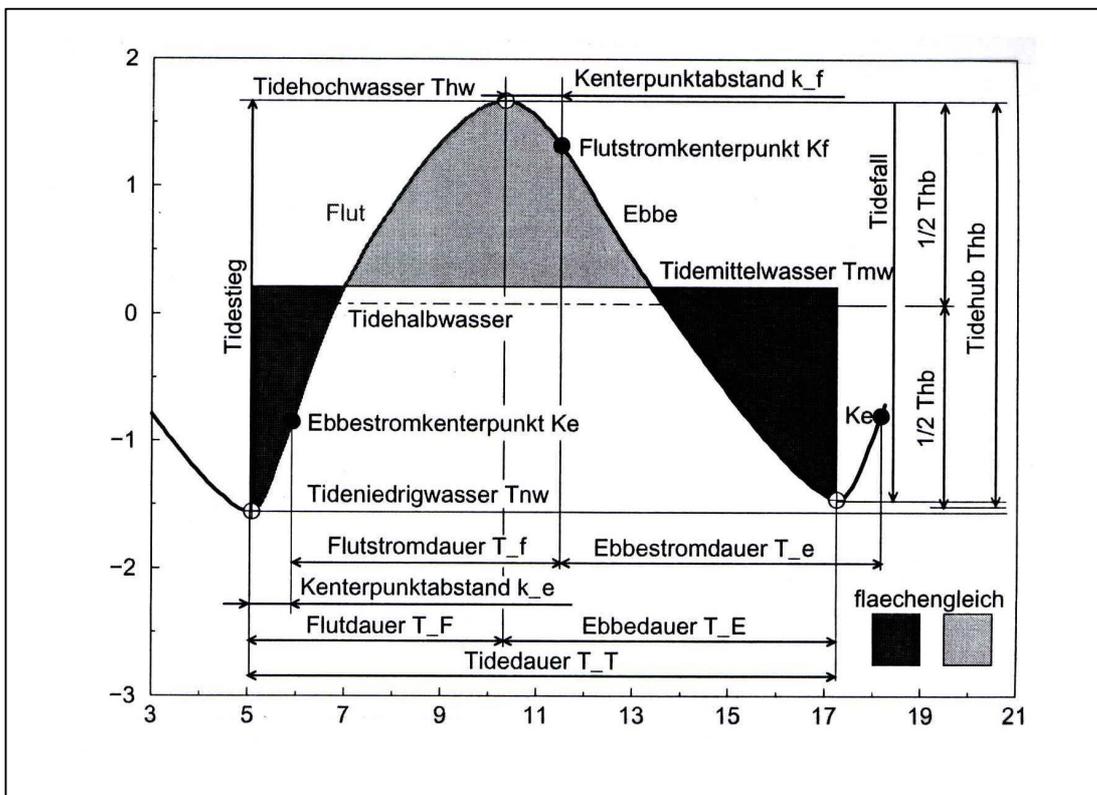


Charakterisierung der Tidekurve



Endbericht



Quelle: BAW-DH



Charakterisierung der Tidekurve

Bearbeitet durch

S. Daul	Amt Strom- und Hafengebäude
W.-D. Eggert	Amt Strom- und Hafengebäude
H. Giese	Bundesanstalt für Wasserbau
G. Gönnert	Amt Strom- und Hafengebäude
H. Heyer	Bundesanstalt für Wasserbau
K. Isert	Amt Strom- und Hafengebäude
N. Marusic	Amt Strom- und Hafengebäude
A. Plüß	Bundesanstalt für Wasserbau
K. Rinas	Amt Strom- und Hafengebäude
G. Seiß	Bundesanstalt für Wasserbau



Zusammenfassung und Ausblick

Die Form der Tidekurve an einem Ort lässt sich durch den gemessenen Wasserstand, durch Tidekennwerte, durch die Zusammensetzung der Amplituden und Phasen der harmonischen Partialtiden oder deren Spektren beschreiben. Vollenden lässt sich die Beschreibung der Tidekurve erst mit Hilfe der Analyse der Strömungsverhältnisse.

Großen Einfluss auf die Form und Ausprägung der Tidekurve hat die Bathymetrie und die Form der Küste, die hydrodynamischen hydrodynamischen Gegebenheiten beeinflussen. Auswirkungen physikalischer Prozesse wie Reibung, Reflexion, Advektion und anderer nichtlinearer Wechselwirkungen sind daher an jedem Ort unterschiedlich und führen zu einer lokal oder gebietsweise charakteristischen Tidekurve.

Unter diesen Gesichtspunkten werden im Rahmen dieser Arbeit Wasserstände an bis zu 44 verschiedenen Pegelstandorten in den Jahren 1955, '75 und '98 untersucht. Die Daten wurden qualitätsgeprüft. Es werden Datensätze aus einer 4-monatigen Zeitspanne (1. April – 31. Juli) dieser Jahre gewählt, um den Einfluss der Meteorologie zu minimieren. Dadurch soll vereinfacht werden, die Einflüsse weiterer physikalischer Prozesse auf die Form der Tidekurve zu ermitteln.

Die Tidekurve wird nach verschiedenen Methoden analysiert und anhand der Ergebnisse gebietsweise charakterisiert. Nicht immer wird hier die Ursache der Änderungen gefunden, da die Zusammenhänge sehr komplex sind. Es geht darum, eine typische Form der Tidekurve für bestimmte Standorte zu ermitteln. Gleichzeitig werden die zeitlichen Änderungen an den Standorten erfasst und möglichst viele der unterschiedlichen Prozesse ermittelt, die diese Veränderungen verursachen.

Morphologische Veränderungen führen entlang der Küste und in den Ästuaren dazu, dass sich dort die Form der Tidekurve ändert. Es werden Verschiebungen der Eintrittszeiten, Veränderungen der Höhe des mittleren Hoch- und Niedrigwassers und damit verbunden des Tidehubs beobachtet. Auch die Dauer der Flut und der Ebbe verändert sich.

Eine ausführliche Beschreibung der aus diesen Datensätzen berechneten Tidekennwerte liegt vor. Am Standort Helgoland unterscheiden sich die Tidekennwerte verschiedener Jahre kaum voneinander. Im Vergleich dazu sind die Unterschiede an den Standorten im Inneren der Ästuarie (Hamburg, Bremen) sehr groß und lassen sich auf einen starken Einfluss anthropogener und natürlich bedingter morphologischer Veränderungen schließen.

Weiterhin bestätigt sich anhand der Veränderungen der Tidekennwerte bei gleichem Vorzeichen die Vermutung, dass sich Veränderungen der Tidekurve in der inneren Deutschen Bucht teilweise bis in Küstennähe und bis in die Ästuarie fortsetzen.

Mittels Fourier- und Partialtidenanalyse der Wasserstände wird verdeutlicht, dass Obertiden in Küstennähe angeregt und verstärkt werden. Dieses Phänomen tritt besonders deutlich in den Ästuaren auf. Die Gründe dafür sind, dass die Tidewelle teilweise reflektiert wird. Auch die Reibung und die Advektion spielen dort eine große Rolle. Detailliert wird an verschiedenen Standorten die Wirkung dieser drei Faktoren beschrieben. Die Amplituden der Seichtwassertiden in Küstennähe und in den Ästuaren sind deutlich höher als in Helgoland.

Weiterhin stellt sich durch die Fourieranalyse heraus, dass der meteorologische Einfluss so groß ist, dass er nicht vernachlässigt werden kann.

Ein weiteres Ziel wird mit Hilfe der Partialtiden- und Fourieranalyse angestrebt, welches hier nicht erreicht werden konnte: Es geht darum, ein einfaches standorttypisches Maß zu finden, um mit wenigen Argumenten die gemessene Tidekurve rekonstruieren zu können.

In den Ästuaren der Elbe, Weser und Ems wird der Einfluss der Oberwassermenge durch eine direkte Korrelation von Wasserstands- und Abflussdaten und einer Korrelation der Fouriertransformierten dieser Daten untersucht. Nachgewiesen werden kann er hier nur in Verbindung mit langperiodischen, physikalischen Prozessen.

Flächenhafte Analysen des Wasserstandes und werden mittels des numerischen HN-Modells der Deutschen Bucht durchgeführt, um eine konsistente Darstellung der Tidekennwerte sowohl in den Mündungsbereichen der Ästuar zwischen den Pegelpositionen als auch seewärts darüber hinaus in der Deutschen Bucht zu erhalten. Es wird die Verteilung der Amplituden und Phasen der Partialtiden O_1 , K_1 , M_2 , S_2 , M_4 und M_6 innerhalb der Deutschen Bucht beschrieben.

Um die Tidekurve vollständig zu erfassen, müssen Wasserstand und Strömung sowie gegebenenfalls die Dichte gegeben sein. Daher werden charakteristische Parameter wie der zeitliche Verlauf der Stärke und die Richtung der Strömung und die Phasenverschiebung der maximalen Strömungen, gegenüber der Phase der Wasserstandsextrema mittels des numerischen HN-Modells ermittelt und erläutert.

Beispielhaft wird eine Korrelation von Strömung und Tidekurve an Hand von Messdaten durchgeführt und die berechnete Phasenverschiebung der maximalen Strömung gegenüber der Wasserstandsextrema vorgestellt, um die Anwendung der Parametrisierung an einem Standort zu demonstrieren und die Beschreibung einer Tidewelle zu ermöglichen. Diesen Ansatz dieses Verfahrens können spätere Anwender auf eigene Ansprüche übertragen.

Weitere praktische Anwendungen werden anhand der Beziehung zwischen Sielentwässerung und Tidekurve diskutiert.

Für nachfolgende Untersuchungen werden weitere Vertiefungsmöglichkeiten vorgeschlagen:

- Durch Langzeitstudien können mehr Partialtiden erfasst werden. Auch ist dann eine klarere Trennung in den Frequenzen erreichbar.

- Das Modellgitter sollte in Küstennähe weiter verfeinert werden, damit die Topografie dort besser aufgelöst werden kann. Damit verbunden könnten physikalische Prozesse weitgehender analysiert und damit ihr Einfluss bewertet werden.
- Es sollte eine vertiefte Analyse der Korrelation von Strömung und Tidekurve mit einer größeren Anzahl von Messpunkten durchgeführt werden. Sie dient der Vervollständigung des Verständnisses der Charakterisierung der Tidekurve, denn diese setzt sich aus beiden Parametern, dem Wasserstand und der Strömung, zusammen.

Wie aus dem Bericht und der Zusammenfassung deutlich wird, sind im Rahmen dieser Arbeit viele Detailuntersuchungen mit einer großen Anzahl von Ergebnissen durchgeführt worden. Eine zentrale Aussage in Form eindeutiger physikalischer Zusammenhänge ergibt sich aus den Ergebnissen nicht.

Ein Ziel dieser Arbeit ist es durch die 4-monatige Zeitreihen den meteorologischen Effekt möglichst gering zu halten.

Auf Basis dieser Untersuchungen ergibt sich ein Feld für vertiefende Untersuchungen auf einer erweiterten Datenlage mithilfe der Modellierung. Hierbei könnte der Schritt verifiziert werden, die hier lokalisierten physikalischen Hintergründe z.B. für die Strömung in einen erweiterten Zusammenhang zu bringen.

Inhaltsverzeichnis		Seite
1	Einleitung und Zielsetzung	1
2	Begriffsbestimmung der Tide	3
3	Methoden zur Analyse und Beschreibung der Tidekurve	7
3.1	Verfahren der Bestimmung einer Mittleren Tidekurve nach DIN	7
3.2	Gezeitenanalyse	8
3.3	Fourieranalyse	10
3.4	Partialtidenanalyse des Wasserstandes und der Strömung	11
3.4.1	Analyse vektorieller Größen	11
3.4.2	Beschreibung der Tideellipse	12
4	Auswahl der Pegel und Aufbereitung der Pegeldaten	14
4.1	Pegel im Untersuchungsgebiet	14
4.2	Auswahlkriterien	15
4.3	Auswahl von Wasserstands- und Strömungsdaten aus der Zeit 1990 bis 2000	18
4.3.1	Schleswig-Holstein	18
4.3.2	Elbe	18
4.3.3	Weser	19
4.3.4	Jade	19
4.3.5	Ostfriesische Inseln	19
4.3.6	Ems	20
4.4	Auswahl von Pegel- und Strömungsdaten der 50er & 70er Jahre	20
4.4.1	Schleswig-Holstein	20
4.4.2	Elbe	21
4.4.3	Weser	21

4.4.4	Jade	21
4.4.5	Ems / ostfriesische Inseln	22
4.5	Messung des Wasserstandes	22
4.6	Aufzeichnung der Wasserstandsdaten	23
4.6.1	Analoge Pegelschriebe	23
4.6.2	Digitale Daten	23
4.7	Fehlerbereinigung	24
4.8	Messung und Aufbereitung der Strömungsdaten	28
4.8.1	Messung	28
4.8.2	Standorte	29
4.8.3	Daten	29
5	Tidekennwerte der ausgewählten Daten	31
5.1	Mittleres Tidehochwasser, mittleres Tideniedrigwasser, mittlerer Tidehub	31
5.2	Zeitliche Unterschiede	44
5.2.1	Weser	46
5.2.2	Elbe	52
5.2.3	Eidersperrwerk – langfristige Baumaßnahme	53
5.2.4	Sylt	54
5.2.5	Umströmte Insel (Föhr)	54
5.2.6	Übergang von See zur Küste	55
5.2.7	Diskussion	56
6	Das HN-Modell der Deutschen Bucht	58
7	Ergebnisse verschiedener Analyseverfahren	64
7.1	Fourieranalyse	64
7.1.1	Fourieranalyse der Tidekurven für verschiedene Zeitabschnitte	64
7.1.2	Rekonstruktion der Tidekurve	72

7.1.3	Zusammenfassung der Ergebnisse	74
7.2	Einfluss der Oberwasserabflussmenge auf die Tidekurve in den Ästuaren	76
7.2.1	Datenlage	76
7.2.2	Korrelation der Datensätze	78
7.2.3	Fourieranalyse des Oberwasserabflusses und der Tidekurve	78
7.2.4	Korrelation der Spektren und Interpretation	85
7.3	Partialtidenanalyse der Tidekurve	88
7.3.1	Ergebnisse für die einzelnen Gebiete	91
7.3.2	Zeitliche Entwicklung	96
7.4	Analyse der Modelldaten	100
7.4.1	Analyse an Pegelorten	100
7.4.2	Flächenhafte Analyse	101
7.5	Ansätze zur Korrelation von Strömung und Tidekurve	109
7.5.1	Korrelation von Strömung und Tidekurve mit Hilfe der Partialtidenanalyse	109
7.5.2	Beispielhafte Durchführung einer Korrelation von Strömung und Tidekurve	115
7.5.3	Phasenverschiebung der maximalen Strömung gegenüber der Wasserstandsextrema	115
7.5.4	Zeitlicher Verlauf der Stärke und Richtung der Strömung	115
7.6	Beziehung zwischen Sielentwässerung und Tidekurve	117
8	Charakterisierung der Tidekurve	123
8.1	Helgoland: Die Vergleichstide	123
8.2	Übergang von See ins Ästuar	125
8.2.1	Jade	127
8.2.2	Elbe	127
8.3	Vergleich der Amplituden der M_2 -Gezeit und deren harmonischen Obertiden in der Elbe am Standort Scharhörner Riff im Jahr '98	131
8.4	Zeitliche Entwicklung der Partialtiden am Pegel Hamburg St. Pauli im April – Juli der Jahre '55, '75 und '98	132
8.5	Weser	133

8.5.1	Tidekennwerte und Form der Tidekurve	133
8.5.2	Partialtidenanalyse	134
8.6	Zeitliche Entwicklung der Partialtiden am Pegel Bremen Große Weserbrücke im April – Juli der Jahre '55, '75 und '98	134
8.7	Sylt	135
8.7.1	Die Form der Tidekurve	135
8.7.2	Partialtidenanalyse für den Zeitabschnitt April bis Juli '98	136
8.8	Umströmte Insel (Föhr)	136
8.8.1	Die Form der Tidekurve	136
8.8.2	Partialtidenanalyse 1998	137
8.9	Übergang von der See zur Küste	137
8.10	Eidersperrwerk	138
8.11	Ansatz zur Ermittlung zusätzlicher Parameter zwecks Charakterisierung der Tidekurve	139
9	Zusammenfassung	144
10	Literatur	146
10.1	Weiterführende Literatur	147

Abbildungsverzeichnis	Seite
Abbildung 1.1: Schema der Inhalte des Projektes „Charakterisierung der Tidekurve“	1
Abbildung 4.1: Lageplan der Pegelstandorte	14
Abbildung 5.1: Mittleres Tidehoch-wasser an ausge-wählten Pegelstand-orten im Zeitab-schnitt 1.4.-31.7.1998	34
Abbildung 5.2: Mittleres Tideniedrigwasser an ausgewählten Pegelstandorten im Zeitabschnitt 1.4.- 31.7.1998	35
Abbildung 5.3: Mittlerer Tidehub an ausgewählten Pegelstandorten im Zeitabschnitt 1.4.- 31.7.1998	36
Abbildung 5.4: Mittleres Verhältnis von Flut- zu Ebbedauer T_F/T_E an ausgewählten Pegelstandorten im Zeitabschnitt 1.4.- 31.7.1998	40
Abbildung 5.5: Mittlere Flutdauer T_F an ausgewählten Pegelstandorten im Zeitabschnitt 1.4.- 31.7.1998	41
Abbildung 5.6: Mittlere Ebbedauer T_E an ausgewählten Pegelstandorten im Zeitabschnitt 1.4.- 31.7.1998	42
Abbildung 5.7: Mittleres Tidehochwasser an ausgewählten Pegeln in der Deutschen Bucht für die Zeit April bis Juli der Jahre 1955 (links), '75 (Mitte), '98 (rechts)	47
Abbildung 5.8: Mittleres Tideniedrigwasser an ausgewählten Pegeln in der Deutschen Bucht für die Zeit April bis Juli der Jahre 1955 (links), '75 (Mitte), '98 (rechts)	48
Abbildung 5.9: Mittlerer Tidehub an ausgewählten Pegeln in der Deutschen Bucht für die Zeit April bis Juli der Jahre 1955 (links), '75 (Mitte), '98 (rechts)	49
Abbildung 5.10: Verhältnis mittlerer Flut- zu Ebbedauer T_F/T_E an ausgewählten Pegeln in der Deutschen Bucht für die Zeit April bis Juli der Jahre 1955 (links), '75 (Mitte), '98 (rechts)	50
Abbildung 6.1: Tiefenverteilung des HN-Modells der Nordsee, der Deutschen Bucht und der deutschen Ästuar	59
Abbildung 6.2: Tiefenverteilung im HN-Modell der Deutschen Bucht und den Ästuaren	60
Abbildung 6.3: Windsituation über der Nordsee am 28.1.1994 12:00 Uhr (DNMI)	61
Abbildung 6.4: Wasserstandsvergleich am Pegel Helgoland für den 11.-12. Juni 1998 zwischen der Berechnung und den Pegelaufzeichnungen	62
Abbildung 6.5: Wasserstandsvergleich am Pegel Alte Weser während der Sturmflut vom 28.1.1994 zwischen der Berechnung und der Pegelmessung	63

Abbildung 7.1: a, b: Spektrum des Wasserstandes a) am Pegelstandort Helgoland und b) am Pegelstandort Hamburg St. Pauli für die Zeit vom 1.4. bis zum 31.7.199865	
Abbildung 7.2: Spektrum des Wasserstandes am Pegelstandort Wittdün (Amrum) für die Zeit vom 1.4. bis zum 31.7.1998	66
Abbildung 7.3: Ausschnitt aus dem Spektrum des Wasserstandes am Pegelstand a) Helgoland und b) Hamburg St. Pauli für die Zeit vom 1.4. bis zum 31.7.199867	
Abbildung 7.4: Spektrum des Wasserstandes am Pegelstandort Helgoland für die Zeit vom 1.4. bis zum 31.7. a) des Jahres '98, b) des Jahres '75 und c) des Jahres '55. D) Ausschnitt aus dem Spektrum während der Zeit vom 1.4. bis zum 31.7.98/75/55.	69
Abbildung 7.5: Ausschnitt aus dem Spektrum des Wasserstandes in Helgoland, Wittdün und Hamburg St. Pauli während der Zeit vom 1.4. bis zum 31.7.98	70
Abbildung 7.6: Gemessener Wasserstand (rot) und durch verschiedene Kriterien rekonstruierter Wasserstand (blau) in Helgoland am 5.-11.4.98	72
Abbildung 7.7: Oberwasserabflussmenge [m^3s^{-1}] a) der Elbe (Neu Darchau), b) der Weser (Intschede) und c) der Ems (Versen) im Zeitabschnitt 55-98 und der jeweilige Mittelwert.	76
Abbildung 7.8: Oberwasserabflussmenge [m^3s^{-1}] der Elbe (Neu Darchau), der Weser (Intschede) und der Ems (Versen) im Jahr '98.	77
Abbildung 7.9: Spektrum der Oberwasserabflussmenge a) der Elbe (Neu Darchau), b) der Weser (Intschede) und c) der Ems (Versen) (1.4. -31.7.98)	80
Abbildung 7.10: Ausschnitt aus den Spektren der Oberwasserabflussmenge der Elbe (Neu Darchau), der Weser (Intschede) und der Ems (Versen) (1955-1998)	81
Abbildung 7.11: Spektrum des Wasserstandes in Hamburg St. Pauli in der Zeitspanne 1.4.-31.7.98	83
Abbildung 7.12: Spektrum der Oberwasserabflussmenge (.) und des Wasserstandes (-) am Pegelstandort Hamburg St. Pauli im Periodenbereich von 4 Monaten bis zu 2 Tagen.	84
Abbildung 7.13: Korrelation der Fouriertransformierten des Oberwasserabflusses der Elbe und der Wasserstände in Hamburg und Cuxhaven (1.4.-31.7.98)	85
Abbildung 7.14: Korrelation der Fouriertransformierten des Oberwasserabflusses der Elbe und der Wasserstände in Hamburg und Cuxhaven (1998)	86
Abbildung 7.15: Amplituden der ersten 14 Partialtiden von Helgoland im Vergleich zu Hamburg St. Pauli (Apr.-Jul. '98)	88

Abbildung 7.16: Signalanteile der Partialtiden: einzeln (grün) und als akkumulierte Summe (blau)	89
Abbildung 7.17: Verhältnisse der Amplituden der ersten 8 Partialtiden zur entsprechenden bei Helgoland (Apr.-Jul. '98)	91
Abbildung 7.18: Amplitudenverhältnisse in der Weser im Vergleich zu Helgoland (Apr.-Jul. '98)	92
Abbildung 7.19: Amplitudenverhältnisse in	93
Abbildung 7.20: Amplitudenverhältnisse in	94
Abbildung 7.21: Amplitudenverhältnisse im	94
Abbildung 7.22: Sylt: Amplitudenverhältnisse im Vergleich zu Helgoland (Apr.-Jul. '98)	95
Abbildung 7.23: Helgoland: Amplituden der Jahre '98 (blau), '75 (grün) und '55 (rot), April-Juli.	96
Abbildung 7.24: Hamburg St. Pauli: Amplituden der Jahre '98 (blau), '75 (grün) und '55 (rot), April-Juli.	97
Abbildung 7.25: Eidersperrwerk AP/Hundeknöll: Amplituden der Jahre '98 (blau), '75 (grün) und '55 (rot), April-Juli.	98
Abbildung 7.26: Weser: Amplituden der Jahre '98 (blau), '75 (grün) und '55 (rot), April-Juli.	99
Abbildung 7.27: Modellanalysen der Amplituden und Phasen der O_1 -Gezeit	103
Abbildung 7.28: Modellanalysen der Amplituden und Phasen der K_1 -Gezeit	104
Abbildung 7.29: Modellanalysen der Amplituden und Phasen der M_2 -Gezeit	105
Abbildung 7.30: Modellanalysen der Amplituden und Phasen der S_2 -Gezeit	106
Abbildung 7.31: Modellanalysen der Amplituden und Phasen der M_4 -Gezeit	107
Abbildung 7.32: Modellanalysen der Amplituden und Phasen der M_6 -Gezeit	108
Abbildung 7.33: Verhältnis der minimalen zur maximalen Stromellipsenachsen, M_2 -Tide	112
Abbildung 7.34: Maximaler Anteil und Achsenlage der M_2 -Tide an der Strömung	113
Abbildung 7.35: Phasenverschiebung Wasserstand / Strömung der M_2 -Tide	114
Abbildung 7.36: Wasserstände am Holmsiel vom 01. bis 06. Januar 2002	118
Abbildung 7.37: Verlauf der Sinuskurve $f(t) = a + b \cdot \sin(\omega \cdot t - j_0)$ über die Zeit t	119
Abbildung 7.38: Übereinandergelegte Sequenzen der Tidekurve	121
Abbildung 7.39: Übereinandergelegte Sequenzen des Wasserstandsverlauf _{Innen}	122

Abbildung 8.1: Verhältnis der Amplitude der M_2 -Gezeit und ihrer Obertiden im Elbästuar zu den entsprechenden Amplituden in Scharhörn Riff	132
Abbildung 8.2: Mittlere Tidekurve und linear interpolierter Wasserstand am Pegel Schulau im April '98	140
Abbildung 8.3: Verlauf der Flutäste an den Standorten Büsum und Schulau	142
Abbildung 8.4: Mittlere Steiggeschwindigkeiten v [cm/h] an den Standorten Büsum und Schulau für die Intervalle A, B und C	143

Tabellenverzeichnis	Seite
Tabelle 4.1: Qualität der untersuchten Datensätze an verschiedenen Pegelstandorten	26
Tabelle 4.2: Qualität der untersuchten Datensätze an verschiedenen Pegelstandorten	27
Tabelle 4.3: Standorte der Strömungsmessgeräte	29
Tabelle 4.4: Kontinuität der Strömungsmessung nach Standorten	30
Tabelle 5.1: Tidekennwerte MThw, MTnw, MThb, T_F , T_E und T_F/T_E (April – Juli) an verschiedenen Standorten im Jahr '98	31
Tabelle 5.2: Tidekennwerte MThw, MTnw, MThb (April – Juli) an verschiedenen Standorten in den Jahren '55, '75 und '98.	44
Tabelle 5.3: Tidekennwerte T_F , T_E , T_F/T_E (April – Juli) an verschiedenen Standorten in den Jahren '55, '75 und '98.	45
Tabelle 5.4: Pegelstandorte mit signifikanten Tidekennwertdifferenzen bezogen auf einzelne Zeitabschnitte	46
Tabelle 7.1: Perioden und Wellenlängen ? ausgewählter Partialtiden	89
Tabelle 7.2: Vergleich der astronomischen Konstanten zwischen Messung und Modellberechnung	101
Tabelle 7.3: Ergebnisse der Partialtidenanalyse der sechs wichtigsten Partialtiden an den Standorten Schulau und Scharhörn	116
Tabelle 8.1: Größe der Amplituden [m] der Tiden in Scharhörn Riff (April-Juli '98)	131
Tabelle 8.2: Ergebnisse des genannten Verfahrens in bezug auf die Charakterisierung der Tidekurve an verschiedenen Pegelstandorten	141

Anlagenverzeichnis

Anhang A: Ergebnisse der Partialtidenanalyse des Wasserstandes (Daten)

Anhang B: Ergebnisse der Partialtidenanalyse des Wasserstandes (Abbildungen)

Anhang C: Oberwasserabfluss

Anhang D: Ergebnisse der Partialtidenanalyse der Strömung (Daten)

Anhang E: Visual- Basic- Programm für die Berechnung des Sielvolumens

1 Einleitung und Zielsetzung

Die Tide ist schon in vielen Forschungsarbeiten untersucht worden. Entsprechend groß ist daher der Wissensstand. Er reicht von den zum Teil sehr langen Pegelbeobachtungsreihen über theoretische Erkenntnisse zur Entstehung und Verformung der Tidewelle bis hin zu operationellen Vorhersagemethoden für die Schifffahrt.

Defizite ergeben sich in der Anwendung der Theorien über die Verformung der Tidekurve und deren räumliche und zeitliche Veränderung in der Praxis des Küsteningenieurwesens. Hierzu ist eine mathematisch-physikalische Beschreibung der Tidekurve (des Tideverlaufs) und ihrer Veränderung über große Zeitabschnitte (Jahrzehnte) nötig.

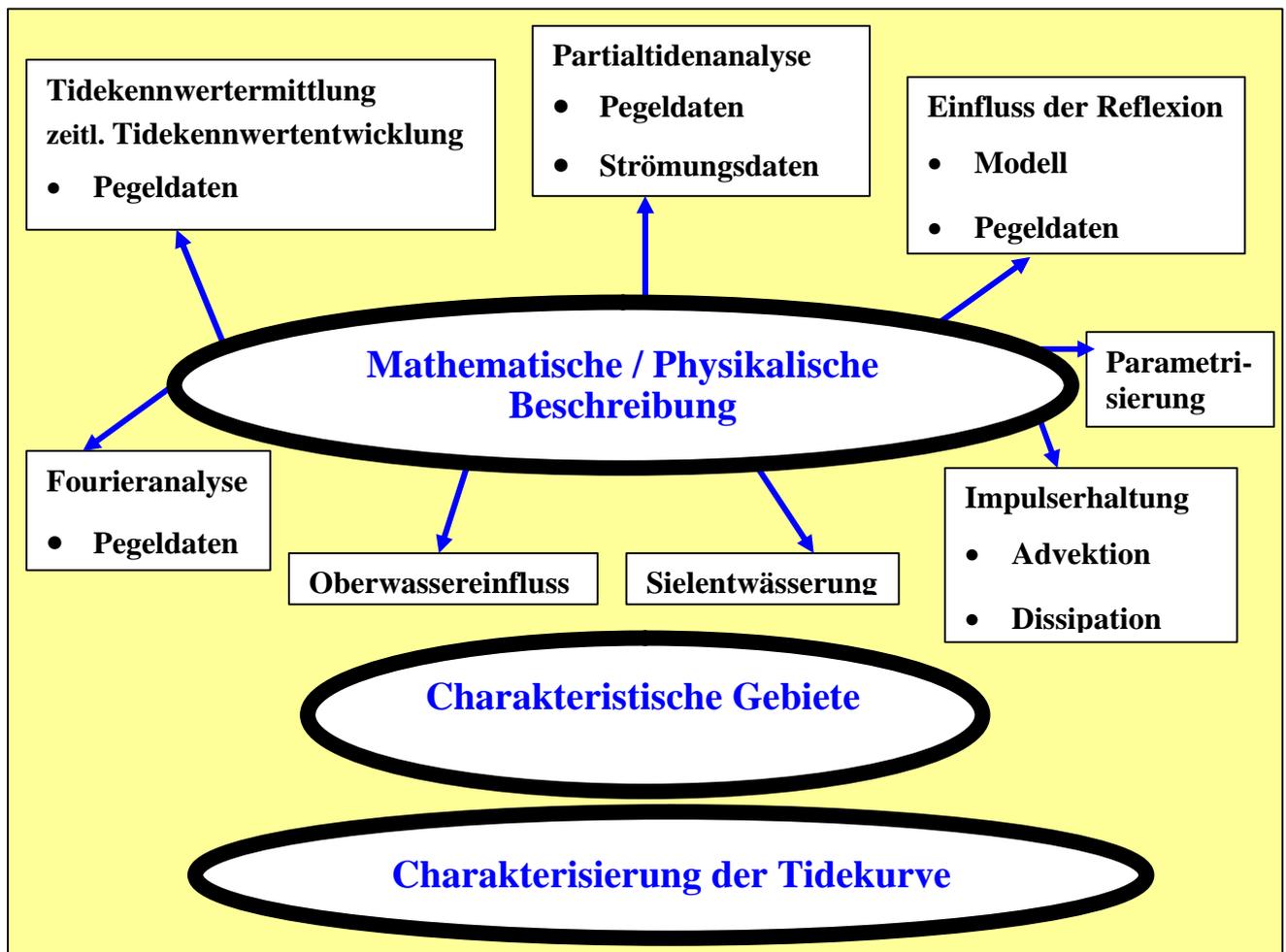


Abbildung 1.1: Schema der Inhalte des Projektes „Charakterisierung der Tidekurve“

Im Projekt Charakterisierung der Tidekurve sind in diesem Zusammenhang folgende Ziele definiert, wie in Abbildung 1.1 skizziert:

- Es gilt herauszufinden, welche physikalischen Gründe dafür vorliegen, dass die Tidekurve an verschiedenen Orten verschiedene Formen annimmt.
- Herleitung einer mathematisch-physikalischen Charakterisierung, die die Form der Tide hinsichtlich verschiedener Asymmetrien beschreibt und physikalisch erklärt.
- Es sollen ingenieurpraktische Ansätze zur Charakterisierung der Tidekurve vorgeschlagen werden.
- Es soll der Übergang von der Theorie zur Praxis hergestellt werden. Anwenderbezogene Lösungen werden ansatzweise dargestellt und bilden eine Grundlage für Untersuchungen in nachfolgenden Projekten.
- Es sollen weiterhin mögliche Zusammenhänge zwischen Tidekurvenform und Entwässerung über Siele, Strömungsgeschwindigkeit und morphologische Veränderung hergeleitet werden.
- Das Projekt soll darüber hinaus auch die Verifikation von Rechenmodellen unterstützen.

Zur Erreichung von Zielen in einem Forschungsvorhaben sind klare Definitionen notwendig (Kap.2/ Anhang A). Eine Charakterisierung der Tidekurve kann nicht erreicht werden, indem nur ein einzelnes Verfahren angewendet wird. Hierzu ist es notwendig aus verschiedenen Perspektiven der Zielsetzung sich zu nähern. Infolgedessen werden in Kapitel 3 verschiedene Methoden zur Analyse und Beschreibung der Tidekurve dargelegt. Angewendet werden diese Methoden auf Tidekurven von Pegel in der Deutschen Bucht und in den Ästuaren (Kap. 4). Die Ergebnisse der einzelnen Schritte werden in den Kapiteln 5 – 7 dargestellt und diskutiert, die die Grundlage für die Herleitung der Charakterisierung in Kap. 8 bilden. Hierbei werden die Tidekennwerte der ausgewählten Daten werden in Kapitel 5 dargestellt und diskutiert, im 6. Kapitel folgt die Beschreibung des HN-Modells der Deutschen Bucht und der deutschen Ästuare. Die Ergebnisse verschiedener Analyseverfahren werden für die unterschiedlichen Regionen in Kapitel 7 diskutiert. Dabei reicht die Ergebnisspanne über klassische Größen (Tidekennwerte) und mathematische Ansätze (Partialtiden- und Fourieranalyse) bis hin zur numerischen Simulation und damit flächenhafter Analyse und Darstellung der Ergebnisse.

2 Begriffsbestimmung der Tide

Begriff	Definition/ Erläuterung	Literaturhinweis/ Zitat
Gezeit	Periodische Änderungen auf der Erdoberfläche oder der Atmosphäre hervorgerufen durch die Massenanziehungs- und Fliehkräfte des Systems Sonne, Mond und Erde in Verbindung mit der Erdrotation. Es sind hierbei demnach zu unterscheiden: Gezeiten der festen Erde Gezeiten des Ozeans Gezeiten der Atmosphäre	
Tide	Periodische Änderung des Wasserspiegels und horizontaler Bewegungen des Wassers, hervorgerufen durch die Massenanziehungs- und Fliehkräfte des Systems Sonne, Mond und Erde in Verbindung mit der Erdrotation. Anmerkung: In dieser allgemeinen Bedeutung gleichzusetzen mit "Gezeiten", auch "astronomische Tide" genannt. Eine Tide enthält die vorstehend bezeichneten Änderungen des Wasserspiegels an einem Ort für eine Periode einschließlich der nicht astronomischen Einflüsse (z.B. Oberwasser, Windeinfluss).	DIN 4049-3
Partialtide	Die Tidekurve lässt sich als Summe von Kosinus- und Sinusgliedern konstanter Frequenz und Amplitude darstellen. Die streng periodischen harmonischen Glieder der Zerlegung werden auch Partialtiden genannt. Die Definition der in dieser Studie verwendeten Partialtiden erfolgt im Anhang A.	DIETRICH ET AL., 1975
Nodaltide	Tidezyklus mit einer Periode von 18,61 Jahren, entsprechend der Umlaufzeit des aufsteigenden mittleren Knotens der Mondbahn.	DIETRICH ET AL., 1975
Nipptide	Tide mit astronomisch bedingtem niedrigstem Tidehochwasserstand innerhalb eines Mondzyklus. Anmerkung: An der deutschen Nordseeküste tritt die Nipptide fast drei Tage später ein als das erste oder das letzte Viertel des Mondes	DIN 4049-3
Nippzeit	Eintrittszeit (Tag und gesetzliche Uhrzeit) der Nipptide	DIN 4049-3

KFKI Projekt "Charakterisierung der Tidekurve"

Springtide	Tide mit astronomisch bedingtem höchstem Tidehochwasserstand innerhalb eines Mondzyklus. Anmerkung: An der deutschen Nordseeküste tritt die Springtide fast einen Tag später ein als Neu- oder Vollmond (Springverspätung).	DIN 4049-3
Springzeit	Eintrittszeit (Tag und gesetzliche Uhrzeit) der Springtide	DIN 4049-3
Flut	Das Steigen des Wasserspiegels vom Tideniedrigwasser zum folgenden Tidehochwasser	DIN 4049-3
Ebbe	Das Fallen des Wasserspiegels vom Tidehochwasser zum folgenden Tideniedrigwasser	DIN 4049-3
Tidekurve	Ganglinie des Wasserstandes im Tidegebiet an einem bestimmten Ort über mindestens eine Tidedauer	DIN 4049-3
Mittlere Tidekurve	Ganglinie der arithmetisch gemittelten, einander entsprechenden Wasserstände mehrerer Tidekurven für einen bestimmten Ort über eine bestimmte Zeitspanne	
NN = Normal-Null	Amtlich festgelegte unveränderliche Bezugsebene für Höhenmessungen.	
KN = Kartennull	Amtlich festgelegte Bezugsebene für die Angabe von Tiefen in der Seekarte.	
PNP = Pegelnullpunkt (früher PN = Pegelnull).	Höhenlage des Nullpunktes eines Pegels bezogen auf Normal – Null. Es gilt im allgemeinen $PNP = NN - 5,00$ m.	
Thw = Tidehochwasser	Oberer Grenzwert der Tidekurve oder: Höchster Wert der Tidekurve zwischen zwei aufeinanderfolgenden Tnw	DIN 4049-3
Tidehochwasserzeit	Eintrittszeit (gesetzliche Uhrzeit) des Tidehochwassers	DIN 4049-3
Tnw = Tideniedrigwasser	Unterer Grenzwert der Tidekurve oder: Niedrigster Wert der Tidekurve zwischen zwei aufeinanderfolgenden Thw	DIN 4049-3
Tideniedrigwasserzeit	Eintrittszeit (gesetzliche Uhrzeit) des Tideniedrigwassers	DIN 4049-3
Thb = Tidehub	Mittlerer Höhenunterschied zwischen Thw und den beiden benachbarten Tnw	DIN 4049-3
MThb = Mittlerer Tidehub	Arithmetischer Mittelwert der Tidehübe eines bestimmten betrachteten Zeitabschnittes	
HHThw	Überhaupt bekannter höchster Tidehochwasserstand	

KFKI Projekt "Charakterisierung der Tidekurve"

HThw / HTnw	Höchster Wert des Tidehoch- bzw. Tideniedrigwassers eines bestimmten betrachteten Zeitabschnittes.	
MThw / MTnw	Arithmetischer Mittelwert der eingetretenen Tidehochwasserstände bzw. Tideniedrigwasserstände eines bestimmten betrachteten Zeitabschnittes.	
NThw / NTnw	Niedrigster Wert des Tidehoch- bzw. Tideniedrigwassers eines bestimmten betrachteten Zeitabschnittes	
NNTnw	Überhaupt bekannter niedrigster Tideniedrigwasserstand	
MHW = Mittl. Hochwasser MNW = Mittl. Niedrigwasser	Für Wasserstandsvorhersagen durch das Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) nach einem speziellen Analyseverfahren berechneter Mittelwert aus weitgehend windunbeeinflussten Tidehochwasserständen bzw. Tideniedrigwasserständen mehrerer Jahresreihen	
$T_{\frac{1}{2}w}$ = Tidehalbwasser; Tidehalbwasserstand	Wasserstand bei halbem Tidehub	DIN 4049-3
Tidemittelwasser; Tide- mittelwasserstand	Wasserstand der waagerechten Schwerelinie einer Tidekurve	DIN 4049-3
Tidedauer T_T	Zeitspanne zwischen zwei aufeinanderfolgenden Tnw oder Thw; $T_T = T_F + T_E$ (In der Nordsee \approx 12 h 25 min; halbtägige Tide)	DIN 4049-3
Flutdauer T_F	Zeitspanne von Tnw bis zum folgenden Thw	DIN 4049-3
Ebbedauer T_E	Zeitspanne von Thw bis zum folgenden Tnw	DIN 4049-3
Niedrigwasserintervall/ Hochwasserintervall	Eintrittszeitdifferenz des Tnw bzw. Thw zu einem Meridian-Durchgang des Mondes.	LAWA, 1999
Gewässerkundliches Jahr = Abflussjahr	Zeitabschnitt zwischen dem 1. November des Vorjahres und dem 31. Oktober des genannten Jahres. Das Abflussjahr ist in 6 Winter- und 6 Sommermonate unterteilt.	
Tidewellenlinie	Linie gleichzeitig auftretender durch Tide beeinflusster Wasserstände in Längsrichtung eines Wasserlaufs.	DIN 4049-3
Flutraum	Volumen eines bestimmten Abschnittes eines Tidegewässers zwischen Tnw und Thw .	DIN 4049-3
Amphidromie	Stehende Wellen in Längs- und Querrichtung sind in breiten Becken möglich. Durch die Interferenz beider Schwingungen entsteht eine Drehwelle, die nach HARRIS (1904) auch als <i>Amphidromie</i> bezeichnet wird.	DIETRICH ET. AL., 1975 HARRIS, 1904

KFKI Projekt "Charakterisierung der Tidekurve"

Tägliche Ungleichheit der Gezeiten	Die <i>tägliche Ungleichheit</i> ist ein Ergebnis der Überlagerung von ganz- und halbtägigen Gezeitenkomponenten. Je größer die Amplitudensumme der ganztägigen Gezeiten im Vergleich mit der Amplitudensumme der halbtägigen Gezeiten ist, um so ausgeprägter tritt die tägliche Ungleichheit in Erscheinung.	HTTP://WWW.HAMBURG.BAW.DE/PKB/FRQWF/FRQWF-DE.HTM , DIETRICH ET. AL., 1975
------------------------------------	--	---

3 Methoden zur Analyse und Beschreibung der Tidekurve

Die Beschreibung der Tidekurve erfolgt in der Praxis durch Bestimmung der Tidekennwerte Tideniedrigwasser, Tidehochwasser, Tidehub, Flutdauer, Ebbedauer und dem Verhältnis von Flutdauer zu Ebbedauer.

Ein weitergehendes Ziel ist es, die Tidekurve in ihrer Gesamtheit zu analysieren, um zusätzliche charakteristische Merkmale zu ermitteln. Neben den Tidekennwerten gibt es generalisierte Verfahren, die die Einzeltide als Teil einer Gesamtheit berücksichtigen.

Die Möglichkeiten der Tideanalyse werden im Folgenden vorgestellt. Das Kapitel 3.1 lehnt sich in seinen inhaltlichen Aussagen eng an den Bericht des LAWA (1999) an, ergänzt durch eine Reihe zitierter Literatur.

3.1 Verfahren der Bestimmung einer Mittleren Tidekurve nach DIN

Der Tideverlauf lässt sich mit Hilfe der mittleren Tidekurve beschreiben und darstellen, um z.B. die zeitlichen Veränderungen der Tidekurve zu erfassen. Zur Berechnung einer mittleren Tidekurve wurden dabei im Laufe der Zeit verschiedene Verfahren entwickelt, die sich mit der zunehmenden Technisierung und leistungsfähigeren Computern verändert haben. Folgende Berechnungsansätze stehen zur Verfügung (nach LAWA, 1999).

- Auswahl einer tatsächlich gelaufenen Tide, die von den entsprechenden Mittelwerten MT_{nw} , $MThw$, MT_F und MT_E am geringsten abweicht.
- Verbindung des $MThw$ und des MT_{nw} durch Tideäste gelaufener Tiden. Flut- und Ebbeäste können dabei von verschiedenen Tiden stammen.
- Auswahl mehrerer Tiden, die annähernd den mittleren Tidebedingungen entsprechen (MT_{nw} , $MThw$, MT_F , MT_E). Diese werden grafisch überlagert und die obere und die untere Hüllkurve bestimmt. Mit Hilfe der mittleren Abstände zwischen den Einhüllenden wird die mittlere Tidekurve konstruiert.
- SIEFERT und LASSEN (1985) wählen nach einem Verfahren von LÜDERS (1950) 20 Einzeltiden aus, deren Scheiteldaten um maximal ± 10 cm und ± 20 min von den Mittelwerten (MT_{nw} , $MThw$, MT_F und MT_E) abweichen, die zuvor aus einem Datensatz bestimmt wurden. Stehen jedoch weniger als 20 vollständige Einzeltiden zur Verfügung, so werden separate Flut- und Ebbeäste mit ausgewertet. Diese werden in 12 jeweils gleichlange Zeitabschnitte geteilt. Für jeden Teilwert wird der Mittelwert des Wasserstandes gebildet.

Die auf diesem Weg bestimmten 24 Punkte dienen als Stützpunkte zur Konstruktion der Tidekurven.

Die Genauigkeit kann durch das statistische Mittel bestimmt werden, wobei für jeden Teilabschnitt eine Standardabweichung mit dem dazugehörigen Vertrauensbereich berechnet wird. Die Genauigkeit je Teilabschnitt einer auf diese Weise erzeugten mittleren Tidekurve geben SIEFERT UND LASSEN (1985:20) mit einer Standardabweichung von insgesamt $\pm 5,8$ cm bis $\pm 11,2$ cm und einem entsprechenden Vertrauensbereich von $\pm 2,7$ cm und $\pm 5,2$ cm an.

- Das vom LAWA (1999) empfohlene rechnergestützte Verfahren zur Bestimmung der mittleren Tidekurve richtet sich nach der Definition der mittleren Tidekurve nach DIN 4049-3.

Hiernach ist die mittlere Tidekurve die Ganglinie der arithmetisch gemittelten Wasserstände mehrerer Tidekurven für einen bestimmten Ort und eine bestimmte Zeitspanne. Es wird für die zu untersuchende Zeitspanne eine mittlere Flutdauer MT_F und eine mittlere Ebbedauer MT_E in Minuten bestimmt. Die Anzahl der Minuten von MT_F und MT_E bilden die Anzahl der Teilungsschritte, in die jeder Flut- bzw. Ebbeast aller Tiden unterteilt wird. Anschließend wird für jeden Punkt der einzelnen Tidekurve der zugehörige Wasserstand durch Interpolation mit Hilfe der benachbarten Wasserstände ermittelt. Die Darstellung des arithmetischen Mittels der Wasserstände jedes Teilpunktes ergibt, im Minutenabstand aufgetragen, die mittlere Tidekurve.

3.2 Gezeitenanalyse

Mit Hilfe der Gezeitenanalyse kann der astronomisch bedingte Einfluss auf die Wassermassen der Erde berechnet werden. Man unterscheidet folgende Ansätze, die der Wasserstandsvorhersage dienen: Das **Harmonische** und das **Nonharmonische Verfahren** und den **Gesamtansatz zur Analyse der Gezeiten**. Das Nonharmonische Verfahren und der Gesamtansatz werden nur knapp erklärt, da sie im weiteren nicht verwendet werden.

Harmonischer Ansatz: Die harmonische Analyse besteht in der Ermittlung von Sinus- und Kosinusgliedern konstanter Amplitude und Phase bei vorgegebenen Frequenzen aus Wasserstandsaufzeichnungen für einen Ort (DIETRICH ET AL., 1975: 406). Die weitergehenden Beziehungen sind in Kapitel 3.4 beschrieben.

Die Perioden der harmonischen Glieder sind für alle Orte auf der Erde gleich. Die beobachteten Gezeiten lassen sich in streng periodische harmonische Anteile, genannt Partialtiden, mit ortsabhängigen Amplituden und Phasen, genannt harmonische Konstanten, zerlegen

(LAWA, 1999). Mit Hilfe einer Fourier-Reihe kann das gezeitenerzeugende Potential entwickelt werden. Basis der Fourier-Reihe sind die periodischen Funktionen von fünf Winkeln: Der mittleren Länge des Mondes = s , der Sonne = h , des Mondbahnperigäums = p , des aufsteigenden Knotens der Mondbahn = N und des Sonnenbahnperigäums = p_s zu einem Zeitpunkt t (DIETRICH ET AL., 1975).

Es gibt Partialtiden mit Perioden, die mit denen des gezeitenerzeugenden Potentials übereinstimmen. In flachen Seegebieten wie der Deutschen Bucht treten zusätzlich Seichtwasertiden auf. Es handelt sich dabei um Partialtiden, deren Perioden Bruchteile und/oder eine Kombination von Bruchteilen der Perioden astronomischer Partialtiden sind. Aus diesem Zusammenhang ergibt sich die Tatsache, dass die Anzahl der zu analysierenden Partialtiden ortsabhängig ist. Die Summe aller an einem Ort auftretenden Partialtiden bestimmt den lokalen Verlauf der Gezeit (LAWA, 1999).

Im Allgemeinen gilt, je kürzer die Zeitschritte sind, desto genauer ist die Analyse. Je länger der Untersuchungszeitabschnitt ist, desto längere Perioden können in der Untersuchung erfasst werden. Mit einem Untersuchungszeitabschnitt von 6 Wochen ist beispielsweise die halbmonatliche Ungleichheit erfassbar. 19 Jahre sind notwendig, um langperiodische Partialtiden einschließlich der Nodaltide analysieren zu können.

Die Qualität der Analyse lässt sich durch einen Vergleich der mittels der ermittelten Partialtiden synthetisierten Tidekurve mit den gemessenen Wasserständen (LAWA, 1999) beurteilen.

Nonharmonischer Ansatz: Grundlage dieses Verfahrens sind Beobachtungszeitreihen von Tidehoch- und –Niedrigwasserständen und deren Eintrittszeiten, um diese in Gewässern mit überwiegend halbtägigen Gezeiten vorhersagen zu können. Bei diesem Verfahren werden die Abweichungen der einzelnen Tidehoch- und -niedrigwasserstände und der Hoch- und Niedrigwasserintervalle von ihren Mittelwerten bestimmt (LAWA, 1999). Die Ungleichheiten der Gezeiten hängen von bestimmten astronomischen Größen ab. Die wichtigsten Ungleichheiten sind die halbmonatliche Ungleichheit, die parallaktische oder monatliche Ungleichheit, die Deklinationsungleichheit und die tägliche Ungleichheit (DIETRICH ET AL., 1975).

Gesamtansatz: Der Gesamtansatz ist eine Erweiterung des nonharmonischen Verfahrens. Unter zusätzlicher Berücksichtigung meteorologischer Einflüsse in Form von Wechselwirkungen zwischen Tide und meteorologischen Größen wird das Verfahren getrennt für Ebbe und Flut angewandt. Basis des Verfahrens ist der Verlauf des Wasserstandes in einer zeitlichen Auflösung von mindestens einer Stunde und den zeitgleich wirkenden stauwirksamen

meteorologischen Einflüssen, wie Windstärke und -richtung, Luftdruck, zeitliche Änderungen des Luftdrucks, Wasser- und Lufttemperaturen (LAWA, 1999).

3.3 Fourieranalyse

Die Tidekurve ist eine Zeitreihe der gemessenen Höhe der Wasserstände $h(t)$ an einem Ort. Die Fourieranalyse ermöglicht eine Zerlegung einer beliebigen Funktion d.h. z.B. einer Zeitreihe der Wasserstände an einem Ort, in ihre harmonischen Anteile (Sinuskurve), deren Perioden nicht durch die Astronomie vorgegeben werden. Damit die Funktion $h(t)$ die Bedingungen einer Fourier-Reihe erfüllt, muss sie über ein bestimmtes Intervall definiert und der Absolutwert der Funktion integrierbar über das Intervall sein. In diesem Fall stellt der relevante Messzeitabschnitt dieses Intervall dar und die gewählte Funktion $h(t)$ erfüllt die Bedingungen.

Aufgrund der astronomischen Bedingungen kann vorausgesetzt werden, dass $h(t)$ periodisch ist. Daraus ergibt sich der Zusammenhang, dass die Fourier-Reihe den periodischen Verlauf von $h(t)$ über das gesamte Intervall repräsentiert. Wird die Reihe bei $2N+1$ Termen abgebrochen, zeigt sie eine gute Annäherung an $h(t)$ mittels Fehlerminimierung. Damit $h(t)$ auch im Fall der Nichtperiodizität repräsentiert wird, muss eine (Fourier-) Transformation durchgeführt werden.

Aus der Technik der Messinstrumente ergibt sich eine maximale Grenze der aufzeichnenbaren Frequenzen. Für die Frequenz des Abtasttaktes gilt die Nyquist-Bedingung $\sigma_{\text{Nyquist}} = \frac{1}{2} \Delta t$, wonach das abzutastende Signal nur Frequenzanteile besitzen darf, die kleiner als die Hälfte der Taktfrequenz sind.

Aus der Intervallgrenze ergibt sich die höchste Auflösung der Periode im Intervall. Ist z.B. der Messzeitabschnitt 4 Monate lang, können maximal Perioden von 2 Monaten aufgelöst werden.

Bezogen auf die Fourieranalyse empfiehlt GODIN (1972) den Einsatz von Filtern zur Analyse der Pegeldata. Durch die Fourieranalyse kann ein breites Frequenzspektrum ermittelt werden. Die Darstellung des gesamten Frequenzspektrums zeigt jedoch unübersichtlich viele Werte auf wenigen schmalen Frequenzbändern. Daher ist es vorteilhaft, nur das Spektrum über wenige ausgewählte Frequenzen zu ermitteln. Eine große Bandbreite von Filtern ermöglicht die Ermittlung verschiedener Frequenzen aus der lokalen Wasserstandskurve. Mit Hilfe dieser Filter und Fenster kann das Spektrum dann in verschiedene Bereiche aufgeteilt werden.

Durch Tiefpassfilter werden hohe Frequenzen eliminiert. Hochpassfilter werden benutzt, um tiefe Frequenzen zu eliminieren und Bandpassfilter, um gewählte Frequenzen des gesamten betrachteten Frequenzraums zu eliminieren. Im Laufe der Zeit wurden verschiedene Metho-

den entwickelt, um die Spektren z.B. mit Hilfe von Linearkombinationen (Lecolazet-, Doodson-, Suthonds-Methode) zu analysieren. Weitere Methoden laufende Beobachtungen zu analysieren sind Glättung, Tiefpassfilter und die Analyse durch Kleinstquadrate. Die Flachwassertiden werden durch einen Ansatz von HORN (1948) und den Ansatz von DOODSON (1921) erfasst.

Die Analyse ist auch über den Ansatz der Phasenverschiebung gegenüber Greenwich und die Mondbahnknotenmodulation möglich (GODIN, 1972).

3.4 Partialtidenanalyse des Wasserstandes und der Strömung

3.4.1 Analyse vektorieller Größen

Die aus den einzelnen Partialtiden resultierende Strömungsgeschwindigkeit (Betrag, vektorielle Komponenten), die Phase und die Richtung werden durch das harmonische Verfahren ermittelt. Das Verfahren zerlegt das Eingangssignal in eine spezielle Fourier-Reihe, deren Komponenten (periodische Glieder) die Partialtiden sind.

Formal kann das als Zeitreihe vorliegende Gezeitensignal einer vektoriellen physikalischen Größe aus der Summe der enthaltenen Partialtiden in der Komponentenschreibweise dargestellt werden:

$$u_k(t) = a_{k,0} + \sum_{i=1}^N j_i \cdot U_{k,i} \cdot \cos(\mathbf{s}_i t + (V_0 + v)_i - g_{k,i}). \quad \text{Gl. 3-1}$$

Diese Formel stellt eine spezielle Fourier-Reihe dar. Hier ist $u_k(t)$ das darzustellende zeitabhängige Gezeitensignal der Komponente k , die $(V_0 + v)_i$ die astronomischen Argumente der Partialtiden (Phasenverschiebungen) und die \mathbf{s}_i die Frequenzen. $a_{k,0}$ ist der zeitliche Mittelwert der Komponente k . Die j_i sind die langperiodischen Amplitudenkorrekturen. Die $U_{k,i}$ sind die rein ortsabhängigen Amplituden der Komponente k , die $g_{k,i}$ die auf UTC (United Time Coordinated) bezogenen, rein ortsabhängigen Phasen der Komponente k der Partialtiden. Die ortsabhängigen Parameter jeder Komponente werden mit dem Verfahren der harmonischen Analyse komponentenweise ermittelt.

