

KFKI-Projekt MOSES

Schlussbericht

BMBF Fördernummer: 03 KIS 040

A. Herman, R. Kaiser und H.D. Niemeyer

NLWKN, Forschungsstelle Küste

7. Dezember 2007

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	5
2	Untersuchungsgebiet und Modellkonfiguration	7
2.1	Das Untersuchungsgebiet	7
2.2	Die mathematischen Modelle	7
2.2.1	Das hydrodynamische Modell Delft3D	8
2.2.2	Das Seegangsmodell SWAN	9
2.3	Modellgitter und Randbedingungen	9
2.4	Vorarbeiten zu den Modellierungen	10
2.4.1	Optimierung des SWAN-Codes	10
2.4.2	Zeitschritt für das SWAN-Modell	11
3	Verifizierung der Modellierungsergebnisse	15
3.1	Ergebnisse der hydrodynamischen Modellierung	15
3.2	Ergebnisse der Seegangsmodellierung	15
3.2.1	Ziele der Rechnungen	15
3.2.2	Verifizierung der Ergebnisse	18
3.2.3	Einfluss der Randbedingungen auf die Modellierungsergebnisse . . .	19
4	Ein Verfahren zur beschleunigten Erstellung eines 40-jährigen Datensatzes	25
5	Hauptkomponentenanalyse der Modellierungsergebnisse	29
5.1	Grundlagen der Hauptkomponentenanalyse	30
5.2	Hauptkomponentenanalyse der Wasserstände	31
5.3	Hauptkomponentenanalyse der Strömungen	35
5.4	Hauptkomponentenanalyse der signifikanten Wellenhöhen	40
5.5	Hauptkomponentenanalyse der Energieperioden	43
5.6	Hauptkomponentenanalyse der mittleren Wellenrichtungen	43
6	Anwendung der neuronalen Netze zur Erstellung der Daten	49
6.1	Struktur der im Projekt erstellten künstlichen neuronalen Netze	49
6.2	Rekonstruktion der Hauptkomponenten aus der Testperiode Jul.–Dez. 1963	53
6.2.1	Die Hauptkomponenten der Wasserstände	54

6.2.2	Die Hauptkomponenten der Strömungen	55
6.2.3	Die Hauptkomponenten der signifikanten Wellenhöhen	55
6.2.4	Die Hauptkomponenten der Energieperioden	58
6.2.5	Die Hauptkomponenten der mittleren Wellenrichtungen	58
6.3	Rekonstruktion der Daten aus dem Jahr 1985	60
6.3.1	Rekonstruktion der Wasserstände	61
6.3.2	Rekonstruktion der Strömungen	63
6.3.3	Rekonstruktion der signifikanten Wellenhöhen	65
6.3.4	Rekonstruktion der Energieperioden	67
6.3.5	Rekonstruktion der mittleren Wellenrichtungen	67
7	Untersuchungen zum morphologisch wirksamen Seegang	71
7.1	Input-Reduzierung mit der Hauptkomponentenanalyse	72
7.2	CERC-Verfahren: <i>morphological impact</i>	72
7.3	Lineare Modelle fürs Flachwasser	73
7.3.1	Theoretische Grundlagen	73
7.3.2	Statistische Verteilung von H_s/h im Untersuchungsgebiet	75
7.4	Erweiterte Modelle	76
7.4.1	Theoretische Grundlagen	76
7.4.2	NN-Modellierung der Varianz der maximalen Orbitalgeschwindig- keiten am Boden	78
7.4.3	Repräsentative Orbitalgeschwindigkeit am Boden	80
7.5	Schlussfolgerungen	81
8	Rekonstruktion der Wasserstände, der Strömungen und des Seegangs früherer Sturmfluten	83
9	Schlussfolgerungen	89
10	Literaturverzeichnis	91
11	Anhänge	
	Numerical modelling of water transport processes in partially-connected tidal basins	A
	Nonlinear principal component analysis of the tidal dynamics in a shallow sea	B
	Modelling of a medium-term dynamics in a shallow tidal sea, based on combined physical and neural network methods	C
	Medium-term wave and current modelling for a mesotidal wadden sea coast	D

Kapitel 1

Einleitung

Die Forschungsstelle Küste hat in den letzten anderthalb Jahrzehnten eingehend daran gearbeitet, die Naturähnlichkeit von mathematischen Seegangmodellen zu prüfen und in Zusammenarbeit mit deren Entwicklern deren Verfeinerung zu erreichen. Mittlerweile ist — insbesondere auch durch die Förderung des BMBF über das KFKI sowie die der EU — erreicht worden, dass bei Vorliegen bestimmter Randbedingungen der Bemessungsseegang für diese Bereiche für deterministisch bestimmte Extremereignisse mit mathematischen Seegangmodellen ermittelt wird (Niemeyer und Kaiser 2001). Hierbei erfolgt erforderlichenfalls eine Kopplung mit Wind- und Tidemodellen.

Für verschiedene Fragestellungen im Küsteningenieurwesen (u.a. morphodynamische Modellierung, Untersuchungen zur Bemessung auf wahrscheinlichkeitstheoretischer Grundlage,) wird aber eine breite Datengrundlage von Seegangsmessungen im küstennahen Bereichen verlangt, die so nicht vorhanden ist und nur in zeitaufwändigen und teuren Messkampagnen erlangt werden könnte. Eines der zentralen Ziele des Projektes MOSES war deshalb die Erstellung eines 40-jährigen Datensatzes für Wasserstände, Strömungen und Seegangparameter für ausgewählte Gebiete der deutschen Nordseeküste. Die Daten bilden die Grundlage für die Analyse der mittelfristigen Variabilität von relevanten Seegangparametern und bei der Entwicklung eines Konzepts zum morphologisch wirksamen Seegang. Die Forschungsstelle Küste des NLWKN hat dabei die Tide- und Seegangmodellierung für das Einzugsgebiet des Norderneyer Seegat vorgenommen.

Im ersten Teil des Projekts MOSES (s. Kapitel 1–3) wurden für das Einzugsgebiet des Norderneyer Seegats regionale Tide- und Seegangmodelle erstellt und die Modelle an Hand geeigneter Datensätze verifiziert. Dabei konnte die Numerik des Seegangmodells so weiterentwickelt werden, dass für die Parallel-Version des Seegangmodells eine deutliche Verbesserung der Rechengeschwindigkeit erreicht werden konnte, die für das Gelingen des Projekts in zeitlicher Hinsicht von hoher Bedeutung war. Daneben konnte über die Anwendung der Modelle auf die von HIPOCAS gelieferten Randbedingungen und dem Vergleich der daraus gewonnenen Modellierungsergebnisse der Nachweis der Eignung des HIPOCAS-Datensatzes für die Fragestellung des Projektes erbracht werden.

Im zweiten Teil des Projektes konzentrierten sich die Arbeiten hauptsächlich auf die Erstellung des oben erwähnten Datensatzes. Infolge einer sehr hohen räumlichen und

zeitlichen Auflösung, die zur Tide- und Seegangmodellierung im Untersuchungsgebiet Norderneyer Seegat erforderlich ist, wurde es bereits in den ersten Etappen des Projektes klar, dass die Erstellung der vollständigen Datensätze mit Delft3D/SWAN wegen eines sehr hohen Rechenaufwand nicht möglich ist. Die fehlenden Daten sind mit einem auf der Hauptkomponentenanalyse und auf den neuronalen Netzen (NN) entwickelten Verfahren erstellt worden. Die Entwicklung und die Arbeitsweise dieses Verfahrens werden im Kapitel 4 ausführlich beschrieben. Die Kapitel 5 und 6 präsentieren die Ergebnisse der Hauptkomponentenanalyse und der NN-Modellierung und zeigen, dass das Verfahren ein zuverlässiges Mittel zur Rekonstruktion von langen Zeitreihen flächenhafter Tide- und Seegangsdaten darstellt, das auch über den Rahmen des Forschungsvorhabens hinaus für ähnlich gelagerte Fragestellungen sehr gut geeignet ist.

Mehrere erste Ansätze zur Anwendung der im Rahmen von MOSES erstellten Daten werden im Kapitel 7 vorgestellt, in dem die Untersuchungen zum morphologisch wirksamen Seegang beschrieben sind. Im Kapitel 8 werden die Möglichkeiten und Grenzen bei der Anwendung der Daten zur Rekonstruktion der Ereignisse bei historischen Sturmfluten diskutiert.

Kapitel 2

Untersuchungsgebiet und Modellkonfiguration

2.1 Das Untersuchungsgebiet

Das von der Forschungsstelle Küste im Rahmen des Projektes MOSES analysierte Gebiet ist in der Abbildung 2.1 dargestellt. Das Einzugsgebiet des Norderneyer Seegats — auf das sich dieses Teilprojekt hauptsächlich konzentriert — ist, ähnlich wie die ganze Region der Ostfriesischen Inseln, gekennzeichnet durch eine sehr hohe zeitliche und räumliche Variabilität von Wasserständen, Strömung und Seegang. Die überlagerte Wirkung von Gezeiten, Witterungsverhältnissen und unregelmäßig strukturierter und stark gegliederter Topographie führt dazu, dass sowohl experimentelle als auch numerische Untersuchungen des Systems sehr anspruchsvoll sind und die modernen Mess- und Modellierungsverfahren auch wegen der großen Bandbreite der untersuchten Parameter in erheblichem Umfang gefordert werden.

Der mittlere Tidenhub im Bereich von Norderney beträgt ungefähr 2.4 m. Dadurch fällt bei Niedrigwasser ein Großteil des Untersuchungsgebiets trocken; das Tideprisma des Einzugsgebiets des Norderneyer Seegats ist größer als das Wasservolumen, das beim Niedrigwasser in dem Gebiet bleibt. Die Strömungsgeschwindigkeiten im Seegat und in den Rinnen südlich von den Inseln überschreiten bei Ebbe und Flut typischerweise den Wert von 1 m/s. Die hydrodynamischen Prozesse haben außerhalb der Stauphasen bei Hoch- und Niedrigwasser einen ausgeprägten Einfluss auf die Ausbreitung und Dissipation von Wellenenergie. Alle oben erwähnten Erscheinungen sind in den Messungen und in den Modellierungsergebnissen, die in den nächsten Abschnitten beschrieben werden, deutlich erkennbar.

2.2 Die mathematischen Modelle

Die Modellierung von Strömung und Seegang in dem Einzugsgebiet des Norderneyer Seegats wird im Rahmen des Projektes MOSES mittels des hydrodynamischen Modells

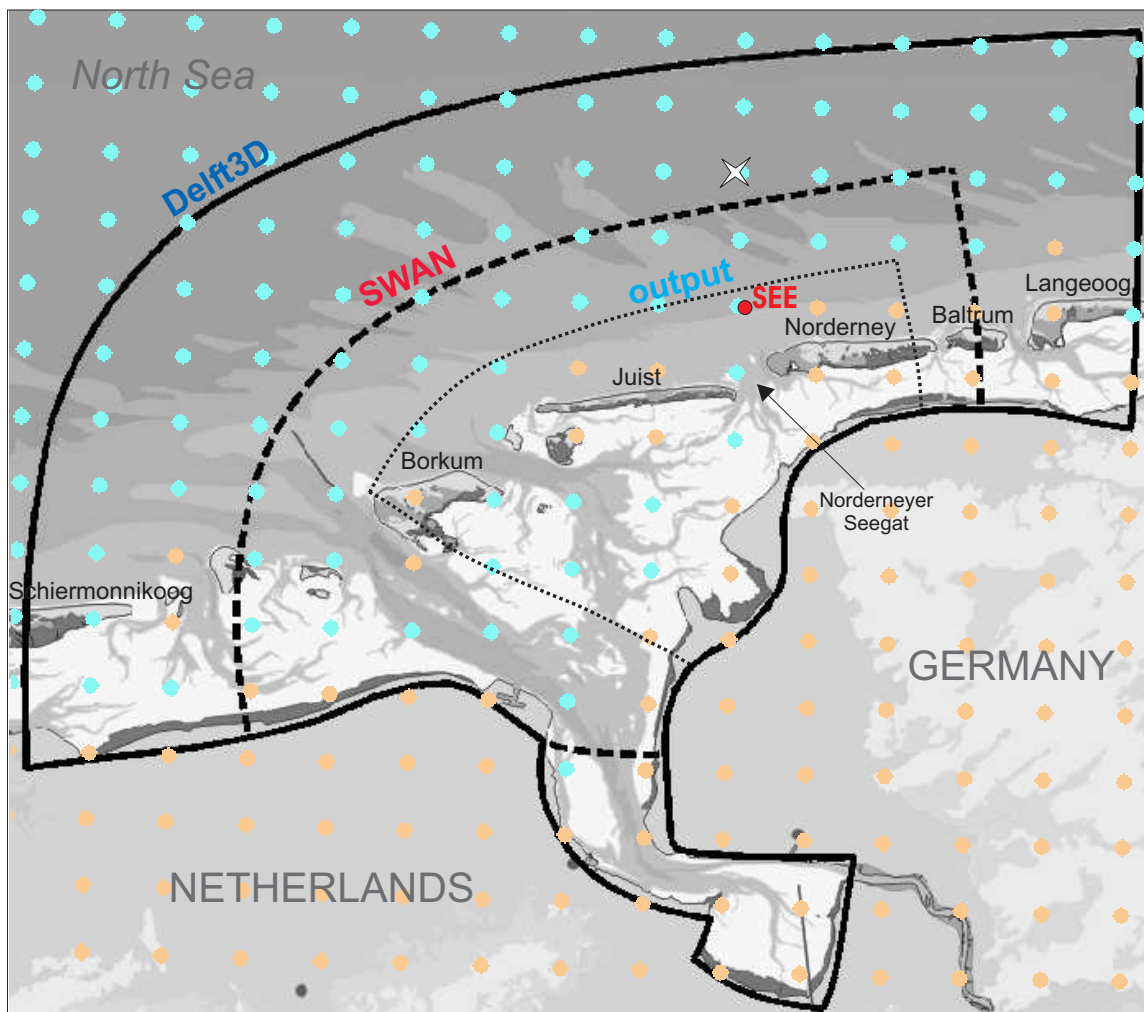


Abbildung 2.1: Lage des Norderneyer Seegats und dessen Einzugsgebiets und die Grenzen des im MOSES angewendeten Delft3D-Gitters, des SWAN-Gitters und des Gebiets, in dem die Ergebnisse analysiert und mit neuronalen Netzen modelliert werden. Das Kreuz nördlich vom Norderneyer Seegat markiert die Lage des HIPOCAS-Punktes, dessen Daten als Input für den Windatlas und für die neuronalen Netze genutzt werden (ausführliche Beschreibung siehe Text). Blau und gelb sind die See- bzw. Landpunkte des HIPOCAS-Gitters markiert. Der rote Kreis gibt die Position der Messstation SEE an.

Delft3D und des spektralen Seegangmodells SWAN durchgeführt. Eine generelle Beschreibung der Modelle befindet sich unten, die Details zu deren Konfiguration im Abschnitt 2.3.

2.2.1 Das hydrodynamische Modell Delft3D

Delft3D (Delft Hydraulics 2003) ist ein instationäres, mehrdimensionales (2D oder 3D) hydrodynamisches Modell, das gezeiten- als auch meteorologisch induzierte instationäre Strömungs- und Transportprozesse in Gebieten mit komplizierter Topographie naturähn-

lich reproduzieren kann. Eine besonders für Modellierung im Wattenmeer wichtige Fähigkeit des Modells ist die Berücksichtigung von Trockenfallen und Überflutung von Wattflächen. Das semi-implizite Verfahren, das zur Lösung der Navier-Stokes-Gleichungen und des Turbulenz-Modelles auf einem gekrümmt-linearen Gitter angewendet wird, macht das Modell sehr robust und flexibel für kleinräumige Simulationen mit hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung.

2.2.2 Das Seegangsmodell SWAN

SWAN (*Simulating WAVes Nearshore*; Booij *et al.*, 1999) ist ein mathematisches spektrales Seegangsmodell, das für die Modellierung der Ausbreitung und Dissipation von Wellenenergie in Küstengewässern mit komplizierter Topographie geeignet ist. Das Modell basiert auf der Wellen-Aktion-Gleichung und kann die folgenden physikalischen Prozesse nachbilden:

- Ausbreitung von Wellenenergie,
- durch Variationen von Wassertiefe und/oder Strömung verursachte Refraktion und *shoaling*,
- Energieeintrag durch Wind,
- Bodenreibung,
- Brechen infolge Übersteilung (*whitecapping*) oder Unterschreiten der Grenzwassertiefe,
- nichtlineare Wellen-Wellen-Wechselwirkungen (Triaden und Vierergruppen).

Mit dem SWAN-Modell können sowohl stationäre als auch instationäre Rechnungen, auf regulären oder gekrümmt-linearen Gitter durchgeführt werden.

Die hohe Leistungsfähigkeit des Modells im Wattenmeer ist in zahlreichen von der Forschungsstelle Küste durchgeführten Studien nachgewiesen worden (Niemeyer und Kaiser, 2001; Kaiser und Niemeyer, 1999,2001).

2.3 Modellgitter und Randbedingungen

Die Grenzen der Modellgitter, die in dem Projekt MOSES genutzt werden, sind in der Abbildung 2.1 dargestellt. Das Gitter für das hydrodynamische Modell Delft3D hat eine Auflösung von ungefähr 50 Meter im Norderneyer Seegat bis 300 Meter am nordwestlichen Rand des Modells. Im Rahmen des Projektes wird eine zweidimensionale Version von Delft3D genutzt.

Das Gitter für das SWAN-Modell hat eine höhere Auflösung von 30 bis 200 Meter. Zur Verifizierung des SWAN-Modells sind mit dem Modell zusätzliche Rechnungen über eine dreimonatige Periode (September–November 2002) mit einem kleinerem durch die

Station SEE (roter Punkt in Abb. 2.1) begrenztem Gitter durchgeführt worden (s. Absatz 3.2). Dabei wurde das vorhandene Gitter so beschnitten, dass dessen nördliche Grenze durch die Position der Messstation SEE verläuft. Am nördlichen Rand des beschnittenen Gitters werden die an der Position See gemessenen Wellenenergiespektren als räumlich gleichförmige Randbedingungen eingegeben.

Die Hauptquelle der Input-Daten für die Modellierung ist der im EU-Projekt HIPOCAS (*Hindcast of Dynamic Processes of the Ocean and Coastal Areas of Europe*; Weiße *et al.*, 2003) erstellte Datensatz mit einer homogenen Zeitreihe von 40 Jahren gewesen. Als Input-Daten für das hydrodynamische Delft3D-Modell werden am offenen Modellrand die interpolierten HIPOCAS-Wasserstände genutzt, die auf einem regelmäßigen Gitter mit der Auflösung von ca. 5,5 km verfügbar sind (Abb. 2.1). Das Gebiet des Delft3D-Gitters ist größer als das Gebiet des SWAN-Gitters gewählt worden, um einen eventuellen Einfluß von Störungen aus den Randbedingungen des hydrodynamischen Modells auf das Seegangmodell möglichst zu vermeiden.

In der Ems wird bei Emden ein Abfluß mit einem konstanten Wert von $80 \text{ m}^3/\text{s}$ angenommen. Für die Steuerung des Modells werden außerdem Windfelder benötigt. Sie wurden aus dem Windatlas des Deutschen Wetterdienstes berechnet (siehe den entsprechenden Schlussbericht aus dem Teilprojekt des DWDs). Als Input für den Windatlas wurden die Zeitreihen von Windgeschwindigkeit, Windrichtung und Wasserstand in dem in Abb. 2.1 mit Kreuz markierten HIPOCAS-Punkt benutzt.

Als Input-Daten für das SWAN-Modell werden die HIPOCAS-Wellenenergiespektren am nördlichen Rand, und flächig die mit Delft3D erhaltenen Wasserstände und Strömungsgeschwindigkeiten sowie die Winddaten aus dem Windatlas genutzt. Zwischen dem hydrodynamischen und dem Seegangmodell besteht also eine Einwegkopplung. Die Ergebnisse der Seegangmodellierung haben daher keinen Einfluss auf die Ergebnisse der hydrodynamischen Modellierung.

2.4 Vorarbeiten zu den Modellierungen

2.4.1 Optimierung des SWAN-Codes

Ein wichtiger Teil der Vorarbeiten zu den Rechnungen mit dem SWAN-Modell ist die Optimierung des Modell-Codes gewesen. Im Rahmen des Projektes MOSES wurde die neue, parallele Version des Programms (SWAN 40.41AB) angewendet, die auf dem aus 17 2GHz-Prozessoren bestehenden Linux-Cluster der Forschungsstelle Küste installiert wurde.

Nachdem eine optimale, den Möglichkeiten und der Konfiguration der Maschine angepasste Kombination der FORTRAN-Compiler- und MPI-Optionen bestimmt worden war, wurde die erste Etappe der Arbeiten an dem Programm — zu dem Zeitpunkt ohne Modifizierung des Modell-Codes — abgeschlossen. Das *speedup*, das mit dem so kompilierten Programm erreicht wurde, ist als Funktion der Zahl der Prozessoren in der Abbildung 2.2 mit roten Punkten dargestellt. Das *speedup* ist ein Parameter, der die Effizienz der Parallelisierung des Codes beschreibt. Er wird als die Modelllaufzeit auf N Prozessoren im

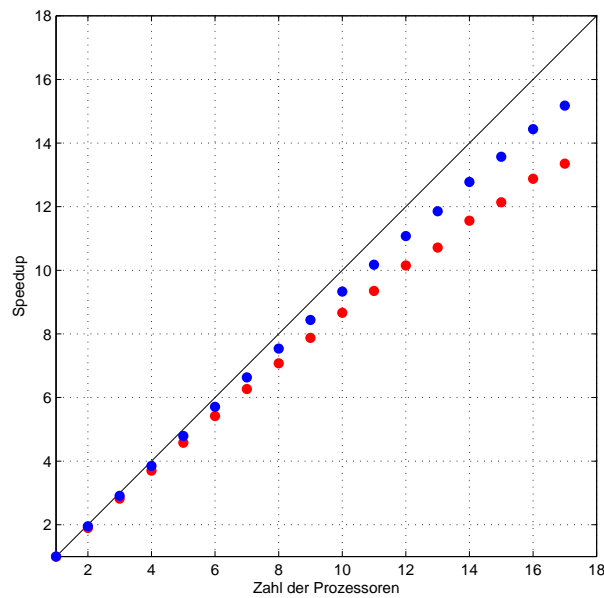


Abbildung 2.2: Das mit der originalen (rot) und mit der optimierten (blau) Version des SWAN 40.41AB-Codes erreichte *speedup*. In schwarz ist das *speedup* eines „idealen“, vollkommen parallelisierbaren Programms dargestellt.

Verhältnis zu der entsprechenden Laufzeit auf einem einzelnen Prozessor berechnet. Ein vollkommen parallelisierbares Programm wird auf N Prozessoren N mal schneller als auf einem laufen — das *speedup* für ein solches „ideales“ Programm wurde in der Abbildung 2.2 mit einer schwarzen Linie markiert.

Nach einer Reihe von Versuchs-Modellläufen, in denen stationäre und instationäre Rechnungen auf Gittern mit unterschiedlicher Zahl der Knoten durchgeführt wurden, ließ sich feststellen, dass bis zu 90% der Modelllaufzeit für den Output, und zwar für die so-geannte *data collection* (die letzte Etappe jedes MPI-Programms, in der die Output-Daten aus temporären, zu jedem einzelnen Prozessor gehörenden Dateien in die für den Benutzer lesbaren Output-Dateien zusammengebracht werden) gebraucht wird. Die Output-Routinen in SWAN ließen sich sehr effektiv optimieren, so dass deren Ausführungszeit fast N -mal reduziert wurde. Der genaue durch die Optimierung gebrachte Zeitgewinn hängt von der Zahl der Output-Daten im Verhältnis zu der Anzahl der Gitterpunkte und zu der Zahl der Iterationen ab. Das für die im Absatz 2.3 beschriebene Modellkonfiguration erreichte *speedup* ist in der Abbildung 2.2 in blau gezeigt. Damit sind die Arbeiten an dem Programm-Code des SWAN-Modells abgeschlossen worden.

2.4.2 Zeitschritt für das SWAN-Modell

In instationären Rechnungen mit dem SWAN-Modell ist die Bestimmung des Zeitschritts und der maximalen Zahl der Iterationen pro Zeitschritt entscheidend für die Qualität der Ergebnisse. Das Problem hat seinen Ursprung u.a. darin, dass SWAN zunächst als ein

stationäres Modell entworfen wurde und deshalb das numerische Verfahren, das in dem Modell benutzt wird, eine Zahl von Nachteilen hat, wenn es für instationäre Simulationen angewendet wird.

Das Modellgitter im Spektralraum (Raum der Frequenzen und Richtungen) wird in SWAN in vier so genannte Quadranten geteilt. Der Lösungsprozess besteht aus mehreren Iterationen, in denen das numerische Verfahren in jedem von den Quadranten nacheinander angewendet wird. Die Ergebnisse jeder Iteration dienen als Anfangsbedingungen für die folgende Iteration und — was sehr wichtig ist — der Datenaustausch zwischen den Quadranten, der unter anderem korrekte Berücksichtigung von Refraktion ermöglicht, findet ausschließlich zwischen den Iterationen statt. In stationären Rechnungen bringt diese spezifische Eigenschaft des numerischen Verfahrens keine Probleme: Es wird wiederholt bis die Unterschiede zwischen den Ergebnissen der folgenden Iterationen so klein wie gewünscht werden.

Wenn aber SWAN als ein instationäres Modell angewendet wird, muss ein Kompromiss getroffen werden. Wenn nur eine Iteration pro Zeitschritt genutzt wird, werden Informationen zwischen den Quadranten nicht korrekt ausgetauscht und um das zu kompensieren ist ein sehr kleiner Zeitschritt notwendig, so dass die Veränderungen des Seegangsfeldes von Zeitschritt zu Zeitschritt nicht zu groß sind. Andererseits bedeuten mehrere Iterationen pro Zeitschritt, dass man als Ergebnis eine Reihe von stationären Modellierungen bekommt. Das macht das Modell sehr zeitaufwendig und ist natürlich in vielen Situationen nicht hinnehmbar.

Um eine richtige Entscheidung über den Zeitschritt für die MOSES-Rechnungen zu treffen, wurde eine Anzahl von Tests durchgeführt, in denen der Einfluss des Zeitschritts für Modellierungsergebnisse in realen und vereinfachten Situationen analysiert wurde. Ein Beispiel der Ergebnisse eines Modelllaufes ohne Wind und mit räumlich gleichmäßigen Wasserspiegelschwankungen wird in der Abbildung 2.3 gezeigt. In dem Bild sind die Zeitreihen von signifikanten Wellenhöhen und mittleren Perioden an drei ausgewählten Analysepunkten dargestellt. Auf der am Vorstrand von Norderney liegenden Station VST1 ist der Einfluss des Zeitschritts auf die Modellierungsergebnisse relativ gering. Er nimmt im Seegat deutlich zu und hat in dem Gebiet südlich von der Insel eine sehr starke Wirkung. Die Ergebnisse zeigen, dass — wie erwartet — ein Zeitschritt von 30 Minuten unakzeptabel groß ist. Die Reaktion des Systems in einem solchen Fall wird hier deutlich: Die Amplituden von Wellenhöhen- und Periodenschwankungen werden unterschätzt und das Modell reagiert zu langsam auf die Veränderungen von Wassertiefe, was zu zeitlichen und räumlichen Phasenverschiebungen in dem Untersuchungsgebiet führt.

Nach einer ausführlichen Analyse der Testergebnisse wurde die Entscheidung getroffen, einen Zeitschritt von 10 Minuten mit maximal 2 Iterationen pro Zeitschritt zu nutzen. Die Tests haben auch gezeigt, dass mehr als zwei Iterationen nicht nötig sind — die Genauigkeit von 98% wurde in allen getesteten Fällen schon nach 2 Iterationen erreicht.

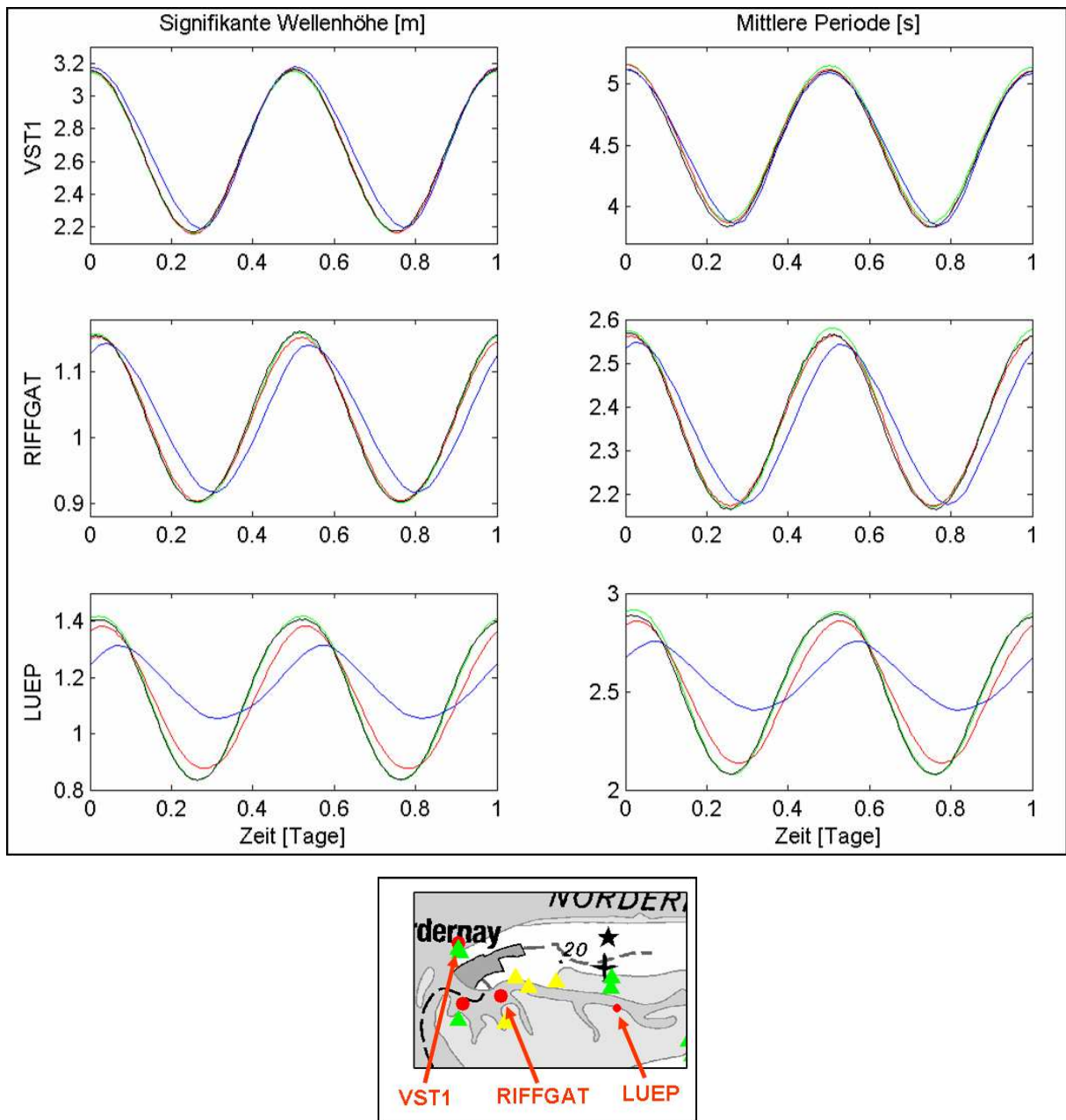


Abbildung 2.3: Mit verschiedenen Werten des Modellzeitschritts berechnete Zeitreihen von signifikanten Wellenhöhen (links) und mittleren Perioden (rechts) auf den drei ausgewählten Stationen: VST1 (oben), RIFFGAT (Mitte) und LUEP (unten). Die Lage der Stationen ist in dem kleinen Bild markiert. Blau: $\Delta t = 30$ Min., 1 Iteration pro Zeitschritt; rot: $\Delta t = 10$ Min., 1 Iteration pro Zeitschritt; schwarz: $\Delta t = 10$ Min., 2 Iterationen pro Zeitschritt; grün: $\Delta t = 5$ Min., 1 Iteration pro Zeitschritt.

Kapitel 3

Verifizierung der Modellierungsergebnisse

3.1 Ergebnisse der hydrodynamischen Modellierung

Die mit dem Delft3D-Modell berechneten Wasserstände wurden, zur Verifizierung des Modells und der HIPOCAS-Randbedingungen, mit den am Pegel Norderney im Zeitraum vom 01.09.2002 bis 30.11.2002 gemessenen Werten verglichen. Ein Abschnitt der modellierten und der gemessenen Zeitreihe (für Oktober 2002) ist in der Abbildung 3.1 dargestellt. Die Übereinstimmung zwischen den Zeitreihen ist gut: Der Korrelationskoeffizient beträgt 92%, die Standardabweichung der Differenzen — 35 cm. Diese Differenz zwischen gemessener und modellierter Zeitreihe wird im wesentlichen durch eine Phasenverschiebung von ungefähr 40 Minuten verursacht. Wenn man diese Phasenverschiebung korrigiert, steigt der Korrelationskoeffizient auf 98% und die Standardabweichung der Differenzen wird auf 16 cm reduziert.

In dem analysierten Zeitraum werden in der Regel die Niedrigwasserwerte durch das Modell überschätzt — was sowohl in der Abbildung mit den Zeitreihen als auch in dem in der Abbildung 3.2 dargestellten Streudiagramm sehr gut zu sehen ist und für Wattenmeergebiete mit großen trockenfallenden Gebieten und relativ dazu schmalen Rinnen typisch ist. Die modellierten Hochwasserwerte werden dagegen etwas unterschätzt.

3.2 Ergebnisse der Seegangmodellierung

3.2.1 Ziele der Rechnungen

Wie schon im Abschnitt 2.3 erwähnt wurde, wurden die Rechnungen mit dem Seegangsmodell SWAN zweimal, auf zwei Gitter mit unterschiedlichen Randbedingungen, durchgeführt (Abschnitte der nördlichen Grenzen der beiden Gitter sind in Abb. 3.3 zu sehen). Das Ziel der Rechnungen war, erstens, das SWAN-Modell mit gemessenen Seegangsdaten zu verifizieren, die an der Position See zur Verfügung standen, und zweitens, die Anwend-

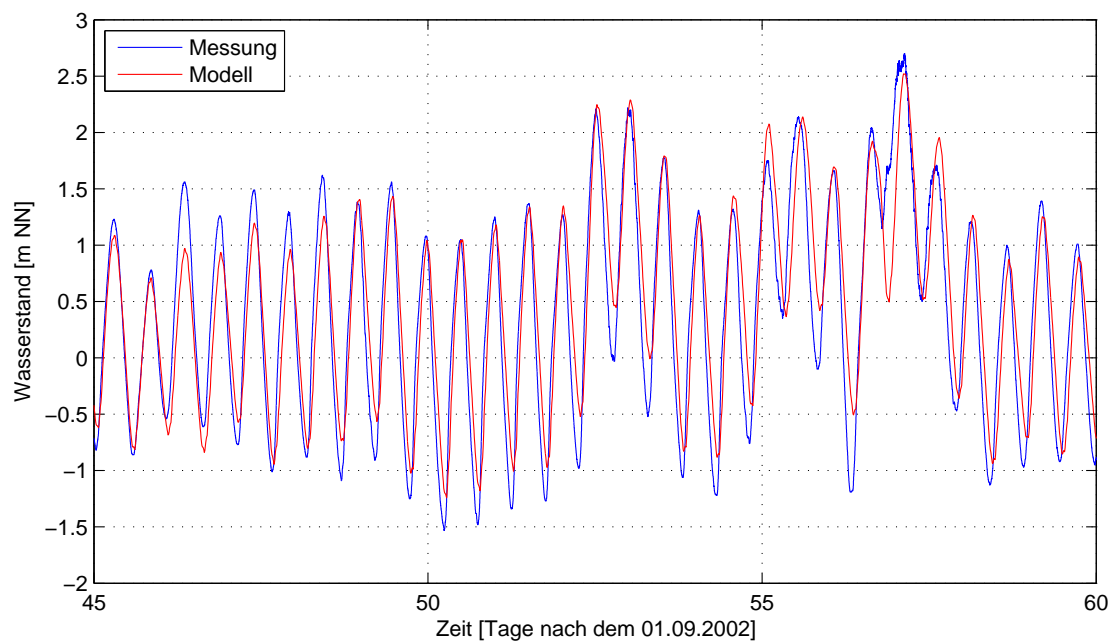


Abbildung 3.1: Gemessene und mit Delft3D modellierte Wasserstände am Pegel Norderney von 16. bis 30. Oktober 2002.

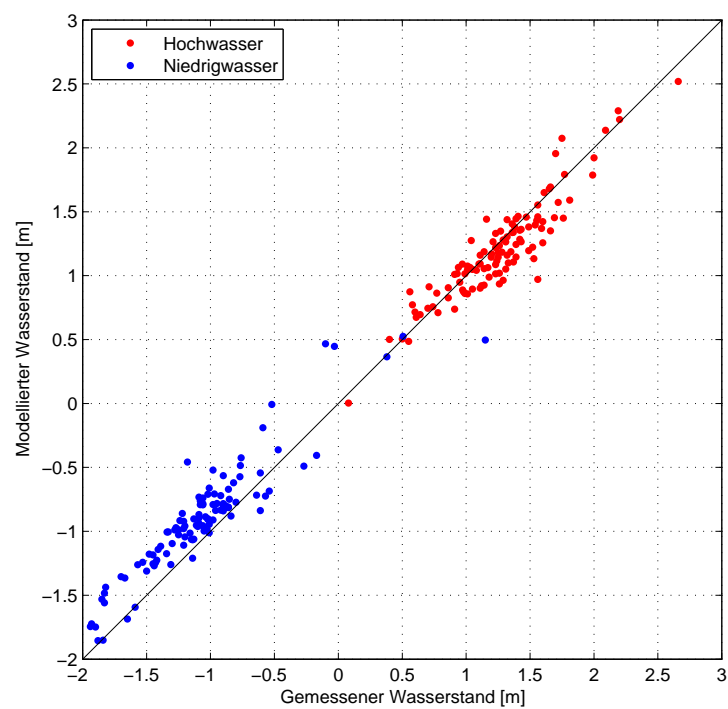


Abbildung 3.2: Streudiagramm der gemessenen und mit Delft3D modellierten Hoch- und Niedrigwasserwerte am Pegel Norderney (18.Sep-17.Nov.2002).

