgeschwindigkeit am Wassergitterpunkt zwischen Rügen und Bornholm. Simulation mit dem CLM, ohne Spectral Nudging (OSN – schwarze Linie), maximales Spectral Nudging des Horizontalwindes (K1W39a1pp1030UV – rote Linie), maximales Spectral Nudging des Luftdrucks und der Temperatur (K1W39a1pp1030PPT – grüne Linie).

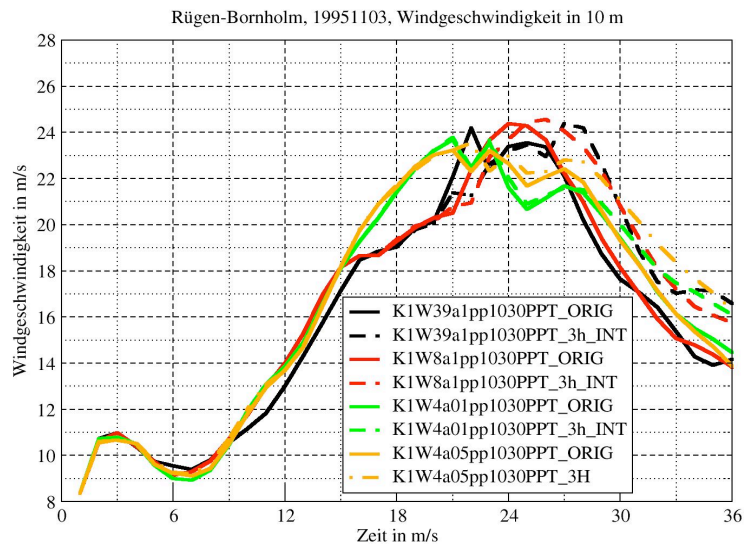


Abbildung 20: Zeitreihe der Windgeschwindigkeit am Wassergitterpunkt zwischen Rügen und Bornholm. Simulation mit dem CLM, jeweils mit Spectral Nudging des Luftdrucks und der Temperatur.

27.01.2005: Simulation mit dem CLM und Spectral Nudging in PP und T

In diesem Experiment wurde das CLM erneut angetrieben mit einem extremen EPS Member. Dieses Mal zur Sturmflutsituation am 27.01.2005. Abbildung 21 zeigt die Luftdruck und Windsituation zum Höhepunkt des Sturms in der CLM-Simulation.

Um ein deutlicheres Signal in den Wasserstandsänderungen in den CLM-Simulationen beobachten zu können, wurde in diesem Experiment mit einer zeitlichen Streckung der Antriebsdaten von 6 Stunden gearbeitet. Damit wird eine Sturmsituation von 12 auf 18 Stunden gestreckt. Beginn der Streckung: 27.01.2005, 09 UTC, Ende: 21.01.2005, 21 UTC. Damit wird das Ende der gestreckte Zeit nach der Streckung zu 28.01.2005, 03 UTC.

Abbildung 21 zeigt den zeitlichen Verlauf der Windgeschwindigkeit und –richtung über der südlichen Ostsee zum Zeitraum des Höhepunktes des Sturms. Bei einer Wellenzahl von 8 im Spectral Nudging wird bereits ab einer Gewichtung von 0,1 eine deutliche Verlangsamung in der CLM-Simulation übernommen (noch ca. 5 Stunden Streckung). Mit jener oben beschriebenen Spectral Nudging Variante (grüne Linie in Abbildung 21) wurde das BSH-Modell angetrieben. Der zeitliche Verlauf des Wasserstands in Wismar ist in Abbildung 22 dargestellt. Auffällig ist vor allem die längere Dauer von Wasserständen von über 1,50 m über NN. Ebenso zeigt sich, dass das CLM mit manipulierten Antriebsdaten entlang der deutschen Ostseeküste zu höheren Scheitelwasserständen führt.

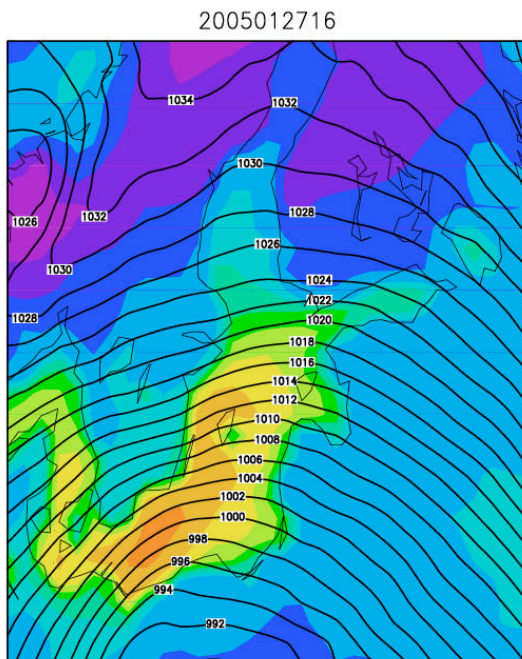


Abbildung 21: CLM-Simulation einer Sturmflutsituation an der deutschen Ostseeküste.
Antriebsdatensatz: Extremer Member der EPS-Simulation zur Sturmflut am 27.01.2005.

