

Örtliche und zeitliche Variationen des Meeresspiegels in der südöstlichen Nordsee

Von HORST LASSEN

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit Problemen des Meeresspiegels und des Meeresspiegelanstieges. Sie ist als Teilergebnis aus den Untersuchungen in einem vom Bundesminister für Forschung und Technologie geförderten KFKI-Projekt „Tide- und Windstauverhältnisse vor der Küste der südöstlichen Nordsee“ hervorgegangen.

Es werden die sich aus der Problemstellung ergebenden Anforderungen an die Landeshorizonte NN, NAP und DNN erläutert. Die Tideparameter MSL, MTmw und MT1/2w werden definiert und Hinweise zum Geoid als Höhenbezugsfläche und zur Meeresflächentopographie gegeben.

Die Ergebnisse zeigen, daß

- in der südöstlichen Nordsee das MTmw als Höhenbezugsfläche im Küstenbereich eine gekrümmte Fläche ist, die sich weiter ins freie Meer hinein dem Geoid nähert;
- Meteorologie bzw. Topographie des Meeresbodens zeitlichen bzw. örtlichen Einfluß auf die MTmw-Höhen haben;

- der Tideparameter $k = \frac{MThw - MTmw}{MThb}$ in der südöstlichen Nordsee nicht konstant ist, sondern

zonal unterschiedliche Beträge erreicht;

- der säkulare Trend im Küstenbereich unter 15 cm liegt.

Schließlich wird der Versuch unternommen, die NN-Höhe für Helgoland zu bestimmen.

Summary

The present study is concerned with problems related to sea level in general and especially to sea level rise. It represents some of the results of the projekt entitled "Tide and Wind Induced Water Level Changes In the Coastal Area of the Southern Portion of the North Sea". This research is being funded by the BMFT (Federal Ministry for Research and Technology) for the KFKI (Directorium for Research in Coastal Engineering).

Based on this study, specifications for the baselines NN, NAP and DNN are given. The tidal parameters MSL, MTmw and MT1/2w are defined and evidence is given that a geoid should be the reference plane for water levels and for sea surface topography.

The results show that:

- *The MTmw as water level base line in the southern portion of the North Sea, is a curved surface which approaches a geoid further out to sea;*
- *the MTmw levels are influenced both by meteorology and the sea bottom topography;*

- *the parameter $k = \frac{MThw - MTmw}{MThb}$*

in the southern portion of the North Sea is not constant, but rather has different values in different zones;

- *the sea level rise in the coastal zone is less than 15 cm.*

Finally, an attempt is made to determine NN for Helgoland.

Inhalt

1. Vorbemerkungen	66
2. Höhenbezugsebenen	66

2.1 Landeshorizonte NN, NAP und DNN	66
2.2 Mittlerer Meeresspiegel (MSL), Definition	68
2.3 Einflüsse auf die Meeresoberfläche und Genauigkeit der Messungen	69
3. Mittlere Tideparameter	74
3.1 Ansätze zur Bestimmung des MTmw aus beobachteten Wasserständen	74
3.2 Bestimmung des Parameters k	78
4. Ergebnisse	80
4.1 Bemerkungen zur MSL-Entwicklung	80
4.2 MTmw-Höhen um 1980 in der südöstlichen Nordsee	82
4.3 Säkulare MTmw-Entwicklungen	84
4.4 Tideparameter k um 1980 in der südöstlichen Nordsee	91
5. Danksagung	91
6. Schriftenverzeichnis	95

1. Vorbemerkungen

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit Problemen des Meeresspiegels und des Meeresspiegelanstieges. Sie ist als Teilergebnis aus den Untersuchungen in einem vom Bundesminister für Forschung und Technologie geförderten KFKI-Projekt „Tide- und Windstauverhältnisse vor der Küste der südöstlichen Nordsee“ hervorgegangen.

Im Hinblick auf aktuelle Fragen zum mittleren Meeresspiegel und dessen säkularen Trend kann diese Analyse sicherlich nicht detaillierte und präzise Aussagen über Größenordnungen aufzeigen, jedoch bisherige Ergebnisse auf ihren Informationsgehalt prüfen und ergänzen. Es stellt sich hier die allgemeine Frage, ob bisherige Aussagen über Bewegungsraten quantifiziert werden können, weil Ergebnisse teilweise auf unterschiedlichen nationalen oder internationalen Ausgangsparametern basieren. So kann ein säkularer Trend aus Zuwachsraten der jährlichen MThw oder MTnw – weil die Wasserstände meist nur in Form von MThw und MTnw angegeben werden – oder aus Veränderungen eines mittleren Meeresspiegels in unterschiedlicher Definition bestimmt werden. Hier ist ersichtlich, daß ermittelte Trendaussagen sehr differenziert bewertet werden können. Die weitere Bearbeitung dieser Fragestellung setzt eine wohldefinierte Bezugsfläche voraus, die für den Küstenbereich und das offene Meer in der südöstlichen Nordsee allgemeine Gültigkeit hat.