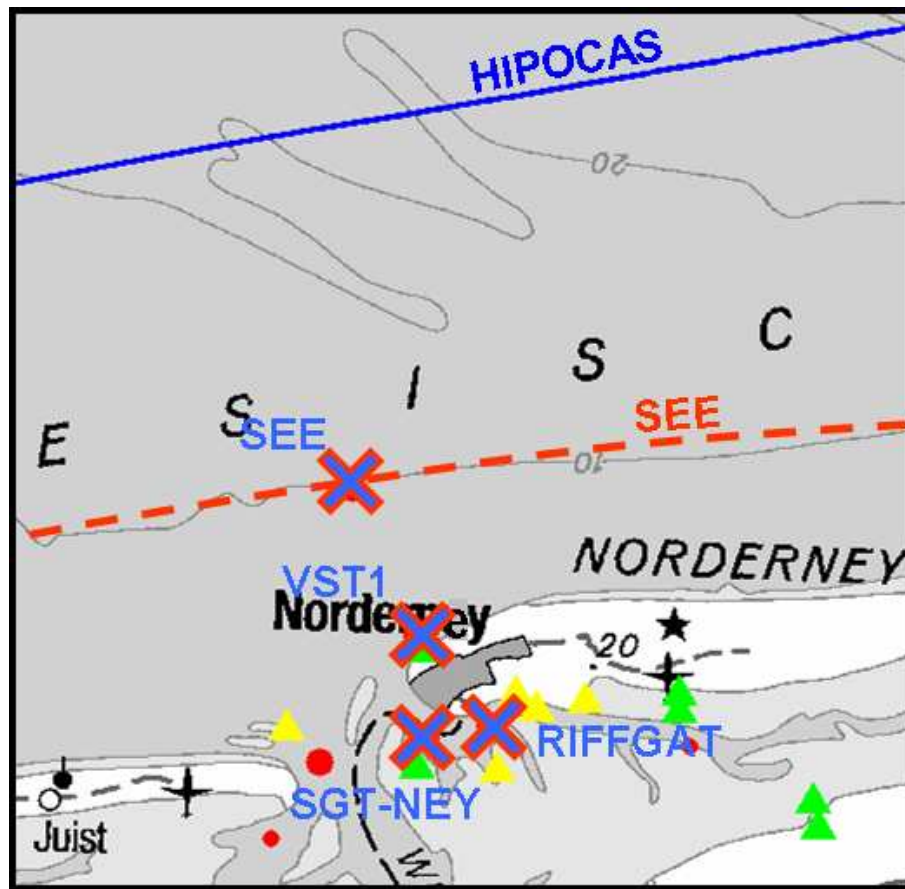


Abbildung 3.3: Lage der Messstationen der FSK in der Umgebung der Insel Norderney. Die Daten aus den Stationen (SEE, VST1, SGT-NEY und RIFFGAT) wurden im Rahmen des Projektes MOSES für die Verifizierung des SWAN-Modells genutzt. Die Grenzen der SWAN-Gitter sind in blau und in rot markiert.

barkeit der HIPOCAS-Daten, die ungefähr an der 20m-Tiefenlinie entnommen wurden für den Zweck des Projektes, d.h. für eine mittelfristige statistische Seeganguntersuchung, zu bestimmen.

Um das erste Ziel zu erreichen, wurde ein Vergleich zwischen den modellierten und gemessenen Seegangparametern (signifikante Wellenhöhe H_s und Energieperiode $T_e = T_{m-1,0}$) und Energiespektren an vier Messstationen durchgeführt. Die Lage der Messstationen ist in der Abbildung 3.3 markiert.

Untersuchungen zu der Anwendbarkeit des HIPOCAS-Datensatzes für die Bereitstellung von Randbedingungen für eine kleinräumige Seegangmodellierung in der Umgebung von Norderney sind durch den Vergleich der Ergebnisse der Rechnungen auf den zwei Gittern durchgeführt worden.

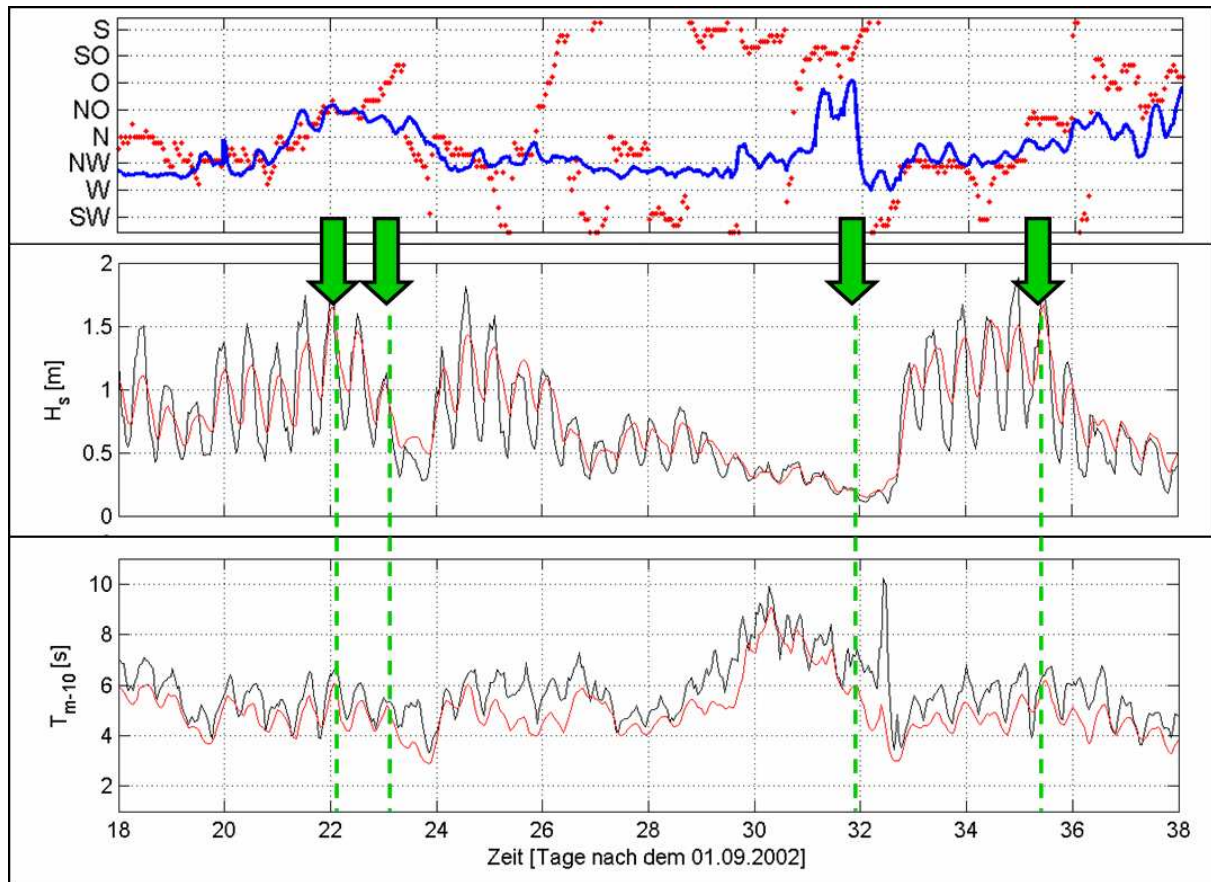


Abbildung 3.4: Oben: an der Station SEE gemessene mittlere Wellenrichtungen (blau) und auf Norderney gemessene Windrichtungen (rot). Mitte: gemessene (schwarz) und modellierte (rot) H_s an der Station VST1. Unten: gemessene (schwarz) und modellierte (rot) T_e an der Station VST1. Für die mit Pfeilen gekennzeichneten Zeitpunkte sind die Energiespektren in der Abbildung 3.5 dargestellt.

3.2.2 Verifizierung der Ergebnisse

In der Abbildung 3.4 sind die Zeitreihen von gemessenen und auf dem kleineren Gitter (mit SEE-Randbedingungen) modellierten signifikanten Wellenhöhen und Energieperioden an der Messstation VST1 dargestellt. Die Übereinstimmung zwischen den modellierten und gemessenen Werten ist sehr gut, selbst die für mathematische Seegangsmodelle eher kritische Dünung (Tage 29–32 in der Abbildung 3.4) wird korrekt nachgebildet. Allerdings wird die Amplitude von Wellenhöhenschwankungen von dem Modell unterschätzt — die modellierten Wellenhöhen sind zu klein zum Zeitpunkt des Tidehochwassers und zu hoch beim Tideniedrigwasser. Die berechneten Werte der Energieperioden sind dagegen während der gesamten Untersuchungsperiode zu niedrig. Dies ist die Folge der Überschätzung von Energie im Bereich der höheren Frequenzen in den Energiespektren und typisch für Seegangsmodellierung mit dem Modell SWAN im untersuchten Bereich. Wie allerdings die in der Abbildung 3.5 dargestellten eindimensionalen Energiespektren zeigen, ist die Stärke

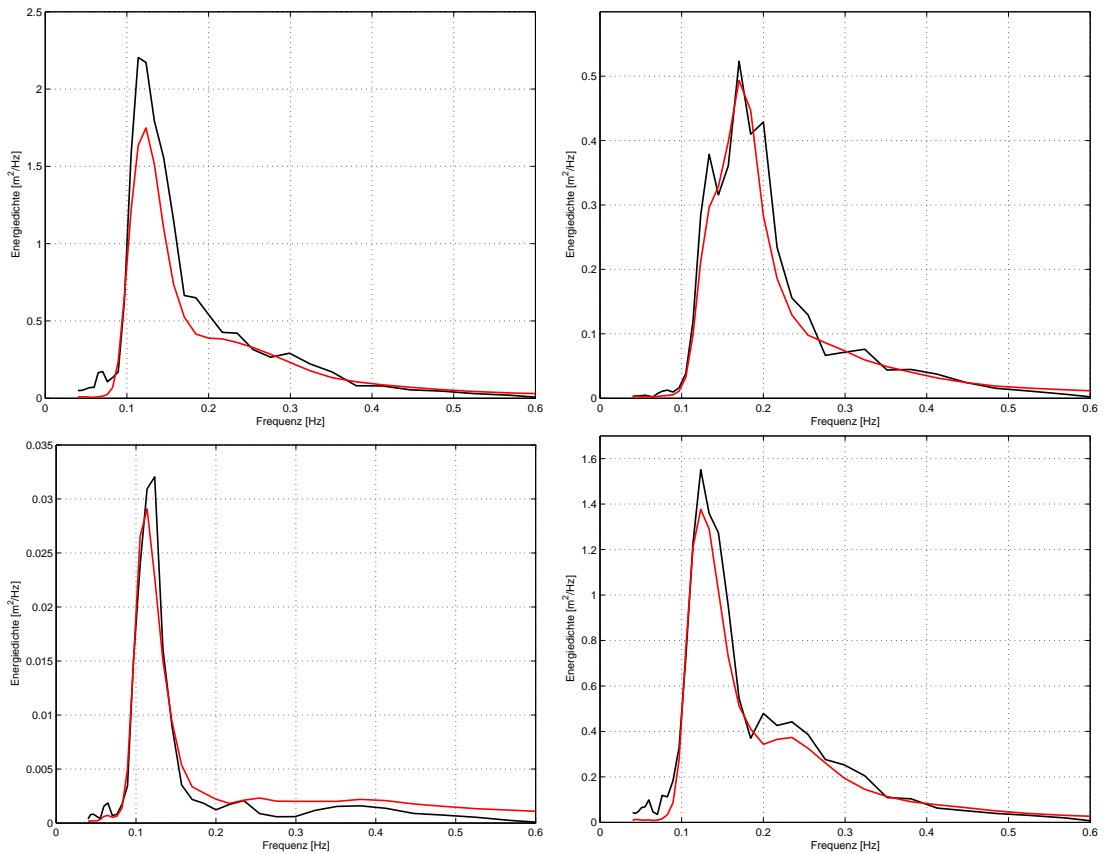


Abbildung 3.5: Gemessene (schwarz) und modellierte (rot) Wellenenergiespektren an der Station VST1, zu den vier in der Abbildung 3.4 markierten Zeitpunkten.

dieses Effektes von der Wellenhöhe abhängig: Je kleiner die Wellen, desto größer ist der Einfluss der Energie im Bereich der höheren Frequenzen auf den Wert der mittleren Periode.

Insgesamt werden aber sowohl die mittleren Seegangparameter als auch die Energiespektren von dem SWAN-Modell gut reproduziert. Die in der Abbildung 3.6 dargestellten Streudiagramme der signifikanten Wellenhöhen und Energieperioden an der analysierten Station Vorstrand (VST1) bestätigen dies eindrucksvoll.

Die Ergebnisse der Verifikation an den anderen Stationen werden in dem nächsten Abschnitt diskutiert, zusammen mit der Analyse des Einflusses von Randbedingungen auf die Ergebnisse der Seegangmodellierung.

3.2.3 Einfluss der Randbedingungen auf die Modellierungsergebnisse

Einen ersten Hinweis auf die Qualität der HIPOCAS-Daten und auf deren Anwendbarkeit als Randbedingungen für kleinräumige Seegangmodellierung gibt eine Analyse von Modellierungsergebnissen mit HIPOCAS-Randbedingungen an der Station SEE, an der

gemessene Zeireihen zur Verfügung stehen. In der Abbildung 3.7 sind die mit SWAN auf dem größeren Gitter modellierten Zeitreihen von signifikanten Wellenhöhen und Energieperioden dargestellt. Ein Vergleich zwischen den modellierten H_s - und T_e -Werten an der Position SEE und den entsprechenden Werten am Rand des Modells (rosarote Kurven in der Abbildung 3.7) zeigt deutlich, dass das Modell auf verschiedene Weise — abhängig von der Wetterlage — auf die Randbedingungen an der nördlichen Modellgrenze reagiert. Für den Seegang, der aus Richtungen Nord oder Nordwest auf die Küste zuläuft, gibt es in den modellierten Daten fast keinen Energieverlust zwischen der Modellgrenze und der Position SEE. Die leichte Abnahme von mittleren Perioden muss also eine Folge des Energietransports von niedrigen zu höheren Frequenzen sein. Ein gutes Beispiel hierfür ist eine Periode mit relativ hohen Wellen Ende Oktober 2002 (Tage 53–57 in der Abbildung 3.7). Bei einer Ostwetterlage (Tage 39–43) werden dagegen sowohl die modellierten signifikanten Wellenhöhen, als auch die Energieperioden unterschätzt. Eine klare Abhängigkeit dieser Ergebnisse von den Randbedingungen ist jedoch nicht festzustellen.

Von Bedeutung für die Seegangmodellierung im Rahmen des Projektes MOSES ist dabei: Insgesamt nehmen die absoluten Differenzen der Seegangparameter bei den unterschiedlichen Randbedingungen von der Position SEE zum Seegat und zu den Gebieten südlich der Insel deutlich ab. Einen Hinweis darauf liefert ein Vergleich der Modellierungsergebnisse auf den zwei Gittern an der Station im Seegat (SGT-NEY) und im Riffgat. Die mit HIPOCAS-Randbedingungen und mit den gemessenen Spektren als Randbedingungen berechneten Werte von H_s und T_e (Abb. 3.8 und 3.9) sehen auf den beiden Stationen ähnlich aus — auch im statistischen Sinne.

Wie erwartet sind diese Unterschiede an der südlich des Hafens von Norderney gelegenen Station RIFFGAT noch geringer (Abb. 3.9). Der Einfluss von Wind und lokaler

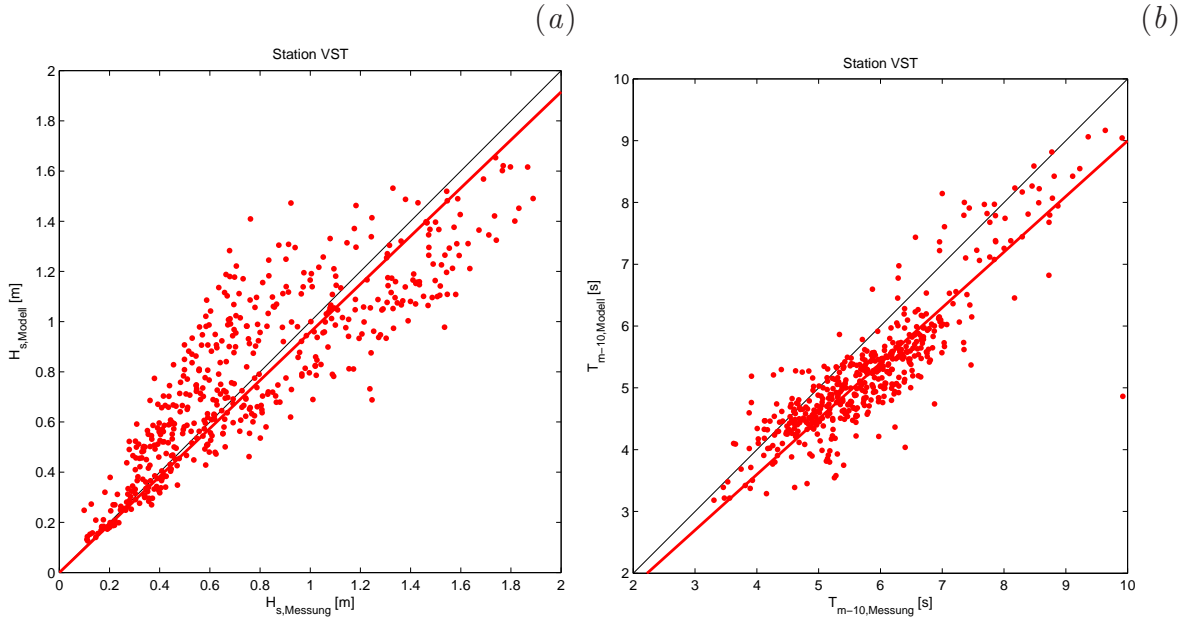


Abbildung 3.6: Streudiagramme für H_s (a) und T_e (b) an der Station VST1.

Wassertiefe dominiert in diesem Gebiet über den Einfluss des durch das Seegat einschwin-
genden Seegangs. Die durchschnittlichen Werte von signifikanten Wellenhöhen und mitt-
leren Perioden sind deshalb — besonders beim Niedrigwasser — sehr klein, was unter
diesen Randbedingungen die Seegangsmessung und -auswertung mit den verwendeten
Wellenrichtungsmeßbojen der Fa. Datawell an der Station RIFFGAT, insbesondere bei
den zeitweise starken Strömung der Tiderinne, sehr schwierig macht. In der Abbildung 3.10
sind die im Zeitraum September–November 2002 auf der Station RIFFGAT gemessenen
Werte von signifikanten Wellenhöhen und mittleren Perioden dargestellt. Auffallend ist
der Bereich von sehr kleinen Wellen, wenige Zentimeter hoch, für die sehr hohe Werte von
mittleren Perioden gemessenen worden sind. Eine Analyse von entsprechenden Rohdaten
(nicht präsentiert) hat gezeigt, dass dieser Effekt in den meisten Fällen von Messstörungen
verursacht wird. In der statistischen Analyse der Ergebnisse auf der Station RIFFGAT
(Abb. 3.9 und Tabellen 3.1 und 3.2) wurden also nur die Zeitpunkte berücksichtigt, für
die die gemessene Wellenhöhe größer als 10 cm war.

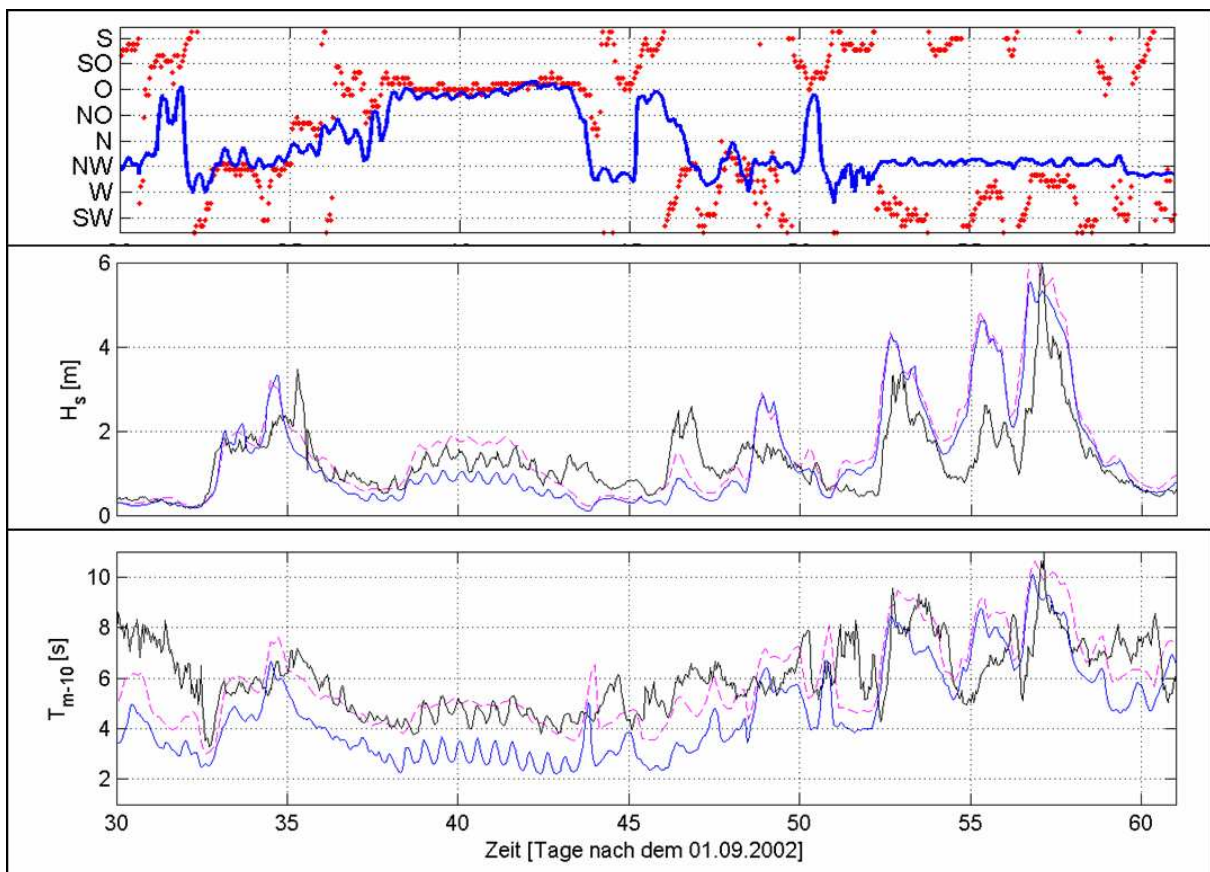


Abbildung 3.7: Oben: an der Station SEE gemessene mittlere Wellenrichtungen (blau) und auf Norderney gemessene Windrichtungen (rot). Mitte: gemessene (schwarz) und mit HIPOCAS-Randbedingungen (rosarot) modellierte (blau) H_s an der Station SEE. Unten: gemessene (schwarz) und mit HIPOCAS-Randbedingungen (rosarot) modellierte (blau) T_e an der Station SEE.

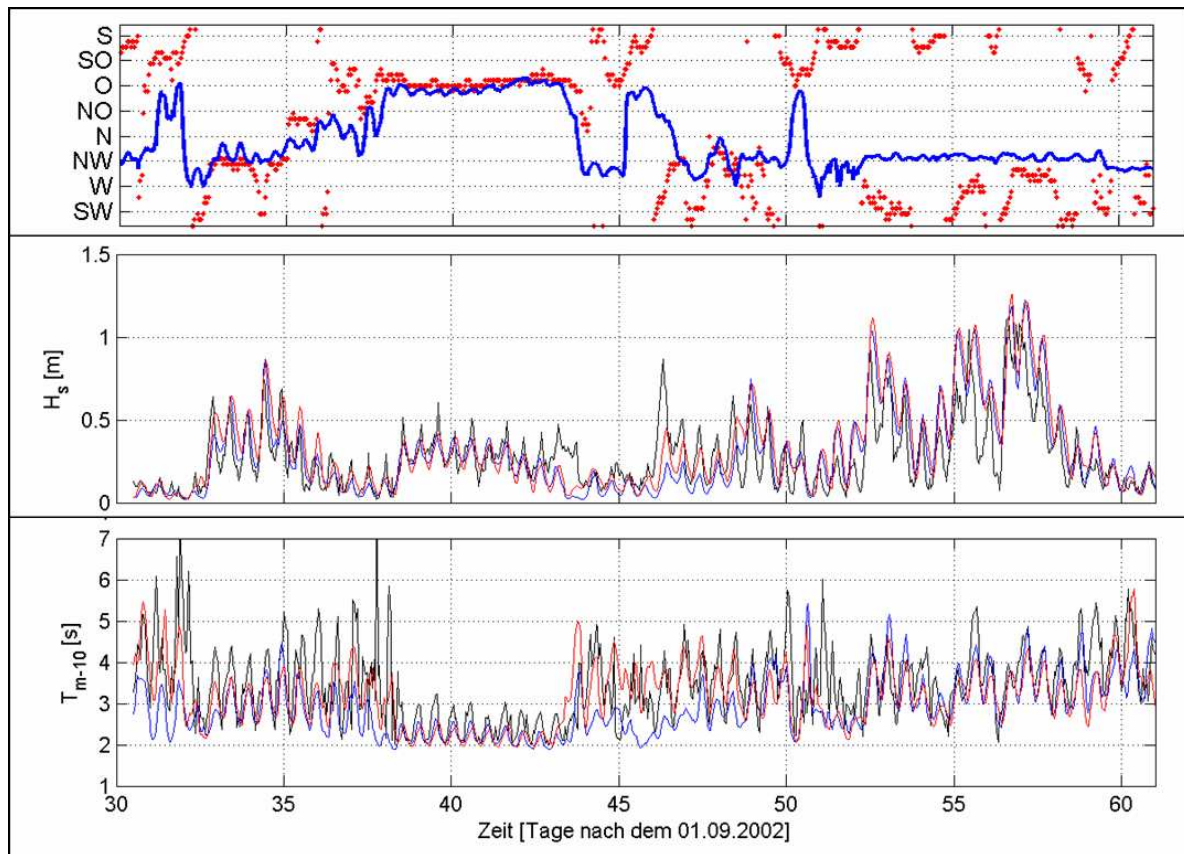


Abbildung 3.8: Wie Abbildung 3.4, für die Station SGT-NEY. Blau: Rechnungen mit HIPOCAS-Randbedingungen; rot: mit SEE-Randbedingungen.

Tabelle 3.1: Standardabweichung der Differenzen und mittlere Differenz von gemessenen und mit HIPOCAS-Randbedingungen berechneten H_s und T_e an den vier analysierten Stationen.

	SEE	VST1	SGT-NEY	RIFFGAT
Anzahl der Daten	1405	504	875	600
Standardabweichung $H_{s,mes} - H_{s,mod}$ [m]	0.63	0.31	0.15	0.16
mittlere Differenz $H_{s,mes} - H_{s,mod}$ [m]	0.01	0.21	-0.02	-0.01
Standardabweichung $T_{e,mes} - T_{e,mod}$ [s]	1.21	1.06	0.83	0.26
mittlere Differenz $T_{e,mes} - T_{e,mod}$ [s]	1.15	1.89	0.58	0.13

Ein Überblick über die statistischen Parameter — Standardabweichung der Differenzen und mittlere Differenz — für alle vier Stationen ist in den Tabellen 3.1 (Rechnungen auf dem größeren Gitter mit HIPOCAS-Randbedingungen) und 3.2 (Rechnungen auf dem kleineren Gitter mit gemessenen Spektren als Randbedingungen) dargestellt. Die modellierten Wellenhöhen auf der Station SEE, SGT-NEY und RIFFGAT sind durchschnittlich nur 1–2 cm zu hoch bzw. zu niedrig. Nur auf der Station VST1 beträgt die mittlere Differenz zwischen modellierten und gemessenen H_s 21 cm. Dies ist auch die Station, an

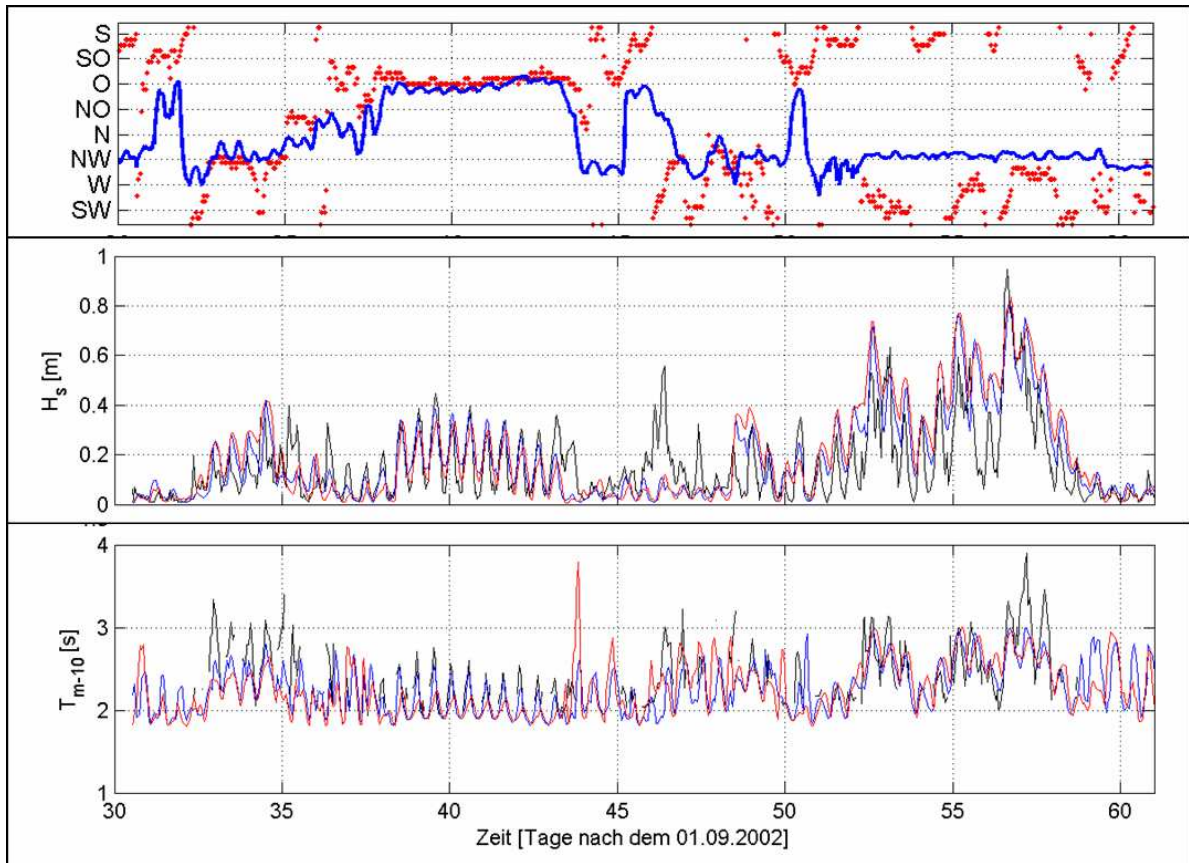


Abbildung 3.9: Wie Abbildung 3.4, für die Station RIFFGAT. Blau: Rechnungen mit HIPOCAS-Randbedingungen; rot: mit SEE-Randbedingungen.

Tabelle 3.2: Standardabweichung der Differenzen und mittlere Differenz von gemessenen und mit SEE-Randbedingungen berechneten H_s und T_e an den vier analysierten Stationen.

	SEE	VST1	SGT-NEY	RIFFGAT
Anzahl der Daten	1405	504	875	600
Standardabweichung $H_{s,mes} - H_{s,mod}$ [m]	—	0.21	0.16	0.14
mittlere Differenz $H_{s,mes} - H_{s,mod}$ [m]	—	-0.02	-0.04	-0.02
Standardabweichung $T_{e,mes} - T_{e,mod}$ [s]	—	0.58	0.82	0.34
mittlere Differenz $T_{e,mes} - T_{e,mod}$ [s]	—	0.56	0.36	0.15

der die modellierten Perioden am stärksten unterschätzt werden (um ungefähr 2 s), und die einzige Station, für die die Ergebnisse der Modellierung mit SEE-Randbedingungen deutlich besser als die der Modellierung mit HIPOCAS-Randbedingungen sind (die mittlere Differenz der Perioden zum Beispiel verringert sich um mehr als 70%). Insgesamt ist die Übereinstimmung zwischen den simulierten und gemessenen mittleren Seegangsparametern und Energiespektren auf allen vier Stationen unter den gegebenen Umständen zufriedenstellend.

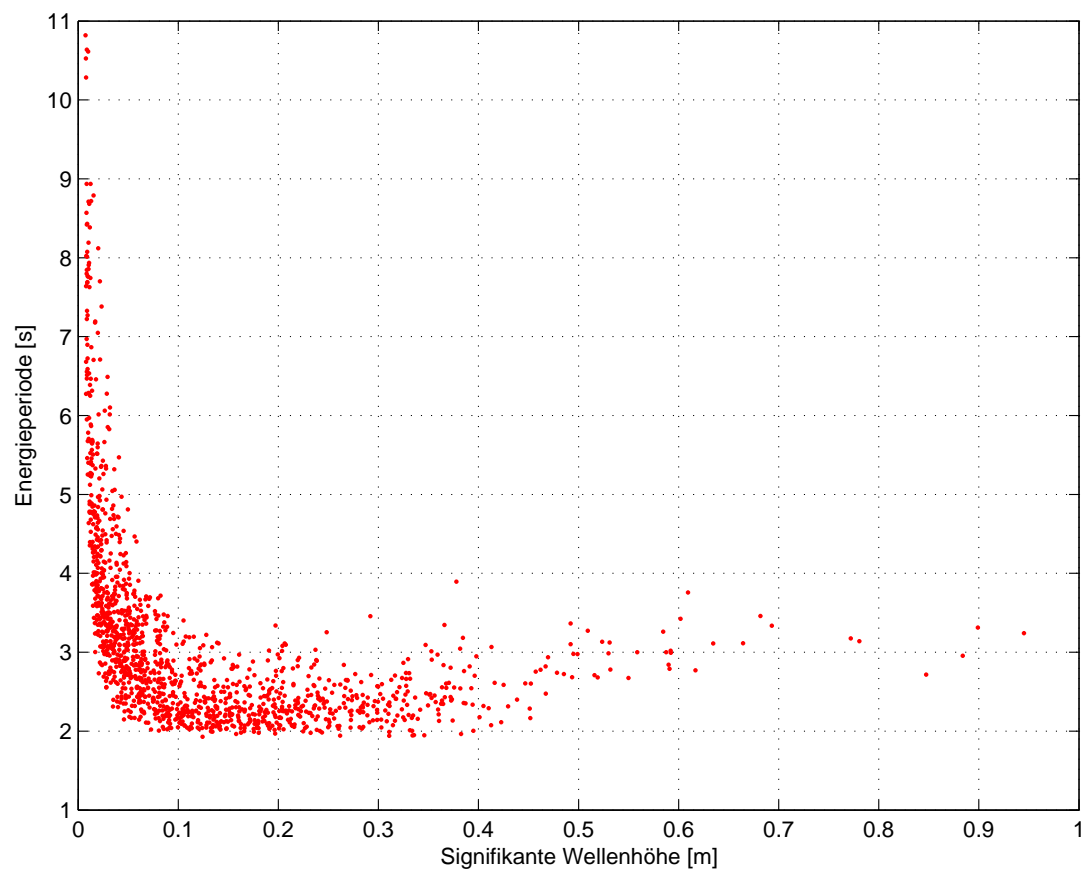


Abbildung 3.10: An der Station RIFFGAT gemessene Werte von H_s und T_e .

Kapitel 4

Ein Verfahren zur beschleunigten Erstellung eines 40-jährigen Datensatzes

Die starke räumliche und zeitliche Variabilität von hydrodynamischen Prozessen im Untersuchungsgebiet kann nur mittels mathematischer Modelle mit hoher Auflösung naturähnlich reproduziert werden. Die Delft3D- und SWAN-Simulationen, die im Rahmen des Projekts MOSES durchgeführt werden, sind deshalb extrem zeitaufwendig. Die Wiederholbarkeit der untersuchten Ereignisse, die unter anderem eine Folge von der Wiederholbarkeit der im HIPOCAS-Projekt erzeugten Daten ist, die als Randbedingungen für die kleinräumige Modellierung angewendet werden, führt jedoch zu der Frage, ob eine Berechnung einer 40-jährigen Zeitreihe tatsächlich für jeden diskreten Zeitschritt erfolgen muss, um das mittelfristige Strömungs- und Seegangsklima im Untersuchungsgebiet charakterisieren zu können. Die Wiederholbarkeit der Randbedingungen erlaubt es nämlich, die analysierten Prozesse mit einer anderen, unvergleichbar effektiveren Methode zu modellieren, die als eine Ergänzung zur physikalischen Modellierung verstanden werden kann und das für die Anwendung mit dem HIPOCAS-Datensatz in diesem Vorhaben entwickelt wurde. Das Verfahren, das auf der Hauptkomponentenanalyse und künstlichen neuronalen Netzen (NN) basiert, ist schematisch in der Abb. 4.1 dargestellt. Die grüne Linie im oberen Teil des Diagramms symbolisiert die HIPOCAS-Input-Daten, die über die ganze Zeitspanne 1962–2002 zur Verfügung stehen. Die darunter in rot gezeichneten Abschnitte markieren die mit Delft3D und SWAN modellierten Perioden. Insgesamt sind mit Delft3D (Wasserstand und Strömung) die Jahre 1962–1965, 1976, 1985, 1993 und 2002 und mit SWAN (Seegang) die Jahre 1962–1964, 1985 und 2002 simuliert worden. Für das hier dargestellte Verfahren spielt die Größe der physikalisch modellierten Datensätze allerdings keine Rolle.