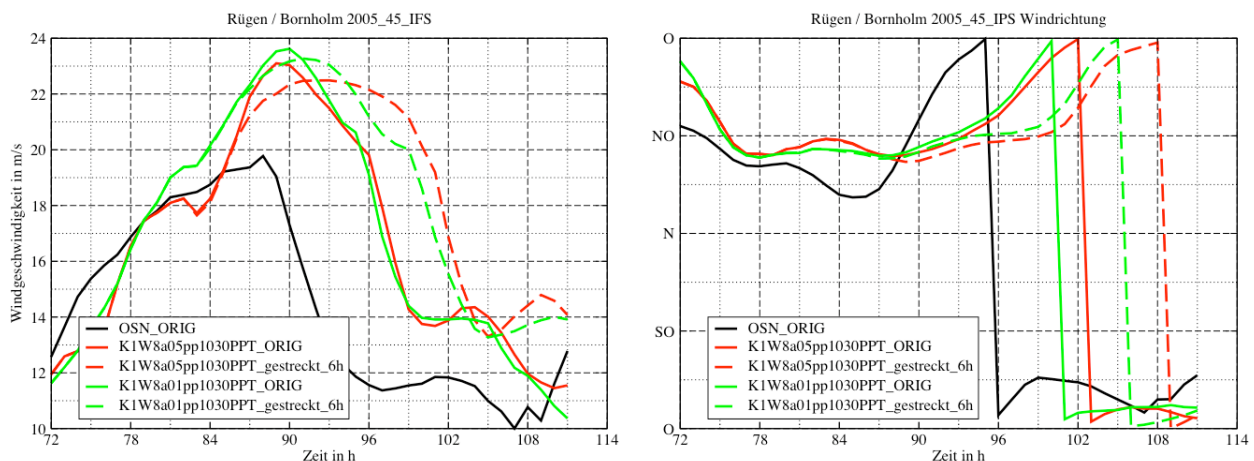


Abbildung 22: Windgeschwindigkeit und –richtung aus der CLM-Simulation einer Sturmflutsituation an der deutschen Ostseeküste. Antriebsdatensatz: Extremer Member der EPS-Simulation zur Sturmflut am 27.01.2005. Schwarze Linie: Simulation ohne Spectral Nudging, rote Linie: Spectral Nudging mit Luftdruck und Temperatur mit Wellenzahl 8, Gewichtung 0,5, grüne Linie: Spectral Nudging mit Luftdruck und Temperatur mit Wellenzahl 8, Gewichtung 0,1. Gestrichelt (rot und grün): Antriebsdaten aus dem EPS um 6 Stunden gestreckt in das CLM eingelesen.

3.2.3. Diskussion zur unterschiedlichen bodennahen Windgeschwindigkeit im CLM und in den EPS-Läufen

Die in den Simulationen beobachteten niedrigeren bodennahen Windgeschwindigkeiten über See im CLM im Vergleich zum EPS stehen im Einklang mit den Ergebnissen von Schmitz (2007). Insbesondere durch den Einsatz des Spectral Nudgings für den Luftdruck und die Temperatur ist sichergestellt, dass die geringere bodennahe Windgeschwindigkeit über See nicht durch einen veränderten Luftdruckgradienten hervorgerufen wird. Das von Schmitz (2007) dargestellte Höhenprofil der Windgeschwindigkeit zeigt, dass oberhalb von ca. 350 m das CLM und das EPS vergleichbare Windgeschwindigkeiten simulieren. Dies legt nahe, dass die geringeren maximalen Windgeschwindigkeiten des CLM aus einer anderen Beschreibung der atmosphärischen Grenzschicht herrühren.

Eine allgemeine Aussage zur Güte der simulierten Windgeschwindigkeit über See lässt sich daraus nicht ableiten. Winterfeldt (2008) verglich simulierte Windgeschwindigkeiten über der Nordsee und dem Ärmelkanal mit Messwerten. Er fand hierbei heraus, dass das CLM die Häufigkeit sehr hoher Windgeschwindigkeiten gegenüber den in-situ-Messungen überschätzt. Dies legt die Vermutung nahe, dass bei Berechnungen mit dem EPS die Häufigkeit sehr hoher Windgeschwindigkeiten ebenfalls überschätzt wird und wahrscheinlich in stärkerem Maße als bei Berechnungen mit dem CLM.