Dieses Verfahren ist auch anwendbar für die Wasserstände $h(t)$. Für den zeitabhängigen Wasserstand $h(t)$ an einem Ort gilt entsprechend:

$$h(t) = a_0 + \sum_{i=1}^N j_i \cdot H_i \cdot \cos(\mathbf{s}_i t + (V_0 + v)_i - g_i) + r \quad \text{Gl. 3-2}$$

Die H_i sind die rein ortsabhängigen Amplituden, die g_i die rein ortsabhängigen Phasen. a_0 ist der zeitliche Mittelwert. r ist das Residuum infolge nicht aufgelöster Signalanteile meteorologischer oder numerischer Einflüsse.

Ist t die zeitliche Länge des zu analysierenden Datensatzes und M die Anzahl seiner Datenpunkte, so ergibt sich die größte aufzulösende Frequenz s durch die Nyquist-Bedingung: $s = M/2t$. Ferner bestimmt die Länge der Zeitreihe, ob eng benachbarte Frequenzen noch unterschieden werden können: Hier muss die der Schwebungsfrequenz entsprechende Periodenlänge kleiner als t sein.

Die Anzahl der Datenpunkte geht darüber hinaus auch in die Standardabweichung für die Amplitude einer bestimmten Frequenz ein. Dies zeigt sich in den Wasserstandsdaten z.B. für den Zeitabschnitt 01.04. - 31.07.1998 an den benachbarten Pegeln St. Pauli und Schulau; die Wasserstände für St. Pauli liegen alle 10 Minuten vor, für Schulau (und alle anderen Pegel) in 1-Minuten Abstand. Mit den jeweils berechneten Standardabweichungen z.B. für die Partialtide M_8 ergibt sich bei Forderung eines Vertrauensbereichs von 95% bei Schulau eine Amplitude von $2,5 \pm 0,8$ cm und bei St. Pauli eine von $3,0 \pm 2,6$ cm; letztere kann nicht mehr als signifikant betrachtet werden.

Die Wirkung der Phasenverschiebung der einzelnen Partialtiden wird in dieser Studie nicht untersucht. Ergebnisse einer systematischen Untersuchung liegen auf dem Server der Bundesanstalt für Wasserbau unter [HTTP://WWW.HAMBURG.BAW.DE/PKB/FRQWF/FRQWF-DE.HTM](http://www.hamburg.baw.de/pkb/frqwf/frqwf-de.htm) vor.

3.4.2 Beschreibung der Tideellipse

Da die Tidewellen ihre wesentlichen Vektorkomponenten in der horizontalen Ebene besitzen, (die Vertikalkomponente ist deutlich kleiner) ergeben sich durch die Überlagerung der ersten beiden Komponenten ellipsenförmige Vektorfiguren in der horizontalen Ebene.

Die diese Vektorfiguren beschreibenden Ellipsenparameter sind:

- Die große Halbachse U : Sie entspricht dem maximalen Betrag des Vektors innerhalb einer Tide.
- Die kleine Halbachse u : Sie entspricht dem minimalen Betrag des Vektors innerhalb einer Tide. Bei positivem Vorzeichen rotiert der Vektor gegen, bei negativem Vorzeichen mit dem Uhrzeigersinn.
- Der gemeinsame Phasenwinkel g : Er gibt wie bei skalaren Größen die Phasenverschiebung der Partialtide am Ort gegen den zugehörigen Anteil des Gezeitenpotentials am Meridian von Greenwich an.

- Der Inklinationswinkel θ : Er gibt die Abweichung der Richtung des maximalen Vektors gegen die Nordrichtung an. Positive Winkel bedeuten eine Inklination nach Osten, negative eine Inklination nach Westen.

In den Ellipsenparametern dargestellt, ergeben sich die folgenden Komponentenentwicklungen der ersten beiden Vektorkomponenten

$$u_1(t) = U_i \cdot \sin(\theta_i) \cdot \cos(\sigma_i t + (V_0 + v)_i - g_i) + u_i \cdot \cos(\theta_i) \cdot \sin(\sigma_i t + (V_0 + v)_i - g_i) \quad \text{Gl. 3-3}$$

$$u_2(t) = -U_i \cdot \cos(\theta_i) \cdot \cos(\sigma_i t + (V_0 + v)_i - g_i) + u_i \cdot \sin(\theta_i) \cdot \sin(\sigma_i t + (V_0 + v)_i - g_i) \quad \text{Gl. 3-4}$$

In den im Anhang E stehenden Tabellen werden die Ellipsenparameter sowie bei 3D-Analysen die Amplitude und Phase der dritten Komponente dargestellt. Der Mittelwert wird horizontal in Betrag und Richtung bezogen auf Nord dargestellt. Gegebenenfalls wird die Vertikalkomponente mit aufgeführt.

Optional werden die Formfaktoren F_k - das Verhältnis

$(U_k(K_1) + U_k(O_1)) / (U_k(M_2) + U_k(S_2))$ - sowie die Amplitudenrelationen

$R_i^U = U_i / U(M_2)$ und $R_i^u = u_i / u(M_2)$ und die Phasenrelationen $R_i^g = s_i / s(M_2) * g(M_2) - g_i$ und

$R_i^\theta = \theta_i / \theta(M_2)$ dargestellt.

4 Auswahl der Pegel und Aufbereitung der Pegeldata

4.1 Pegel im Untersuchungsgebiet



Abbildung 4.1: Lageplan der Pegelstandorte

Das in Abbildung 4.1 dargestellte Untersuchungsgebiet umfasst die innere Deutsche Bucht von Helgoland über Jade-, Weser- und Elbemündung bis nach Sylt. Weiterhin erstreckt es sich bis zur Insel Borkum und in das Emsästuar bis nach Papenburg. Bis tief in die Ästuarie der Jade (Wilhelmshaven), der Weser (Bremen) und der Elbe (Hamburg St. Pauli) hinein werden Wasserstandsmessungen verwendet. Es stehen im Rahmen dieser Arbeit maximal 44 Pegel zur Verfügung. In den Jahren '55, '75, '96, '98 und 2000 werden Daten aus dem Frühjahr, in der Zeit vom 1. April bis zum 31. Juli verwendet, die von verschiedenen Stellen¹ zur Verfügung gestellt wurden.

4.2 Auswahlkriterien

Für die Analyse der Tideverläufe in der Deutschen Bucht und in den Ästuaren werden Tiden an charakteristischen Orten ausgesucht. Die charakterisierenden Eigenschaften sind:

- Topografie,
- Verhältnis Flut- zu Ebbedauer,
- Einfluss von Oberwasser,
- Advektion, Dissipation und Reflexion.

Neben der Auswahl der Tiden nach dem Pegelstandort werden Tidekurven nach ihrer Form ausgewählt. Hierzu stehen eine Vielzahl von mittleren Tidekurven in der Deutschen Bucht aus dem KFKI Projekt „Gesamtdarstellung der Wasserstandsverhältnisse im Küstenvorfeld der Deutschen Bucht nach neuen Pegelauswertungen“ (SIEFERT und LASSEN, 1985) zur Verfügung. Die Kriterien, die hier zugrunde gelegt werden, umfassen:

- Besondere Formen in ähnlicher Topografie,
- Verschiedene Tideformen bei gleichem Tidehub.

Die in die Nordsee einlaufende Tidewelle wird aufgrund der Topografie vor allem durch den ansteigenden Meeresboden verändert. Wo sich die Küste trichterförmig ausbildet, kommt es zu einer Steigerung des Tidehubs, u. a. bedingt durch Reflexion. Resonanz tritt auf, wenn die Eigenperiode eines Meeresgebietes der Gezeitenperiode nahe kommt. Liegen günstige Resonanzbedingungen gekoppelt mit ansteigender Topografie vor, so treten sehr hohe Springtidehübe auf wie z.B. in der Fundy Bay. Es zeigt sich also, dass immer eine Kombination von Faktoren vorliegt, die bei der Auswahl von Pegelstandorten zu berücksichtigen ist.

¹ ALR Husum, WSA Tönning, WSA Cuxhaven, WSA Hamburg, Strom- und Hafengebäude Hamburg, WSA Bremerhaven, WSA Bremen, WSA Wilhelmshaven und WSA Emden

Das Kriterium **Topografie** wird deshalb unter folgenden Aspekten behandelt:

Veränderung der Tidekurve im Übergang von der See zur Küste

mit den Pegeln

- Helgoland – Blauort Norderpiep – Büsum
- Helgoland – Norderney.

Veränderung der Tidekurve in den Ästuaren Elbe, Weser und Ems

An diesen Pegeln wird zusätzlich u.a. das Kriterium Oberwassereinfluss behandelt.

- Scharhörnriff – Scharhörn – Großer Vogelsand – Zehnerloch – Cuxhaven – Brunsbüttel – Glückstadt – Schulau – Hamburg St. Pauli
- Leuchtturm (L.T.) Alte Weser – Robbensüdsteert – Bremerhaven (Alter L.T., Doppelschleuse) – Brake – Vegesack – Bremen Große Weserbrücke
- Borkum Fischerbalje – Emshörn – Emden – Leerort
(für 2000 zusätzlich die Daten von Knock, Terborg, Papenburg, da hier Strömungsmessungen vorliegen).

Veränderung der Tidekurve in abgeschlossenen Buchten

- Süderoogsand – Südfall – Husum.

Veränderung der Tidekurve im Bereich umströmter Inseln

- Wittdün – Wyk / Föhr – Dagebüll – Hörnum Hafen.

Veränderung der Tidekurve am Übergang von der Elbe bis nach Sylt

- Eidersperrwerkaußenpegel (AP) – Blauort Norderpiep – Büsum – Trischen.

Der Aspekt **Veränderung der Tidekurve durch Baumaßnahmen** wird am Pegel

- Eidersperrwerk AP (ehemals Pegel Hundeknöll)

untersucht.

Weiterhin werden die **Veränderungen der Tidekurve im Bereich der Insel Sylt** untersucht an den Pegeln:

- Hörnum Hafen – Hörnum West – Westerland Messpfahl – List West – List Hafen.

Für jeden einzelnen Themenkomplex gelten mehrere beeinflussende Kriterien: So wirkt sich in den Ästuaren natürlich auch das Oberwasservolumen auf die Tideerscheinungen aus. Auch die Lage des Pegelstandortes im Vergleich zur Lage der Amphidromie der Gezeiten ist zu beachten.

In einer nahezu abgeschlossenen Bucht verändert sich die Form der einlaufenden Tidewelle durch Advektion, Dissipation und Reflexion. Im Bereich einer umströmten Insel unterscheiden sich die Verhältnisse hingegen, bedingt durch höhere Strömungsgeschwindigkeiten. Beim Übergang von der See zur Küste ist die Veränderung der Wassertiefe relevant und damit die Änderung von Flutdauer zur Ebbedauer, des Tidehubs u.s.w.. Ebenso wird der Pegelstandort Büsum mit dem Merkmal $T_F/T_E \geq 1.0$ unter verschiedenen Themenkomplexen betrachtet, wie dem Aspekt **Übergang von der See zur Küste** und dem Aspekt **Verhältnis Flut- zu Ebbedauer**. Die vielfältigen beeinflussenden Faktoren müssen jeweils in der individuellen Analyse berücksichtigt werden.

Weitere charakterisierende Eigenschaften sind:

- **Das Verhältnis von Flutdauer zu Ebbedauer: (T_F/T_E)**

Hier werden in erster Linie Pegel aus der Themengruppe "Topografie" bei der Interpretation berücksichtigt. Ein seltener Aspekt ist, wenn das Verhältnis T_F/T_E Werte größer 1.0 annimmt. Aus der Untersuchung von LASSEN UND SIEFERT (1996) können deshalb folgende Bereiche bzw. Pegel zu dieser Thematik gewählt werden:

- Wilhelmshaven Alt – Wilhelmshaven Neu – Voslapp
- Büsum
- List Hafen – Hörnum Hafen.

- **Verifikation des HN-Modells**

Zur Verifikation eines Modells sollten möglichst viele Pegel benutzt werden. Beispielsweise sind die Pegel List Hafen, List West, Westerland Messpfahl, Hörnum Hafen und Hörnum West wichtig für die **Verifikation des HN-Modells** am Nordrand der inneren Deutschen Bucht.

4.3 Auswahl von Wasserstands- und Strömungsdaten aus der Zeit 1990 bis 2000

Für das Jahr **1998** liegen die Daten mit einer Auflösung von einer Minute in der Zeit vom **1. April** bis zum **31. Juli** vor, wenn keine weitere Erläuterung im Text folgt. An verschiedenen Pegeln werden auch Daten aus dem Jahren 1996 und 2000 verwendet. Auch in diesen Jahren werden Daten aus dem Zeitabschnitt 1. April bis 31. Juli ausgewählt.

4.3.1 Schleswig-Holstein

Nach den genannten Kriterien werden im Jahr **1998** folgende Pegel ausgewählt:

- Süderoogsand – Südfall – Husum
- Wittdün – Wyk / Föhr – Dagebüll – Hörnum Hafen
- Eider Außenpegel AP - Blauort Norderpiep – Büsum – Trischen
- Helgoland – Blauort Norderpiep – Büsum
- List Hafen - List West - Westerland Messpfahl – Hörnum Hafen – Hörnum West.

4.3.2 Elbe

Im Jahr **1998** werden folgende Pegel ausgewählt:

- Scharhörnriff – Scharhorn – Großer Vogelsand – Zehnerloch – Cuxhaven – Brunsbüttel - Glückstadt - Schulau – Hamburg St. Pauli.

Für den Pegel Hamburg St. Pauli beträgt die zeitliche Auflösung der digitalen Wasserstandsdaten 10 Minuten.

An den Pegelstandorten Scharhorn, Cuxhaven, Brunsbüttel, Glückstadt und Schulau liegen im gleichen Zeitabschnitt Strömungsmessungen vor.

4.3.3 Weser

Ausgewählt werden für den Zeitabschnitt vom **1.04.** bis zum **31.07.** der Jahre **1996** und **1998** die Standorte:

- L.T. Alte Weser – Robbensüdsteert – Bremerhaven – Brake – Vegesack – Bremen Große Weserbrücke.

Strömungsmessungen existieren im Weserästuar nur sehr vereinzelt, wie z.B. ein Datensatz an der Position Tonne 53 bei Strom-km 71,75, nahe Bremerhaven, für die Zeit vom 13.05.96 bis zum 05.06.96. Strömungsdaten am L.T. Alte Weser liegen in der Zeit vom 01.07.96 bis zum 31.08.96 vor. Eine Übereinstimmung der Strömungsmessungen mit Wasserstandsdaten gibt es für den Zeitabschnitt vom 01.04.1996 bis zum 31.08.1996. Entsprechend der verfügbaren Strömungsmessdaten sind daher zusätzlich digitale Wasserstandsdaten vom 1.04.1996 bis 31.07.1996 aufbereitet worden.

4.3.4 Jade

Die Jade wird in ihrem gesamten Verlauf vom Einschwingen der Tide bei Wangerooge Nord bis Wilhelmshaven – Alter Vorhafen analysiert. Seit 01/1997 gibt es digitale Wasserstandsdaten und z.T. Strömungsmessungen.

Ausgewählt werden im Jahr **1998**:

- Wilhelmshaven-Alter Vorhafen – Wilhelmshaven-Neuer Vorhafen – Voslapp – Mellum Plate – Wangerooge Nord.

4.3.5 Ostfriesische Inseln

Die Pegel entlang der ostfriesischen Küste werden u. a. zur Verifikation des HN-Modells in Bezug auf die Phasenverteilung verwendet. Für die Pegel Norderney, Langeoog und Wangerooge Nord liegen zwischen 1996 und 2000 nur Wasserstandsdaten vor und keine Strömungsmessungen. Um die Vergleichbarkeit zu gewährleisten, werden die Daten an folgenden Standorten im Jahr **1998** und **2000** in der Zeit vom 1. April bis zum 31. Juli ausgewählt:

- Norderney Riffgat – Langeoog – Spiekeroog.

Der Pegel Wangerooge Nord wird nur im Jahr 1998 verwendet.

4.3.6 Ems

Im Emsästuar fand im Jahr 2000 eine große Strömungsmesskampagne entlang der Pegel Knock, Emden (Neue Seeschleuse), Terborg, Leerort, Weener und Papenburg vom WSA Emden statt. Aus diesem Grund werden hier digitale Daten des Wasserstandes und der Strömung in der Zeit vom 01.04.2000 bis zum 15.07.2000 ausgewählt. Im gleichen Zeitabschnitt stehen in der Außenems nur Wasserstandsdaten zur Verfügung, die ebenfalls aufbereitet wurden.

Ausgewählt werden im Jahr **1998** die Pegel:

- Borkum – Emshörn – Emden – Leerort

Im Zeitabschnitt vom **01.04.2000** bis zum **31.7.2000** werden die Pegel:

- Borkum Fischerbalje – Emshörn - Knock – Emden - Terborg – Leerort – Papenburg ausgewählt.

4.4 Auswahl von Pegel- und Strömungsdaten der 50er & 70er Jahre

Im Rahmen dieser Arbeit hat eine Recherche stattgefunden, an welchen Pegelstandorten im Untersuchungsgebiet Wasserstandsmessungen im Zeitabschnitt vom 1.04. bis zum 31.07. in den Jahren 1955 und 1975 durchgeführt wurden. Einige der dabei ermittelten Pegelbögen sind digitalisiert worden. Aus verschiedenen, unten genannten Gründen konnten nicht alle Pegelbögen digitalisiert werden.

4.4.1 Schleswig-Holstein

An der Nordseeküste Schleswig-Holsteins liegen Wasserstandsdaten an 11 Standorten im Zeitabschnitt vom 01.04. bis zum 31.07.1975 und an 9 Standorten im Zeitabschnitt vom 01.04. bis zum 31.07.1955 vor.

Es sind die Pegelbögen im Zeitabschnitt vom **1.04** bis zum **31.07.** in den Jahren **'55** und **'75** an folgenden Pegeln ausgewählt und digitalisiert worden:

- Husum
- Wittdün – Wyk / Föhr – Dagebüll – Hörnum Hafen
- Hundeknöll bzw. Eider Außenpegel AP
- Büsum.

Der Pegel

- Südfall

ist zusätzlich '75 (1.4.-31.7.) ausgewählt und digitalisiert worden.

4.4.2 Elbe

Für die Elbe existieren für die Jahre 1955 und 1975 die Pegelbögen der Pegel:

Cuxhaven – Brunsbüttel – Glückstadt – Schulau – Hamburg St. Pauli.

Digitalisiert worden sind folgende Pegel im Zeitabschnitt 1. April bis 31. Juli der Jahre '55 und '75:

- Cuxhaven – Glückstadt – Hamburg St. Pauli.

Eine Begrenzung des Digitalisierarbeiten ist erfolgt, um den Zeitrahmen des Projektes beizubehalten.

4.4.3 Weser

Für die Weser liegen im Jahr '55 und '75 die Pegelbögen folgender Pegel vor:

L.T. Roter Sand bzw. L.T. Alte Weser – Bremerhaven – Brake – Vegesack – Bremen Große Weserbrücke.

Auch hier werden in den Jahren '55 und '75 (1.04. - 31.07.) wegen des hohen Zeitaufwandes nur vier Pegel ausgewählt und sind digitalisiert worden:

- L.T. Roter Sand bzw. L.T. Alte Weser – Bremerhaven – Vegesack – Bremen Große Weserbrücke.

4.4.4 Jade

Auf die Pegel in der Jade wird in den 50er und 70er Jahren verzichtet, da die Pegelbögen nur für am Standort Wilhelmshaven Alter Vorhafen existieren und diese im Zeitrahmen der Digitalisierungsarbeiten (bis Ende November 2000) nicht verfügbar waren.

4.4.5 Ems / ostfriesische Inseln

Vorhanden sind die Pegelbögen der Pegel Borkum, Emden, Leerort, Norderney im Jahr **1955** und **1975** und zusätzlich Langeoog und Spiekeroog im Jahr **1975**.

Abgesehen von den Pegeln in Emden und Leerort haben die anderen Pegel in den Jahren '55 und '75 unterschiedliche Standorte als im Jahr '98.

Digitalisiert worden sind die Pegelbögen im Zeitabschnitt 1. April bis 31. Juli in

- Norderney-Riffgat (1975) bzw. Norderney-Landungsbrücke (1955).

Weiterhin werden in Anlehnung an das KFKI-Projekt „Wasserstandsverhältnisse in der deutschen Bucht“ (Siefert 1975 – 1979) in Bezug auf das Thema *Übergang zur Küste* im Jahr '75 (1.4.-31.7.) folgende Pegel ausgewählt:

- Unterer Wittsand - Sahlenburger Tief² – Spikaer Watt.

4.5 Messung des Wasserstandes

Die Wasserstandsmessung erfolgt üblicherweise durch Schwimmer- oder Drucksysteme. Bei den vorliegenden Daten wurden generell Schwimmersysteme eingesetzt. Hierbei bewegt sich ein Schwimmkörper auf der Wasseroberfläche in einem Rohr oder Schacht. Diese sind über eine Rohrleitung direkt mit dem Gewässer verbunden oder enthalten Öffnungen, sofern sie direkt im Watt oder auf Sänden stehen. Die Rohrverbindung bzw. die Mantel- oder Bodenöffnungen dämpfen die kurzperiodischen, durch Schiffsverkehr und Wind erzeugten Wellenbewegungen (LAWA, 1988). Bei Vergleichsmessungen mit Lattenablesungen und Kabellichtloten treten im Mittel Abweichungen von ± 1 cm auf (Arbeitsgruppe WDFÜ, 2000).

In den vorliegenden Daten werden als häufigste **Fehlerquellen** beobachtet:

- zu geringe Aufzeichnung der Niedrigwasserstände infolge Verschlickung des Schachts,
- das Festhängen des Schwimmers an seiner Hochwasserposition und
- zeitverschobene Aufzeichnung infolge zu starker Dämpfung.

² Daten nicht verwendbar

4.6 Aufzeichnung der Wasserstandsdaten

4.6.1 Analoge Pegelschriebe

Alle Daten für die Jahre 1955 und 1975 sind von Pegelbögen digitalisiert worden. Ein Pegelbogen liegt für 14 Tage auf einer Trommel. Die Ungenauigkeit dieser analogen Aufzeichnung beträgt in der Zeit ± 5 min und im Wasserstand ± 2 cm (Arbeitsgruppe WDFÜ, 2000). Bei den Bögen ist zu berücksichtigen, dass seinerzeit die Uhren weniger genau waren und sich Pegelbögen mit der Zeit, vor allem infolge Einwirkens von Feuchtigkeit, in sich verzogen haben können; z.T. liegen nur noch Kopien vor, bei deren Erstellung Abbildungsfehler auftreten können. Ferner kann die Digitalisierung, selbst bei aller Sorgfalt, nur mit begrenzter Genauigkeit erfolgen. Anhand eines Kontrollbogens ist festgestellt worden, dass die Ergebnisse der in diesem Projekt zur Digitalisierung eingesetzten Personen im Mittel um 1,5 cm von der tatsächlichen Pegelkurve abweichen, wobei der Fehler in den Kurvenscheiteln bis zu 2 cm beträgt. Die Pegelkurven sind mit variablem Abstand so abzutasten, dass die sich ergebenden Geraden die Originalkurve bis auf kleine Wellen und Störungen (Schwall, Sunk) optimal wiedergeben.

Häufigste **Fehlerquellen**:

- der Bogen wurde nicht genau aufgelegt und die sich daraus ergebende Abweichung zur Pegellatte nicht vermerkt,
- auf dem Bogen wurden außer den Zeiten des Auflegens und Abnehmens hinaus keine zusätzlichen Referenzzeiten markiert, so dass keine Verschiebungen oder Driften der Uhr innerhalb der Aufzeichnungszeit erkannt werden können.

4.6.2 Digitale Daten

Die vorliegenden Pegeldaten sind ab 1996 überwiegend digital erfasst worden. Z. T. werden die Daten in den Wasser- und Schifffahrtsämtern digitalisiert, was jedoch an den übermittelten Daten nicht erkennbar ist. Die automatische Digitalisierung in den Messstellen erfolgt z.B. mit Winkelkodieren. Die Ungenauigkeit beträgt im Wasserstand ± 2 cm und für die Zeit ± 2 min. Soweit Funkuhren eingesetzt werden, ist die Genauigkeit in der Zeit deutlich höher, doch ist auch dies in den Datensätzen nicht vermerkt worden.

Häufigste **Fehlerquellen** dieser Messmethoden:

- Ausreißer („Spikes“) im Wasserstand (z.B. „0.00 m“) und/oder bei der Zeitangabe,
- Datenblöcke (über Tage und Wochen) folgen nicht in ihrer zeitlichen Ordnung,

- Datenblöcke sind falsch skaliert,
- Datenblöcke sind zeitlich um bis zu Tagen verschoben oder passen nicht zu dem Pegel.

4.7 Fehlerbereinigung

Aus den bereits digital vorliegenden Daten für 1998 sind Werte außerhalb des Intervalls von 2 bis 9 mPN mit Hilfe eines Filterprogramms gelöscht worden. Bei allen Pegeln (analog wie digital aufgezeichneten) sind Änderungsraten von mehr als ± 1 mm/s untersucht und ggf. entfernt worden. Nach der anschließenden visuellen Kontrolle sind unplausible Kurvenabschnitte eliminiert worden, z.B. hängende oder aufgesetzte Schwimmer. Im Vergleich mit benachbarten Pegeln sind Phasen- und Skalierungsfehler identifiziert und nach einer Korrelationsanalyse korrigiert worden.

Lücken über mehr als jeweils 30 Minuten in den Daten sind unter Angabe der Zeit sowie aller sonstigen Korrekturen im Kopf der Datei dokumentiert. Über Datenlücken von weniger als einer halben Stunden ist stets in hinreichender Qualität interpoliert worden, z.B. für eine Zeitfensteranalyse; sofern sich eine Lücke außerhalb eines Kurvenscheitels befindet, können durch Interpolation auch Lücken bis zu 2-3 Stunden geschlossen werden.

Gebietsweise werden die Informationen der Pegel in einer Datei zusammengefasst:

Beispiel 1: Gebiet "Elbe"

Hamburg St.Pauli

Koordinaten (GKK: RW, HW): 3564370, 5935350

Bezugspunkt: NN = PN - 500 cm

Zeit: 01.04.1998 00:00 - 31.07.1998 23:50; 10 Minuten-Werte

Daten OK

Beispiel 2: Gebiet "Ems"

Leerort

Koordinaten (GKK: RW, HW): 3396257.8, 5900488

Bezugspunkt: NN = PN - 501.4 cm (WSD NW, 1994)

Zeit: 01.04.1998 00:01 - 31.07.1998 23:59; 1 Minuten-Werte

Unplausible Daten und Ausreisser sind entfernt.

Lücken > 30 Minuten:

Entfernt: 15.05.1998 08:04 - 15.05.1998 08:46

Lücke: 04.06.1998 14:13 - 09.06.1998 23:59

Entfernt: 17.06.1998 10:45 - 17.06.1998 11:12

KFKI Projekt "Charakterisierung der Tidekurve"

Lücke: 21.06.1998 23:10 - 22.06.1998 07:00

Lücke: 08.07.1998 07:33 - 08.07.1998 11:53

Lücke: 15.07.1998 07:07 - 15.07.1998 07:59

In der Tabelle 4.2 bedeuten im Einzelnen:

X	vorhanden, noch ungeprüft
+	geprüft
0	noch nicht vorhanden
1	τ/d Länge der Zeitreihe in Tagen
%	kontinuierlicher Anteil (Lücken $< \frac{1}{2}$ h)
Σn	Anzahl kontinuierlicher Intervalle

KFKI Projekt "Charakterisierung der Tidekurve"

Σn Anzahl kontinuierlicher Intervalle Gebiet	Pegelname	2000			1998			1996			1975			1955		
		τ/d	%	Σn												
Ems	Papenburg	107	100	1												
	Leerort	107	100	1	122	94	7									
	Terborg	107	97	2												
	Knock	107	100	1												
	Emden	107	100	1	122	88	10									
	Emshörn	107	100	1	122	88	7									
	Borkum Fischerbalje	107	100	1	122	71	12									
Ostfriesland	Norderney Riffgat	107	100	2	122	72	9				122	96	3			
	Norderney Hafen													121	100	3
	Langeoog	107	96	3	52	99	6									
	Spiekeroog	103	89	3	8	99	3									
Jade	WHV Alter Vorhafen				122	98	6									
	WHV Neuer Vorhafen				119	87	9									
	Voslapp				122	90	32									
	Mellum Plate				121	81	47									
	Wangerooge-Nord				89	98	12									
Weser	Bremen Gr. Weserbrücke				122	100	1				97	100	1	94	97	4
	Veogesack				122	100	1	153	100	1	97	100	1	95	97	4
	Brake				122	100	1	153	95	3						
	BHV Alter Leuchtturm				122	100	1	140	79	3						
	BHV Doppelschleuse										119	100	1	122	100	1
	Robbensüdsteert				122	100	2									
	L.T. Alte Weser				122	100	1	148	100	1	71	100	1			
	L.T. Roter Sand													122	51	2

Tabelle 4.1: Qualität der untersuchten Datensätze an verschiedenen Pegelstandorten

KFKI Projekt "Charakterisierung der Tidekurve"

Gebiet	Pegelname	2000			1998:1	1998			1996			1975			1955		
		τ/d	%	Σn		τ/d	%	Σn	τ/d	%	Σn	τ/d	%	Σn	τ/d	%	Σn
Elbe	Hamburg St.Pauli				X	122	100	1				122	100	1	122	100	1
	Schulau					122	99	2									
	Glückstadt				0	122	98	3				122	99	2	122	100	1
	Brunsbüttel					122	100	1									
	Cuxhaven					122	100	1				122	100	1	122	100	1
	Zehnerloch (Bake W)					122	100	1									
	Spiekaer Watt											102	79	7			
	Sahlenburger Tief											91	93	2			
	Großer Vogelsand					122	100	1									
	Scharhörn (Bake C)					122	100	1									
	Unterer Wittsand											62	100	1			
	Scharhörn Riff (Bake A)					X	122	100	2								
Dithmarschen	Trischen West					122	98	4									
	Büsum				X	90	100	2				122	100	1	121	99	4
	Eidersperrwerk AP				X	122	60	2				122	100	1			
	Hundeknöll														122	93	5
	Blauort-Norderpiep					122	100	1									
Nordfriesland	Süderoogsand					89	100	2									
	Südfall					122	100	1				106	100	1			
	Husum					122	100	1				122	100	2	122	100	3
	Wittdün				X	122	100	3				122	100	1	122	97	8
	Wyk / Föhr					122	100	3				122	91	2	121	100	3
	Dagebüll				X	92	100	1				122	100	1	122	97	4
	Hörnum Hafen					122	83	22				111	93	4	122	100	1
	Hörnum West				0	122	100	2									
	Südwesthörn																
	Westerland-Messpfahl				0	122	100	1									
	List Hafen					122	100	1									
List West					87	99	3										
See	Helgoland					122	100	1				122	100	1	122	100	1

Tabelle 4.2: Qualität der untersuchten Datensätze an verschiedenen Pegelstandorten

4.8 Messung und Aufbereitung der Strömungsdaten

4.8.1 Messung

Die Aufnahme der Strömungsdaten ist erfolgte mit den Strömungsmessgeräten RCM 7 der Firma Aanderaa. Diese Geräte messen die Strömungsgeschwindigkeit, Strömungsrichtung, Temperatur und Leitfähigkeit. Die Strömungsrichtung wird mit einer Fahne gemessen, ähnlich einer Windfahne. Sie richtet sich in Richtung der Strömung aus. Die Genauigkeit der Richtungsmessung beträgt nach Herstellerangaben $\pm 5^\circ$ bei Strömungsgeschwindigkeiten von 5 - 100 cm/s und $\pm 7,5^\circ$ bei Geschwindigkeiten von 2,5 – 5 und 100 – 200 cm/s bei einer Auflösung von $0,35^\circ$. Der Betrag der Geschwindigkeit wird mit einem Rotor mit magnetischer Kopplung gemessen. Es können Strömungen von 2 cm/s bis 295 cm/s gemessen werden mit einer Genauigkeit von ± 1 cm/s oder 4 % des aktuellen Wertes, je nachdem welcher Wert größer ist. Im Gehäuse des Strömungsmessers befindet sich ein Gerät zur Datenaufzeichnung, zusätzlich mit einer Quarzuhr ausgestattet, so dass die Daten in Echtzeit aufgenommen werden können. Für die Analyse der Partialtiden werden die Daten der Strömungsgeschwindigkeit und der Strömungsrichtung³ verwendet.

³ Die Daten wurden vom WSA Cuxhaven und WSA Hamburg zur Verfügung gestellt.

4.8.2 Standorte

Bei den vorliegenden Daten handelt es sich teilweise um Daten aus Langzeitstationen, die durch zusätzliche Strömungsmessgeräte ergänzt werden. Zwischen Elbmündung und Hamburg werden Daten von acht Strömungsmessgeräten an sechs verschiedenen Standorten verwendet. Die einzelnen Strömungsmesser sind in Tabelle 4.3 unter Angabe der genauen Position (Gauss-Krüger-Koordinaten) und der Messtiefe über der Sohle aufgelistet.

Standort	Stromkilometer	Rechtswert	Hochwert	Tiefe [m ü.Sohle]
Scharhörn	745,1	3464800	5981941	2,5
Cuxhaven A – Spitzsand-West	731,1	3479190	5978555	2,5
Cuxhaven B – Steinriff	731,4	3477540	5977080	2,5
Brunsbüttel – Krummendeich	693,6	3511587	5971410	2,5
Glückstadt A – Rhinplatte-Nord	676,5	3524600	5962900	8,5 (Oberfläche)
Glückstadt B – Rhinplatte-Nord	676,5	3524600	5962900	1,5
Schulau A – Hanskalbsand	643,0	3544600	5937350	8 (Oberfläche)
Schulau B – Hanskalbsand	643,0	3544600	5937350	1,5

Tabelle 4.3: Standorte der Strömungsmessgeräte

4.8.3 Daten

Die Daten von acht Strömungsmessern liegen für den Zeitabschnitt vom 1.4.1998 - 31.7.1998 vor. Die Aufbereitung der Datensätze hat ergeben, dass nicht alle Datenreihen über die gesamte Dauer vollständig sind. Die Fehler werden anhand visueller Untersuchungskriterien erfasst: Jeder Wert, der außerhalb des Toleranzbereiches (Strömungsrichtung: $\pm 15^\circ$, Strömungsgeschwindigkeit: $\pm 15\text{cm/s}$) liegt, wird eingehend auf seine Plausibilität untersucht. Hierbei dienen die Daten benachbarter Stationen sowie Daten an ortsnahen Pegeln aus dem Gewässerkundlichen Jahrbuch (1998) als Informationsquelle. Unplausible Daten sind entfernt worden und keine interpolierten Daten sind hinzugefügt worden. Die Ergebnisse sind in Tabelle 4.4 dargestellt.

An der Station Cuxhaven B tritt nach 84 Messtagen ein dauerhafter Fehler auf, so dass die Daten für die Partialtidenanalyse unbrauchbar sind. Aus diesem Grund ist die Zeitreihe gekürzt worden.

Standort	Unbearbeitete Daten			Bearbeitete Daten		
	τ/d	%	Σn	τ/d	%	Σn
Scharhörn	122	71,9	2	122	71,9	2
Cuxhaven A – Spitzsand-West	122	100	1	122	100	1
Cuxhaven B – Steinriff	122	100	2	84	100	1
Brunsbüttel – Krummendeich	122	100	1	122	100	1
Glückstadt A – Rhinplatte-Nord	105	99,7	3	105	99,7	3
Glückstadt B – Rhinplatte-Nord	113	77,0	5	113	77,0	5
Schulau A – Hanskalbsand	122	99,8	4	122	99,7	5
Schulau B – Hanskalbsand	86	99,2	3	86	99,2	3

Tabelle 4.4: Kontinuität der Strömungsmessung nach Standorten

Es bedeuten im einzelnen:

- τ/d Länge der Zeitreihe in Tagen
 % kontinuierlicher Anteil (Lücken < ½ h)
 Σn Anzahl kontinuierlicher Intervalle

5 Tidekennwerte der ausgewählten Daten

5.1 Mittleres Tidehochwasser, mittleres Tideniedrigwasser, mittlerer Tidehub

Gebiet	Pegelname	MThw ₉₈ [m]	MTnw ₉₈ [m]	MThb ₉₈ [m]	T _{F98} [min]	T _{E98} [min]	T _F /T _{E98}
Ems	Leerort	1.77	-1.82	3.59	305.42	439.11	0.70
Ems	Emden	1.48	-1.83	3.32	368.26	376.43	0.98
Ems	Emshörn	1.21	-1.40	2.61	358.24	386.16	0.93
Ems	Borkum Fischer- balje	1.17	-1.27	2.44	369.84	374.95	0.99
Ostfriesland	Norderney Riffgat	1.25	-1.25	2.51	365.37	379.71	0.96
Ostfriesland	Langeoog	1.45	-1.30	2.76	363.86	380.12	0.96
Jade	WHV Alter Vor- hafen	1.84	-2.10	3.93	377.95	367.28	1.03
Jade	WHV Neuer Vorhafen	1.77	-1.35	3.87	375.30	369.96	1.01
Jade	Voslapp	1.67	-1.90	3.56	371.51	374.51	0.99
Jade	Mellum Plate	1.41	-1.74	3.14	350.98	394.59	0.89
Jade	Wangerooge- Nord	1.40	-1.54	2.93	350.47	394.98	0.89
Weser	Bremen Gr. Weserbrücke	2.55	-1.69	4.24	308.85	436.16	0.71
Weser	Veogesack	2.38	-1.57	3.95	333.70	411.33	0.81
Weser	Brake	2.11	-1.91	4.02	353.22	391.78	0.90
Weser	BHV Alter Leuchtturm	1.79	-2.06	3.85	372.25	372.83	1.00
Weser	Robbensüdsteert	1.70	-1.93	3.64	371.47	373.71	0.99
Weser	Leuchtturm Alte Weser	1.35	-1.59	2.95	353.24	391.73	0.90
Elbe	Schulau	1.86	-1.42	3.27	324.01	421.11	0.77
Elbe	Glückstadt	1.55	-1.29	2.84	332.29	412.85	0.80
Elbe	Brunsbüttel	1.49	-1.35	2.84	324.62	420.33	0.77
Elbe	Cuxhaven	1.50	-1.51	3.01	333.97	411.05	0.81

Tabelle 5.1: Tidekennwerte MThw, MTnw, MThb, T_F, T_E und T_F/T_E (April – Juli) an verschiedenen Standorten im Jahr '98

KFKI Projekt "Charakterisierung der Tidekurve"

Gebiet	Pegelname	MThw ₉₈ [m]	MTnw ₉₈ [m]	MThb ₉₈ [m]	T _{F98} [min]	T _{E98} [min]	T _F /T _{E98}
Elbe	Zehnerloch (Bake W)	1.49	-1.54	3.03	342.45	402.49	0.85
Elbe	Grosser Vogel-sand	1.50	-1.55	3.06	350.44	394.59	0.89
Elbe	Scharhörn (Bake C)	1.46	-1.61	3.07	352.03	393.02	0.90
Elbe	Scharhörn Riff (Bake A)	1.39	-1.60	2.98	348.20	396.94	0.88
Eider	Trischen West	1.53	-1.58	3.12	354.82	389.88	0.91
Eider	Büsum	1.64	-1.66	3.31	388.03	357.23	1.09
Eider	Eidersperwerk AP	1.63	-1.48	3.10	314.52	430.88	0.73
Eider	Blauort-Norderpiep	1.55	-1.62	3.17	367.09	378.03	0.97
Nordfriesland	Süderoogsand	1.35	-1.59	2.94	344.19	400.85	0.86
Nordfriesland	Südfall	1.49	-1.81	3.30	365.88	379.17	0.96
Nordfriesland	Husum	1.72	-1.92	3.65	360.40	384.40	0.94
Nordfriesland	Wittdün	1.22	-1.49	2.71	342.41	402.67	0.85
Nordfriesland	Wyk	1.30	-1.57	2.88	356.87	388.37	0.92
Nordfriesland	Dagebüll	1.37	-1.69	3.06	345.14	399.94	0.86
Nordfriesland	Hörnum Hafen	0.95	-1.13	2.08	380.18	364.48	1.04
Nordfriesland	Hörnum West	0.91	-1.08	2.01	329.22	415.58	0.79
Nordfriesland	Messpfahl West-erland	0.74	-1.08	1.82	326.92	418.07	0.78
Nordfriesland	List Hafen	0.81	-1.03	1.84	375.86	369.27	1.02
Nordfriesland	List West	0.71	-1.17	1.89	337.02	407.92	0.83
Helgoland	Helgoland	1.16	-1.31	2.47	340.03	404.96	0.84

Tabelle 5.1: Tidekennwerte MThw, MTnw, MThb, T_F, T_E und T_F/T_E (April – Juli) an verschiedenen Standorten im Jahr '98

Mit Hilfe der Tidekennwerte lässt sich die Analyse der Tide an dem jeweiligen Pegelstandort vervollständigen. Es handelt sich dabei um Kennwerte, mit denen mittlere Verhältnisse der Tide beschrieben werden.

Die vorliegenden Kennwerte sind aus den Wasserstandsdaten als arithmetische Mittelwerte aus 4-monatigen Zeitreihen berechnet worden. Die Wasserstandsdaten liegen im Jahr '98 an 44 Standorten überwiegend in der Zeitspanne vom 1. April bis zum 31. Juli in 1-minütigem Abstand vor (vgl. Tabelle 4.1). Bei den hier berechneten Tidekennwerten handelt es sich um das mittlere Tidehochwasser (**MThw**), das mittlere Tideniedrigwasser (**MTnw**), den mittleren Tidehub (**MThb**), die mittlere Ebbedauer (**T_E**), die mittlere Flutdauer (**T_F**) und

das Verhältnis von Flutdauer zu Ebbedauer (T_F/T_E). Die Ergebnisse sind für jeden Standort in Tabelle 5.1 aufgelistet. Eine grafische Darstellung findet sich in den Abbildungen 5.1-5.3.

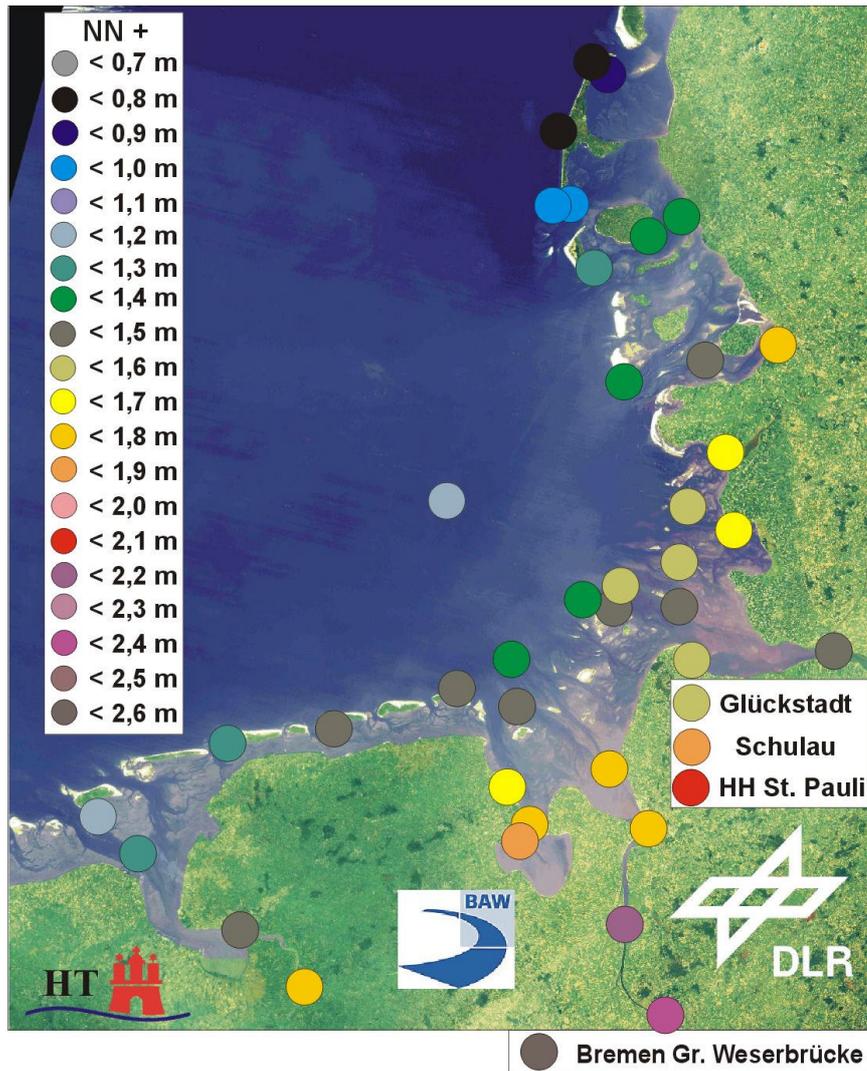


Abbildung 5.1: Mittleres Tidehochwasser an ausgewählten Pegelstandorten im Zeitabschnitt 1.4.-31.7.1998

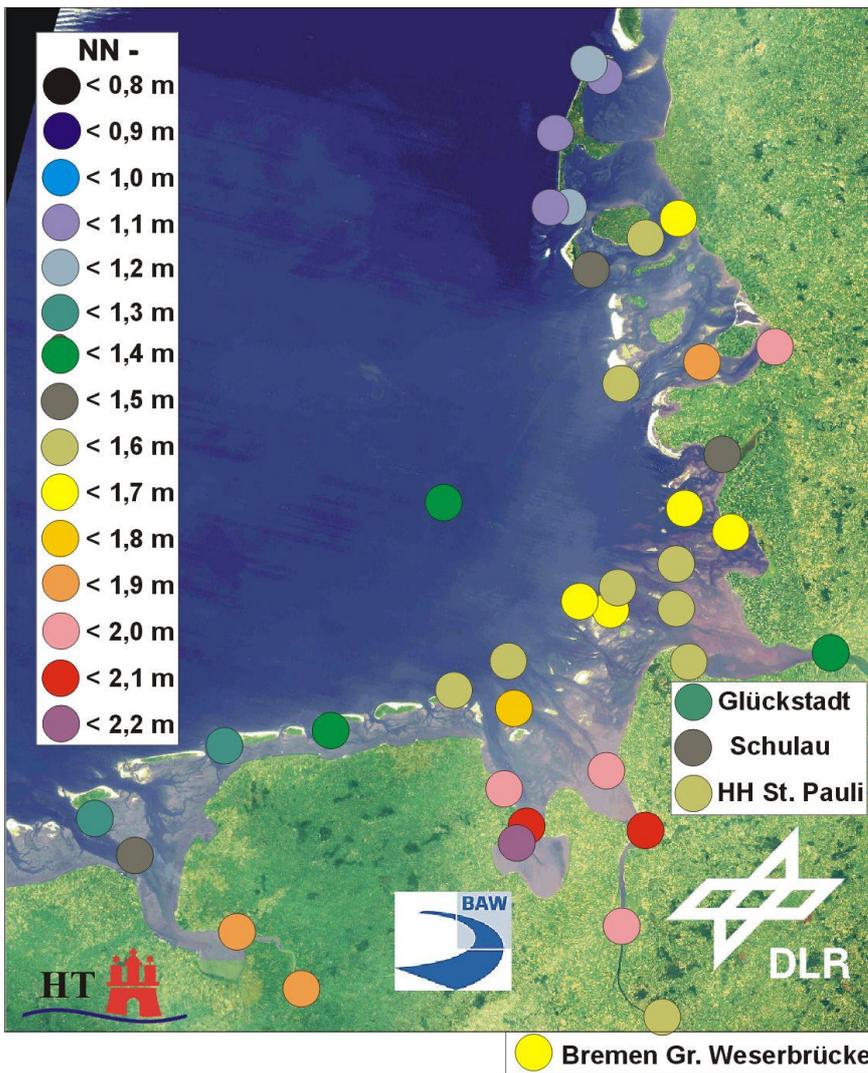


Abbildung 5.2: Mittleres Tideniedrigwasser an ausgewählten Pegelstandorten im Zeitabschnitt 1.4.- 31.7.1998

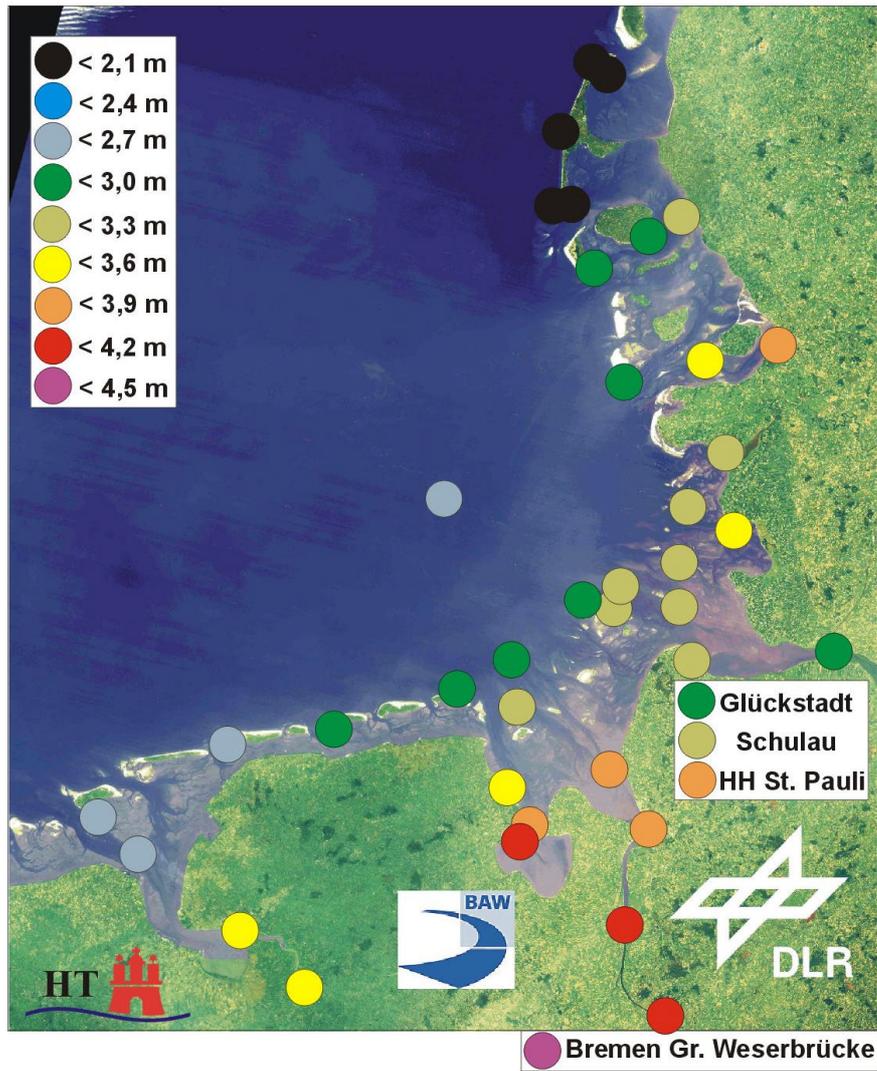


Abbildung 5.3: Mittlerer Tidehub an ausgewählten Pegelstandorten im Zeitabschnitt 1.4.-31.7.1998

Die im folgenden diskutierten Kennwerte sind aus einem kurzen Zeitintervall von 4 Monaten im Rahmen dieser Arbeit berechnet worden. Für fundiertere Analysen sollten längere Zeitreihen verwendet werden, da Trends und langfristige Entwicklungen nur aus längeren Datensätzen ermittelt werden können. Die lokalen Unterschiede der Tidekennwerte der einzelnen Sequenzen sind ausgesprochen gering. Zum Teil sind die Unterschiede geringer als bei langjährigen Studien über die gesamte Zeitspanne. Sie liegen an vielen Pegelstandorten innerhalb der Standardabweichung und halten somit einer Signifikanzprüfung nicht stand. Die zeitliche und räumliche Auflösung der Daten ist so gering, dass die Ergebnisse der Untersuchungen nicht als dekadischer Trend für die betrachtete Region beurteilt werden können. Die Ergebnisse werden vielmehr als Anhaltswert der Unterschiede der Tidekurve zwischen den Zeitspannen der Jahre '55, '75 und '98 betrachtet.

Im folgenden werden die wichtigsten Ergebnisse diskutiert, wobei sich zeigt, dass sich die gewählten topografischen und inhaltlichen Themen in den Tidekennwerten wieder finden. Ein differenziertes Bild für die gesamte südöstliche Nordsee, wie es SIEFERT und LASSEN (1985, 1991) und LASSEN und SIEFERT (1996) aufgrund der großen Datenmenge darstellen, ist hier nicht erstellt worden, da die räumliche und zeitliche Auflösung vergleichbar gering ist. Flächenhafte Darstellungen werden anhand der Modellergebnisse in Kapitel 8 erläutert.

Es werden in dieser Studie Daten in einer vergleichsweise windarmen Periode verwendet, um den Einfluss der Meteorologie gering zu halten. Im Vergleich dazu geht der Einfluss der Meteorologie in die Berechnungen von SIEFERT und LASSEN (1985) ein, da die Autoren Mittelwerte über langjährige Datensätze bilden.

Einen dominierenden Einfluss auf das Gezeitensignal hat die M_2 -Gezeit im Untersuchungsgebiet. Die dafür relevante Amphidromie der M_2 -Gezeit liegt nordwestlich von Sylt.

Als Amphidromie wird der Punkt (Bereich) bezeichnet, an dem die Amplituden sehr klein sind. Diese Punkte bilden quasi die Drehpunkte der jeweiligen Tidekomponente (Einzeltide), was anhand der Auswertung der Eintrittszeiten (Phasen) deutlich wird. Die Existenz der amphidromischen Punkte erklärt sich aus der Drehbewegung der Erde (Corioliskraft), bei der auf der Nordhalbkugel die Strömung nach rechts abgelenkt wird. Dieses führt in dem Tidebecken der Nordsee zu einer gegen den Uhrzeigersinn drehenden Tide mit der Amphidromie als Drehpunkt. Im Gebiet der Nordsee gilt allgemein, je weiter der Auswertepunkt von der Amphidromie entfernt ist, desto größer ist die Amplitude. Die Lage der Amphidromie für die halbtägigen Tidekomponenten M_2 und S_2 befindet sich in etwa auf der Länge von Ameland und der Breite von Esbjerg.

Im Bereich um Sylt ist an allen Pegeln, wie erwartet, das geringste MThw, das höchste MTnw und der geringste MThb gemessen worden. Mit zunehmender Entfernung von der Amphidromie steigt das MThw und sinkt das MTnw, so dass der MThb steigt. Diese Veränderungen in Abhängigkeit von der Entfernung zum Knotenpunkt sind nicht gleichmäßig,

sondern schwanken, bedingt durch den Einfluss der topografischen Gegebenheiten auf die hydrologischen Verhältnisse.

Der Einfluss vorgelagerter Watten und Inseln und der unterschiedlichen Wassertiefe im Küstenvorfeld auf die Höhe des MThw und MTnw ist an verschiedenen Standorten zu beobachten. In der inneren Deutschen Bucht liegt beispielsweise ein räumlich dichter Wechsel der MThw-Höhen aufgrund der dortigen komplexen Topografie vor. Diese Region ist geprägt durch Watten ohne vorgelagerte Inseln und durch die Mündungsbereiche der Ästuarare. Die topografischen und hydrologischen Gegebenheiten verhindern dort einen kontinuierlichen Anstieg des MThw. Beim Tideniedrigwasser wird dieser Effekt noch deutlicher sichtbar als beim Tidehochwasser.

Flussaufwärts verändern sich die Tidekennwerte stark, bedingt durch die Topografie des Ästuarare. Die Tidewelle wird im Ästuar durch Advektion, Reflexion und Dissipation mit folgenden Auswirkungen verformt: Das MThw steigt gleichmäßig flussaufwärts an, wobei in der Weser der Anstieg am größten ausfällt, in der Ems am geringsten. Verglichen mit den weiter seewärts gelegenen Pegeln sinkt das MTnw in Ems, Jade, Weser und Elbe ästuaraufwärts ab. Minimale Werte werden im Bereich der Mündung und im Innersten der Ästuarare beobachtet. Verbunden mit hohem MThw werden im Inneren der Ästuarare die höchsten MThb gemessen. Anhand der Tidekennwerte zeigt sich, dass Veränderungen des Tnw viel enger an die topografischen Verhältnisse angepasst sind, als Veränderungen des Thw.