Die Delft3D- und SWAN-Ergebnisse aus den ersten zwei Jahren der Untersuchungsperiode (1962–1963) dienen als grundlegende Daten für das Verfahren. In dem ersten Schritt ist die Hauptkomponentenanalyse dieser Daten durchgeführt worden (blau in der Abb. 4.1). Die Grundlagen der Hauptkomponentenanalyse und ihre Ergebnisse für die fünf

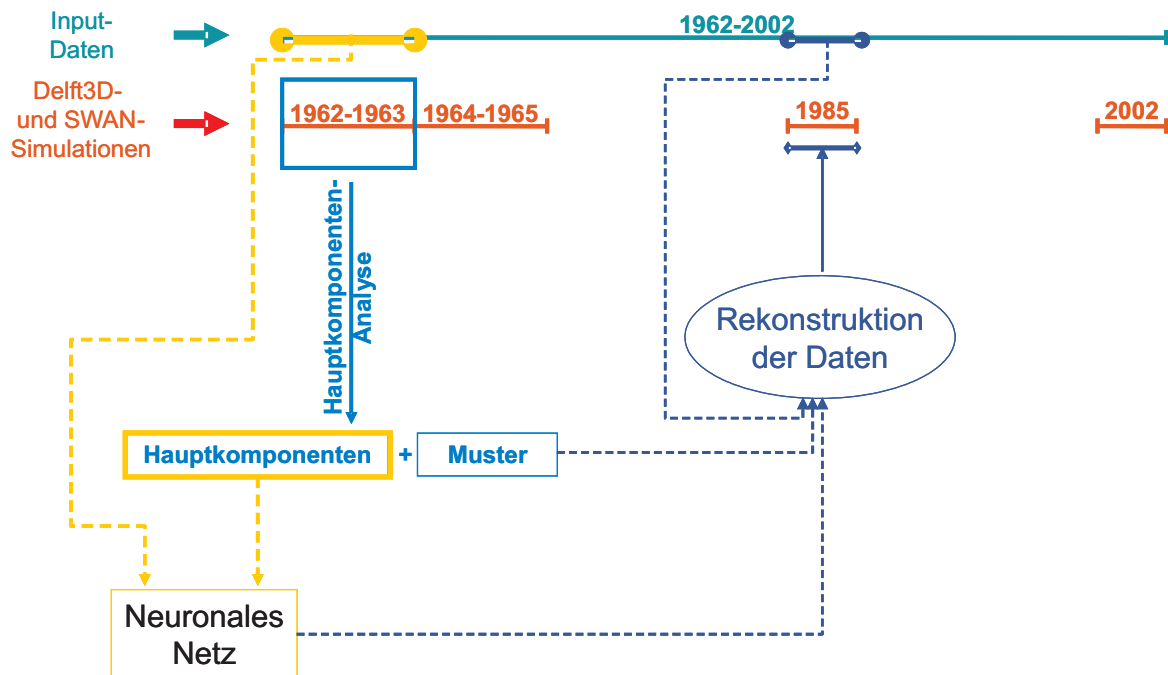


Abbildung 4.1: Das im Projekt MOSES angewendete Verfahren zur Erstellung der 40-Jahre-Datensätze für Wasserstände, Strömungen, signifikante Wellenhöhen und Energieperioden. Genaue Beschreibung im Text.

hier untersuchten Parameter (Wasserstand, Strömung, signifikante Wellenhöhe, Energieperiode und mittlere Wellenrichtung) werden im Kapitel 5 ausführlich beschrieben und diskutiert. Es wird vor allem gezeigt werden, dass die Hauptkomponentenanalyse eine deutliche Reduzierung der Dimensionalität der Daten ohne Verlust von wesentlichem Inhalt bzw. Information ermöglicht. Eine der wichtigsten Annahmen, die hierbei getroffen wurde und die für die weiteren Schritte des Verfahrens von entscheidender Bedeutung ist, lautet, dass die sich aus der Hauptkomponentenanalyse ergebenden Muster einen ‘universellen’ Charakter haben. Mit anderen Worten, es wird angenommen, dass nicht nur die Daten aus den Jahren 1962–1963, sondern auch die aus der ganzen Periode 1962–2002, als lineare Kombination dieser Muster dargestellt werden können.

Der nächste Arbeitsschritt des Verfahrens ist in der Abb. 4.1 in gelb dargestellt: Für jeden von den fünf Parametern, für die 40-jährige Datensätze erstellt werden sollen, wird ein neuronales Netz aufgebaut, mit dem aus den Input-Daten in einem ausgewählten HIPOCAS-Punkt (Kreuz in Abb 2.1) die jeweiligen Hauptkomponenten rekonstruiert werden. Dabei werden die Daten aus der Zeit Januar 1962–Juni 1963 fürs Trainieren der Netze und die Daten aus den restlichen sechs Monaten für die Verifikation angewendet. Die Struktur der neuronalen Netze und die Ergebnisse der Verifikation werden im Absatz 6.2 präsentiert. Die Daten aus einer beliebig ausgewählten Periode können dann als eine lineare Kombination von den Mustern und den mit dem trainierten neuronalen Netz erzeugten

Hauptkomponenten rekonstruiert werden, wie in der Abb. 4.1 in dunkelblau fürs Beispieljahr 1985 dargestellt. Die einzige Voraussetzung ist, dass die entsprechenden Input-Daten für diese Periode zur Verfügung stehen. In den Jahren, in denen die Delft3D- und SWAN-Ergebnisse vorhanden sind, ist die Verifikation der NN-Modellierungsergebnisse möglich. Eine eingehende Analyse der Qualität der mit dem hier präsentierten Verfahren erzeugten Daten wird im Absatz 6.3 beschrieben. Es wird unter anderem gezeigt, dass die mit Delft3D und SWAN einerseits und mit den neuronalen Netzen andererseits modellierten Daten aus statistischer Sicht sehr ähnliche Eigenschaften haben. Beide Datensätze sind also für das Ziel des Projektes MOSES — die statistische Untersuchung der mittelfristigen Variabilität der Strömungs- und Seegangsklimas im Norderneyer Seegat und dessen Umgebung — eine belastbare Grundlage.

Einer der wichtigsten Vorteile des oben beschriebenen Verfahrens ist seine Effizienz. Dank der Hauptkomponentenanalyse kann die NN-Modellierung durchgeführt werden ohne dass man sich um die sehr komplexe räumliche Struktur der Daten kümmern muss. Die neuronalen Netze können also eine einfache Struktur haben und schnell und effizient trainiert werden. Mit einem trainierten Netz ist man in der Lage die Daten aus den fehlenden Jahren in wenigen Sekunden zu produzieren — unvergleichbar schneller als mit Delft3D oder SWAN, die für die gleiche Aufgabe mehrere Monate brauchen.

Kapitel 5

Hauptkomponentenanalyse der Modellierungsergebnisse

Die mit Delft3D und SWAN modellierten Parameter für Tide und Seegang wurden für das in Abb. 5.1 dargestellte Gebiet (s. auch Abb. 2.1) stündlich gespeichert. Wie schon im Kapitel 4 angegeben, sind für die Hauptkomponentenanalyse die Daten aus den Jahren 1962 und 1963 ausgewählt worden. Jeder 5te Delft3D-Gitterpunkt und jeder 7te SWAN-Gitterpunkt je Gitterrichtung sind für die Hauptkomponentenanalyse und für die NN-Modellierung ausgewählt worden, um eine vergleichbare Anzahl von Stützpunkten für die Strömungsdaten und die Seegangsdaten zu erreichen: Die Dimensionen der Datenmatrizen betragen $N_p \times N_t$, mit $N_p = 3454$ für die Delft3D-Ergebnisse und $N_p = 3463$ für die SWAN-Ergebnisse. Dabei sind nur diejenigen Punkte berücksichtigt worden, die mindestens während 10% der Zeit mit Wasser bedeckt waren. $N_t = 17521$ bezeichnet die Zahl der Zeitpunkte, stündlich vom 01.01.1962, 00:00 bis 01.01.1964, 00:00. Die Strömungen sind bei der Hauptkomponentenanalyse als komplexe Zahlen betrachtet worden, wobei die kartesischen x - und y -Komponenten den realen bzw. imaginären Teil der Datenmatrix bildeten. Die mittleren Wellenrichtungen (θ_m) sind als Einheitsvektoren zeigend in Richtung θ_m betrachtet worden. Diese auf den ersten Blick überflüssige Umformung ermöglichte es, die in den ersten fünf Hauptkomponenten erhaltene Varianz auf 85,9% zu erhöhen — im Vergleich zu 76,8%, die mit dem einfachen Verfahren erreicht worden sind, in dem die Richtungen direkt analysiert wurden. Die Verbesserung der Ergebnisse hat vermutlich mit dem ‘Diskontinuitätsproblem’ bei den mittleren Wellenrichtungen wechselnd von unter 360° zu über 0° oder umgekehrt zu tun. Das Verfahren, in dem die mittleren Wellenrichtungen direkt analysiert wurden, gab auch deutlich schlechtere Ergebnisse bei der NN-Modellierung, insbesondere für Richtungen nahe 0° und 360° . Die Elemente der Matrix mit den Wellenrichtungen haben also die Form: $\mathbf{r}_m = \cos \theta_m + i \sin \theta_m$. In der statistischen Analyse der Modellierungsergebnisse wird jedoch nicht \mathbf{r}_m , sondern θ_m , die ursprüngliche Richtungsangabe, genutzt.

Die Ergebnisse der Hauptkomponentenanalyse der Tide- und Seegangsparameter sind in den Absätzen 5.2–5.6 dargestellt. Die Grundlagen der Hauptkomponentenanalyse sind

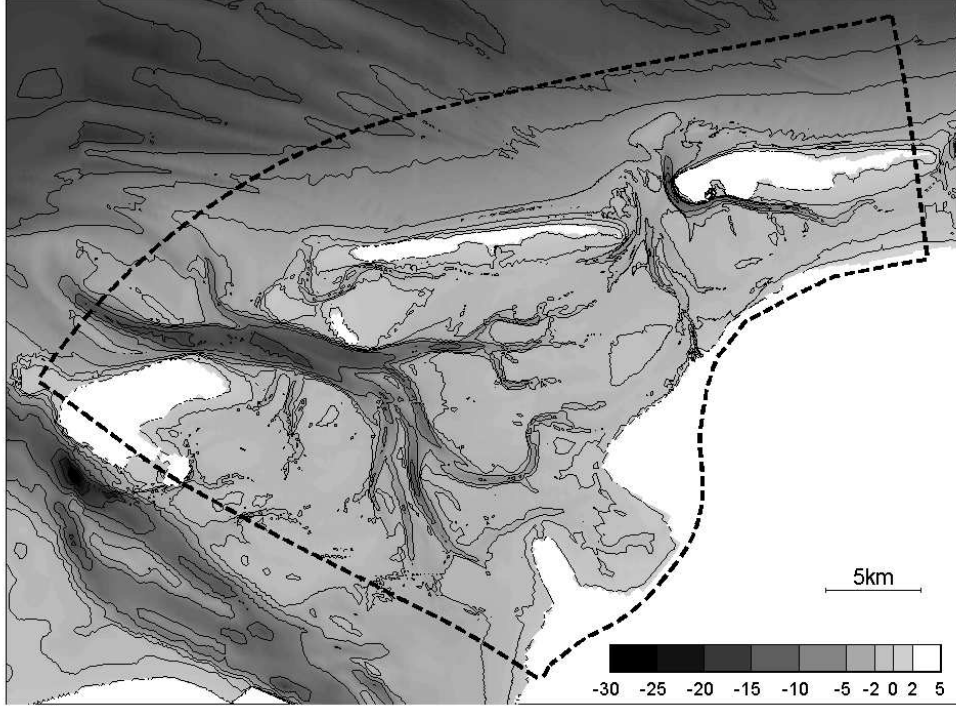


Abbildung 5.1: Die Grenzen und die Topographie (in Meter) des Gebiets, in dem die Hauptkomponentenanalyse der Ergebnisse und die NN-Modellierung durchgeführt werden.

in zahlreichen Textbüchern beschrieben worden, siehe z.B. Preisendorfer (1988). Die wichtigsten Angaben zu diesem Verfahren werden in dem nächsten Absatz zusammengefasst.

5.1 Grundlagen der Hauptkomponentenanalyse

Wir nehmen an, dass $\tilde{\mathbf{D}} = [\tilde{D}_{pt}]$ eine $(n_p \times n_t)$ -Datenmatrix mit realen oder komplexen Werten bezeichnet. Nachdem der Mittelwert von jeder Zeile von $\tilde{\mathbf{D}}$ subtrahiert ist:

$$\mathbf{D} = \tilde{\mathbf{D}} - \frac{1}{n_t}(\tilde{\mathbf{D}}\mathbf{I}^T)\mathbf{I}$$

wird die Kovarianzmatrix \mathbf{C} berechnet:

$$\mathbf{C} = \frac{1}{n_t - 1} \mathbf{D} \mathbf{D}^+.$$

\mathbf{I} bezeichnet eine $(1 \times n_t)$ -Einheitsmatrix und $^+$ – die transponierte komplex Konjugierte. Die Eigenwertanalyse von \mathbf{C} ergibt $q = 1, \dots, n_p$ Eigenvektoren (die sogenannten Muster) $\mathbf{M}_q = [M_{p1}]$ und zu ihnen gehörenden Eigenwerte λ_q . Die Muster können nach der Größe der Eigenwerte sortiert werden. Der Anteil der gesamten Varianz des Datensatzes, der durch das q -te Muster beschrieben wird, beträgt $\lambda_q / \text{Tr}(\mathbf{C})$. Die ursprünglichen Daten

können als eine Summe:

$$\mathbf{D} = \sum_{q=1}^{n_p} \mathbf{M}_q \mathbf{P}_q \quad (5.1)$$

rekonstruiert werden. Jede von den Hauptkomponenten \mathbf{P}_q wird als die Projektion der Daten \mathbf{D} auf das entsprechende Muster berechnet:

$$\mathbf{P}_q = \mathbf{M}_q^+ \mathbf{D}.$$

In einer typischen Anwendung der Hauptkomponentenanalyse wird die Summe (5.1) nach einer gewissen Zahl der Glieder abgeschnitten, so dass nur die ‘wichtigsten’ Muster und Hauptkomponenten, die einen bestimmten Anteil der Varianz beinhalten, genutzt werden. Damit ist die Hauptkomponentenanalyse ein Verfahren, das die Reduzierung der Dimensionalität der Daten ohne Verlust von wesentlichen Informationen erlaubt. Es kann auch zur Entfernung von Störungen oder Rauschen angewendet werden.

Die zugrundeliegende Idee der Hauptkomponentenanalyse ist eine geeignete lineare Transformation des Koordinatensystems: Zuerst wird eine neue x_1 -Achse im n_p -dimensionalen Raum gesucht, so dass die Projektion von \mathbf{D} auf diese Achse maximal wird. Nachdem die ‘optimale’ Position der x_1 -Achse gefunden ist, wird die Position von der x_2 -Achse bestimmt, so dass der maximale Anteil des Residuums $\mathbf{D} - \mathbf{M}_1 \mathbf{P}_1$ beschrieben wird, und so weiter.

5.2 Hauptkomponentenanalyse der Wasserstände

Schon die erste Hauptkomponente der Wasserstände kann über 97% der gesamten Varianz (Varianz steht hier für den Informationsgehalt) des analysierten Datensatzes beschreiben (Tab. 5.1). Mit den ersten drei Hauptkomponenten können über 99,6% der Varianz rekonstruiert werden. Die räumlichen Muster, die zu diesen Hauptkomponenten gehören,

Tabelle 5.1: Anteil der ersten 10 Hauptkomponenten der Wasserstände und Strömungen an der gesamten Varianz des jeweiligen Datensatzes (in %)

Muster	Wasserstand		Strömung	
	einzel	kumulativ	einzel	kumulativ
1.	97,177	97,177	84,471	84,471
2.	1,803	98,980	7,263	91,734
3.	0,638	99,618	1,966	93,699
4.	0,144	99,762	1,508	95,208
5.	0,052	99,814	0,677	95,885
6.	0,034	99,848	0,535	96,419
7.	0,029	99,877	0,403	96,823
8.	0,023	99,900	0,290	97,113
9.	0,017	99,917	0,229	97,342
10.	0,012	99,929	0,202	97,544

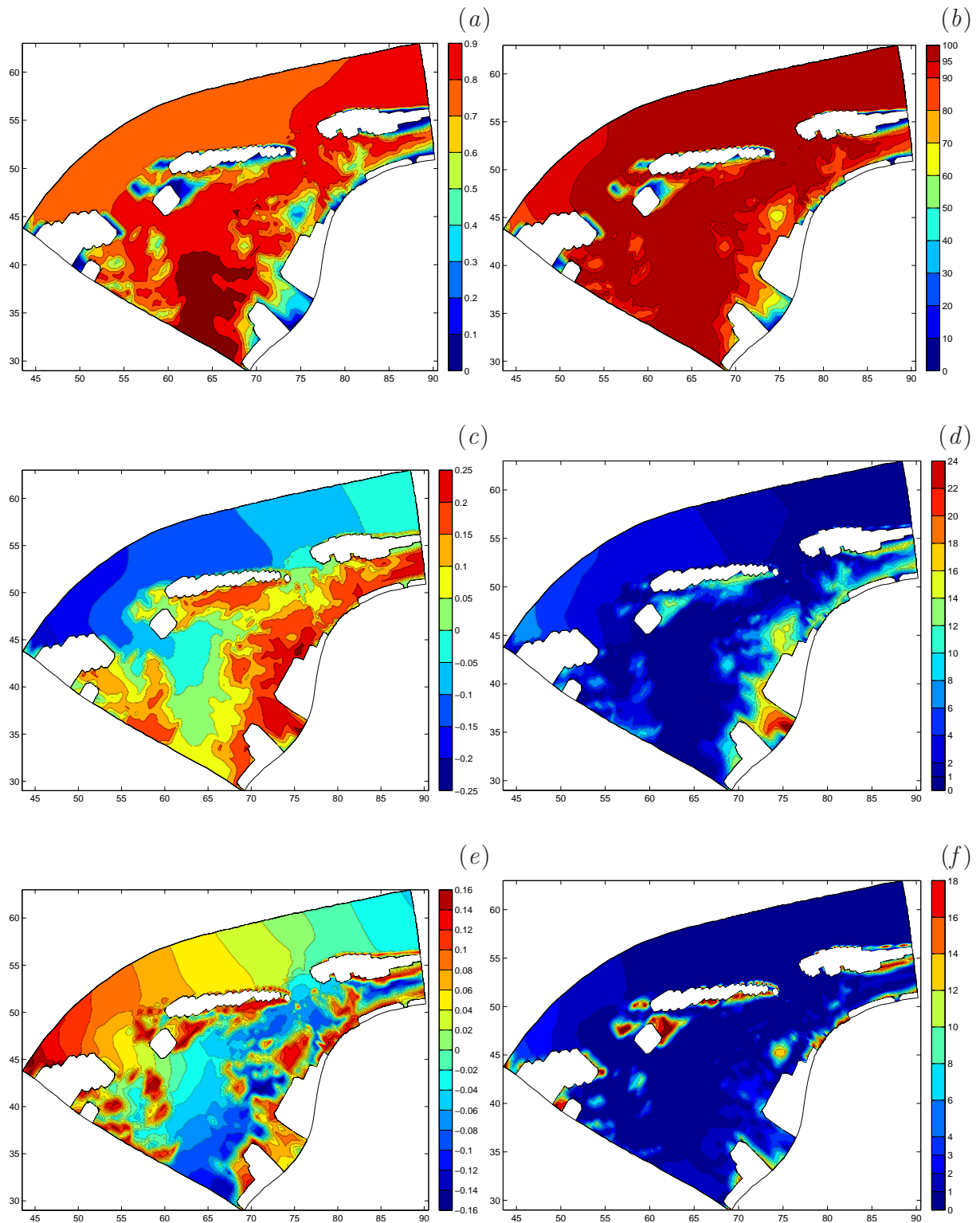


Abbildung 5.2: Ergebnisse der Hauptkomponentenanalyse der Wasserstände in den Jahren 1962–1963: die ersten drei Muster (a, c, e) und die räumliche Verteilung des Varianzanteils (in %) in diesen Mustern (b, d, f). Achsenbeschriftung in km.

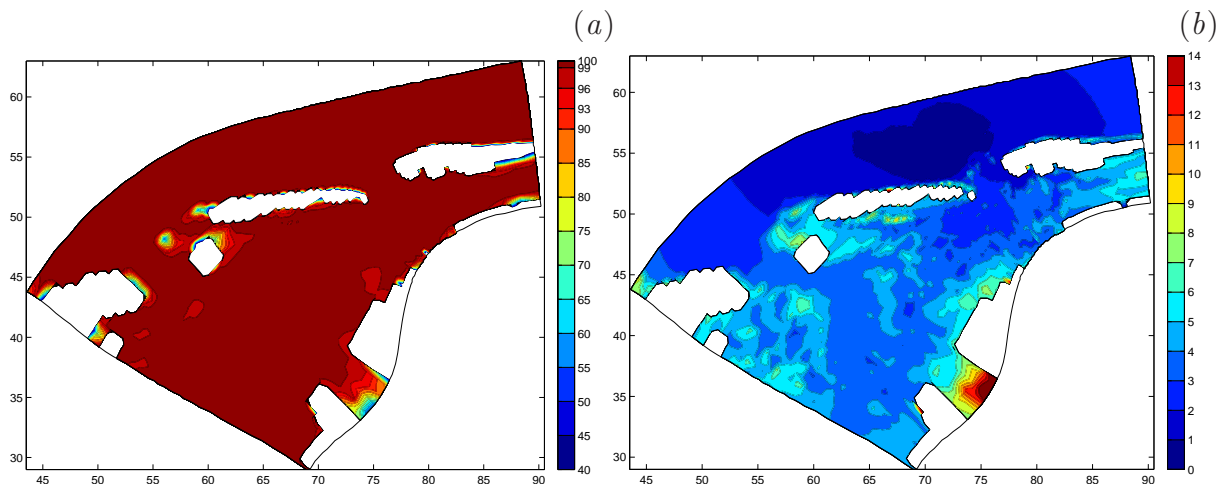


Abbildung 5.3: Der Anteil (in %) der mit den fünf ersten Hauptkomponenten rekonstruierten Varianz (a) und die Standardabweichung der Differenzen (in cm) zwischen den ursprünglichen und den mit fünf Hauptkomponenten rekonstruierten Daten (b). Achsenbeschriftung in km.

sind in den linken Höhenlinienkarten der Abb. 5.2 dargestellt. (Die Farbskala in jedem Bild wurde an die Werte des jeweiligen Muster angepasst; die Muster wurden so skaliert, dass jede Hauptkomponente eine Standardabweichung von 1 hat). Wie man sehen kann, bildet das erste Muster und die zu ihm gehörende Hauptkomponente in hohem Maße die Variationen des mittleren Wasserstandes in dem Untersuchungsgebiet ab. Dieses Muster hat positive Werte in jedem Gitterpunkt. Seewärts von den Inseln und in den Rinnen sind die Variationen von diesen Werten gering. Nur über den Wattflächen unterscheiden sich die Werte deutlich von denen in den umgebenden Gebieten. Dies sind die Punkte, bei denen in der ersten Komponente weniger als 90% der Varianz beinhaltet ist (Abb. 5.2b).

Das zweite und dritte Muster (Abb. 5.2c,e) spiegeln u.a. den Wasserstandsgradienten entlang der Küste wider, der durch die Ausbreitung des Tidesignals erzeugt wird. Auch die Neigung der Wasseroberfläche in den Prielen und Rinnen während Ebbe/Flut ist in der Struktur des zweiten und dritten Musters deutlich sichtbar. Diese Muster (genauso wie die weiteren, nicht abgebildeten) sind durch eine höhere räumliche Variabilität über den Wattflächen und an der Küste gekennzeichnet und nur von lokaler Bedeutung, wie die Abb. 5.2d,f deutlich zeigt. Die ersten fünf Muster zusammen beschreiben über 99% der Varianz in 93% der Punkte und über 97% der Varianz in 97% der Punkte (Abb. 5.3a). Die Standardabweichung der Differenzen zwischen den ursprünglichen und den mit fünf Hauptkomponenten rekonstruierten Daten variiert von 3–4 cm seewärts von den Inseln bis zu 5–8 cm über den Wattflächen (Abb. 5.3b). Nur in einigen vereinzelten Punkten ist dieser Parameter etwas höher. Die höchsten Werte erreicht er in der Leybucht, in der ein sehr großer Flächenanteil über dem mittleren Wasserstand liegt und damit selten mit Wasser überdeckt ist. Folgendermaßen enthalten die Zeitreihen von Wasserständen in den

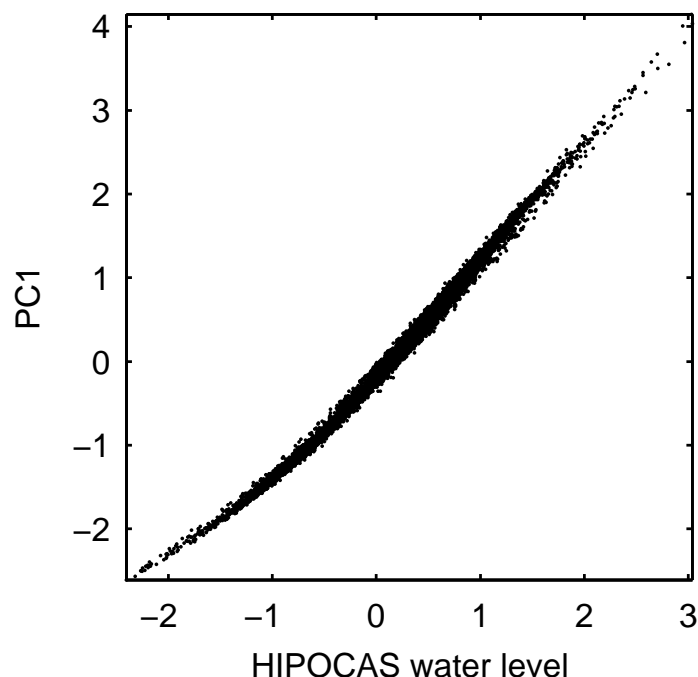


Abbildung 5.4: Verhältnis zwischen der ersten Hauptkomponente der Wasserstände und den HIPOCAS-Wasserständen in dem Input-Punkt.

in der Leybucht liegenden Punkten längere Perioden mit konstanten Werten (Trockenfallperioden), die nur mit einer sehr großen Zahl der Hauptkomponenten genau rekonstruiert werden könnten. Es ist ein Phänomen, das dem bekannten Problem aus der Fourier-Analyse von stückweise konstanten Funktionen entspricht.

Die oben skizzierte Interpretation der Rolle des ersten Muster wird durch eine einfache Abhängigkeit zwischen der ersten Hauptkomponente und den HIPOCAS-Wasserständen in dem Input-Punkt bestätigt (Abb. 5.4). Der Korrelationskoeffizient zwischen den beiden Zeitreihen beträgt 99,7%. Außerdem, für Wasserstände höher als ~ 0 m NN ist dieses Verhältnis fast linear. Wie erwartet, offenbart sich das nichtlineare Verhalten des Systems stärker bei niedrigen Wasserständen, wenn die Topographie, Bodenreibung usw. eine dominante Rolle spielen.

Wie Abb. 5.5 zeigt, gibt es auch eine deutliche Abhängigkeit zwischen der ersten und den weiteren Hauptkomponenten (und folgend, zwischen den HIPOCAS-Wasserständen und den weiteren Hauptkomponenten). In den Streudiagrammen ist der Verlauf der Tiden klar bemerkbar — im durch die ersten fünf Hauptkomponenten gespannten Raum wird während eines typischen Tidezyklus eine fünfdimensionale ‘Schleife’ gezeichnet, die durch die Bereiche der höchsten Konzentration der Punkte verläuft. All das ist für die NN-Modellierung, insbesondere für die erreichbare Qualität der mit einem neuronalen Netz rekonstruierten Hauptkomponenten, von entscheidender Bedeutung.

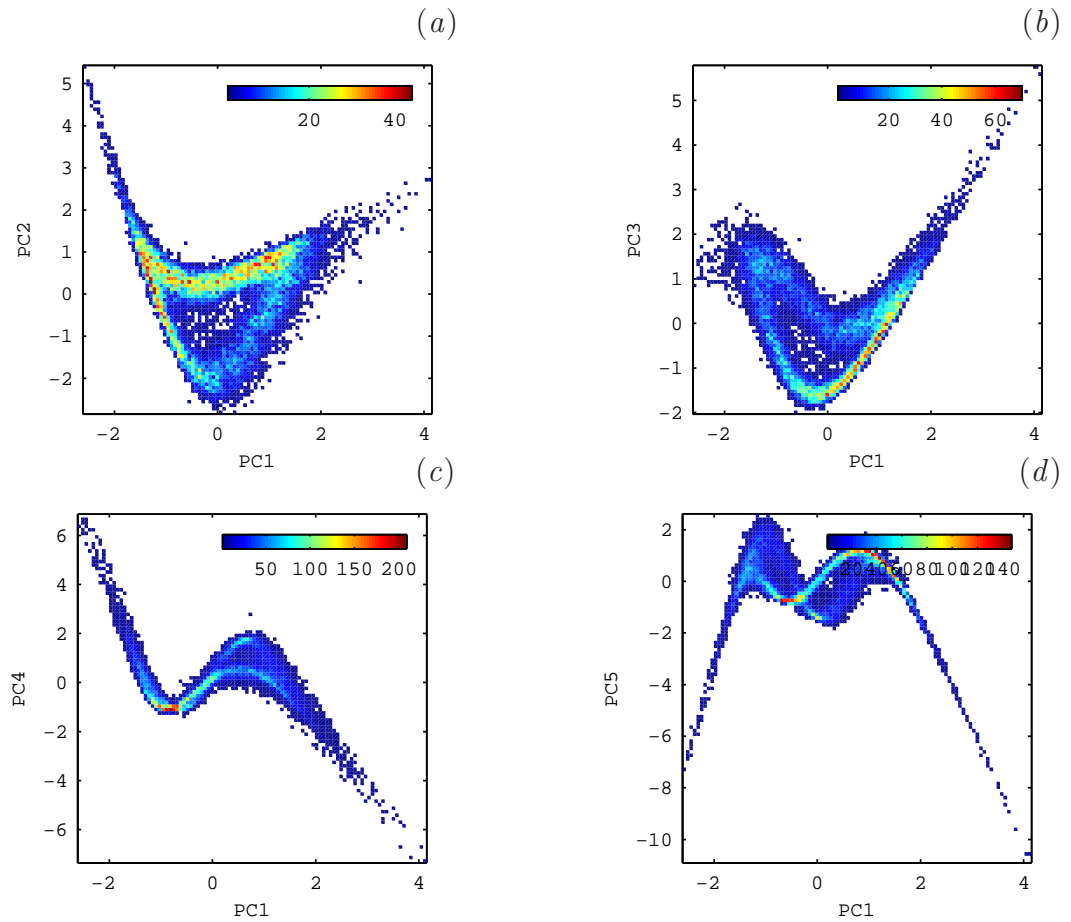


Abbildung 5.5: Streudiagramme für die ersten fünf Hauptkomponenten der Wasserstände.

5.3 Hauptkomponentenanalyse der Strömungen

Die ersten drei Muster der Strömungen und die räumliche Verteilung des in ihnen enthaltenen Anteils an der Varianz sind in der Abb. 5.6 dargestellt. Die erste Hauptkomponente beschreibt 84,5% der Varianz, die zweite 7,3% — und damit wie zu vermuten deutlich weniger als die ersten Hauptkomponenten der Wasserstände (siehe Tabelle 5.1). Außerdem ist der restliche Teil der Varianz relativ gleichmäßig auf die weiteren Mustern verteilt. Es wären so mehr als 40 weitere Muster nötig um 99% der gesamten Varianz zu reproduzieren.

Das erste, ‘energiereichste’ Muster (Abb. 5.6a) spiegelt hauptsächlich die Strömungen in den tiefen Rinnen und Prielen wider, wo es über 90% der Varianz beschreibt. Im Gebiet seewärts von den Inseln ist die Varianz fast ausschließlich unter den ersten zwei Mustern verteilt (Abb. 5.6a–d). Die weiteren Muster sind nur lokal von Bedeutung, vor allem über den Wattflächen. Dabei ist zu beachten, dass die Zeitreihen von Punkten auf Wattflächen oft Perioden mit Nullwerten beinhalten (Trockenfallperioden). Ein Beispiel einer Zeitreihe von Strömungsgeschwindigkeitskomponenten an einer Stelle im Watt, die nur während der Perioden mit höchsten astronomischen Tideamplituden (Springtide) und/oder starkem

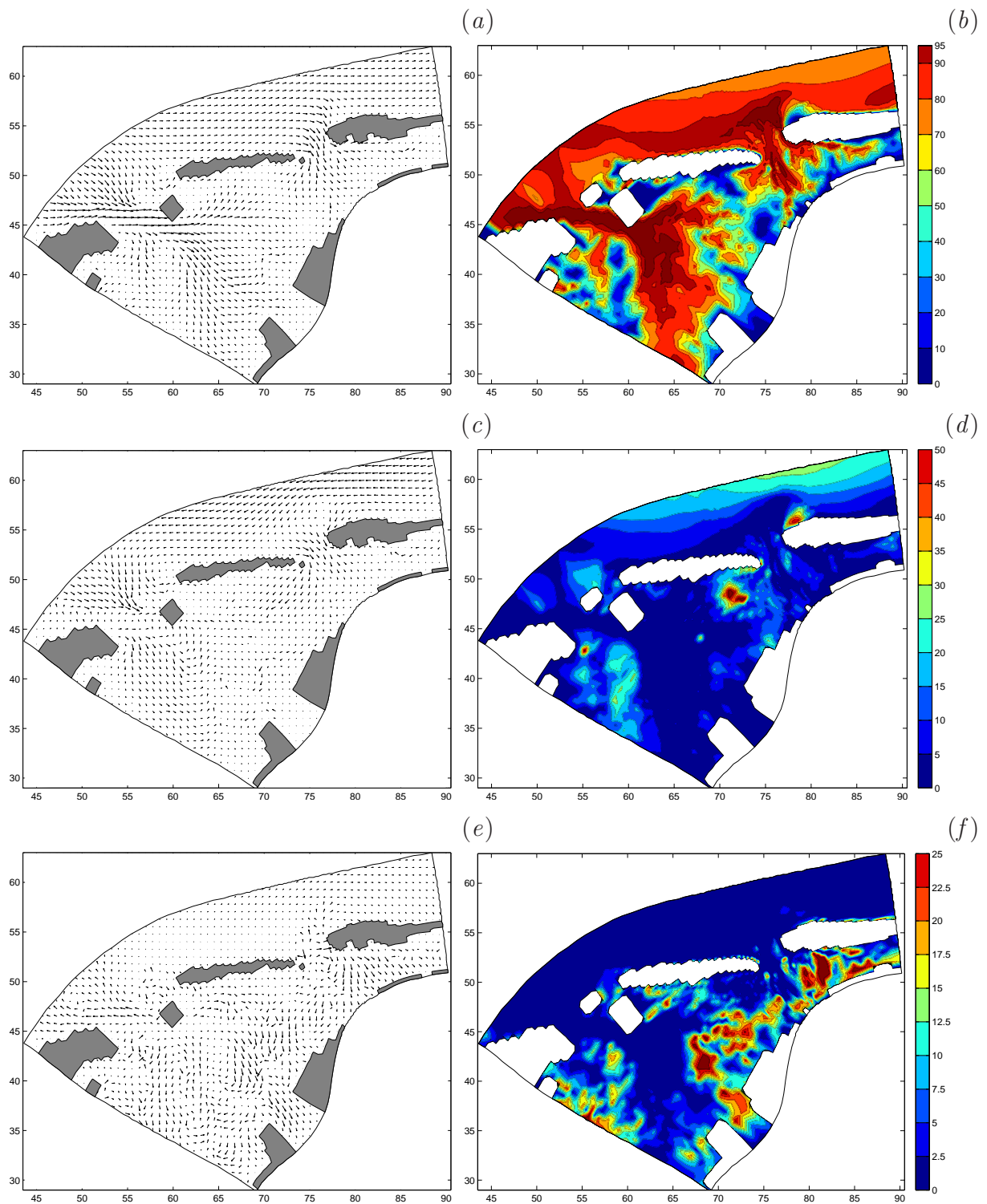


Abbildung 5.6: Ergebnisse der Hauptkomponentenanalyse der Strömungen in den Jahren 1962–1963: die ersten drei Muster (a, c, e) und die räumliche Verteilung des Varianzanteils (in %) in diesen Mustern (b, d, f). Achsenbeschriftung in km. Für eine bessere Darstellung wurden die Vektoren auf ein regelmäßiges Gitter interpoliert.

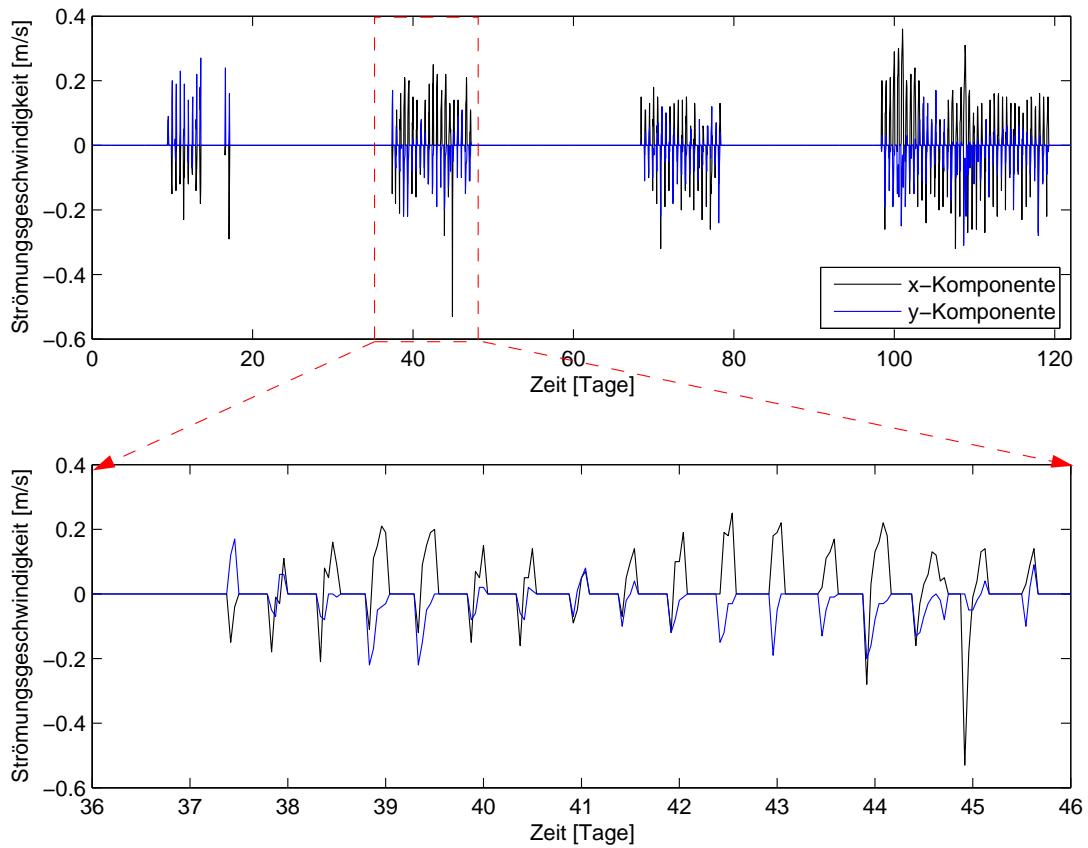


Abbildung 5.7: Ein Beispiel von Zeitreihen der Strömungsgeschwindigkeitskomponenten an einer trockenfallenden Stelle im Watt.