4. Zusammenfassung und Fazit

Mit dem regionalen Klimamodell CLM wurden sturmflutrelevante Wetterlagen simuliert. Dabei zeigte sich der Nutzen der sogenannten Spectral Nudging Technik darin, dass in extremen Sturmflutwetterlagen die großskalige Zirkulation, insbesondere die Lage der sturmfluterzeugenden Zyklone, besser wiedergegeben werden konnte als in Simulationen ohne Spectral Nudging. Der Charakter der realen Wetterlage (falls der Antrieb des Modells mit Reanalysedaten erfolgte) blieb erhalten.

Der Versuch, die mit dem CLM simulierte Zyklonenzuggeschwindigkeit aus den das CLM antreibenden Daten zu variieren, scheiterte zunächst. Das Scheitern legt den Schluss nahe, dass eine Realisation einer ausgeprägten Sturmflutsituation durch leichte Änderungen nicht wesentlich geändert werden, sich sozusagen robust gegenüber Störungen verhält, die es im normalen unveränderten Ablauf der unmanipulierten Realisation nicht hatte geben können. Nach Abkehr des Spectral Nudgings vom Horizontalwind und der alternativen Verwendung des Luftdrucks und der Temperatur zum Spectral Nudging gelang die gewünschte Manipulation.

Aus den Versuchen mit dem CLM mit Spectral Nudging des Luftdrucks und der Temperatur konnten folgende Schlüsse gezogen werden: Erstens: Bei gleichem Luftdruckgradienten und damit gleichem geostrophischen Wind simuliert das CLM über Wasser eine niedrigere bodennahe (10 m Höhe) Windgeschwindigkeit als das EPS des ECMWF. Dabei neigt bereits das CLM zu einer Überschätzung der Häufigkeit extrem hoher Windgeschwindigkeiten über See. Zweitens: Eine unter sonst gleichen Bedingungen verlangsamte Verlagerung einer sturmfluterzeugenden Zyklone bewirkt auch bei einem nur unwesentlich weiter erhöhten Scheitelwasserstand eine deutliche längere Dauer eines stark erhöhten Wasserstands.

5. Literaturverzeichnis

Bork, I. (2007): Persönliche Mitteilung.

Bork, I. (2008): Persönliche Mitteilung.

Bork, I. (2009): Abschlussbericht des Projekts MUSTOK.

Doms, G., J. Förstner, E. Heise, H.-J. Herzog, M. Raschendorfer, R. Schrodin, T. Reinhardt und G. Vogel (2006a): The nonhydrostatic limited-area model LM (Lokal-Modell) of DWD. Part II: Physical Parameterizations. Deutscher Wetterdienst, Offenbach, 146 S.

Doms, G., U. Schättler und C. Schraff (2006b): The nonhydrostatic limited-area model LM (Lokal-Modell) of DWD. Part VII: User's guide. Deutscher Wetterdienst, Offenbach, 132 S.

Hess, P. und H. Brezowski (1977). Katalog der Großwetterlagen Europas, Berichte des Deutschen Wetterdienstes, 15, Seiten 1-14.

Meinke, I. (1998): Das Sturmflutgeschehen in der südwestlichen Ostsee – dargestellt am Beispiel des Pegels Warnemünde. Diplomarbeit, 174 S.

Meinke, I. (1999): Sturmfluten in der südwestlichen Ostsee –dargestellt am Beispiel des Pegels Warnemünde. Marburger Geographische Schriften, 134, 1-23.

Schmitz, R. (2007): Vorhersage von historisch aufgetretenen Stürmen über der Ostsee mithilfe des Ensemble Prediction Systems und COSMO. Abschlussbericht des Projekts MUSTOK, 82 S.

von Storch, H., H. Langenberg, F. Feser (2000): A Spectral Nudging technique for dynamical downscaling purpose. Mon. Wea. Rev. 128, 3664-3673.

Waldron, K. M., J. Peagle und J. D. Horel (1996): Sensitivity of a spectrally filtered and nudged limited area model to outer model options. Mon. Wea. Rev., 124, 529-547.

Winterfeld, J. (2008): Comparison of measured and simulated wind speed data in the North Atlantik. GKSS-Bericht 2008-2. ISSN 0344-9629. Dissertation. 116 S.

Zender, C (2007): NCO User's Guide. University of California, Irvine, USA, 132 S.