Im Jahr '98 ist das MTnw bei den Inseln Borkum, Norderney und Langeoog annähernd gleich hoch. Dagegen ist es bei Wangerooge deutlich niedriger. Diese Verhältnisse dokumentieren auch SIEFERT und LASSEN (1985). Ihrer Meinung nach ist dieses Phänomen bedingt durch die Lage einer sogenannten zentralen Tidezone. Während die Inseln von Borkum bis Langeoog noch in dieser sog. zentralen Tidezone liegen, wo auf „rd. 130 x 50 km ... nicht mehr als 1 dm in der Höhe unterschiedliche Wasserstände auftreten.“ (SIEFERT UND LASSEN, 1985:60), ist Wangerooge der erste Pegel, der am Rand der Zone liegt und damit einen deutlich geringeren MTnw-Wert hat.

Insbesondere im Bereich der Wattflächen zeigt sich deutlich der Einfluss der Topografie, da hier nicht gleichförmig Linien gleicher Wasserstände gezogen werden können. Die jeweilige Lage, z.B. einer Plate, einer Rinne etc. muss berücksichtigt werden.

Als Beispiel für den Abfall des MTnw von See in geschlossenen Buchten hinein sind die Standorte Süderoogsand – Südfall – Husum genannt. Insgesamt beträgt die Differenz der MTnw-Werte zwischen Helgoland und Husum 61 cm. Das besonders niedrige MTnw in Husum führt dort zu einem hohen MThb von 365 cm. Im Vergleich dazu verringern sich die MTnw-Werte im Bereich der umströmten Insel Föhr ebenfalls in Richtung Küste. Die Differenz der Werte zwischen Helgoland und Dagebüll beträgt nur 38 cm.

Die Tideverhältnisse von der Ems bis zur Jade weisen einen leichten Anstieg des MThw von West nach Ost auf, verbunden mit einem leichten Absenken des MTnw. Daraus resultiert ein leichter Anstieg des MThb von West nach Ost. Hinter den ostfriesischen Inseln verläuft dieser Anstieg fast parallel von WSW nach ONO.

So führt möglicherweise das Ebbwasservolumen von Weser und Elbe dazu, dass das MTnw in den nördlichen Bereichen von Außenweser und Außenelbe rd. 1 dm höher als in näherer Umgebung ist, was u.a. das enge Muster der differierenden MTnw-Werte in diesem Bereich auf der Abbildung 5.2 erklärt. Umgekehrte Verhältnisse herrschen beim MThw, so dass bei Tideniedrigwasser und bei Tidehochwasser Gradienten der Wasserstände auftreten, ohne Trennungen durch Bänke oder Sände.

Mittlere Ebbe- und Flutdauer, mittleres Verhältnis Flut- zu Ebbdauer T_F/T_E

Das Verhältnis von Flut- zu Ebbdauer ist ein Kennwert, der die Asymmetrie der Tidekurve kennzeichnet. Ist der Kennwert größer als 1, dann ist die Flutdauer länger als die Ebbdauer und umgekehrt. Sehr übersichtlich und schnell lassen sich mit Hilfe des Verhältnisses T_F/T_E Veränderungen der Tidekurve ermitteln.

Die Ergebnisse sind für alle Standorte in Tabelle 5.1 aufgelistet und in den Abbildungen 5.4 bis 5.6 an jedem Standort dargestellt.

Vorausgesetzt dass der Einfluss der Reibung vernachlässigt werden kann, ist das Verhältnis von T_F/T_E im Tiefwasserbereich gleich 1. Dieses Verhältnis ist in der inneren Deutschen Bucht nicht gegeben. Selbst bei Helgoland ist die Flutdauer deutlich geringer als die Ebbdauer. Der dort für 1998 bestimmte Wert ($T_F/T_E = 0.84$) stimmt mit dem von SIEFERT und LASSEN (1996) berechneten Wert ($T_F/T_E \leq 0.85$) überein. Mit zunehmendem Einfluss der Reibung verändert sich die Tidekurve in Richtung Küste und wird asymmetrischer, d.h. die Flutdauer verkürzt sich. In Abhängigkeit von der Topografie bildet das Verhältnis T_F/T_E in der inneren deutschen Bucht ein räumlich differenziertes Muster ab.

Weiterhin werden Bereiche gleich langer Flut- und Ebbdauern in Übereinstimmung mit Ergebnissen von SIEFERT und LASSEN (1996) beobachtet. Standorte mit nahezu symmetrischer Tidekurve sind die Bereiche Jadebusen, Spikaer Neufeld, Büsum und der Bereich der Norderhever (Küstenbereich) sowie die Watten an der Ostküste von Sylt.

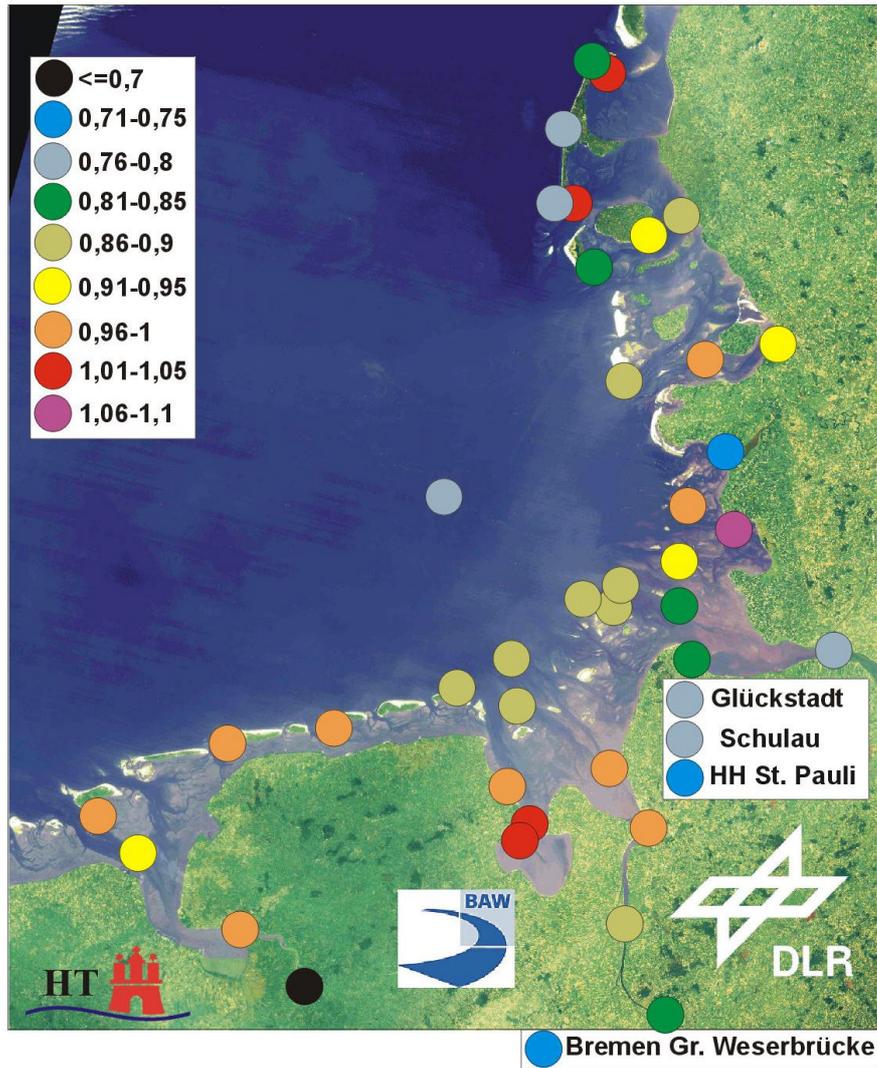


Abbildung 5.4: Mittleres Verhältnis von Flut- zu Ebbedauer T_F/T_E an ausgewählten Pegelstandorten im Zeitabschnitt 1.4.- 31.7.1998

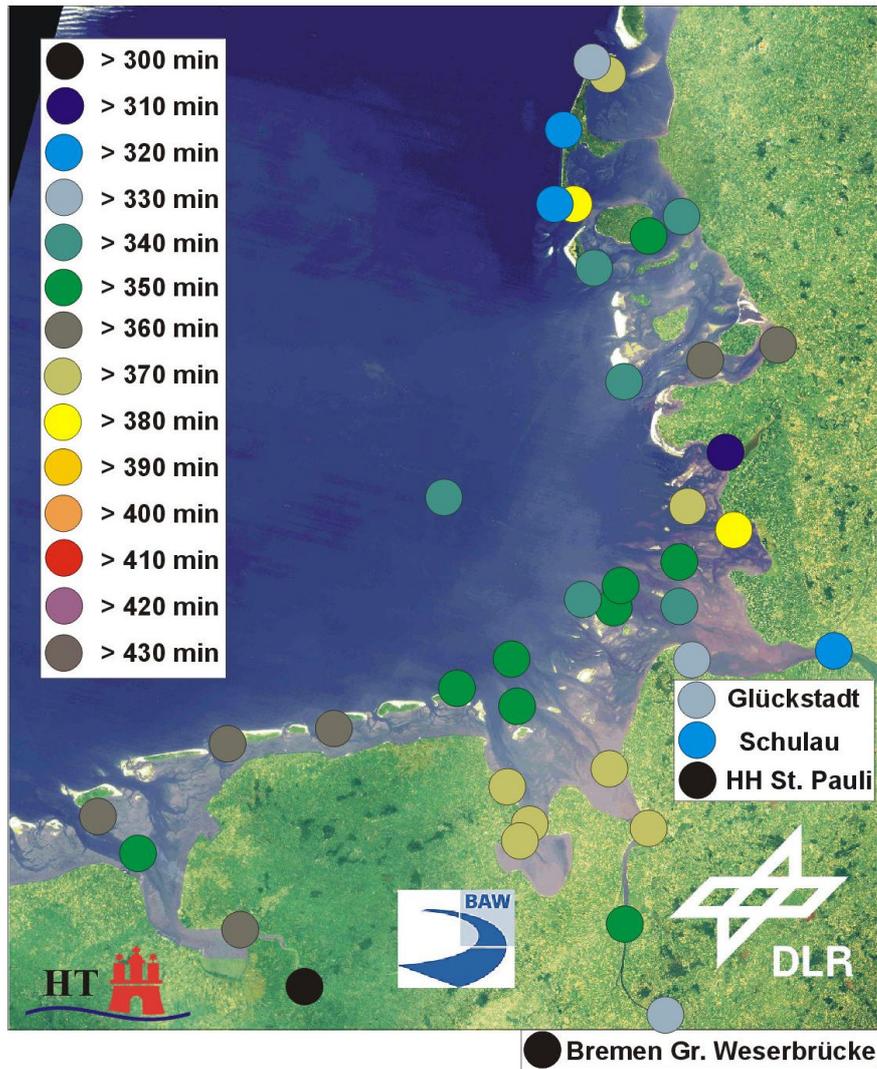


Abbildung 5.5: Mittlere Flutdauer T_F an ausgewählten Pegelstandorten im Zeitabschnitt 1.4.- 31.7.1998

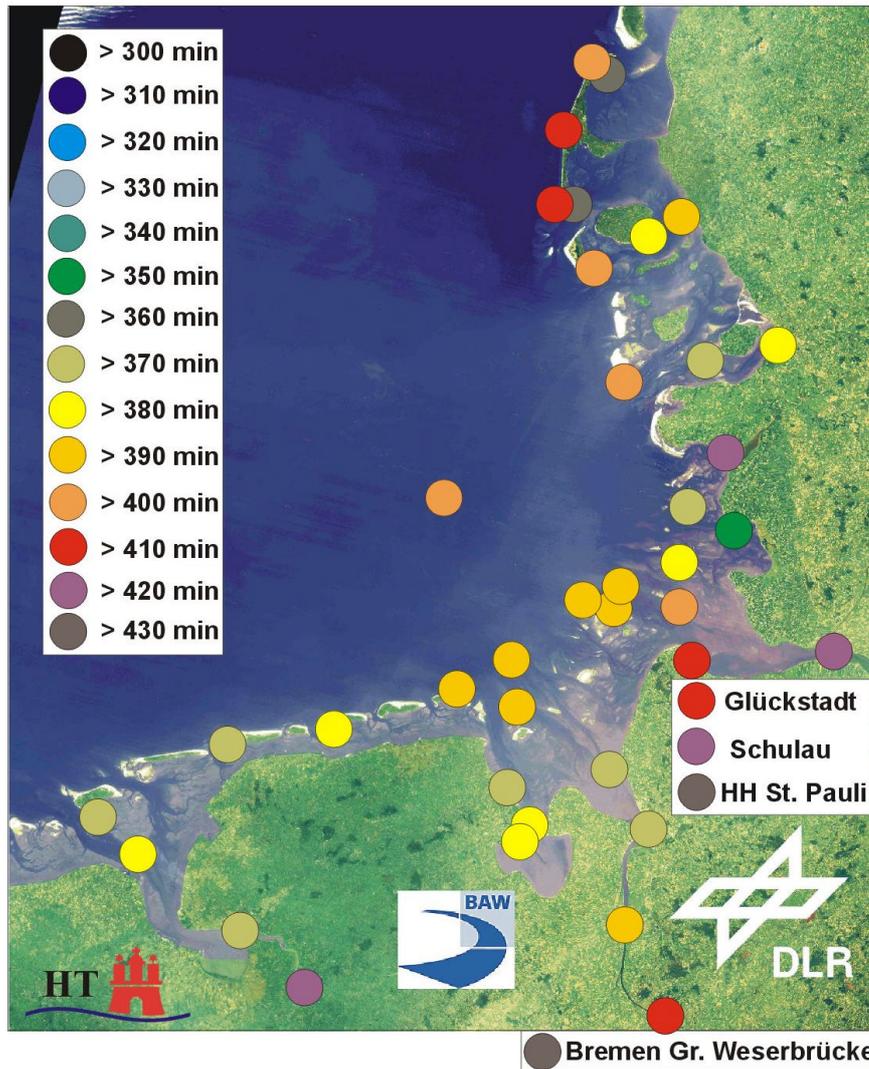


Abbildung 5.6: Mittlere Ebbedauer T_E an ausgewählten Pegelstandorten im Zeitabschnitt 1.4.- 31.7.1998

An den ostfriesischen Inseln beträgt das Verhältnis T_F/T_E 0.96 - 1. Das Gebiet von der Ems zur Jade zeichnet sich durch gleichmäßige Strukturen und geringe Veränderungen aus. Die Ästuare sind gekennzeichnet durch ein Aufteilen der Tidekurve, was z.B. zu Verhältnissen T_F/T_E von 0.71 - 0.75 in der Elbe führt. In der Ems wird die Tidekurve noch asymmetrischer ($T_F/T_E \leq 0.7$). Auch weist die Weser deutlich kürzere Flutstromdauern als Ebbstromdauern auf. Nur in der Jade werden symmetrische Tidekurvenformen beobachtet. Hier betragen die Werte bis zu 1.05.

Der Küstenbereich zwischen Jade und Elbe zeichnet sich durch ein Verhältnis T_F/T_E von 0.86 - 1.05 aus, das mit Beobachtungen von SIEFERT UND LASSEN (1985) übereinstimmt ($T_F/T_E = 0.78 - 1.08$).

Südlich von Pellworm im Bereich Heverstrom bis Husum treten Verhältnisse von Flut- zu Ebbedauer von 0.91 - 1.0 auf.

Besondere Tideverhältnisse herrschen im Bereich Norderaue und Sylt. Der Pegel Hörnum Hafen weist Werte deutlich über 1 auf. Auf der Westseite der Insel Sylt beträgt T_F/T_E 0.76 - 0.8. Demzufolge ist davon auszugehen, dass die Wasserstände in der Norderaue zum Füllen des Oberlaufes des Hörnumtiefs dienen und mit einem wirksamen Reststromvolumen von Süd nach Nord verbunden sind. Dies bestätigen auch SIEFERT ET AL. (1980).

Weiterhin gibt es im Bereich der Insel Sylt starke Unterschiede des Verhältnisses T_F/T_E . An der landseitigen Küste der Insel nördlich und südlich des Hindenburgdammes betragen die Werte ≥ 1.0 . An der Westküste von Sylt sind die Werte mit 0.76 - 0.81 deutlich geringer, wobei die Werte im Süden der Westküste geringer sind als im Norden.

5.2 Zeitliche Unterschiede

Pegelname	MThw ₅₅ [m]	MThw ₇₅ [m]	MThw ₉₈ [m]	MTnw ₅₅ [m]	MTnw ₇₅ [m]	MTnw ₉₈ [m]	MThb ₅₅ [m]	MThb ₇₅ [m]	MThb ₉₈ [m]
Norderney Hafen	1.15	1.08	1.25	-1.29	-1.39	-1.25	2.45	2.48	2.51
Bremen Gr. We- serbrücke	2.36	2.43	2.55	-1.03	-1.39	-1.69	3.40	3.83	4.24
Veogesack	2.14	2.22	2.38	-1.18	-1.50	-1.57	3.32	3.72	3.95
L.T. Roter Sand/Alte Weser	1.16	1.21	1.35	-1.73	-1.72	-1.59	2.91	2.93	2.95
Hamburg St. Pauli	1.87	1.92	2.06	-0.66	-1.21	-1.58	2.52	3.12	3.64
Glückstadt	1.51	1.40	1.55	-1.20	-1.37	-1.29	2.72	2.78	2.84
Cuxhaven	1.42	1.41	1.50	-1.58	-1.64	-1.51	3.00	3.05	3.01
Büsum	1.50	1.48	1.64	-1.82	-1.89	-1.66	3.33	3.36	3.31
Hun- deknöll/Eidersperr werk AP	1.45	1.41	1.63	-1.75	-1.78	-1.48	3.20	3.19	3.10
Husum	1.50	1.52	1.72	-1.90	-2.01	-1.92	3.41	3.53	3.65
Wittdün	1.01	1.07	1.22	-1.48	-1.58	-1.49	2.50	2.65	2.71
Wyk	1.09	1.17	1.30	-1.58	-1.68	-1.57	2.67	2.85	2.88
Dagebüll	1.15	1.18	1.37	-1.56	-1.79	-1.69	2.72	2.97	3.06
Hörnum Hafen	0.78	0.72	0.95	-1.14	-1.30	-1.13	1.92	2.01	2.08
Helgoland	1.07	1.03	1.16	-1.32	-1.41	-1.31	2.40	2.44	2.47

Tabelle 5.2: Tidekennwerte MThw, MTnw, MThb (April – Juli) an verschiedenen Standorten in den Jahren '55, '75 und '98.

Pegelname	T _{F55} [min]	T _{F75} [min]	T _{F98} [min]	T _{E55} [min]	T _{E75} [min]	T _{E98} [min]	T _F /T _{E55}	T _F /T _{E75}	T _F /T _{E98}
Norderney Hafen	366.411	362.028	365.369	378.823	383.161	379.711	0.97	0.94	0.96
Bremen Gr. We- serbrücke	290.497	294.616	308.850	455.149	450.535	436.159	0.64	0.65	0.71
Veogesack	317.518	324.312	333.704	428.101	420.914	411.330	0.74	0.77	0.81
L.T. Roter Sand/Alte Weser	348.818	345.709	353.236	395.827	400.112	391.730	0.88	0.86	0.90
Hamburg St. Pauli	293.387	299.953	309.528	452.143	445.034	435.494	0.65	0.67	0.71
Hundeknöll/Eider- sperrwerk AP	346.834	323.086	314.522	399.376	421.875	430.877	0.87	0.77	0.73

Tabelle 5.3: Tidekennwerte TF, TE, TF/TE (April – Juli) an verschiedenen Standorten in den Jahren '55, '75 und '98.

Glückstadt	317.116	321.933	332.295	428.245	423.407	412.853	0.74	0.76	0.80
Cuxhaven	337.585	339.028	333.970	407.733	406.461	411.052	0.83	0.83	0.81
Büsum	393.914	387.363	388.029	351.883	357.577	357.234	1.12	1.08	1.09
Husum	367.690	355.166	360.399	377.783	389.760	384.403	0.97	0.91	0.94
Wittdün	349.766	338.777	342.414	395.336	406.193	402.674	0.88	0.83	0.85
Wyk	356.307	353.351	356.874	389.178	391.721	388.370	0.92	0.90	0.92
Dagebüll	337.542	341.343	345.143	407.736	403.605	399.943	0.83	0.85	0.86
Hörnum Hafen	358.909	374.921	380.185	386.302	370.190	364.478	0.93	1.01	1.04
Helgoland	341.979	337.983	340.030	403.485	406.944	404.957	0.85	0.83	0.84

Tabelle 5.3: Tidekennwerte T_F , T_E , T_F/T_E (April – Juli) an verschiedenen Standorten in den Jahren '55, '75 und '98.

In Anlehnung an die Ergebnisse der Analyse der Wasserstandsdaten aus dem Jahr 1998 sind die mittleren Tidekennwerte (M_{Thw} , M_{Tnw} , M_{Thb} , T_F , T_E , T_F/T_E) für den Zeitabschnitt April bis Juli der Jahre 1975 und 1955 ermittelt worden. Die Bezeichnung erfolgt mittels Index des Untersuchungsjahres, z.B. M_{Thw}_{55} . Dargestellt sind die Ergebnisse in den Tabelle 5.2 und 5.3 und den Abbildungen 5.7 bis 5.10.

Für die drei Sequenzen stehen im Rahmen dieser Arbeit Wasserstandsdaten an 15 Standorten zur Verfügung (Helgoland, Wittdün, Wyk, Dagebüll, Hörnum Hafen, Büsum, Norderney, L.T. Alte Weser/L.T. Roter Sand, Bremerhaven (L.T./Doppelschleuse), Vegesack, Bremen Große Weserbrücke, Cuxhaven, Glückstadt, Hamburg St. Pauli, Eidersperrwerk AP/Hundeknöll). An den Standorten Unterer Wittsand, Sahlenburger Tief und Spikaer Watt stehen Daten im Jahr '75 zur Verfügung.

Hervorzuheben ist, dass große und signifikante Unterschiede der Tidekennwerte an den Pegelstandorten beobachtet werden, die starken anthropogen und natürlich bedingten topografischen Veränderungen unterliegen.

Die Pegelstandorte, an denen signifikante Unterschiede der Tidekennwerte vorliegen, sind in Tabelle 5.4 genannt.

<i>Thw</i>	<i>Tnw</i>	<i>Thb</i>	<i>Flutdauer</i>	<i>Ebbedauer</i>
<i>Differenzen 1955-1975</i>	<i>Differenzen 1955-1975</i>	<i>Differenzen 1955-1975</i>	<i>Differenzen 1955-1975</i>	<i>Differenzen 1955-1975</i>
Keine signifikanten Differenzen	Bremen Gr. Weserbrücke, Vegesack, Hamburg St. Pauli	Bremen Gr. Weserbrücke, Vegesack, Hamburg St. Pauli, Nordfriesland Dagebüll	Eidersperrwerk AP, Hörnum Hafen, Wittdün, Büsum, Husum, Vegesack, Hamburg St. Pauli	Eidersperrwerk AP, Hörnum Hafen, Wittdün, Büsum, Husum, Vegesack, Hamburg St. Pauli
<i>Differenzen 1975 – 1998</i>	<i>Differenzen 1975 – 1998</i>	<i>Differenzen 1975 – 1998</i>	<i>Differenzen 1975 – 1998</i>	<i>Differenzen 1975 – 1998</i>
Hörnum Hafen	Bremen Gr. Weserbrücke, Hamburg St. Pauli, Eidersperrwerk AP	Bremen Gr. Weserbrücke, Hamburg St. Pauli	Bremen Gr. Weserbrücke, Vegesack, L.T. Alte Weser, Hamburg St. Pauli, Glückstadt, Eidersperrwerk AP	Bremen Gr. Weserbrücke, Vegesack, L.T. Alte Weser, Hamburg St. Pauli, Glückstadt, Husum, Hörnum Hafen, Eidersperrwerk AP

Tabelle 5.4: Pegelstandorte mit signifikanten Tidekennwertdifferenzen bezogen auf einzelne Zeitabschnitte

5.2.1 Weser

Die Pegel im Weserästuar werden während der Untersuchungszeitspanne von natürlichen Änderungen und zusätzlich von Vertiefungen und Vordeichungen beeinflusst. Daher folgt ein Überblick über die Vertiefungen.

Die Unterweser wurde zwischen 1953 und 1958 von 8 m auf 8,7 m unter SKN vertieft, die Außenweser 1950/66 auf 11 m unter SKN. 1968/80 fand der Ausbau der Außenweser auf 12 m unter SKN und 1973/80 der Ausbau der Unterweser auf 9 m unter SKN statt.

Im allgemeinen ist bei einem Vergleich des **MThb** zwischen den Zeitpunkten '55, '75 und '98 eine geringe Zunahme in der gesamten Deutschen Bucht zu beobachten. Die Veränderungen in der Weser - insbesondere an den Standorten Vegesack und Bremen Große Weserbrücke - heben sich deutlich von dieser Verteilung ab: Ein enormer Unterschied des MThb von jeweils bis zu 40 cm besteht zwischen 1955 und 1975 und zwischen 1975 und 1998 an diesen Standorten. Diese Veränderungen sind verbunden mit einem jeweils verringerten MTnw und einem jeweils erhöhtem MThw (vgl. Abbildungen 5.7 – 5.9).

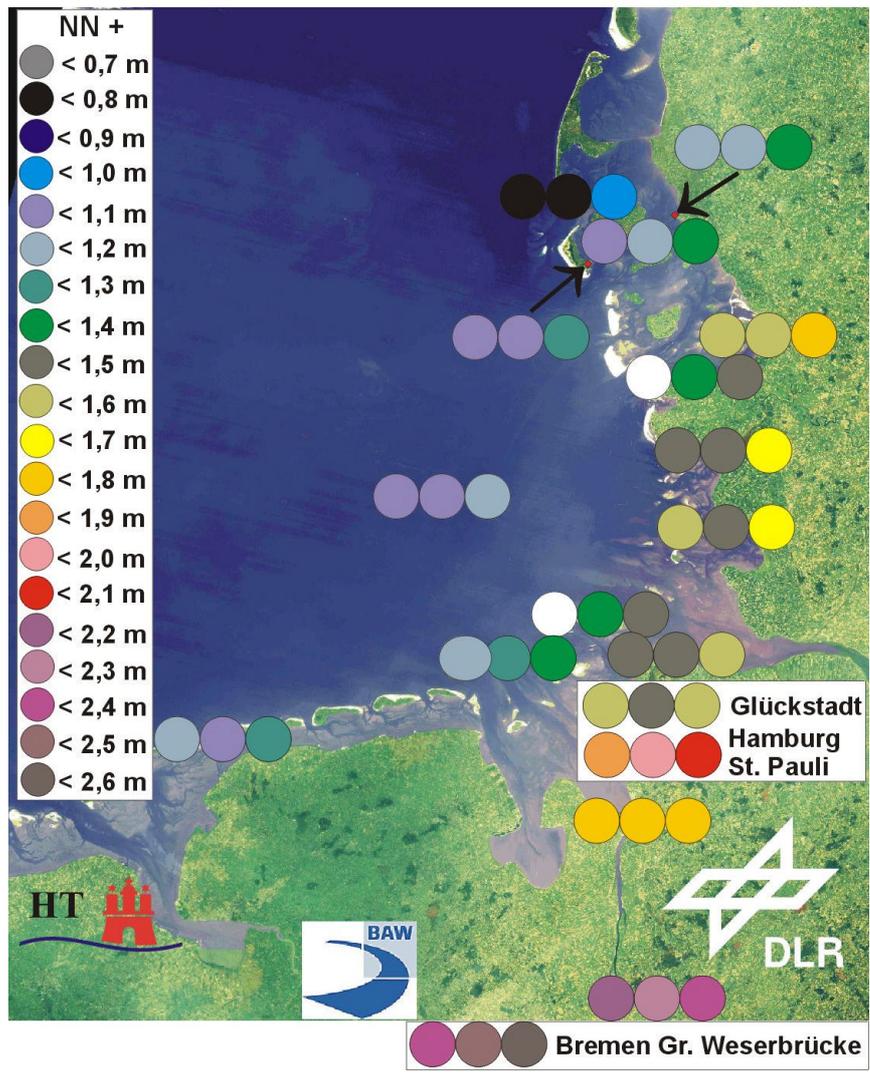


Abbildung 5.7: Mittleres Tidehochwasser an ausgewählten Pegeln in der Deutschen Bucht für die Zeit April bis Juli der Jahre 1955 (links), '75 (Mitte), '98 (rechts)

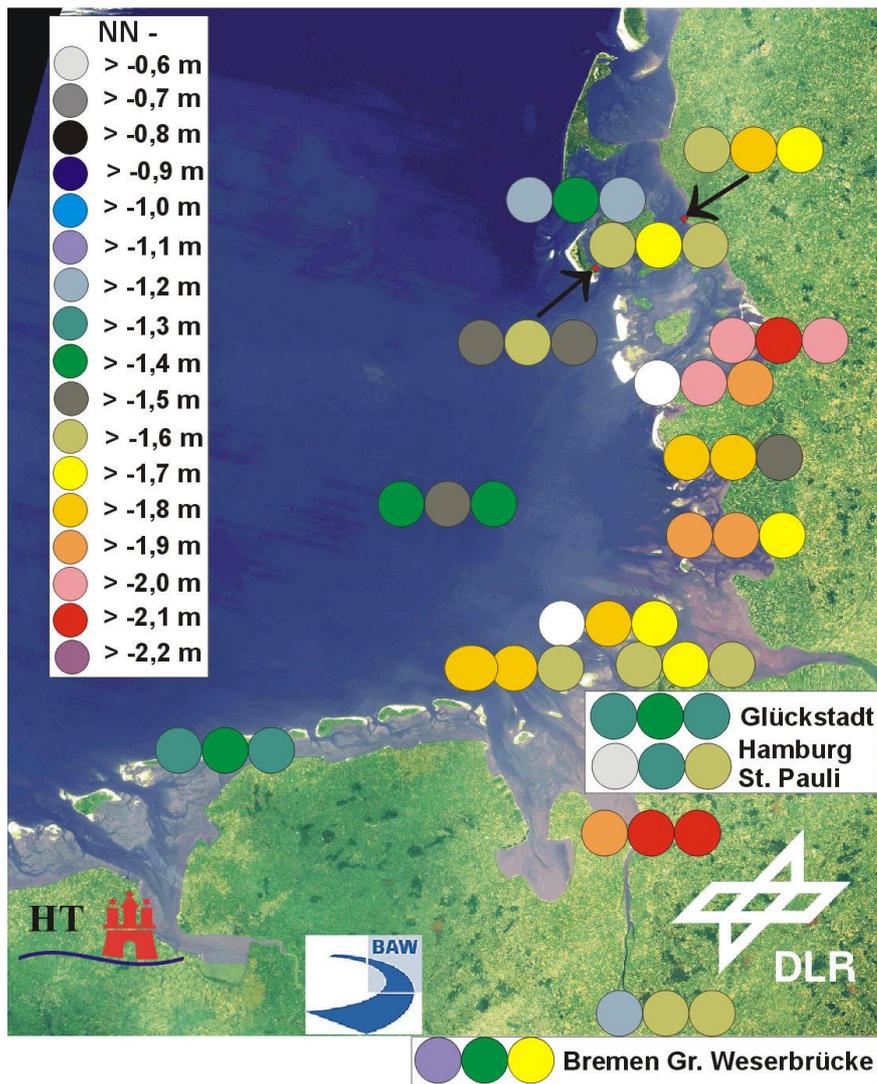


Abbildung 5.8: Mittleres Tideniedrigwasser an ausgewählten Pegeln in der Deutschen Bucht für die Zeit April bis Juli der Jahre 1955 (links), '75 (Mitte), '98 (rechts)

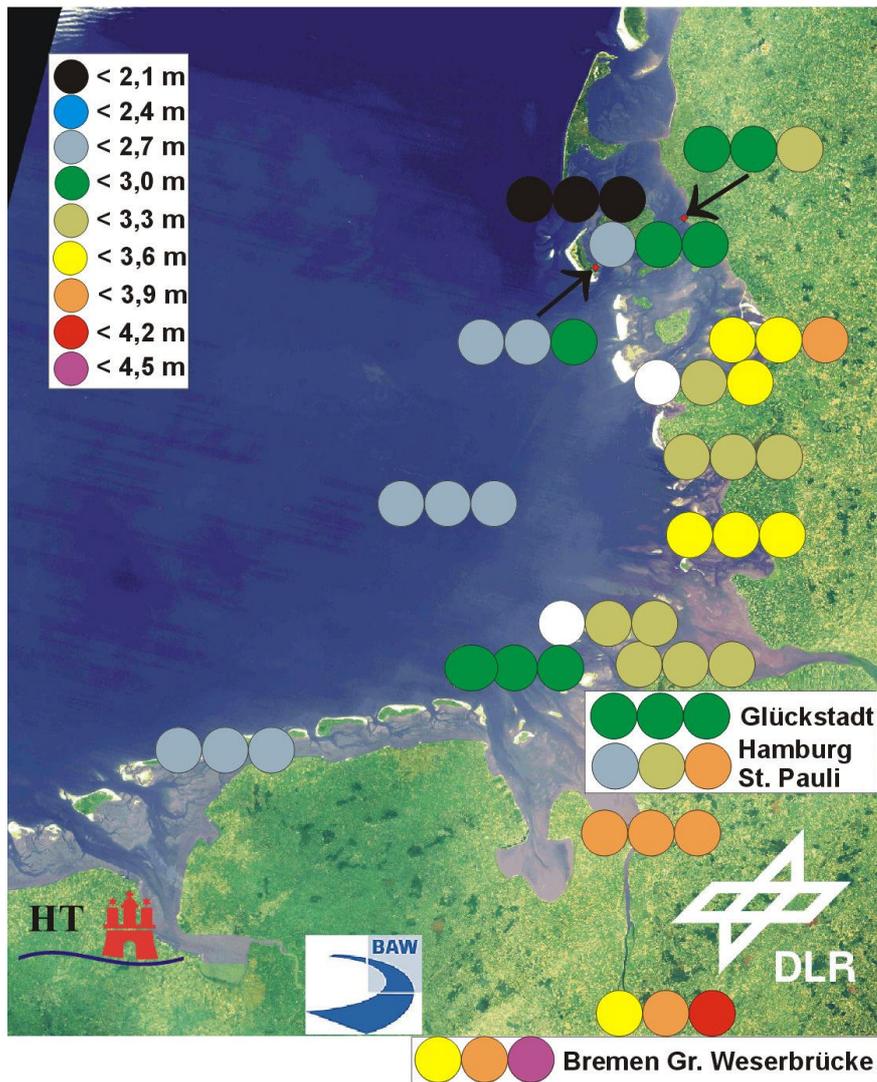


Abbildung 5.9: Mittlerer Tidehub an ausgewählten Pegeln in der Deutschen Bucht für die Zeit April bis Juli der Jahre 1955 (links), '75 (Mitte), '98 (rechts)

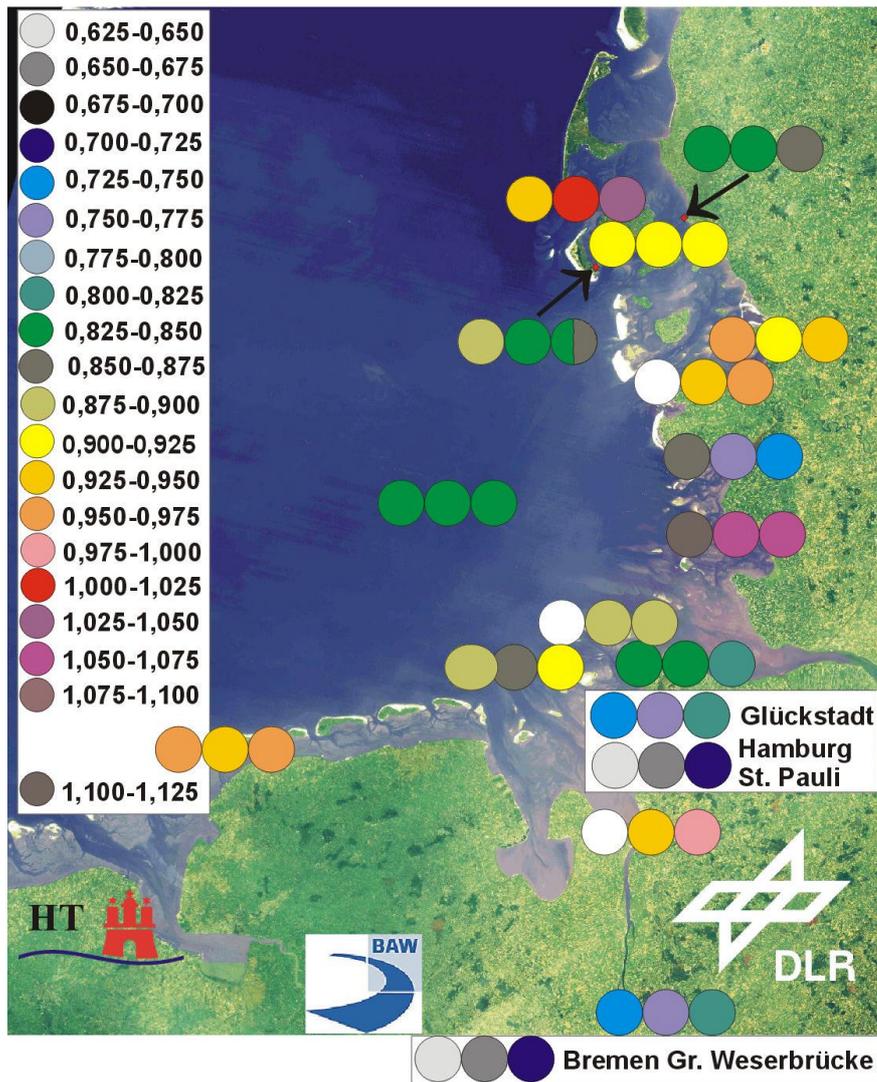


Abbildung 5.10: Verhältnis mittlerer Flut- zu Ebbedauer T_F/T_E an ausgewählten Pegeln in der Deutschen Bucht für die Zeit April bis Juli der Jahre 1955 (links), '75 (Mitte), '98 (rechts)

Das **MThw** ist ästuaraufwärts betrachtet an jedem Standort und in jedem Untersuchungsjahr zwischen dem L.T. Alte Weser/Roter Sand und Bremen höher. Der Unterschied zwischen den beiden Randpegeln beträgt dabei jeweils etwa 1.2 m. Verglichen mit den Werten des **MTnw** und des **MThb** differieren die Verhältnisse dort deutlich. In Bremerhaven wird stets das absolute Minimum des MTnw gemessen. Die Differenz der MTnw-Werte am L.T. Alte Weser/Roter Sand und in Bremen schwankt: Der Unterschied beträgt 1955 0.7 m, '75 0.3 m und 1998 nur noch 0.1 m.

Durch einen Vergleich der mittleren Flut- und Ebbedauern (T_F und T_E) zu den verschiedenen Zeiten werden deutliche Änderungen der Form der Tidekurve an den einzelnen Pegelstandorten in der Weser sichtbar: Wie in Abbildung 5.10 dargestellt, wird die **Flutdauer** länger und die **Ebbedauer** kürzer. Die Asymmetrie der Tidekurve nimmt an diesen Standorten ab, aber auch im Jahr '98 dominiert die Ebbedauer noch deutlich.

Im Außenästuar am Standort L.T. Alte Weser/Roter Sand weisen die Analyseergebnisse der drei Messreihen nicht auf signifikante Veränderungen hin. Die Unterschiede im MThb ('55, '75 und '98) sind mit einer Differenz von jeweils 2 cm vernachlässigbar klein. Auch die Tidekurvenform gleicht sich in ihren Veränderungen zwischen den genannten Zeitpunkten nahezu wieder aus. Stärkere Veränderungen der Tidekurve treten erst im Ästuar auf.

Diese Untersuchungen zeigen die unterschiedlichen Veränderungen der Tidekennwerte und damit auch der Tidekurve im Zusammenhang mit der Lage des Standortes. In der Unter- und Außenweser werden Veränderungen beobachtet, die stark von denen am L.T. Alte Weser abweichen. Im Weserästuar sind nicht die Veränderungen der Tidekennwerte in der inneren Deutschen Bucht ausschlaggebend, sondern es besteht eindeutig ein Zusammenhang zu den besonderen topografischen Bedingungen. Im Ästuar werden durch Reibung, Reflexion und Advektion Obertiden angeregt beziehungsweise verstärkt, wodurch sich die Form der Tidekurve ändert. Im Zusammenhang mit den geringen Änderungen in der Außenweser und den starken Änderungen in der Unterweser steht auch der Einfluss anthropogener und natürlicher topografischer Veränderungen.

Um die Veränderungen der Tidekennwerte im Zusammenhang mit den Veränderungen in der Deutschen Bucht betrachten zu können, wird ein Vergleich mit Helgoland durchgeführt. Dieser Vergleich zeigt eine Fortsetzung der beobachteten Veränderungen von Bremen bis L.T. Alte Weser/Roter Sand weiter in die Deutsche Bucht hinein bezogen auf den MThb. In Bezug auf die anderen Tidekennwerte ist die Veränderung weniger einheitlich: Die Tidekennwerte der drei Messreihen bei Helgoland unterscheiden sich deutlich von denen im Bereich des Weserästuars.

5.2.2 Elbe

Die Pegel im Elbeästuar werden von natürlichen Änderungen und von Vordeichungen und Vertiefungen beeinflusst, vergleichbar wie im Weserästuar.

Die Fahrrinntiefe der Elbe wurde 1962 auf 11 m unter KN vertieft, 1969 auf 12 m unter KN und 1978 auf 13,5 m unter KN. Zusätzlich wurde Sand entnommen für Eindeichungen.

Die Tidekennwerte im Elbeästuar werden auf der Grundlage der Wasserstandsdaten an den Pegelstandorten Cuxhaven, Glückstadt und Hamburg St. Pauli berechnet und mit den Werten bei Helgoland verglichen.

Wie in Abbildung 5.7 und Tabelle 5.4 dargestellt, können an den verschiedenen Standorten im gesamten Elbeverlauf mit Ausnahme von Glückstadt keine signifikanten Unterschiede zwischen dem **MThw₅₅** und dem **MThw₇₅** ermittelt werden. Dagegen ist das **MTnw₅₅** an jedem der Pegelstandorte höher als das **MTnw₇₅** (vgl. Abbildung 5.8). Die größten Differenzen dieser Werte werden in Hamburg St. Pauli mit 55 cm gemessen. In Glückstadt liegt die Differenz in der Größenordnung von Dezimetern, in Cuxhaven und Helgoland im Zentimeterbereich. In Glückstadt und Hamburg St. Pauli ist die Differenz erheblich größer als in dem Bereich des sich immer weiter öffnenden Ästuartrichters von Glückstadt über Cuxhaven bis nach Helgoland.

Aus den Veränderungen des MThw und des MTnw (1955/1975) ergeben sich entsprechende Änderungen des MThb. An den Standorten Helgoland, Cuxhaven und Glückstadt unterscheidet sich die Tidehubzunahme von wenigen Zentimetern deutlich von den Veränderungen in Hamburg St. Pauli mit 60 cm (siehe Abbildung 5.9).

Die Differenzen der Tidekennwerte der Jahre '98 und '75 unterscheiden sich in Betrag und Vorzeichen zum Teil deutlich von den Differenzen der Tidekennwerte der Jahre '75 und '55. Das MTnw betreffend zeigen sich im gesamten Elbeästuar sehr große Unterschiede: In Hamburg St. Pauli ist das **MTnw₉₈** 37 cm niedriger als das **MTnw₇₅**. Dagegen ist es in Glückstadt, Cuxhaven und Helgoland 10.5 ± 2.5 cm höher.

Das **MThw₉₈** ist an jedem Standort 12 ± 3 cm höher als das **MThw₇₅**.

In Hamburg St. Pauli ist der **MThb₉₈** 52 cm höher als der **MThb₇₅**. In Glückstadt und Helgoland ist er nur wenige Zentimeter höher. Lediglich in Cuxhaven ist der **MThb₉₈** einige Zentimeter geringer als der **MThb₇₅**.

Bezüglich der Veränderungen der Tidekennwerte ('55 und '75) kann eine Zone geringer Scheitelwasserstandsgradienten zwischen Glückstadt und Cuxhaven lokalisiert werden. Zwischen 1975 und 1998 jedoch nicht.

Die Veränderungen des Verhältnisses T_F/T_E folgen tendenziell den Veränderungen des MTnw und des MThw: Zwischen den Zeitpunkten '55 und '98 zeigt sich an allen Standorten eine Abnahme der Asymmetrie der Tidekurve, gekennzeichnet durch eine Verlängerung der Flutdauer und eine Verkürzung der Ebbedauer (außer bei Helgoland '55/'75 und Cuxhaven '75/'98). Die Unterschiede werden ästuaraufwärts größer, mit einem Maximum in Hamburg St. Pauli. Die Ebbedauer bleibt trotz dieser Veränderungen an jedem Standort dominierend. Bei Helgoland sind die Differenzen zwischen den mittleren Verhältnissen T_F/T_E '55, '75 und '98 vernachlässigbar klein (vgl. Abbildung 5.10).

Die starken Veränderungen der Tidekennwerte bezogen auf die Wasserstandshöhe in Hamburg heben sich deutlich von den geringeren Veränderungen im Elbästuar bis nach Helgoland ab. Als Erklärung für die genannten Veränderungen spielen neben den Baumaßnahmen in der Elbe auch natürliche, astronomische und meteorologische Effekte eine Rolle. Die physikalischen Hintergründe der Veränderungen werden in Kapitel 8 näher erläutert.

5.2.3 Eidersperrwerk – langfristige Baumaßnahme

Als Pegelstandort für die Analyse der langfristigen Baumaßnahmen sind Eidersperrwerk AP ('75, '98) bzw. Hundeknöll ('55) ausgewählt. Einerseits ist bei dieser Untersuchung zu berücksichtigen, dass die Lage des Pegels Hundeknöll nicht exakt mit der Lage des Pegels Eidersperrwerk AP übereinstimmt. Zum anderen wurde das Sperrwerk '72 in Betrieb genommen. Es ergeben sich daraus hydrologische, hydrodynamische und morphologische Konsequenzen: Die Tidekurve wird sehr stark durch den Bau und die Steuerung des Sperrwerkes beeinflusst. Aus diesem Grund wurde dann auch dieser Standort ausgesucht.

Der Vergleich der Tidekennwerte der Jahre '55, '75 und '98 ergibt große Unterschiede des Betrages und des Vorzeichnens der Differenzen: Die Werte des MThw, des MTnw und des MThb unterscheiden sich '55 und '75 nicht signifikant voneinander. Die zunehmende Asymmetrie der Tidekurve zeigt die deutlichste Veränderung zwischen den Zeitpunkten '55 und '75 durch eine Verkürzung der Flutdauer um knapp 24 min.

Ein Vergleich der Werte der Jahre '98 und '75 ergibt eine Erhöhung des MThw um etwa 0.2 m und des MTnw um etwa 0.3 m. Das Resultat ist eine geringe Erhöhung des MThb um 0.09 m.

Die Veränderungen der Flutdauer ('55/'75) stehen möglicherweise nicht nur im Zusammenhang mit der Eiderabdämmung bei Nordfeld 1936 sondern weisen auch auf den großen Effekt natürlicher Änderung hin. Die Flutdauer ist '98 nochmals um etwa 10 min kürzer.

5.2.4 Sylt

Für einen Vergleich der Tidekennwerte der Zeitpunkte '55, '75 und '98 steht für die gesamte Insel nur der Pegel Hörnum Hafen zur Verfügung. Veränderungen an diesem Standort werden unter dem Thema „umströmte Insel“ erläutert.

5.2.5 Umströmte Insel (Föhr)

Der Themenbereich „umströmte Insel“ umfasst vier Pegelstandorte (Wittdün, Wyk, Dagebüll und Hörnum Hafen). Unterschiede der Tidekennwerte werden hier diskutiert, um die Veränderungen in Bezug auf diesen Themenbereich hervorzuheben, auch wenn sie überwiegend im Rahmen der Standardabweichung liegen.

Das **MThw₅₅** ist von Wittdün über Wyk bis Dagebüll niedriger als das **MThw₇₅**. In Hörnum Hafen ist das **MThw₅₅** höher. Der Betrag dieser Differenzen ist dabei überall geringer als 0.1 m.

Die Differenzen der Werte des **MThw₇₅** und des **MThw₉₈** sind größer. Das **MThw₉₈** ist an allen Standorten um einen Betrag von 0.13-0.23 m höher als '75. Abgesehen vom Standort Wyk wird die Differenz in Umströmungsrichtung größer bis nach Hörnum.

Im Hinblick auf die MThw-Werte können keine einheitlichen Veränderungen im Bereich der umströmten Insel Föhr belegt werden, die typisch für das Gebiet sind.

Der Vergleich der Werte des MThw ('55/'75/'98) an den Pegelstandorten Wittdün und Hörnum, die beide fernab der Küste auf nahezu gleicher geografischer Länge liegen, weist auf den Effekt der Lage der Amphidromie der M_2 -Gezeit hin: Das MThw ist in Wittdün stets höher. Dieser Effekt zeigt sich auch in Bezug auf das MTnw und den MThb.

Die Veränderungen des **MTnw** im Bereich der umströmten Insel Föhr in den Jahren '55, '75 und '98 sind überwiegend vergleichbar mit den Veränderungen bei Sylt: Es wird zwischen den Zeitpunkten '55 und '75 ein Absenken und zwischen den Zeitpunkten '75 und '98 ein Anstieg der Werte beobachtet, so dass sich die Veränderungen insgesamt nahezu aufheben. Nur in Dagebüll beträgt die Gesamtdifferenz 0.13 m. Dort sind z.B. die einzelnen Veränderungen der MThw und der MTnw nicht signifikant, jedoch als Summe im MThb für die Veränderung von '55 nach '75 deutlich erkennbar.

Im Bereich der umströmten Insel verändert sich die Form der Tidekurve am Standort Wyk zwischen den Jahren '75 und '98 ähnlich wie in der inneren Deutschen Bucht: Zwischen den Zeitpunkten '55 und '75 verlängert sich die Ebbedauer, zwischen den Zeitpunkten '75 und '98 verkürzt sich, so dass sich die Form der Tidekurve über die gesamte Zeit betrachtet,

vernachlässigbar wenig ändert. In Wyk und Wittdün ist das Verhältnis T_F/T_E stets kleiner als 1.

Im Vergleich dazu ist die Verkürzung der Ebbedauer in Hörnum Hafen deutlich gravierender. Die Ebbedauer ist im Jahr '55 länger als die Flutdauer. Nahezu symmetrisch ist dann die Tidekurve im Jahr '75. Das Verhältnis ist im Jahr '98 umgekehrt. Insgesamt ist die Flutdauer '98 etwa 20 min länger als '55. Die Wasserstandskurvenform zeichnet sich hier dadurch aus, dass sie keine spitzen Scheitelpunkte hat, wie z. B. in Hamburg, sondern sehr flache. Vermutlich tritt der Effekt des wechselnden Vorzeichens des Verhältnisses T_F/T_E daher in Hörnum Hafen häufig auf. Bei dieser Kurvenform hat eine Veränderung des Verhältnisses von $T_F/T_E < 1$ nach $T_F/T_E > 1$ und umgekehrt wenig Bedeutung, da sie nicht mit starker Änderung der Strömungsgeschwindigkeiten verbunden ist.

5.2.6 Übergang von See zur Küste

Für einen aussagekräftigen Vergleich liegen für die Jahre '55 und '75 nur sehr wenige Pegel vor. Zur Verfügung stehen Büsum und Norderney in Küstennähe und Helgoland in der Deutschen Bucht. Dennoch erfolgt aus den vorhandenen Daten eine Analyse. Zu erwähnen ist an dieser Stelle, dass der Übergang von See zur Küste auch im Zusammenhang mit den Veränderungen in den Ästuaren diskutiert wird.

An allen drei Standorten sind die Mittelwerte des Thw und des Tnw '75 geringer als '55, so dass der $MThb_{75}$ wenige Zentimeter höher ist als '55.

Die Veränderungen zwischen '75 und '98 sind umgekehrt und etwas stärker: Die Mittelwerte des Thw und des Tnw sind '98 höher als '75. Die kleinsten Differenzen werden bei Helgoland beobachtet, die größten bei Büsum, so dass der $MThb_{98}$ im Vergleich zu '75 bei Helgoland und Norderney um wenige Zentimeter höher ist, bei Büsum jedoch wenige Zentimeter geringer.

Das MThw und das MTnw betreffend ist zwischen den Zeitpunkten '75 und '98 eine Verstärkung der Änderungen zur Küste hin zu beobachten. Zwischen den Zeitpunkten '55 und '75 sind die Änderungen insgesamt sehr gering.

Die Veränderungen der Form der Tidekurve sind an allen Standorten verhältnismäßig einheitlich: Die Flutdauer nimmt zwischen den Zeitpunkten '55 und '75 um wenige Minuten ab und zwischen den Zeitpunkten '75 und '98 um wenige Minuten zu, so dass über die ganze Zeit betrachtet ein Ausgleich stattfindet.

Insgesamt stehen im Rahmen der Aufgabenstellung dieser Arbeit für den Übergang von der See zur Küste zu wenig Pegelstandorte zur Verfügung, um aussagekräftige Schlussfolgerungen zu ziehen, die eindeutige Erklärungen der Tidekennwertveränderungen zwischen der inneren Deutschen Bucht und der Küste zulassen. Dennoch bestätigt sich anhand der o.g.

Veränderungen der Mittelwerte bei gleichem Vorzeichen die Vermutung, dass sich Veränderungen der Tidekurve in der inneren Deutschen Bucht teilweise bis in Küstennähe und bis in die Ästuar fortsetzen. Durch die sich verringernde Wassertiefe kommt es in Küstennähe zu verschiedenen physikalischen Wechselwirkungen, die die Tidewelle deformieren und damit geringfügig abweichende Veränderungen der Tidekennwerte von denen bei Helgoland zur Folge haben.

5.2.7 Diskussion

Zusammenfassend ist übergreifend für die gesamte Deutsche Bucht und die Küste hervorzuheben: Das MT_{nw75} ist an fast allen Pegelstandorten niedriger als das MT_{nw55} . Die größte Differenz ist in Hamburg St. Pauli zu beobachten, sehr kleine Differenzen treten entlang der norddeutschen Küste und bei Helgoland auf. Die einzige Ausnahme bildet der Pegelstandort L.T. Alte Weser/Roter Sand. Signifikante Änderungen werden in Hamburg St. Pauli, Vegesack und Bremen Große Weserbrücke ermittelt, d.h. in Regionen, die starken natürlich und anthropogen beeinflussten Änderungen der Topografie unterliegen.

Zwischen den Zeitpunkten '75 und '98 sind die Vorzeichen der Differenzen der MT_{nw} umgekehrt: Abgesehen von den Pegelstandorten im Inneren der Ästuar (Hamburg St. Pauli, Vegesack und Bremen) ist das MT_{nw98} überall höher als das MT_{nw75} . Die größten Unterschiede werden am Eidersperrwerk und in Büsum beobachtet. Über die gesamte Zeit betrachtet ist hervorzuheben, dass die Differenz zwischen dem MT_{nw55} und dem MT_{nw98} bei Helgoland, Norderney, Hörnum, Wyk, Wittdün und Husum weniger als 0.05 m beträgt. Dagegen betragen sie in Hamburg St. Pauli, Vegesack und Bremen 0.4 - 0.9 m.

Im Vergleich dazu bieten die Unterschiede des M_{Thw} ('55/'75) an den verschiedenen Pegelstandorten kein einheitliches Bild für die Deutsche Bucht. Darüber hinaus sind die Differenzen so gering, dass an keinem Pegelstandort Signifikanz vorliegt, d.h. die Differenzen durchgehend weniger als 5 min betragen.

Einheitlicher ist das Bild der Differenzen zwischen dem M_{Thw} ('75/'98). Das M_{Thw75} ist überall höher als das M_{Thw98} . Die größten Differenzen werden am Eidersperrwerk und am Pegel Hörnum Hafen berechnet.

Hervorzuheben ist ein durchgängiger Anstieg der M_{Thw} -Werte für '55, '75 und '98 in der Weser vom L.T. Alte Weser/Roter Sand bis nach Bremen. Das gleiche gilt für den Standort Hamburg St. Pauli und die Umgebung der umströmten Insel Föhr.