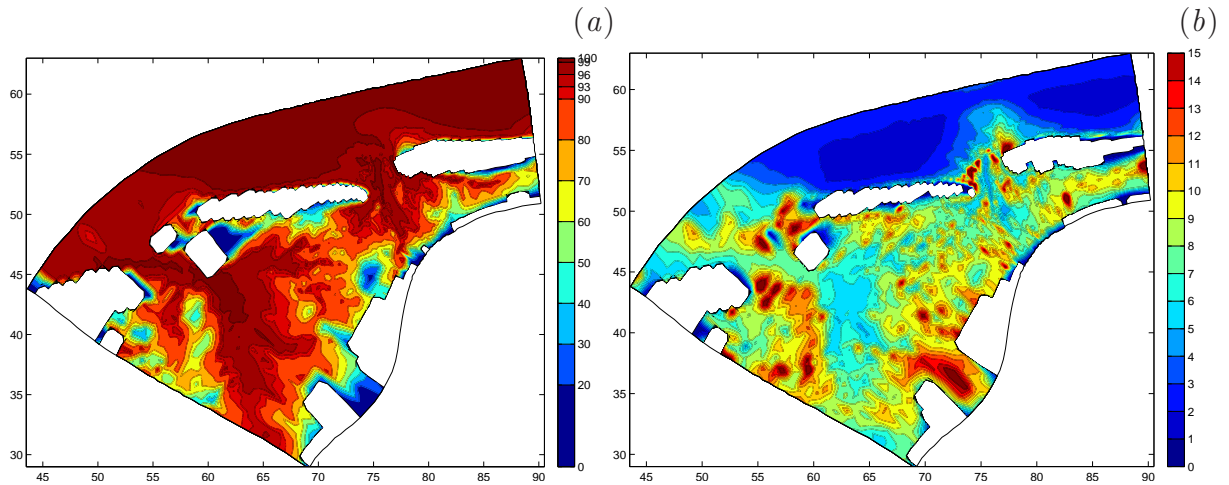


Abbildung 5.8: Der Anteil (in %) der mit den fünf ersten Hauptkomponenten rekonstruierten Varianz der Strömungen (a) und die Standardabweichung der Differenzen (in cm) zwischen den ursprünglichen und den mit fünf Hauptkomponenten rekonstruierten Daten (b). Achsenbeschriftung in km; Standardabweichung der Differenzen in cm/s.

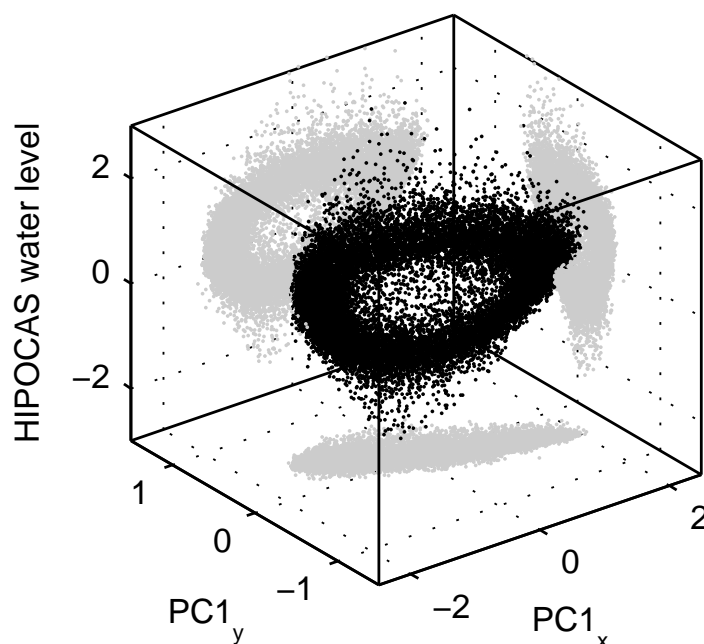


Abbildung 5.9: Abhängigkeit der ersten Hauptkomponente der Strömungen von den HIPOCAS-Wasserständen in dem Input-Punkt. Die grauen Punkte zeigen die Projektion der schwarzen Punkten auf die Ebenen des Koordinatensystems.

Wind überströmt wird, ist in der Abb. 5.7 dargestellt.

Im Fall von Strömungen ist der Einfluss von Trockenfallen und Überströmen der Wattflächen größer als bei den Wasserständen: kurz bevor ein gegebener Punkt trocken fällt und kurz nachdem er wieder überströmt wird, treten im Modell relativ hohe Strömungsgeschwindigkeiten auf, die zu sehr unregelmäßigen Zeitreihen führen. Diese Tatsache kann, zumindest teilweise, die oben erwähnte starke Streuung der Varianz auf zahlreiche nur lokal bedeutende Muster erklären. Daraus kann geschlossen werden, dass das Weglassen von den weiteren Mustern die Qualität des Datensatzes sogar verbessert, indem die numerischen Störungen, die aus Modellen wie Delft3D nie vollständig eliminiert werden können, entfernt werden.

Die räumliche Verteilung der durch die ersten fünf Muster beschriebenen Varianz spiegelt die Topographie des Untersuchungsgebietes wider (Abb. 5.8a): je größer die Wassertiefe, desto höher der Prozentgehalt der Varianz. Die ersten fünf Muster beinhalten über 97% der Varianz in 49,5% der Punkte und über 90% der Varianz in 69,8% der Punkte. Seewärts von den Inseln werden die Strömungsgeschwindigkeiten mit einer Genauigkeit von 4–6 cm/s reproduziert. Im Wattenmeer beträgt die Standardabweichung der Differenzen zwischen den ursprünglichen und den rekonstruierten Daten 7 bis 10 cm/s (Abb. 5.8b). Insgesamt ist sie niedriger als 10 cm/s in 95,9% der Punkte.

Nicht überraschend gibt es eine Phasenverschiebung von etwa 90° zwischen der ersten Hauptkomponente der Wasserstände — und folglich zwischen den HIPOCAS-Wasser-

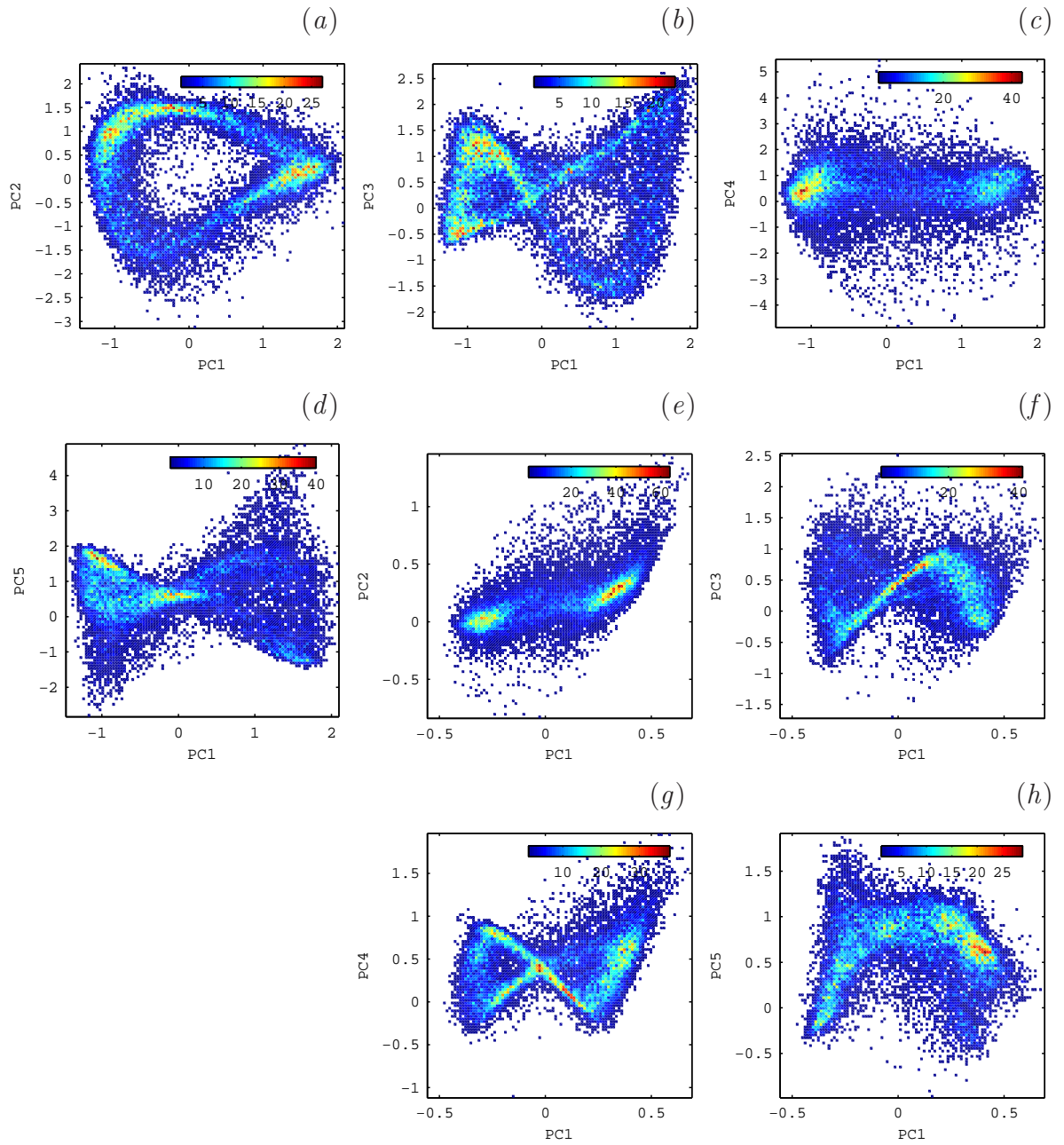


Abbildung 5.10: Streudiagramme für die ersten fünf Hauptkomponenten der Strömungen: x -Komponenten: (a)–(d) und y -Komponenten: (e)–(h).

ständen (Abb. 5.4) — und der ersten Hauptkomponente der Strömungen, wie in der Abb. 5.9 dargestellt. Die Punkte sind relativ breit um diese ‘ideale’ Kurve gestreut, genauso wie in den in Abb. 5.10 dargestellten Streudiagrammen für die ersten fünf Hauptkomponenten. Dies ist ein Zeichen dafür, dass die Strömung sehr empfindlich für relativ kleine und für Wasserstände unbedeutende Variationen von Randbedingungen ist. Dieses bekannte Phänomen lässt vermuten, dass die NN-Modellierung von Strömungen eine deutlich schwierigere Aufgabe als die NN-Modellierung von Wasserständen ist. Die Ergebnisse werden im Kapitel 6 näher erläutert.

5.4 Hauptkomponentenanalyse der signifikanten Wellenhöhen

Die Ergebnisse der Hauptkomponentenanalyse der signifikanten Wellenhöhen sind in der Tabelle 5.2 und in der Abb. 5.11 dargestellt. Die erste Hauptkomponente beinhaltet fast 94% der gesamten Varianz, ihre Bedeutung ist aber im tiefen Wasser im nördlichen Teil des Untersuchungsgebiets deutlich höher als im Wattenmeer: Seewärts von den Inseln beschreibt sie über 90% der Varianz, in den Prielen und Rinnen zwischen 70% und 80% und weniger als 70% über den Wattflächen (Abb. 5.11*b*). Die zweite Hauptkomponente dagegen, die 3,3% der gesamten Varianz beinhaltet, ist nur an flachen, während der Ebbe trockenfallenden Stellen von Bedeutung (Abb. 5.11*d*). Die weiteren Hauptkomponenten beschreiben nur in einzelnen Punkten mehr als 5% der Varianz. Die Qualität der mit den fünf ersten Hauptkomponenten rekonstruierten Daten aus den Jahren 1962–1963 ist in der Abb. 5.12 graphisch präsentiert. Die Standardabweichung der Differenzen zwischen den ursprünglichen und den rekonstruierten Daten variiert von 2–4 cm über den Wattflächen (bei mittleren signifikanten Wellenhöhen von 20–30 cm) bis zu 7–8 cm am nördlichen Rand des Untersuchungsgebietes (bei mittleren signifikanten Wellenhöhen von 110–120 cm). Wie zu erwarten sind also die relativen Fehler in der Rekonstruktion seewärts von den Inseln kleiner als im Wattenmeer.

Im Gegenteil zu den Hauptkomponenten der Wasserstände und Strömungen, zwischen denen relativ klare Abhängigkeiten existieren (siehe die Streudiagramme in den Abb. 5.5 und 5.10), die die ‘innere Struktur’ der Datensätze offenbaren, formen die Streudiagramme der Hauptkomponenten der signifikanten Wellenhöhen unregelmäßige Wolken von Punkten, in denen keine herleitbare Struktur beobachtet werden kann. Es gibt auch keine einfache Abhängigkeit der Hauptkomponenten von dem Zeitverlauf der HIPOCAS-Parameter in dem Input-Punkt, die den in den Abb. 5.4 und 5.10 dargestellten Verhältnissen entsprechen könnte. Es ist ein deutlicher Hinweis darauf, dass die räumliche Verteilung der Wellenhöhen im Untersuchungsgebiet eine sehr komplizierte Funktion von vielen Parametern mit vergleichbar großem Einfluss auf das Endergebnis ist, was u.a. zu den Schwierigkeiten bei der NN-Modellierung von Seegangparametern führt (siehe Kapitel 6.2 und 6.3).

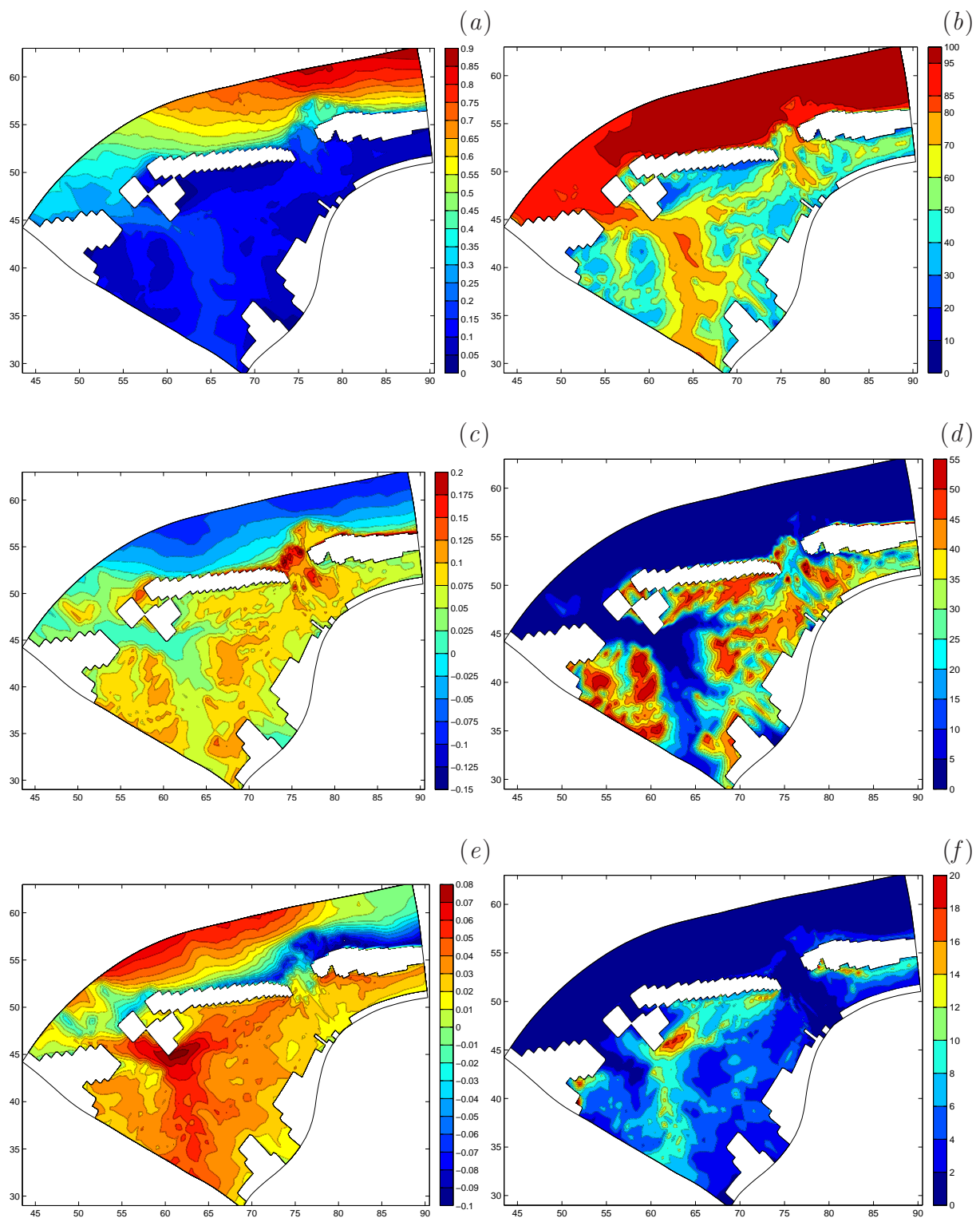


Abbildung 5.11: Ergebnisse der Hauptkomponentenanalyse der signifikanten Wellenhöhen in den Jahren 1962–1963: die ersten drei Muster (a, c, e) und die räumliche Verteilung des Varianzanteils (in %) in diesen Mustern (b, d, f). Achsenbeschriftung in km.

Tabelle 5.2: Anteil der ersten 10 Hauptkomponenten der signifikanten Wellenhöhen, der Energieperioden und der mittleren Wellenrichtungen an der gesamten Varianz des jeweiligen Datensatzes (in %)

Muster	sign. Wellenhöhe		Energieperiode		mittl. Wellenrichtung	
	einzel	kumulativ	einzel	kumulativ	einzel	kumulativ
1.	93,956	93,956	77,815	77,815	70,594	70,594
2.	3,348	97,304	10,917	88,732	9,727	80,321
3.	0,866	98,170	1,511	90,243	2,553	82,874
4.	0,475	98,645	1,276	91,519	1,953	84,828
5.	0,260	98,905	1,053	92,572	1,046	85,874
6.	0,176	99,081	0,700	93,272	0,848	86,722
7.	0,164	99,246	0,572	93,845	0,690	87,412
8.	0,091	99,336	0,448	94,293	0,579	87,991
9.	0,080	99,416	0,407	94,700	0,517	88,508
10.	0,067	99,483	0,338	95,039	0,468	88,976

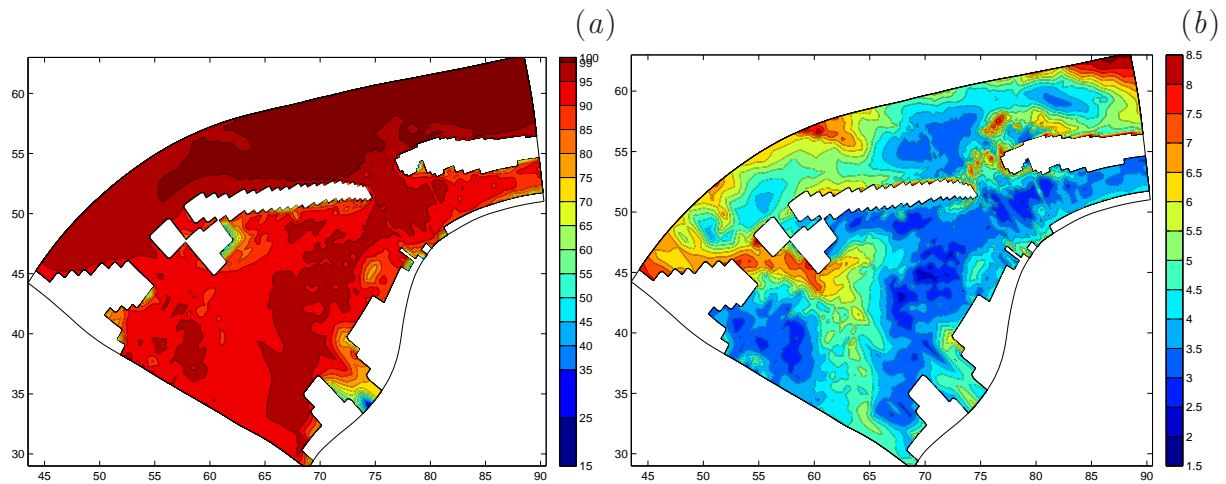


Abbildung 5.12: Der Anteil (in %) der mit den fünf ersten Hauptkomponenten rekonstruierten Varianz der signifikanten Wellenhöhen(a) und die Standardabweichung der Differenzen (in cm) zwischen den ursprünglichen und den mit fünf Hauptkomponenten rekonstruierten Daten (b). Achsenbeschriftung in km; Standardabweichung der Differenzen in cm.

5.5 Hauptkomponentenanalyse der Energieperioden

Von den fünf analysierten Parametern ist die Energieperiode, neben den mittleren Wellenrichtungen, derjenige, der für die hier angewendeten Modellierungsverfahren die schwierigste Herausforderung darstellt. Es macht sich schon in den Ergebnissen der Hauptkomponentenanalyse bemerkbar (Tabelle 5.2): Die erste Hauptkomponente beinhaltet 77,8% der gesamten Varianz, deutlich weniger als im Fall von Wasserständen, Strömungsgeschwindigkeiten und signifikanten Wellenhöhen; die ersten fünf Hauptkomponenten beschreiben insgesamt 92,6% der Varianz; mehr als 50 Hauptkomponenten wären notwendig um 99% der Varianz zu reproduzieren.

Die ersten drei Muster und die räumliche Verteilung der von ihnen beschriebenen Varianz sind in der Abb. 5.13 dargestellt. Ähnlich wie bei den signifikanten Wellenhöhen spiegelt das erste Muster der Energieperioden eine klare Teilung des Seegangsklimas im Untersuchungsgebiet auf die Bereiche seewärts und landwärts von den Inseln wider. Im tiefen Wasser reicht die erste Hauptkomponente um über 90% der Varianz zu reproduzieren. Im Wattenmeer dagegen beschreibt diese Hauptkomponente nur weniger als 50% der Varianz. Interessant ist die Verteilung der Varianz südlich von den Inseln auf die zweite und dritte Hauptkomponente (Abb. 5.13*d,e*): Generell ist die zweite Hauptkomponente über den Wattflächen, die dritte dagegen in den Rinnen und Prielen von Bedeutung. Die weiteren, in den Abbildungen nicht gezeigten Hauptkomponenten, erreichen nur an einzelnen, trockenfallenden Stellen einen Varianzanteil größer als 10%.

Der Vergleich zwischen den ursprünglichen und den mit fünf Hauptkomponenten rekonstruierten Daten (Abb. 5.14) zeigt, dass fast im gesamten Gebiet die Standardabweichung der Differenzen zwischen den beiden Datensätzen niedriger ist als 0,3 s. Sie ist am größten entlang der Festlandsküste, wo sie lokal 0,8 s erreicht.

5.6 Hauptkomponentenanalyse der mittleren Wellenrichtungen

Die ersten drei Muster der mittleren Wellenrichtungen und die räumliche Verteilung der von ihnen beschriebenen Varianz sind in Abb. 5.15 dargestellt. Das erste Muster beinhaltet den überwiegenden Anteil der Varianz nördlich von den Inseln (wo die Variation der Wellenrichtungen sehr gering ist) und in den relativ tiefen Gebieten zwischen Borkum, Memmert und Festland (Abb. 5.15*b*). Die weiteren Hauptkomponenten sind nur über den Wattflächen von Bedeutung, wie das auch bei den anderen analysierten Parametern der Fall war.

Die ersten fünf Hauptkomponenten insgesamt beschreiben ca. 85,9% der gesamten Varianz (Tabelle 5.2). Deren räumliche Verteilung zeigt Abb. 5.16*a*. Bemerkenswert ist, dass im Ebbdelta des Norderneyer Seegats — vermutlich infolge der dort vorhandenen komplexen morphologischen Strukturen — die mit den fünf Hauptkomponenten rekonstruierte Varianz niedriger ist als in den umgebenden Gebieten. Dort ist auch die Standardabweichung der Differenzen zwischen den ursprünglichen und rekonstruierten Daten am höchsten (Abb. 5.16*b*).

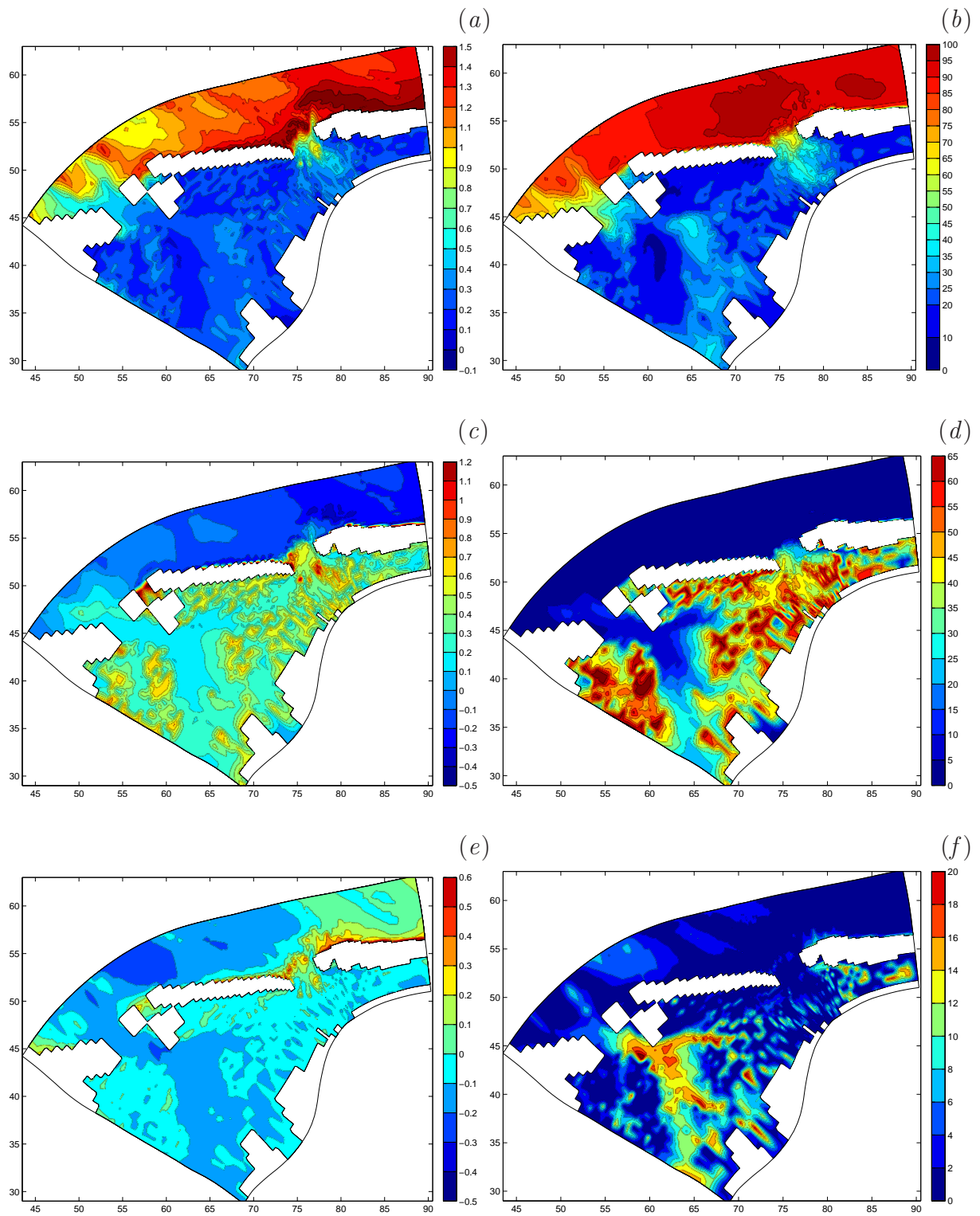


Abbildung 5.13: Ergebnisse der Hauptkomponentenanalyse der Energieperioden in den Jahren 1962–1963: die ersten drei Muster (a, c, e) und die räumliche Verteilung des Varianzanteils (in %) in diesen Mustern (b, d, f). Achsenbeschriftung in km.

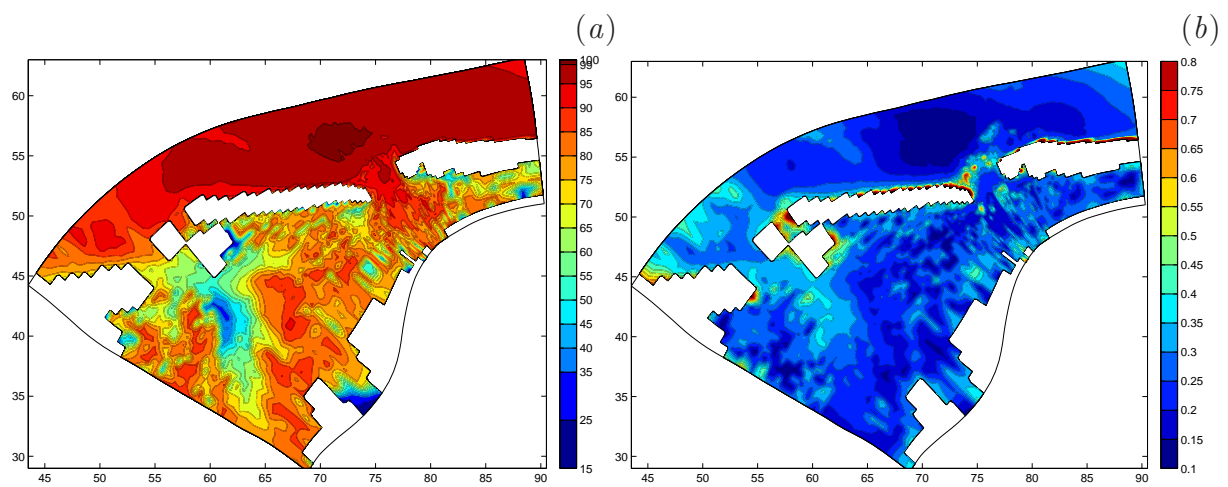


Abbildung 5.14: Der Anteil (in %) der mit den fünf ersten Hauptkomponenten rekonstruierten Varianz der Energieperioden (a) und die Standardabweichung der Differenzen (in cm) zwischen den ursprünglichen und den mit fünf Hauptkomponenten rekonstruierten Daten (b). Achsenbeschriftung in km; Standardabweichung der Differenzen in s.

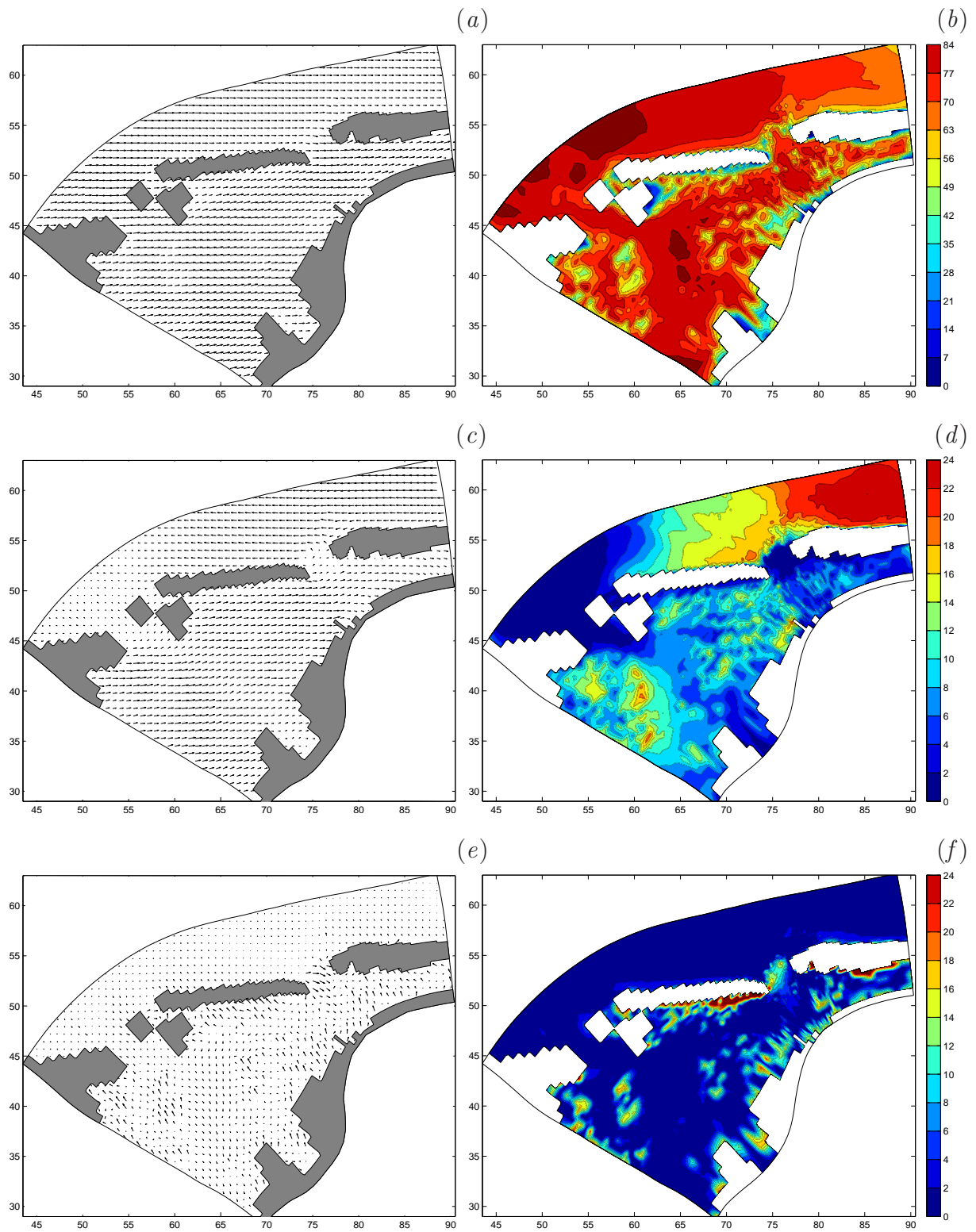


Abbildung 5.15: Ergebnisse der Hauptkomponentenanalyse der mittl. Wellenrichtungen in den Jahren 1962–1963: die ersten drei Muster (a, c, e) und die räumliche Verteilung des Varianzanteils (in %) in diesen Mustern (b, d, f). Achsenbeschriftung in km.

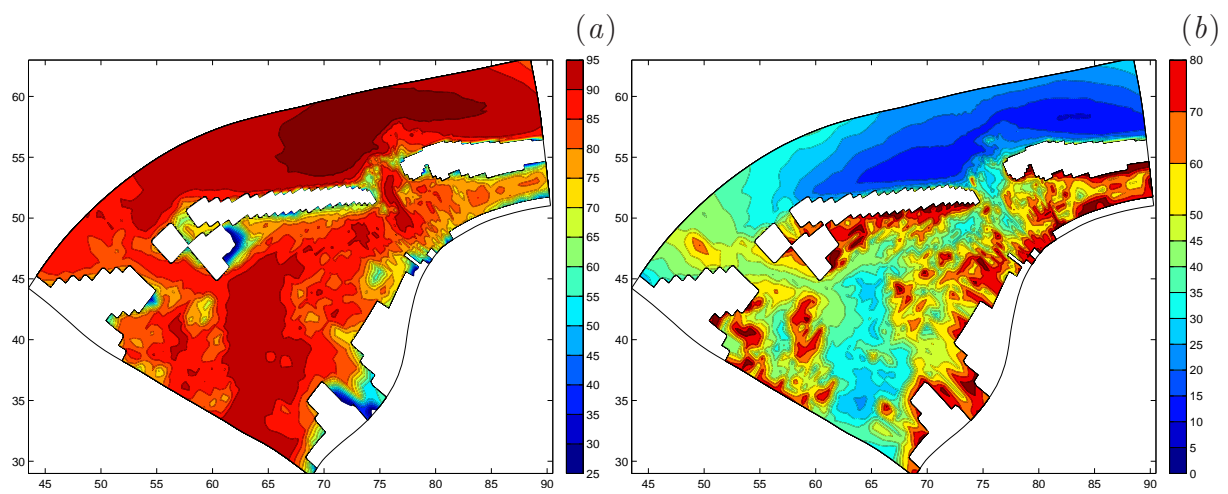


Abbildung 5.16: Der Anteil (in %) der mit den fünf ersten Hauptkomponenten rekonstruierten Varianz der mittleren Wellenrichtungen (a) und die Standardabweichung der Differenzen (in cm) zwischen den ursprünglichen und den mit fünf Hauptkomponenten rekonstruierten Daten (b). Achsenbeschriftung in km; Standardabweichung der Differenzen in Grad.

Kapitel 6

Anwendung der neuronalen Netze zur Erstellung der Daten

Wie im Kapitel 4 erwähnt wurde, sind die Strömungs- und Seegangsdaten für die Zeiträumen, in denen keine Delft3D/SWAN-Simulationen durchgeführt worden sind, mit künstlichen neuronalen Netzen erstellt worden. Das Verfahren basiert auf der Annahme, dass die räumlichen Muster, die sich als Ergebnis der Hauptkomponentenanalyse der Daten aus den Jahren 1962–1963 ergeben, einen ‘universellen’ Charakter haben. Die Aufgabe besteht also darin, die Hauptkomponenten mit einem neuronalen Netz zu simulieren, um dann die fehlenden Daten als eine lineare Kombination von diesen Hauptkomponenten und von den jeweiligen Mustern zu erzeugen. In dem folgenden Abschnitt wird die Struktur der neuronalen Netze, die zur Modellierung von Wasserständen, Strömungen, signifikanten Wellenhöhen, Energieperioden und mittleren Wellenrichtungen angewendet worden sind, beschrieben. Danach, in den Abschnitten 6.2 und 6.3, wird die Eignung der neuronalen Netze für die Rekonstruktion der Hauptkomponenten und die Qualität der rekonstruierten Daten ausführlich diskutiert.

6.1 Struktur der im Projekt erstellten künstlichen neuronalen Netze

Um eine optimale Leistung der NN-Modellierung zu erreichen, sind mehrere Netzwerktypen mit unterschiedlichen Kombinationen von Aktivierungsfunktionen und Optimierungsverfahren untersucht worden. Zu den getesteten Netzwerktypen gehören:

- *feed-forward*-Netze (ohne Rückkopplungen, d.h. Netze, bei denen kein Pfad existiert, der von einem Neuron direkt oder über zwischengeschaltete Neuronen wieder zu dem Neuron zurückführt):
 - zweistufige *feed-forward*-Netze (mit einer verdeckten Schicht und zwei Schichten von Verbindungen):
 - * ohne direkte Verbindungen von der Eingabeschicht zur Ausgabeschicht,

- * mit direkten Verbindungen von der Eingabeschicht zur Ausgabeschicht,
- dreistufige *feed-forward*-Netze (mit zwei verdeckten Schichten und drei Schichten von Verbindungen),
- Elman-Netze (dreistufige Netze mit Rückkopplungsverbindungen von der verdeckten Schicht zu sogenannten Kontextzellen).

Eine genaue Beschreibung dieser Netze befindet sich in zahlreichen Textbüchern, siehe z.B. Zell (1994). Die Untersuchungen haben gezeigt, dass, unabhängig von den anderen Netzwerkparametern und von den Input-Daten, die Anwendung von komplizierteren Netzwerken das Trainieren erheblich schwieriger und zeitaufwendiger macht, aber zu keiner signifikanten Verbesserung der Ergebnisse führt. Als Konsequenz wurden für die weiteren Untersuchungen die zweistufigen *feed-forward*-Netze ohne direkten Verbindungen von der Eingabeschicht zur Ausgabeschicht ausgewählt. Als Lernverfahren wurde die sogenannte *Backpropagation* angewendet, bei der der Fehler (Differenz zwischen Zielwert und Ausgabewert) dazu genutzt wird, die Gewichte der einzelnen Neuronen mit Hilfe eines Gradientenabstiegsverfahrens zu optimieren. Von den untersuchten Optimierungsverfahren:

- konjugierter Gradientenabstieg,
- skaliertes konjugiertes Gradientenabstieg und
- quasi-Newton Verfahren,

gab das erste die besten Ergebnisse, in Kombination mit der Tangens hyperbolicus Aktivierungsfunktion der verdeckten Schicht und mit der linearen Aktivierungsfunktion der Ausgabeschicht (eine typische Einstellung der Netze, die für nichtlineare Regression genutzt werden).

Die Eignung von Zeitreihen der folgenden Parametern als Input für die neuronalen Netze ist untersucht worden:

- HIPOCAS-Wasserstand ξ ,
- HIPOCAS-Windgeschwindigkeitskomponenten u_w , v_w ,
- HIPOCAS-Windgeschwindigkeitskomponenten gemittelt über vier Stunden $u_{w,mean}$, $v_{w,mean}$,
- HIPOCAS-Seegangparameter: signifikante Wellenhöhe H_s , Energieperiode T_e und mittlere Wellenrichtung θ_m ,
- die geschätzte Fläche der trockengefallenen Gebiete F_t (berechnet als eine Funktion von ξ und der hypsographischen Kurve des Untersuchungsgebiets),
- Gradient des HIPOCAS-Wasserstandes $\Delta\xi/\Delta t$.

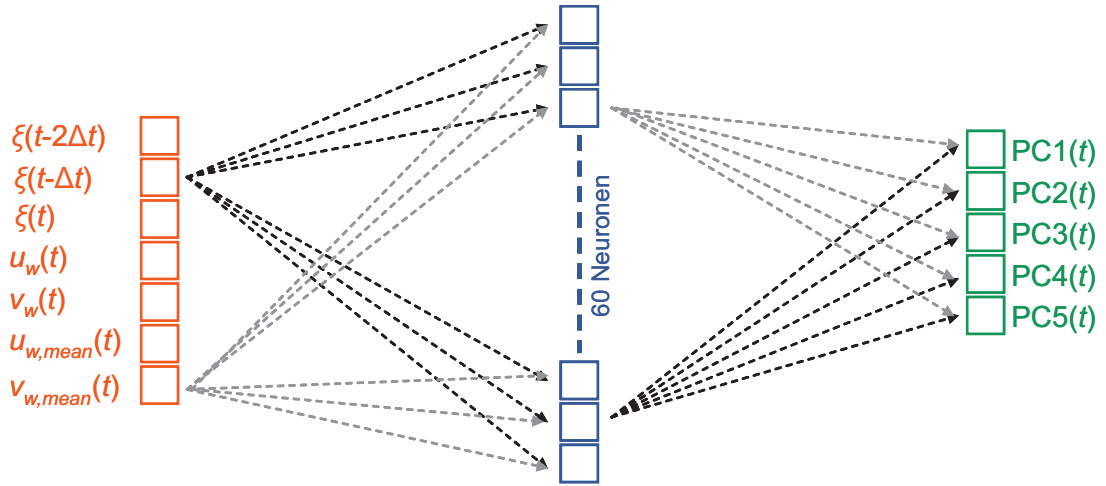


Abbildung 6.1: Struktur des neuronalen Netzes für die Modellierung der Wasserstände. Genaue Beschreibung im Text.

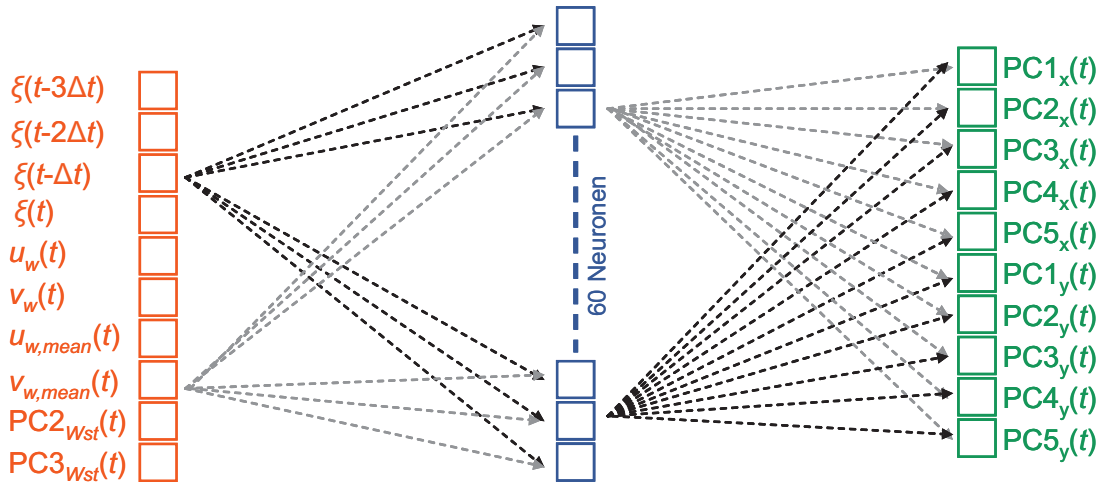


Abbildung 6.2: Struktur des neuronalen Netzes für die Modellierung der Strömungen. Genaue Beschreibung im Text.

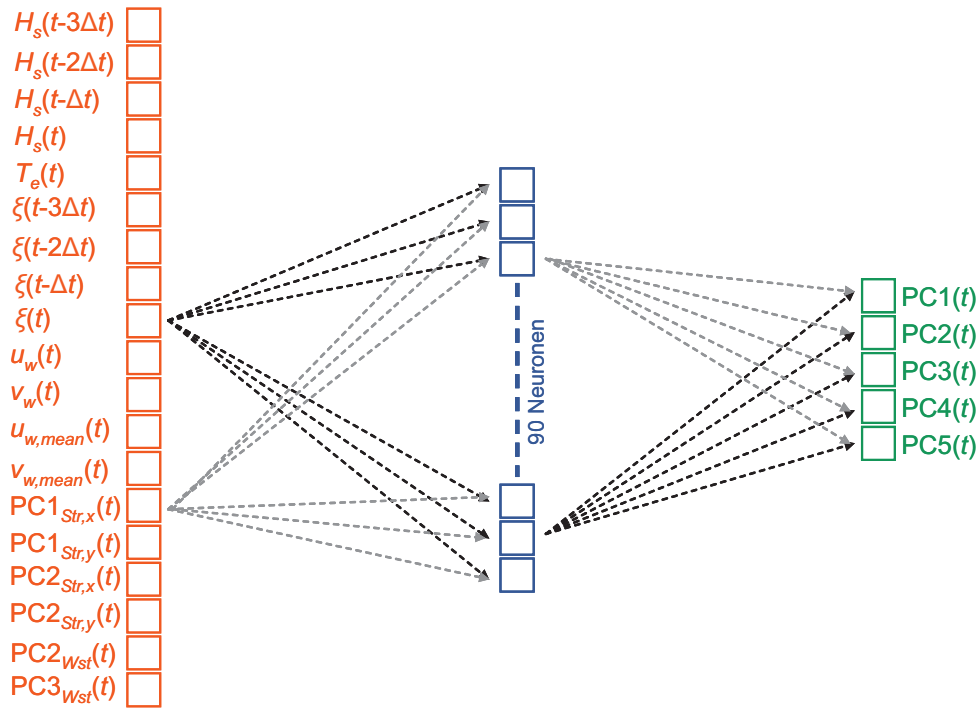


Abbildung 6.3: Struktur des neuronalen Netzes für die Modellierung der signifikanten Wellenhöhen. Genaue Beschreibung im Text.

Zusätzlich wurde die Möglichkeit der Anwendung der Ergebnisse von einem vorhandenen neuronalen Netz (z.B. der Hauptkomponenten von Wasserständen $PC1_{Wst}$ – $PC5_{Wst}$ und der Hauptkomponenten von Strömungen $PC1_{Str,x}$ – $PC5_{Str,x}$, $PC1_{Str,y}$ – $PC5_{Str,y}$) als Input für die neuronalen Netze anderer Parameter untersucht.

Der optimale Satz von Input-Parametern und die optimale Zahl der Neuronen in der verdeckten Schicht ist für jedes Netz durch zahlreiche Tests bestimmt worden. Die ‘erfolgreichsten’ Konfigurationen der Netze sind in den Abbildungen 6.1– 6.5 graphisch dargestellt. In jedem Graph ist die Eingabeschicht in rot, die verdeckte Schicht in blau und die Ausgabeschicht in grün markiert. Einige von den Verbindungen zwischen den Neuronen sind mit gepunkteten Pfeilen gezeigt (es besteht eine feste Verbindung von jedem der Eingabeneuronen zu jedem der verdeckten Neuronen und von jedem der verdeckten Neuronen zu jedem der Ausgabeneuronen). t bezeichnet Zeit und $\Delta t = 1$ Stunde, so dass als Input nicht nur derzeitige Werte der Parameter, sondern auch die Informationen über deren zeitliche Entwicklung zur Verfügung gestellt werden können.

Erwähnenswert ist hierbei, dass als Eingabeparameter für die neuronalen Netze für Strömungen, signifikante Wellenhöhen, Energieperioden und Wellenrichtungen die zweite und dritte, nicht aber die erste Hauptkomponente der Wasserstände verwendet worden ist (Abb. 6.2–6.4). Eine Erklärung dafür liefert Abb. 5.4 — wie schon im Absatz 5.2 gesagt, spiegelt die erste Hauptkomponente der Wasserstände den HIPOCAS-Wasserstand im Input-Punkt wider. Eine Eingabe von ξ und $PC1_{Wst}$ wäre äquivalent einer doppelten

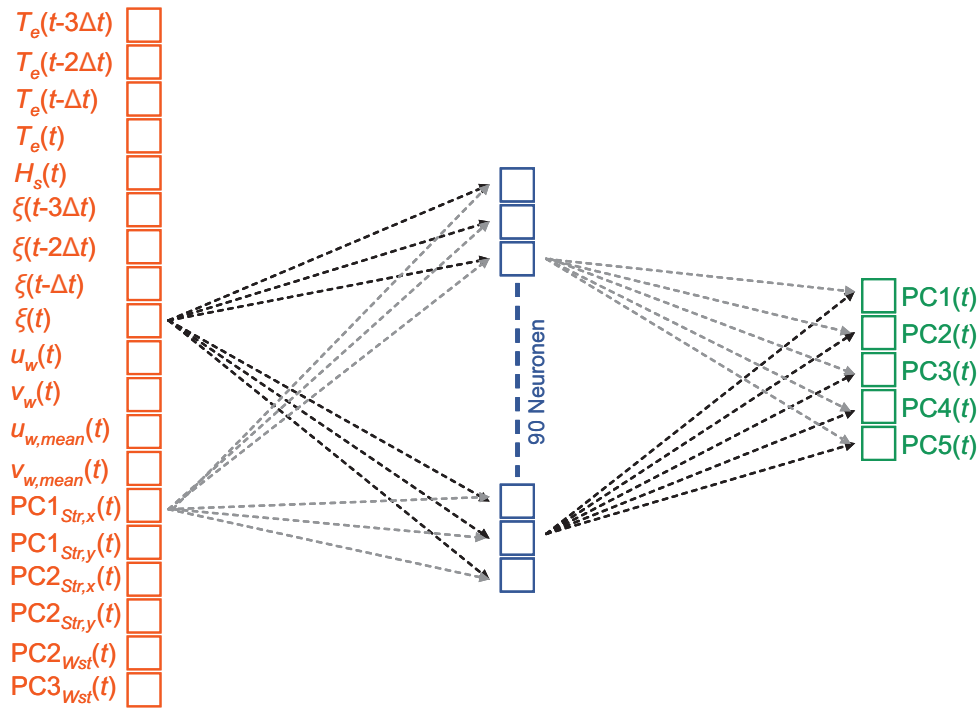


Abbildung 6.4: Struktur des neuronalen Netzes für die Modellierung der Energieperioden. Genaue Beschreibung im Text.

Verwendung (fast) gleicher Informationen, was die NN-Modellierung eher erschwert als erleichtert.

Der Datensatz 1962–1963 wurde in die Training-Daten (Januar 1962 bis Juni 1963) und die Test-Daten (Juli bis Dezember 1963) geteilt. Die Leistung der trainierten Netze in der Testperiode wird in dem nächsten Absatz beschrieben.

6.2 Rekonstruktion der Hauptkomponenten aus der Testperiode Jul.–Dez. 1963

Im Folgenden werden die Ergebnisse der Rekonstruktion der Hauptkomponenten von Wasserständen, Strömungen, signifikanten Wellenhöhen, Energieperioden und mittleren Wellenrichtungen in der Testperiode Juli–Dezember 1963 gezeigt.

Bei der Analyse der unten dargestellten Ergebnisse muss beachtet werden, dass obwohl alle Hauptkomponenten normalisiert worden sind und eine Standardabweichung von 1 haben, sie für sehr unterschiedliche Prozentsätze der Varianz verantwortlich sind (Tabelle 5.1 und 5.2). Deswegen ist es von fundamentaler Bedeutung, dass die ersten Hauptkomponenten mit höchster möglicher Genauigkeit rekonstruiert werden. Die Rekonstruktionsfehler der weiteren Hauptkomponenten sind weniger wichtig und haben einen geringeren Einfluss auf die Qualität der mit dem NN modellierten Daten.

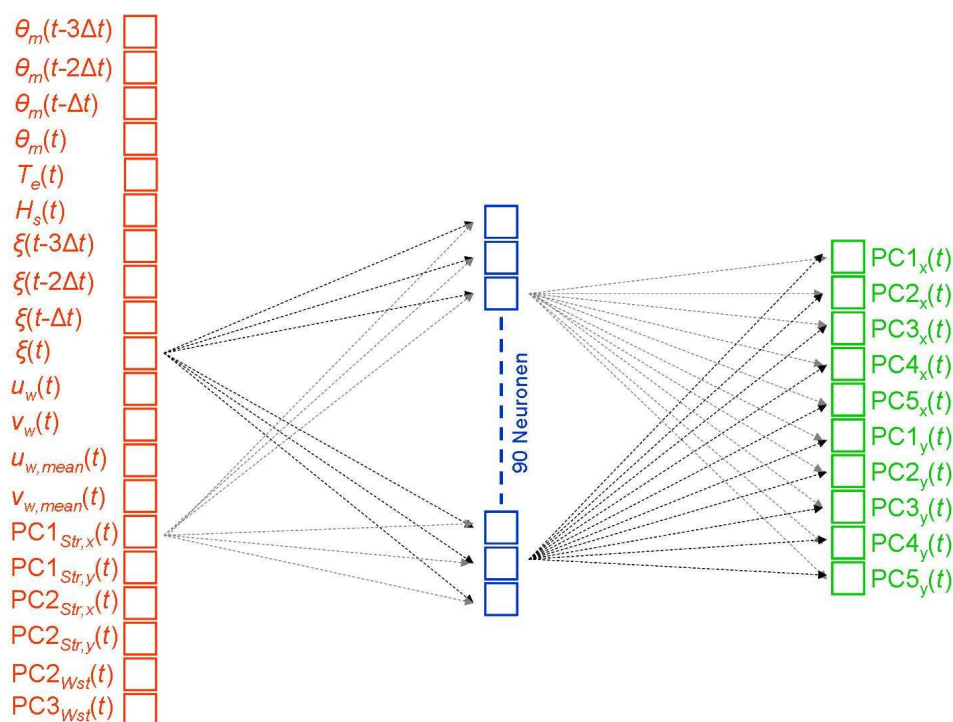


Abbildung 6.5: Struktur des neuronalen Netzes für die Modellierung der mittleren Wellenrichtungen. Genaue Beschreibung im Text.

Tabelle 6.1: Die Qualität des Wasserstands-NN in der Testperiode Juli–Dezember 1963

Hauptkomponente	1.	2.	3.	4.	5.
Korrelationskoef. (%)	99,98	99,74	99,83	99,69	99,64
Stdabw. der Differenzen	0,021	0,069	0,059	0,072	0,081
Mittlere Differenz	0,004	0,018	−0,009	0,002	0,020

6.2.1 Die Hauptkomponenten der Wasserstände

Die Qualität des trainierten Wasserstands-NN für den Testdatensatz wird in der Abb. 6.6 durch Streudiagramme für die ursprünglichen und die NN-modellierten Hauptkomponenten nachgewiesen. Alle fünf Hauptkomponenten sind mit einer sehr hohen Genauigkeit rekonstruiert worden. Die Korrelationskoeffiziente sind alle höher als 99,6%, die Standardabweichung der Differenzen variiert von 0,02 für die erste Hauptkomponente bis 0,08 für die fünfte Hauptkomponente (Tabelle 6.1).

Wichtig ist, dass die Hauptkomponenten in dem gesamten Wertebereich möglichst genau simuliert werden können; Abb. 6.6 zeigt, dass das neuronale Netz sowohl die ‘typischen’ als auch die ‘extremen’ (bis zu ± 4 Standardabweichungen) Ereignisse sehr gut rekonstruiert — und das obwohl die Anzahl der letzteren in den Training-Daten sehr begrenzt ist.

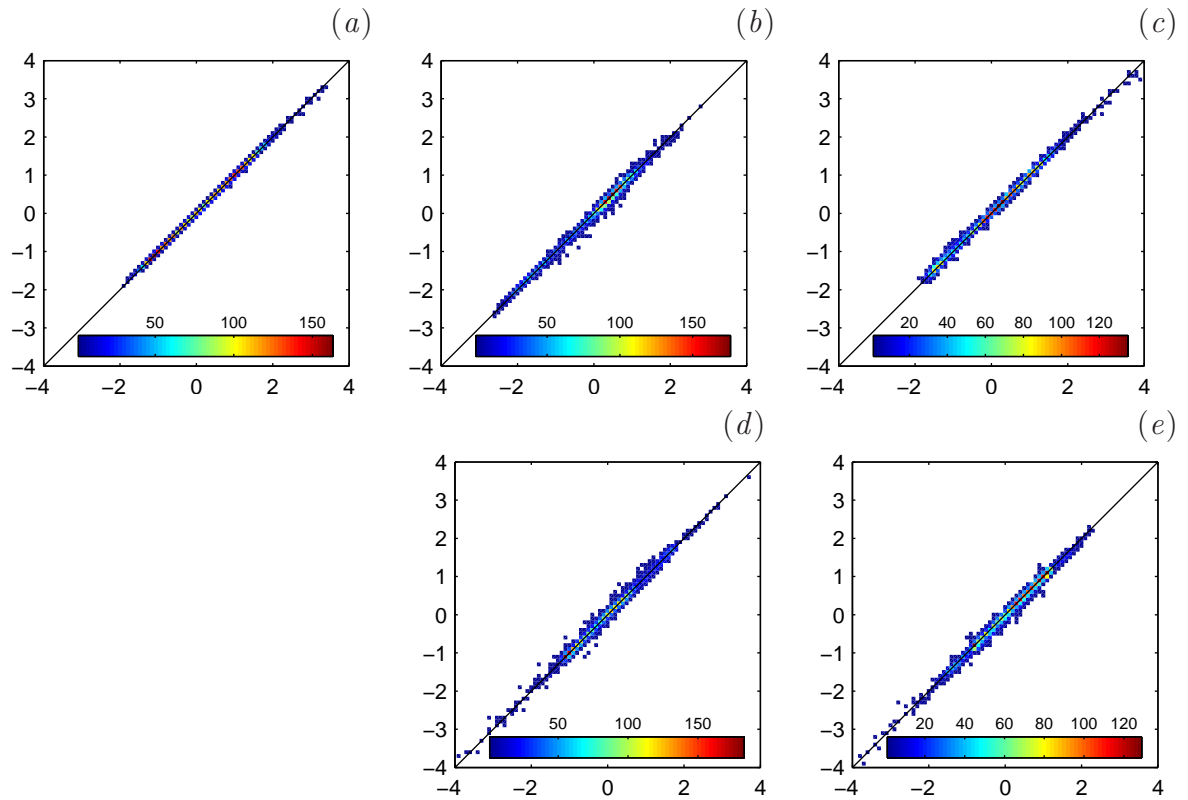


Abbildung 6.6: Streudiagramme für die ersten fünf ursprünglichen (horizontale Achse) und mit dem NN rekonstruierten (senkrechte Achse) Hauptkomponenten (a–e) der Wasserstände in der Testperiode Juli–Dezember 1963.

6.2.2 Die Hauptkomponenten der Strömungen

Die NN-Modellierung von Strömungen ist, wie erwartet, anspruchsvoller als die NN-Modellierung von Wasserständen. Die erste, wichtigste, Hauptkomponente, die 84,5% der Varianz beschreibt, ist zwar sehr genau rekonstruiert worden — die Standardabweichung der Differenzen zwischen den ursprünglichen und den mit dem NN rekonstruierten Zeitreihen beträgt 4,1% und 5,6% (für die x - und y -Komponente), der Korrelationskoeffizient 99,92% und 99,85%; die Modellierungsfehler der weiteren Hauptkomponenten sind aber größer (Tabelle 6.2 und Abb. 6.7). Insbesondere die dritte und fünfte Hauptkomponente konnten nur mit einer relativ großen Streuung modelliert werden (Abb. 6.7c,e,h,j).

6.2.3 Die Hauptkomponenten der signifikanten Wellenhöhen

Die beiden ersten Hauptkomponenten der signifikanten Wellenhöhen, die über 97,3% der Varianz beschreiben, konnten mit dem neuronalen Netz sehr genau rekonstruiert werden. Der Korrelationskoeffizient zwischen den ursprünglichen und den mit dem NN rekonstruierten Zeitreihen beträgt 99,49% bzw. 98,97%, die Standardabweichung der Differenzen 0,111 bzw. 0,141 (Tabelle 6.3). Die Streudiagramme für alle fünf analysierten Hauptkom-

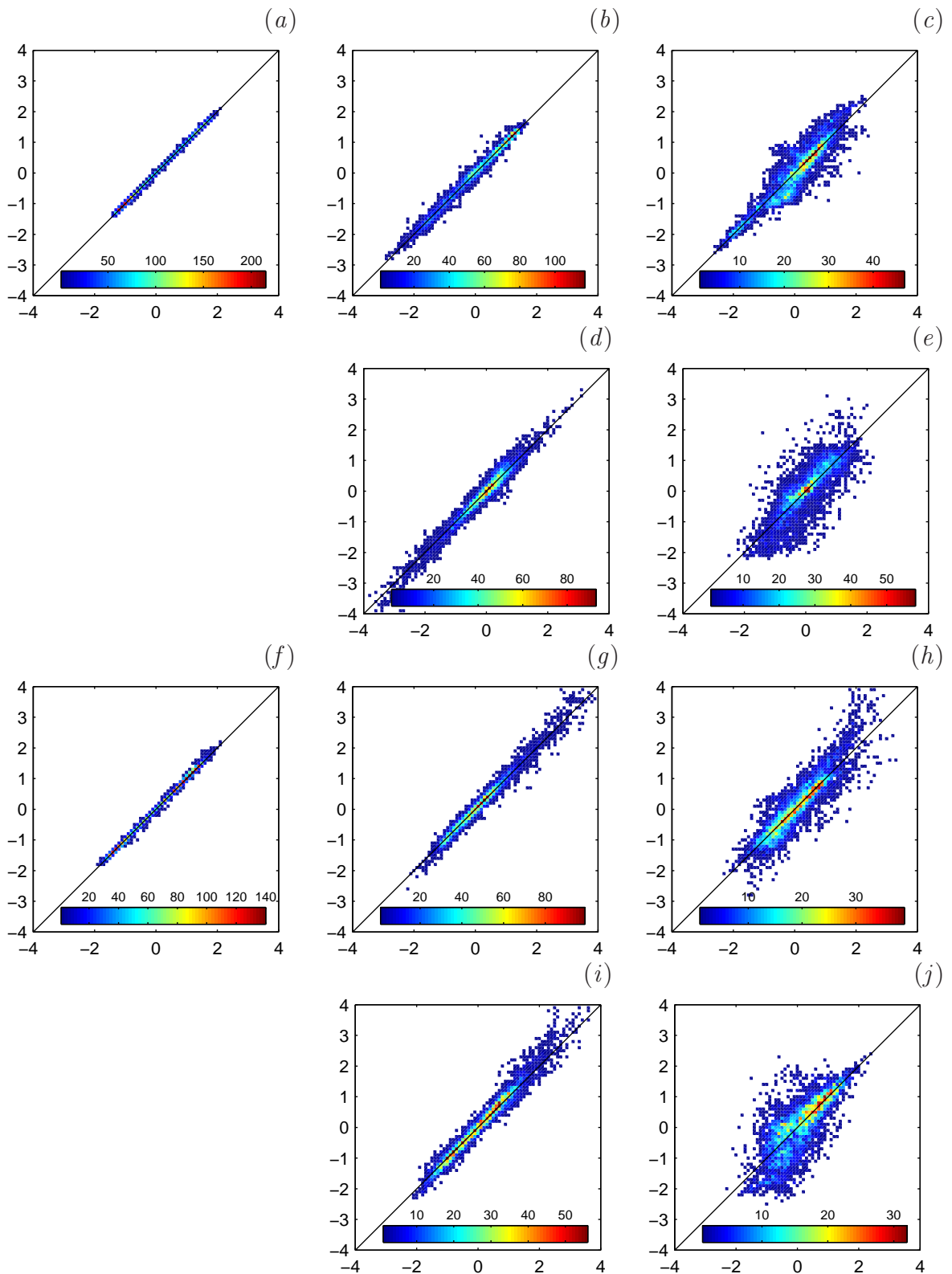


Abbildung 6.7: Wie Abb. 6.6, für die x -Komponenten (a–e) und die y -Komponenten (f–j) der ersten fünf Hauptkomponenten von Strömungen.

Tabelle 6.2: Die Qualität des Strömungs-NN in der Testperiode Juli–Dezember 1963

Hauptkomponente	1.	2.	3.	4.	5.
<i>x</i> -Komponenten					
Korrelationskoef. (%)	99,93	99,41	91,98	98,11	81,49
Stdabw. der Differenzen	0,039	0,109	0,374	0,198	0,503
Mittlere Differenz	0,004	−0,004	0,014	0,018	−0,003
<i>y</i> -Komponenten					
Korrelationskoef. (%)	99,87	98,99	90,49	98,44	76,01
Stdabw. der Differenzen	0,053	0,149	0,418	0,195	0,582
Mittlere Differenz	0,000	−0,007	−0,021	−0,015	0,013

ponenten sind in der Abb. 6.8 dargestellt. Die Streuung der Punkte ist im Fall der vierten Hauptkomponente am größten (Korrelationskoeffizient 88,10% und Standardabweichung der Differenzen 0,461), insbesondere bei Ereignissen, wo die vierte Hauptkomponente hohe Werte erreicht. Es muss aber nochmals betont werden, dass die dritte, vierte und fünf-

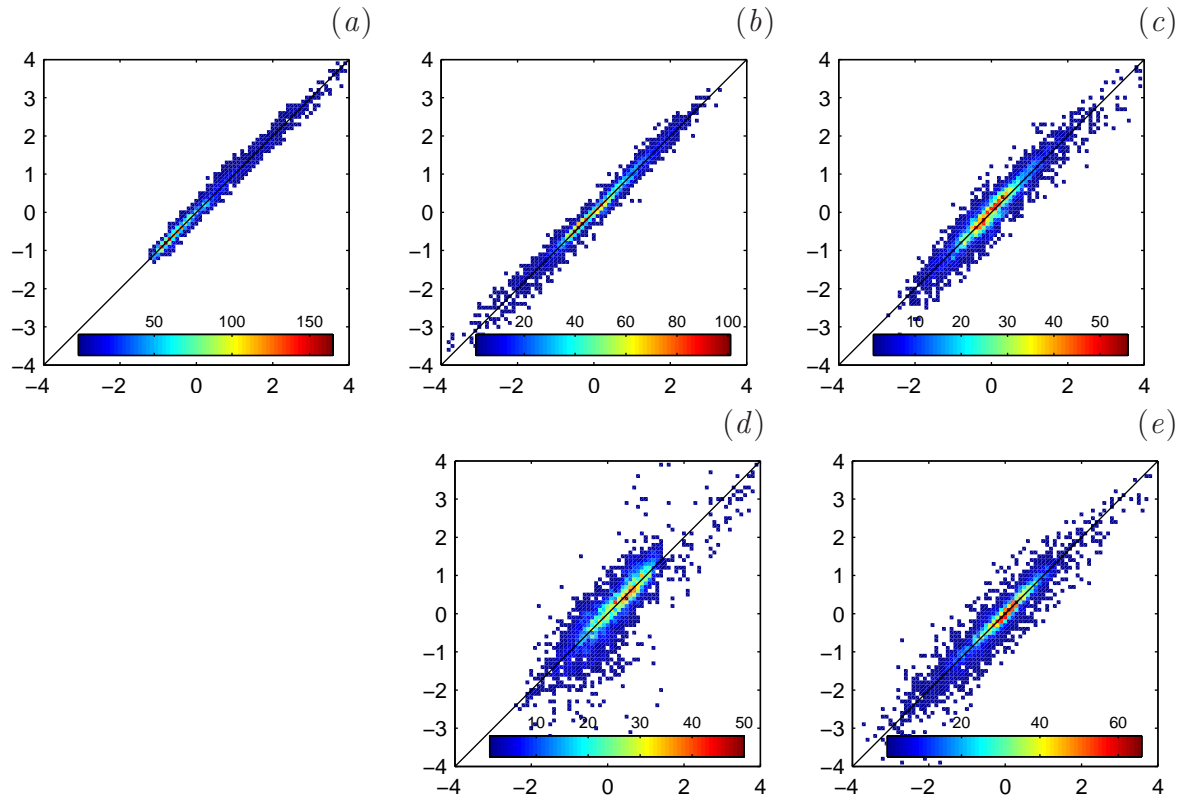


Abbildung 6.8: Streudiagramme für die ersten fünf ursprünglichen (horizontale Achse) und mit dem NN rekonstruierten (senkrechte Achse) Hauptkomponenten (a–e) der signifikanten Wellenhöhen in der Testperiode Juli–Dezember 1963.

Tabelle 6.3: Die Qualität des NN für die signifikanten Wellenhöhen in der Testperiode Juli–Dezember 1963

Hauptkomponente	1.	2.	3.	4.	5.
Korrelationskoef. (%)	99,49	98,97	96,37	88,10	95,01
Stdabw. der Differenzen	0,111	0,141	0,266	0,461	0,299
Mittlere Differenz	0,007	0,000	0,001	0,025	0,006

Tabelle 6.4: Die Leistung des NN für die Energieperioden in der Testperiode Juli–Dezember 1963

Hauptkomponente	1.	2.	3.	4.	5.
Korrelationskoef. (%)	98,04	98,94	93,50	98,66	95,55
Stdabw. der Differenzen	0,200	0,147	0,371	0,164	0,305
Mittlere Differenz	−0,020	0,014	−0,034	−0,007	0,029

te Hauptkomponente insgesamt nur einen kleinen Anteil (1,6%) der gesamten Varianz beinhalten, so dass deren Rekonstruktionsfehler einen deutlich geringeren Einfluss auf die gesamte Qualität der Modellierungsergebnisse hat.

6.2.4 Die Hauptkomponenten der Energieperioden

Die Qualität der Rekonstruktion der beiden ‘wichtigsten’ Hauptkomponenten der Energieperiode ist bei der NN-Modellierung von niedriger als bei den anderen drei zuvor analysierten Parametern. Der Korrelationskoeffizient zwischen den ursprünglichen und rekonstruierten Zeitreihen ist zwar größer als 98% (98,04% bei der ersten und 98,94% bei der zweiten Hauptkomponente — siehe Tabelle 6.4), die Standardabweichung der Differenzen erreicht aber relativ hohe Werte von 0,200 bzw. 0,147. Diese Streuung ist auch deutlich in den in Abb. 6.9 dargestellten Streudiagrammen sichtbar. Am genauesten konnten die zweite und vierte Hauptkomponente rekonstruiert werden, mit der dritten und fünften hat das neuronale Netz am meisten Schwierigkeiten gehabt.

6.2.5 Die Hauptkomponenten der mittleren Wellenrichtungen

Wie die Abb. 6.5 zeigt, wurden die Komponenten der Hauptkomponenten der mittleren Wellenrichtungen bei der NN-Modellierung unabhängig voneinander berechnet. Die Analyse der Modellierungsergebnisse wurde aber für den Phasenwinkel der jeweiligen Hauptkomponenten durchgeführt, weil dieser Parameter von Bedeutung fürs Ziel des Projektes ist.

Der Phasenwinkel der ersten Hauptkomponente konnte mit dem NN mit dem Korrelationskoeffizient von über 99,3% und mit der Standardabweichung der Differenzen von

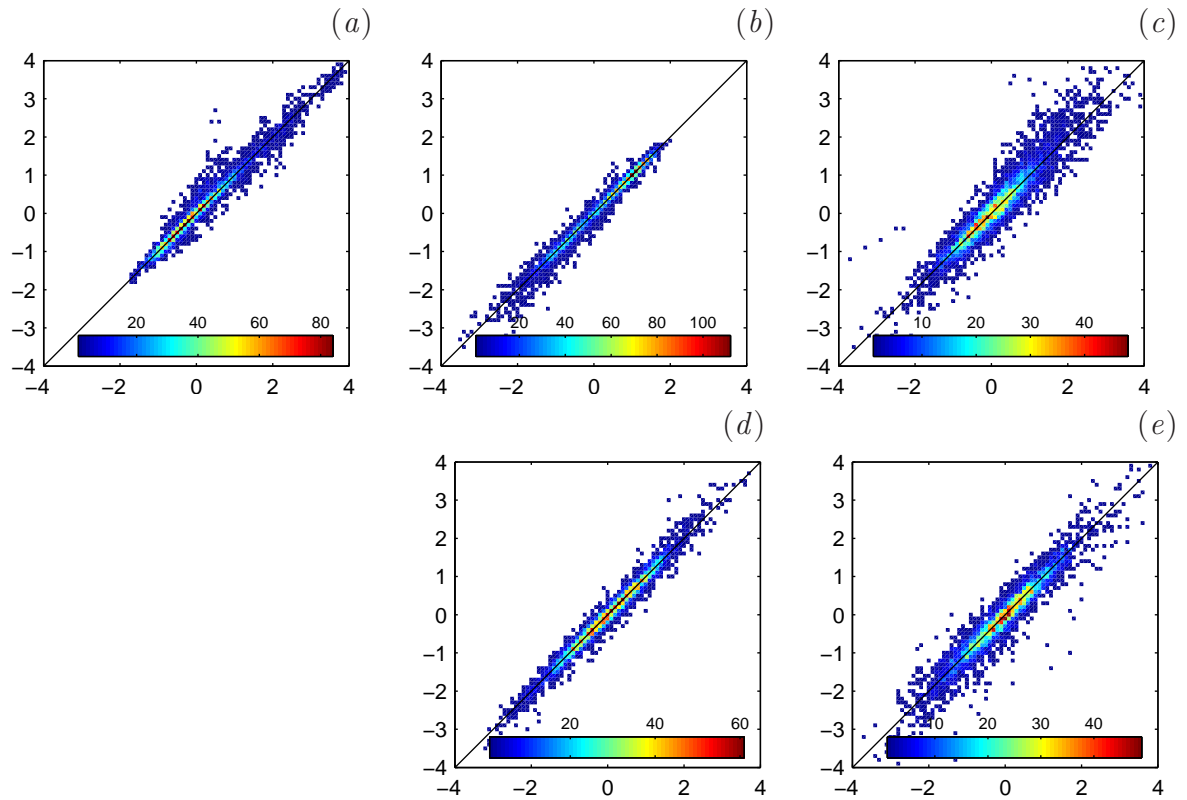


Abbildung 6.9: Streudiagramme für die ersten fünf ursprünglichen (horizontale Achse) und mit dem NN rekonstruierten (senkrechte Achse) Hauptkomponenten (a–e) der Energieperiode in der Testperiode Juli–Dezember 1963.

Tabelle 6.5: Die Leistung des NN für die mittleren Wellenrichtungen in der Testperiode Juli–Dezember 1963. Alle Parameter berechnet für den Phasenwinkel der Hauptkomponenten.