Der M_{Thb98} ist an nahezu allen Standorten um wenigstens einige cm größer als der M_{Thb55} . Nur am Eidersperrwerk und in Büsum liegen gegenläufige Veränderungen vor. Darüber hinaus ist der M_{Thb} in jedem der Untersuchungsjahre an allen Standorten vergleichsweise höher. Ausnahmen bilden die Standorte Eidersperrwerk, Cuxhaven und Büsum. In Cuxha-

ven und Büsum schwankt der MThb um wenige Zentimeter in diesen Jahren. Die größten Differenzen von 0.8 - 1.1 m treten an den Flusspegeln Hamburg St. Pauli und Bremen Große Weserbrücke mit maximalen MThb im Jahr '98 auf.

Weiterhin wird eine starke Differenz zwischen dem MThb₅₅ und dem MThb₇₅ im Bereich der umströmten Insel Föhr lokalisiert: Der MThb₇₅ ist 0.09 – 0.25 m höher, mit erhöhten Beträgen in Umströmungsrichtung zur Küste hin. Im Vergleich dazu sind die Veränderungen am Standort Norderney durchaus vergleichbar mit den Änderungen in der Deutschen Bucht. Möglicherweise stehen die genannten Veränderungen der Tidekurve bei Föhr im Zusammenhang mit der Umströmung oder mit der sich verringernden Wassertiefe an der Küste.

Ein nahezu einheitliches Bild lässt sich für die Unterschiede der mittleren Flutdauer zwischen den Jahren '75 und '98 gestalten. Abgesehen von den Standorten Cuxhaven und Eidersperrwerk AP ist T_{F98} an allen Standorten länger als T_{F75} .

In der inneren Deutschen Bucht ist T_{F75} überwiegend kürzer als T_{F55} . Am Eidersperrwerk vermindert sich die Flutdauer T_{F75} um 24 min. In den Ästuaren verlängert sich dagegen die Flutdauer T_{F75} . Im Vergleich dazu liegt zwischen '75 und '98 an allen Pegeln genau die entgegengesetzte Tendenz vor, nämlich eine Verlängerung der Flutdauer mit der Ausnahme von Cuxhaven und des Eidersperrwerk AP. Diese beiden Pegel sind unter anderem z.T. deutlich anthropogen beeinflusst

Es konnten bei einem Vergleich der Tidekennwerte der verschiedenen Zeitabschnitte einige einheitliche Veränderungen im gesamten Untersuchungsgebiet nachgewiesen werden. Diese überwiegend einheitlichen Veränderungen deuten auf den meteorologischen Einfluss auf die Tidekurve hin, der auch bei einem Untersuchungszeitabschnitt von nur 4 Monaten in der windarmen Periode nicht auszuschließen ist.

In diesem Kapitel werden die Auswirkungen Veränderungen der Tidewelle an den einzelnen Standorten beschrieben. Die verschiedenen Ursachen hierfür werden mit Hilfe unterschiedlicher Analysemethoden in Kapitel 8 erläutert.

6 Das HN-Modell der Deutschen Bucht

In den Jahren '98 und '99 wurde in der Bundesanstalt für Wasserbau -Dienststelle Hamburg- (BAW-DH→ <http://www.hamburg.baw.de>) ein Rechenmodell zur Simulation der Tideverhältnisse in der Nordsee und insbesondere in der Deutschen Bucht erstellt. Dieses numerische Modell dient zur Stützung und Optimierung der großräumigen Ästuargesamtmodelle der BAW-DH für Tide- und Sturmflutsimulationen.

Der Modellaufbau erfolgte in Kooperation mit dem Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH→<http://www.bsh.de>). Aus dem BSH-Modell wurden Informationen über die Tiefenverteilung und über die Partialtiden zur Generierung der Wasserstandsrandwerte übernommen. Das Modellgebiet erstreckt sich im Norden von Wick bis südöstlich von Fair Island entlang des 59. Breitengrades bis nach Norwegen; im Westen zwischen Plymouth / Ile de Batz und in der Ostsee bis in die Mecklenburger Bucht.

Zur Nachbildung der komplexen hydrodynamischen Vorgänge oberhalb der NN -20 m Tiefenlinie (Inseln, Wattflächen/Tiderinnen, Verformung der Tide) wurden die Topografie und die Berandungen der deutschen Ästuar Ems, Jade/Weser und Elbe in zunächst grober Auflösung aus den in der BAW-DH vorhandenen Gesamtästuarmodellen näherungsweise volumentreu in das Nordseemodell übernommen. Der Bereich der nordfriesischen Inseln wurde durch Tiefendaten des ALR-Husum verfeinert.

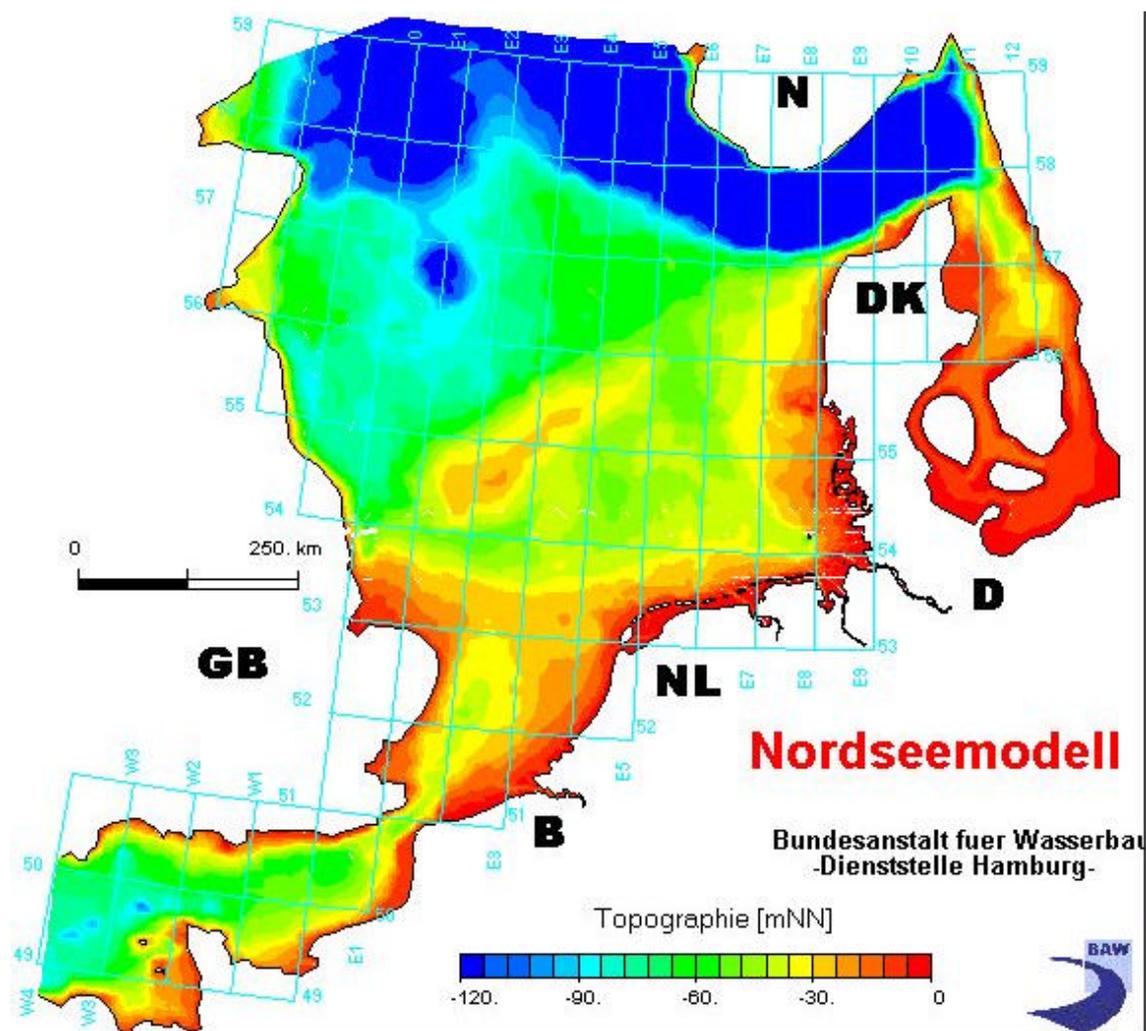


Abbildung 6.1: Tiefenverteilung des HN-Modells der Nordsee, der Deutschen Bucht und der deutschen Ästuar

Auf der Abbildung 6.1 ist die Tiefenverteilung für die gesamte Nordsee einschließlich der Deutschen Bucht dargestellt. Der Ausschnitt der Deutschen Bucht wird durch die Abbildung 6.2 dokumentiert, wobei hier die komplexe Tiefenstruktur im Küstenvorfeld und im Mündungsgebiet der Ästuar deutlich wird.

Die BAW-DH setzt für die zweidimensionale Berechnung der Tidedynamik mit unstrukturierten Netzen (Dreiecke) das mathematische Verfahren TELEMAC-2D ein. Hierbei handelt es sich um ein Finite Elemente-Verfahren. Das Modellgebiet wird mit einer Triangulierung überdeckt, wobei die bathymetrischen Tiefen an den Knotenpunkten der Dreiecke vorgegeben werden. Die Berechnung der Zustandsgrößen (Wasserstand und Strömungsgeschwindigkeit) erfolgt ebenfalls an den Knotenpunkten.

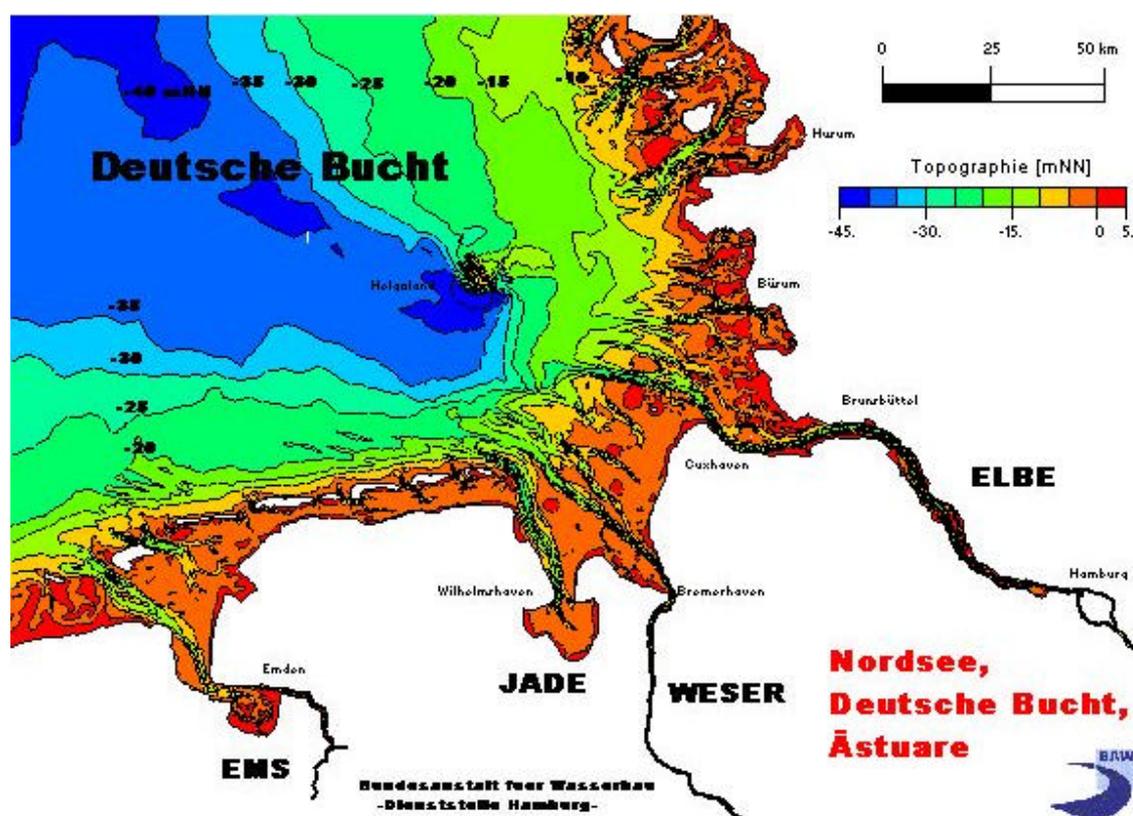


Abbildung 6.2: Tiefenverteilung im HN-Modell der Deutschen Bucht und den Ästuaren

Das Nordseemodell besteht aus rund 30 000 Knotenpunkten und benötigt für die Berechnung einer Tide rund 25 Minuten bei einem Zeitschritt von 60 Sekunden auf der CRAY SV1 (Großrechner).

Die Kantenlänge eines Dreieckelementes variiert von 80 m im Ästuarbereich bis auf rund 3 km im Bereich der freien Nordsee.

Zur Steuerung des Nordseemodells müssen an den offenen seeseitigen Rändern des HN-Modells Wasserstände in Form einer Zeitreihe vorgegeben werden. Eine Berechnung der Wasserstände mit Hilfe des harmonischen Verfahrens bietet den Vorteil, dass für jeden beliebigen Termin (Zeitspanne) synoptische Wasserstände bereitgestellt werden können.

Hierfür ist die Kenntnis der ortsabhängigen harmonischen Konstanten (Amplituden und Phasen) nötig. Folgende harmonische Konstanten wurden vom BSH-Modell übernommen:

S_a , S_{Sa} , Q_1 , O_1 , P_1 , K_1 , m_2 , N_2 , n_2 , M_2 , S_2 , K_2 , M_4 und MS_4 .

Mit Hilfe eines Wandelprogrammes und der Kenntnis der harmonischen Frequenzen sowie der Daten aus den Tafeln der astronomischen Argumente und Korrekturen wurden die Wasserstände für jeden seeseitigen Modell-Randpunkt berechnet (siehe hierzu auch den Beitrag → <http://www.hamburg.baw.de/scn/sc3-99a/node21.htm>).

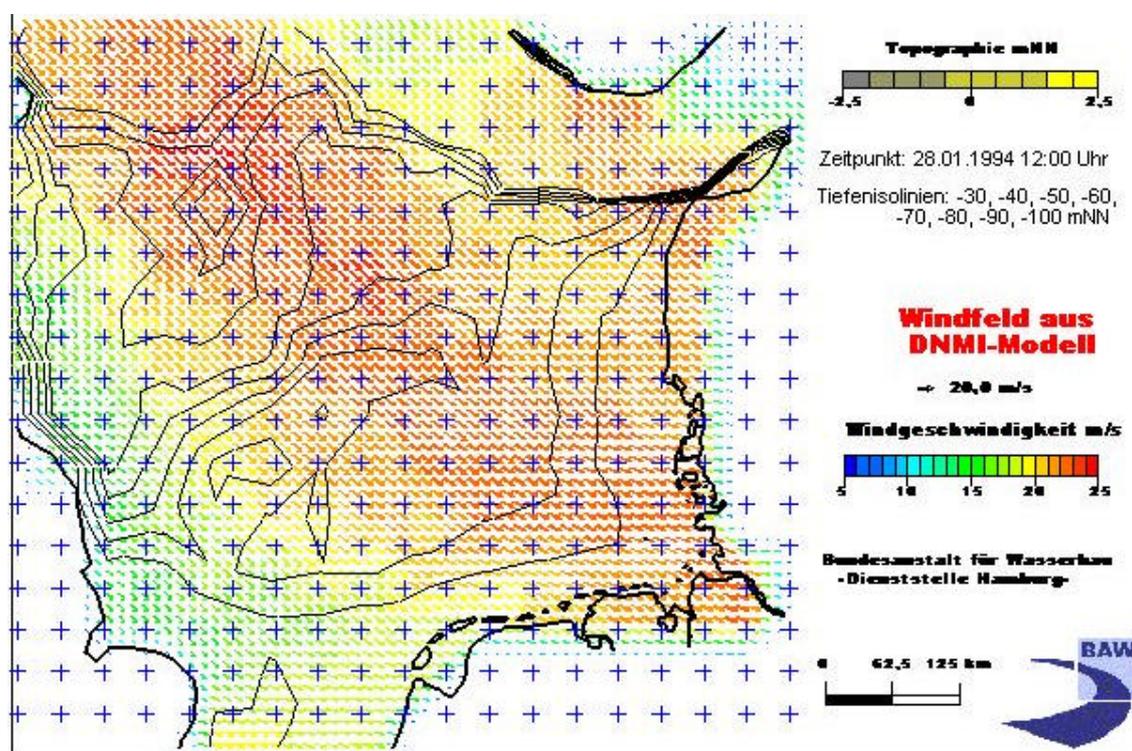


Abbildung 6.3: Windsituation über der Nordsee am 28.1.1994 12:00 Uhr (DNMI)

Die räumlich/zeitliche Variation der Windverhältnisse auf der Nordsee kann nicht oder nur unzureichend durch Interpolation der gemessenen Windgrößen an den Windmessstationen in Küstennähe reproduziert werden.

Aus diesem Grunde wird hier auf berechnete Windfelder zurückgegriffen. Durch **Det Norske Meteorologiske Institutt (DNMI)** (<http://www.dnmi.no/>) wurde der Wind in 10 m Höhe für die Jahre 1955 bis 1996 in sechsständigem Abstand berechnet (siehe auch »Wind über der Nordsee« in Heft 3/1998 der Supercomputing News).

Auf Basis dieser Windsituation über der Nordsee wurden während der Sturmflut vom 28.01.1994 die Wasserstände und Strömungsverhältnisse berechnet (vergleiche Abbildung 6.3).

Durch Zusammenarbeit mit der GKSS (<http://www.gkss.de/>) werden zurzeit im Rahmen des Projektes HIPOCAS (**H**indcast of Dynamic **P**rocesses of the **O**cean and **C**oastal **A**reas of Europe) Windfelder über der Nordsee zwischen 1958 und 1998 in einstündigem Abstand berechnet. Diese Windfelder werden im Rahmen des KFKI-Projektes „Charakterisierung von Tidekurve“ ebenfalls eingesetzt.

Zur Erfassung der Fernwellen (external surges) wird auf die Pegelmessungen des Pegels Aberdeen zurückgegriffen.

Als Beispiel der Berechnung einer realen, gelaufenen Tide mit geringem Windeinfluss über der Nordsee und der Deutschen Bucht sollen hier die Simulationsergebnisse der Tiden vom 11-12 Juni 1998 im Vergleich mit Messungen für den Pegel Helgoland auf Abbildung 6.4 wiedergegeben werden.

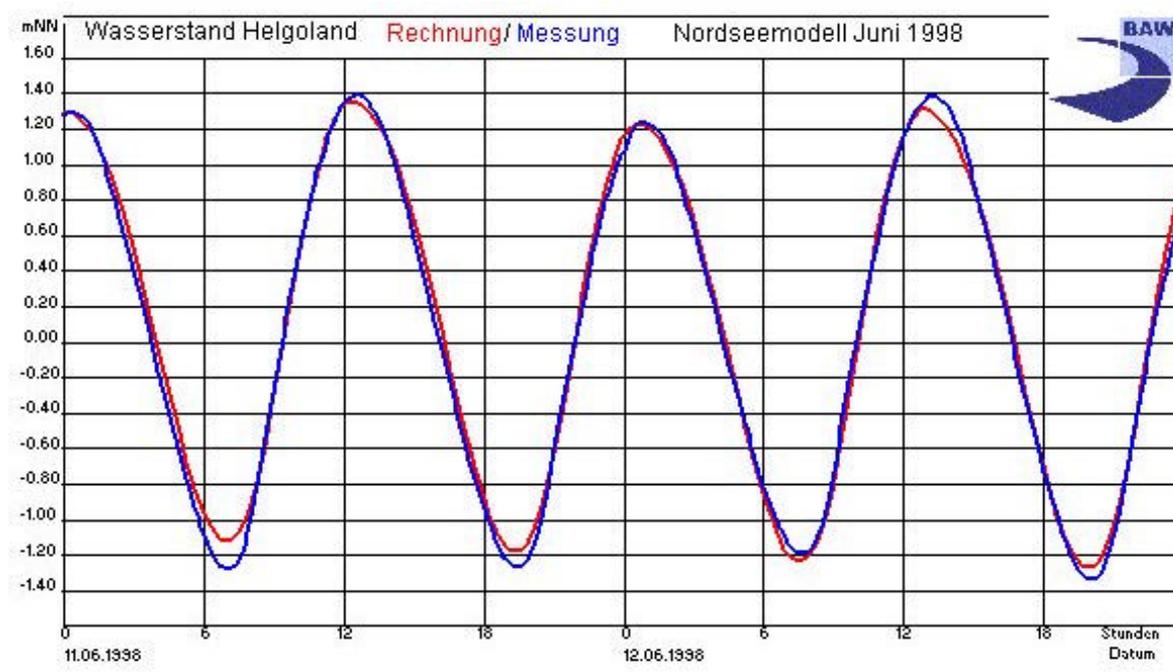


Abbildung 6.4: Wasserstandsvergleich am Pegel Helgoland für den 11.-12. Juni 1998 zwischen der Berechnung und den Pegelaufzeichnungen

Zur Simulation von Sturmflutereignissen werden in der BAW die erhöhten Wasserstandsverläufe an den Modellrändern der Ästuarmodelle benötigt. Als ein Beispiel hierzu soll nachfolgend für den Pegel L.T. Alte Weser das Ergebnis der Berechnung der Sturmflut vom 28.01.1994 mit Hilfe des Nordseemodells gezeigt werden (vergleiche Abbildung 6.5).

Durch eine weitergehende Verfeinerung der Topografie, die Erhöhung der Anzahl der benutzten Partialtiden am offenen Modellrand und weiter verbesserter, flächenhaft vorliegender Winddaten, kann die Simulation der Tideverhältnisse im Flachwasserbereich der Deutschen Bucht weiter optimiert werden.

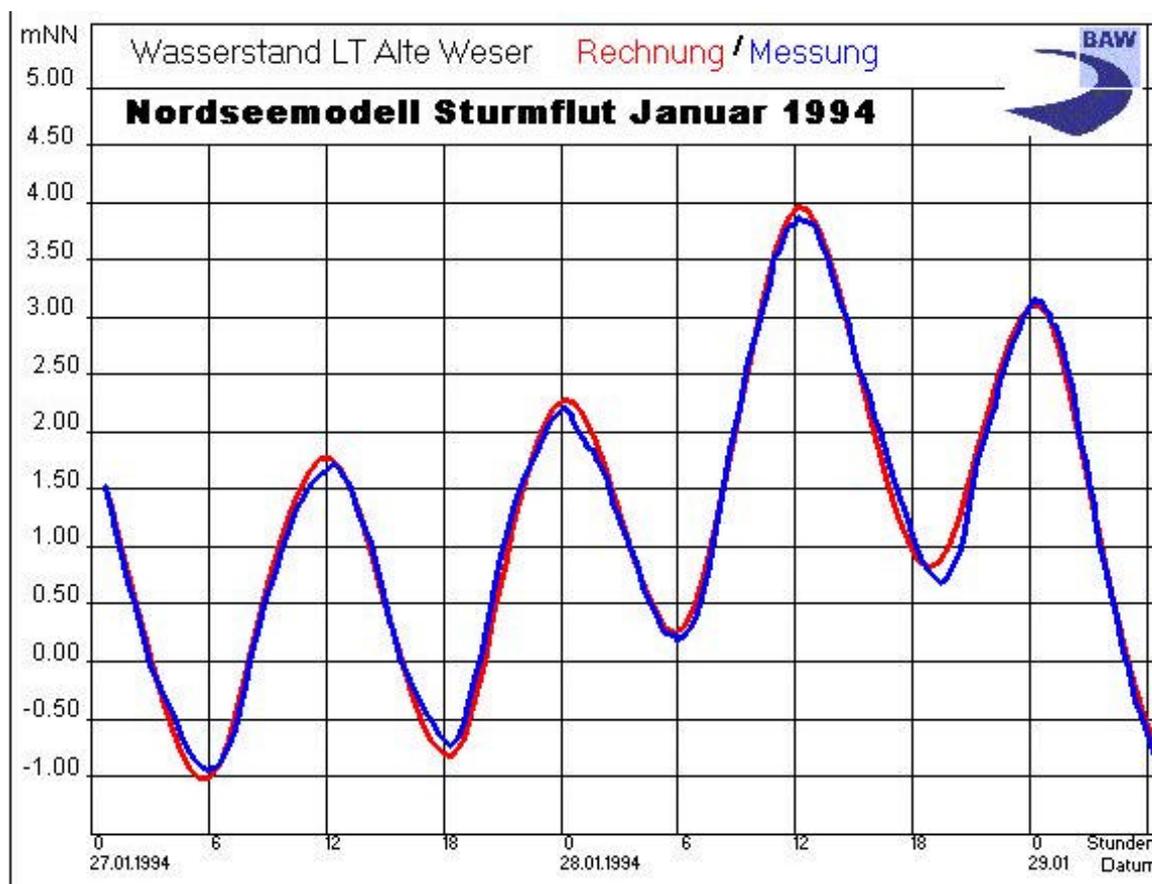


Abbildung 6.5: Wasserstandsvergleich am Pegel Alte Weser während der Sturmflut vom 28.1.1994 zwischen der Berechnung und der Pegelmessung

Eine weitergehende Verifikation der Modellergebnisse wird durch die im Rahmen dieses Forschungsprojektes aufgenommenen und analysierten Pegelmessungen geschehen. Hierbei soll über den direkten Vergleich der berechneten und gemessenen Wasserstände hinaus durch einen Vergleich der analysierten harmonischen Konstanten ein verbesserter Nachweis der Naturähnlichkeit der Modellergebnisse erbracht werden. Wenn dieser Schritt erfüllt ist, können auch die vom HN-Modell berechneten Strömungsfelder in die Analyse zur Charakterisierung der Tidekurve herangezogen werden.

Zur allgemeinen Übersicht sei auf das Poster »HN-Modell der Nordsee, der Deutschen Bucht und der deutschen Ästuar« auf der homepage der BAW-DH verwiesen (http://www.hamburg.baw.de/docs/K3_poster_nordsee_sm.pdf bzw. <http://www.hamburg.baw.de/scn/sc4-99a/sc4-99a.pdf>).

7 Ergebnisse verschiedener Analyseverfahren

7.1 Fourieranalyse

7.1.1 Fourieranalyse der Tidekurven für verschiedene Zeitabschnitte

Die Tidekurve kann als Überlagerung verschiedener Schwingungen unterschiedlicher Phasen, Perioden und Amplituden dargestellt werden. Dieser Zusammenhang wird in folgendem Verfahren genutzt:

Mit Hilfe der Spektralanalyse wird die Größe der Amplituden im Spektrum ermittelt. Den Amplituden sind entsprechende Perioden und Phasen zugeordnet. Durch Lokalisation der maximalen Amplituden werden die Schwingungen bestimmt, die am stärksten zur Form der Tidekurve beitragen. Anhand der entsprechenden Perioden werden abschließend, soweit möglich, die unterschiedlichen physikalischen Prozesse ermittelt, die diese Schwingungen erzeugen.

Häufig gibt es mehrere physikalische Prozesse die zu gleichen oder sehr ähnlichen Perioden bzw. Frequenzen führen, so dass eine eindeutige Zuordnung der ermittelten Schwingungen zu den sie erzeugenden Prozessen nicht immer möglich ist. Auch können Partialtiden eng benachbarter Perioden nicht voneinander getrennt werden. Ihre Wirkung wird gemeinsam durch die benachbarte berechnete Periode wieder gegeben. Ein weiteres Problem ergibt sich dadurch, dass bedingt durch die Abtastrate und die Länge der Zeitreihe nicht exakt die Periode jeder Schwingung wieder gegeben wird und sich dadurch möglicherweise der Effekt eines physikalischen Prozesses auf mehreren Perioden bzw. Frequenzen verteilt darstellt. Beispielsweise kann auch die Periode der halbtägigen M_2 -Gezeit durch die hier gewählte Zeitspanne und Abtastrate nicht exakt wieder gegeben werden (Abweichung von ca. 1 min).

Es werden hier durch die Fourieranalyse nicht nur die Ergebnisse der Partialtidenanalyse (siehe Kapitel 7.3) bestätigt. Darüber hinaus dient die Fourieranalyse dazu, die Größenordnungen der physikalischen Prozesse zu quantifizieren, die die Tidekurve maßgeblich beeinflussen. Die Zuordnung der verursachenden Prozesse erfolgt zum Teil mit Hilfe der Ergebnisse der Partialtidenanalyse (siehe Tabellen von Helgoland und Hamburg St. Pauli (1998) in Anhang B). Es zeigen sich daraus in erster Linie Effekte astronomischer Partialtiden wie der eintägigen, der halbtägigen, der vierteltägigen etc. Gezeit. Effekte physikalischer Prozesse längerer Perioden auf die Tidekurve, die nicht auf astronomischen Einflüssen beruhen, können darüber hinaus mit Hilfe der Fast Fourier Transformation (FFT) ermittelt wer-

den. Diese Untersuchungen basieren auf der Spektralanalyse des Wasserstandes in verschiedenen Jahren.

Weiterhin wird versucht, die Tidekurve an einem Standort mit möglichst wenig Argumenten auf der Basis der FFT naturgetreu zu rekonstruieren. Im Gegensatz dazu beruht die Rekonstruktion in Kapitel 7.3 auf den Ergebnissen der Partialtidenanalyse.

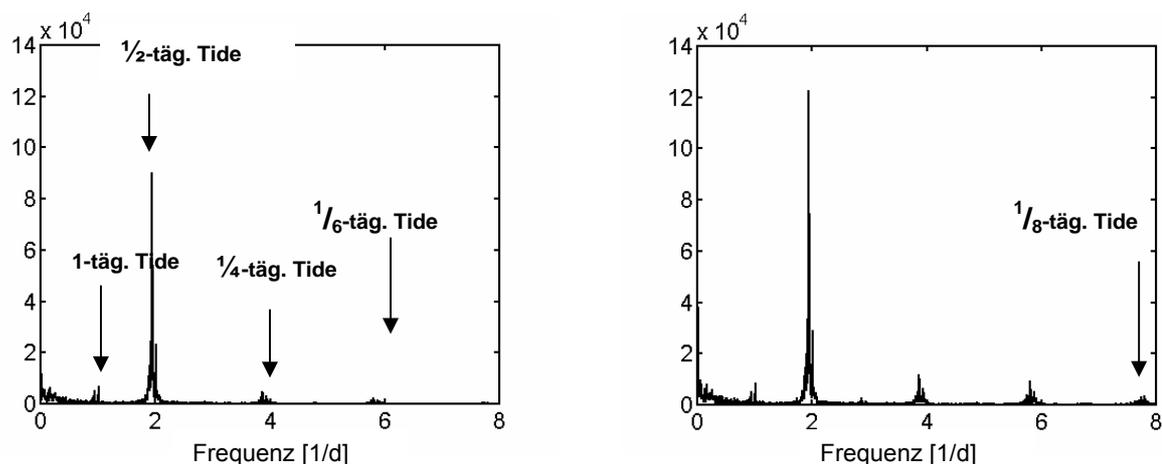


Abbildung 7.1: a, b: Spektrum des Wasserstandes a) am Pegelstandort Helgoland und b) am Pegelstandort Hamburg St. Pauli für die Zeit vom 1.4. bis zum 31.7.1998

Die Spektralanalyse wird auf der Basis der Fast Fourier Transformation (FFT) der Wasserstandsdaten durchgeführt.

Es werden überwiegend kontinuierliche Wasserstandsdaten aus der Zeit vom 1. April bis zum 31. Juli der Jahre 1955, 1975 und 1998 von unterschiedlichen Standorten verwendet (siehe Abbildung 7.1).

Abgesehen vom Pegelstandort Hamburg St. Pauli liegen die Daten im Minutenabstand vor. Die Länge eines Zeitintervalls beträgt damit 4 Monate, bzw. 122 Tage oder 175680 Minuten. In der Spektralanalyse ergibt sich dabei eine Abtastrate von

$$\Delta f = \frac{1}{122} \text{ d}^{-1} = \frac{1}{175680} \text{ min}^{-1} = 5.7\text{e-}6 \text{ min}^{-1}$$

und ein Frequenzintervall von $f_1 = 5.7\text{e-}6 \text{ min}^{-1}$ bis $f_n = 0.5 \text{ min}^{-1}$.

Das entspricht einem Periodenintervall von $T = 122 \text{ d}$ bis zu $T = 2 \text{ min}$. Durch die Nyquist-Bedingung beträgt die minimal bestimmbare Periode 2 Minuten.

In den Abbildung 7.1 a, b wird das Spektrum des Wasserstandes in der Beobachtungszeit vom 1.4. bis zum 31.7.98 an zwei verschiedenen Standorten dargestellt: Helgoland gilt dabei als typischer Standort fernab der 10m-Tiefenlinie in der freien Nordsee, an dem der Einfluss von Reibung, Reflexion und Advektion geringer ist als im Bereich des Wattenmeeres oder in den Tideästuaren. Der Standort Hamburg St. Pauli repräsentiert das andere Extrem im Inne-

ren eines Ästuars, an dem Reibung, Reflexion und Advektion eine große Rolle spielen. Diese Ergebnisse werden durch Abbildung 7.2 um das Spektrum an einem Standort nahe der Küste (Wittdün/Amrum) ergänzt, um den Übergang zwischen See und Küste zu skizzieren.

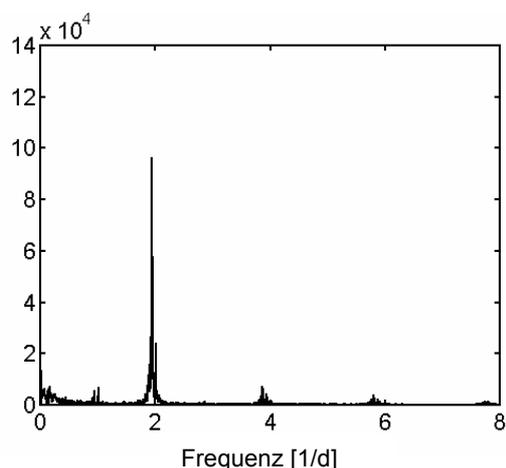


Abbildung 7.2: Spektrum des Wasserstandes am Pegelstandort Wittdün (Amrum) für die Zeit vom 1.4. bis zum 31.7.1998

In Abbildung 7.1 und Abbildung 7.2 sind Strukturen zu erkennen, die sich einander ähneln. In allen Fällen ist die Amplitude bei einer Periode von etwa einem halben Tag maximal und dominant. Den maximalen Amplituden lassen sich anhand bekannter Partialtiden die halbtägigen M_2 - und S_2 -Gezeiten zuordnen.

Weiterhin sind im Bereich kurzer Perioden deutliche lokale Maxima zu erkennen. Diese erscheinen nicht an einzelnen Frequenzen, sondern an jeweils mehreren und treten als „Berge“ in Erscheinung. Ein Vergleich mit den Ergebnissen der Partialtidenanalyse ergibt, dass es sich bei diesen Schwingungen um Obertiden handelt. Es sind mit fallender Periode bzw. steigender Frequenz $1/4$ -, $1/6$ -, $1/8$ -tägige Gezeiten, d.h. Seichtwassertiden (Ober- und Verbundtiden). Der markante Unterschied zwischen den Spektren in Abbildung 7.1 besteht darin, dass in Helgoland Signale bis zur $1/6$ -tägigen Gezeit zu erkennen sind. Dagegen sind sie in Hamburg noch bis zur $1/10$ -tägigen Gezeit ausgeprägt. Im Spektrum von Wittdün ist die Amplitude der $1/4$ - bis $1/6$ -tägigen Gezeit bereits höher als in Helgoland aber weniger ausgeprägt als in Hamburg. Die Amplitude der $1/8$ -tägigen Gezeit M_8 ist mit 0.014 m mit einem Fehler der Amplitude von 0.004 m noch signifikant (vgl. AnhangB/1998). Diese Partialtiden höherer Ordnung werden erst im Ästuar oder im flachen Küstenbereich generiert und insbesondere im Ästuar verstärkt. Aus diesem Grund nehmen die Amplituden der Partialtiden höherer Ordnung in Richtung Hamburg St. Pauli zu.

Wie beispielsweise die Verteilung der Amphidromien der M_4 -Gezeit aus der Modellanalyse (vgl. Abbildung 7.31) zeigt, ist die M_4 -Gezeit bereits in der freien Nordsee ausgeprägt. Ihre Wirkung wird ästuaraufwärts verstärkt. Wie in Kapitel 7.3 beschrieben, wird die M_4 -Gezeit

aus der M_2 -Gezeit durch horizontale Advektion zusätzlich angeregt. Die Amplitude nimmt landwärts der M_4 -Amphidromie deutlich zu. Ein gleicher Effekt gilt für die M_6 -Gezeit, bedingt durch andere physikalische Prozesse, wie Reflexion und Dissipation (vgl. Abbildung 7.32): Die Amplitude ist bereits in der freien Nordsee 0.023 m groß (Helgoland) und wird bis Hamburg auf 0.096 m verstärkt (vgl. AnhangB/1998). Ein ähnlicher Verlauf wie in der Elbe wird auch an Standorten in der Weser und der Ems belegt. Ästuaraufwärts ist in jedem der Flüsse der Anstieg der Amplituden der Partialtiden höherer Ordnung zu beobachten.

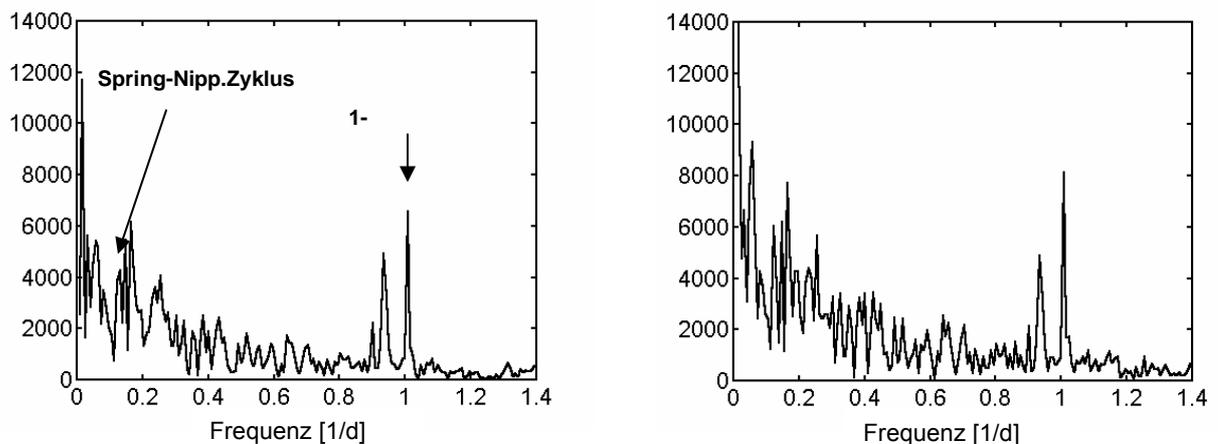


Abbildung 7.3: Ausschnitt aus dem Spektrum des Wasserstandes am Pegelstand a) Helgoland und b) Hamburg St. Pauli für die Zeit vom 1.4. bis zum 31.7.1998

Im Allgemeinen nehmen die Amplituden der Seichtwassertiden bereits an der Küste mit Verringerung der Wassertiefe zu, wie am Beispiel Wittdün in Abbildung 7.2 gezeigt wird. In Abhängigkeit der Küstenform (Buchten, Inseln, Ästulare) werden die Amplituden dann weiter verstärkt.

Der langperiodische Bereich des Amplitudenspektrums wird vergrößert in Abbildung 7.3 dargestellt. In diesem Bereich des Amplitudenspektrums lässt sich an beiden Pegeln feststellen, dass die Amplituden der Schwingungen mit Perioden von 4 Monaten bis hin zu einem Tag, d.h. im Frequenzintervall $[1 / 122 \text{ d}^{-1}; 1 \text{ d}^{-1}]$ nicht vernachlässigbar klein sind.

Der Anteil astronomischen Einflusses auf die Tidekurve lässt sich für Perioden bis zu etwa einem Tag zuordnen mit Hilfe der Ergebnisse der Partialtidenanalyse, die in Kapitel 7.3 erläutert werden. Die entsprechenden Partialtiden sind die O_1 -, die K_1 - und die M_1 -Gezeit (Erläuterungen dazu in Anhang A). Bei längeren Perioden ist die Zuordnung physikalischer Prozesse nicht mehr eindeutig möglich. Nur die Amplituden der langperiodischen Harmonischen, wie dem Spring-Nipp-Zyklus mit einer Periode von etwa 14 Tagen oder dem perigenen-apogenem Zyklus mit einer Periode von etwas mehr als einem Monat, können den entsprechenden Perioden zugeordnet werden. Der Einfluss langperiodischer Harmonischer

auf die Tidekurve wie z.B. der M_m -Gezeit oder der S_{sa} -Gezeit ist nicht quantifizierbar, bedingt durch die Kürze des Untersuchungszeitabschnitts.

Die Schwingungen mit Perioden von Tagen bis Monaten sind nicht unbedingt astronomisch bedingt. Ursachen können ebenso meteorologische Einflüsse sein, so dass es hier zunehmend zu einer Überschneidung von erzeugenden Prozessen mit gleicher Periode kommt. Auch das Auftreten von Fernwellen fällt in diesen Bereich.

In beiden Spektren ist anhand von Abbildung 7.3 zu erkennen, dass die Amplituden bei Perioden von etwa 4 Monaten am größten sind. Dann werden sie mit abnehmender Periode stetig kleiner, unterbrochen von zwei lokalen Maxima bei einer Periode von etwa einem Tag, die den Einfluss der eintägigen Harmonischen kennzeichnen. Die in diesem Bereich maximale Amplitude bei einer Schwingung der Periode von vier Monaten ist vermutlich bedingt durch das meteorologische Jahressignal, das sich in Abhängigkeit der Länge der Messung auf die längstmögliche Periodendauer von hier 4 Monaten abbildet. Aber zusätzlich kann dabei auch der Effekt weiterer langperiodischer Prozesse in diesem lokalen Maximum abgebildet werden.

Die Wirkungen des Wettergeschehens auf die Tidekurve sind im Periodenbereich von Tagen bis zu Wochen zu finden, in Abhängigkeit davon, ob z.B. ein schnelles Tiefdruckgebiet durchzieht oder ein stationäres Hochdruckgebiet vorherrschend ist. Großen Einfluss auf die Tidekurve haben Luftdruckverhältnisse und damit verbundene Windverhältnisse. Der Verlauf der Tide im Ästuar ist auch von der Zeitreihe des Oberwasser abhängig. Eine eindeutige Zuordnung der meteorologischen Prozesse zu den abgebildeten Amplituden ist aus oben genannten Gründen jedoch nicht möglich.

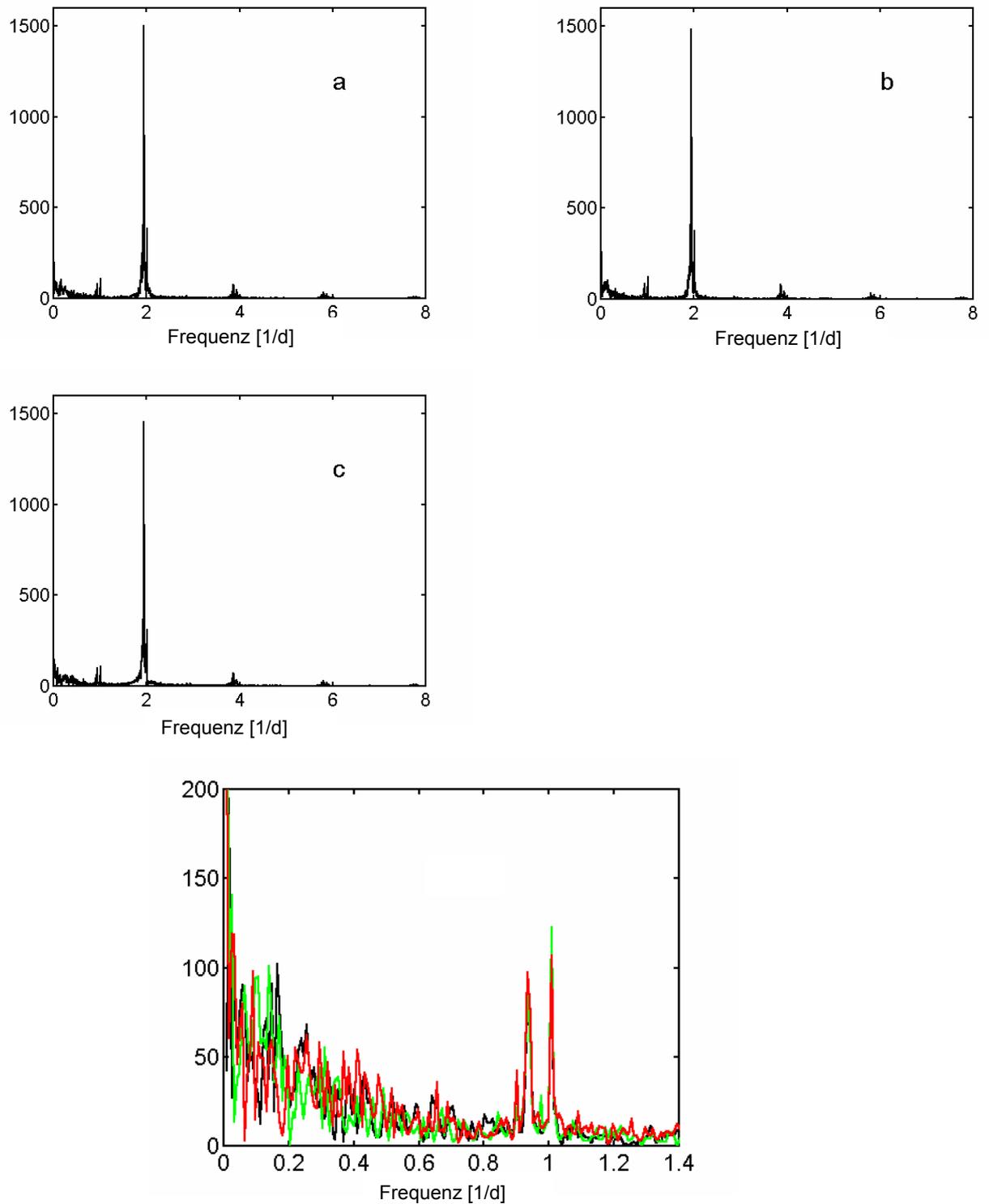


Abbildung 7.4: Spektrum des Wasserstandes am Pegelstandort Helgoland für die Zeit vom 1.4. bis zum 31.7. a) des Jahres '98, b) des Jahres '75 und c) des Jahres '55. D) Ausschnitt aus dem Spektrum während der Zeit vom 1.4. bis zum 31.7.98/75/55.

Um den Einfluss langperiodischer Prozesse auf die Tidekurve zu quantifizieren, wird das Spektrum am Standort Helgoland für verschiedene Beobachtungszeiten in Abbildung 7.4 a)-c) dargestellt. Es handelt sich um die Spanne vom 1. April bis zum 31. Juli der Jahre '55, '75 und '98.

In jedem Jahr ist wie auch schon '98 das halbtägige Signal dominant. Weiterhin ist das Signal der eintägigen, der $\frac{1}{4}$ - und der $\frac{1}{6}$ -tägigen Gezeit deutlich zu erkennen. Die Unterschiede dieser Amplituden werden hier nicht weiter quantifiziert. Es werden im folgenden nur Veränderungen des Signals im Periodenbereich von vier Monaten bis zu wenigen Tagen diskutiert (siehe Abbildung 7.4), da diese in der Partialtidenanalyse nicht berücksichtigt werden.

Die Spektren zeichnen sich in den drei Fällen durch verhältnismäßig hohe Amplituden im Bereich langer Perioden aus. Die Amplituden werden mit abnehmender Periode kleiner, unterbrochen durch das starke Signal der eintägigen Partialtiden. Ein direkter Vergleich der langperiodischen Spektren in Abbildung 7.4 zeigt die Tendenz deutlich.

Das lokale Maximum bei einer Periode von 4 Monaten zeigt sich nur im Jahr '98. Wie der direkte Vergleich zeigt, sind die Amplituden langperiodischer Schwingungen in den verschiedenen Jahren nicht gleich verteilt. '55 fällt das Spektrum bereits bei langen Perioden unter starken Schwankungen stark ab. '75 sind die Schwankungen ebenfalls stark, jedoch auf andere Perioden verteilt, und die Amplituden der Schwingungen langer Perioden sind insgesamt höher als im Jahr '55. Die starken Schwankungen im Bereich langer Perioden zeichnen auch das Spektrum '98 aus.

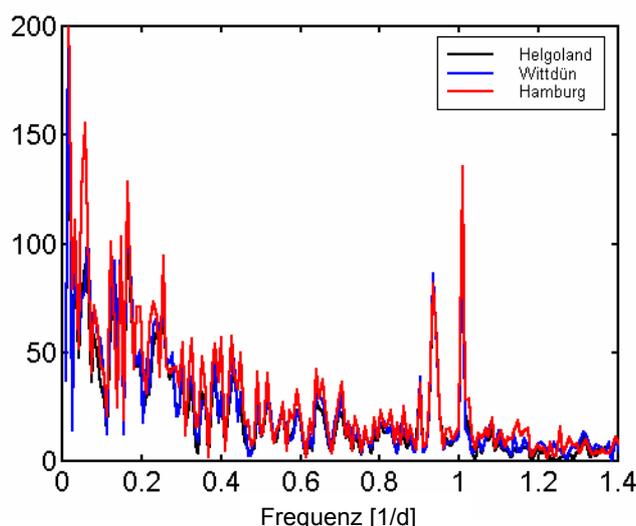


Abbildung 7.5: Ausschnitt aus dem Spektrum des Wasserstandes in Helgoland, Wittdün und Hamburg St. Pauli während der Zeit vom 1.4. bis zum 31.7.98

Vergleicht man die Amplituden der Schwingungen der Spektren aus gleicher Zeit an verschiedenen Orten (Abbildung 7.5), so sind deutlich stärkere Übereinstimmungen zu beobachten als bei einem Vergleich der Spektren zu verschiedenen Zeiten am selben Ort. Exemplarisch werden hierfür die Standorte Helgoland, Wittdün und Hamburg St. Pauli gewählt.

Die relative Größenverteilung der Amplituden langer Perioden ist in den drei Fällen gleich: Im Bereich langer Perioden sind die Amplituden größer und nehmen dann mit abnehmender Periode ab bis zum lokalen Maximum des Signals der eintägigen Gezeiten. Das Spektrum ist starken Schwankungen unterlegen, die im Einklang an den drei Stationen sind. Die stärksten Schwankungen treten in Hamburg auf, die geringsten in Helgoland.

Eine inverse Fouriertransformation am Standort Hamburg St. Pauli bestehend aus Fouriergliedern der transformierten Tidekurve in Hamburg und in Helgoland wird durchgeführt, um den Einfluss langperiodischer Prozesse heraus zu stellen: Die Zusammensetzung erfolgt in der Form, dass die durch inverse FFT konstruierte Tidekurve aus Fouriergliedern der transformierten Tidekurve für St. Pauli im Periodenbereich von 2 min bis einem Tag und 143 min besteht und aus den Fouriergliedern von Helgoland für den verbleibenden Periodenbereich von 122 Tagen bis zu einer Periode von einem Tag und 143 min. Die auf diese Art konstruierte Tidekurve unterscheidet sich von der gemessenen Tidekurve in Hamburg St. Pauli um maximal bis zu 0.5 m. Dieses Beispiel soll verdeutlichen, dass die Signale im langperiodischen Bereich für die Form der Tidekurve nicht zu vernachlässigen sind. In diesem Zusammenhang wird kein einheitliches langperiodisches Signal für alle Pegelstandorte entlang der norddeutschen Küste gefunden.

7.1.2 Rekonstruktion der Tidekurve

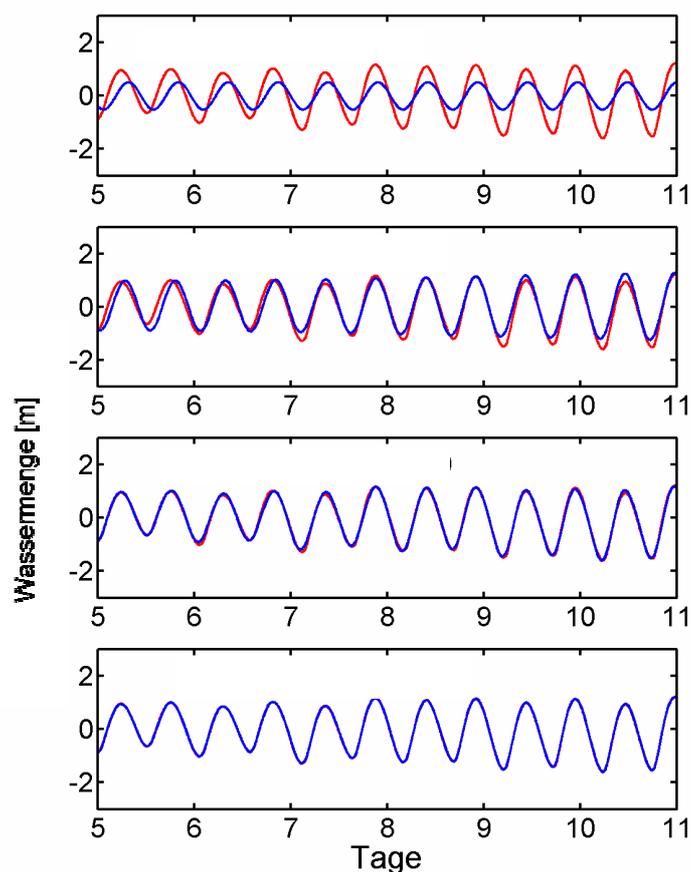


Abbildung 7.6: Gemessener Wasserstand (rot) und durch verschiedene Kriterien rekonstruierter Wasserstand (blau) in Helgoland am 5.-11.4.98

Die Rekonstruktion der Wasserstandskurve wird als inverse FFT aus den Schwingungen mit den größten Amplituden berechnet. Abschließend werden, wenn möglich, den ermittelten Perioden die verursachenden physikalischen Prozesse zugeordnet. Durch diese Methode soll die Tidekurve an verschiedenen Orten durch wenige Argumente charakterisiert werden können. Die Klassifizierung erfolgt anhand der Amplituden. Die Phasen werden bei dieser Rekonstruktion nicht gesondert berücksichtigt, sind aber in die Berechnungen enthalten.

Mit Hilfe der Fourieranalyse wird die Wasserstandskurve in ihre einzelnen Frequenzanteile zerlegt. Aus dem daraus resultierenden Amplitudenspektrum werden wenige Schwingungen ausgewählt, um daraus mit Hilfe der inversen Fouriertransformation den Wasserstand zu rekonstruieren. Das Ergebnis für den Standort Helgoland im Jahr '98 wird in Abbildung 7.6

präsentiert. Es wird die Tidekurve in Helgoland in einem Zeitabschnitt von sechs Tagen (5.-11.4.98) abgebildet. Der in dieser Zeit gemessene Wasserstand ist rot dargestellt. Die rekonstruierte Tidekurve ist blau gekennzeichnet.

In dieser Untersuchung wird die Tidekurve zuerst nur aus einer Schwingung mit maximaler Amplitude rekonstruiert, d.h. aus der M_2 -Gezeit. Das Ergebnis zeigt in Abbildung 7.6a, dass in diesem Fall die sinusförmige Schwingung der M_2 -Gezeit erzeugt wird. Die Extremwerte (Hoch- und Niedrigwasser) des gemessenen Wasserstandes werden nicht erfasst.

Wie in Abbildung 7.6b dargestellt, gleicht sich der rekonstruierte Wasserstandsverlauf erheblich besser den gemessenen Verhältnissen an als in Abbildung 7.6a. Es wird in diesem Fall die Tidekurve aus den Schwingungen rekonstruiert, deren Amplituden mindestens so groß sind wie $1/10$ der Größe der maximalen Amplitude. Die Tidekurve kann erheblich besser rekonstruiert werden, als ausschließlich durch die M_2 -Gezeit. Aber auch in diesem Fall, in dem bereits 10 Tiden berücksichtigt werden, können Hoch- und Niedrigwasserstände nicht naturgetreu rekonstruiert werden.

In einem weiteren Schritt wird die Tidekurve aus Schwingungen rekonstruiert, deren Amplituden mindestens so groß sind wie $1/100$ der Größe der maximalen Amplitude (Abbildung 7.6c). Die gemessene Tidekurve kann nahezu identisch dargestellt werden. Es werden für diese Rekonstruktion 135 Tiden benötigt.

Erst durch das Kriterium, alle Schwingungen mit Amplitudengrößen von mindestens $1/1000$ der Größe der maximalen Amplitude zu berücksichtigen, kann die gemessene Tidekurve exakt rekonstruiert werden. Für diese Rekonstruktion müssen 660 Schwingungen berücksichtigt werden.