Hauptkomponente	1.	2.	3.	4.	5.
Korrelationskoef. (%)	99,35	98,23	97,78	98,15	96,38
Stdabw. der Differenzen (Grad)	14,02	20,11	22,52	20,55	29,59
Mittlere Differenz (Grad)	0,18	0,92	0,22	0,97	0,28

ca. 14° rekonstruiert werden (Tabelle 6.5). Bei allen Hauptkomponenten ist der Korrelationskoeffizient größer als 96%. Die Standardabweichung der Differenzen für den Phasenwinkel der zweiten, dritten und vierten Hauptkomponente beträgt ca. 20° , nur für die fünfte Hauptkomponente ist die Standardabweichung größer und beträgt ca. 30° . Ein wichtiger Fakt ist, dass die Richtungen im ganzen Bereich der Werte (0° – 360°) mit einer vergleichbaren Qualität rekonstruiert werden konnten, was in den Streudiagrammen in Abb. 6.10 deutlich zu sehen ist.

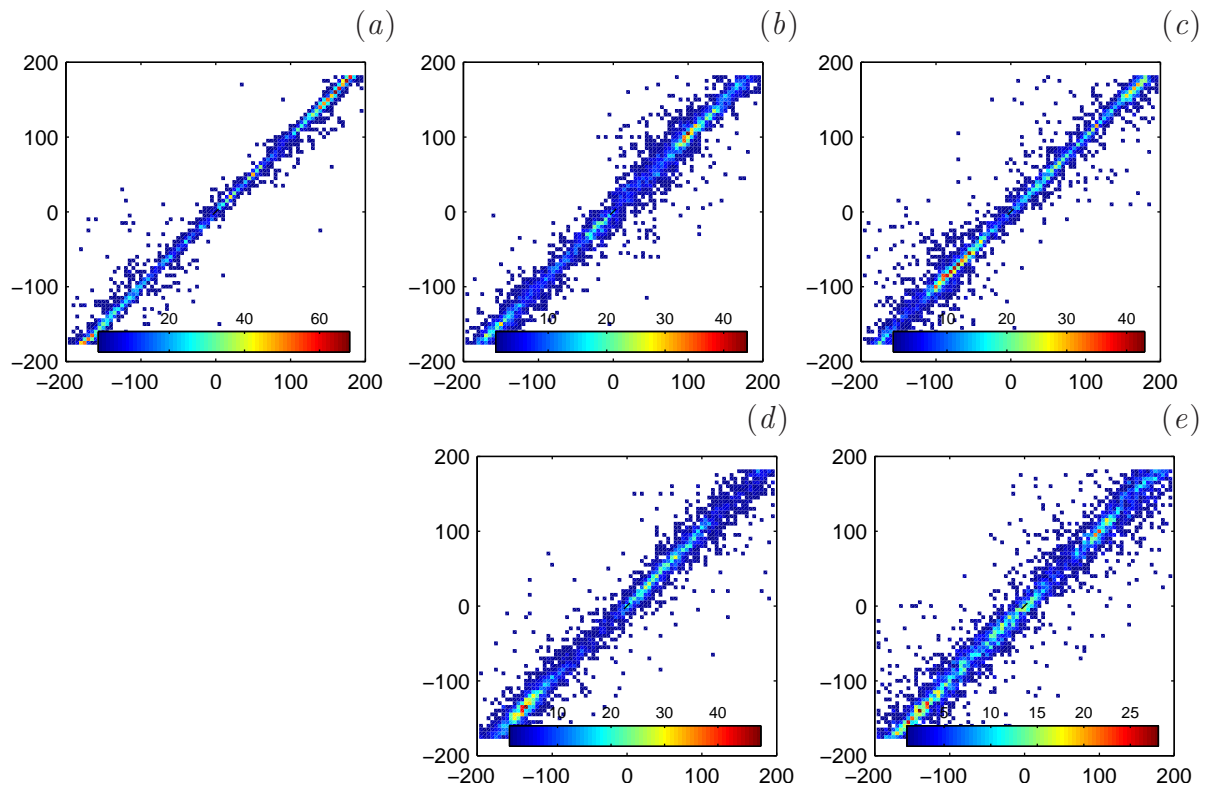


Abbildung 6.10: Streudiagramme für die ersten fünf ursprünglichen (horizontale Achse) und mit dem NN rekonstruierten (senkrechte Achse) Hauptkomponenten (a–e) der mittleren Wellenrichtung (Phasenwinkel) in der Testperiode Juli–Dezember 1963.

6.3 Rekonstruktion der Daten aus dem Jahr 1985

Die Qualität der trainierten neuronalen Netze für Wasserstände, Strömungen, signifikante Wellenhöhen, Energieperioden und mittlere Wellenrichtungen wird in den folgenden Absätzen demonstriert, indem die über die künstlichen neuronalen Netze rekonstruierten Daten mit den Ergebnissen der Delft3D- und SWAN-Modellierung aus dem Jahr 1985 verglichen werden. Wie im Kapitel 4 beschrieben worden ist, werden zu der Rekonstruktion der Daten die aus der Hauptkomponentenanalyse der Daten für die Jahre 1962–1963 erhaltenen Muster und die mit den neuronalen Netzen simulierten Hauptkomponenten verwendet.

Für alle vier analysierten Parameter wird im folgenden die räumliche Verteilung des rekonstruierten Varianzanteils und der Standardabweichung der Differenzen zwischen den ursprünglichen und rekonstruierten Daten analysiert. Außerdem wird an ausgewählten Stellen im Untersuchungsgebiet die diskrete Wahrscheinlichkeitsdichte der analysierten Parameter untersucht, um darüber die Eignung des entwickelten Verfahrens zur Erreichung der Ziele des Forschungsvorhaben auch anhand üblicher statistischer Vergleiche nachzuweisen.

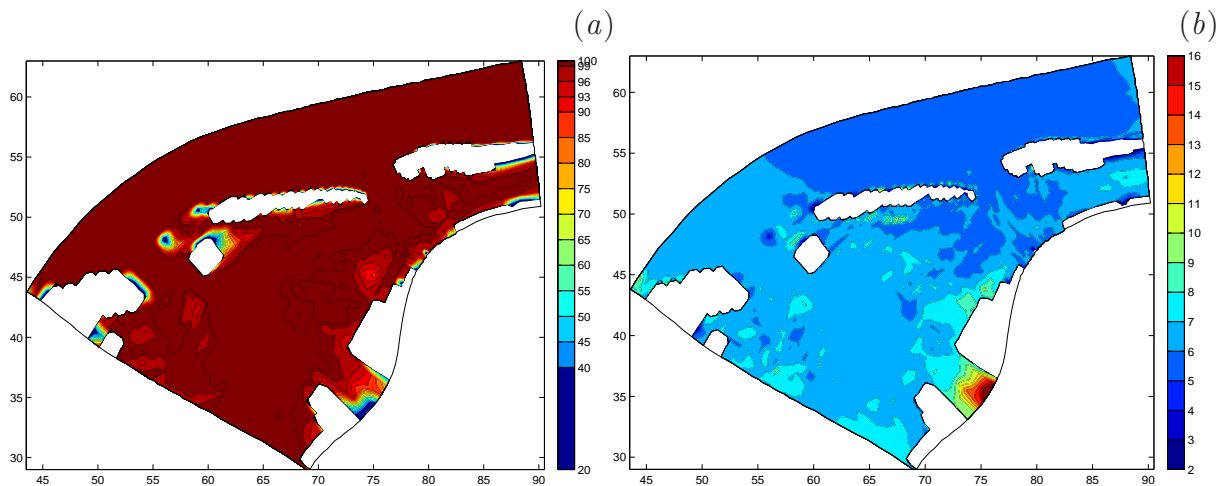


Abbildung 6.11: Der Anteil (in %) der mit dem neuronalen Netz rekonstruierten Varianz (a) und die Standardabweichung der Differenzen (in cm) zwischen den mit Delft3D- mit dem NN modellierten Wasserständen (b) im Jahr 1985. Achsenbeschriftung in km.

6.3.1 Rekonstruktion der Wasserstände

Die räumliche Verteilung des rekonstruierten Varianzanteils der Wasserstände im Jahr 1985 und die Standardabweichung der Differenzen zwischen den Delft3D-Ergebnissen und den rekonstruierten Daten sind in der Abb. 6.11 dargestellt. Die rekonstruierten Daten repräsentieren mindestens 99% der Varianz in 95% der Punkte. Die Standardabweichung der Differenzen variiert von 5 bis 7 cm fast im ganzen Untersuchungsgebiet, nur an einzelnen Stellen ist sie höher.

Für ausgewählte Punkte im Untersuchungsgebiet wurde die diskrete Wahrscheinlichkeitsdichte der Wasserstände analysiert (Abb. 6.12a). Dabei wurden die aus den Delft3D- und aus den NN-Ergebnissen berechneten diskreten Wahrscheinlichkeitsdichten der Wasserstände in diesen Punkten verglichen (Abb. 6.12b–f). In den Punkten 1–3 und 5 ist die Form der Wahrscheinlichkeitskurven der Wasserstände sehr ähnlich. Sie sind, wie erwartet, in den im Wattenmeer gelegenen Punkten, wo die Tideamplitude größer ist, ‘breiter’ als seewärts der Inseln. Nur im trockenfallenden Punkt 4 haben sie einen abweichenden Verlauf und weisen ein sehr starkes Maximum beim dem Wasserstand auf, welcher der Geländehöhe in diesem Punkt entspricht.

Die Übereinstimmung zwischen den aus den Delft3D- und aus den NN-Ergebnissen berechneten Kurven ist sehr gut, obwohl das neuronale Netz nicht in der Lage ist, die relativ starke Variation der Wahrscheinlichkeitsdichte im Bereich ± 1 m NN genau zu reproduzieren: Die mit dem neuronalen Netz simulierten Kurven sind in diesem Bereich glatter und liegen generell leicht unter den aus den Delft3D-Daten berechneten Wahrscheinlichkeitsdichten. Die höheren Wasserstände (etwa 1–2,5 m NN) dagegen werden durch das neuronale Netz leicht überschätzt. Das alles macht sich aber in den kumulativen Wahrscheinlichkeitsdichten kaum bemerkbar — die Kurven in den rechten Teilen der Abb. 6.12b–f liegen sehr eng beieinander.

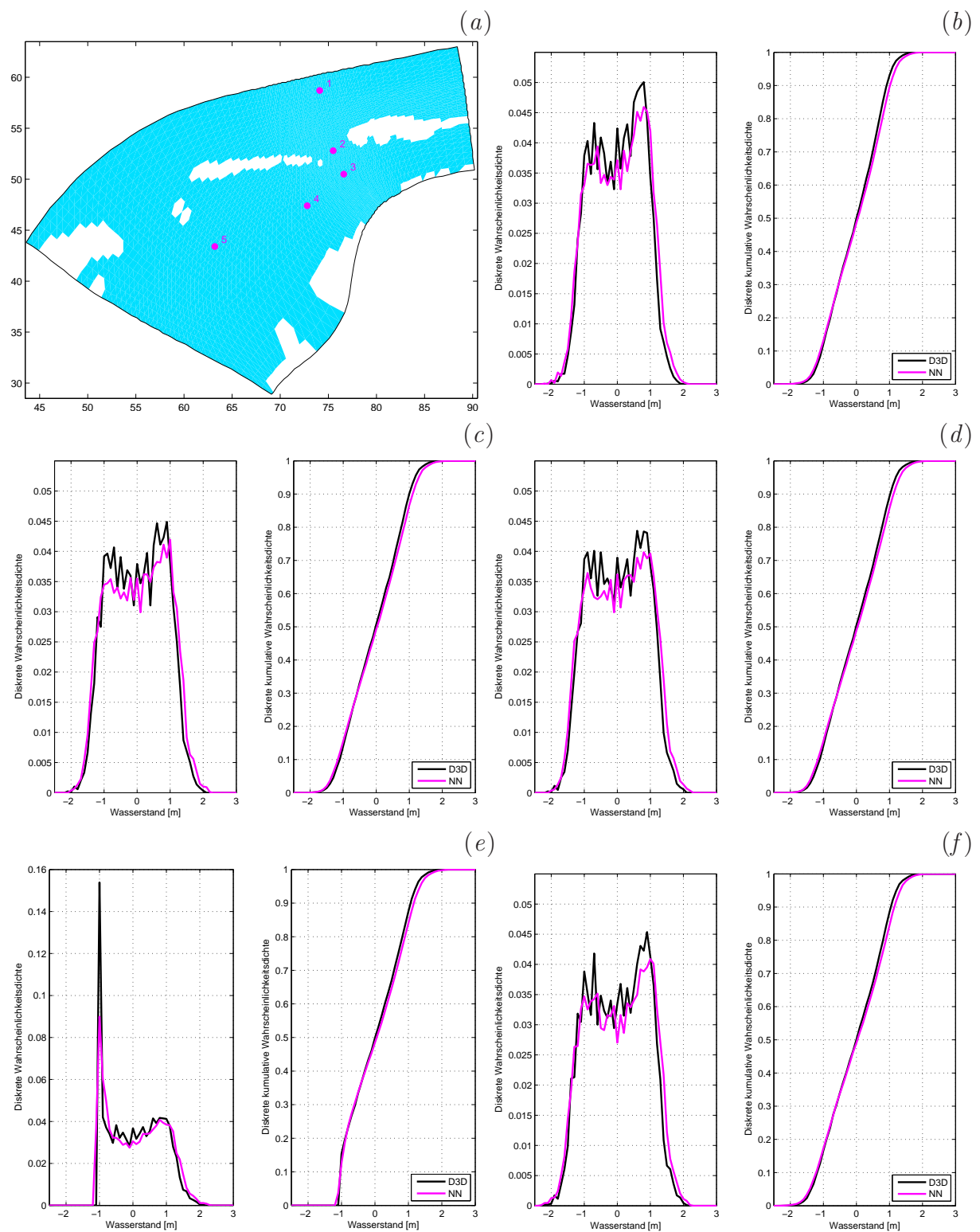


Abbildung 6.12: Die Lage der Analysepunkte (a) und die diskrete Wahrscheinlichkeitsdichte der Wasserstände in den Punkten 1–5 (b–f) im Jahr 1985. Klassenbreite 0,1 m.

6.3.2 Rekonstruktion der Strömungen

Die räumliche Verteilung des rekonstruierten Varianzanteils der Strömungsgeschwindigkeiten im Jahr 1985 und die Standardabweichung der Differenzen zwischen den Delft3D-Ergebnissen und den rekonstruierten Daten sind in der Abb. 6.13 dargestellt. Sowohl die Verteilung des rekonstruierten Varianzanteils, als auch die Verteilung der Standardabweichung der Differenzen spiegeln die Topographie des Untersuchungsgebiets wider — je größer die Wassertiefe, desto größer der rekonstruierte Varianzanteil und kleiner die Standardabweichung der Differenzen. Sie variiert von 3–6 cm/s nördlich von Juist und Norderney bis 6–9 cm/s in den Rinnen und 10–15 cm/s über den Wattflächen. Dieses Muster ist schon in den in der Abb. 5.8 dargestellten Ergebnissen der Hauptkomponentenanalyse der Daten aus den Jahren 1962–1963 erkennbar, es ist also erwartungsgemäß auch in den Ergebnissen der NN-Modellierung präsent.

In der Abb. 6.14b–f ist die Wahrscheinlichkeitsdichte der x - und y -Komponente der Strömungsgeschwindigkeit in den fünf Punkten dargestellt, deren Lage in der Abb. 6.14a markiert ist. Eine der auffallenden Eigenschaften der Strömungsdaten im Untersuchungsgebiet — im Gegenteil zu den Wasserstandsdaten — ist ihre sehr hohe räumliche Variabilität, die sich unter anderem in grundlegend unterschiedlichen Verläufen der Wahrscheinlichkeitsdichte-Kurven widerspiegelt. Auch an räumlich sehr nah beieinander liegenden Punkten können diese Kurven sich sehr stark voneinander unterscheiden. In Hinblick auf diese Randbedingungen muß die Übereinstimmung zwischen den aus den Delft3D- und NN-Ergebnissen berechneten Wahrscheinlichkeitsdichten bewertet werden. Die Abb. 6.14 zeigt deutlich, dass das im Rahmen von MOSES entwickelte Verfahren in der Lage ist, diese starke räumliche Variation der Strömungen zu reproduzieren.

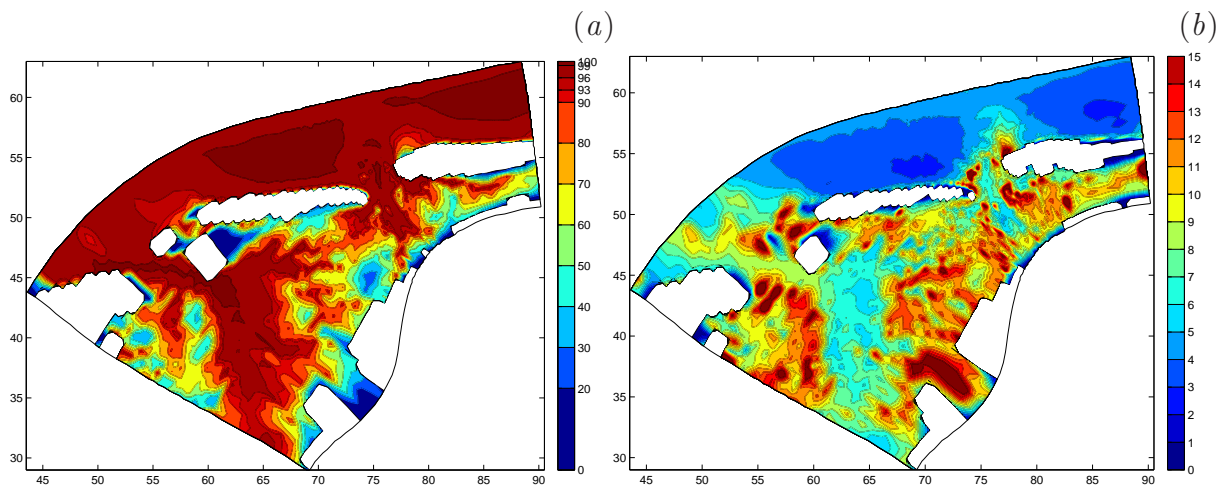


Abbildung 6.13: Der Anteil (in %) der mit dem neuronalen Netz rekonstruierten Varianz (a) und die Standardabweichung der Differenzen (in cm/s) zwischen den mit Delft3D- und mit dem NN modellierten Strömungsgeschwindigkeiten (b) im Jahr 1985. Achsenbeschriftung in km.

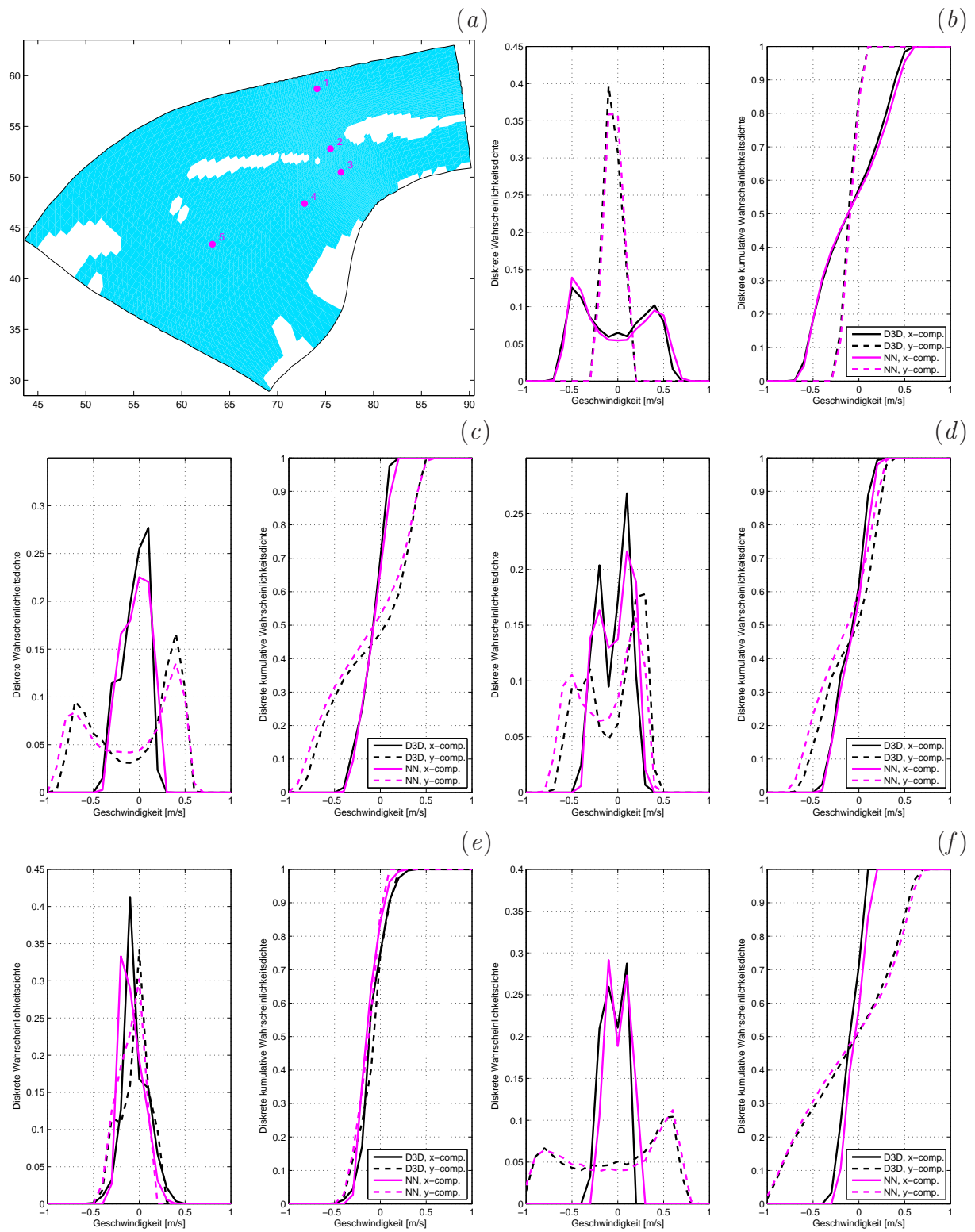


Abbildung 6.14: Die Lage der Analysepunkte (a) und die diskrete Wahrscheinlichkeitsdichte der Strömungsgeschwindigkeitskomponenten in den Punkten 1–5 (b–f) im Jahr 1985. Klassenbreite 0,1 m/s.

6.3.3 Rekonstruktion der signifikanten Wellenhöhen

Der Vergleich zwischen den mit SWAN modellierten und mit dem neuronalen Netz rekonstruierten signifikanten Wellenhöhen aus dem Jahr 1985 ist in der Abb. 6.15 dargestellt. In einer überwiegenden Anzahl der Punkte konnten mehr als 90% der Varianz des SWAN-Datensatzes rekonstruiert werden. Nur an trockenfallenden Stellen ist der Anteil der rekonstruierten Varianz niedriger — genauso wie bei den in der Abb. 5.12 gezeigten Ergebnissen der Hauptkomponentenanalyse der Daten aus den Jahren 1962–1963. Die Standardabweichung der Differenzen zwischen den ursprünglichen und den mit den neuronalen Netzen rekonstruierten Daten variiert von 3–5 cm über den Wattflächen bis 10–15 cm am nördlichen Rand des Untersuchungsgebiets.

Genauso wie bei den Wasserständen und Strömungen wurde die Verteilung der Seegangparameter an einigen ausgewählten Stellen im Untersuchungsgebiet analysiert. Die Lage der Analysepunkte ist in der Abb. 6.16a markiert. An allen fünf Stellen kann eine sehr gute Übereinstimmung zwischen den aus den SWAN- und aus den NN-Ergebnissen berechneten Wahrscheinlichkeitsdichte-Kurven festgestellt werden. In dem nah an der Grenze des Untersuchungsgebietes liegenden Punkt 1 ist nicht nur die Wahrscheinlichkeit der ‘typischen’ Ereignisse (ca. 0–2 m) sehr genau rekonstruiert worden, es gibt auch eine gute Übereinstimmung im Bereich der hohen Wellenhöhen (ca. 2–5 m). Auch an den trockenfallenden Stellen 3 und 4 (Abb. 6.16d,e), die während fast 30% bzw. fast 50% der Zeit trocken sind, ist das neuronale Netz in der Lage die Form der Wahrscheinlichkeitsdichte-Kurven zu reproduzieren. Die im Verhältnis zu den anderen Positionen etwas geringere Übereinstimmung am Punkt 2 kann durch die dort häufig auftretenden starken Gradienten der signifikanten Wellenhöhen erklärt werden.

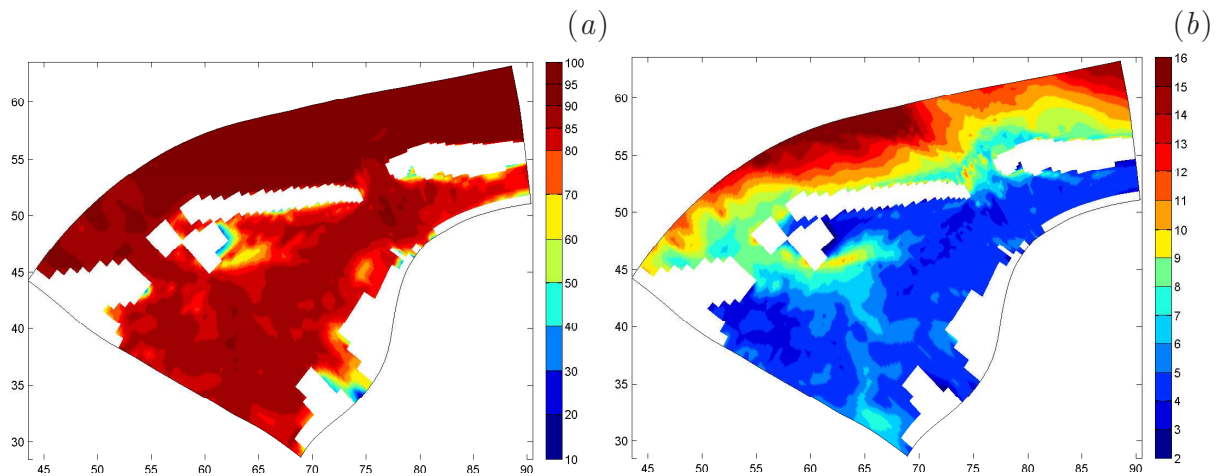


Abbildung 6.15: Der Anteil (in %) der mit dem neuronalen Netz rekonstruierten Varianz (a) und die Standardabweichung der Differenzen (b; in cm) zwischen den mit SWAN- und mit dem NN modellierten signifikanten Wellenhöhen im Jahr 1985. Achsenbeschriftung in km.

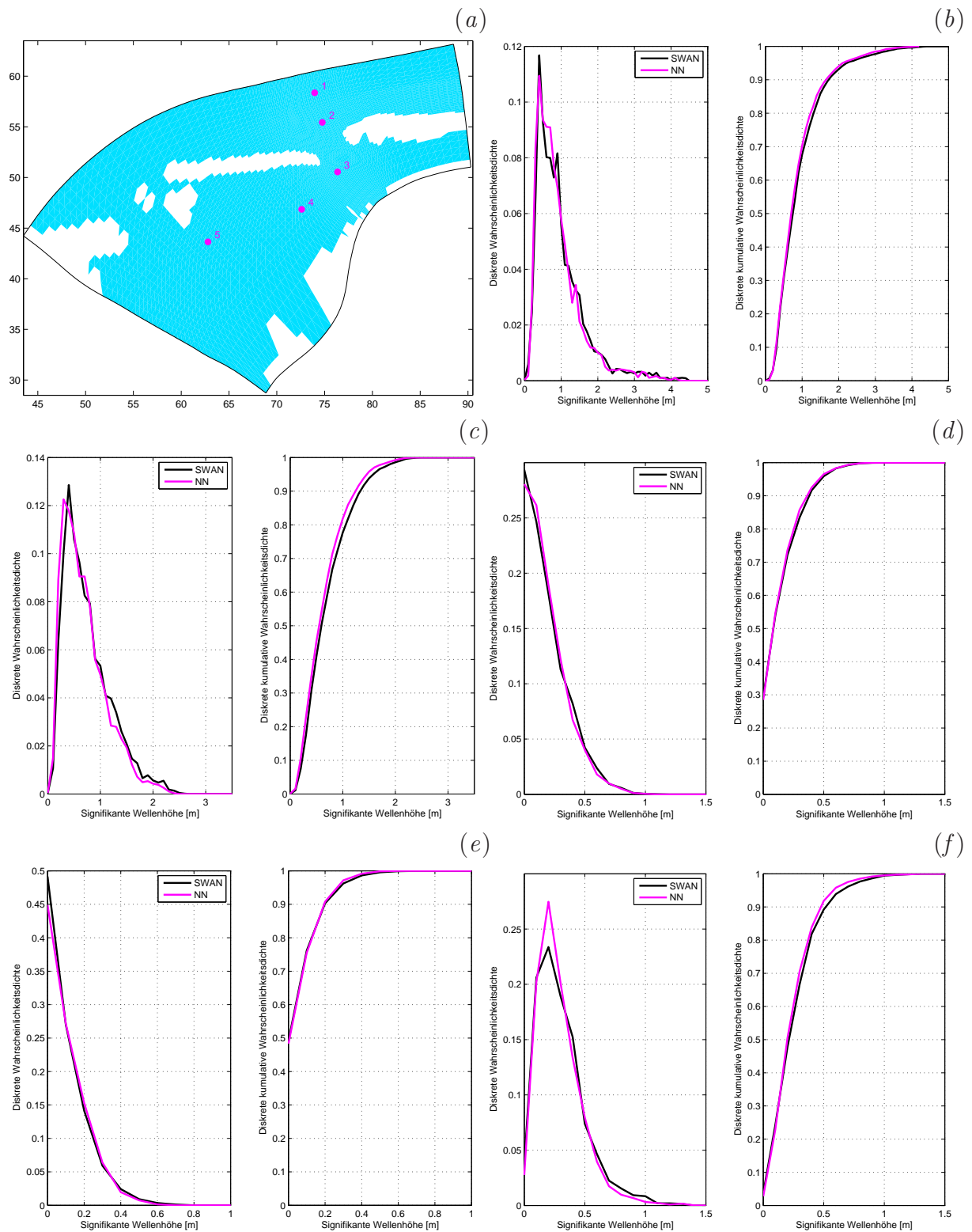


Abbildung 6.16: Die Lage der Analysepunkte (a) und die diskrete Wahrscheinlichkeitsdichte der signifikanten Wellenhöhen in den Punkten 1–5 (b–f) im Jahr 1985. Klassenbreite 0,1 m.

6.3.4 Rekonstruktion der Energieperioden

Die räumliche Verteilung des Anteils der mit dem NN rekonstruierten Varianz der Energieperioden und der Standardabweichung der Differenzen zwischen den SWAN- und NN-Ergebnissen sind in der Abb. 6.17 dargestellt. Ähnlich wie bei den in der Abb. 5.14 gezeigten Ergebnissen der Hauptkomponentenanalyse sind die Rekonstruktionsfehler am größten in den Gebieten, wo starke Gradienten der Energieperioden eintreten — so unter anderem am Riffbogen zwischen Juist und Norderney, wo die Standardabweichung der Differenzen 0,7–1,0 s beträgt und damit deutlich größer als an umgebenden Stellen ist (Abb. 6.17b). Aus diesem Grund ist auch die aus den Ergebnissen der NN-Modellierung berechnete Wahrscheinlichkeitsdichte der Energieperioden an der nah am Riffbogen liegenden Stelle 2 nicht so gut rekonstruiert worden wie an den anderen analysierten Stellen (Abb. 6.18). In diesem durch starke Energieumwandlung und damit großen Gradienten der Seegangparameter gekennzeichneten Punkt liegt eine Unterschätzung der Energieperioden durch das neuronale Netz fast über den ganzen Wertebereich vor. Generell aber ist die Übereinstimmung zwischen den aus den SWAN- und aus den NN-Ergebnissen berechneten Wahrscheinlichkeitsdichten — genauso wie bei den anderen analysierten Parametern — sehr gut.

6.3.5 Rekonstruktion der mittleren Wellenrichtungen

Die Qualität der NN-Modellierungsergebnisse — gemessen an der Fähigkeit, die statistische Verteilung der analysierten Parameter im Untersuchungsgebiet zu reproduzieren — ist, relativ zu den anderen Parametern am schlechtesten für die mittleren Wellenrichtungen. In Abb. 6.19 ist die mit SWAN und mit dem NN modellierte Verteilung der mittleren

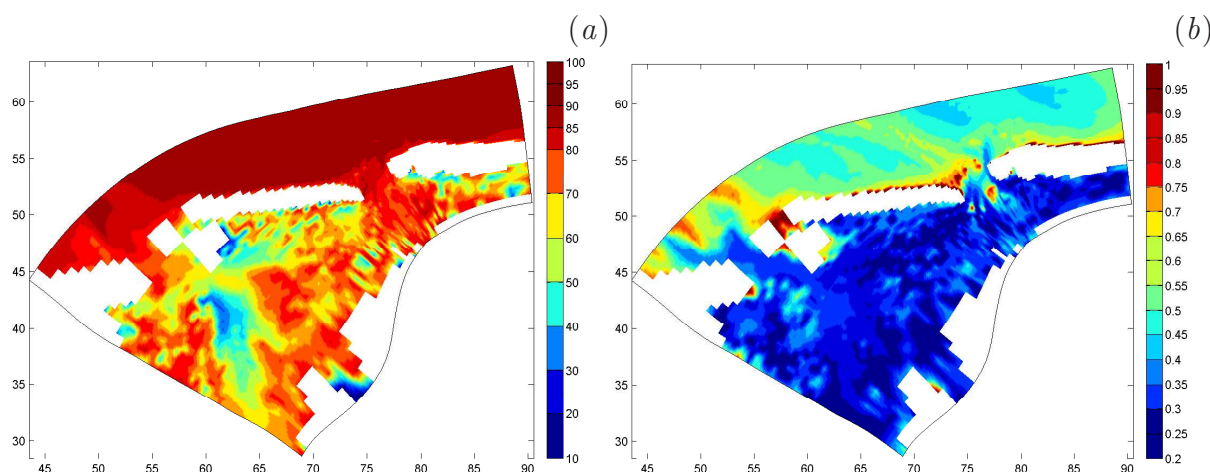


Abbildung 6.17: Der Anteil (in %) der mit dem neuronalen Netz rekonstruierten Varianz (a) und die Standardabweichung der Differenzen (b; in s) zwischen den mit SWAN- und mit dem NN modellierten Energieperioden im Jahr 1985. Achsenbeschriftung in km.

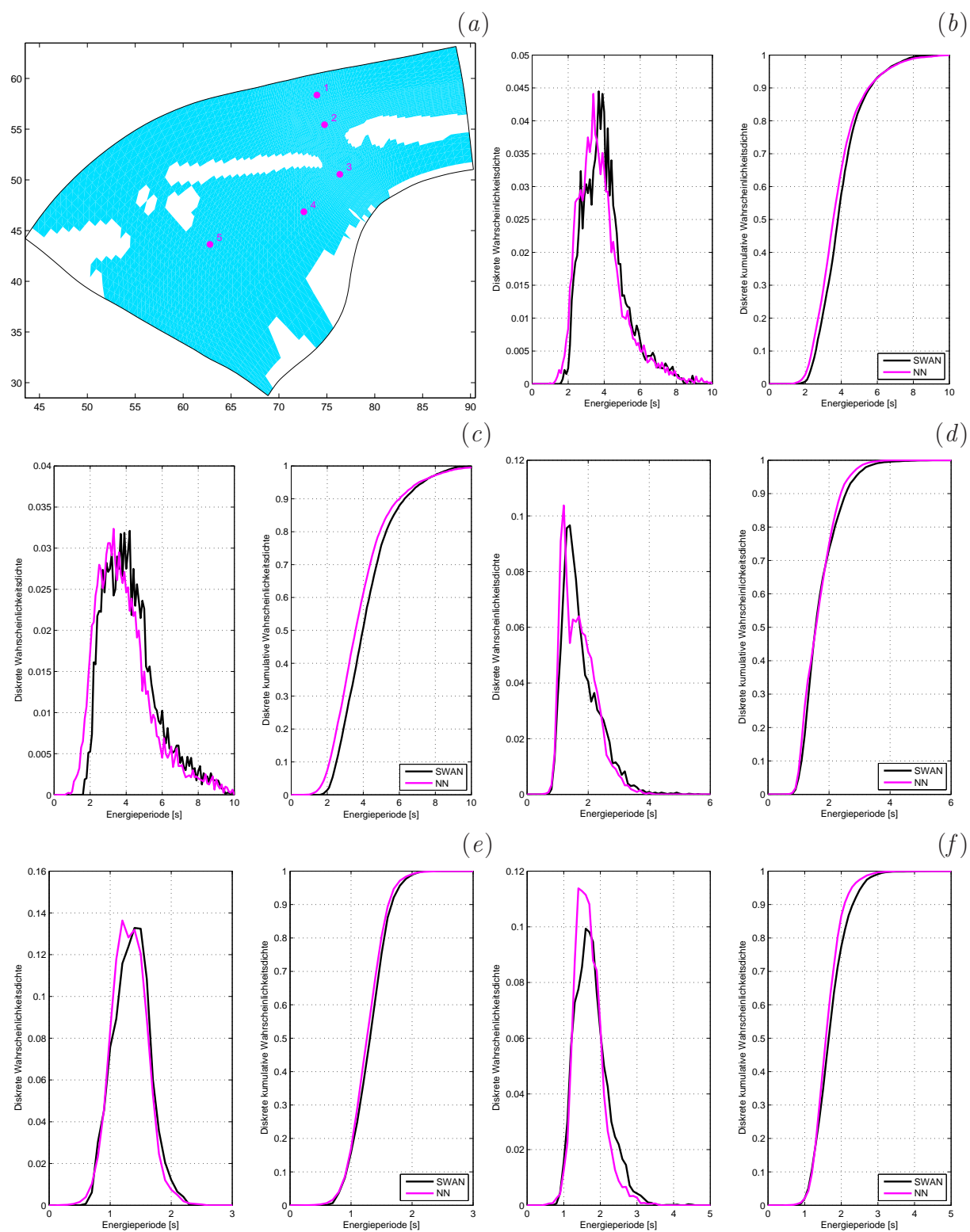


Abbildung 6.18: Die Lage der Analysepunkte (a) und die diskrete Wahrscheinlichkeitsdichte der Energieperioden in den Punkten 1–5 (b–f) im Jahr 1985. Klassenbreite 0,1 s.