Am Pegelstandort Hamburg St. Pauli müssen bedingt durch den großen Einfluss der Overtiden entsprechend in diesem Verfahren eine, 11, 164 und 945 Schwingungen berücksichtigt werden. Dieses Ergebnis zeigt, dass dieses Verfahren weder am Standort Helgoland, noch im Ästuar zu einer vereinfachten Beschreibung der Tidekurve führt. Unter einer vereinfachten Beschreibung der Tidekurve ist hiermit die Darstellung der Tidekurve an beliebigen Standorten mit wenig Argumenten, d.h. in diesem Fall Schwingungen gemeint. Ein Schwachpunkt dieses Verfahrens besteht darin, dass die Phasen nicht gesondert berücksichtigt werden. Ein weitergehender Ansatz wäre eine kombinierte Klassifizierung nach Phasen und Amplituden. Dadurch lässt sich die Anzahl der notwendigen Schwingungen für die Rekonstruktion der Tidekurve verringern und damit das Verfahren optimieren.

7.1.3 Zusammenfassung der Ergebnisse

Die Ergebnisse der Partialtidenanalyse der Pegeldata (in Kapitel 7.3 folgend) können mit Hilfe der FFT bestätigt und vertieft werden. Die Spektralanalyse führt zu weiteren Erkenntnissen im Bereich langperiodischer Prozesse.

Es dominiert der Einfluss astronomischer Partialtiden auf die Tidekurve bei Prozessen mit Perioden von weniger als einem Tag.

Das stärkste Signal im gesamten Amplitudenspektrum des Wasserstandes wird verursacht durch die halbtägige Gezeit. Das gilt für alle Pegelstandorte, die zwischen den beiden Extremen im Ästuar und in der freien Nordsee liegen.

Am Standort Helgoland bildet sich das Signal der 1-tägigen astronomischen Tiden bis hin zu $\frac{1}{6}$ -tägigen Tiden im Spektrum ab. In Hamburg St. Pauli sind im Bereich kurzer Perioden weiterhin Signale bis zur $\frac{1}{10}$ -tägigen Tide erkennbar. Damit ist auch anhand des Spektrums der Tidekurve an verschiedenen Standorten der Einfluss physikalischer Effekte wie Reflexion, Advektion und Reibung gezeigt. Durch diese Effekte werden Obertiden angeregt oder verstärkt. Der Übergang von der See ins Ästuar ist gekennzeichnet durch einen starken Anstieg der Amplitude der Obertiden.

Durch Beschränkungen der Länge des Untersuchungszeitabschnittes, in diesem Fall von 4 Monaten, wird der Nachweis des Einflusses langperiodischer astronomischer Partialtiden verhindert (hier z.B. halbjährlicher und jährlicher Tiden). Die einzige eindeutige Zuordnung physikalischer Effekte auf die Tidekurve im langperiodischen Bereich ist für den Spring-Nipp-Zyklus möglich.

In dieser Untersuchung kann der Einfluss der Meteorologie oder der Fernwellen weder eindeutig ausgeschlossen noch eindeutig zugeordnet werden.

Ein Aspekt der Datenauswahl ist, Daten in Zeitspannen auszuwählen, in denen das Wettergeschehen einen möglichst geringen Einfluss auf die Tidekurve hat. Es ist anzunehmen, dass die beobachteten starken Signale im langperiodischen Bereich des Spektrums des Wasserstandes u.a. durch meteorologische Effekte bedingt sind. Das lässt die Schlussfolgerung zu, dass auch in meteorologisch schwach wirksamen Zeitspannen der Einfluss der Meteorologie auf die Tidekurve nicht vernachlässigbar gering ist.

Eine vereinfachte Rekonstruktion der Tidekurve mit wenigen Argumenten ist durch das hier gewählte Verfahren mit Hilfe der inversen FFT nicht möglich.

Eine Quantifizierung des Einflusses langperiodischer Prozesse ist erst durch Langzeituntersuchung möglich.

Die mathematische Charakterisierung der Tidekurve mit Hilfe des Amplitudenspektrums aus der Fourieranalyse zeigt, dass der exakte zeitliche Verlauf der Tidekurve von sehr vielen

harmonischen Schwingungen abhängig ist, von denen im Rahmen dieser Arbeit nur ein Teil physikalisch erklärt werden kann.

7.2 Einfluss der Oberwasserabflussmenge auf die Tidekurve in den Ästuaren

7.2.1 Datenlage

Im folgenden wird die Datengrundlage erläutert. Dargestellt wird die Oberwasserabflussmenge der Elbe, Weser und Ems während der Untersuchungszeitspanne von vier Monaten (1.4.-31.7.98), verglichen mit der Oberwasserabflussmenge im gleichen Zeitabschnitt in den Jahren '75 und '55. Es werden die Abflüsse der Elbe, Weser und Ems direkt korreliert mit Wasserständen an exemplarisch gewählten Standorten, um den Einfluss des Oberwasserabflusses auf die Tidekurve zu zeigen. Darüber hinaus werden die Oberwasserabflüsse einer Frequenzanalyse unterzogen. Es werden die Fouriertransformierten jeweils zweier Zeitreihen (Abfluss und Wasserstand an einem Ort) miteinander korreliert. Dadurch kann ermittelt werden, bei welchen Frequenzen die beiden Datensätze miteinander korreliert sind.

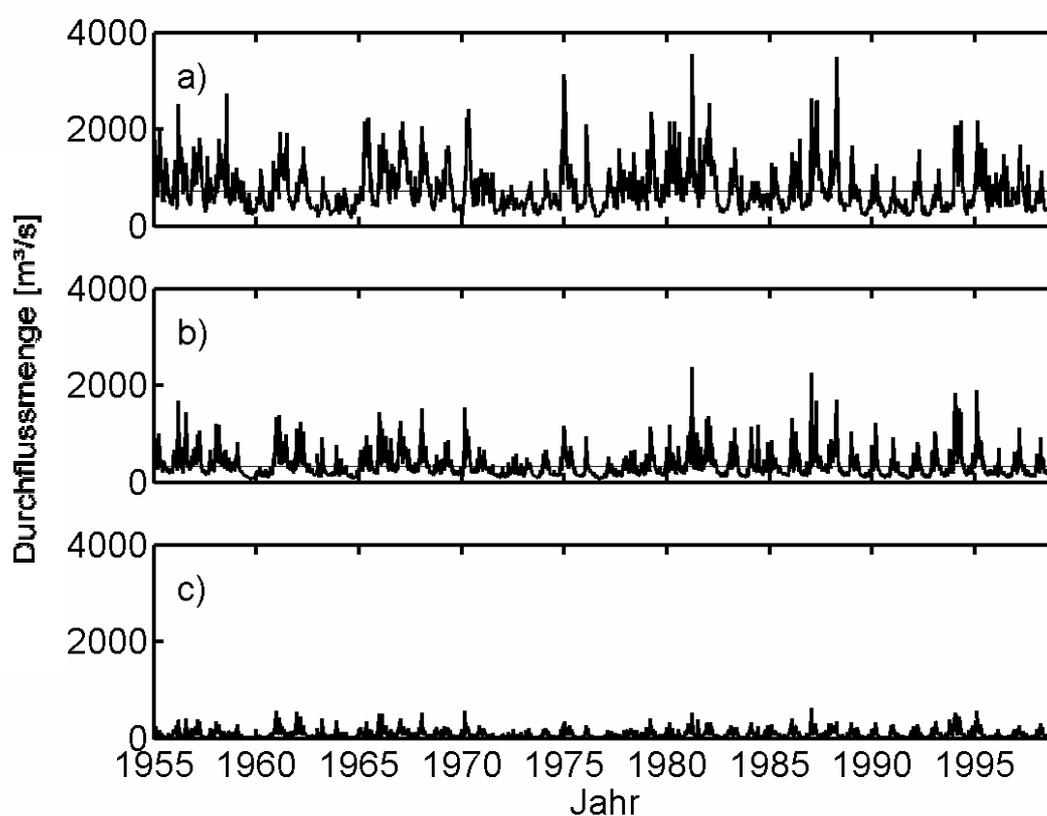


Abbildung 7.7: Oberwasserabflussmenge [m^3s^{-1}] a) der Elbe (Neu Darchau), b) der Weser (Intschede) und c) der Ems (Versen) im Zeitabschnitt 55-98 und der jeweilige Mittelwert.

Zu diesen Untersuchungen werden die Tagesmittelwerte des Oberwasserabflusses verwendet. Diese wurden von der Bundesanstalt für Gewässerkunde zur Verfügung gestellt.

Die Messstandorte sind Neu Darchau für die Elbe, Intschede für die Weser und Versen für die Ems. Kontinuierliche Tagesmittelwerte der Oberwasserabflussmenge über 43 Jahre (1955-1998) werden berücksichtigt. In Abbildung 7.7 sind diese abgebildet. Zusätzlich wird der jeweilige langjährige Mittelwert der Datensätze dargestellt. In der Abbildung 7.8 wird der mittlere Oberwasserabfluss der Zeitspanne April bis Juli '98 verglichen dem mittleren Oberwasserabfluss des gesamten Jahres '98 und der Jahre '55 bis '98 dargestellt.

Quantität der Oberwasserabflussmengen

Die mittlere langjährige Oberwasserabflussmenge der Elbe, Weser und Ems ist in diesem Fall der arithmetische Mittelwert des Abflusses über 43 Jahre. Er beträgt für die Elbe ca. $727 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, für die Weser ca. $333 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ und für die Ems ca. $82 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Die mittlere langjährige Oberwasserabflussmenge der Weser ist etwa halb so groß, wie die der Elbe. Im Vergleich zur Elbe flossen aus der Ems nur 11 % der Menge ab.

Der über das Jahr '98 gemittelte Abfluss der Elbe ist geringer als der langjährige Mittelwert. Im Vergleich dazu zeichnet sich das Jahr '98 für die Flüsse Weser und Ems durch ein überdurchschnittlich hohes Oberwasserabflussvolumen aus.

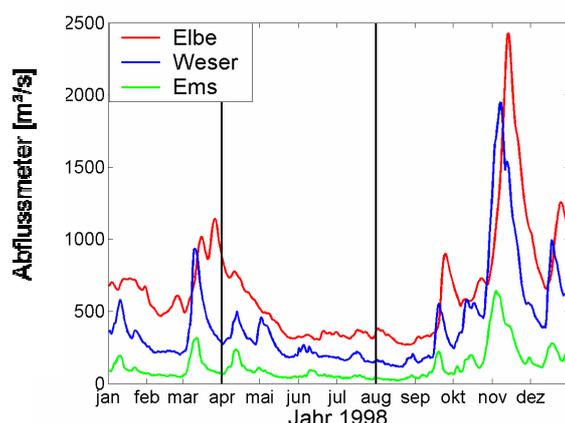


Abbildung 7.8: Oberwasserabflussmenge [m^3s^{-1}] der Elbe (Neu Darchau), der Weser (Intschede) und der Ems (Versen) im Jahr '98.

Es handelt sich in der Zeitspanne vom 1. April bis zum 31. Juli '98 jedoch für alle drei Flüsse um eine vergleichsweise trockene Periode (vgl. Abbildung 7.8). Die Periode extrem hoher

Abflüsse liegt im Herbst vor. Das Ende der Periode hoher Abflüsse im Frühjahr liegt im Untersuchungszeitabschnitt. Ansonsten beinhaltet letzterer zwei der trockensten Monate. Statistisch wird dieses Ergebnis im Anhang D/Tabelle A belegt.

7.2.2 Korrelation der Datensätze

Eine direkte Korrelation der Wasserstände mit den Abflüssen ist in der Zeitspanne vom 1.4. bis zum 31.7.98 an keinem der analysierten Pegelstandorte im Ästuarbereich gegeben. Als Übersicht sind die Korrelationskoeffizienten an den Standorten im Anhang D/Tabelle B aufgelistet. Die ermittelte Korrelation von maximal 5,6% ist wegen ihrer geringen Größenordnung nicht aussagekräftig. Das gilt in den betrachteten Ästuaren für die Pegelstandorte im Mündungsbereich und weiter oberhalb des Flusslaufes.

In der Elbe ergibt sich in Glückstadt die höchste Korrelation von 5,6%. In der Weser liegt das Maximum bei 2,7% in Bremen und in der Ems bei 2,4% in Leerort.

Da die Oberwasserabflussmengen während der betrachteten 4 Monate im Jahr '98 nicht direkt mit den Wasserständen korreliert sind, werden längere Zeitreihen miteinander korreliert. Diese stehen im Rahmen dieser Arbeit für die Standorte Cuxhaven und St. Pauli zur Verfügung. Durch die Korrelation von Gesamtjahresdaten ergibt sich für die Elbe 1998 in Cuxhaven mit $r_{xy} = -0.0090$ eine geringere Korrelation als für die 4 Monate. In St. Pauli ist die Korrelation mit $r_{xy} = -0.0405$ etwas höher als in den vier ausgewählten Monaten des Jahres. Insgesamt liegt die direkte Korrelation an beiden Standorten unter 5% und ist nicht relevant.

7.2.3 Fourieranalyse des Oberwasserabflusses und der Tidekurve

Es wird eine FFT der Daten (Abfluss, Wasserstand) durchgeführt. Diese dient als Grundlage zur Bestimmung, ob die Datensätze in einigen Frequenzräumen miteinander korrelierbar sind.

Die Spektren des Abflusses der drei Flüsse sind für die Zeitspanne 1.4.-31.7.98 in Abbildung 7.9 dargestellt.

Das Spektrum der Oberwasserabflussmengen (Tagesmittelwerte) der Elbe (Abbildung 7.9a) zeigt ein Maximum im Bereich von Perioden von 121 Tagen bzw. 4 Monaten. Die Energie sinkt mit zunehmender Frequenz deutlich. Bereits bei einer Frequenz von $0,16 \text{ d}^{-1}$, das entspricht einer Periode von etwa 6 Tagen, ist die Energie, verglichen mit dem Maximum, nur noch etwa 5 % so groß. Das bedeutet, dass Prozesse mit kürzerer Periode keine wichtige Rolle für den Verlauf der Abflussmenge im 4-monatigen Messzeitabschnitt spielen. Insofern

wird deutlich, dass langperiodische Prozesse den wichtigsten Einfluss auf die Oberwasserabflussmengen der Elbe haben.

Der Verlauf der Spektren bei Weser und Ems sind einander ähnlich. Sie unterscheiden sich von dem der Elbe: Nach anfänglichem Maximum fällt die Kurve stark ab. Bei beiden Flüssen ist ein lokales Minimum bei einer Periode von etwa 40 Tagen zu beobachten. Die Energie der benachbarten Frequenzen (d.h. Perioden von ca. 60 bzw. ca. 30 Tagen) ist deutlich höher. In Richtung der höheren Frequenzen verringert sich die Energie nicht stetig und schnell, so wie in der Elbe. Schwankungen sind sogar noch im Bereich der höchsten Frequenzen zu beobachten.

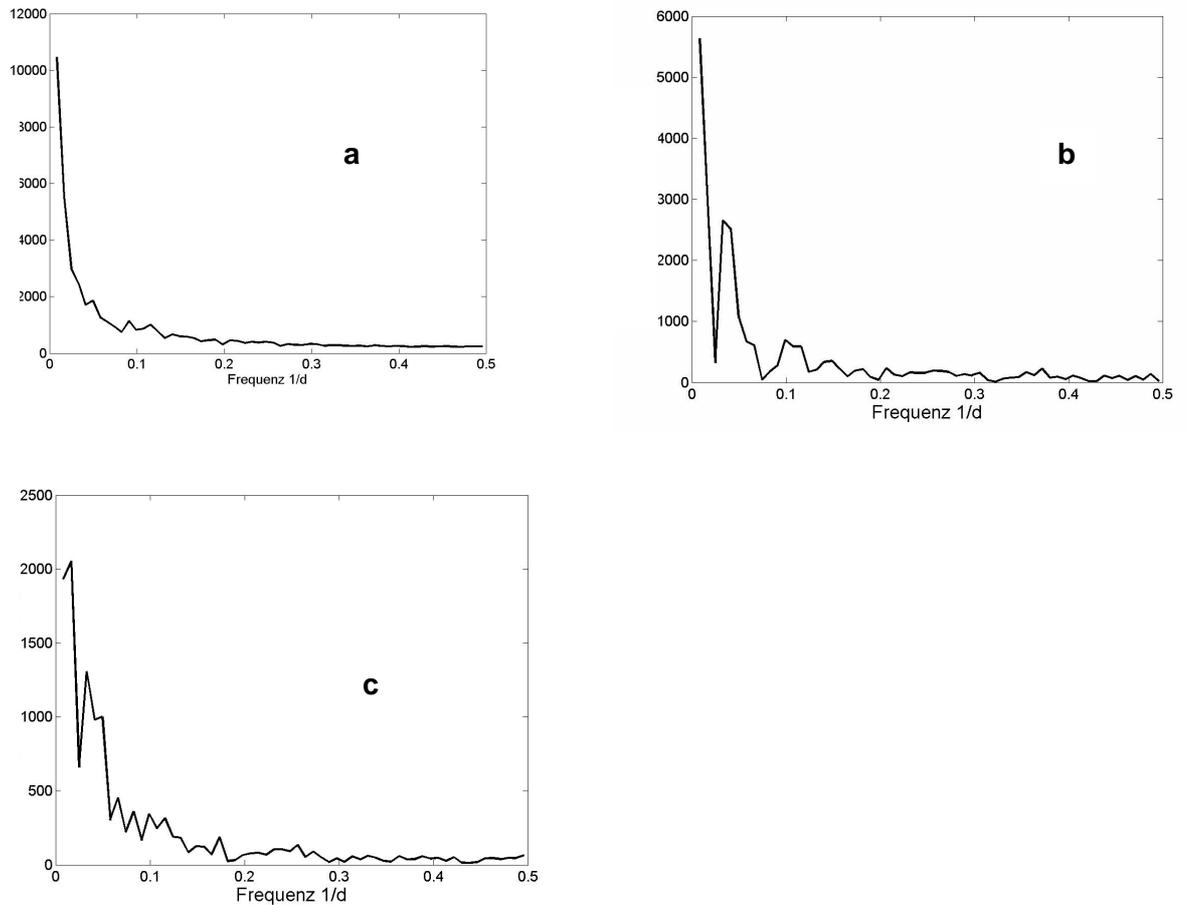


Abbildung 7.9: Spektrum der Oberwasserabflussmenge a) der Elbe (Neu Darchau), b) der Weser (Intschede) und c) der Ems (Versen) (1.4. -31.7.98)

Um zu erkennen, inwieweit die Länge des Datensatzes dieses Ergebnis beeinflusst, wird zusätzlich eine Spektralanalyse über die gesamten 43 Jahre ('55-'98) durchgeführt (Abbildung 7.10).

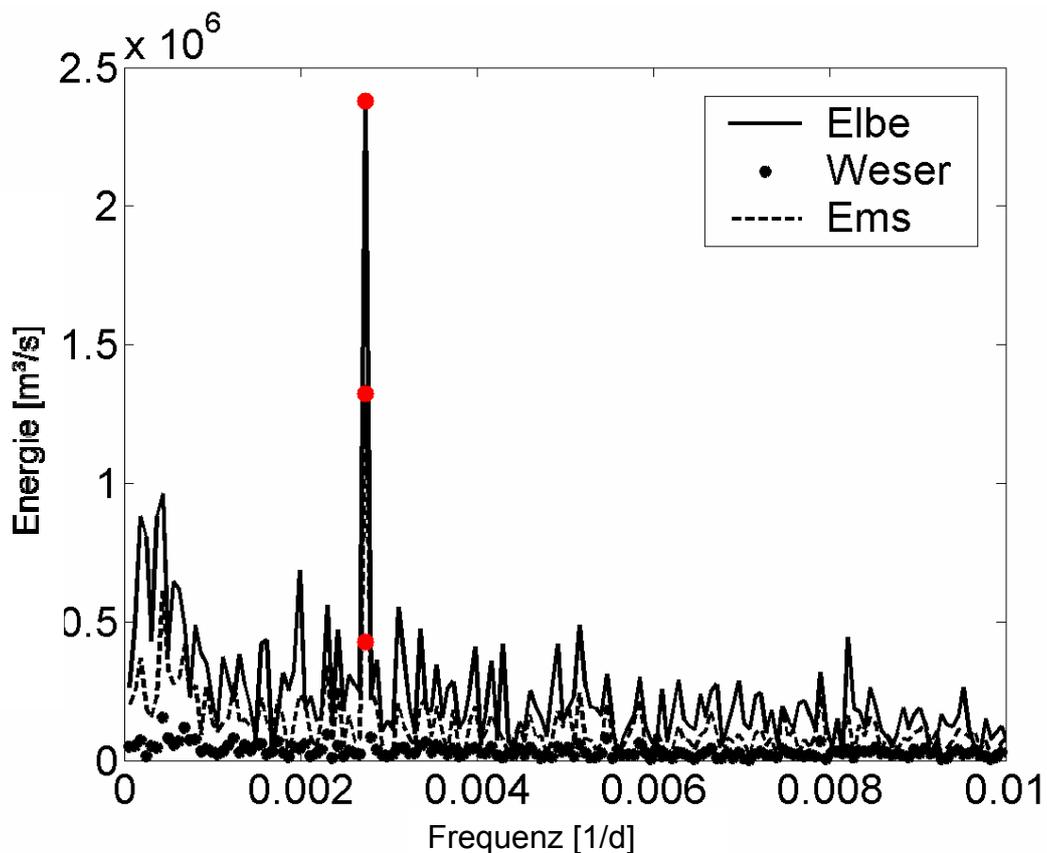


Abbildung 7.10: Ausschnitt aus den Spektren der Oberwasserabflussmenge der Elbe (Neu Darchau), der Weser (Intschede) und der Ems (Versen) (1955-1998)

Die Analyse ergibt ein herausragendes Maximum bei allen Flüssen bei einer Periode von etwa 365 Tagen. Es wird deutlich, dass die Länge des Datensatzes in dem Fall kurzzeitiger Untersuchungen Einfluss auf das Ergebnis hat. Ein lokales Maximum tritt für die Elbe bei einer Periode von etwa 122 Tagen auf, ähnlich wie im kürzeren Messzeitabschnitt, nur dass für diesen ein Vergleich fehlt.

7.2.3.1 Interpretationen

Da die Spektren keinen eindeutigen Hinweis auf die sie erzeugenden Prozesse geben, können an dieser Stelle keine eindeutigen Erklärungen für die physikalischen Wechselwirkungen gegeben werden. Lediglich den stärksten Energien werden die Perioden zugeordnet. Auf dieser Basis werden die möglichen, erzeugenden Prozesse diskutiert. Im Rahmen dieser Untersuchung ist es nicht möglich, zwischen meteorologischen Effekten und dem Einfluss von Fernwellen zu unterscheiden.

Entscheidend sind in allen drei Fällen langperiodische Prozesse. Im Spektrum treten die Peaks bei langen Perioden auf. Bei kurzperiodischen Prozessen ist die Energie deutlich geringer. Das dominante Signal ist das klimatologische Jahressignal. Dieser Zusammenhang lässt sich dadurch erklären, dass die Oberwassermenge eines Flusses durch Niederschlag und Verdunstung gesteuert wird und in diesen Breiten ein saisonales Signal durch die

Jahreszeiten bedingt ist. Es wird hervorgerufen durch überwiegend geringe Niederschläge und hohe Verdunstung im Sommer und hohe Niederschläge und geringe Verdunstung im Herbst/Winter und gegebenenfalls bei entsprechenden Wetterlagen durch Schmelzwasser.

Wie anhand von Abbildung 7.9 zu erkennen ist, dominieren des weiteren Prozesse im Periodenbereich von 121 Tagen bis zu 6 Tagen. Das deckt den Größenbereich der Perioden von wenigen Monaten bis hin zu etwa einer Woche ab. Abgesehen von wenigen astronomischen Partialtiden, die diesem Periodenbereich zugeordnet werden können, sind Prozesse mit Perioden dieser Größenordnung in erster Linie klimatologisch bzw. meteorologisch bedingt.

Eine dieser zuordnungsbaaren astronomischen Partialtiden im Bereich langer Perioden ist z.B. der Spring-Nipp-Zyklus (MSf) mit einer Periode von etwa 2 Wochen bzw. 14.77 Tagen (Godin, 1988).

Des weiteren liegen die M_m -Gezeit (Wechselwirkung zwischen M_2 und N_2 aufgrund wechselnder perigener und apogener Tide) und die MS_m -Gezeit mit Periodizitäten von etwa einem Monat, genauer 27.55 Tagen und 31.81 Tagen, im betrachteten Frequenzraum. Im Spektrum des Oberwasserabflusses sind in diesen Periodenbereichen von einem bzw. einem halben Monat keine lokalen Maxima zu beobachten.

Ein Zusammenhang der Peaks bei Perioden der Größenordnung von 4 Monaten bis hin zu etwa einer Woche mit dem starken Einfluss meteorologisch bedingter Prozesse wird vermutet, wie z.B. die Auswirkungen von Hochdruck- und Tiefdruckwetterlagen. Stationäre Hochdruckgebiete, wie sie im Frühjahr und Sommer vorkommen, zeichnen sich oft durch eine Verweildauer im Bereich von Tagen bis Wochen aus. Sie können eine längerfristige Verringerung der Oberwasserabflussmenge bewirken, bedingt durch lang anhaltende Trockenheit, geringe Niederschläge und hohe Verdunstung. Tiefdruckgebiete ziehen eher im Verlauf weniger Tage durch und haben dadurch einen kürzeren Einfluss auf Veränderungen des Oberwasservolumens. Durch Regen und geringe Verdunstung kann in diesem Fall das Oberwasservolumen vergrößert werden.

Kurzperiodische Einflüsse, wie z.B. Gewitter und damit verbundene kurze starke Regengüsse, können in dieser Untersuchung nicht berücksichtigt werden, da die maximale zeitliche Auflösung der Spektren zwei Tage beträgt.

Die Spektren der Oberwasserabflussmenge der Elbe einerseits und der Weser und Ems andererseits unterscheiden sich deutlich voneinander. Als Erklärung hierfür lässt sich ein Zusammenhang zu den unterschiedlichen Einzugsbereichen der Flüsse herstellen. Die Weser und die Ems haben ein räumlich ähnliches Einzugsgebiet, beeinflusst in erster Linie durch ozeanisches Klima (vorwiegend Westwinde). Das Einzugsgebiet der Elbe ist viel größer und erstreckt sich von der Nordsee bis nach Tschechien. Daher ist die Variabilität des

Oberwasserabflussmenge der Elbe nicht nur von ozeanischem Klima geprägt sondern auch von mitteleuropäischem Klima.

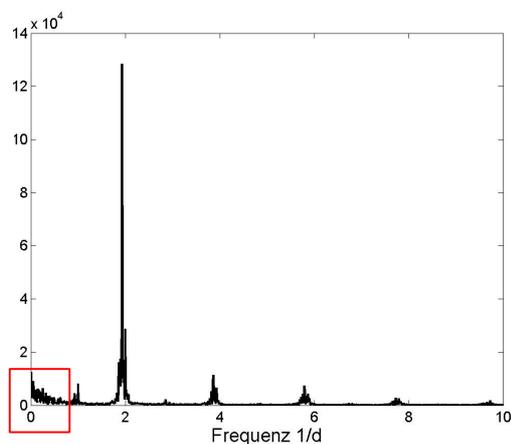


Abbildung 7.11: Spektrum des Wasserstandes in Hamburg St. Pauli in der Zeitspanne 1.4.-31.7.98

Als Vergleich zum Spektrum der Oberwasserabflussmenge wird das Spektrum des Wasserstandes am Pegel St. Pauli in Abbildung 7.11 dargestellt.

Die höhere zeitliche Auflösung der Daten von einer Minute erlaubt hier im Gegensatz zu den Messungen des Abflusses, Perioden von 121 Tagen bis zu 2 Minuten zu berücksichtigen.

Das Spektrum des Wasserstandes am Standort St. Pauli zeigt einheitlich die Dominanz des Signals der halbtägigen Gezeit. Der Einfluss der Partialtiden kürzerer Perioden ist anhand kleinerer lokaler Maxima erkennbar. Diese Maxima treten im Periodenbereich der $\frac{1}{4}$ -tägigen, $\frac{1}{6}$ -tägigen etc. Perioden auf, wie bereits in Kapitel 7.3 erwähnt.

Aber auch im Bereich längerer Perioden ($T > 1$ d) treten lokale Maxima auf, die verdeutlichen, dass der Einfluss langperiodischer Prozesse auf die Tidekurve nicht zu vernachlässigen ist. Der Spektralbereich, der sich mit dem Spektrum der Oberwasserabflussmenge überschneidet, ist in Abbildung 7.11 rot markiert und wird in Abbildung 7.12 vergrößert dargestellt.

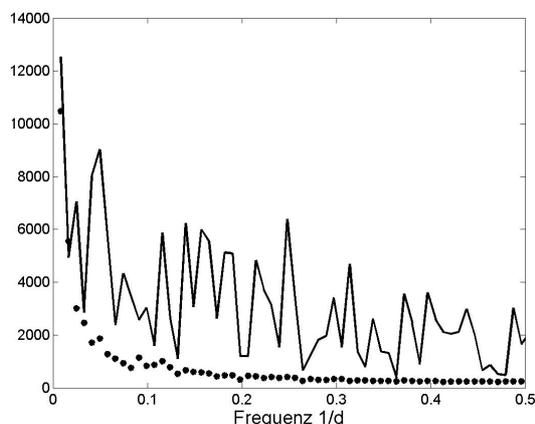


Abbildung 7.12: Spektrum der Oberwasserabflussmenge (.) und des Wasserstandes (-) am Pegelstandort Hamburg St. Pauli im Periodenbereich von 4 Monaten bis zu 2 Tagen.

Erfasst werden dabei Perioden von 121 Tagen bis zu 2 Tagen. Als Vergleich wird in Abbildung 7.12 gleichzeitig das Spektrum der Oberwasserabflussmenge der Elbe als gepunktete Linie abgebildet.

In beiden Kurven liegt das Maximum bei einer Frequenz von $\frac{1}{121} \text{d}^{-1}$, d.h. einer Periode von etwa 4 Monaten. Das deutet vermutlich, wie bereits diskutiert, auf den Einfluss des klimatischen Jahressignales hin, das hier nicht bei einer längeren Periode abgebildet werden kann, bedingt durch die Kürze des Untersuchungszeitabschnitts.

Weitere lokale Maxima liegen im Spektrum des Wasserstandes bei einer Periode von etwa 41, 20, 14, 9, 7 und 6 Tagen. Das Maximum bei einer Periode von etwa 14 Tagen könnte durch den Einfluss der Partialtide MS_f (Spring-Nipp-Zyklus) verursacht worden sein.

Die monatlichen Partialtiden M_m und MS_m mit einer Periode von etwa 30 Tagen wirken sich offensichtlich nicht signifikant aus, denn in diesem Bereich liegt ein lokales Minimum vor.

Bedingt durch die Länge des Messzeitabschnitts, können im Periodenbereich von Monaten nur wenige Perioden aufgelöst werden ($T=121\text{d}$; $T=60\text{d}$, $T=40\text{d}$, $T=30\text{d}$). Dadurch spiegelt sich die Wirkung verschiedener Prozesse an einer Periode wider. Das trägt erschwerend zur Analyse der möglichen erzeugenden Prozesse bei.

Im Allgemeinen geht der Trend bei beiden Kurven im langperiodischen Bereich ($T>2\text{d}$) von großen Peaks bei langen Perioden zu einer Verringerung der Energie bei kürzeren Perioden, wobei im Spektrum des Wasserstandes deutlich größere Schwankungen auftreten.

7.2.4 Korrelation der Spektren und Interpretation

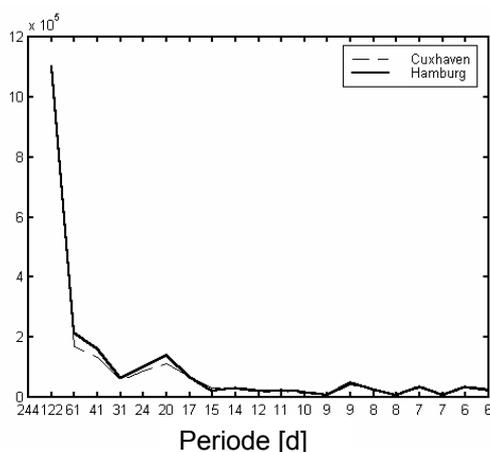


Abbildung 7.13: Korrelation der Fouriertransformierten des Oberwasserabflusses der Elbe und der Wasserstände in Hamburg und Cuxhaven (1.4.-31.7.98)

Eine Korrelation der beiden Spektren wird durchgeführt, um eine Korrelation für einzelne Frequenzbereiche feststellen zu können. Die Korrelation wird nach Gleichung 7 (nach Emery, 1997) durchgeführt:

$$S_{12}(f_k) = \frac{1}{N\Delta t} [X_1^*(f_k) X_2(f_k)] \quad \text{Gl. 7}$$

mit f_k als der Frequenz k , N der Anzahl der Argumente und Δt dem Zeitschritt. In Abbildung 7.13 wird exemplarisch das Ergebnis für Wasserstände in der Elbe dargestellt.

Es handelt sich um die Korrelation zwischen den Energiespektren der Oberwasserabflussmenge der Elbe und des Wasserstandes in St. Pauli und in Cuxhaven während der Zeitspanne vom 1.4. bis zum 31.7.1998. Das Ergebnis des o.g. Vergleiches der Energiespektren der Oberwasserabflussmenge und des Wasserstandes wird durch die Korrelation der Fouriertransformierten bestätigt: An beiden Pegelstandorten liegt eine höhere Korrelation im Bereich von einer Periode von etwa 4 Monaten vor.

Eingeschränkt durch die Dauer der Messreihe, weist das vermutlich auf eine gute Korrelation im Bereich des meteorologischen Jahressignals hin. Für kürzere Perioden ist die Korrelation deutlich geringer. Es gilt im Allgemeinen abgesehen von wenigen Ausnahmen: Je länger die Periode ist, desto höher ist die Korrelation. Für Perioden von weniger als zwei Wochen ist die Korrelation um eine Größenordnung kleiner als die Korrelation bei einer Periode von 4 Monaten.

Zusätzlich wird das Ergebnis der Korrelation für die beiden Elbpegel für das gesamte Jahr 1998 in Abbildung 7.14 dargestellt.

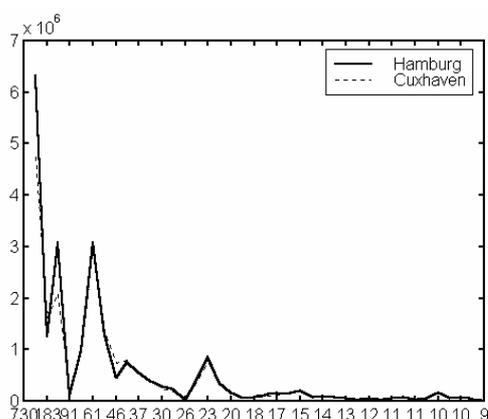


Abbildung 7.14: Korrelation der Fouriertransformierten des Oberwasserabflusses der Elbe und der Wasserstände in Hamburg und Cuxhaven (1998)

Die Korrelation zwischen der Fouriertransformierten der Oberwasserabflussmenge und des Wasserstandes ist für beide Standorte überwiegend gleich, wie auch bei der Untersuchung der Datensätze über 4 Monate festgestellt. Bei Abweichungen liegt überwiegend eine höhere Korrelation am Pegelstandort St. Pauli vor. Insgesamt ist die Korrelation höher als bei der Analyse des 4-monatigen Zeitabschnitts. Die Korrelation für die Gesamtjahresdaten zeichnet sich durch drei markante Maxima aus. Das größte tritt bei einer Periode von 365 Tagen auf. Das bestätigt die o.g. Annahme, dass das meteorologische Jahressignal dominant ist. Die beiden kleineren fallen auf eine Periode von etwa 121 Tagen und von etwa 61 Tagen. Die hohe Korrelation bei einer Periode von etwa 4 Monaten bedingt einen Konflikt bei der Interpretation der Ergebnisse. Das Maximum der Korrelation der Daten aus dem 4-monatigen Zeitabschnitt lässt sich nicht nur einem Prozess zuordnen. Bei dieser Frequenz ist der Einfluss von wenigstens zwei physikalischen Prozesse wirksam: Das Signal des klimatologischen Jahressignals bildet sich hier zusammen mit dem Signal eines weiteren, hier nicht bestimmten Prozesses mit einer Periodendauer von etwa 4 Monaten ab. Das letztgenannte Signal zeigt sich bei Analysen längerer Zeitspannen getrennt vom Jahressignal.

Folgendes ist durch die Korrelation der Datensätze aus 4 Monaten und des ganzen Jahres nachgewiesen: Im Bereich langer Perioden ist die Korrelation zwischen der Oberwasserabflussmenge und dem Wasserstand größer als im Bereich kurzer Perioden. Daran zeigt sich folgender Effekt: Die Tidekurve wird durch ein hohes Oberwasservolumen gedämpft, denn in Zeiten hohen Oberwasservolumens wird der Mittelwasserstand angehoben. Damit verbunden ist für die einlaufende Tidewelle eine höhere Energie notwendig, um den Wasserstand zu erreichen, den sie erreichen würde bei geringerem Mittelwasserstand.

Durch die Analyse längerer Zeitspannen werden mehr Perioden aufgelöst als durch die Analyse kürzerer Zeiträume. Dadurch können Effekte eindeutiger den einzelnen Prozessen zugeordnet werden. Zum Beispiel ist bei der Analyse des längeren Datensatzes ein lokales Minimum bei einer Periode von ca. 90 Tagen zu sehen, das bei der Analyse von nur 4 Monaten nicht zu erkennen ist.

Des Weiteren ist zu beobachten, dass bei der Jahresanalyse am Standort St. Pauli die Korrelation im Periodenbereich von 4 und 2 Monaten gleich groß ist, während sie bei der Korrelation der kurzzeitigeren Analyse bei einer Periode von 4 Monaten deutlich höher ist.

Für die Charakterisierung der Tidekurve im Ästuar sei daher die Oberwasserabflussmenge des betrachteten Flusses zu berücksichtigen. Bei langperiodischen Schwankungen der Oberwasserabflussmenge (z. B. lang andauernde Trockenheit bzw. lange Perioden starker Niederschläge) ist der Einfluss auf die Wasserstände im Ästuar nicht unerheblich.

7.3 Partialtidenanalyse der Tidekurve

Unter den in Kapitel 7.4 genannten Randbedingungen sind für die digital aufgezeichneten 4-Monats-Zeitreihen aus den Jahren 1996, 1998 und 2000 jeweils 37 Partialtiden berechnet worden, wobei die höchste Frequenz die der M_{14} ist. Diese Partialtiden sind im Anhang B aufgelistet und beschrieben. Bei den digitalisierten Pegelschrieben aus den Jahren 1955 und 1975 (interpoliert auf 5-Minuten Werte) werden 30 Partialtiden berechnet, mit der Verbundtide $2\{MS\}_8$ als höchste Frequenz.

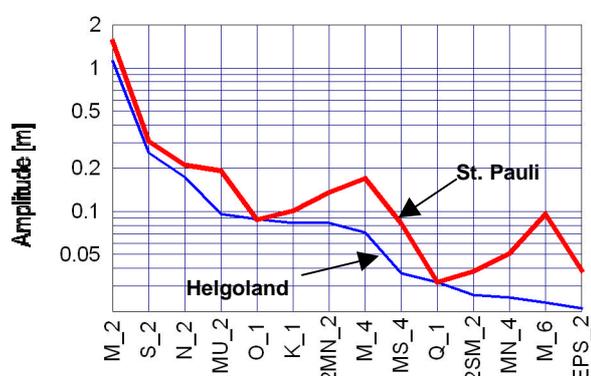


Abbildung 7.15: Amplituden der ersten 14 Partialtiden von Helgoland im Vergleich zu Hamburg St. Pauli (Apr.-Jul. '98)

Abhängig von der jeweiligen Fragestellung wird zur Analyse eine Teilmenge herangezogen. Im Allgemeinen sind dies etwa 14 bis 16 stärksten Partialtiden. Beispielsweise erreichen am Pegel Helgoland sieben Partialtiden (O_1 , K_1 , μ_2 , N_2 , $2MN_2$, S_2 und M_4) mindestens 5% der Amplitude der M_2 , während dies bei St. Pauli für zwei weitere Partialtiden (MS_4 und M_6) der Fall ist (s. Abbildung 7.15).

Zur Erleichterung der Vergleichbarkeit ist die Reihenfolge der Partialtiden auf der Abszisse stets gleich und folgt den absteigenden Amplituden des Pegels Helgoland für das Jahr '98. Diese Reihenfolge wird auch für alle anderen Jahre beibehalten, wobei in früheren Jahren die Reihenfolge einiger Partialtiden geringfügig anders ist. Die dünne blaue Linie zeigt die Amplituden der Helgoländer Partialtiden des entsprechenden Jahres zum Vergleich. In Tabelle 7.1 sind zu den Partialtiden aus Abbildung 7.15 die zugehörigen Perioden und Wellenlängen angegeben.

Partialtide	Periode	λ /km	λ /km
		(10 m Tiefe)	(20 m Tiefe)
M ₂	12:25:15	443	626
S ₂	12:00:00	428	605
N ₂	12:39:31	451	638
MU ₂ (μ ₂)	12:52:19	459	649
O ₁	25:49:10	921	1302
K ₁	23:56:05	853	1207
2MN ₂	12:11:30	435	615
M ₄	06:12:38	221	313
MS ₄	06:06:13	218	308
Q ₁	26:52:06	958	1355
2SM ₂	11:36:26	414	585
MN ₄	06:16:10	224	316
M ₆	04:08:25	148	209
EPS ₂ (ε ₂)	13:07:38	468	662

Tabelle 7.1: Perioden und Wellenlängen ? ausgewählter Partialtiden

Der Anteil a_k , den eine Amplitude H_k der Frequenz s_k an der Gesamtsumme aller N Amplituden hat,

$$a_k = \frac{H_k}{\sum_{i=1}^N H_i} \quad \text{Gl. 7-1}$$

entspricht zugleich ihrem Beitrag zum Gesamtsignal $h(t)$ (ohne Residuum), da trigonometrische Funktionen zueinander linear unabhängig sind, d.h.

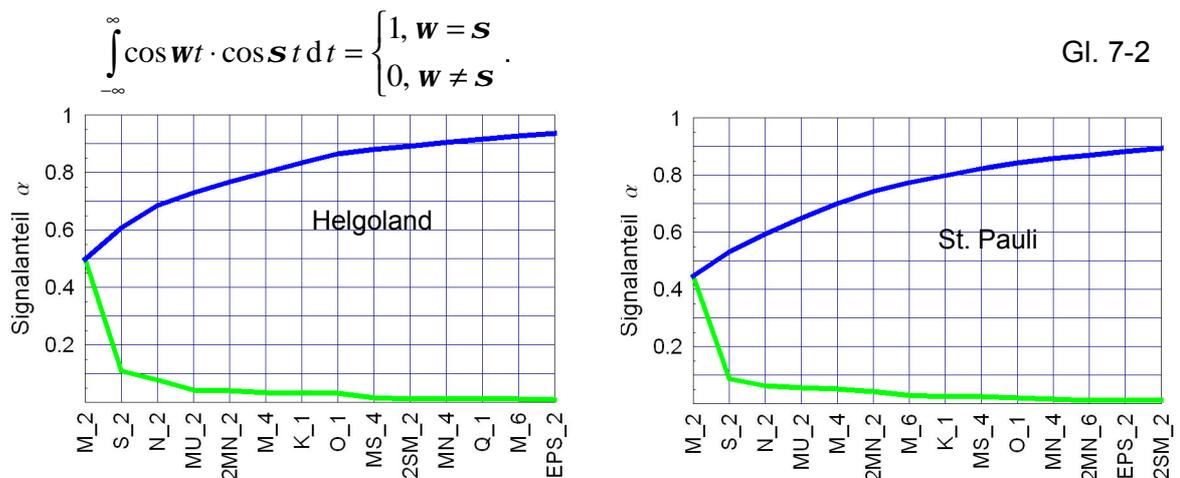


Abbildung 7.16: Signalanteile der Partialtiden: einzeln (grün) und als akkumulierte Summe (blau)

So lassen sich mit 6 Partialtiden etwa 80 % des Signals des Pegels Helgoland (Abbildung 7.16 links) reproduzieren, während beim Pegel St. Pauli (Abbildung 7.16 rechts) 8 Partialtiden dazu erforderlich sind; die 90 %-Grenze wird nach 10 bzw. 14 Partialtiden überschritten.

In der Abbildung 7.15 sind zwei Effekte an den herausragenden Amplituden der Partialtiden M_4 und M_6 von St. Pauli zu erkennen: Zum einen die Verstärkung des Tidehubs mit zunehmender Querschnittsverengung stromauf. Zugleich werden die nichtlinearen Effekte der Advektion und der Reibung deutlich. Die eindimensionale Navier-Stokes-Gleichung setzt die Änderung der lokalen Strömungsgeschwindigkeit $u(x,t)$ in Beziehung zum Gradienten des Wasserstands $h(x,t)$ unter dem Einfluss von Reibung und äußerer (Gezeiten-) Kräfte $F(t)$:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} = -g \frac{\partial h}{\partial x} - k \frac{u|u|}{h} + F, \quad \text{Gl. 7-3}$$

mit der Gravitationskonstante g ; hierbei stellt $u \partial u / \partial x$ den Advektions- und $k u|u|/h$ den Bodenreibungs-Term dar, mit dem Reibungskoeffizienten k .

Wird für die Strömung vereinfachend statt einer Summe von Partialtiden nur eine reine Kosinusfunktion $u_i(x,t) = u_{0i} \cos(st - kx)$ angenommen, ergibt sich für den Advektionsterm $\frac{1}{2} \partial u^2 / \partial x$ eine Verdoppelung der Frequenz: $-u_{0i}^2 k \sin(2s_i t - 2k_i x)$. Bei Berücksichtigung aller Partialtiden entsprechend Gl. 3-1 ergeben sich zusätzliche Mischterme proportional zu $u_{0i} u_{0j} \{ \sin[(s_i + s_j)t - (k_i + k_j)x] + \sin[(s_i - s_j)t - (k_i - k_j)x] \}$ mit $i \neq j$, wobei natürlich nur Terme mit großen Amplituden H einen nennenswerten Beitrag liefern. So fällt in den Abbildungen 7.15 und 7.17 auf, dass flussauf die Partialtide M_4 deutlich stärker zunimmt als M_2 .

Der Einfluss des Reibungsterms bei der Erzeugung höherer Harmonischer sei hier anhand lediglich einer Frequenz gezeigt (vgl. Godin, 1988). Der Ausdruck $u|u| = u_0^2 \cos(q) |\cos(q)|$, mit $q = st - kx$ ergibt die Fourier-Reihe des Kosinus-Terms: $\cos(q) |\cos(q)| = \frac{8}{15\pi} [\cos(q)/3\pi + \cos(3q)/15\pi - \cos(5q)/105\pi + \dots]$, der mithin nur aus ungeraden Vielfachen der Grundfrequenz besteht. In der Abbildung 7.15 zeigt sich dies im Vergleich zwischen den Amplituden der M_2 und M_6 -Partialtiden in St. Pauli und Helgoland: während die M_2 bei St. Pauli nur minimal gegenüber Helgoland verstärkt ist, erreicht die M_6 bei St. Pauli ein Vielfaches des Wertes bei Helgoland.

Durch die Reflexion der Tide an Unstetigkeiten im Flusslauf wie Tiefensprüngen, starken Querschnittsänderungen, engen Kurven sowie an Wehren ergeben sich Überlagerungen aus laufender und stehenden Wellen. (Für die Elbe siehe z.B. Eichweber & Lange 1998).

7.3.1 Ergebnisse für die einzelnen Gebiete

Es werden die Daten nach den folgenden drei Untersuchungskriterien beurteilt: der 'Advektion' (Entwicklung der M_4), der 'Reibung' (Entwicklung der M_6), und der 'Reflexion', wobei letztere sich in den Wasserständen kaum ausdrückt und dabei eine hinreichende Dichte an Pegeln erfordert.

Die Wirkung nichtlinearer Effekte lässt sich anhand der Verhältnisse der einzelnen Partialtiden zu den entsprechenden Größen des Pegels Helgoland (als Vergleichstide) zeigen, da letzterer von allen Pegeln am wenigsten durch Advektion und Reibung beeinflusst ist. In Abbildung 7.17 sind entlang der y-Achse z.B. die Pegel von der Elbmündung stromauf angeordnet und auf der x-Achse die 8 stärksten, nach zunehmender Frequenz geordneten Partialtiden. In den Feldern werden folgende Verhältnisse farbkodiert dargestellt: es handelt sich um das Verhältnis der Größe der Amplituden der jeweiligen Partialtide am angegebenen Standort im Vergleich zu der Größe der Amplitude derselben Partialtide in Helgoland; für höhere Frequenzen sind die Amplituden bei Helgoland zu gering, mithin die Fehler bei einer Division zu groß (weshalb sie nicht dargestellt werden). Rote Felder zeigen eine Verstärkung der Partialtide relativ zu Helgoland an, blaue eine Dämpfung und weiß (in der Legende nicht dargestellt) ein neutrales 1:1-Verhältnis. Für Ästuarie wird der Bereich einheitlich von 3:1 für Verstärkung bis 1:3 für Dämpfung gewählt um die Vergleichbarkeit zu verbessern.

7.3.1.1 Elbe

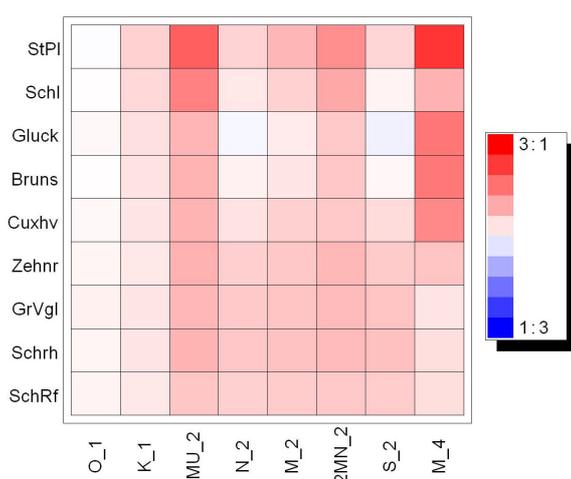


Abbildung 7.17: Verhältnisse der Amplituden der ersten 8 Partialtiden zur entsprechenden bei Helgoland (Apr.-Jul. '98)

Von den eintägigen Partialtiden erfährt nur die K_1 eine geringe Verstärkung. Partialtiden höherer Frequenz werden auf dem Weg von Scharhörner-Riff nach St. Pauli fast durchweg verstärkt, insbesondere die MU_2 und die vierteltägige Gezeit M_4 , wobei die Verstärkung letz-

terer auf Einfluss der Advektion hindeutet. Beim Pegel Glückstadt ergibt sich für N_2 und S_2 eine schwache Dämpfung, für M_2 zumindest eine geringere Verstärkung als bei den benachbarten Pegeln. Ursache könnte ein Schwingungsknoten für den stehenden Anteil der Partial-Gezeitenwelle sein (Annutsch, pers. Mitt.). Unterstützt wird diese Annahme durch die geringere Verstärkung der M_4 – mit ca. halber Wellenlänge zu den vorigen – bei Schulau.

7.3.1.2 Weser

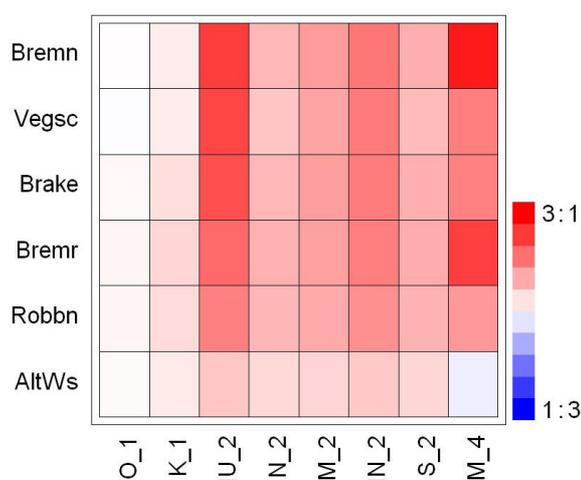


Abbildung 7.18: Amplitudenverhältnisse in der Weser im Vergleich zu Helgoland (Apr.-Jul. '98)

In der Weser ist bei der MU_2 und M_4 die Zunahme der Verstärkung stromauf ausgeprägter als in der Elbe (vgl. Abbildung 7.18). Eine Dämpfung der Partialtiden N_2 und S_2 tritt nicht auf. Die M_4 hat ein Maximum bei Bremerhaven, einer Stelle, an der sich der Trichter der Außenweser stark verengt und zur Unterweser abknickt. Im Außenbereich „Alte Weser“ ist die M_4 sogar etwas gedämpft.

7.3.1.3 Ems

Wegen besserer Abdeckung wurden Daten aus dem Jahr 2000 statt 1998 verwendet. In der Ems ist das Bild der Verstärkung von MU_2 und M_4 dem der Weser ähnlicher als der Elbe (vgl. Abbildung 7.19). Auch hier tritt bei der Partialtide M_4 ein lokales Maximum in dem Bereich auf, in dem sich die Außenems stark verengt und ästuarwärts im weiteren Verlauf abknickt (im Bereich der Pegel Emden und Knock). Ein weiteres lokales Maximum tritt im Innersten des Ästuars in Papenburg auf. Gleichfalls fehlt eine Dämpfung der N_2 und S_2 .

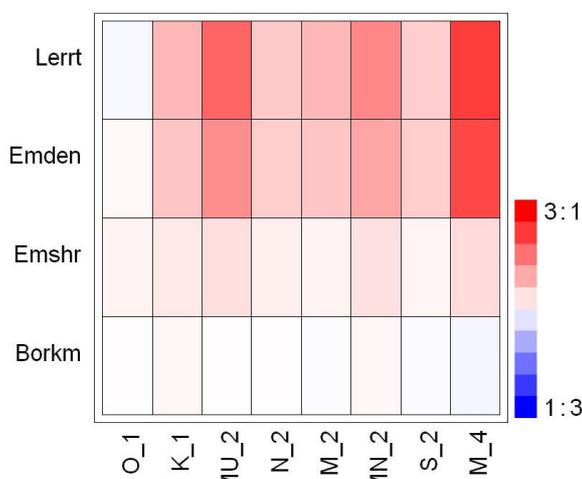


Abbildung 7.19: Amplitudenverhältnisse in der Ems im Vergleich zu Helgoland (Apr.-Jul. 2000)

7.3.1.4 Jade

Gegenüber den oberwasserbeeinflussten Ästuaren zeigt die Jade (Abbildung 7.20) ein deutlich anderes Bild: es treten vergleichsweise schwache Verstärkungen auf, insbesondere bei der M_4 . Daran zeigt sich, dass der Effekt der Advektion dort wesentlich geringer ausgeprägt ist im Vergleich zu den Ästuaren der Elbe, Weser und Ems.

Es treten keine lokalen Maxima bzw. Minima auf, wie in den Ratios der verglichenen o.g. Ästuare. Dämpfung wird bei keiner Partialtide beobachtet.

Daran wird deutlich: Die Jade ist kein klassisches oberwasserbeeinflusstes Ästuar. Die Verstärkung von M_2 und M_4 nimmt fast gleichförmig zum Jadebusen hin zu, einem vergleichsweise flachen Wattgebiet. Die Verhältnisse der Partialtiden sind vergleichbar mit Scharhörn Riff bis Zehnerloch, wo eine ähnliche Gebietsstruktur vorherrscht. Bei beiden besteht jedoch eine ähnlich große Verstärkung der M_6 (vgl. Anhang C\Amplituden\1998\Elbe bzw. Jade) was somit auf einen vergleichbaren Effekt der Reibung hindeutet.

Bei einem Vergleich der absoluten Amplituden von M_2 , M_4 , M_6 etc. ist die Lage der zugehörigen amphidromischen Punkte zu berücksichtigen. Nur in diesem Zusammenhang kann aus der Amplitude auch auf Wirkungen verschiedener Prozesse geschlossen werden.

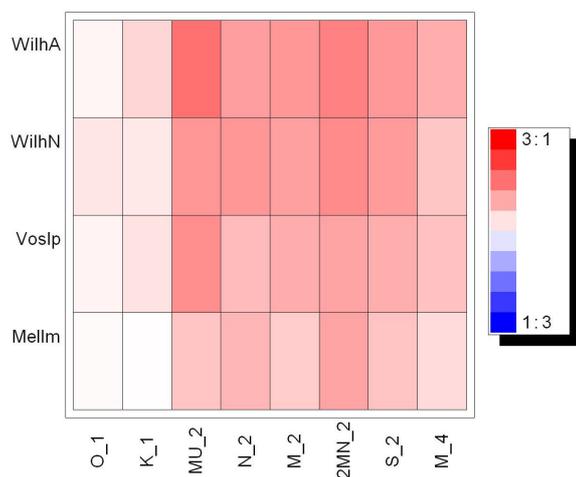


Abbildung 7.20: Amplitudenverhältnisse in der Jade im Vergleich zu Helgoland (Apr.-Jul. '98)

7.3.1.5 Umströmte Insel / Übergang See – Küste am Beispiel Helgoland bis Husum / Sylt

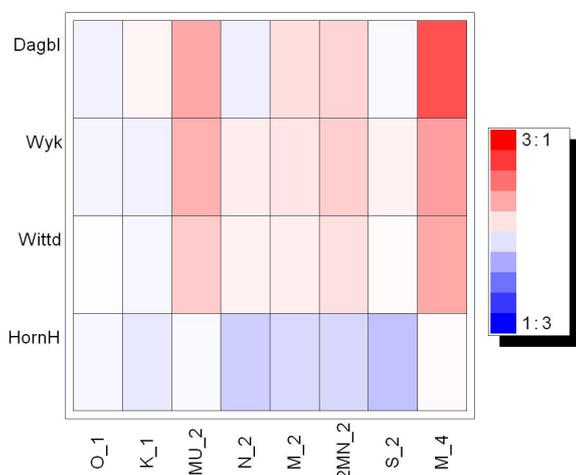


Abbildung 7.21: Amplitudenverhältnisse im Bereich der Norderaue im Vergleich zu Helgoland (Apr.-Jul. '98)

Die Erhöhung der M_4 -Gezeit entlang des Überganges See-Küste ist am Beispiel der Pegelkette Hörnum Hafen, Wittdün, Wyk bis zum Festland in Dagebüll zum einen auf die Entfernung zum amphidromischen Punkt der M_4 zurückzuführen und zum anderen auf die erhöhte Reibung im Küstenvorfeld der Inseln, Wattflächen und Wattrinnen (vgl. Abbildung 7.21 und Abbildung 7.22).

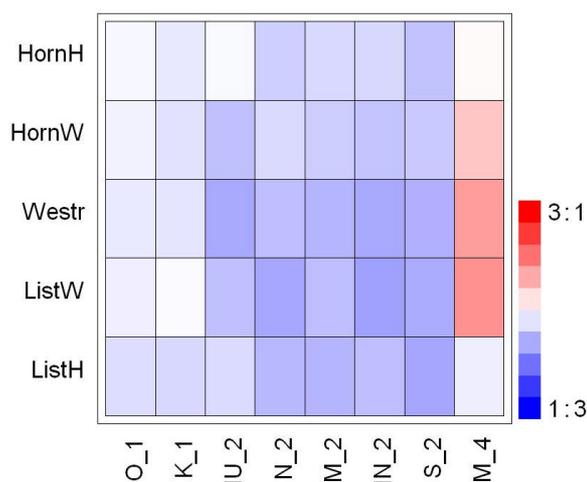


Abbildung 7.22: Sylt: Amplitudenverhältnisse im Vergleich zu Helgoland (Apr.-Jul. '98)

Bedingt durch die relativen Lagen von Helgoland und Sylt zur M_2 -Amphidromie ergeben sich geringere Amplituden von List-Hafen bis Hörnum-Hafen. Die M_4 ist entlang der Außenküste von List-West über Westerland-Messpfahl bis nach Hörnum West stärker als in Hörnum- und List-Hafen. Dieses wird nur durch die Analyse der Pegelmessungen belegt, nicht jedoch durch die Modellrechnungen. Diese Erhöhung ist unplausibel bezüglich der Lage zur Amphidromie. Lediglich die vergleichsweise erhöhte Advektion an der Westküste von Sylt, bedingt durch relativ große Strömungsgeschwindigkeiten, gibt einen Hinweis auf diesen Effekt.

Die Amplitude der M_4 wird dabei von Süden nach Norden größer. Das Phasenverhältnis zu der M_2 wird gleichzeitig von Süden nach Norden größer an der seewärtigen Seite von Sylt. Die Amplitude der M_2 ist in Hörnum Hafen größer als in Westerland und auch als in List West.

Der Übergang See – Küste bei Sylt ist ein weitläufiges Gebiet ohne starke Bodengradienten. Dort spielt daher die Advektion, verglichen mit Ästuaren und Wattgebieten, eine wesentlich geringere Rolle.

7.3.2 Zeitliche Entwicklung

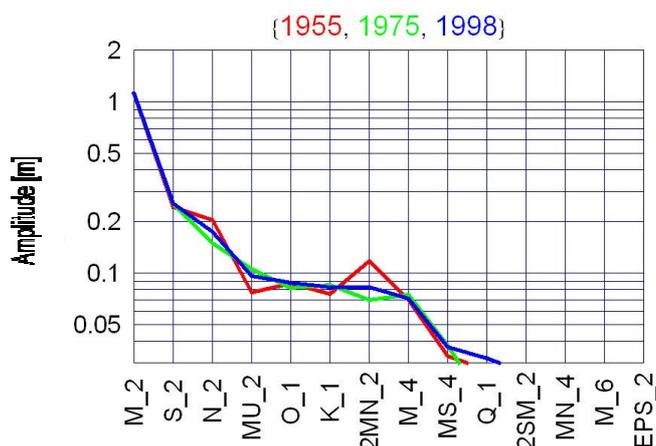


Abbildung 7.23: Helgoland: Amplituden der Jahre '98 (blau), '75 (grün) und '55 (rot), April-Juli.

In der zeitlichen Entwicklung sind in Helgoland deutliche Unterschiede bei den signifikanten Partialtiden nur bei der N_2 und der $2MN_2$ sowie der μ_2 feststellbar. Bei den ersten beiden Partialtiden treten 1955 höhere Werte auf, wogegen dieses bei μ_2 im Jahr 1975 der Fall ist (s. Abbildung 7.23). Im Jahr 1998 liegen die Werte dieser drei Partialtiden zwischen den Werten für 1975 und 1955.

Diese Beobachtungen lassen sich durch den geringen Unterschied der analysierten Frequenzen erklären. Die Partialtiden N_2 und μ_2 sind bezüglich ihrer Frequenzen eng benachbart ($28,4397$ zu $27,9682$ °/h), so dass eine Verringerung der Amplitude (N_2) um rund 2 cm durch einen Anstieg (μ_2) um rund 2 cm kompensiert wird. Auf Grund der logarithmischen Darstellung der Amplituden bildet sich eine Verringerung der S_2 -Amplitude um rund 3 cm weniger deutlich ab, als die entsprechende Erhöhung der Amplitude der benachbarten $2MN_2$ ($29,5285$ zu $30,0000$ °/h). Bei Berücksichtigung dieser geringen Frequenzverschiebungen in benachbarte Partialtiden sind die erkennbaren Unterschiede der Amplituden aus '98 zu '55/'75 erklärbar und gering.

7.3.2.1 Elbe

Zwischen den Zeitpunkten '55, '75 und '98 werden fast alle Partialtiden flussaufwärts gegenüber Cuxhaven verstärkt. Im Besonderen gilt dies für die eintägigen Gezeiten O_1 und K_1 sowie für die halbtägigen Gezeiten N_2 , M_2 und S_2 : während bei St. Pauli diese Tiden '55 relativ zu Helgoland noch gedämpft werden, sind sie '98 zum Teil sogar verstärkt (s. Abbildung 7.24). Bei der M_4 verstärkt sich die stromauf feststellbare Zunahme der Amplitude zwischen '55, '75 und '98, wogegen für M_6 die Verstärkung flussauf zwischen den Jahren '55 und '75 abnimmt, '98 dagegen zunimmt.

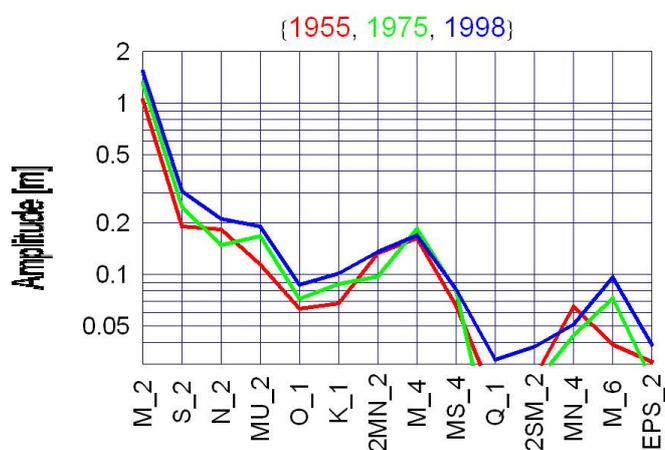


Abbildung 7.24: Hamburg St. Pauli: Amplituden der Jahre '98 (blau), '75 (grün) und '55 (rot), April-Juli.

7.3.2.2 Eider

Die Amplitudenverhältnisse in der Eider sind im Vergleich der Jahre '55, '75 und '98 ziemlich ähnlich. Die Unterschiede S_2 und $2MN_2$ bzw. N_2 und μ_2 im Jahr '55 zu '75/'98 sind bereits beim Pegel Helgoland beobachtet und erklärt worden. Merklich geringer sind im Jahr '55 die Partialtiden der M_4 und M_6 .

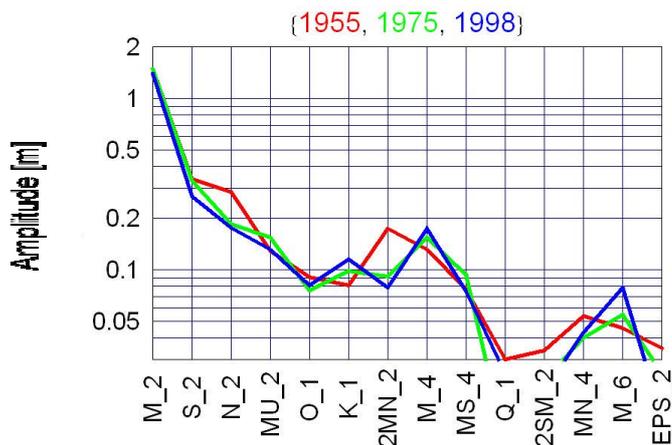


Abbildung 7.25: Eidersperrwerk AP/Hundeknöll: Amplituden der Jahre '98 (blau), '75 (grün) und '55 (rot), April-Juli.

Wie anhand der Abbildungen im Anhang C\ ratios zu erkennen ist, ist sowohl '55 als auch '75 bei den eintägigen Tiden eine geringe Dämpfung bzw. schwache Verstärkung im Vergleich zu den Amplituden in Helgoland festzustellen, bei den halbtägigen Tiden eine durchgehend deutliche Verstärkung. Lediglich die Verstärkung der M_4 ist bei Büsum '75 und '98 geringer als '55; entsprechend ist sie beim Eidersperrwerk '75 und '98 stärker als '55 am vormaligen Pegel Hundeknöll. Dort tritt '98 gegenüber den früheren Zeiträumen bei den Tiden N_2 , $2NM_2$ und S_2 eine Dämpfung bzw. eine deutlich verminderte Verstärkung auf. Die M_6 ist bei Büsum 1955 und 1975 nicht signifikant, nimmt 1998 dagegen stark zu. Am Hundeknöll/Eidersperrwerk ist sie stets signifikant, wobei sie mit der Zeit zunimmt.

Obwohl der Bau des Eidersperrwerks in den Zeitabschnitt zwischen '55 und '75 fällt, sind die Änderungen der Partialtiden nur gering (vgl. Abbildung 7.25). Zwischen '75 und '98 fallen Änderungen dagegen deutlich stärker aus: dies legt die Vermutung nahe, dass Verkürzungen und Vorverlegungen von Deichlinien in diesem Küstenbereich einen stärkeren Einfluss auf die Tidekurve hatten als der Sperrwerksbau.

7.3.2.3 Norderaue

Im Bereich der Norderaue (vgl. Abbildungen im Anhang C\Ratios\98/75/55\Nordfries) ergeben sich insgesamt nur geringe zeitliche Änderungen: Die eintägigen Tiden werden bei allen Pegeln kaum gedämpft oder verstärkt; für Hörnum gilt dies auch für die halbtägige Tiden mit Ausnahme der μ_2 , die leicht verstärkt wird. Die Verstärkungen der halbtägigen Tiden nehmen nach Dagebüll hin zu, wobei die $2MN_2$ '75 eine geringfügig höhere Verstärkung erfährt. Die Absolutwerte der Amplituden der M_4 und die Zunahme ihres Verstärkungsverhältnis zur Küste hin ist zu allen drei Zeitpunkten sehr ähnlich. Bei der M_6 nehmen dagegen die Amplituden sowohl mit der Zeit als auch zur Küste hin zu.

7.3.2.4 Weser

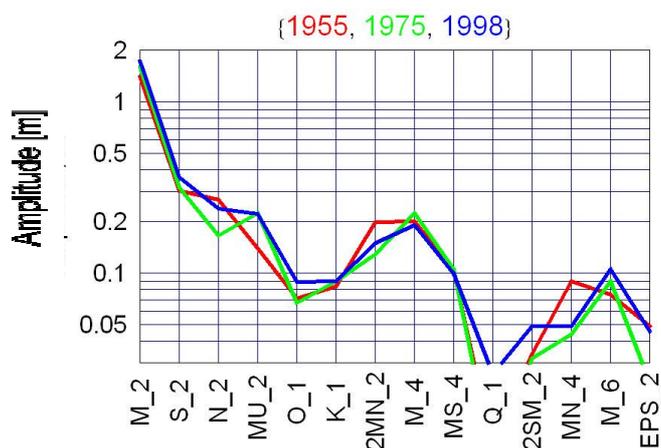


Abbildung 7.26: Weser: Amplituden der Jahre '98 (blau), '75 (grün) und '55 (rot), April-Juli.

Am Pegel Bremen Große Weserbrücke lässt sich in den Partialtiden kein einheitlicher zeitlicher Trend erkennen. Lediglich die $2MN_2$ und MN_4 sind '55 stärker als '75 und '98.

7.4 Analyse der Modelldaten

In den vorangegangenen Berechnungen und Vergleichen handelt es sich um die zeitliche Analyse der Tidekurve für verschiedene Pegelorte. Ein wesentlicher Ansatzpunkt zur Anwendung des mathematischen Modells der Deutschen Bucht (vgl. Kapitel 6) ist der Übergang von einer lokalen Betrachtung der Tidekennwerte zu der Analyse flächenhafter Parameter. Die hydrodynamischen Modellergebnisse gewährleisten somit eine konsistente Darstellung der Tidekennwerte sowohl in den Mündungsbereichen der Ästuarie zwischen den Pegelpositionen als auch seewärts darüber hinaus in der Deutschen Bucht.

7.4.1 Analyse an Pegelorten

Durch Analyse der Modelldaten an den Pegelpositionen und Vergleich mit Messwerten wird zunächst die Güte der Modellergebnisse („Naturähnlichkeit“) nachgewiesen.

In der nachfolgenden Tabelle 7.2 sind für eine Reihe ausgewählter Pegelpositionen die analysierten Tidekennwerte aus Messungen und Rechnungen gegenübergestellt. Die Übereinstimmung bezüglich Amplitude und Phase ist für die Partialtiden O_1 , K_1 , M_2 und S_2 insgesamt zufriedenstellend. Für die Seichtwassertiden M_4 und M_6 kommt es insbesondere bei den Phasen zu leichten Abweichungen, die durch die im HN-Modell nicht exakt nachgebildete komplexe Topografie im Küstenvorfeld entstehen. Hierbei ist auch zu beachten, dass eine Phasendifferenz von 10° bei einer halbtägigen Tide (M_2 , S_2) 21 Minuten, bei einer vierteltägigen Tide (M_4) 10 Minuten und bei einer sechsteltägigen Tide (M_6) 7 Minuten beträgt.

Astronomische Koeffizienten (Amplitude [m] / Phase [°]) in der Deutschen Bucht													
Partialtide		O1		K1		M2		S2		M4		M6	
Ort	Quelle	Amp.	Phas										
Helgoland	Messung	0,09	231	0,08	15	1,12	312	0,26	15	0,07	144	0,02	287
	Rechnung	0,09	226	0,10	17	1,07	312	0,26	18	0,09	138	0,01	6
Borkum	Messung	0,09	215	0,09	4	1,10	278	0,26	340	0,07	7	0,04	189
	Rechnung	0,09	215	0,09	3	1,11	276	0,26	342	0,06	76	0,03	170
Alte Weser	Messung	0,09	231	0,09	14	1,34	312	0,31	17	0,07	140	0,05	310
	Rechnung	0,09	224	0,10	15	1,31	309	0,32	17	0,10	144	0,04	311
Bake A	Messung	0,09	230	0,09	13	1,39	314	0,32	17	0,08	148	0,05	341
	Rechnung	0,09	226	0,10	16	1,32	313	0,33	20	0,10	147	0,04	342
Wyk	Messung	0,09	262	0,08	37	1,25	10	0,27	79	0,11	221	0,05	75
	Rechnung	0,08	251	0,09	44	1,31	5	0,31	77	0,11	224	0,05	48
List Hafen	Messung	0,08	266	0,07	48	0,81	24	0,18	88	0,06	216	0,02	93
	Rechnung	0,08	259	0,08	51	0,89	16	0,21	84	0,02	234	0,03	65

Tabelle 7.2: Vergleich der astronomischen Konstanten zwischen Messung und Modellberechnung

7.4.2 Flächenhafte Analyse

Durch die flächenhafte Analyse der Modellergebnisse wird die Verteilung der Amplituden und Phasen der einzelnen Partialtiden innerhalb der Deutschen Bucht beschrieben.

Die Ausprägung einzelner Partialtiden im Gebiet der Deutschen Bucht ist anhand von Pegelmessungen nur für wenige Orte analysierbar (z. B. Helgoland). Ein flächenhafter Vergleich der im Projekt erzielten Modellergebnisse ist für wenige Partialtiden nur in Verbindung mit anderen Modellrechnungen möglich. Insbesondere die Hauptmondkomponente M_2 wird in einer Reihe von Veröffentlichungen in ihrer flächenhaften Verteilung dargestellt.

Die Verteilung der Amplituden und Phasen in der Deutschen Bucht stellt sich für die untersuchten Partialtiden wie folgt dar:

- O_1 :
Die maximalen Amplituden weisen in einem Bereich von Borkum, ostfriesische Inseln, Jade und Weser bis Eiderstedt Werte von 8 - 9 cm auf. Auf der Abbildung 7.27 sind neben der Amplitudenverteilung die Phasen in Abständen von 7,5 Grad (entsprechen 32 Minuten) angegeben.

- K_1 :
Die Amplituden weisen in einem Bereich von Borkum, Helgoland bis Amrum Werte von 10-11 cm auf. In der Elbmündung verringern sich die Amplituden (vgl. Abbildung 7.28). Die Phasen verlaufen speichenförmig aus Nordwesten bis in den Bereich der Deutschen Bucht, wo sie in Küstennähe verschwenken.
- M_2 :
Die dominante Partialtide in der Deutschen Bucht ist die M_2 , deren Amplitude von Nordwesten bis in die Ästuarmündungen stetig ansteigt. Die Linien gleicher Phase in der freien See verlaufen in etwa äquidistant. In Küstennähe werden sie, vorwiegend durch die komplexe Tiefenstruktur verformt (Reibung) und hängen im Verlauf der linksdrehenden Tide, insbesondere zwischen Jade-, Weser- und Elbmündung, nach. In der Elbmündung verringern sich die Amplituden (vgl. Abbildung 7.29).
- S_2 :
Die Verteilung der Amplituden und Phasen entspricht im Wesentlichen den Verhältnissen der M_2 , wobei die Amplituden nur rund 23% der M_2 betragen und die Phasenlage um rund 63° verschoben ist (vgl. Abbildung 7.30).
- M_4 :
Die Größenordnung der Partialtide M_4 ist stark geprägt durch die Verformung der Tidewelle in der Deutschen Bucht infolge Reibung und Strömung und beträgt rund 7-12 cm (vgl. Abbildung 7.31). Als erste Oberschwingung zur M_2 verändern sich auch die Anzahl und Lagepunkte der Amphidromien in der Nordsee und der Deutschen Bucht. Die Amphidromie der M_4 -Partialtide in der Deutschen Bucht verschiebt sich in etwa auf die Breite von Esbjerg und die Länge von Langeoog.
- M_6 :
Die Amplituden der M_6 , als 2. Obertide zur M_2 , sind deutlich kleiner als die der M_4 und betragen nur rund 1-5 cm (vgl. Abbildung 7.32). Die Amphidromie in der Deutschen Bucht verschiebt sich weiter in den inneren Bereich (Jade-Elbmündung). Deutlich erkennbar ist die Amplitudenerhöhung vor Borkum z.B. im Vergleich zur Außenjade und –waser.

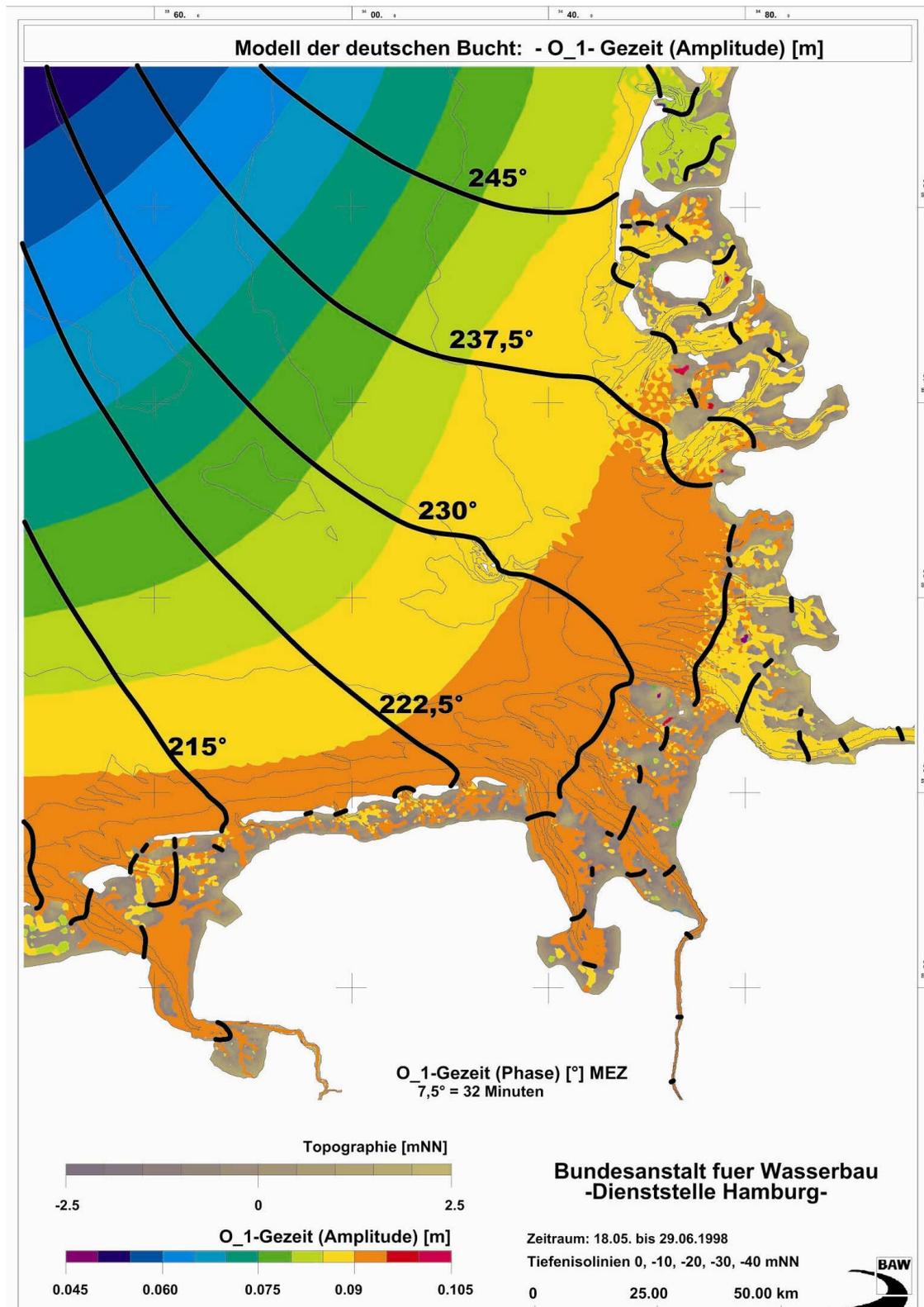


Abbildung 7.27: Modellanalysen der Amplituden und Phasen der O₁-Gezeit

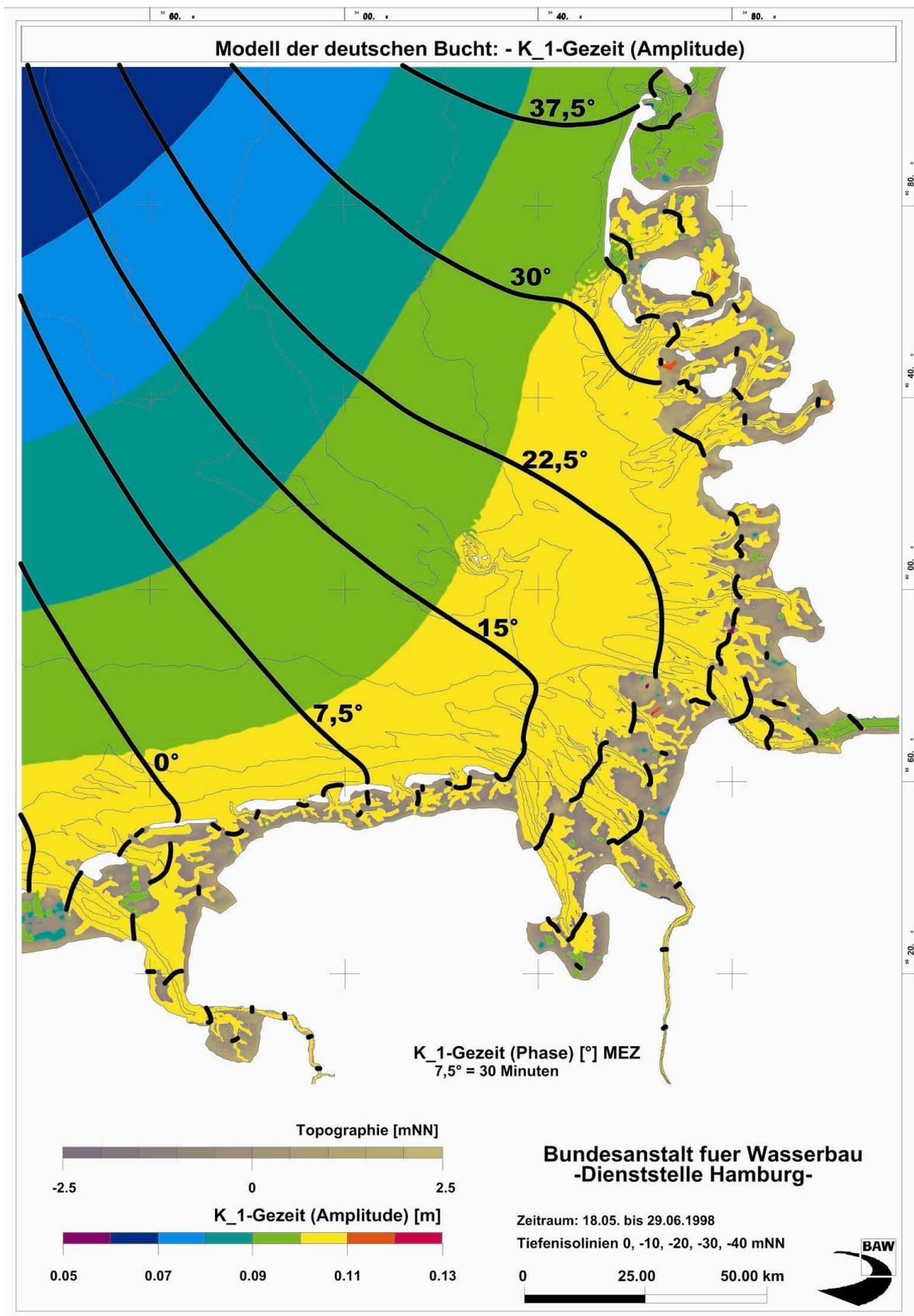
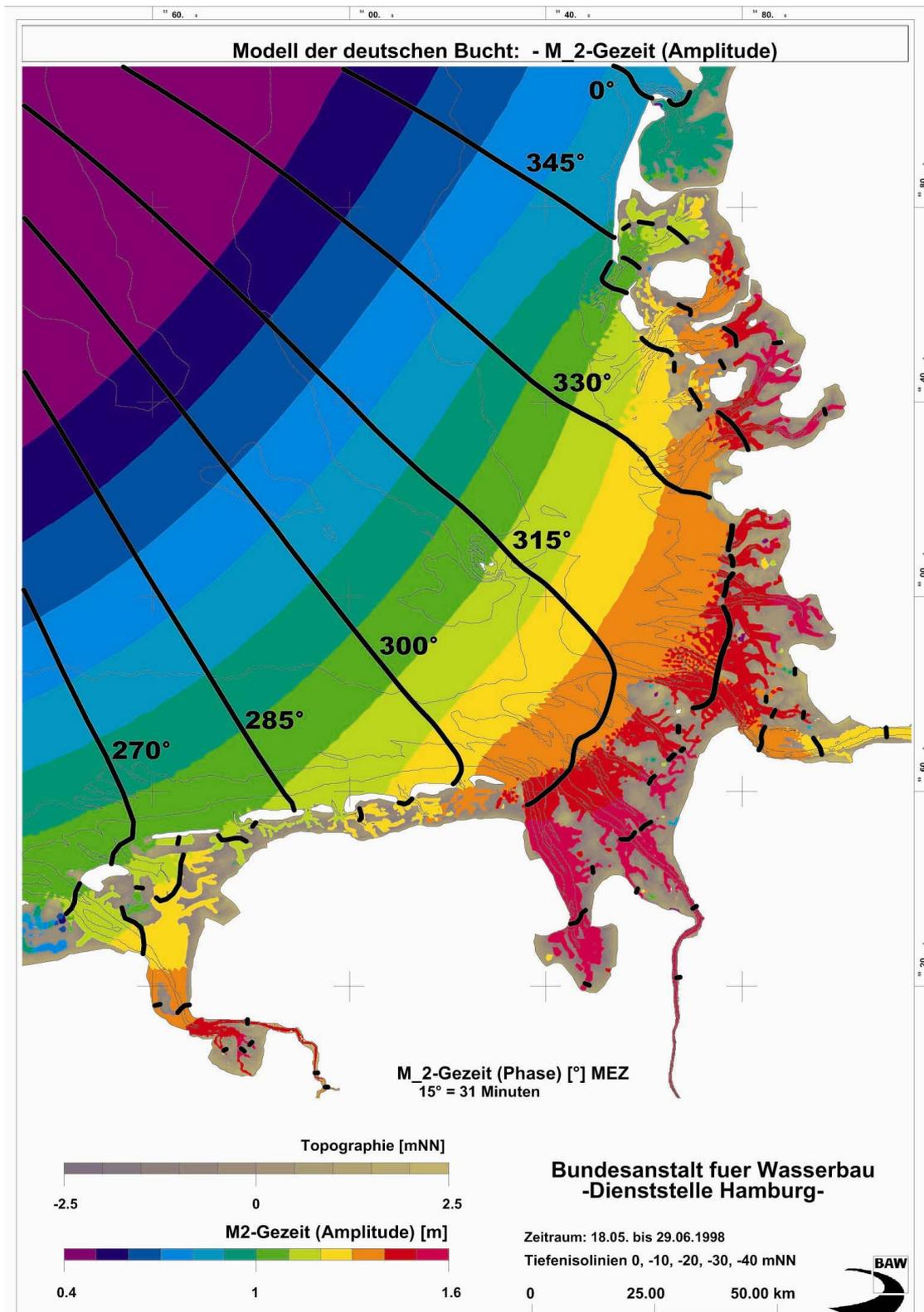


Abbildung 7.28: Modellanalysen der Amplituden und Phasen der K₁-Gezeit



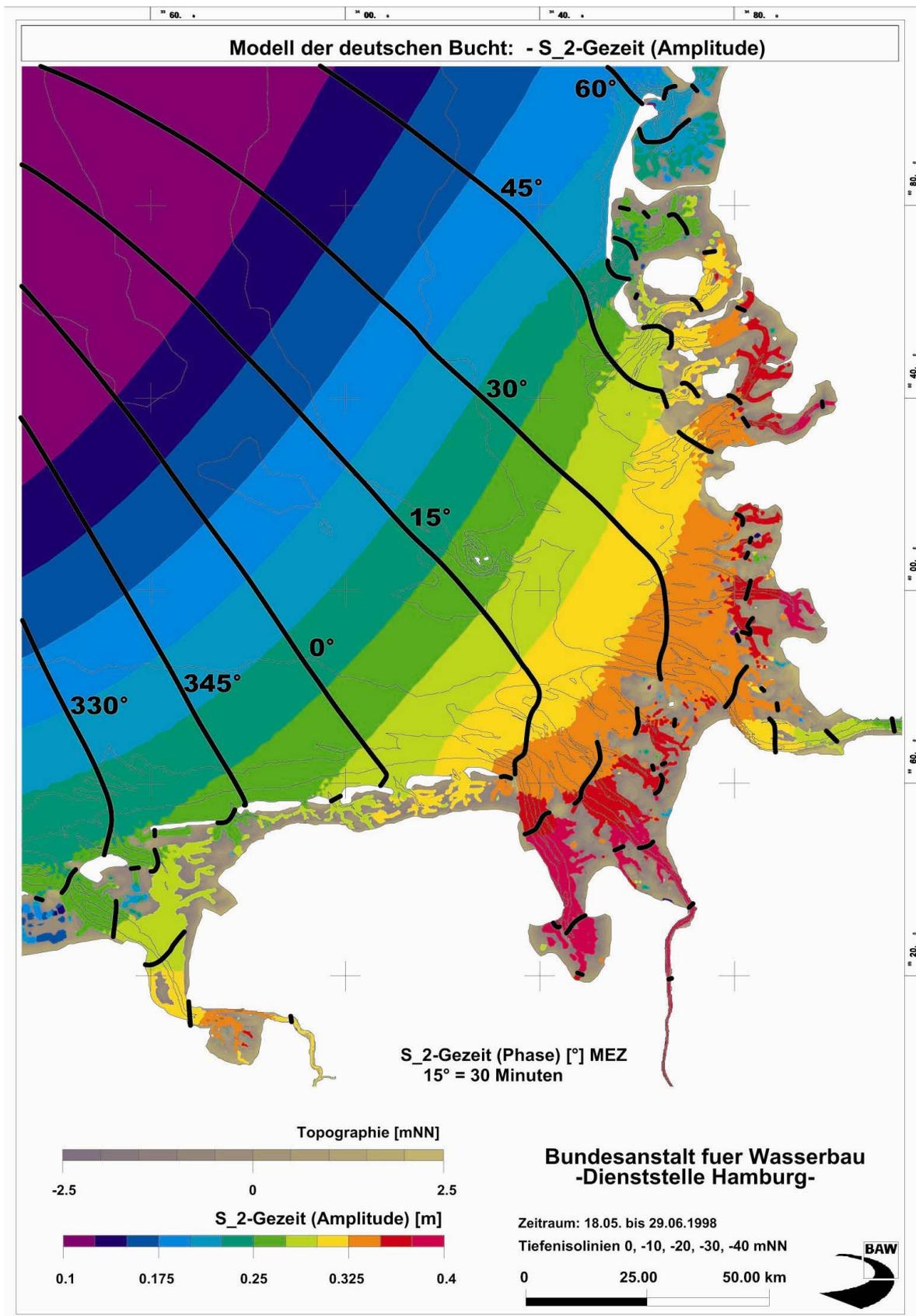


Abbildung 7.30: Modellanalysen der Amplituden und Phasen der S₂-Gezeit

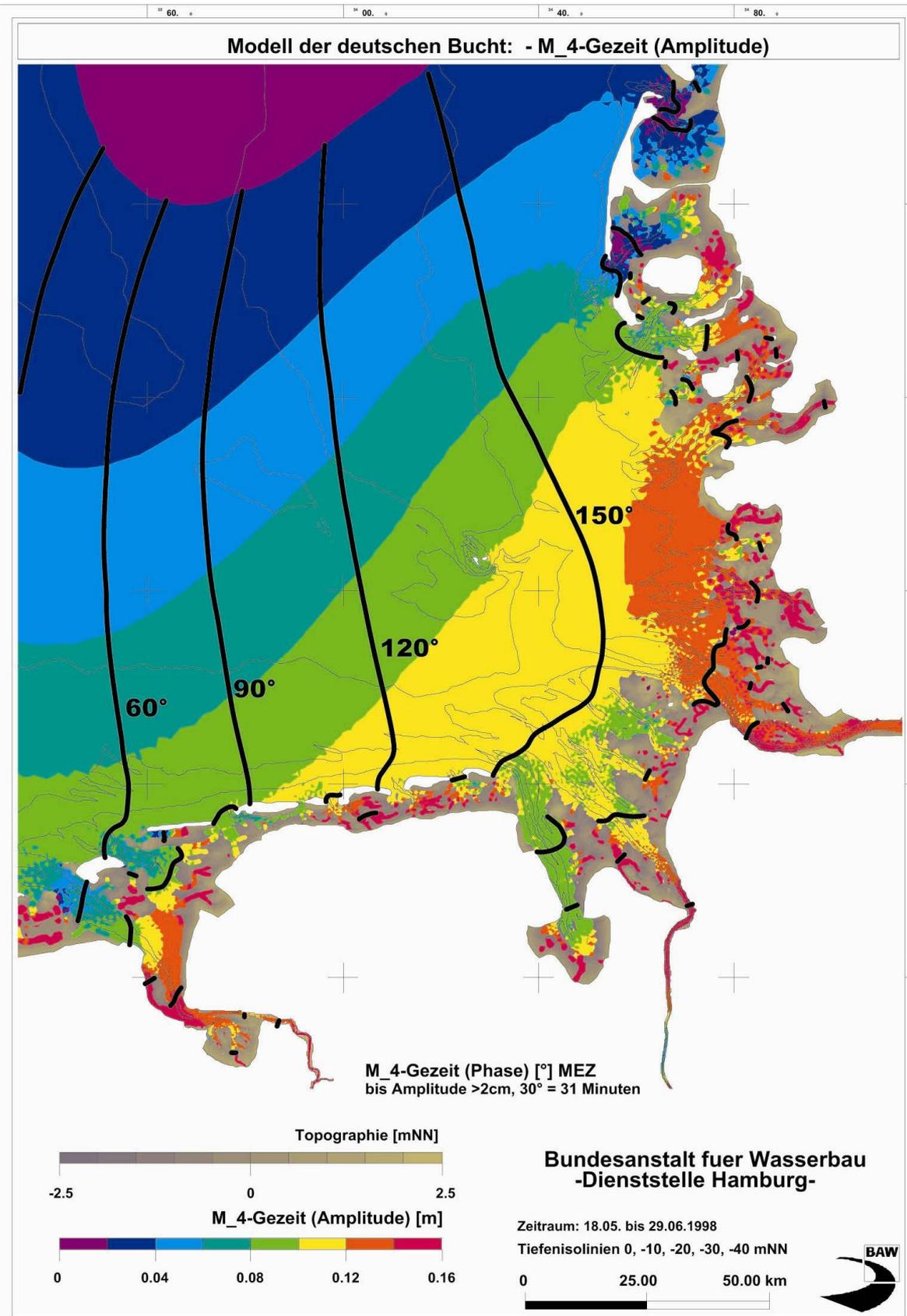


Abbildung 7.31: Modellanalysen der Amplituden und Phasen der M₄-Gezeit

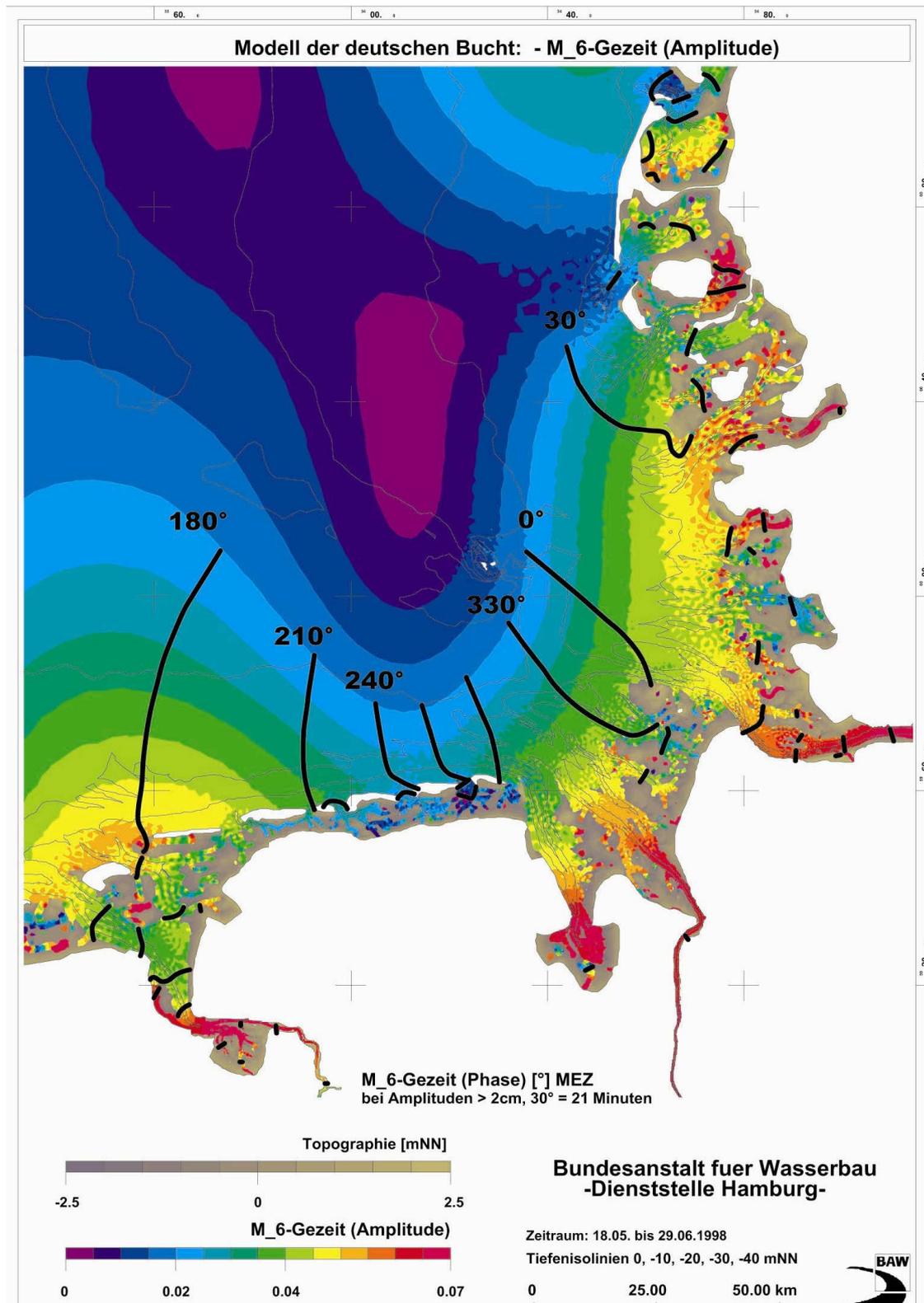


Abbildung 7.32: Modellanalysen der Amplituden und Phasen der M₆-Gezeit

7.5 Ansätze zur Korrelation von Strömung und Tidekurve

7.5.1 Korrelation von Strömung und Tidekurve mit Hilfe der Partialtidenanalyse

Zur Beschreibung der Tidewelle wird zumeist die Form der Wasserstandsganglinie betrachtet. Der Verlauf der Tide am Ort kann jedoch hydrodynamisch vollständig nur durch Wasserstand und Strömung sowie gegebenenfalls die Dichte, resultierend aus Temperatur- und Salzgehalt beschrieben werden kann.

Letztgenannte hydrodynamische Parameter werden hauptsächlich advektiv geändert und sind daher stark abhängig von Strömung und Wasserstand. Hinsichtlich der Charakterisierung der Tide am Ort spielen sie jedoch nur eine untergeordnete Rolle.

Dagegen ist die Strömungskomponente jedoch von großer Bedeutung bei der Charakterisierung der Welle. Charakteristische Merkmale sind :

- der zeitliche Verlauf der Stärke und Richtung, der durch die Form der Stromfigur am Ort zum Ausdruck kommt.
- die Phasenverschiebung der maximalen Strömungen, gegenüber der Phase der Wasserstandsextrema.

Der erste Punkt bringt zum Ausdruck, ob es sich um ein zweidimensionales oder eindimensionales Wellenphänomen handelt (Drehwelle, Longitudinalwelle). Der zweite Punkt liefert eine Aussage darüber, wie stark die Welle einer stehenden Welle gleicht. Liegt die Phasenverschiebung zwischen den Wasserstandsextrema und den Strömungsmaxima in der Größenordnung von 90 Grad ($1/4$ Tideperiode), so charakterisiert dies eine stehende Welle.

Neben der Charakterisierung der Tidewelle als Überlagerung von einer Anzahl von Teilwellen, die zu Tidekennwerten wie den Kenterpunktabständen, maximaler Flut- und Ebbestrom sowie deren Eintrittszeiten führt, kann auch jede Teilwelle für sich vollständig beschrieben werden, wenn man eine Partialtidenanalyse der Strömung zusätzlich zur Analyse des Wasserstandes durchführt.

Daher ist für die Charakterisierung der Tide eine parallele Harmonische Analyse von Strömung und Wasserstand sinnvoll. Dies ergibt insbesondere bei der Analyse von flächenhaft vorliegenden Daten aus Modellsimulationen ein vollständigeres Bild der Tidewelle.

Beispielhaft wurde eine flächenhafte Strömungsanalyse für die Simulation mit dem HN-Modell der Deutschen Bucht der BAW unter Einsatz des Analyseprogramms FRQWF [1] durchgeführt. Die Partialtidenanalyse umfasst den Zeitabschnitt vom 18.05. bis zum 29.06.1998.

Abbildung 7.33 zeigt das Verhältnis von minimalem zu maximalem Strom. Vom Betrag her kleine Werte entsprechen einer alternierenden Strömung in der Partialtide M_2 . Positive Werte (rot) bedeuten, dass die Partialtidenellipse gegen den Uhrzeigersinn durchlaufen wird. Negative Werte (blau) bedeuten einen Umlauf im Uhrzeigersinn. Während im Tiefwasser der Deutschen Bucht die Partialtidenellipsen der M_2 linksherum durchlaufen werden, besitzen sie in den Flachwasserbereichen vor den Ästuarmündungen den entgegengesetzten Drehsinn. In den Rinnen zeigen sich wie erwartet alternierende Strömungen, d.h. die Ellipsen werden extrem schmal. Abbildung 7.34 stellt den maximalen Anteil der M_2 -Tide an der Strömung in Betrag und Richtung dar. Die durch die Pfeile angedeuteten Richtungen geben die effektive Laufrichtung der Tidewelle an. Der Wechsel der effektiven Laufrichtung im Bereich der Deutschen Bucht entlang einer von Nordwest nach Südost verlaufenden Linie ist klar zu erkennen.

Die Phasendifferenz zwischen dem Maximum der Amplitude des Wasserstandes und der maximalen Geschwindigkeit der Stromellipse einer Partialtide ist ein Maß zur Charakterisierung der Tide bezüglich fortschreitender oder stehender Welle. Dieser Zusammenhang wird auf der nachfolgenden Skizze erläutert:

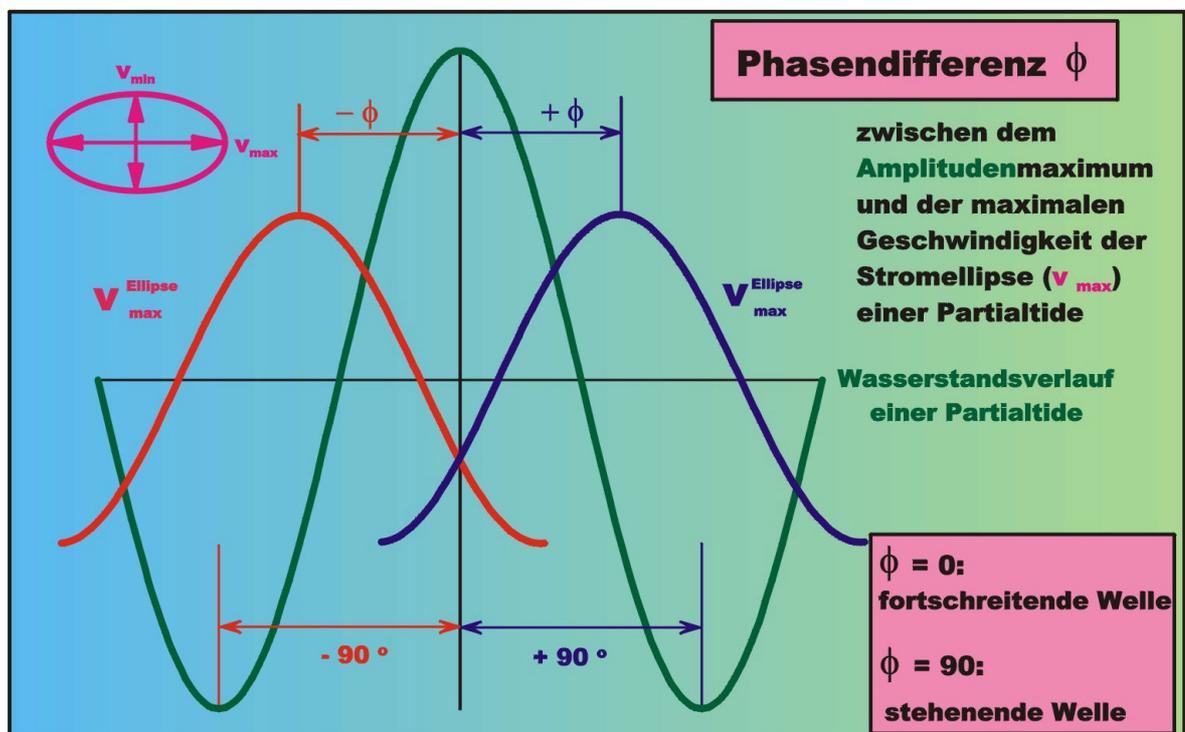


Abbildung 7.35 zeigt die Phasendifferenz zwischen Wasserstand und Strömung für die Partialtide M_2 . Durch diese Größe können Gebiete, in denen die Welle die Charakteristik einer fortlaufenden Welle besitzt, von denen unterschieden werden, in denen die Welle sich wie eine stehende Welle verhält. In der Deutschen Bucht besitzt die Welle überwiegend die Eigenschaften einer stehenden Welle, ebenso in der Ems und im Jade-Weser-Gebiet. Vor den ostfriesischen Inseln westlich von Spiekeroog sowie den nordfriesischen Inseln liegt sie im Übergangsbereich zu einer fortlaufenden Welle, ebenso in der Außenelbe.