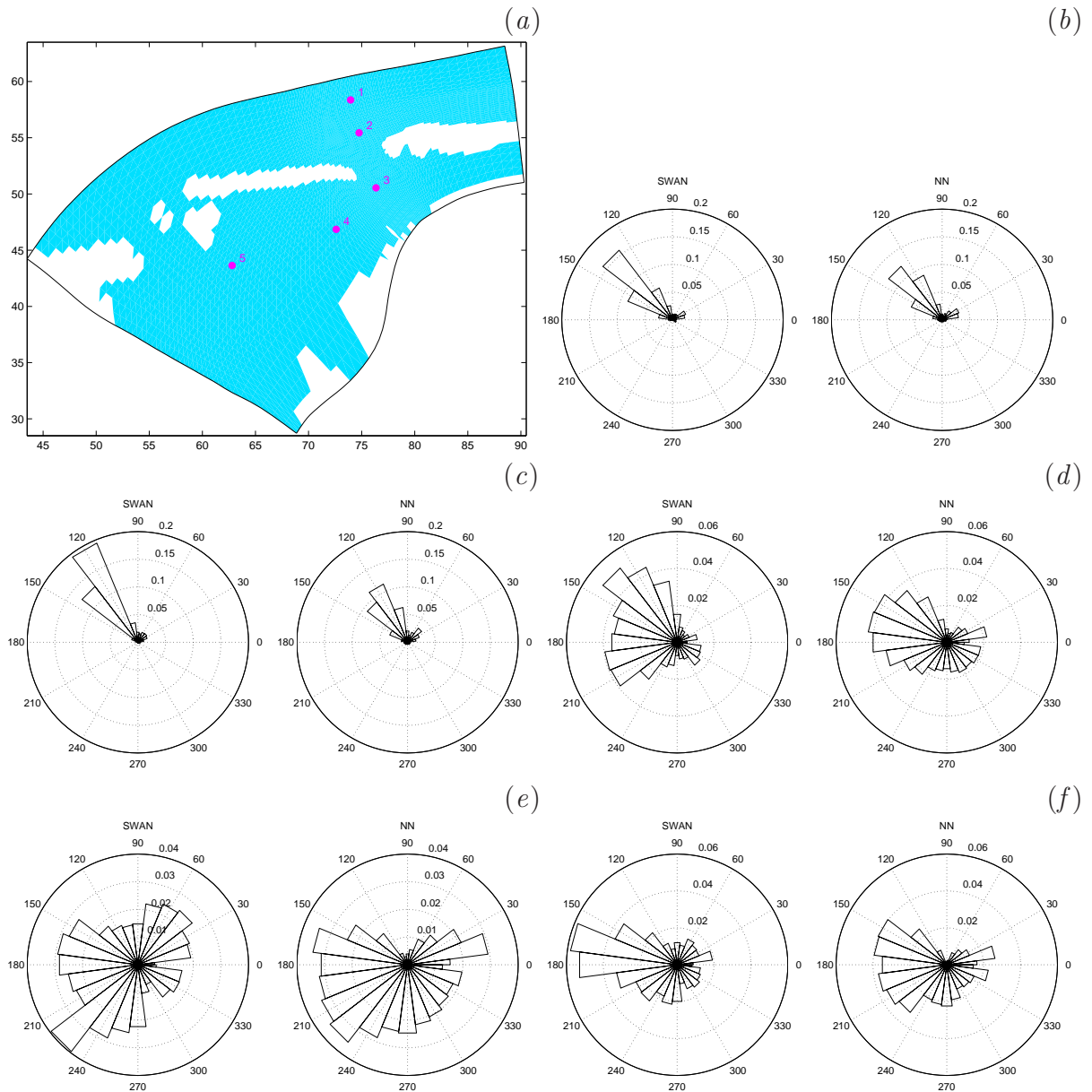


Abbildung 6.19: Lage der Analysepunkte (a) und die Verteilung der mit SWAN (links) und mit dem NN (rechts) modellierten mittleren Wellenrichtungen in Punkten 1–5 (b–f). Klassenbreite 15°.

Wellenrichtungen an den fünf ausgewählten Stellen dargestellt. Seewärts von den Inseln (Punkte 1 und 2), wo die Wellenrichtungen sich in einem schmalen, dominierenden Sektor konzentrieren, kann das neuronale Netz dieses Muster zwar reproduzieren, es ergibt aber eine zu breite Verteilung (Abb. 6.19b,c). Im Wattenmeer, wo keine dominierende Wellenrichtung definiert werden kann und die Verteilung der Wellenrichtungen sehr stark der Verteilung der Windrichtungen ähnelt, stimmen die NN-Ergebnisse nur ungenau mit den SWAN-Ergebnissen überein (Abb. 6.19d–f).

Kapitel 7

Untersuchungen zum morphologisch wirksamen Seegang

Eines der bedeutendsten und zugleich anspruchsvollsten Probleme bei der Modellierung des Sedimenttransportes betrifft die sehr unterschiedlichen Zeitskalen der Prozesse, die dabei eine wichtige Rolle spielen und berücksichtigt werden müssen. Die Zeitspanne, in der sich die Änderungen der Topographie abspielen, ist sehr lang im Vergleich zu der kurzperiodischen Variabilität der Wasserstände, der Strömungen und des Seegangs. Die zur Simulation von Tidewasserständen, Strömungen und Seegang in Küstengebieten typisch angewendeten mathematischen Modelle (wie Delft3D oder SWAN) benötigen einen Zeitschritt von wenigen Minuten. Messbare Änderungen der Topographie zeigen sich dagegen in der Regel erst in Zeiträumen von mehreren Tideperioden. Zahlreiche Methoden und Verfahren sind in den letzten Jahren entwickelt worden, um die zum inakzeptabel hohen Rechenaufwand führende Diskrepanz der Zeitskalen zwischen den beiden Gruppen von Prozessen zu kompensieren und damit eine mathematische Modellierung der Morphodynamik zu ermöglichen. Die meisten von diesen Verfahren betreffen die Wechselwirkungen zwischen den Tide- und den morphodynamischen Prozessen. Das von de Vriend *et al.* (1993) und Latteux (1995) eingeführte Konzept der morphologisch wirksamen Tide mit seiner sehr effizienten Input-Reduzierungstechnik ist inzwischen in zahlreichen Studien angewendet worden. Roelvink (2006) liefert eine detaillierte Übersicht der neuesten Methoden zur Reduzierung des Rechenaufwands bei morphodynamischer Modellierung.

Die Methoden zur Berücksichtigung des Einflusses des Seegangs auf den mittelfristigen Sedimenttransport sind in der Literatur nicht so umfassend beschrieben. Das gilt sowohl für die vorhandenen Sedimenttransportformeln, die auch den Einfluss des Seegangs erfassen, als auch für die Input-Reduzierungsverfahren, die üblicherweise auf einer im Vergleich einfach gehaltenen statistischen Analyse der Wellenhöhen und -richtungen in einigen ausgewählten Punkten des Untersuchungsgebietes basieren. Die einfachste Methode, *single representative wave* (SRW), entwickelt von Chesher und Miles (1992), basiert auf einem gewichteten Mittelwert der signifikanten Wellenhöhen, unterteilt in eine gewisse Zahl von Richtungssektoren. Zu besseren Ergebnissen führt eine erweiterte Methode, *multiple representative wave* (MRW), deren Beispiel das im Abschnitt 7.2 beschriebene

CERC-Verfahren darstellt.

Eine große Gruppe der für die Küstenzone besonders geeigneten Modelle basiert auf der Flachwassertheorie. Ein großer Vorteil dieser Modelle besteht darin, dass alle zur Berechnung des Sedimenttransportes nötigen Parameter als Funktionen des Verhältnisses von der signifikanten Wellenhöhe H_s zur Wassertiefe h berechnet werden können. Modelle dieser Gruppe sind im Abschnitt 7.3 geschildert. Abschnitt 7.4 präsentiert kompliziertere Modelle, in denen keine Annahme bezüglich der Wassertiefe gemacht wird und die dadurch einen breiteren Anwendungsbereich haben. Neben den im MOSES-Datensatz vorhandenen Parameter (H_s , T_e und θ_m) spielen hier die Orbitalgeschwindigkeiten am Boden eine Schlüsselrolle. Deren Bestimmung ist im Abschnitt 7.4 ausführlich beschrieben.

Die im Folgenden dargestellten Betrachtungen basieren auf bekannten Erkenntnissen und sind konzeptionell nicht neu. Deren Wert, im Vergleich zu den früheren Arbeiten von den oben zitierten Autoren, besteht darin, dass die MOSES-Daten eine Möglichkeit bieten, die in den bekannten Formeln vorkommenden Parameter und deren räumliche Variabilität mit einer unvergleichlich höheren Genauigkeit zu bestimmen.

7.1 Input-Reduzierung mit der Hauptkomponentenanalyse

Die einfachste, sich bei dieser Studie direkt anbietende Methode zur Input-Reduzierung ist die Hauptkomponentenanalyse der für die morphologische Modellierung nötigen Parameter. Die Möglichkeit der Anwendung dieser Methode wurde von de Vriend *et al.* (1993) kurz beschrieben. Die Hauptkomponentenanalyse der MOSES-Modellierungsergebnisse ermöglicht es, die Datenmenge ohne bedeutende Varianzverluste auf weniger als 0,2% der ursprünglichen Größe zu reduzieren, was die weitere Bearbeitung und Anwendung der Daten erheblich vereinfacht. In Hinblick auf den möglichen Gewinn von Rechenzeit bei der morphodynamischen Modellierung selbst bringt jedoch die Hauptkomponentenanalyse keine Verbesserungen. Die ursprünglichen und die aus den Hauptkomponenten und Mustern rekonstruierten Daten haben die gleiche Zeitaufösung, erlauben also keine Verlängerung des Modellzeitschritts oder Vereinfachung der Modellierungsschemas. In dieser Hinsicht sind weitere — unten beschriebene — Vorgehen nötig, die aber dank der Hauptkomponentenanalyse mit geringerem Aufwand durchgeführt werden können.

7.2 CERC-Verfahren: *morphological impact*

Eines der einfachsten und deshalb populärsten Verfahren zur Bestimmung des Einflusses des Seegangs auf die Sedimenttransportprozesse ist die CERC-Methode (CERC, 2002; s. auch: Elias *et al.*, 2006). Die signifikanten Wellenhöhen an der analysierten Stelle werden nach diesem Verfahren in eine bestimmte Zahl von Klassen der signifikanten Wellenhöhen und mittleren Wellenrichtungen (H_s, θ_m) verteilt. Für jede Klasse wird die repräsentative

morphologische Wellenhöhe H_{mor} berechnet:

$$H_{mor} = \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n H_{s,i}^k \right]^{\frac{1}{k}}. \quad (7.1)$$

n ist die Anzahl der Daten in der gegebenen Klasse. Der Wert des k -Koeffizienten ist von der gewählten Sedimenttransportformel abhängig. Nach der CERC-Formel ist der Volumensedimenttransport Q proportional zur k -ten-Potenz der signifikanten Wellenhöhe:

$$Q \sim H_s^k$$

mit $k = 5/2$. Dieser Wert wird in der folgenden Analyse angewendet. Der *morphological impact* (MI) jeder (H_s, θ_m) -Klasse wird als Produkt von H_{mor} und der Ereigniswahrscheinlichkeit dieser Klasse berechnet.

Der MOSES-Datensatz ermöglicht es, den MI-Parameter an jeder Stelle des Untersuchungsgebietes zu berechnen. Die Rechnungen wurden für 21 H_s -Klassen (von 0 m bis 5 m mit Klassenbreite $\Delta H_s = 0.25$ m; die letzte, 21. Klasse beinhaltet alle H_s -Werte größer als 5 m) und 8 θ_m -Klassen (mit Klassenbreite $\Delta \theta_m = 45^\circ$). Ein Beispiel der Verteilung des MI-Parameters an zwei ausgewählten Stellen nördlich und südlich von Norderney ist in Abb. 7.1 dargestellt. Wie erwartet haben nördlich von der Insel die sich aus den nordwestlichen Richtungen ausbreitenden Wellen den höchsten MI-Wert (Abb. 7.1a). Dabei ist die Wirkung des mittelstarken Seegangs (1–1.5 m) deutlich größer als die des sehr starken Seegangs, der aber vergleichsweise viel seltener eintritt. Im Wattenmeer (Abb. 7.1b) sind die MI-Werte gleichmäßiger unter die Richtungssektoren verteilt, aber auch hier haben aber die Wellen aus den nördlichen Sektoren einen größeren Einfluss als die aus den südlichen Richtungen.

Bei Anwendung des CERC-Verfahrens muss die dabei zugrundeliegende Annahme des tiefenbegrenzten Seegangs beachtet werden. Die Methode ist ursprünglich für die Brandungszone entwickelt worden und kann nur dort quantitativ gute Ergebnisse ergeben. Genaugenommen können nur die MI-Werte direkt an der Küste, im Bereich der Platen des Ebbsdeltas und an höheren Bereichen der Wattflächen als belastbar betrachtet werden. Trotz dieser Begrenzung bietet der *morphological impact* eine wertvolle Übersicht über die aus morphodynamischen Sicht wichtigen Seegangsverhältnisse im Untersuchungsgebiet.

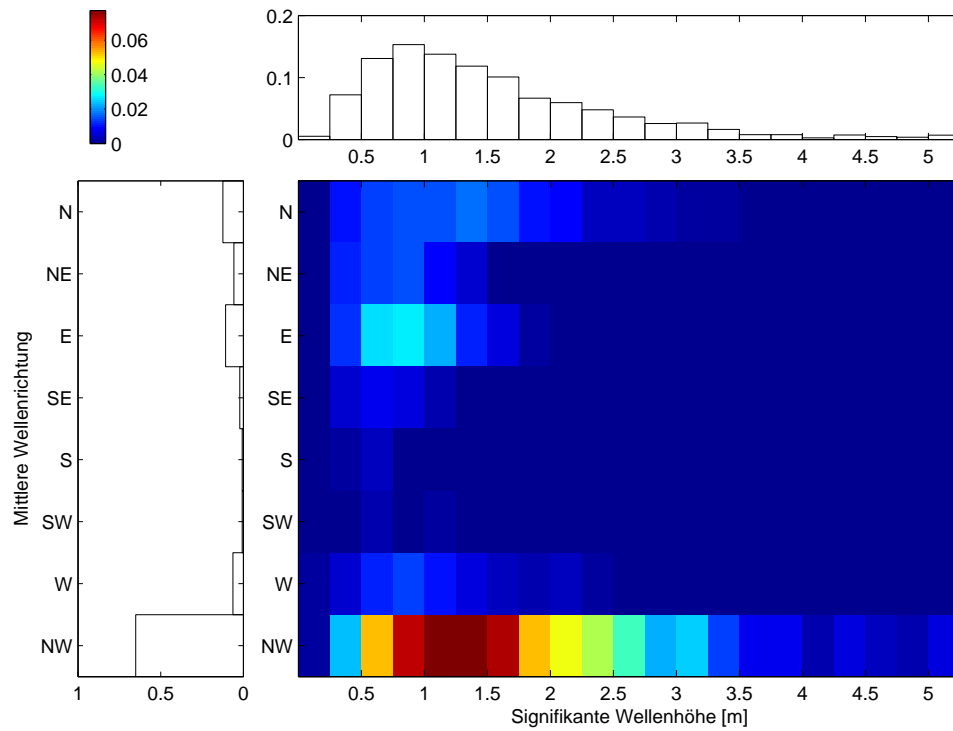
7.3 Lineare Modelle fürs Flachwasser

7.3.1 Theoretische Grundlagen

Eine wichtige Gruppe der Sedimenttransportformeln basiert auf der linearen Wellentheorie im flachen Wasser. Einer der wichtigsten Vorteile dieser Modelle besteht darin, dass die Varianz der Orbitalgeschwindigkeiten σ_u (die in diesem Fall über die ganze Wassersäule einheitlich ist) als eine einfache Funktion der signifikanten Wellenhöhe H_s und der Wassertiefe h bezeichnet werden kann:

$$\sigma_u^2 = \frac{1}{8} \left(\frac{H_s}{h} \right)^2 gh, \quad (7.2)$$

(a)



(b)

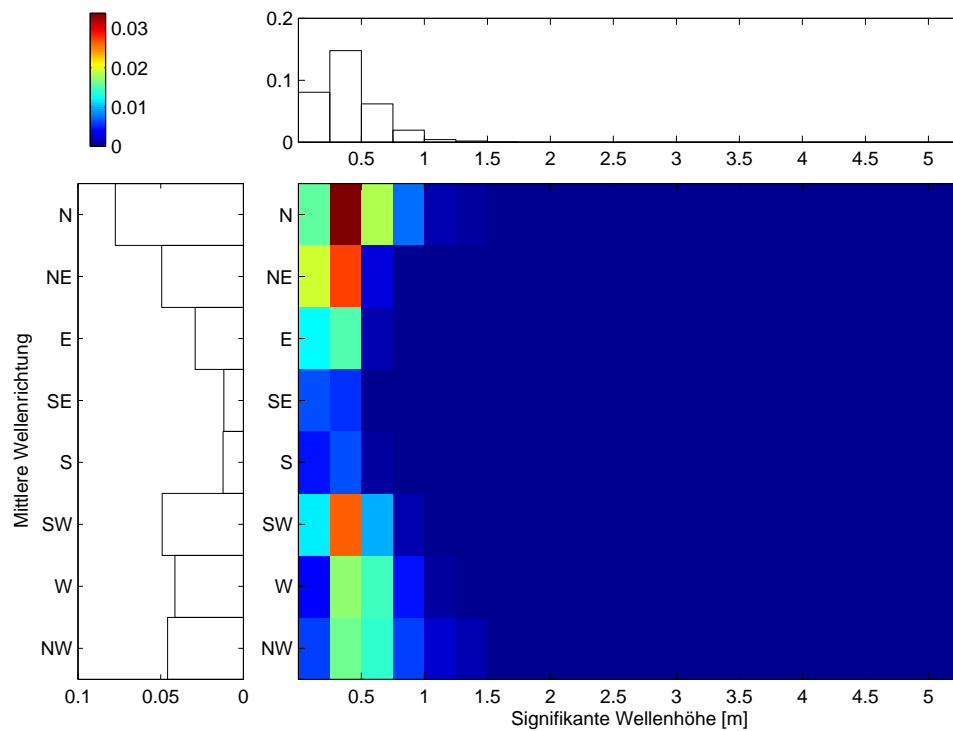


Abbildung 7.1: *Morphological impact* (MI) an den in Abb. 6.16 markierten Stellen 1 (a) und 4 (b). Die Balkendiagramme links und oben zeigen den gesamten MI-Wert in einer gegebenen Wellenrichtungs- bzw. Wellenhöhenklasse.

(g ist die Gravitationsbeschleunigung). Entsprechend Gleichung 7.2 können alle zur Berechnung des Sedimenttransportes erforderlichen Größen aus den relativ unproblematisch kalkulierbaren Seegangparametern bestimmt werden. Dieses Verfahren ist zur Modellierung des küstennormalen Sedimenttransportes besonders gut geeignet (z.B. Plant *et al.*, 2001). Die allgemeine Formel für den Volumentransport lautet:

$$Q = \sigma_u \bar{S} \left[-\frac{H_s}{\sqrt{2}h} + c_1 R_{su} \right]$$

oder, mit σ_u aus (7.2):

$$Q = \sqrt{gh} \bar{S} \left[-\left(\frac{H_s}{2h}\right)^2 + \frac{H_s}{2\sqrt{2}h} c_1 R_{su} \right]. \quad (7.3)$$

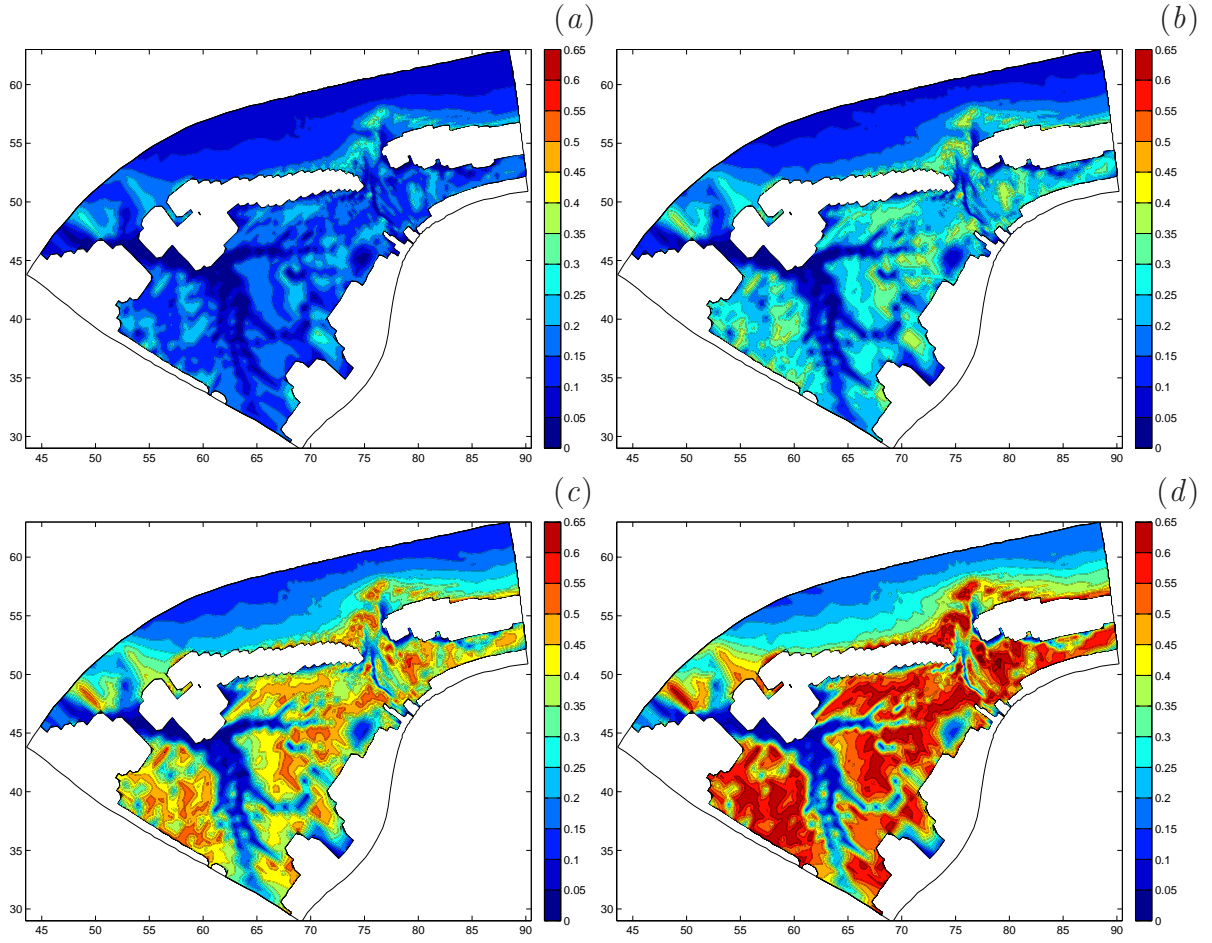
Der Koeffizient c_1 hat einen konstanten Wert, der durch Kalibrierung des Modells bestimmt werden muss. Zur Berechnung der zeitgemittelten Sedimentlast \bar{S} gibt es in der Literatur zahlreiche Formeln, u.a. von Bijker (1971), Bailard (1981), Stive (1986), Wright *et al.* (1991) oder Plant *et al.* (2001). Im Flachwasser kann sowohl \bar{S} , als auch die Kreuzkorrelation R_{su} zwischen dem Momentanwert von Sedimentlast S und Geschwindigkeit u als Funktion von H_s/h bezeichnet werden (und von anderen Parametern, die vom Seegang unabhängig sind, wie z.B. die Bodenneigung oder der Sedimentruhwinkel). Es folgt also, dass der Volumentransport Q insgesamt aus dem H_s/h -Verhältnis berechnet werden kann.

7.3.2 Statistische Verteilung von H_s/h im Untersuchungsgebiet

Aus den oben geschilderten Bemerkungen lässt sich feststellen, dass das Verhältnis der signifikanten Wellenhöhe zur Wassertiefe ein Parameter von entscheidender Bedeutung für die Berechnung des Sedimenttransportes ist. Mit den im Rahmen von MOSES erworbenen Daten kann die räumliche und zeitliche Variabilität dieses Parameters im Untersuchungsgebiet unkompliziert und sehr genau analysiert werden.

Die räumliche Verteilung der ausgewählten Perzentile von H_s/h , dargestellt in Abb. 7.2, spiegelt die Topographie des Untersuchungsgebietes wider. An der oberen Modellgrenze und in Rinnen und Prielen ist die relative Wellenhöhe nur extrem selten höher als 0,1. Über den Wattflächen und dem Ebbdelta des Norderneyer Seegats treten sehr hohe H_s/h -Werte von über 0,4 während ca. 10% der Zeit auf (Abb. 7.2c,d). Die in Abb. 7.3 dargestellte Überschreitungswahrscheinlichkeit der ausgewählten H_s/h -Werte zeigt es deutlich, dass die äußere Grenze des Ebbdeltas ein Bereich der höchsten relativen Wellenhöhen ist. Über 50% der Zeit überschreiten sie hier den Wert von 0,2 (Abb. 7.3a), über 35% der Zeit — den Wert von 0,25 (Abb. 7.3b). Besonders interessant ist dabei die Überschreitungswahrscheinlichkeit des Wertes 0,33 (Abb. 7.3d), bei dem das tiefenbedingte Wellenbrechen anfängt. Sowohl über dem Ebbdelta, als auch über manchen Stellen im Wattenmeer tritt der brechende Seegang über 20–25% der Zeit ein.

Die Verteilung der relativen Wellenhöhen im Untersuchungsgebiet ist nicht nur in mehreren Sedimenttransportformeln, sondern auch bei der Bestimmung der Gültigkeitsbereiche dieser Formeln anwendbar.



Abbildungung 7.2: Räumliche Verteilung des 70. (a), 80. (b), 90. (c) und 95. (d) Perzentils von H_s/h im Untersuchungsgebiet.

7.4 Erweiterte Modelle

7.4.1 Theoretische Grundlagen

In Untersuchungsgebieten mit unregelmäßig gegliederter Topographie und stark variierenden Wasserstands-, Strömungs- und Seegangsbedingungen sind nur allgemeine Formeln mit breitem Gültigkeitsbereich anwendbar. Eines der populärsten Modelle ist das von Bijker (1971), erweitert von Bailard (1981) und Stive (1986), das u.a. im morphologischen Modul von Delft3D genutzt wird (Delft Hydraulics, 2003b). Der Gesamttransport \bar{S} wird nach diesem Modell als eine Summe des Bodentransportes (\bar{S}_b) und des Transportes der schwebenden Sedimente (\bar{S}_s) berechnet:

$$\bar{S} = \bar{S}_b + \bar{S}_s$$

mit:

$$\bar{S}_b = bD_{50} \frac{U}{C} \sqrt{g}(1 - \varepsilon) \exp(A_r) \quad (7.4)$$

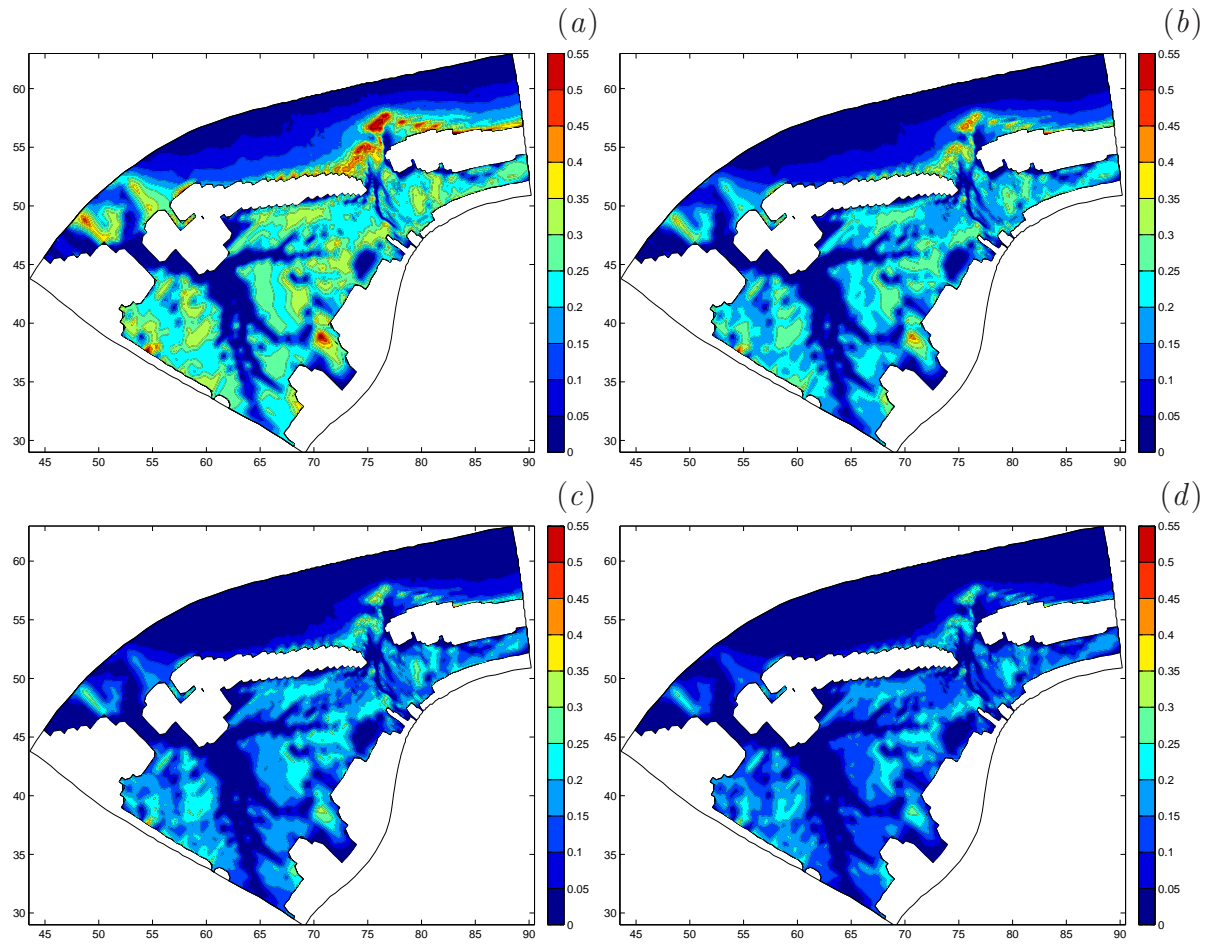


Abbildung 7.3: Räumliche Verteilung der Überschreitungswahrscheinlichkeit der H_s/h -Werte von 0,2 (a), 0,25 (b), 0,3 (c) und 0,33 (d).

und

$$\bar{S}_s = 1,83\bar{S}_b \left\{ I_1 \ln \left(\frac{33h}{r_c} \right) + I_2 \right\}. \quad (7.5)$$

Vier von den Parametern in diesen Formeln sind vom Seegang abhängig: b , A_r , I_1 und I_2 (für Details s. Bijker, 1971 oder Delft Hydraulics, 2003b). Neben den im MOSES-Datensatz vorhandenen Größen (H_s , T_e und θ_m) ist zur Bestimmung dieser Parameter die Varianz der maximalen Orbitalgeschwindigkeiten am Boden \bar{U}_b ($\bar{U}_b^2 = 2 \langle U_b^2 \rangle$) nötig, die wiederum nur aus den Wellenenergiespektren, basierend auf einer entsprechenden Wellentheorie, berechnet werden kann. Wegen der enorm großen Speicherkapazität, die dafür nötig wäre, konnten im Rahmen von MOSES die kompletten Energiespektren nur in einigen ausgewählten Punkten, nicht aber im ganzen Modellgebiet gespeichert werden. Um die Anwendung der Methode von Bijker (1971) und den anderen Verfahren, in denen die Kenntnis der Orbitalgeschwindigkeiten am Boden notwendig ist (s. z.B. Bayram *et al.*, 2001), zu ermöglichen, wurden in einer Testperiode Juni–Dezember 2002 neben H_s , T_e

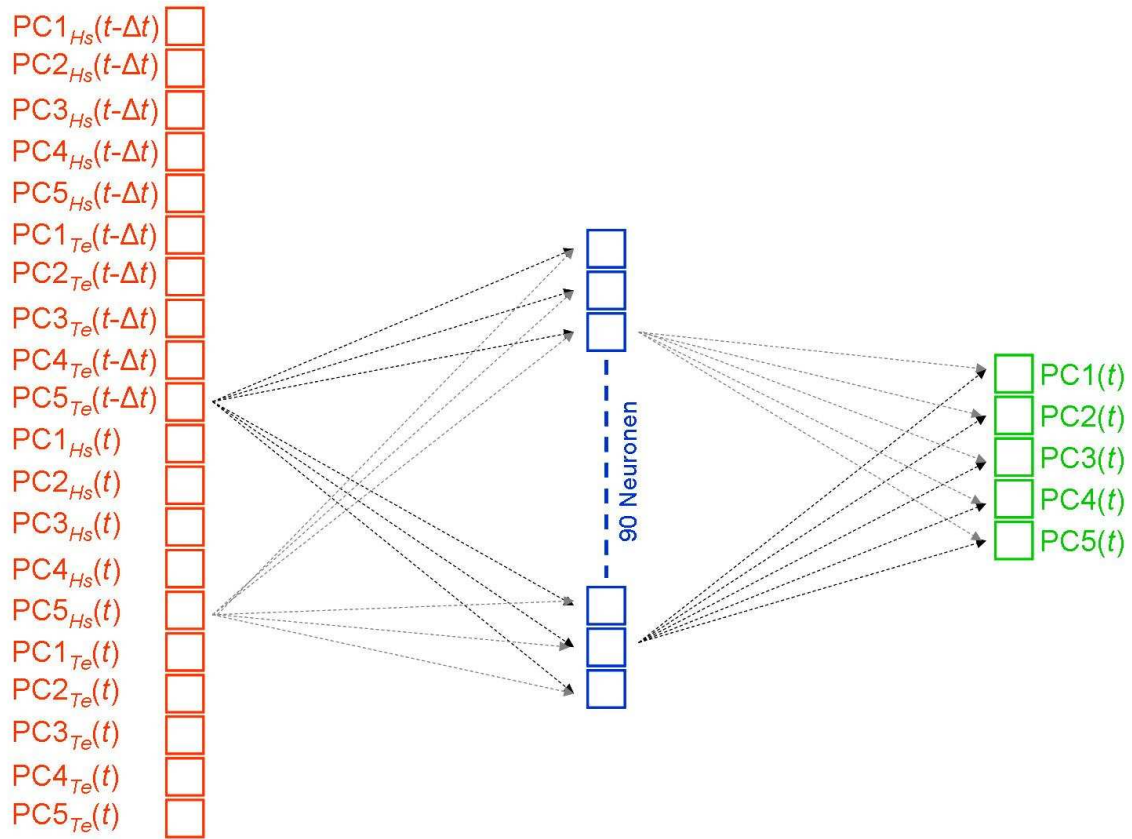


Abbildung 7.4: Struktur des neuronalen Netzes zur Erstellung der Hauptkomponenten von \bar{U}_b .

und θ_m auch die aus den Spektren berechneten \bar{U}_b -Werte gespeichert. Diese Daten wurden dann zum Aufbau und Trainieren eines neuronalen Netzes angewendet, mit dem \bar{U}_b in einer beliebigen Periode aus den im MOSES-Datensatz vorhandenen Daten sehr genau reproduziert werden kann. Die Herleitung des Verfahrens zur Ermittlung von \bar{U}_b und als Ergebnis die Verteilung von \bar{U}_b im Untersuchungsgebiet sind in den nächsten Abschnitten beschrieben.

7.4.2 NN-Modellierung der Varianz der maximalen Orbitalgeschwindigkeiten am Boden

Die Grundlagen des Verfahrens zur Erstellung von \bar{U}_b mittels eines neuronalen Netzes unterscheiden sich nicht von denen, die zur Erstellung von Modelldaten ohne Nutzung der mathematischen Tide- und Seegangmodelle entwickelt worden sind (s. Kapitel 4): Das Verfahren verläuft genau nach dem in Abb. 4.1 dargestellten Schema. Die Struktur des neuronalen Netzes, mit dem die besten Ergebnisse bei der NN-Modellierung der Hauptkomponenten von \bar{U}_b erreicht wurden, ist in Abb. 7.4 dargestellt. Das Netz hat

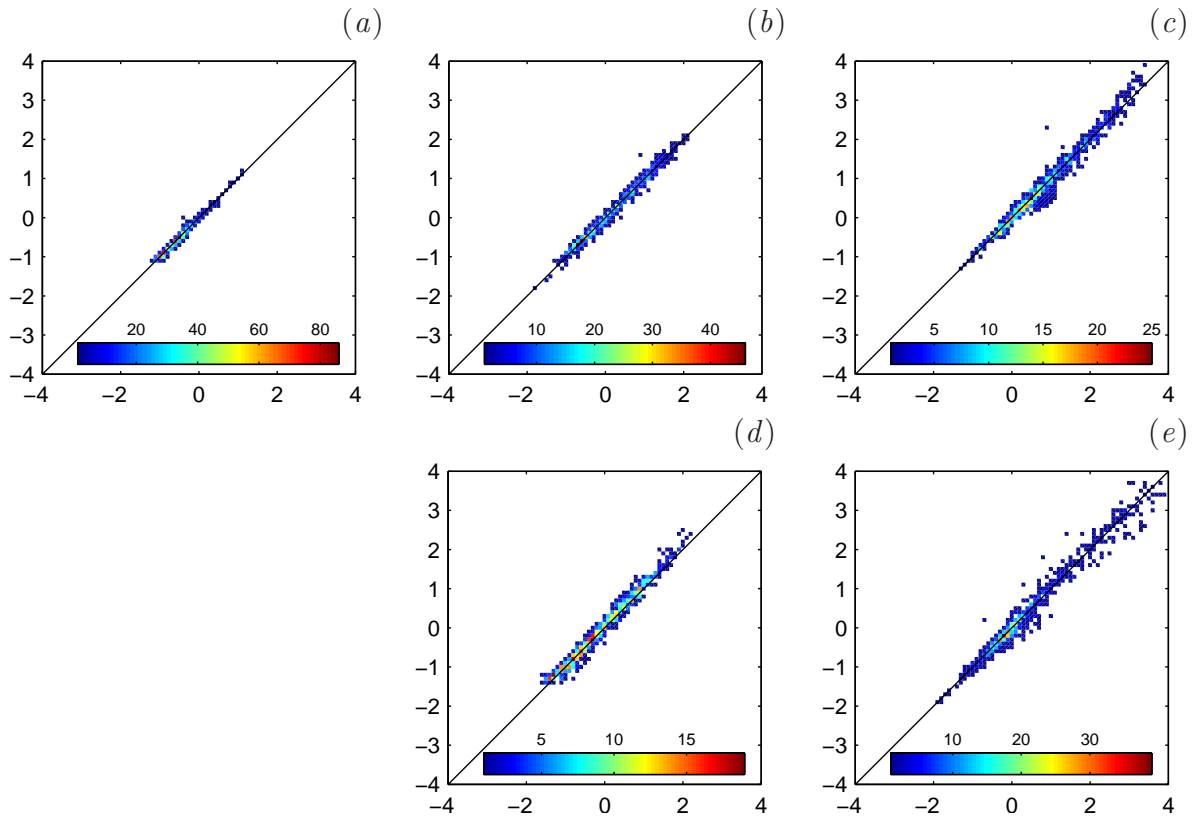


Abbildung 7.5: Streudiagramme für die berechneten (horizontale Achse) und NN-modellierten (vertikale Achse) ersten fünf Hauptkomponenten der Varianz von maximalen Orbitalgeschwindigkeiten am Boden \bar{U}_b (a–e).