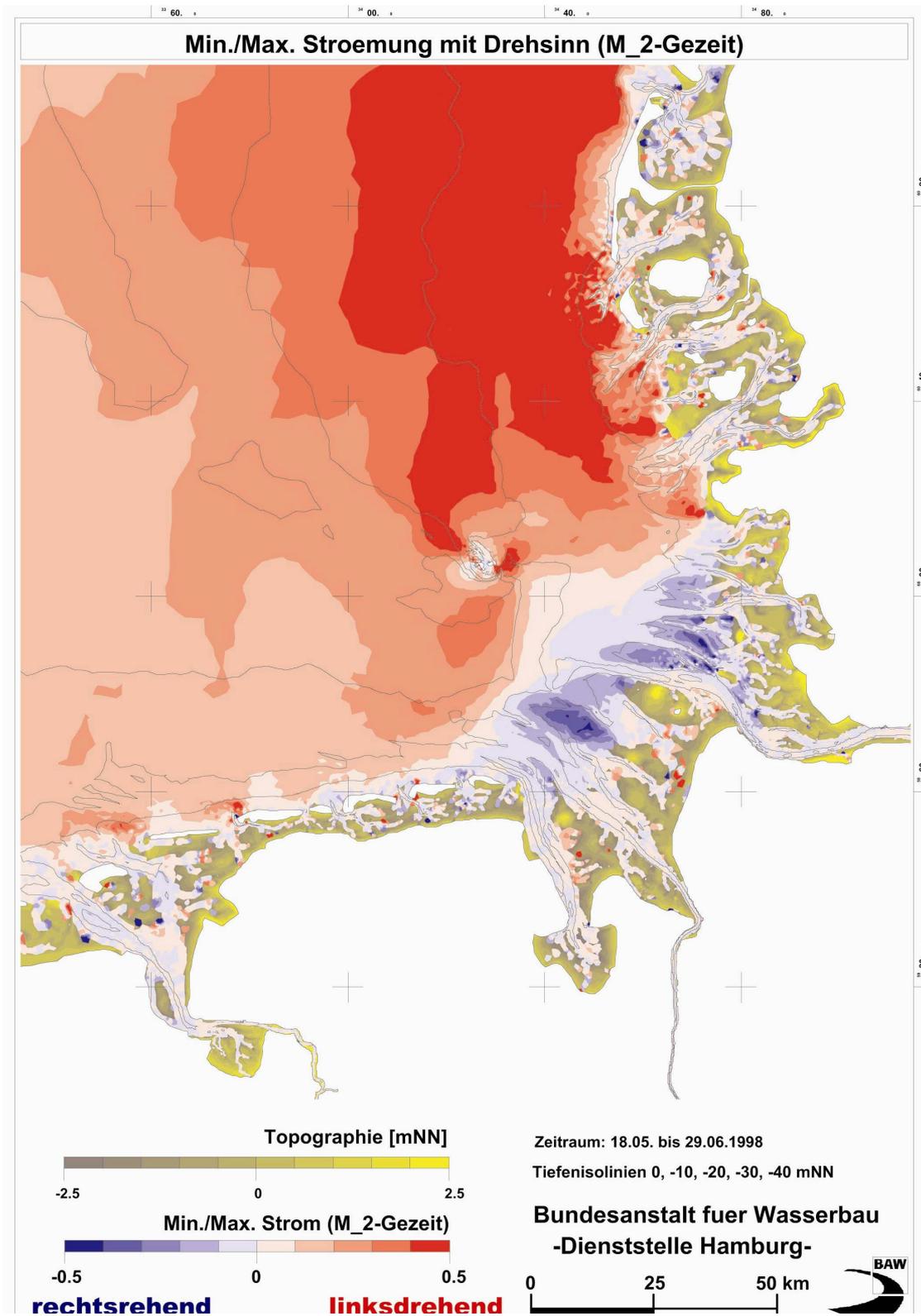


Abbildung 7.33: Verhältnis der minimalen zur maximalen Stromellipsenachsen, M₂-Tide

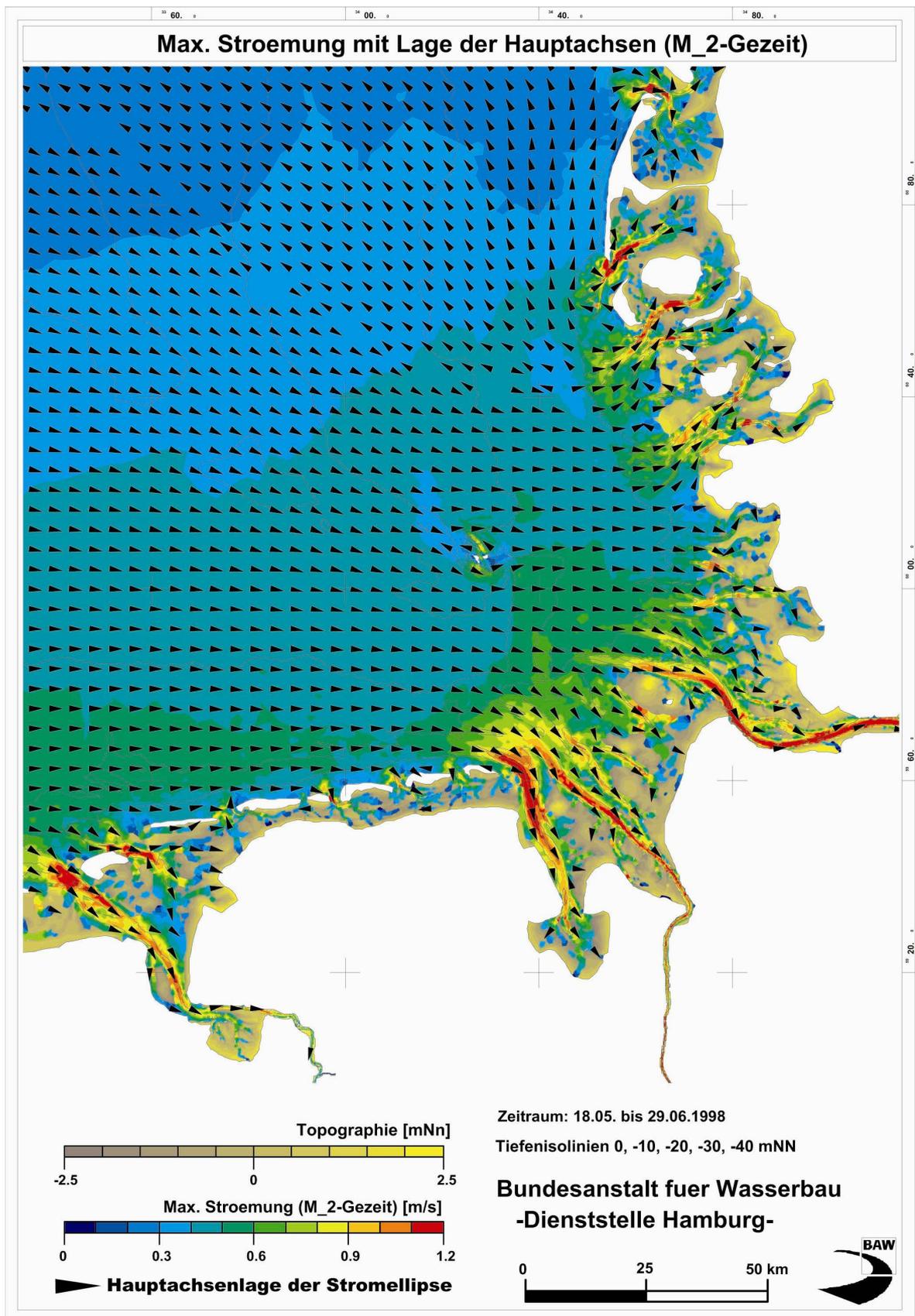


Abbildung 7.34: Maximaler Anteil und Achsenlage der M2-Tide an der Stroemung

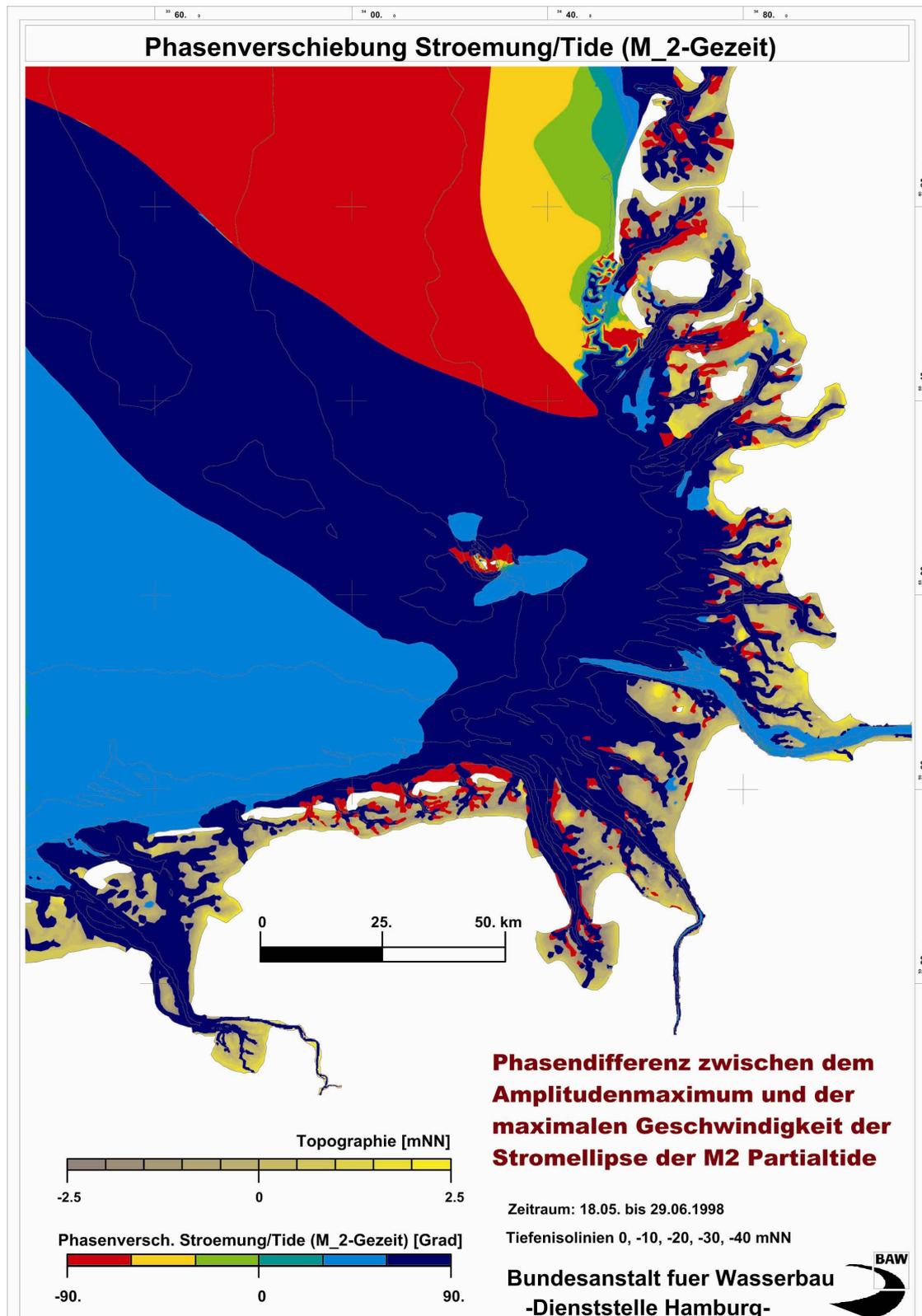


Abbildung 7.35: Phasenverschiebung Wasserstand / Strömung der M₂-Tide

7.5.2 Beispielhafte Durchführung einer Korrelation von Strömung und Tidekurve

Wie bereits erwähnt, führt die Korrelation zwischen Strömung und Tidekurve zu einem besseren Verständnis der gesamten Tidewelle und soll daher an dieser Stelle beispielhaft durchgeführt werden. Die Grundlage bilden die Ergebnisse der Partialtidenanalyse der horizontalen Geschwindigkeiten.

Es finden die zwei unter 7.5.1 genannten Verfahren Anwendung: Zum einen wird die Phasenverschiebung der Strömungsmaxima gegenüber der Wasserstandsextrema ermittelt. Zum anderen werden Querschwingungen mit Hilfe der Partialtidenanalyse der Strömung lokalisiert, die anhand der Konstruktion von Stromellipsen hervorgehoben werden.

7.5.3 Phasenverschiebung der maximalen Strömung gegenüber der Wasserstandsextrema

Dieses Verfahren wird exemplarisch an den Standorten Schulau und Scharhörn angewandt. Schulau repräsentiert einen Standort im Inneren des Ästuars der Elbe, Scharhörn liegt im seeseitigen Außenbereich der Mündung.

An beiden Standorten lässt sich für das Verfahren nur der Flutstrom verwenden. Dem Ebbstrom lässt sich kein eindeutiges Maximum der Geschwindigkeit zuordnen, da die Strömungsgeschwindigkeit über eine lange Zeitspanne konstant bleibt. Der Flutstrom hat an beiden Standorten eindeutige Maxima und kann somit zur Analyse verwendet werden.

Am Standort Schulau liegt eine Phasenverschiebung von $\phi = 88^\circ \pm 15^\circ$ vor. Dieser Wert charakterisiert eine stehende Welle, wie anhand der Skizze in Kapitel 5.2.1 erkennbar ist. In Scharhörn beträgt die Phasenverschiebung $63^\circ \pm 14^\circ$. Hier kann also nicht von einer stehenden Welle gesprochen werden. Der Einfluss des Ästuars ist noch zu erkennen, da es sich dabei nicht um eine fortlaufende Welle handelt ($\phi = 0$).

Dieses Ergebnis weist darauf hin, dass die Tidewelle im Ästuar stark verformt wird und Auswirkungen bis in den seeseitigen Außenbereich des Ästuars bestehen.

7.5.4 Zeitlicher Verlauf der Stärke und Richtung der Strömung

Die horizontalen Geschwindigkeiten werden analysiert, um mögliche Querschwingungen zu ermitteln. Letztere lassen sich zuordnen, da die Partialtiden elliptische Stromfiguren beschreiben.

Die Stromfigur wird aus den Vektoren des minimalen und des maximalen Stroms konstruiert.

Dieses Verfahren wird wiederum beispielhaft an den Standorten Schulau und Scharhörn angewandt. Die Ergebnisse sind in Tabelle 7.3 für die sechs wichtigsten Partialtiden aufgelistet.

Partialtide	Schulau				Scharhörn			
	U_i [cm/s]	u_i [cm/s]	T_i	$ U_i/u_i $	U_i [cm/s]	u_i [cm/s]	T_i	$ U_i/u_i $
M_2	81.037	-0.578	-80.2	140,2	64.276	0.459	-62.8	140,0
S_2	18.477	-0.030	-80.4	615,9	16.996	0.155	-63.9	109,7
μ_2	10.740	-0.306	-81.9	35,1	6.140	-0.247	-56.8	24,9
N_2	10.203	0.597	86.4	17,1	10.179	0.556	-60.5	18,3
M_4	13.180	-1.091	-85.0	12,1	18.225	0.671	-61.1	27,2
M_6	9.360	0.401	-80.3	23,3	0.958	0.358	-25.8	2,7

Tabelle 7.3: Ergebnisse der Partialtidenanalyse der sechs wichtigsten Partialtiden an den Standorten Schulau und Scharhörn

U_i : Maximaler Strom

u_i : Minimaler Strom. Bei negativem Vorzeichen rotiert der Vektor im Uhrzeigersinn, bei positivem Vorzeichen dagegen.

T_i : Inklinationswinkel. Gibt die Abweichung der Richtung des maximalen Vektors gegen die Nordrichtung an. Positive Winkel bedeuten eine Inklination nach Osten, negative Winkel eine Inklination nach Westen.

$|U_i/u_i|$: Betrag des Verhältnis vom maximalen zum minimalen Vektor.

Aus der Tabelle wird ersichtlich, dass die Längsströmungen an beiden Standorten deutlich überwiegen. Die dominierenden Partialtiden M_2 und S_2 weisen eine Schwingung parallel zum Verlauf der Elbe auf. Es handelt sich an beiden Standorten um Longitudinalwellen.

Signifikante Querschwingung sind für die Partialtide M_4 am Standort Scharhörn und die Partialtide M_6 am Standort Schulau zu beobachten. Der Einfluss dieser Partialtiden wird vom dominierenden Einfluss der M_2 derart überlagert, dass keine Auswirkung auf die resultierende Stromfigur zu erkennen ist.

7.6 Beziehung zwischen Sielentwässerung und Tidekurve

Ziel der nachfolgenden Ausarbeitung ist es, die mathematischen und physikalischen Zusammenhänge eines Sielvorgangs für die Verwendung vor Ort darzulegen.

Der Abfluss Q eines Siels wird nach folgenden Formeln berechnet:

$$Q(t) = \mu * A_S(t) * v(t) \quad \text{Gl. 7-4}$$

mit dem Abflussbeiwert μ , der Querschnittsfläche der Sielfüllung $A_S(t)$ zum Zeitpunkt t und

$$A_S(t) = b_S * h_S(t) \quad \text{Gl. 7-5}$$

mit der Sielbreite b_S am Ausfluss, dem Sielwasserstand $h_S(t)$ zum Zeitpunkt t am Ausfluss und der Geschwindigkeit $v(t) = \sqrt{2 * g * \Delta h(t)}$ nach Bernoulli mit der Gravitationsbeschleunigung $g = 9,81 \text{ m/s}^2$.

Der Abflussbeiwert μ und die Sielbreite b_S können zu einem sielspezifischen Faktor $F_{\text{siel}} = b_S * \mu$ zusammengefasst werden.

$$\text{So ergibt sich } Q(t) = F_{\text{siel}} * h_S(t) * \sqrt{2 * g * \Delta h(t)}.$$

Das gesielte Volumen V ergibt sich aus dem zeitlichen Integral des Durchflusses über die Sieldauer Dz .

$$V = F_{\text{Siel}} * \int_0^{Dz} h_S(t) * \sqrt{2 * g * \Delta h(t)} dt \quad \text{Gl. 7-6}$$

Es empfiehlt sich, den Sielwasserstand $h_S(t)$ als Mittelwert des Wasserstandes am Sielbauwerkseinlauf und -auslauf anzunehmen. Unter Berücksichtigung der geodätischen Sielsohlenhöhe $h_{\text{Sielsohle}}$ ergibt sich

$$h_S(t) = \frac{1}{2} (h_{\text{innen}}(t) - h_{\text{ausßen}}(t)) - h_{\text{Sielsohle}} \quad \text{Gl. 7-7}$$

Die Höhendifferenz $\Delta h(t)$ berechnet sich aus der Differenz des Wasserstandes innen und außen.

$$\Delta h(t) = h_{\text{innen}}(t) - h_{\text{ausßen}}(t) \quad \text{Gl. 7-8}$$

Um das oben genannte Integral lösen zu können, müssen die Funktionen des Sielwasserstandes $h_{\text{innen}}(t)$ und des Außenwasserstandes $h_{\text{ausßen}}(t)$ bestimmt werden. Vereinfachend wird davon ausgegangen, dass der Binnenwasserstand einer linearen Funktion während des Sielvorgangs folgt. Der Außenwasserstand folgt einer Sinusfunktion.

Weitere Hinweise zur praktischen Auswertung dieses Problems werden im folgenden Beispiel noch gegeben.

Beispiel

Beispielhaft wurden die Daten des Holmsiels für den ersten bis sechsten Januar 2002 ausgewertet und in Abbildung 7.36 dargestellt.

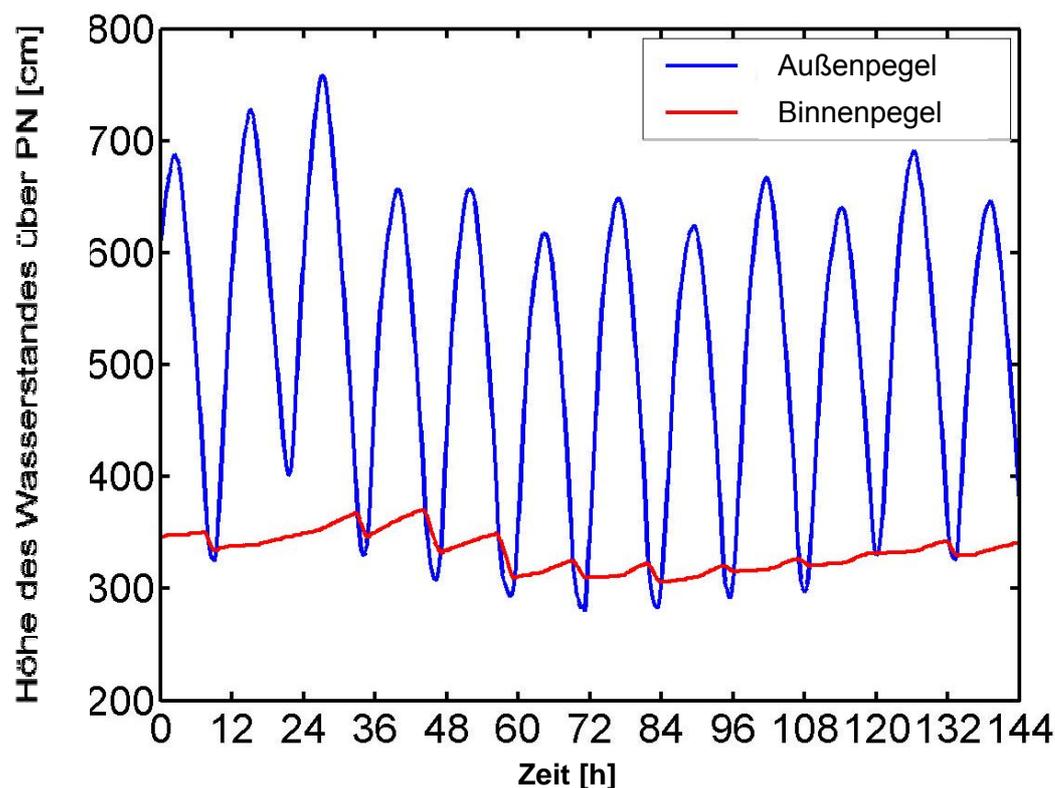


Abbildung 7.36: Wasserstände am Holmsiel vom 01. bis 06. Januar 2002

Die Tidekurve wird in Sequenzen mit Sielvorgang zerteilt. Eine Sequenz erstreckt sich von Hochwasser1 bis Hochwasser2 einschließlich Niedrigwasser. Die zerteilten Tidekurven wurden so übereinander gelegt, dass der Sielbeginn jeweils zum gleichen Zeitpunkt ist. Anschließend wurde zu jedem Zeitpunkt der Mittelwert gebildet. Diese sind in Abbildung 7.37 als blaue Kurve mit blauen Dreiecken dargestellt.

Mit folgendem Ansatz wurde die mittlere Wasserstandskurve durch eine Sinuskurve ersetzt:

Allgemein lautet die Sinusfunktion (vgl. Abbildung 7.37):

$$f(t) = a + b \cdot \sin(\omega \cdot t - \varphi_0) \quad \text{Gl.7-9}$$

mit den Funktionskonstanten a als der Verschiebung entlang der y -Achse, $|b|$ als Dehnungsfaktor in y -Richtung (Amplitude der Kurve), $1/\omega$ als Dehnungsfaktor in x -Richtung, $c = \varphi_0/\omega$ als Verschiebung entlang der x -Achse und der Periode T der Kurve mit $T = 2\pi/\omega$.

Da die Messwerte des Holmsiels vom 01. bis 06. Januar 2002 keine symmetrische Funktion bilden (vgl. Abbildung 7.37), wurde zur Ermittlung der Funktion dieser beispielhaften Außenwasserstände zuerst eine Sinusfunktion für den Bereich des aufsteigenden Astes gebildet, dann für den Bereich des absteigenden Astes, so dass sich die zum Schluss verwendete Funktion aus dem Mittel dieser beiden Funktionen darstellen lässt.

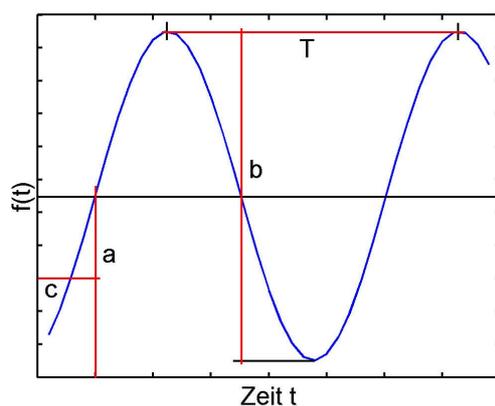


Abbildung 7.37: Verlauf der Sinuskurve $f(t) = a + b \cdot \sin(\omega \cdot t - \varphi_0)$ über die Zeit t

Aufsteigender Ast:

Bestimmung der Funktionskonstanten

$$b = (\max_{\text{rechts}} - \min) / 2 = (652 - 307) / 2 = 172,5 \text{ cm}$$

$$a = 172,5 + 307 = 479,5 \text{ cm}$$

$$T = 2 \cdot |t(\max_{\text{rechts}}) - t(\min)| = 2 \cdot (790 - 425) = 730 \text{ min}$$

$$\omega = 2\pi/T = 2\pi/730 = 0,0086 \text{ min}^{-1}$$

$$\varphi_0/\omega = t(a) = t(479,5)$$

$$t(468) = 570 \text{ min}$$

$$t(484) = 580 \text{ min}$$

Ergebnis der linearen Interpolation:

$$\varphi_0/\omega = t(479,5) = 570 + 10 / (484 - 468) \cdot (479,5 - 468) = 577 \text{ min}$$

$$\varphi_0 = 577 \cdot 0,0086 = 4,9622$$

Die Funktionskonstanten in die allgemeine Sinusfunktion eingesetzt ergibt:

$f_{\text{aufsteigend}}(t) = 479,5 + 172,5 * \sin(0,0086 * t - 4,9622)$ [cm] (in Abbildung 7.38 pink).

Abfallender Ast:

Bestimmung der Funktionskonstanten

$$b = (\max_{\text{links}} - \min) / 2 = (663 - 307) / 2 = 178 \text{ cm}$$

$$a = 178 + 307 = 485 \text{ cm}$$

$$T = 2 * |t(\max_{\text{links}}) - t(\min)| = 2 * |35 - 425| = 780 \text{ min}$$

$$\omega = 2\pi/T = 2\pi/780 = 0,0081 \text{ min}^{-1}$$

$$\varphi_0/\omega = t(a) = t(485)$$

$$t(481) = 260 \text{ min}$$

$$t(493) = 250 \text{ min}$$

Ergebnis der linearen Interpolation:

$$\varphi_0/\omega = t(485) = 260 - 10 / (493 - 481) * (485 - 481) = 253,3 \text{ min}$$

$$\varphi_0 = 253,3 * 0,0081 = 0,18873$$

Die Funktionskonstanten in die allgemeine Sinusfunktion eingesetzt ergibt:

$$F_{\text{abfallend}}(t) = 485 + 178 * \sin(0,0081 * t - 0,18873 + \pi)$$
 [cm] (in Abbildung 7.38 cyan).

Bei dem abfallenden Ast muss berücksichtigt werden, dass sich die Definition der allgemeinen Sinusfunktion auf den aufsteigenden Ast bezieht. Die Phasenverschiebung um π muss zu φ_0 addiert werden.

Die gesuchte Funktion $f(t)$ für den betrachteten Zeitraum lässt sich nun aus dem arithmetischen Mittel der beiden zuvor bestimmten Funktionen berechnen (in Abbildung 7.38 rot).

$$f(t) = (f_{\text{abfallend}}(t) + f_{\text{aufsteigend}}(t)) / 2$$

$$= (485 + 178 * \sin(0,0081 * t - 0,18873 + \pi) + 479,5 + 172,5 * \sin(0,0086$$

$$* t - 4,9622)) / 2$$

$$= 482,5 + 89 * \sin(0,0081 * t - 0,1887 + \pi) + 86,25 * \sin(0,0086 * t - 4,9622)$$

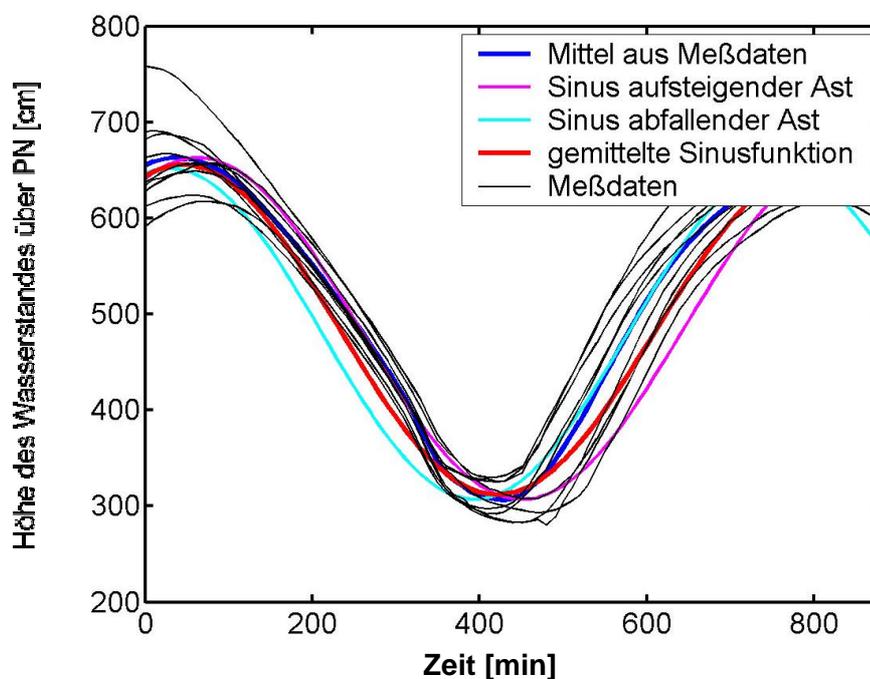


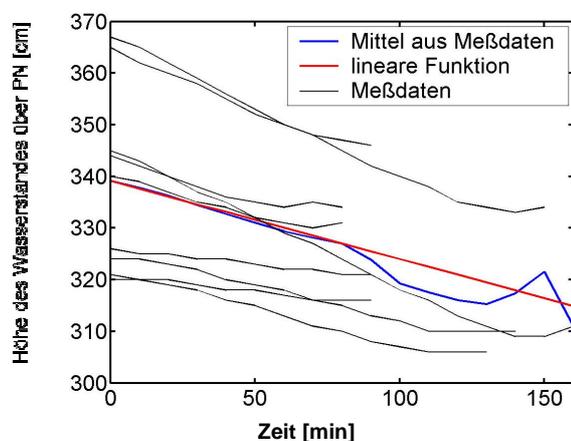
Abbildung 7.38: Übereinandergelegte Sequenzen der Tidekurve

Das Ergebnis wird anhand Abbildung 7.38 dargestellt. In den mittleren Bereichen der Tidekurve wird keine zufriedenstellende Übereinstimmung mit den Messwerten erreicht. Für die Berechnung des Sielvolumens ist jedoch nur der Bereich des Tideniedrigwassers relevant. Dieser wird durch die ermittelte Funktion hinreichend genau nachgebildet.

Zur Bestimmung der Funktion $g(t)$ des Wasserstandsverlaufs_{Innen} des Holmsiels vom 01. bis 06. Januar 2002 wurden aus der Messreihe die Sequenzen der Sielvorgänge in Abbildung 7.39 übereinander gelegt und für jeden Zeitpunkt gemittelt. Diese sind in der Abbildung als blaue Kurve dargestellt. Im Zeitintervall von $t = 0$ bis 80 min verläuft sie annähernd linear. Bis zu diesem Zeitpunkt ist bei allen einbezogenen Sielvorgängen gesielt worden. Danach hat sich das Sieltor bei einigen geschlossen. Deshalb wird zur Bestimmung der Funktion der Bereich bis $t = 80$ min verwendet.

Daraus ergibt sich

$$\begin{aligned}
 g(t) &= \max h - (\max h - \min h) / \Delta t * t \\
 &= h(0) - (h(0) - h(80)) / 80 * t \\
 &= 339,11 - (339,11 - 327) / 80 * t \\
 &= 339,11 - 0,1514 * t \text{ (in Abbildung 7.39 rot)}
 \end{aligned}$$

Abbildung 7.39: Übereinandergelegte Sequenzen des Wasserstandsverlaufes_{Innen}

Für die Berechnung des Sielvolumens $V = F_{\text{Siel}} \cdot \int_0^{Dz} h_s(t) \cdot \sqrt{2 \cdot g \cdot h(t)} dt$ wird unter Verwendung der zuvor ermittelten Funktionen zunächst der Integralausdruck mit einer Visual-Basic- Programmierung in Microsoft Excel berechnet (siehe Anhang E).

Aus dieser Berechnung ergibt sich für das Integral folgender Wert:

$$\int_0^{Dz} h_s(t) \cdot \sqrt{2 \cdot g \cdot h(t)} dt = 81070,27 \text{ m}^2.$$

Folgende Annahmen gelten für die vollständige Berechnung:

$$\mu = 0,75$$

$$b_S = 12 \text{ m}$$

$$h_{\text{Sielsohle}} = 250 \text{ cmPN}$$

Damit ergibt sich das gesuchte Sielvolumen für jeden Sielvorgang des Holmsiels vom 01. bis 06. Januar 2002 zu $V = 729.632,41 \text{ m}^3$.

Der Verlauf des Außenwasserstandes wird beim Holmsiel nicht merklich durch den Sielvorgang verändert, da das Außentief nicht in seinem Querschnitt beschränkt ist. Für den Außenwasserstand kann hier durchgehend von der Sinusfunktion ausgegangen werden.

Ist dem Siel ein Außentief mit begrenztem Querschnitt vorgelagert, so verformt sich die Sinuskurve der Außenwasserstände bedingt durch das zusätzliche Oberwasservolumen während der Sielvorgänge deutlich. Der Außenwasserstand verläuft im unteren Teil in etwa parallel zur linearen Funktion des Binnenwasserstandes.

8 Charakterisierung der Tidekurve

Um die Tidekurve in verschiedenen Regionen oder an einzelnen Standorten zu charakterisieren, werden an dieser Stelle die markanten Ergebnisse der Analysen gebietsweise zusammengefasst, parallel dargestellt und in Zusammenhang gebracht. Es wird dabei unterschieden zwischen den Regionen *Sylt*, *umströmte Insel (Föhr)*, *Übergang von See zur Küste*, *Eidersperrwerk* und *Übergang von See ins Ästuar*. Vorangestellt wird die Charakterisierung der Tidekurve in Helgoland als Vergleichstide für die gesamte Region.

8.1 Helgoland: Die Vergleichstide

Die Nordsee ist ein Randmeer, in dem gezeitenerzeugende Kräfte eine untergeordnete Rolle spielen. Die Tidewelle in der Nordsee ist durch eine Mitschwingungsgezeit, maßgeblich beeinflusst durch die vom Nordatlantik und durch den Englischen Kanal einschwingende Gezeit geprägt. Der Gezeitenrhythmus ist halbtägig mit einer Periode von etwa 745 min, vorwiegend als Effekt der dominanten M_2 -Gezeit. In den flachen Regionen werden - topografisch bedingt - Oberschwingungen angeregt, die zu der Verformung der Tidewelle beitragen. Im Vergleich zu den anderen Pegelstandorten im Untersuchungsgebiet wird die Tidewelle in Helgoland, bedingt durch die freie Insellage in der tieferen Nordsee am wenigsten durch die Topografie beeinflusst. Weder Küsten noch Watten oder weitere Inseln liegen im umliegenden Gebiet. Weiterhin spielt der Oberwassereinfluss dort keine Rolle. Aus diesem Grund wird die Tidekurve in Helgoland für diese Studie als Vergleichstide für das Untersuchungsgebiet herangezogen.

In der Nordsee befinden sich zwei ausgeprägte Amphidromien der M_2 -Partialtide, eine im Englischen Kanal und die andere in der südöstlichen Nordsee etwa auf der Breite von Esbjerg und der Länge von Terschelling.

Die letztgenannte Amphidromie beeinflusst im wesentlichen den Tideverlauf in der Deutschen Bucht. Es gilt dort in der Regel: Je größer der Abstand zu dieser M_2 -Amphidromie ist, desto höher ist der Tidehub. Aus diesem Grund ist beispielsweise der mittlere Tidehub in Helgoland höher als in Sylt und geringer als entlang der ostfriesischen Küste. Belegt durch diese Studie, bestand dort ein Verhältnis von $T_F/T_E = 0.84 \pm 0.01$ ('55, '75, '98), dadurch dass die Ebbedauer etwa 20% länger ist als die Flutdauer. Somit zeigte sich eine Asymmetrie in der Tidekurve.

Die Partialtidenanalyse der verschiedenen 4-monatigen Zeitabschnitte ('55, '75, '98) hat ergeben, dass die Amplitude der Tidekurve in Helgoland in erster Linie durch die Amplitude der M_2 -Gezeit ($1.117 \text{ m} \pm 0.007 \text{ m}$) bestimmt wird, wie auch an den anderen Standorten im

Untersuchungsgebiet. Nach der Größenordnung klassifiziert ergeben sich weitere 13 Partialtiden, deren Amplitude signifikant zur Form der Tidekurve beitragen. Es handelt sich dabei, sortiert nach der Größe der Amplituden, um die S_2 , N_2 , μ_2 , O_1 , K_1 , $2MN_2$, M_4 , MS_4 , Q_1 , $2SM_2$, MN_4 , M_6 und die ε_2 . Weitere Obertiden, deren Amplituden an der Küste und in den Ästuaren deutlich ansteigen, sind in Helgoland nicht signifikant.

Die Unterschiede der Tidekennwerte zu den Zeitpunkten der Jahre '55, '75 und '98 sind in Helgoland eher unwesentlich. Das $MThw_{98}$ ist etwa 0.1 m höher als das $MThw_{75}$ und das $MThw_{55}$. In den Jahren '55 und '75 ist es mit $1.05 \text{ m} \pm 0.02 \text{ m}$ sehr einheitlich. Das $MTnw_{98}$ und das $MTnw_{55}$ sind annähernd gleich ($-1.31 \text{ m} \pm 0.01 \text{ m}$), dagegen ist das $MTnw_{75}$ um ca. 0.1 m niedriger. Der $MThb$ ändert sich unwesentlich von 2.40 m ('55) auf 2.44 m ('75) und auf 2.47 m ('98). Die Flut- und Ebbedauer schwanken zwischen den Zeitpunkten der Jahre um etwa 2 min, d.h. für die drei Zeitspannen galt: $T_F/T_E = 0.839 \pm 0.017$.

Aus der Partialtidenanalyse ergeben sich folgende Änderungen der Zusammensetzung der Tidekurve zu den Zeitpunkten der Jahre '55, '75 und '98:

Die signifikanten Amplituden der halbtägigen, vierteltägigen und eintägigen Partialtiden sind im Vergleich der drei Zeitabschnitte nahezu unverändert. Höhere Partialtiden sind in Helgoland nicht signifikant.

Eine Variation zeigt sich nur bei der Amplitude der halbtägigen Tiden N_2 , μ_2 und $2MN_2$ (siehe Abbildung 7.23). Die Amplitude der μ_2 -Gezeit ist '75 am größten (0.105 m) und '55 am geringsten. Die Schwankungsbreite beträgt insgesamt 0.028 m. Die Variation der Größe der Amplitude der $2MN_2$ und der N_2 ist dieser Schwankung entgegen gerichtet: Das Maximum wird '55 erreicht (etwa je 0.2 m), das Minimum '75. Verglichen mit der Variation der μ_2 -Gezeit ist die Schwankungsbreite mit 0.048 m bzw. 0.054 m fast doppelt so groß.

Diese genannten Veränderungen beruhen in erster Linie auf einem Effekt des Berechnungsverfahrens. Bedingt durch die kurze Länge des gewählten Zeitabschnittes von 4 Monaten, ergibt es sich, dass bei der Analyse die Frequenzen eng benachbarter Partialtiden nicht im einzelnen aufgelöst werden können. Stattdessen werden Anteile ihrer Amplituden den verwendeten Partialtiden zugeteilt. Auch wichtige Partialtiden, wie z.B. die K_2 -Gezeit können wegen dicht beieinander liegender Frequenzen nicht von anderen Partialtiden getrennt werden. Daher kann ihre Wirkung nicht explizit ermittelt werden.

8.2 Übergang von See ins Ästuar

Die in die Ästuarie eindringenden Tidewellen werden durch Reibung, Reflexion, Überlagerung, Advektion und Wechselwirkungen der einzelnen Partialtiden untereinander weiter verändert. Daraus resultieren Verstärkung oder Dämpfung der Amplituden der Partialtiden aufgrund nichtlinearer Effekte. Die Seichtwassertiden werden mit Eintritt in das Küstenvorfeld und in die Ästuarie angeregt oder zumindest verstärkt. Diese nichtlinearen Effekte führen zu einer typischen Verformung der Tidekurve und werden hier anhand der Tidekennwertanalyse und der Partialtidenanalyse dokumentiert. Zum Beispiel ist in diesem Zusammenhang die Erhöhung der Amplitude der M_6 -Gezeit von Helgoland nach Brunsbüttel zu nennen.

Gemessen an den genannten Standorten zu den drei Zeitpunkten der Jahre '55, '75 und '98 steigt das mittlere Thw in allen Ästuarie flussaufwärts an. Das mittlere Tnw sinkt flussaufwärts teilweise stark ab. Gleichzeitig verschieben sich die Eintrittszeiten der Hoch- und Niedrigwasser zunehmend flussaufwärts. Betrachtungen der regionalen Veränderungen des mittleren Thb ergeben einen typischen Anstieg flussaufwärts insbesondere in der Weser. In Helgoland ist die Tidekurve asymmetrisch mit verlängerter Ebbedauer. In Richtung der Ästuarie verkürzt sich die Ebbedauer im Außenbereich der Mündungstrichter, so dass die Tidekurve symmetrischer wird ($T_F/T_E \approx 1$). Weiter flussaufwärts verstärkt sich dann die Asymmetrie der Tidekurve erneut mit stark verkürztem Flutast. Im Inneren der Ästuarie ist die Ebbedauer schließlich noch länger als in Helgoland.

Anhand der Partialtidenanalyse können in der Zeitspanne von April bis Juli '98 folgende Veränderungen in den Ästuarie zwischen der Mündung und dem Inneren der Ästuarie nachgewiesen werden:

Die Amplitude der O_1 -Gezeit nimmt ästuaraufwärts geringfügig ab, während die Amplitude der K_1 -Gezeit geringfügig zunimmt.

Die Amplitude der μ_2 -Gezeit wird ästuaraufwärts nahezu durchgehend verstärkt. Dieses Phänomen ist vermutlich bedingt durch das Analyseverfahren.

An allen Standorten im Ästuar wird die Amplitude der M_4 -Gezeit im Vergleich zu Helgoland verstärkt. Allerdings sind die Veränderungen der Amplitude dieser vierteltägigen Tide ästuaraufwärts zwischen den einzelnen Standorten nicht gleich groß. Die Amplitude der M_4 -Gezeit ist maximal an den Pegelstandorten, die im Innersten der Ästuarie lagen ('98/'75/'55: Hamburg St. Pauli und Bremen Große Weserbrücke; '98/2000: Leerort/Papenburg). Ein zweites, lokales Maximum der Amplitude der M_4 -Gezeit kann in den Ästuarie an dem Ort beobachtet werden, an dem eine starke Verengung des Mündungstrichters stattfindet: In der Weser ('98) in Bremerhaven und in der Ems ('00) in Emden. Die Distanz zwischen den ermittelten Amplitudenmaxima der M_4 beträgt 40 km in der Ems und 67km in der Weser. Es findet eine Modulation der einlaufenden Welle statt. Die zwei Amplitudenmaxima geben einen Hinweis

darauf, dass ein Teil der Welle reflektiert wird, so dass der stehende Anteil vergrößert wird. Die Schwingungsknoten liegen etwa an den genannten Positionen.

Dazu ein Rechenbeispiel: Es gilt für die Länge L der Schwingung: $L = c \cdot T/4$,

mit der Wellenfortschrittsgeschwindigkeit $c = \sqrt{g \cdot h}$, der Gravitationsbeschleunigung $g = 9.81 \text{ ms}^{-2}$, der Wassertiefe h und der Periode T der Schwingung.

Für die Weser ergibt sich bei Annahme von $h = 9 \text{ m}$ und $T_{M_4} = 6.21 \text{ h}$ dabei eine Länge L_{M_4} von ca. 53 km.

Analog ergibt sich für die Ems mit einer verringerten Wassertiefe von $h = 6.5 \text{ m}$ eine Länge L_{M_4} von ca. 45 km. Die kürzere Länge L_{M_4} in der Ems ist, verglichen mit der Weser, durch die geringere Wassertiefe in der Ems begründet. Das Rechenbeispiel zeigt, dass die Annahme eines Schwingungsknotens an diesen Positionen begründet ist. Die gemessene Distanz ist in der Weser höher als die berechnete und in der Ems geringer. Diese Abweichungen sind zum einen bedingt durch die geringe Anzahl von Pegelstandorten, die nur eine geringe räumliche Auflösung im Messgebiet ermöglichen und zum anderen dadurch dass die Bodenreibung durch den Ansatz nicht berücksichtigt wird.

In der Elbe ist ein vergleichbares mündungsnahes Maximum der Amplitude der M_4 -Gezeit im Jahr '98 nicht exakt bestimmbar, da es sich von Cuxhaven bis Glückstadt verteilt. Vermutlich liegt das daran, dass die Verengung des Ästuars am Mündungstrichter in der Elbe geringer ist als in Weser und Ems und sich der Effekt der Anregung und Verstärkung der M_4 -Gezeit am Mündungstrichter der Elbe von dem der anderen Ästuar unterscheidet.

Die Amplitude der M_6 -Gezeit ist flussaufwärts generell höher als in Helgoland. Im Ästuar schwankt sie stark, in Abhängigkeit der Lage der Schwingungsknoten und der Art der zusätzlichen Anregung. Nicht immer ist das Maximum im Innersten der Ästuar zu beobachten.

Der Einfluss des Oberwassers wird im Rahmen dieser Arbeit nur als Effekt langperiodischer physikalischer Prozesse nachgewiesen. Im Allgemeinen gilt, dass bei hoher Oberwasserabflussrate das Mittelwasser ansteigt. Mit dem erhöhten Mittelwasserstand ist eine Dämpfung der einlaufenden Tidewelle verbunden. Denn bei erhöhtem Mittelwasserstand ist eine höhere Energie beim Einlaufen der Tidewelle notwendig, um den Wasserstand zu erreichen, den sie bei geringerem Mittelwasserstand erreichen würde. Ein höherer Mittelwasserstand, bedingt durch höheren Oberwasserabfluss wird meist durch langfristig steigende Niederschläge bzw. verminderte Verdunstung verursacht. Diese meteorologisch bedingten Situationen entwickeln sich überwiegend langfristig bzw. saisonal.

Veränderungen, die typischerweise nur in den einzelnen Ästuaren auftreten, werden im folgenden getrennt für die Jade, Elbe, Weser und Ems aufgelistet.

8.2.1 Jade

Die Elbe, die Weser und die Ems sind vom Oberwasser beeinflusste Ästuar. Die Jade ist kein klassisches, sondern ein von Oberwasser unbeeinflusstes Ästuar. Dort ist der Oberwasserabfluss unbedeutend. Da es sich hier nicht um den Mündungsbereich eines Flusses handelt, kann die Jade nicht im Idealfall als nahezu geschlossener Kanal angenommen werden, wie beispielsweise die Elbe ab Brunsbüttel und die Weser ab Bremerhaven. Es handelt sich um ein sehr flaches, breites Gebiet mit annähernd linearem Anstieg des Bodens.

Gestützt auf Wasserstandsmessungen an fünf Standorten (L.T. Alte Weser, Mellumplate, Voslapp, Wilhelmshaven Neuer und Alter Vorhafen) im Jahr '98 (April – Juli) wird eine geringe regionale und signifikante Veränderung der Amplitude der M_4 -Gezeit beobachtet. Die Amplitude der M_4 -Gezeit wird am L.T. Alte Weser im Vergleich zu den Verhältnissen in Helgoland gedämpft. Zwischen Mellumplate und Wilhelmshaven wird sie hingegen annähernd gleich stark verstärkt.

Durch einen Vergleich der Amplituden weiterer Partialtiden zeigt sich, dass deren Größen überwiegend den Verhältnissen im Gebiet zwischen Scharhörn Riff und Zehnerloch entsprechen. Dadurch unterscheidet sich die Jade deutlich von den oberwasserbeeinflussten Ästuar.

Es wird auch bei einem Vergleich mit Jahreszeitreihen (d.h. längeren Zeitreihen und damit verbunden, höherer Anzahl von Partialtiden) keine signifikante Veränderung der Amplitude der μ_2 -Gezeit zwischen den Standorten beobachtet. Im Vergleich zum Ästuar schwankt die Amplitude von O_1 und K_1 von Standort zu Standort.

Die Amplitude der M_6 -Gezeit nimmt geringfügig zwischen Mellumplate und Wilhelmshaven zu.

8.2.2 Elbe

Die detaillierte Analyse ergibt folgende Ergebnisse für die Elbe, die sich zu einem typischen Bild der lokalen und temporären Veränderungen in diesem Ästuar zusammenfügen.

Die Ergebnisse in der Elbe lassen sich zusammenfassen, wobei der Standort Hamburg St. Pauli eine Ausnahme bildet. Dort sind die Auswirkungen der natürlich und anthropogen beeinflussten Veränderungen deutlich zu erkennen. Im Vergleich mit den anderen Standorten in der Elbe ist der M_{Thb98} und das M_{Thw98} wesentlich höher als in den Jahren '55 und '75. Das gleiche gilt für die Amplituden der halbtägigen Gezeiten, der M_4 - und der M_6 -Gezeit. Als besondere Lage in der Elbe zeichnet sich der Standort Glückstadt aus: Die Ergebnisse der Partialtidenanalyse deuten hier auf die Existenz eines Schwingungsknotens der halbtä-

gigen Gezeiten hin. Die Veränderungen der Tidekennwerte zwischen den Zeitspannen in den Jahren '55, '75 und '98 sind in Cuxhaven ähnlich zu denen in Helgoland.

Für die größten Amplituden der **halbtägigen Gezeiten** (M_2 , S_2 , N_2) gilt in der Elbe für die drei Zeitabschnitten folgender Zusammenhang:

Die Amplitude der M_2 -Gezeit ändert sich in Helgoland näherungsweise nicht. Auch in Cuxhaven sind die Werte für '55, '75 und '98 nahezu unverändert: Die Amplitude beträgt dort während der Zeitspannen $1.4 \text{ m} \pm 0.04 \text{ m}$ und ist in jedem dieser Jahre maximal verglichen mit den Standorten Helgoland und Glückstadt. Der Unterschied zwischen den Amplituden der M_2 -Gezeit in Helgoland und Cuxhaven liegt stets bei 0.25-0.3 m.

Auch in Glückstadt ist die Amplitude der M_2 -Gezeit mit $1.2 \text{ m} \pm 0.02 \text{ m}$ verhältnismäßig konstant und das relative Amplitudenverhältnis zu den Standorten Cuxhaven und Helgoland zu den Zeitpunkten der Jahre '55, '75 und '98 gleich. Dieser Standort unterscheidet sich von den umgebenden durch ein lokales Minimum der Amplitude der M_2 -Gezeit im Ästuar. Im Jahr '98 ist das Minimum deutlich ausgeprägt, bei einem Vergleich von fünf Pegel in der Elbe. Aber auch '75 ist es anhand von nur drei Pegeln erkennbar. Im Gegensatz zu den anderen Jahren ist die Amplitude der M_2 -Gezeit '55 in Cuxhaven am höchsten und ästuarwärts an jedem Standort geringer.

Im Gegensatz zu den lokal nahezu konstanten Amplituden der M_2 -Gezeit an den Standorten Helgoland, Cuxhaven und Glückstadt stechen die Änderungen der Amplitude der M_2 -Gezeit in Hamburg St. Pauli in den Jahren '55, '75 und '98 hervor: Die Amplitude erhöht sich von 1.05 m ('55) um ca. 46% auf 1.53 m ('98). In dieser Untersuchung treten diese starken Effekte der natürlich und anthropogen beeinflussten topografischen Veränderungen auf die Tidekurve in der Elbe erst am Pegelstandort Hamburg St. Pauli auf.

Mit größeren Wassertiefen im Ästuar ist eine Verringerung der Reibung verbunden. Dadurch wird die Dämpfung der rücklaufenden Welle geringer. Je geringer die Dämpfung ist, desto höher die Reflexion und damit die Ausbildung einer stehenden Welle. Möglich ist auch die Verstärkung des Reflektors durch den Ausbau und damit verbunden die beobachteten Phänomene.

Vergleichbare Verhältnisse lassen sich für die Amplitude der S_2 -Gezeit für die Elbe in den Jahren ('55, '75, '98) feststellen. Wiederum befindet sich das Maximum in Cuxhaven und das Minimum in Glückstadt bei lokal nahezu konstanter Amplitude ('75 und '98). Weiterhin ist im Jahr '55 auch diese Amplitude in Cuxhaven am höchsten und dann ästuarwärts an jedem Standort geringer. Die Amplitude der S_2 -Gezeit erhöht sich am Standort Hamburg St. Pauli von 0.19 m ('55) um ca. 60% auf 0.31 m ('98).

Geringfügig abweichende Veränderungen werden dagegen für die Amplitude der N_2 -Gezeit an den Standorten Cuxhaven, Glückstadt und Hamburg St. Pauli beobachtet. Am Standort

Helgoland sind Schwankungen der Amplitudengröße zu beobachten. Diese Änderungen spiegeln sich auch bei einem Vergleich der Elbpegel Cuxhaven und Glückstadt wieder: An jedem dieser Standorte ist die Amplitude im Jahr '55 maximal und im Jahr '75 minimal groß. Eine Ausnahme bilden auch hier die Werte am Pegel Hamburg St. Pauli mit maximaler Amplitude im Jahr '98.

Der Pegel Glückstadt zeichnen sich als besonderer Standort bezogen auf die Amplituden der halbtägigen Tiden aus. In den Jahren '75 und '98 ist dort ein Minimum dieser Partialtiden im Ästuar nachzuweisen. Dieses Phänomen zeigt sich deutlich bei einem Vergleich der Amplitudenverhältnisse bezogen auf den Standort Helgoland und tritt für die verschiedenen Partialtiden leicht differenziert auf.

Die Amplitude der M_2 -Gezeit ist geringfügig höher als in Helgoland. An den übrigen Standorten im Ästuar ist sie deutlich höher.

Die Amplituden der N_2 - und der S_2 -Gezeit sind während der drei Untersuchungszeitspannen in Glückstadt - im Gegensatz zu allen anderen Standorten im Ästuar - geringer als in Helgoland.

Das zunehmend verstärkte Minimum der Amplitude der halbtägigen Partialtiden ist ein Anzeichen einer stehenden Welle, deren Anteil im Laufe der Zeit zunimmt. Diese Annahme wird durch Modellergebnisse (Seiss, 2001) und frühere Beobachtungen (Annutsch, 2002, pers. Komm.) bestätigt. Bedingt durch die geringfügig unterschiedlichen Perioden der verschiedenen halbtägigen Tiden liegt deren Schwingungsknoten nicht immer direkt in Glückstadt. Die Veränderungen der Größe der Amplituden der halbtägigen Tiden liegen daher zwischen leichter Verstärkung und Dämpfung im Vergleich zu Helgoland.

Ein durch das Analyseverfahren bedingter Effekt stellt sich wie folgt dar: Im Vergleich zu Helgoland werden die signifikanten Amplituden der halbtägigen Gezeiten in der Elbe überwiegend leicht verstärkt.

Die Amplituden der **vierteltägigen Gezeiten** werden im Vergleich zu Helgoland in den Jahren '55, '75 und '98 ästuarwärts verstärkt. Im Jahr '98 kann in Schulau ein Minimum für die vierteltägigen Tiden M_4 , MN_4 und MS_4 nachgewiesen werden. Es handelt sich dabei möglicherweise um einen Schwingungsknoten der vierteltägigen Gezeit. Aufgrund fehlender Daten kann dieses Phänomen in den Jahren '55 und '75 nicht belegt werden.

Die **charakteristische Form der Tidekurve** ergibt sich ästuarwärts durch einen Vergleich der gemessenen Wasserstände in Helgoland (1), dem Großen Vogelsand (2) und Cuxhaven (3) für die Zeitspanne April bis Juli '98:

Die Eintrittszeiten des Thw und Tnw verschieben sich von (1) nach (3). Das Thw und das Tnw treten in Richtung Ästuar später ein. Das Thw steigt und das Tnw fällt, wobei sich die

mittleren Werte bei (2) und (3) kaum voneinander unterscheiden und um 0.2 - 0.3 m deutlich von (1) abweichen.

Interessant ist die Verteilung des MTnw in der Elbe: Die Werte von Scharhörner Riff bis Cuxhaven und St. Pauli stimmen überein, dagegen sind die Werte in Brunsbüttel und Glückstadt etwa 0.2 m höher und entsprechen den Werten in Helgoland.

Der Übergang Helgoland – Scharhörner Riff ist im Jahr '98 durch eine signifikante Zunahme der Amplituden der halb-, viertel-, sechstägigen Tiden gekennzeichnet. Hier zeigt sich deutlich der Einfluss der Veränderungen der topografischen Verhältnisse in Richtung Küste.

Aus der Analyse der **Tidekennwerte** ergeben sich folgende typische Merkmale für die Elbe:

Generell werden, wie auch anhand der Partialtidenanalyse belegt, charakteristische Übereinstimmungen an den Standorten Helgoland, Cuxhaven und Glückstadt beobachtet, während sich die Entwicklung in Hamburg davon stark unterscheidet und eine eigene, typische Struktur aufweist.

Die Veränderungen des **MThw** zwischen den Zeitpunkten in '55, '75 und '98 sind in Cuxhaven vergleichbar mit denen in Helgoland: Es wird '55 und '75 lokal annähernd der gleiche Wert gemessen, dagegen ist der Wert '98 höher. Im Vergleich dazu ist in Glückstadt '55 und '98 das MThw vergleichbar hoch und '75 geringer. Aus der Reihe fallen die Veränderungen am Standort Hamburg St. Pauli: In jedem dieser Jahre sind die Werte höher mit einer Differenz von insgesamt 0.2 m, ohne dass hier dafür eindeutige Ursachen nennbar sind.

Von Helgoland bis nach Hamburg betrachtet ist das MThw in den drei Untersuchungszeitabschnitten stets am geringsten in Helgoland. Flussaufwärts ist zwischen den Standorten Helgoland und Cuxhaven eine gleichbleibende Differenz von ca. 0.4 m zu beobachten. In Cuxhaven und Glückstadt ist das MThw in '55, '75 und '98 nahezu gleich hoch. Die Differenz des MThw zwischen Glückstadt und Hamburg beträgt ebenfalls gleichbleibend ca. 0.4 m.

Für die zeitliche Veränderung des **MTnw** gilt: Von Helgoland flussaufwärts bis nach Glückstadt ist von den drei Jahren an jedem Standort im Jahr '75 dieser Wert am geringsten und nahezu übereinstimmend groß in den Jahren '55 und '98. An diesen Standorten ist das Minimum '55 und '75 in Cuxhaven und '98 in Hamburg. In Hamburg beträgt die Differenz zwischen dem MTnw ('55/'75) und ('75/'98) je 0.55 m.

Der **MThb** ändert sich an den Standorten Helgoland und Cuxhaven zwischen den Zeitpunkten der Jahre '55, '75 und '98 kaum. Wie auch die Amplitude der M_2 -Gezeit ist der MThb in Cuxhaven deutlich höher als in Helgoland und in Glückstadt. In Glückstadt beträgt die Differenz zwischen den drei MThb-Werten einige Zentimeter, wobei der MThb₉₈ höher ist als der MThb₅₅. Markante Änderungen sind nur in Hamburg St. Pauli zu beobachten, wo die Differenz zwischen '55 und '98 insgesamt 1.1 m beträgt. Die Veränderung der Zunahme des

MThw und des MThb insbesondere die Abnahme des MTnw in Hamburg St. Pauli zwischen '55 bis '98 wird auch von Heyer (2001) bestätigt.

Lokale und zeitliche Veränderungen des Verhältnisses T_F/T_E lassen sich flussaufwärts beobachten. In den Jahren '55, '75 und '98 ist das Verhältnis T_F/T_E an den Standorten Helgoland und Cuxhaven nahezu gleich. In Glückstadt und Hamburg verändert sich dagegen die Länge der Flutdauer: Zwischen den Jahren '55 und '75 verlängert sie sich um etwa 5 min und zwischen '75 und '98 um weitere 10 min, so dass die Tidekurve symmetrischer wird. Dadurch ist die Flutdauer in Cuxhaven im Jahr '55 noch etwa 20 min länger als in Glückstadt und im Jahr '98 gleich lang.

8.3 Vergleich der Amplituden der M_2 -Gezeit und deren harmonischen Obertiden in der Elbe am Standort Scharhörner Riff im Jahr '98

Um einen Überblick über die Größenordnung der analysierten Amplituden der verschiedenen Partialtiden zu geben, sind diese Werte für den Standort Scharhörner Riff im Jahr '98 in

Tabelle 8.1 aufgelistet: Die Amplitude der M_2 -Gezeit liegt im Bereich von Metern, die Größenordnung der Amplitude der M_4 und M_6 im Bereich von Zentimetern. Die Amplituden der M_8 , M_{10} und M_{12} sind nur noch einige Millimeter groß und lagen damit überwiegend innerhalb des Fehlerbereichs. Die Amplitude der M_{14} ist nicht messbar.

Ästuarwärts sind die Amplituden der M_4 bis zur M_{14} höher als in Scharhörner Riff (Abbildung 8.1). Der Anstieg elbeaufwärts verläuft nicht stetig. Schwankungen ergeben sich aus der Lage der Schwingungsknoten. In Hamburg St. Pauli ist die Amplitude der M_4 maximal. Anzumerken ist, dass es sich hierbei um die größte Amplitude der Obertiden der M_2 handelt (vgl. dazu Anhang B).

M_2	1.390 m
M_4	0.082 m
M_6	0.048 m
M_8	0.006 m
M_{10}	0.003 m
M_{12}	0.001 m
M_{14}	0.000 m

Tabelle 8.1: Größe der Amplituden [m] der Tiden in Scharhörner Riff (April-Juli '98)

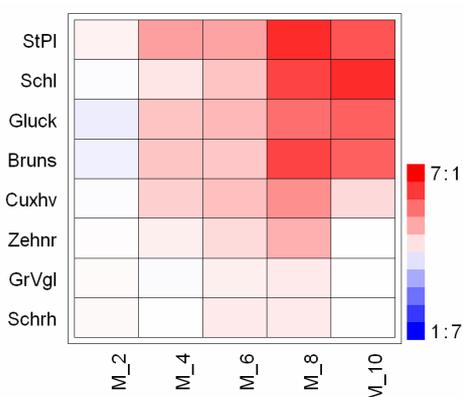


Abbildung 8.1: Verhältnis der Amplitude der M₂-Gezeit und ihrer Obertiden im Elbästuar zu den entsprechenden Amplituden in Scharhorn Riff

Elbaufwärts kann eine Anregung und Verstärkung der Seichtwassertiden beobachtet werden: In Scharhorn Riff sind die Amplituden der M₈, M₁₀ und M₁₂ nicht messbar. Elbaufwärts werden diese Amplituden größer.

Die Amplitude der M₆ wird vom Standort Zehnerloch bis nach Glückstadt zunehmend größer.

Der Standort Schulau zeichnet sich durch ein Minimum der Amplituden der M₄ und der M₆ und ein Maximum der Amplituden der M₁₀, M₁₂ und M₁₄ aus.

Die Amplitude der M₈-Gezeit ist in Brunsbüttel und Hamburg St. Pauli maximal (0.025 m/0.030 m). Die M₁₄ hat ein zweites Maximum in Brunsbüttel (0.002 m).

8.4 Zeitliche Entwicklung der Partialtiden am Pegel Hamburg St. Pauli im April – Juli der Jahre '55, '75 und '98

Die Veränderungen der Amplituden der Partialtiden in Helgoland lassen sich nicht in Hamburg beobachten (Abbildung 7.24). Ein Vergleich zeigt keinerlei Übereinstimmungen. Die Auswirkungen der natürlichen und anthropogen (Vertiefung, Vordeichung) bedingten Veränderungen der Topografie beeinflussen die Amplituden der Partialtiden und damit auch die Form der Tidekurve in Hamburg in großem Maße, wie bereits die Unterschiede der Amplitude der M₂-Gezeit zeigt.

Diese Unterschiede in zum Teil abgeschwächter Form zeigen sich auch für die Tiden S₂, μ₂, O₁, K₁ und M₄. Abgesehen von der Amplitude der M₄ und der MN₄ sind die Amplituden im Jahr '98 in Hamburg am größten. Die starken Unterschiede sind in Cuxhaven und Glückstadt geringer. An diesen Standorten ist die Form der Tidekurve eher gleichbleibend. Die oben genannten Merkmale sind ortsfest.

8.5 Weser

8.5.1 Tidekennwerte und Form der Tidekurve

Die Veränderungen der Tidekurve zwischen den betrachteten Zeitabschnitten der Jahre '55, '75 und '98 sind am Standort Bremerhaven mit den entsprechenden Veränderungen in Helgoland und Cuxhaven vergleichbar. Änderungen an den Standorten Vegesack und Bremen weichen stark von diesen ab. Dort sind die Veränderungen mit geringeren Unterschieden ähnlich denen in Hamburg.

Die **Eintrittszeiten** der Hoch- und Niedrigwasser verschieben sich, vergleichbar mit den Verhältnissen in der Elbe, ästuaraufwärts vom L.T. Alte Weser/Roter Sand bis nach Bremen in den drei Untersuchungsperioden: Je weiter die Station ästuaraufwärts liegt, desto später treffen Hoch- oder Niedrigwasser ein. Zugleich steigt das **MThw** ästuaraufwärts stets bis nach Bremen an. In Bremerhaven ist das MThw im Jahr '55 0.58 m höher als am L.T. Alte Weser/Roter Sand. Dieser Unterschied vermindert sich '75 und '98. Im Ästuar ist die Situation umgekehrt: In Vegesack ist das MThw '55 0.4 m höher als in Bremerhaven. Diese Differenz nimmt '75 und '98 zu.

Geringe lokale Unterschiede zeigen sich bei der zeitlichen Veränderung des MThw: Die Schwankungen des MThw zwischen den Zeitpunkten der Jahre '55, '75 und '98 sind in Bremerhaven mit denen in Helgoland und Cuxhaven vergleichbar. Die Differenzen ($MThw_{98} - MThw_{55}$) von 0.24 m in Vegesack und 0.19 m in Bremen sind geringer als in Hamburg.

Das niedrigste **MTnw** im Bereich der gesamten Weser wird in jedem der untersuchten Zeitabschnitte in Bremerhaven gemessen. Besonders starke Unterschiede zeigen sich bei zeitlichen Veränderungen des MTnw und damit verbunden auch des MThb an den verschiedenen Standorten.

Im Jahr '55 ist das MTnw in Vegesack und Bremen höher als am L.T. Alte Weser, mit Maximum in Bremen. Im Jahr '75 sind die Verhältnisse überwiegend vergleichbar, abgesehen davon dass die Werte in Bremen und Vegesack deutlich niedriger sind, verbunden mit deutlich erhöhtem **MThb**. Das MTnw ist in Bremen im Jahr '75 noch höher als in Vegesack mit geringerem Unterschied als '55. Das MTnw erniedrigt sich also in Bremen und Vegesack, in Bremen schneller als in Vegesack.

Möglicherweise setzt sich diese Art der Veränderung fort, denn im Jahr '98 ist das MTnw erstmals in Bremen geringer als am L.T. Alte Weser und in Vegesack. Zugleich ist in den drei Jahren der Verlauf des MThw ästuaraufwärts gleichbleibend, d.h. Anstieg von Leuchtturm Alte Weser bis nach Bremen. Damit ist ein enormer Anstieg des MThb an den Orten Vegesack und Bremen von etwa 0.6 m verbunden. Die Verhältnisse haben sich im Inneren

des Ästuars der Weser im Laufe der Zeit durch natürliche und anthropogene Verhältnisse vollends geändert.

Die zeitlichen Veränderungen der Flut- und Ebbedauer in Vegesack und Bremen sind im Verhältnis identisch mit den Veränderungen in Glückstadt und Hamburg. Die Flutdauer verlängert sich im Laufe der Zeit, ist aber auch '98 deutlich kürzer als die Ebbedauer.

8.5.2 Partialtidenanalyse

Im Gegensatz zur Elbe gibt es kein Minimum der Amplituden der halbtägigen Gezeiten im Weserästuar. Die Amplitude der M_4 -Gezeit wird ästuaraufwärts unregelmäßig verstärkt: Zwei Maxima in Bremerhaven und Bremen in den drei Zeitspannen deuten wie bereits erwähnt auf die Lage der Schwingungsknoten hin.

Das Maximum der Amplitude der M_6 -Gezeit ist in jedem Jahr in Bremen zu beobachten. Die Amplitude steigt generell flussaufwärts an mit lokalem zweiten geringem Maximum in Bremerhaven in den Jahren 1955 und 1975.

8.6 Zeitliche Entwicklung der Partialtiden am Pegel Bremen Große Weserbrücke im April – Juli der Jahre '55, '75 und '98

Die zeitlichen Veränderungen der Amplituden der signifikanten Tiden in Bremen (vgl. Abbildung 7.26) sind ähnlich wie in Hamburg. Es gibt nur geringe Unterschiede. Diese betreffen eher die Größe der Amplituden als die Art der Änderungen. Im Vergleich zu Hamburg kann auch in Bremen ein Zuwachs der Amplituden der dominanten halbtägigen M_2 - und S_2 -Gezeit beobachtet werden, wenngleich auch schwächer. Insgesamt sind die Amplituden der meisten Partialtiden höher als in Hamburg. Die zeitlichen Veränderungen der Amplituden der hochfrequenten Tiden sind mit denen in Hamburg vergleichbar. Die Amplitude der M_6 ist schon '55 relativ groß. Die ähnlichen Verhältnisse und vergleichbaren Veränderungen lassen sich durch folgende Argumente erklären: Bremen liegt wie Hamburg im Inneren eines Ästuars, das zwischen den Jahren '55 und '98 durch Vertiefungsmaßnahmen und natürliche topografische Veränderungen geprägt ist.

Wesentliche, durch die Lage im Ästuar bedingte Änderungen der Tidekurve treten in der Weser in Bremen und in Vegesack auf, wohingegen sie in der Elbe nur in Hamburg extrem auftraten. Dieser Effekt hing vermutlich mit der Form der Weser zusammen, die durch eine starke Verengung am Mündungstrichter geprägt ist und die in Vegesack bereits sehr schmal ist.

8.7 Sylt

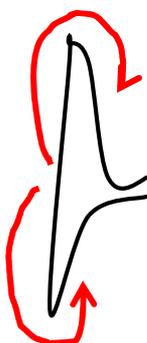
Die Insel Sylt gilt als Besonderheit im Untersuchungsgebiet, bedingt durch die exponierte Insellage nahe der 10m-Tiefenlinie und die geringe Entfernung zur Amphidromie der M_2 -Gezeit.

Im Jahr '98 stehen 5 Pegel zur Verfügung, in den Jahren '75 und '55 nur einer (Hörnum Hafen). Aus diesem Grund beschränken sich die Interpretationen der zeitlichen Veränderungen der Tidekurve für die gesamte Insel auf einen Standort.

Die Nähe der M_2 -Amphidromie bedingt den geringsten **MThb** des gesamten Untersuchungsgebietes rund um die Insel Sylt. Es wird dort das höchste **MTnw** in der deutschen Bucht gemessen, das nur an einigen Pegeln im Ästuar übertroffen wird. Verglichen mit dem gesamten Untersuchungsgebiet ist das **MThw** rund um Sylt minimal. Die Änderungen der Tidekurve sind von Untersuchungszeitabschnitt zu Untersuchungszeitabschnitt sehr gering. Die Tidekurvenform ist um die ganze Insel verteilt '98 recht gleichförmig mit annähernd einheitlich hohen MThw und MTnw.

Auffälligerweise ist die mittlere Ebbedauer T_E '98 in Hörnum Hafen 22 min kürzer als '55. Im Vergleich dazu ist sie in Helgoland nahezu unverändert. Das Verhältnis T_F/T_E verändert sich dadurch von 0.93 auf 1.04. D.h. die Flutdauer wird im Laufe der Zeit länger als die Ebbedauer. Die Form der Tidekurve an den Extrempunkten ist verhältnismäßig rund, so dass Änderungen der Ebbedauer in diesem Zusammenhang vermutlich nicht von großer Bedeutung sind.

8.7.1 Die Form der Tidekurve



Beobachtungen zeigen eine Verzögerung der Eintrittszeit der Hoch- und Niedrigwasser im Jahr '98 in Hörnum Hafen und in List Hafen im Vergleich zur Außenküste. Beim Hochwasser ist die Verzögerung noch größer als beim Niedrigwasser. Besonders interessant ist, dass das Hochwasser zuerst am Messpfahl in Westerland eintritt und erst danach in List West und Hörnum West und später auf der Land zu gewandten Seite in Hörnum Hafen bzw. List Hafen (siehe Skizze).

8.7.2 Partialtidenanalyse für den Zeitabschnitt April bis Juli '98

Vor allem die Amplituden der halbtägigen Tiden aber auch einige der eintägigen Tiden sind geringer als in Helgoland, da die Insel Sylt nahe des amphidromischen Knotens der M_2 -Gezeit liegt: Die Amplitude der M_2 ist an allen Pegeln deutlich niedriger als in Helgoland.

An der Außenküste Sylts ist die Amplitude der M_4 -Gezeit leicht verstärkt gegenüber Helgoland. Dieses Ergebnis kann nicht durch Modellrechnungen bestätigt werden, da vermutlich die Auflösung der komplexen Tiefenstruktur im Bereich der Insel zu gering ist, um die kleinskaligen Veränderungen zu erfassen. Möglicherweise wird die Verstärkung der Amplitude der M_4 -Gezeit an der Außenküste durch hohe Strömungsgeschwindigkeiten vor der Insel und starken horizontalen Geschwindigkeitsgradienten verursacht. Die Advektion bedingt dann lokal höhere Amplituden der M_4 -Gezeit. Im Allgemeinen führen geringere Strömungsgeschwindigkeiten z.B. im Hafen zu einer verminderten Amplitude der M_4 .

8.8 Umströmte Insel (Föhr)

In den drei Zeitabschnitten stehen jeweils vier Pegel (Standorte: Wittdün, Wyk, Dagebüll und Hörnum Hafen) zur Verfügung.

Der Pegel Wittdün liegt auf ähnlicher geografischer Länge wie der Pegel Hörnum Hafen.

8.8.1 Die Form der Tidekurve

Im Jahr '98 (April – Juli) tritt das höchste **MTnw** in Hörnum Hafen auf. Es wird geringer in der Richtung der Insel Föhr, von Wittdün über Wyk nach Dagebüll. In derselben Zeitspanne ist das **MThw** am geringsten in Hörnum Hafen. Höhere Werte werden in Wittdün, die höchsten Werte jedoch in Wyk und Dagebüll gemessen. Das MThw ist überwiegend gleich hoch in Dagebüll und Wyk.

Das Tnw tritt zuerst in Wittdün, dann in Hörnum Hafen und dann in Wyk ein. Zuletzt erreicht es Dagebüll. Genauso verhält es sich mit dem Thw mit dem Unterschied, dass es nahezu zeitgleich in Wyk und Dagebüll gemessen wird. Insbesondere beim Tnw, bedingt durch die geringen Werte, spitzt sich die Tidekurve in Dagebüll und Wyk im Vergleich zu Hörnum Hafen stark zu.

In den Jahren '75 und '55 sind die Verhältnisse ähnlich.

8.8.2 Partialtidenanalyse 1998

Die Änderungen der Amplituden der M_4 -Gezeit und der M_6 -Gezeit in Richtung Dagebüll sind ähnlich wie beim Übergang von See ins Ästuar: Die Amplituden werden größer. Auch in diesem Bereich sind die Auswirkungen der Advektion, Reflexion und Dissipation auf die Tidekurve zu erkennen.

8.9 Übergang von der See zur Küste

Für den Übergang von der See zur Küste werden die Tidekurven an den Standorten Norderney und Büsum mit denen in Helgoland verglichen. Daten dieser drei Pegel stehen für die drei Zeitabschnitte zur Verfügung. Der Pegel Norderney Riffgat wurde verlegt und heißt im Jahr '55 noch Norderney Hafen. Die Lage der beiden Pegel ist ähnlich.

Am höchsten ist die Amplitude der M_2 -Gezeit an allen drei Standorten im Jahr '75. In Büsum ist die Amplitude stets um ca. 0.5 m höher als in Helgoland, in Norderney stets niedriger (0.01-0.1 m).

Die Größe der Amplitude der M_4 -Gezeit nimmt an den Standorten Büsum und Norderney zwischen den Zeitpunkten der Jahre '55, '75 und '98 ab. In Büsum beträgt sie im Jahr '98 nur noch 72%, in Norderney 65% derer im Jahr '55. Sie ist im Jahr '98 in Büsum mit 0.08 m fast dreimal so groß wie in Norderney. Im Vergleich dazu: In Helgoland schwankt die Amplitude nur geringfügig zu den drei Zeitpunkten.

Ein Merkmal des Übergangs von Helgoland zur nordfriesischen Küste (Büsum) ist eine höhere Amplitude der M_4 -Gezeit in Richtung Küste. Neben dem Anstieg des Meeresbodens in Richtung Küste ist die Region um Büsum des weiteren gekennzeichnet durch große Priele und Watten. SIEFERT ET AL. (1980) erwähnen südlich von Büsum einen Reststrom in die Dithmarscher Bucht hinein mit mittleren Strömungsgeschwindigkeiten von 0.3-0.6 m/s. In dieser Region ist daher eine starke horizontale Advektion zu vermuten, wodurch die M_4 -Gezeit angeregt wird. Dagegen ist die Lage des Pegels in Norderney auf der landzugewandten Seite der Insel, geprägt durch weite Wattgebiete bis zum Festland, unterbrochen von Prielen. Der Reststrom fließt dort nördlich der Insel nach Osten. Es ist anzunehmen, dass die Strömung und damit verbunden auch die horizontalen Gradienten südlich der Insel, im Messbereich vergleichsweise gering sind. Dafür spricht die durchgehend geringe Amplitude der M_4 -Gezeit.

Die Veränderungen der Amplitude der M_6 -Gezeit sind den Veränderungen der Amplitude der M_4 -Gezeit teilweise entgegengerichtet.

Die Amplitude nimmt in Büsum zu und ist im Jahr '98 mit 0.054 m etwa drei mal so groß wie im Jahr '55. Im Vergleich zum Jahr '55 ist die Amplitude im Jahr '75 nur wenige Millimeter größer. In Helgoland und Norderney schwankt die Größe der Amplitude der M_6 -Gezeit und

ändert sich insgesamt zwischen den Zeitpunkten '55 bis '98 kaum. Am Pegel Norderney ist die Amplitude stets etwa dreimal so groß wie in Helgoland. In Büsum ist sie dagegen in den Jahren '55 und '75 geringer als in Helgoland – nur im Jahr '98 ist sie etwa doppelt so groß. Im Allgemeinen hängt die Anregung der M_6 -Gezeit mit veränderten Reibungs- und Reflexionsverhältnissen zusammen. Insofern ist es schwierig, die Zusammenhänge in diesem Fall in der Region Übergang von See zur Küste beurteilen zu können. Es ist lediglich festzustellen, dass die Amplitude der M_6 -Gezeit entlang der Küste in der Größenordnung von wenigen Zentimetern liegt. Die erhöhte Amplitude in Büsum im Jahr '98 lässt hier auf veränderte Reibungs- und Reflexionsverhältnisse im Vergleich zu den Jahren '55 und '75 schließen.

Bei einem Vergleich der Flutdauer T_F an verschiedenen Pegeln entlang der ostfriesischen Küste, werden '98 folgende Veränderungen beobachtet: Die Flutdauer T_F wird von Borkum bis Langeoog geringer. Die Veränderungen betragen wenige Minuten. Am Leuchtturm Alte Weser ist sie etwa 10 min geringer als auf Langeoog. Die minimale Dauer wird am Pegel Wangerooge Nord gemessen. Das Verhältnis T_F/T_E variiert dabei zwischen 0,99 (am Standort Borkum) und 0,96 (Norderney/Leuchtturm Alte Weser), was auf eine nahezu symmetrische Tidekurve hindeutet. Im Vergleich dazu ist die Tidekurve auf Helgoland mit einem Verhältnis von $T_F/T_E = 0,84$ asymmetrisch.

Bei einem Vergleich im selben Jahr entlang der nordfriesischen Küste ergibt sich folgendes: Das Verhältnis T_F/T_E wird in Richtung Norden kleiner und die Tidekurve damit asymmetrischer. T_F/T_E beträgt in Büsum 1,09, in Husum 0,94, in Dagebüll 0,86 und in Hörnum Hafen nur noch 0,79.

Betrachtet zu den Zeitpunkten in den Jahren '55, '75 und '98 schwankt das Verhältnis T_F/T_E an den Pegelstandorten Norderney, Büsum und Husum sehr geringfügig. Die Verhältnisse in den Jahren '55 und '98 stimmen an den drei Standorten nahezu überein.

8.10 Eidersperrwerk

Die Interpretationsmöglichkeiten sind an diesem Ort durch den Bau und die Steuerung des Sperrwerkes stark beeinflusst. Darüber hinaus ist zu berücksichtigen, dass die Lage der Pegel Hundeknöll ('55) und Eidersperrwerk AP ('75/'98) nicht exakt übereinstimmt.

Eine deutliche Veränderung ergibt sich im Hinblick auf die Flutdauer an diesem Standort: Sie ist im Jahr '75 um 24 min kürzer als im Jahr '55. Insgesamt verändert sich das Verhältnis T_F/T_E von 0,87_('55) auf 0,73_('98). Die Tidekurve ist im Jahr '98 wesentlich asymmetrischer als im Jahr '55.

In Bezug auf die Partialtiden werden folgende Veränderungen festgestellt und anhand Abbildung 7.25 dargestellt: Die Größe der Amplitude der M_2 -Gezeit ist im Jahr '55 maximal

(ca. 1.5 m) und unterscheidet sich nur um einige Millimeter von der Größe im Jahr '75. Im Vergleich dazu ist sie im Jahr '98 um fast 10 cm geringer als in den beiden anderen Jahren.

Die Amplituden der M_2 , S_2 , N_2 und μ_2 sind im Jahr '98 am geringsten. Im Vergleich dazu liegen sie in diesem Jahr zwischen denen der Jahre '55 und '75.

Weiterhin sind starke Schwankungen der Amplituden der Tiden μ_2 , O_1 , K_1 , $2MN_2$ und M_4 zu beobachten. Auffällig ist die erhöhte Amplitude der K_1 im Jahr '98. Des Weiteren sticht das Maximum der $2MN_2$ '55 hervor. Im Vergleich dazu sind die Amplituden der Tiden μ_2 , O_1 , K_1 , $2MN_2$ und M_4 im Jahr '98 in Helgoland annähernd gleich groß. Ein Maximum der Amplitude der $2NM_2$ ist dort auch im Jahr '55 zu beobachten, wenngleich es nicht so stark ausgeprägt ist, wie am Pegel Eidersperrwerk AP.

Der Einfluss nichtlinearer Effekte ist anhand der auffallend erhöhten Amplituden der vierteltägigen und sechsteltägigen Tiden in den drei Jahren zu erkennen. Die absolute Größe der Amplitude variiert in den drei Jahren abgesehen von der der M_6 -Gezeit unwesentlich.

8.11 Ansatz zur Ermittlung zusätzlicher Parameter zwecks Charakterisierung der Tidekurve

Für den Anwender sind nicht nur die Ergebnisse unterschiedlicher Analysen und Beschreibungen von Bedeutung. Vielmehr sollten zur detaillierten Beschreibung der charakteristischen Form einer Tidekurve noch zusätzliche Parameter zur Verfügung stehen. Im folgenden wird ein Verfahren vorgestellt, aus dem zusätzliche Parameter für die Charakterisierung der Tidekurve entwickelt werden.

Das Verfahren wird beispielhaft an einer gelaufenen Tide an den Standorten Scharhörn, Schulau, Büsum, Hörnum Hafen, Hörnum West und Helgoland angewandt und diskutiert.

Diese gelaufene Tide wird unter den gelaufenen Tiden am jeweiligen Standort überwiegend im Monat April '98 ausgewählt. Eine Ausnahme besteht am Standort Büsum mit geringsten Datenlücken im Mai '98. Folgende Bedingungen gelten für die gelaufenen Tiden: Die Werte Thw , Tnw , Thb , T_E und T_F sollen mit denen des $MTnw$, $MThw$, MT_F und MT_E am besten übereinstimmen. Die Untersuchungen werden anhand der Flutäste durchgeführt. Die Abweichungen von der Sinuskurve treten dort deutlicher hervor als anhand der Ebbeäste. Durch die beispielhafte Darstellung an dieser Stelle ließe sich die Anwendung des Verfahrens auf den Ebbeast bzw. auf eine mittlere Tidekurve leicht übertragen.

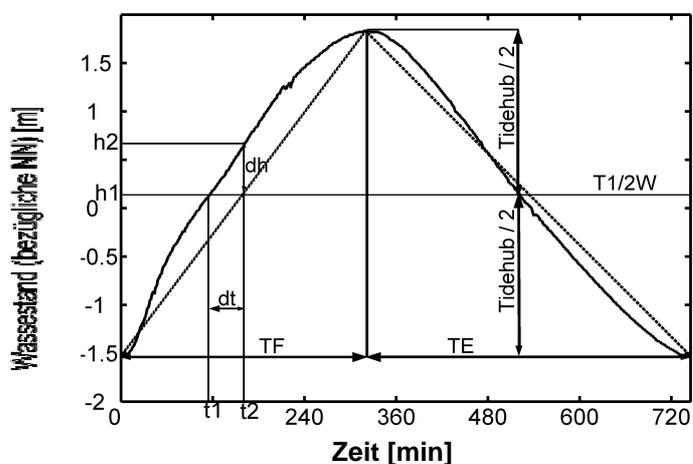


Abbildung 8.2: Mittlere Tidekurve und linear interpolierter Wasserstand am Pegel Schulau im April '98

Mit Hilfe der Abbildung 8.2 wird das Verfahren visualisiert, die Parameter wie folgt definiert:

- $T_{1/2W}$: Tidehalbwasser. Es handelt sich um die Wasserstandshöhe, die der Hälfte des Tidehubs entspricht.
- t_1 : Zeitpunkt, an dem die Wasserstandshöhe der gelaufenen Tide (Flutast) an einem Standort der Höhe des Tidehalbwassers entspricht.
- t_2 : Zeitpunkt, an dem der linear interpolierte Wasserstand das Tidehalbwasser erreicht. Der linear interpolierte Wasserstand ergibt sich aus der direkten Verbindung von T_{nw} und dem darauffolgenden T_{hw} (siehe gestrichelte Linie in Abbildung 8.2). t_2 entspricht auch dem Schnittpunkt des linear interpolierten Wasserstands mit der Sinuskurve.
- h_1 : Wasserstandshöhe des Tidehalbwassers zum Zeitpunkt t_1 .
- h_2 : Wasserstandshöhe zum Zeitpunkt t_2 .
- A: Zeitintervall von der Eintrittszeit des T_{nw} bis t_1 .
- B: Zeitintervall von t_1 bis t_2 .
- C: Zeitintervall von t_2 bis zur Eintrittszeit des darauffolgenden T_{hw} .

In der Tabelle 8.2 werden weitere Parameter genannt. Es handelt sich dabei um:

- v_A , v_B und v_C : Jeweilige durchschnittliche Steiggeschwindigkeiten in den entsprechenden Zeitintervallen.
- v_F : Mittlere Steiggeschwindigkeit über die gesamte Flutdauer (T_F) betrachtet.
- $dt = t_2 - t_1$: Zeitliche Differenz der realen Tidekurve und des linear interpolierten Wasserstands.

Pegelstandort	h_1 [cm]	h_2 [cm]	dh [cm]	t_1 [min]	t_2 [min]	dt [min]	v_F [cm/h]	v_A [cm/h]	v_B [cm/h]	v_C [cm/h]
Schulau	168	218	50	116	160	44	63,0	86,9	68,2	41,6
Scharhörn	122	174	52	132	177	45	42,5	55,4	69,3	30,3
Büsum	173	189	16	181	189	8	55,4	57,7	120,0	50,6
Hörnum Hafen	118	168	50	135	187	52	37,9	52,4	57,7	21,8
Hörnum West	102	110	8	155	164	9	36,7	40,0	53,3	36,0
Helgoland	116	138	22	153	174	21	40,0	45,8	62,9	30,2

Tabelle 8.2: Ergebnisse des genannten Verfahrens in bezug auf die Charakterisierung der Tidekurve an verschiedenen Pegelstandorten

Ein Vergleich der mittleren Steiggeschwindigkeiten der drei Zeitintervalle A, B und C mit der mittleren Steiggeschwindigkeit über die gesamte Flutdauer einer Sinuskurve zeigt, dass die Steiggeschwindigkeiten in den Intervallen A und C gleich groß sind. Die Länge des Zeitintervalls B ist gleich null ($dt = 0$). Denn der Zeitpunkt, an dem die Sinuskurve die Höhe des Tidehalbwassers erreicht, ist gleich dem Zeitpunkt an dem der linear interpolierte Wasserstand die Höhe des Tidehalbwassers erreichte. Gleichzeitig ist die Steigung an diesem Punkt der Kurve am größten, so dass hier die größte Steiggeschwindigkeit vorlag.

Bei einem Vergleich dieser Parameter an verschiedenen Standorten mit den Bedingungen, die bei der Sinuskurve vorliegen, zeigen sich erhebliche standortbedingte Abweichungen. Diese Abweichungen sind charakteristisch für die verschiedenen Regionen und letztendlich für den praktisch arbeitenden Ingenieur von besonderer Wichtigkeit.

Es treten große zeitliche Differenzen dt auf. Das Verhältnis der drei Steiggeschwindigkeiten zueinander ist an jedem Standort anders. Überwiegend ist die Steiggeschwindigkeit im Zeitintervall B am größten, wie erwartet. Aber es gibt auch Abweichungen davon. Die Steiggeschwindigkeit ist im Zeitabschnitt A an allen Standorten höher als im Abschnitt C. Der Faktor schwankt dabei zwischen 1.1 und 2.1.

Bei der hier vorliegenden stichprobenartigen Auswahl findet sich in bezug auf die zeitlichen Differenzen dt ein Maximum in Hörnum Hafen von 52 min. Dagegen beträgt dt in Hörnum West nur 9 min. Besonderheiten in der Umgebung der Insel Sylt werden anhand dieser Ergebnisse hervor gehoben. Auch anhand der Steiggeschwindigkeiten ergeben sich Unterschiede. An beiden Standorten sind die Steiggeschwindigkeiten im Intervall B am höchsten. In Hörnum Hafen ist die Steiggeschwindigkeit im Intervall A mehr als doppelt so hoch verglichen mit dem Intervall C. Am Pegelstandort Hörnum West hingegen sind die Steiggeschwindigkeiten in Intervall A und C annähernd gleich.

An den Standorten Schulau, Scharhörn und Hörnum West erreicht der Wasserstand die Bezugshöhe des Tidehalbwassers 44 bis 52 min früher als es bei der Sinuskurve der Fall wäre. Das Zeitintervall A ist dort stark verkürzt, d.h. die Wasserstandshöhe des Tidehalbwassers wird schnell erreicht. Damit verbunden sind starke Strömungsgeschwindigkeiten an diesen Standorten. Deutlich geringer sind die Strömungsgeschwindigkeiten in Abschnitt C, da dieser eine längere Zeitspanne und einen geringeren Tidehub umfasst.

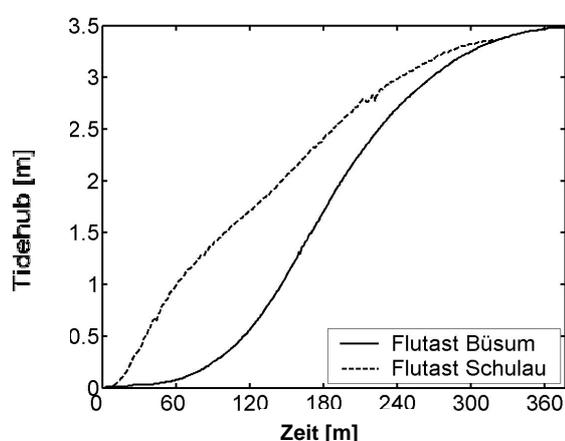


Abbildung 8.3: Verlauf der Flutäste an den Standorten Büsum und Schulau

In Abbildung 8.3 ist die Wasserstandshöhe der gelaufenen Tide während der Flutdauer an den Standorten Büsum und Schulau dargestellt. Es ergeben sich dabei deutliche Unterschiede an den beiden Standorten. Die Tide verläuft in Büsum annähernd sinusförmig. Dagegen ist die Steigung des Flutastes am Pegelstandort Schulau bereits zu Beginn der Flutdauer am größten und verringert sich mit fortschreitender Zeit. Diese Form des Flutastes weicht stark von der einer Sinuskurve ab.

Durch einen Vergleich der mittleren Steiggeschwindigkeiten v_A , v_B und v_C mit der jeweils mittleren Steiggeschwindigkeit über die gesamte Flutdauer an den verschiedenen Standorten werden ebenfalls starke Abweichungen der gelaufenen Tiden von der Sinuskurve beobachtet: Wie zu erwarten, treten überwiegend im Zeitintervall B die höchsten Geschwindigkeiten auf. Abweichend ist am Standort Schulau die Geschwindigkeit v_A deutlich höher als v_B und v_C . In diesem Hinblick gleicht der Flutast der Tidekurve an den Standorten Hörnum West und Büsum am ehesten dem einer Sinuskurve. Dort ist die zeitliche Differenz dt gering, ebenso wie der Unterschied der Geschwindigkeiten v_A und v_C . Die Abbildung 8.4 verdeutlicht diese Ergebnisse. Dargestellt sind dort die mittleren Steiggeschwindigkeiten v_A , v_B und v_C an den Standorten Büsum und Schulau.

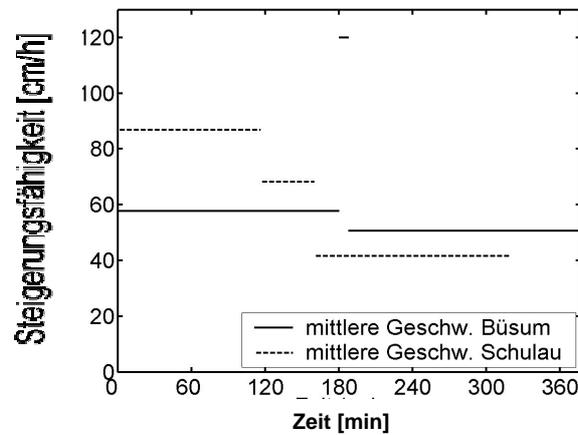


Abbildung 8.4: Mittlere Steiggeschwindigkeiten v [cm/h] an den Standorten BÜsum und Schulau für die Intervalle A, B und C

Im Allgemeinen kann die Steiggeschwindigkeit als Maß für die Strömungsgeschwindigkeit herangezogen werden. Zu beachten ist, dass je schneller das Wasser steigt, desto höher ist die Strömungsgeschwindigkeit.

Für den Strombau ist dies beispielsweise von großer Bedeutung, da bei höherer Strömungsgeschwindigkeit eine größere Sedimentfracht mitgeführt wird. Diese lagert sich zum Teil bei niedrigeren Strömungsgeschwindigkeiten wieder ab. Wie gezeigt, ist dieser Zusammenhang am Standort Schulau von großer Bedeutung. An anderen Standorten sind diese Bedingungen in etwas abgeschwächter Form gegeben, aber dennoch von Bedeutung.

9 Zusammenfassung

Im Rahmen dieser Arbeit werden Wasserstände an bis zu 44 verschiedenen Pegelstandorten in den Jahren 1955, '75 und '98 untersucht, um die Tidekurve an verschiedenen Standorten charakterisieren zu können. Es werden Datensätze aus einer 4-monatigen Zeitspanne (1. April – 31. Juli) dieser Jahre gewählt, um den Einfluss der Meteorologie zu minimieren. Dadurch soll vereinfacht werden, die Einflüsse weiterer physikalischer Prozesse auf die Form der Tidekurve zu ermitteln.

Eine ausführliche Beschreibung der aus diesen Datensätzen berechneten Tidekennwerte liegt vor. Am Standort Helgoland unterscheiden sich die Tidekennwerte verschiedener Jahre kaum voneinander. Im Vergleich dazu sind die Unterschiede an den Standorten im Inneren der Ästuarie (Hamburg, Bremen) sehr groß und lassen sich durch den Einfluss anthropogener und natürlich bedingter morphologischer Veränderungen belegen.

Weiterhin bestätigt sich anhand der Veränderungen der Tidekennwerte bei gleichem Vorzeichen die Vermutung, dass sich Veränderungen der Tidekurve in der inneren Deutschen Bucht teilweise bis in Küstennähe und bis in die Ästuarie fortsetzen.

Verschiedene Methoden und Analysen werden angewandt, um von unterschiedlichen Blickwinkeln die physikalischen Prozesse zu bestimmen, die die Form der Tidekurve beeinflussen und verformen.

Mittels Fourier- und Partialtidenanalyse der Wasserstände wird verdeutlicht, dass Obertiden in Küstennähe angeregt und verstärkt werden. Dieses Phänomen tritt besonders deutlich in den Ästuaren auf. Die Gründe dafür sind, dass die Tidewelle teilweise reflektiert wird. Bedingt durch eine sich verringernde Wassertiefe treten weiterhin an verschiedenen Orten starke Geschwindigkeitsgradienten auf. Darüber hinaus spielt dort auch die Reibung eine zunehmend große Rolle. Detailliert wird an verschiedenen Standorten die Wirkung dieser drei Faktoren beschrieben. Die Amplituden der Seichtwassertiden in Küstennähe und in den Ästuaren sind deutlich höher als in Helgoland.

Weiterhin stellt sich durch die Fourieranalyse heraus, dass der meteorologische Einfluss so groß ist, dass er nicht vernachlässigt werden kann.

Ein weiteres Ziel wird mit Hilfe der Partialtiden- und Fourieranalyse angestrebt: Eine naturgetreue Rekonstruktion der Tidekurve am Standort Helgoland mit 2-3 Partialtiden oder mit genauso wenigen Schwingungen unterschiedlicher Frequenz. Dieses Ziel kann jedoch mit den hier gewählten Methoden nicht erreicht werden.

In den Ästuaren der Elbe, Weser und Ems wird der Einfluss der Oberwassermenge durch eine direkte Korrelation von Wasserstands- und Abflussdaten und einer Korrelation der

Fouriertransformierten dieser Daten untersucht. Nachgewiesen werden kann er hier nur in Verbindung mit langperiodischen, physikalischen Prozessen.

Flächenhafte Analysen des Wasserstandes und werden mittels des numerischen HN-Modells der Deutschen Bucht durchgeführt, um eine konsistente Darstellung der Tidekennwerte sowohl in den Mündungsbereichen der Ästuarie zwischen den Pegelpositionen als auch seewärts darüber hinaus in der Deutschen Bucht zu erhalten. Es wird die Verteilung der Amplituden und Phasen der Partialtiden O_1 , K_1 , M_2 , S_2 , M_4 und M_6 innerhalb der Deutschen Bucht beschrieben.

Um die Tidekurve vollständig zu erfassen, müssen Wasserstand und Strömung sowie gegebenenfalls die Dichte gegeben sein. Daher werden charakteristische Parameter wie der zeitliche Verlauf der Stärke und die Richtung der Strömung und die Phasenverschiebung der maximalen Strömungen, gegenüber der Phase der Wasserstandsextrema mittels des numerischen HN-Modells ermittelt und erläutert.

Beispielhaft wird eine Korrelation von Strömung und Tidekurve an Hand von Messdaten durchgeführt und die berechnete Phasenverschiebung der maximalen Strömung gegenüber der Wasserstandsextrema vorgestellt, um die Anwendung der Parametrisierung an einem Standort zu demonstrieren.

Für den praktischen Anwender wird die Beziehung zwischen Siedentwässerung und Form der Tidekurve erläutert.

Wie aus dem Bericht und der Zusammenfassung deutlich wird, sind im Rahmen dieser Arbeit viele Detailuntersuchungen mit einer großen Anzahl von Ergebnissen durchgeführt worden. Eine zentrale Aussage in Form eindeutiger physikalischer Zusammenhänge ergibt sich aus den Ergebnissen nicht, da die Datenlage von 4-monatigen Zeitreihen zu dünn ist.

Ein Ziel dieser Arbeit ist es durch die 4-monatige Zeitreihen den meteorologischen Effekt möglichst gering zu halten.

Es lohnt sich daher an dieser Stelle auf der Basis dieser Untersuchungen vertiefere Untersuchungen auf einer erweiterten Datenlage durch zu führen, um den Schritt zu verifizieren, die hier lokalisierten physikalischen Hintergründe in einen eindeutigen Zusammenhang zu bringen.

10 Literatur

- DEUTSCHE NORM (1994). DIN 4049-3. Hydrologie. Teil3: Begriffe zur quantitativen Hydrologie.
- DIETRICH, G., KALLE, K., KRAUSS, W. UND SIEDLER, G. (1975): Allgemeine Meereskunde. Berlin. Stuttgart.
- DOODSON, A.T. (1921). The harmonic development of the tide generating potential. Proc. Roy. Soc. (London), Ser. A.100,306-28.
- EICHWEBER, G. / LANGE, D. (1998): Tidal Subharmonics and Sediment Dynamics in the Elbe Estuary. 3rd Interantional Conference on Hydrosience and Engeneering Brandenburg University of Technology at Cottbus; Cottbus/Berlin August31-September 3, 1998.
- GODIN, G. (1972): The analysis of tides. Liverpool.
- GODIN, G. (1988): Tides. Ottawa.
- LAWA (1988) - Länderarbeitsgemeinschaft Wasser und Bundesminister für Verkehr (Hrsg.): Bemessungswasserstände entlang der Elbe. In: Die Küste, 47: 31-50.
- LAWA (1988) - Länderarbeitsgemeinschaft Wasser und Bundesminister für Verkehr (Hrsg.): Pegelvorschrift, Anlage A: Richtlinie für den Bau von Pegeln mit Anhang „Pegelgeräte“, Teil 1. Kiel und Bonn.
- LAWA (1999) - Länderarbeitsgemeinschaft Wasser und Bundesminister für Verkehr (Hrsg.): Bemessungswasserstände 2085A entlang der Elbe. Ergebnisse einer Überprüfung durch die Länderarbeitsgruppe nach 10 Jahren (1995/96). In: Die Küste (in Druck).
- LASSEN, H. / SIEFERT, W. (1991): Mittlere Tidewasserstände in der südöstlichen Nordsee – säkulärer Trend und Verhältnisse um 1980 (Schlußbericht eines KFKI-Projektes). In: Die Küste, 52: 85-136.
- LASSEN, H. UND SIEFERT, W. (1996): Tideablauf und Meeresspiegel im Bereich der südöstlichen Nordsee-Amphidromien. In: Die Küste, 58: 109-160.
- SEISS, G. (2001): Analyse der Partialtiden. Vortrag Kolloquium. <http://www.hamburg.baw.de/talk/t15112001-de.htm>
- SIEFERT, W., H. FAHSE, F. MIESSNER, H.-H. RICHTER, A. TAUBERT & P. WIELAND (1980). Die Strömungsverhältnisse vor der Westküste Schleswig-Holsteins - Ergebnisse eines KFKI-Messprogramms. In: Die Küste, 35:147-186.
- SIEFERT, W./ LASSEN, H. (1985): Gesamtdarstellung der Wasserstandsverhältnisse im Küstenvorfeld der Deutschen Bucht nach neuen Pegelauswertungen. In: Die Küste, 42: 2-76.

10.1 Weiterführende Literatur

- AGNEW, D.C. (1986): Detailed Analysis of Tide-Gauge Data - A Case-History. In: *Marine Geodesy* (10) 3-4, 231-255.
- ARBEITSGRUPPE WDFÜ (2000): Bericht über den Betrieb der WDFÜ (Wasserstandsdaten-Fernübertragung), Kap. 6.2.3.3. WSD'en Nord und Nordwest.
- AUBREY, D. G. (1988): Hydrodynamics and sediment dynamics of tidal inlets. In: *Lecture notes on coastal and estuarine studies*; 29. New York.
- BOWDEN, K. F. (1983): Physical oceanography of coastal waters. In: *Ellis Horwood series in marine science*. Chichester.
- BRETTSCHNEIDER, G. (1967): Modelluntersuchungen der Gezeiten der Nordsee unter Anwendung des hydrodynamisch-numerischen Verfahrens. In: *Mitteilungen des Institutes für Meererskunde der Universität Hamburg*; 8. Hamburg.
- BRUMMELHUIS, P.G.J. / DE JONG, B. und HEEMINK, A. W. (1988) Stochastic Dynamic Approach to predict Water Levels in Estuaries. In: *Jornal of Hydraulic Engineering*; (114) 11, 1339-1358.
- CARTWRIGHT, D. E. (2000): *Tides : a scientific history*. Cambridge.
- CREAN, P. B. / MURTY, T.S. UND STRONACH, J.A. (1988): Mathematical modelling of tides and estuarine circulation: the coastal seas of Southern British Columbia and Washington State. In: *Lecture notes on coastal and estuarine studies*; 30. New York.
- DAVIES, J.L. (1980): *Geographical Variations in Coastal Development*. London. New York. 212 p.
- DEFANT, A.(1961): *Physical Oceanography*. Vol.1.
- DEFANT, A. (1961): *Physical Oceanography*. Vol.2.
- EICHWEBER, G. / LANGE, D. (1996): Über die Bedeutung der Reflexion von Obertiden für die Unterhaltungsaufwendungen in der Tideelbe. In: *Die Küste*.
- EMERY, K.O / AUBREY, D.G. (1991): *Sea Levels, Land Levels, and Tide Gauges*. Springer. New York.
- FENG, S., CHENG, R.T. UND XI, P. (1986): On Tide-Induced Lagrangian Residual Current and Residual Transport. (1.) Lagrangian Residual Current. In: *Water Resources Research* (22)12: 1623-1634.
- FENG, S. / CHENG, R.T. UND XI, P. (1986): On Tide-Induced Lagrangian Residual Current and Residual Transport (2.) Residual Transport with Application in South San-Francisco Bay, California.. In: *Water Resources Research* (22)12: 1635-1646.
- Fischer, O. (1955): *Landgewinnung und Landerhaltung in Schleswig-Holstein*. Hydrographie des Küstengebietes. Bd. 7.
- GODIN, G. (1996): *Reprints in oceanography: 1965 - 1995*. Ottawa.

- GHOSH, S.N. (1998): Tidal hydraulic engineering. Rotterdam.
- HARRIS, R. A. (1904): Manual of tides. Part IVb. – U.S. Coast Geod. Surv. Rep., App. 5, 313-400. Washington.
- HEYER, H. (1987): Die Beeinflussung der Tidedynamik in Ästuarien durch Steuerung. Ein Beitrag zur Anwendung Von Optimierungsverfahren in der Wasserwirtschaft. Institut für Strömungsmechanik und Elektron.Rechnen im Bauwesen der Universität Hannover, Bericht Nr.23 / 1987.HEYER, H. (2001): Zur Systemdynamik des Elbe-ästuars. Vortrag Kolloquium. <http://www.hamburg.baw.de/talk/t15112001-de.htm>
- HISDAL, V. (1967): On the Analysis of Non-Equidistant Observations of the Tide. Schriftenreihe: Norsk Polarinstitut: Meddelelser nr. 94. Oslo.
- HORN, W. (1948):Über die Darstellung der Gezeiten als Funktion der Zeit. Dt. Hydrogr. Z. 1, 124-140.
- JENSEN, J. (1988): Untersuchungen zur Wasserstandsentwicklung in der deutschen Bucht. Zwischenbericht zum KFKI-Projekt: "Wasserstandsentwicklung in der deutschen Bucht. In: Die Küste, 47: 136-160.
- JENSEN, J. (1988): Erkenntnisse aus einer statistischen Analyse. Pegelzeitreihen der deutschen Nordseeküste. In: Hansa (127) 17-18, 1176-1180.
- JENSEN, J., MÜGGE, H.E. UND SCHÖNFELD, W. (1992): Analyse der Wasserstandsentwicklung und Tidedynamik in der Deutschen Bucht. In: Die Küste, 53: 211-274.
- KNOP, F. (1959). Untersuchungen zum Bau eines Dammes Festland – Pellworm. Teil I: Hydrographie. Marschenbauamt Husum, Ber. 15/59.
- KNOP, F. (1961). Untersuchungen und Vorarbeiten für die Dammbauten Festland – Föhr – Amrum. Marschenbauamt Husum, Ber. 20/61.
- KRAATZ, D. (1966). Untersuchungen zum Bau eines Dammes Festland – Pellworm, Teil III: Wassermengenberechnung. Marschenbauamt Husum, Bericht Nr. 20/61.
- KUNZ, H. (1992). Das interdisziplinäre KFKI-Verbundforschungsvorhaben "Wechselwirkungen zwischen Küstenbauwerken und mariner Umwelt". In: Die Küste, 54, pp. 1-21.
- KUNZ, H. (1976). Wasserhaushaltsuntersuchungen in tidebeeinflussten Gebieten. Mitteilungen aus dem Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und landwirtschaftlichen Wasserbau der Technischen Universität Hannover.
- LANG, G. (2000): Gezeitenanalyse des Wasserstands. Bundesanstalt für Wasserbau, Hamburg; www.hamburg.baw.de/kenn/frqw/frqw-de.htm
- LANZONI, S. / SEMINARA, G. (1998): On Tide Propagation in Convergent Estuaries. In: Journal of Geophysical Research – Oceans; (103) C8, 30793-30812.
- LASSEN, H. (1989): Örtliche und zeitliche Variationen des Meeresspiegels in der südöstlichen Nordsee. In: Die Küste, Heft 50, S. 66-95.
- LASSEN, H. (1995): Interpretation von Wasserstandsänderungen in der Deutschen Bucht auf der Basis der Ergebnisse eines KFKI-Projektes. In: Die Küste, Heft 57, S. 122-134.

- LENNON, G.W. (1958): Die Methode der harmonischen Analyse für 29 Beobachtungstage der Erdgezeiten des Gezeiteninstituts Liverpool. (Orginaltitel: The Liverpool Tidal Institute Method of Harmonic Analysis for 29 days Observations of Earth Tides).
- LIGHTHILL, J. (1995): Ocean tides from Newton to Pekeris. In: The Israel Acad. of Sciences and Humanities, Jerusalem
- LUCHT, F. (1964): Hydrographie des ElbeÄstuars. Arch. Hydrobiol.,Suppl. 29 II, 1-96.
- LÜDERS, K. (1950): Über die Genauigkeit verschiedener Verfahren zum Entwerfen der „mittleren Tidekurve“. Neues Archiv für Nds., H. 19.
- MARCHUK, G.I. / KAGAN, B.A. (1989): Dynamics of Ocean tides. Dordrecht.
- MARINONE, S.G. (1998): Effect of Topographic Stress on the Tide-Induced and Wind-Induced Residual Currents in the Gulf of California. In: Journal of Geophysical Research – Oceans; (103) C9, 18437-18446.
- MEHTA, A.J. und JOSHI, P.B. (1988): Tidal Inlet Hydraulics. In: Journal of Hydraulic Engineering; (114) 11, 1321-1338.
- MEYER, C.K. (1999): Gravity-Wave Interactions with the Diurnal Propagating Tide. In: Journal of Geophysical Research – Atmospheres;(104) D4, 4223-4239.
- MILLIMAN, J. D. und HAQ, B. U. (1996): Sea-level rise and coastal subsidence : causes, consequences, and strategies. In: Coastal systems and continental margins ; 2. Dordrecht.
- MÜLLER , MÜLLER-SPÄTH (1968): Berechnung der küstennahen Entwässerung in den Küstenmarschen. In: Die Küste, Heft16, Seite 59-75.
- PANSCH, E. (1988): Harmonische Analyse von Gezeiten- und Gezeitenstrombeobachtungen im DHI, Hamburg. Wiss. Techn. Berichte 1988-1, Deutsches Hydrografisches Institut (DHI).
- PARKER, B. B. (1991): Tidal hydrodynamics [based on refereed written versions of papers originally presented at the International Conference on Tidal Hydrodynamics, held in Gaithersburg, Maryland, USA from November 15 to 18, 1988]. New York.
- PIRAZZOLI, P. A. (1991): World Atlas of holocene Sea-Level changes. Elsevier Oceanography 58. Amsterdam.
- PIRAZZOLI, P. A. (1996): Sea level changes : the last 20 000 years. In: Coastal morphology and research. Chichester
- PYE, K. (1994): Sediment transport and depositional processes. Oxford.
- RANTZ, S.E. (1963): An Empirical Method of Determining Momentary Discharge of Tide-Affected Steams. Hydrology of Tidel Streams. Geological Water Supply Paper 1586-D. Washington.
- ROSE, D. (1960): Über die quantitative Ermittlung der Gezeiten und Gezeitenströme in Flachwassergebieten mit dem Differenzenverfahren. In: Mitteilungen des Franzius-Instituts für Grund- und Wasserbau der Technischen Hochschule Hannover, 18, 1-159.

- RÖBER, K. (1970): Analytische und numerische Lösungen für Mitschwingungszeiten in einem Rechteckbecken konstanter Tiefe unter Berücksichtigung von Bodenreibung, Corioliskraft und horizontalem Austausch. In: Mitteilungen des Institutes für Meereskunde der Universität Hamburg; 16. Hamburg.
- ROHDE, H. (1967): Strömungsverhältnisse und Wassermengen der Tide-Elbe. In: Mitteilungen der Wasser- und Schifffahrtsdirektion Hamburg; 16. Hamburg.
- ROLINSKI, S. / EICHWEBER, G. (2000): Deformations of the Tidal Wave in the Elbe Estuary and their Effect on Suspended Particulate Matter Dynamics. Phys. Chem. Earth (B), Vol. 25, No. 4, pp 355-358.
- ROSS, J., E. MITTELSTAEDT, H. KLEIN, R. BERGER & K. RICKLEFS (1998): Der Wasseraustausch im Tidebecken Hörnum-Tief. Berichte des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie, 16, 98 pp.
- RUSSEL, R. C. H., MACMILLEN, D. H. (1952): Waves and tides. London.
- SPINGAT, F. (1989): Über die Tiedeverhältnisse in der südöstlichen Nordsee. Diplomarbeit am Leichtweiss-Institut für Wasserbau Braunschweig.
- STENGEL, T. (1994): Änderungen der Tidedynamik in der Deutschen Bucht und Auswirkungen eines Meeresspiegelanstiegs. In: Inst. für Strömungsmechanik und Elektronisches Rechnen im Bauwesen, Bericht Nr. 38. Hannover.
- SCHÖNFELD, W. und JENSEN, J. (1991): Anwendung der Hauptkomponentenanalyse auf Wasserstandsreihen von deutschen Nordseepegeln. In: Die Küste, 52: 191-204.
- SCHÜLLER, A. & J. HOFSTEDTE (1992). Untersuchungen über die Morphodynamik im Wattgebiet der inneren Deutschen Bucht. Abschlußbericht des KFKI-Projektes MORAN, Teil II. In: Die Küste, 53: 277-312 .
- SCHUCHARDT, B. (1995) Die Veränderung des Tidehubs in den inneren Ästuaren von Eider, Elbe, Weser und Ems. In Naturschutz und Landschaftsplanung; (27) 6: 211-217.
- SCHUREMAN, P. (1940): Manual of Harmonic Analysis and Prediction of Tides. US Dep. of Commerce, Coast and Geodetic Survey, Sp. Publ. No. 98.
- SCHWIDERSKI, E.W. (1983): Atlas of Ocean Tidal Charts and maps. 1. The Semidiurnal Principal Lunar Tide-M2. In: Marine Geodesy (6) 3-4: 219-265.
- SIEFERT, W. (1987). Umsatz- und Bilanz-Analysen für das Küstenvorfeld der Deutschen Bucht. Grundlagen und erste Auswertungen (Teil I der Ergebnisse eines KFKI-Projektes). In: Die Küste, 45: 1-57.
- SIEFERT, W./ LASSEN, H. (1986). Entwicklung und Ablauf von Sturmfluten in Ems, Weser und Elbe. Abschlußbericht eines KFKI-Projektes. In: Die Küste, 44: 133-169.
- SILVESTER, R. (1974): Coastal Engineering I. Generation propagation and influence of waves. Department of Civil of Western Australia. Amsterdam.
- SILVESTER, R. (1974): Coastal Engineering II. Sedimentation, estuaries, tides, effluents, and modelling. Department of Civil Engineering, University of Western Australia. Amsterdam.

- THEUNERT, F. UND. ZIELKE, W. (1983): Bericht über das Forschungsvorhaben Tidedynamik in Ästuarien und ihre Veränderungen durch bauliche Maßnahmen. Teil 2. Hannover.
- TÖPPE, A. (1992): Zur Analyse des Meeresspiegelanstieges aus langjährigen Wasserstandszeichnungen an der deutschen Nordseeküste. Mitteilungen Leichtweiß-Instituts TU Braunschweig.
- VONGVISESSOMJAI, S. und ROJANAKAMTHORN, S. (1989): Interaction of Tide and River Flow. In: Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering (115) 1, 86-104.
- WILHELM, H. / ZÜRN, W. und WENZEL, H.G. (1997): Tidal phenomena : [Seminar on "Tidal Phenomena" held at Oberwolfach from October 17 -21, 1994, Deutsche Geophysikalische Gesellschaft, DGG]. Berlin
- XIE, L. L. und Dickmann S. R. (1996): Tide-Gauge Data-Analysis of the Pole Tide in the North-Sea. In: Geophysical Journal International; (126) 3, 863-870.
- ZANKE, U.C.E. / HIRSCHHÄUSER, T. (2001). Morphologische Langfristprognose für das System Tidebecken-Außensände am Beispiel Sylts und der Dithmarscher Bucht. Abschlußbericht eines KFKI-Projektes, Förderkennzeichen MTK 0605.