Tabelle 7.1: Die Qualität der NN-Modellierung für die Hauptkomponenten der Varianz von maximalen Orbitalgeschwindigkeiten am Boden \bar{U}_b

Hauptkomponente	1.	2.	3.	4.	5.
Anteil an Gesamtvarianz (%)	79,36	6,47	3,53	2,43	1,16
Korrelationskoef. (%)	99,04	99,34	98,76	98,98	98,66
Stdabw. der Differenzen	0,050	0,087	0,158	0,126	0,190
Mittlere Differenz	0,011	0,004	0,008	−0,049	0,012

20 Input-Neuronen, in die die ersten fünf Hauptkomponenten von H_s bzw. T_e zum Zeitpunkt t bzw. $t - \Delta t$ (mit $\Delta t = 1$ Stunde) eingegeben werden. Die Hauptkomponenten von \bar{U}_b werden also ausschließlich aus den anderen Seegangsparametern, ohne Gebrauch von Wasserständen oder Strömungen bestimmt. Die Einbeziehung dieser Parameter in das Neuronale Netz erbrachte keine weitere Verbesserung der Ergebnisse.

Vom Datensatz Juni–Dezember 2002 wurden 75% der Daten zum Trainieren des Netzes und 25% zur Verifikation benutzt. Die Qualität der NN-Modellierung für die Testdaten ist in Abb. 7.5 und in der Tabelle 7.1 dargestellt. Alle Hauptkomponenten konnten mit einer Korrelation von über 98,6% reproduziert werden. Bei der ersten Hauptkompo-

nente, die über 79% der gesamten Varianz beschreibt, beträgt der Korrelationskoeffizient und die Standardabweichung der Differenzen 99,04% bzw. 5%. Eine Ursache für die hohe Leistungsfähigkeit der NN-Modellierung von \bar{U}_b ist die lineare Wellentheorie, die im SWAN-Modell zur Berechnung von Orbitalgeschwindigkeiten angewendet wird. Die guten Ergebnisse der NN-Modellierung geben auch einen Hinweis darauf, dass die mit SWAN modellierten Wellenenergiespektren an den meisten Stellen im Untersuchungsgebiet eine bestimmte, sich wiederholende Form haben, so dass relativ unkomplizierte Zusammenhänge zwischen H_s , T_e und \bar{U}_b existieren, die mit einem neuronalen Netz ohne Probleme reproduziert werden können.

7.4.3 Repräsentative Orbitalgeschwindigkeit am Boden

Aufbauend auf der *single representative wave*-Methode von Chesher und Miles (1992) haben Hirschhäuser und Zanke (1999) ein modifiziertes Verfahren zur Berücksichtigung des Einflusses vom Seegang auf den Sedimenttransport im Flachwasser entwickelt, das auf der repräsentativen Orbitalgeschwindigkeit am Boden $u_{b,repr}$ basiert:

$$u_{b,repr} = \frac{\sum_{i=1}^n u_{b,i}^3 f_i}{\sum_{i=1}^n u_{b,i}^2 f_i}. \quad (7.6)$$

In dem vereinfachten Verfahren von Hirschhäuser und Zanke (1999) beträgt die Zahl der Klassen $n = 48$ (8 Windrichtungs- mal 6 Windgeschwindigkeitsklassen) und f_i bezeichnet die Eintrittswahrscheinlichkeit der i -ten Klasse. Für jede Klasse wurde eine SWAN-Rechnung in dem Untersuchungsgebiet (Hörnum-Becken südwestlich von der Insel Sylt) durchgeführt. Allerdings mußten wegen des Mangels an verfügbaren Seegangsdaten so weitreichende, vereinfachende Annahmen getroffen werden, dass auch nach Angabe der Autoren die Naturähnlichkeit nicht mehr gegeben war. Mit Hilfe der MOSES-Daten eröffnet sich nun aber die Möglichkeit, die repräsentativen Orbitalgeschwindigkeiten am Boden viel genauer zu berechnen, indem die mittelfristige zeitliche und räumliche Variabilität von Wind, Wasserständen und Seegang berücksichtigt werden. Statt also die repräsentative Orbitalgeschwindigkeit am Boden als ein Mittelwert der für eine begrenzte Anzahl der nicht ganz realistischen Wind-Szenarios berechneten Werte zu bestimmen — wie in der Formel (7.6) — kann $u_{b,repr}$ aus den Zeitreihen von MOSES-Daten und ohne Verteilung auf Klassen berechnet werden.

Das Ergebnis ist in Abb. 7.6b dargestellt. Zum Vergleich zeigt Abb. 7.6a die Verteilung der mittleren Orbitalgeschwindigkeit am Boden, die natürlich überall deutlich niedrigere Werte aufweisen. Die höchsten $u_{b,repr}$ -Werte treten innerhalb eines breiten Streifens entlang der nördlichen Inselküste ein. An manchen Stellen, insbesondere im Bereich des Ebbdelta des Norderneyer Seegats, überschreiten sie den Wert von 0,4 m/s. Im Wattenmeer sind sie deutlich niedriger, im Bereich von 10 bis 20 cm/s — ähnlich wie in den Ergebnissen von Hirschhäuser und Zanke (1999).

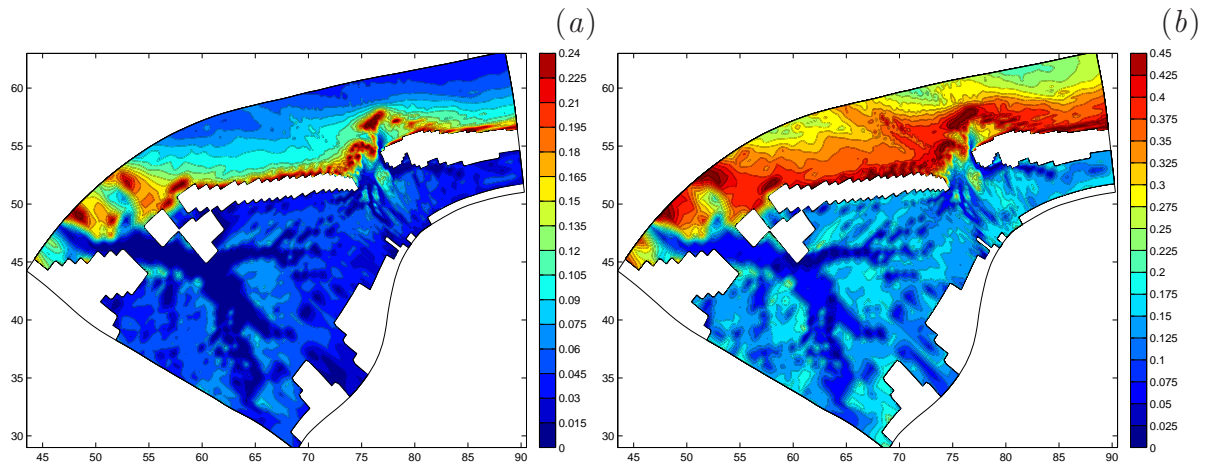


Abbildung 7.6: Räumliche Verteilung der mittleren (a) und repräsentativen (b) Orbitalgeschwindigkeit am Boden (in m/s).

Die räumliche Verteilung von $u_{b,repr}$ kann — zusammen mit den anderen, im MOSES-Datensatz vorhandenen Seegangsparemtern — direkt als Input für die morphodynamische Modellierung angewendet werden.

7.5 Schlussfolgerungen

Die in diesem Kapitel vorgestellten Ansätze zur Ermittlung des morphologisch wirksamen Seegangs stellen nur einige der vielen verschiedenen Möglichkeiten für die Anwendung von MOSES-Daten als Input für morphodynamische Modellierungen. Die in diesem Vorhaben erstellten Parameter — und zahlreiche andere, die aus ihnen hergeleitet werden können — können als Input für unterschiedliche Sedimenttransportformeln angewendet werden. Bei der Verwendung dieser Daten müssen allerdings die Methoden, die zu ihrer Erstellung angewandt worden sind, und die Annahmen, die diesen Methoden zugrundeliegen, beachtet werden. Eine der wichtigsten Annahmen — und dabei eine der Beschränkungen bei der Anwendung der MOSES-Seegangsdaten — kommt aus der linearen Wellentheorie, auf der das SWAN-Modell basiert. Zum Beispiel werden die Orbitalgeschwindigkeiten am Boden, die als Input für zahlreiche Sedimenttransportformeln Anwendung finden (s. Absatz 7.4), in SWAN mit der Annahme berechnet, dass der Seegang eine Überlagerung von Sinuswellen mit unterschiedlichen Frequenzen und Richtungen ist. Diese Begrenzung macht natürlich die Verwendung der Daten in nichtlinearen Modellen, in denen die höheren Momente der Orbitalgeschwindigkeit von entscheidender Bedeutung sind (z.B. Ruessink *et al.*, 1998, 1999; Delft Hydraulics, 2003b), unmöglich. Grundsätzlich jedoch — und das gilt im größten Teil des in diesem Vorhaben untersuchten Gebietes — bilden die MOSES-Daten eine sehr wertvolle Grundlage, mit der die Qualität der morphodynamischen Modellierung signifikant verbessert werden kann.

Kapitel 8

Rekonstruktion der Wasserstände, der Strömungen und des Seegangs früherer Sturmfluten

Da in dem Forschungsvorhaben eine 40-jährige Zeitreihe des Seegangs im Bereich des Norderney Seegats rekonstruiert werden sollte, bot es sich an, die Aufgabenstellung um einen Punkt zu erweitern: die Rekonstruktion der Sturmfluten mit den Randbedingungen aus HIPOCAS für die Ereignisse, bei denen erhebliche Schäden an den Bauwerken des Insel- und Küstenschutzes entstanden sind. Über den Seegang der meisten von diesen Sturmfluten liegen bisher keine abgesicherten quantitativen Erkenntnisse vor.

Dabei stellt sich die wesentliche Frage, ob die im Rahmen des Projektes rekonstruierten Daten dazu benutzt werden können, präzise Aussagen über den Verlauf der Wasserstände, der Strömungen und des Seegangs bei diesen Extremereignissen zu machen. Es ist im Laufe des Projektes mehrfach festgestellt worden, dass der HIPOCAS-Datensatz, der als Quelle von Randbedingungen für die Delft3D- und SWAN-Simulationen im Untersuchungsgebiet gebraucht wurde, eine belastbare Grundlage für die mittelfristige Modellierung bildet. Der Vergleich der Modellierungsergebnisse mit den Messdaten zeigt, dass der HIPOCAS-Datensatz zuverlässige Daten liefert bezüglich der statistischen Verteilung der analysierten Parameter und des Verlaufs „typischer“ Ereignisse (s. Kapitel 3). Es wurde aber auch mehrfach betont, dass diese Daten nur mit Vorsicht bei singulären Ereignissen wie Sturmfluten angewendet werden können. Um die Anwendbarkeit der HIPOCAS-Daten bei Extremereignissen genauer zu überprüfen, wurden für die ausgewählten Sturmfluten aus der Periode 1962–2002 Delft3D-Rechnungen mit unterschiedlichen Input-Daten durchgeführt:

- **Variante A:** mit den HIPOCAS-Wasserständen am offenen Rand und mit dem Wind aus dem DWD-Windatlas (berechnet aus dem HIPOCAS-Wind, wie im Absatz 2.3 beschrieben);
- **Variante B:** mit den HIPOCAS-Wasserständen am offenen Rand und mit dem Wind aus dem LMK-Modell (Frank und Majewski, 2006);

Tabelle 8.1: Die mit dem Delft3D-Modell in Varianten A, B und C analysierten Sturmfluten

Sturmflut	Rechnungsbeginn und -Ende	Varianten
1.	15.02.1962, 06:00 – 18.02.1962, 18:00	A,B
2.	02.01.1976, 06:00 – 04.01.1976, 18:00	A,B
3.	19.01.1976, 06:00 – 22.01.1976, 18:00	A,B
4.	03.02.1999, 06:00 – 06.02.1999, 18:00	A,B,C
5.	02.12.1999, 06:00 – 05.12.1999, 18:00	A,B,C
6.	25.10.2002, 06:00 – 29.10.2002, 18:00	A,B

- **Variante C:** mit den Wasserständen aus dem Deutsche-Bucht-Modell (DBM), das wiederum im *Continental Shelf Model* (CSM) genestet wurde (Mayerle und Winter, 2003), und mit dem Wind aus dem LMK-Modell.

Das LMK-Modell ist eine lokale, hochaufgelöste Version des sogenannten Lokal-Modells (Steppeler *et al.*, 2003). Es ist ein nicht-hydrostatisches atmosphärisches Modell, formuliert in rotierten geographischen Koordinaten, mit der räumlichen Auflösung von ca. 2.8 km (0,025°). Das LMK-Modell bildet die dritte und am höchsten aufgelöste Stufe in einer Kette von drei ineinander genesteten Modellen (GME→LM→LMK). Die Wind- und Luftdruck-Daten wurden vom Deutschen Wetterdienst (DWD) erstellt und liegen für die 22 ausgewählten Sturmfluten vor (Frank und Majewski, 2006).

Das lokale Tidemodell, das in Moses genutzt wurde, ist in dem DBM- und dem CSM-Modell eingebettet. Aus den fünf Perioden, in denen die Ergebnisse der DBM-Modellierung vorhanden sind, wurden für die Variante C zwei Sturmfluten im Jahre 1999 gewählt, für die auch die LMK-Winddaten zur Verfügung stehen.

Die Modellierungen wurden für die sechs in der Tabelle 8.1 erfassten Sturmfluten durchgeführt. Das Beginn- und Enddatum jedes Modelllaufs entsprechen genau dem Zeitraum, in dem die LMK-Winddaten vorhanden sind. Durch den Vergleich der Modellierungsergebnisse in den Varianten A und B kann der Einfluss der Winddaten auf die Ergebnisse beurteilt werden. Die Zeitreihen der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung aus den HIPOCAS- und aus den LMK-Daten in dem in Abb. 2.1 mit Kreuz markierten Punkt sind in Abb. 8.1 dargestellt. Es wird deutlich erkenntlich, wie sich die beiden Datensätze voneinander unterscheiden. Es gibt nicht nur starke Abweichungen der Windstärke (bis zu 10 m/s, s. z.B. die Januar-Sturmflut 1976 oder das Sturmmaximum im Oktober 2002), auch der Verlauf der Windkurven ist bei den meisten Sturmfluten sehr unterschiedlich. Nur bei einigen Sturmfluten, z.B. im Februar 1999 (Abb. 8.1d), bleiben die Differenzen in der Windgeschwindigkeit innerhalb von 3–4 m/s. Daraus ergeben sich entsprechende Differenzen der modellierten Wasserstände und Strömungen, insbesondere in Perioden mit sehr starkem Wind aus nordwestlichen und nördlichen Richtungen.

Der Einfluss der Wasserstände, die als Randbedingungen am nördlichen, offenen Rand des lokalen Modells eingegeben werden, kann aus dem Vergleich der Modellierungsergebnisse der Varianten B und C abgeschätzt werden. Die Zeitreihen der Wasserstände aus den HIPOCAS- und den DBM-Daten in einem Punkt nördlich vom Norderneyer Seegat

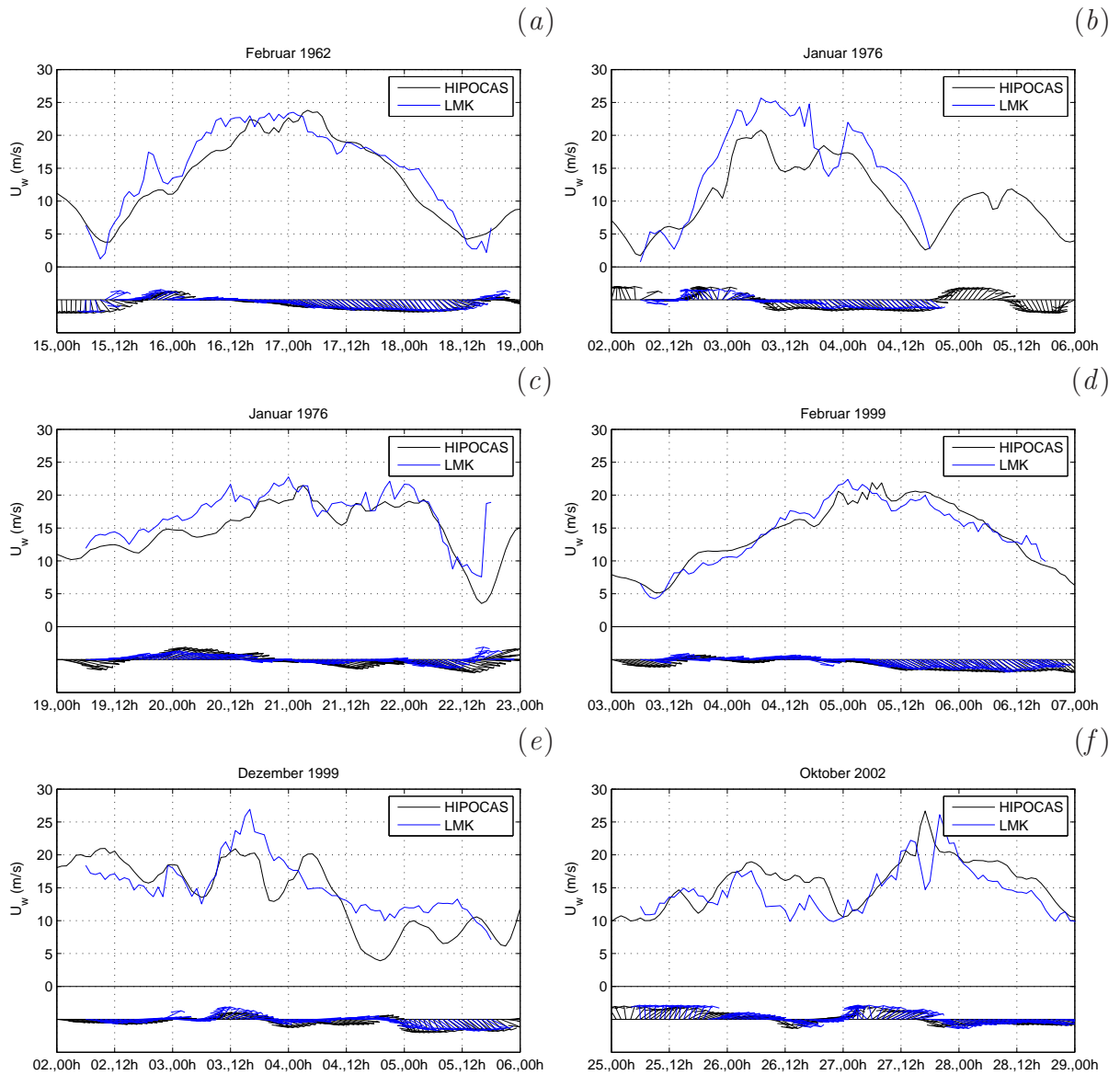


Abbildung 8.1: Zeitreihen von Windgeschwindigkeit und Windrichtung aus den HIPOCAS- und LMK-Daten, in dem in Abb. 2.1 mit Kreuz markierten Punkt. Sturmfluten: Februar 1962 (a), Januar 1976 (b), Januar 1976 (c), Februar 1999 (d), Dezember 1999 (e), Oktober 2002 (f).

bei den zwei Sturmfluten des Jahres 1999 sind in der Abb. 8.2d,e dargestellt, zusammen mit den Ergebnissen der Delft3D-Modellierung. Es ist nicht überraschend, dass — bei der relativ kleinen Größe des Untersuchungsgebietes — Fehler in den Wasserstandsdaten am Modellrand einen deutlich größeren Einfluß haben als Abweichungen in den Winddaten. Folgendermaßen kann man auch erwarten, dass die Unterschiede zwischen den Modellierungsergebnissen der Varianten B und C größer als die zwischen den Varianten A und B sein werden. Die in der Abb. 8.2d,e gezeigten Zeitreihen der Wasserstände

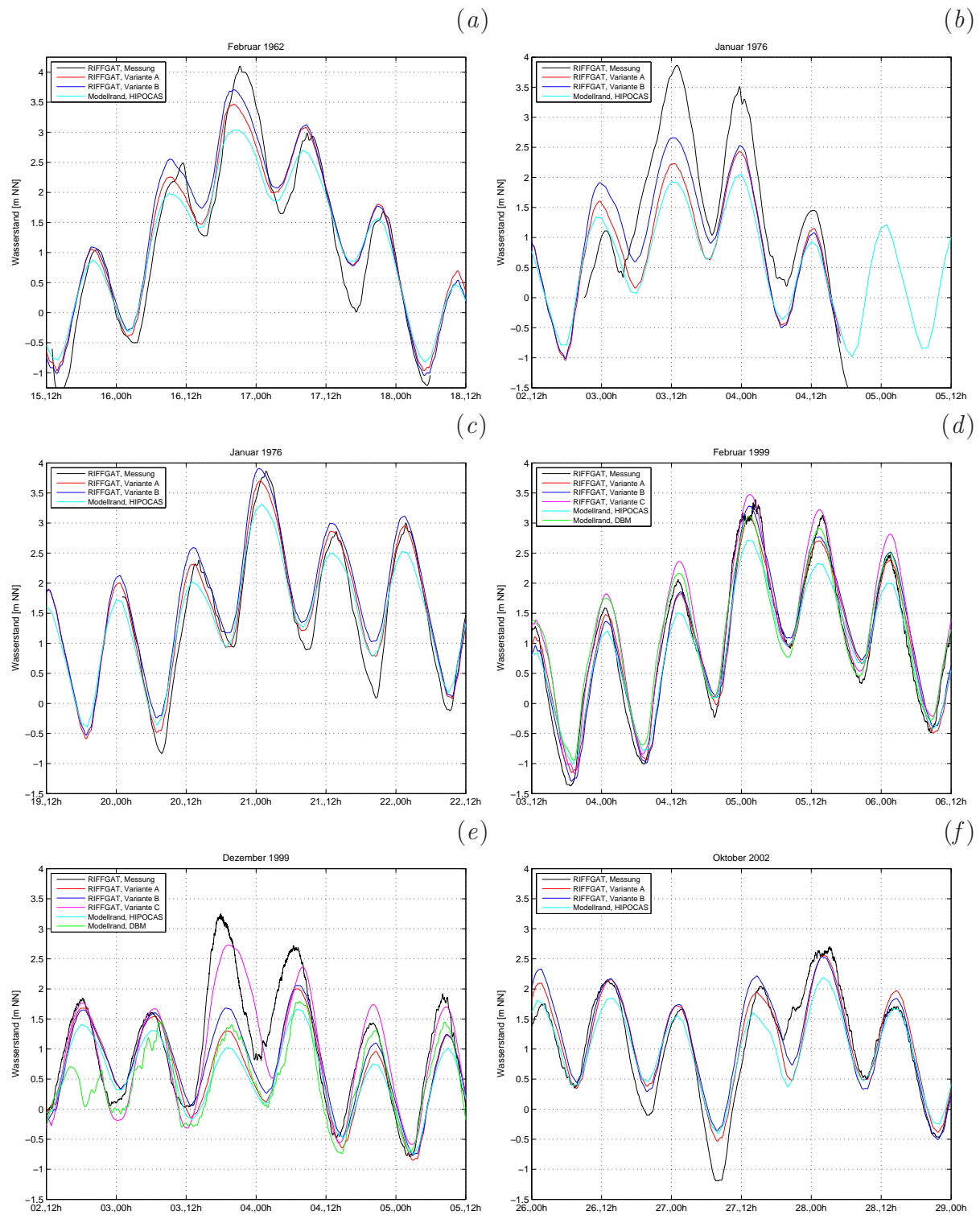


Abbildung 8.2: Zeitreihen der Wasserstände am Modellrand und an der Station RIFFGAT bei den in der Tabelle 8.1 erfassten Sturmfluten.

am Modellrand zeigen deutlich, dass es zwischen den HIPOCAS- und den DBM-Daten starke Abweichungen gibt. Besonders auffällig sind dabei die Ergebnisse der Sturmflut im Dezember 1999 (Abb. 8.2e). Obwohl sowohl in den HIPOCAS-Daten, als auch in den DBM-Daten der Wasserstand am Modellrand bei der Haupttide unter 1,5 m liegt, sind die modellierten Wasserstände bei der Variante B um ca. 1 m niedriger als die bei der Variante C. Genauere Untersuchungen haben gezeigt, dass es in diesem Fall nicht nur Unterschiede im Verlauf der Wasserstände im analysierten Punkt gibt, sondern an der ganzen Modellgrenze. Während es in den DBM-Daten einen sehr starken Wasserstandsgradienten entlang der Modellgrenze gibt, sind die HIPOCAS-Wasserstände fast gleichmässig. Es deutet auf eine ganz unterschiedliche Dynamik der Sturmflut, die in den HIPOCAS- und DBM-Daten präsent ist und sich dann in den Ergebnissen der Delft3D-Modellierung widerspiegelt. Abb. 8.2e zeigt, dass bei dieser Sturmflut die DBM-Randbedingungen zu deutlich besseren Ergebnissen führen, obwohl es bei der Haupttide und bei der ersten Nachtide eine relativ starke Phasenverschiebung und Unterschätzung der Wasserstände beim Hochwasser gibt.

Die bessere Qualität der Modellierungsergebnisse mit den DBM-Randbedingungen als mit den HIPOCAS-Randbedingungen bei den Sturmfluten im Januar und Dezember 1999 ist ein Hinweis auf die Möglichkeit, auch die anderen Sturmfluten in der Untersuchungsperiode mit den DBM-Daten zu simulieren und damit eine Verbesserung der Ergebnisse zu erzielen. Diese Untersuchungen würden aber über die eigentliche Aufgabenstellung, nämlich den Nachweis der Naturähnlichkeit von dem HIPOCAS-Datensatz als Randbedingung bei Modellierungen von Tide und Seegang auch bei Extremereignissen weit hinausgehen. In diesem Vorhaben musste deshalb darauf verzichtet werden, weil dazu zusätzliche großräumige Simulationen mit dem CSM- und dem DBM-Modell nötig gewesen wären, für die keine zuverlässige Input-Daten (Randbedingungen und Wind-Daten) zur Verfügung stehen. Die vom DWD zur Verfügung gestellten GME- und LM-Winddaten (Frank und Majewski, 2006) sind zwar für das gesamte Gebiet der Nordsee vorhanden, sie umfassen aber zu kurze Zeiträume, um bei der großräumigen Modellierung angewendet werden zu können.

Aus gewichtigen Gründen besteht auch keine Möglichkeit, die Modellierungsergebnisse z.B. an den Pegeln Riffgat und Norddeich durch eine künstliche Modifikation der Randbedingungen zu verbessern. Es existiert keine einfache Abhängigkeit zwischen den Wasserständen am Modellrand und innerhalb des Modellierungsgebiets. Wie die Abb. 8.1 und 8.2 zeigen, unterscheiden sich die einzelnen Sturmfluten sehr voneinander. Auch wenn es gelingen würde, das Modell so zu konfigurieren und die Input-Daten so anzupassen, dass die Ergebnisse für einige Sturmfluten sehr genau zu den Messungen passten, wären die Modellierungsergebnisse für diejenigen Sturmfluten, für die es keine Daten zur Kalibrierung gibt, unzuverlässig.

Ähnliches kann bezüglich der Seegangmodellierung bei den Sturmfluten festgestellt werden. Zu niedrige Wasserstände, die als Input für das SWAN-Modell eingegeben werden, zusammen mit deutlich zu niedrigen HIPOCAS-Wellenhöhen am Modellrand (die HIPOCAS-Daten sind die einzige Quelle der Wellenenergiespektren an der Modellgrenze), führen zu einer starken Unterschätzung der Seegangparameter an allen Messstationen

im Untersuchungsgebiet.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, dass die Input-Daten aus HIPOCAS, die im Projekt MOSES zur Verfügung stehen, für die Rekonstruktion der Wasserstände, der Strömungen und des Seegangs früherer Sturmfluten nicht geeignet sind. Diese Aussage gilt nur für die Rekonstruktion singulärer Ereignisse und hat keinen negativen Einfluss auf die Realisierung des Hauptzieles des Projektes (die mittelfristige statistische Analyse der Tide- und Seegangsprozesse im Untersuchungsgebiet) gezeigt.

Kapitel 9

Schlussfolgerungen

Aus den Ergebnissen der in diesem Bericht beschriebenen Modelluntersuchungen lassen sich die folgenden Schlussfolgerungen ziehen:

1. Der HIPOCAS-Datensatz ist für mittelfristige statistische Seeganguntersuchung im Küstenvorfeld von Norderney eine belastbare Grundlage. Er liefert geeignete Randbedingungen für kleinräumige Seegangmodellierungen im Küstengebiet.
2. Das Seegangmodell SWAN kann die zeitliche und räumliche Variabilität des Seegangs in dem durch Tide, komplizierter Topographie und Wind geprägten Einzugsgebiet des Norderneyer Seegats zuverlässig reproduzieren. Mit dem hydrodynamischen Modell Delft3D lassen sich die für das Einzugsgebiet des Norderneyer Seegats typischen Phänomene des Wasseraustausches naturähnlich nachbilden.
3. Auf der Grundlage der HIPOCAS-Randbedingungen und der Daten des DWD-Windatlas kann für das See- und Wattengebiet von Norderney mit gekoppelter SWAN/Delft3D-Modellierung ein statistisch repräsentatives Seegangsklima erstellt werden.
4. Das im Rahmen des Projektes MOSES entwickelte Verfahren zur Erstellung der 40-Jahre-Datensätze für die Wasserstände, Strömungen und Seegangparameter (signifikante Wellenhöhen, Energieperioden und mittleren Wellenrichtungen) ist in der Lage sehr effizient und mit hoher Genauigkeit die Ergebnisse der Delft3D- und SWAN-Modellierung zu reproduzieren. Wie ausführlich beschrieben wurde ist damit das Verfahren in der Lage, für die Zeitabschnitte, für die aus Zeitgründen keine numerischen Modellierungen vorgenommen werden konnten, die für die Ziele des Forschungsvorhabens benötigten Daten hinreichend genau zu bestimmen.
5. Es konnte gezeigt werden, dass die mit dem NN-Verfahren erzeugten Daten für das Ziel des Projektes — für mittelfristige statistische Untersuchungen des Strömungs- und Seegangsklimas im Norderneyer Seegat und seiner Umgebung — eine belastbare Grundlage bilden.

6. Es konnte exemplarisch an Verfahren aus der Literatur nachgewiesen werden, dass der MOSES-Datensatz eine wertvolle Datenquelle für die morphodynamische Modellierung im Untersuchungsgebiet darstellt. Die statistische Verteilung zahlreicher für die morphodynamische Modellierung nutzbarer Seegangparameter (z.B. H_s/h oder die Orbitalgeschwindigkeiten am Boden) wurde für jeden Punkt bestimmt. Es ermöglicht eine genauere Berücksichtigung des Einflusses des Seegangs auf den Sedimenttransport mittels unterschiedlicher Formel und Modelle.
7. Es wurde festgestellt, dass die MOSES-Input-Daten keine belastbare Grundlage für die Rekonstruktion der Wasserstände, der Strömungen und des Seegangs früherer Sturmfluten darstellen. Für Extremereignisse wie den untersuchten historischen Sturmfluten ist die Generierung von Randbedingungen für die lokalen Modelle mit anderen Methoden/Datensätzen notwendig, um naturähnliche Ergebnisse zu erzielen.

Kapitel 10

Literaturverzeichnis

1. Bailard, J.A., 1981. An energetics total load sediment transport model for plane sloping beaches. *J. Geophys. Res.*, 86, C11, 10938–10954.
2. Bayram, A., Larson, M., Miller, H.C., Kraus, N.C., 2001. Cross-shore distribution of longshore sediment transport: comparison between predictive formulas and field measurements. *Coastal Engng*, 44, 79–99.
3. Bijker, E.W., 1971. Longshore transport computations. *J. Waterways, Harbours and Coastal Engineering Division*, 97, WW4.
4. Booij, N., Ris, R.C., Holthuijsen, L.H., 1999. A third-generation wave model for coastal regions. Part I: Model description and validation. *J. Geophys. Res.*, 104, C4.
5. CERC (US Army Coastal Engineering Research Center), 2002. *Coastal Engineering Manual. Part III.2: Longshore sediment transport*. Report EM 1110-2-1100, 113 pp.
6. Chesher, T.J., Miles, G.V., 1992. The concept of a single representative wave. In: Falconer et al., *Hydraulic and Environmental Engineering*.
7. Delft Hydraulics, 2003a. *User manual of Delft3D-FLOW — simulation of multidimensional hydrodynamic flows and transport phenomena, including sediments*. 497 Seiten.
8. Delft Hydraulics, 2003b. *User manual of Delft3D-MOR — Simulation of the long-term interaction of waves, currents, sediment transport and morphological development*. 238 Seiten.
9. de Vriend, H.J., Capobianco, M., Chesher, T., de Swart, H.E., Latteux, B., Stive, M.J.F., 1993. Approaches to long-term modelling of coastal morphology: a review. *Coastal Engng*, 21, 225–269.
10. Elias, E.P.L., Cleveringa, J., Buijsman, M.C., Roelvink, J.A., Stive, M.J.F., 2006. Field and model data analysis of sand transport patterns in Texel Tidal inlet (the Netherlands). *Coastal Engng*, 53, 505–529.

11. Frank, H.P., Majewski, D., 2006. Hindcasts of historic storms with GME, LM, and LMK.
12. Hirschhäuser, T., Zanke, U., 1999. Long-term morphodynamic modelling of the Hörnum tidal basin near the Island of Sylt, *Proc. 3rd German Chinese Joint Seminar on Sediment Transport*, Taipeh, Taiwan.
13. Kaiser, R., Niemeyer, H.D., 1999. Changing of local wave climate due to ebb-delta migration. *Proc. 26th Int. Conf. Coastal Engng*, ASCE, Copenhagen, Denmark.
14. Kaiser, R., Niemeyer, H.D., 2001. Analysis of directional spectra in shallow environment - comparison of field data and results from mathematical modelling. *Proc. Ocean Wave Measurement and Analysis*, Reston/Va., USA.
15. Latteux, B., 1995. Techniques for long-term morphological simulation under tidal action. *Marine Geology*, 126, 129–141.
16. Mayerle, R., Winter, C., 2003. Determination of open sea boundary conditions for small scale coastal models – Validation of the CSM-GBM nesting. 61 Seiten, unveröffentlicht.
17. Niemeyer, H.D., Kaiser, R., 2001. Design wave evaluation for coastal protection structures in the Wadden Sea. *Proc. Ocean Wave Measurement and Analysis*, Reston/Va., USA.
18. Plant, N.G., Ruessink, B.G., Wijnberg, K.M., 2001. Morphologic properties derived from a simple cross-shore sediment transport model. *J. Geophys. Res.* 106, C1, 945–958.
19. Preisendorfer, R.W. 1988. *Principal component analysis in meteorology and oceanography*. Elsevier Science, New York. 425 Seiten.
20. Roelvink, J.A., 2006. Coastal morphodynamic evolution techniques. *Coastal Engng*, 53, 277-287.
21. Ruessink, B.G., Houwman, K.T., Hoekstra, P., 1998. The systematic contribution of transporting mechanisms to the cross-shore sediment transport in water depths of 3 to 9 m. *Marine Geology*, 152, 295–324.
22. Ruessink, B.G., Houwman, K.T., Hoekstra, P., 1999. Medium-term frequency distribution of cross-shore suspended sediment transport rates in water depths of 3 to 9 m. *Coastal Engng*, 38, 25–46.
23. Steppeler, J., Doms, G., Schättler, U., Bitzer, H.W., Gassmann, A., Damrath, U., Gregoric, G., 2003. Meso-gamma scale forecasts using the nonhydrostatic model LM. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 82, 75–96.

24. Stive, M.J.F., 1986. A model for cross-shore sediment transport. *Proc. 20th Int. Conf. Coastal Engng*, ASCE, Taipei, Taiwan.
25. Weiße, R., Feser, F., Günther, H., 2003. *Wind- und Seegangsklimatologie 1958–2001 für die südliche Nordsee basierend auf Modellrechnungen*. GKSS Institut für Küstenforschung, Report 2003/10, 38 Seiten.
26. Wright, L.D., Boon, J.D., Kim, S.C., List, J.H., 1991. Modes of cross-shore sediment transport on the shoreface of the Middle Atlantic Bight. *Marine Geology*, 96, 19–51.
27. Zell, A. 1994. *Simulation neuronaler Netze*. Addison-Wesley, Bonn–Paris. 624 Seiten.

Veröffentlichungen im Rahmen des Projektes

1. Herman, A. 2007a. Numerical modelling of water transport processes in partially-connected tidal basins. *Coastal Engineering*, 54, 297–320.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.coastaleng.2006.10.003>
2. Herman, A., 2007b. Nonlinear principal component analysis of the tidal dynamics in a shallow sea. *Geophys. Res. Lett*, 34.
<http://dx.doi.org/10.1029/2006GL027769>
3. Herman, A., Kaiser, R., Niemeyer, H. D. 2007a. Modelling of a medium-term dynamics in a shallow tidal sea, based on combined physical and neural network methods. *Ocean Modelling*, 17, 277–299.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.ocemod.2007.02.004>
4. Herman, A., Kaiser, R., Niemeyer, H. D. 2007b. Medium-term wave and current modelling for a mesotidal wadden sea coast. *Proc. 30th Int. Conf on Coastal Engng*, 628–639.
http://dx.doi.org/10.1142/9789812709554_0054

Kapitel 11

Anhänge