2. Höhenbezugsebenen

2.1 Landeshorizonte NN, NAP und DNN

Im Küstengebiet der Bundesrepublik Deutschland werden Wasserstandshöhen auf die 1879 in Preußen eingeführte Normalnullfläche (NN bzw. Pegelnull (PN) als Sollwert 5,00 m unter NN) mit dem Normalhöhenpunkt in Berlin bezogen. Der Normal-Nullpunkt dieses Systems war in gleiche Höhe mit dem Nullpunkt des Amsterdamer Pegels gebracht worden (Nullpunkt Amsterdamer Pegel = 0,0000 m NN).

Das Amsterdamer Pegelnull (besser: Amsterdamer Peil (AP)) ist aus der wohl weltweit längsten Wasserstands-Beobachtungsreihe entstanden. Um 1683 wurde es mit 8 Deichniveausteinen festgelegt und später auf Marken in den Amsterdamer Ij-Schleusen übertragen. Diese Markierungen dienten der regelmäßigen Überprüfung des Seeniveaus.

Amsterdamer Peil bezeichnete die „mittlere Fluthöhe zu Amsterdam“. Sie entsprach dem MThw-Niveau der Zuider See. Aus der Wasserstandsreihe von 1683/1684 errechnete sich der

Tidehub in Amsterdam zu $13^{23/306}$ Daumen = 0,3365 m; damit lag das AP zu jener Zeit $0,3365/2 + 0,0018$ m = 0,17 m über dem Mittel aus Hoch- und Niedrigwasser bei Amsterdam (Zuider See).

STUART (1880 zitiert) berechnete für den Beobachtungszeitraum von 1843 bis 1860 das Mittelwasser der Zuider See aus Wasserstandsbeobachtungen zu 0,144 m unter dem Nullpunkt des Amsterdamer Pegels.

In den Niederlanden erfolgte etwa ab 1800 und besonders zur französischen Besatzungszeit die systematische Ausbreitung des AP als Landeshorizont, der auch nach Aufgabe des Pegels 1872 bis heute Gültigkeit hat. Ähnliches ist auch für das von Preußen eingeführte NN zu bemerken. Nach Einführung des neuen Normal-Nullpunktes 1879 ist der Amsterdamer Pegel in seiner Eigenschaft als Nullpunkt für Preußen – sowohl dem Namen als auch der Sache nach – beseitigt.

Es hat sich inzwischen herausgestellt, daß im Laufe der Zeit beide Höhensysteme, das niederländische NAP und das bundesdeutsche NN, nicht mehr in ein und derselben Ebene liegen.

1885 stimmten beide Höhensysteme noch überein:

$$AP = NN$$

Von 1926 bis 1940 sind dagegen folgende Abweichungen zwischen beiden Systemen beobachtet worden:

Ort	NN - NAP
Nieuwe Schans	-0,018 m
Denekamp	-0,018 m
Babberich	-0,027 m
Venlo	-0,020 m
Vaals	-0,021 m
Mittel	-0,021 m

$$NAP = NN + 2 \text{ cm}$$

Dänische Höhenangaben beziehen sich dagegen auf die Niveaufläche dänisch Normal-Null, deren Höhe als Durchschnittswert aus den mittleren Wasserständen von etwa zehn über das ganze Land verstreut liegenden Häfen an Nord- und Ostsee festgesetzt worden ist.

Als Normal-Höhenpunkt ist 1891 im Dom zu Aarhus eine Höhenmarke mit der Höhe 5,6150 m über dänisch Normal-Null angebracht worden. Die mittleren Wasserstände sind durch Pegelbeobachtungen ermittelt worden und auf das dänische System G.M. bezogen. Zwischen diesem und dem deutschen Normal-Null (neues System) besteht die Beziehung:

$$G.M. = NN - 0,140 \text{ m}$$

Der Differenzbetrag von 0,140 m ist als Durchschnittswert anzusehen, der bei den einzelnen Punkten entlang der Grenze ein wenig variiert (nach Angaben vom Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein).

Bei Umrechnungen von Wasserständen von einem auf den anderen Landeshorizont müssen diese Abweichungen entsprechend berücksichtigt werden.

2.2 Mittlerer Meeresspiegel (MSL), Definition

Die ruhende, d. h. von allen astronomischen und meteorologischen Störungen befreite Meeresfläche ist angenähert (bis auf quasikonstante Effekte, etwa durch Strömungen) eine Niveaufläche des Schwerkraftpotentials (Geoid) und wird als Referenzfläche für geodätische Höhen benutzt. (Symposium für internationale Küstengeodäsie, Juli 1970.)

TORGE (1981) stellt bestimmte Anforderungen an das Geoid als

- einheitliche Höhenbezugsfläche zur Festlegung der Topographie im kontinentalen und ozeanischen Bereich,
- globale Referenzfläche zur Festlegung der quasi-stationären Meeresflächentopographie,
- regionale Referenzfläche zur Festlegung dynamischer Vorgänge (Strömungsbestimmungen).

Hieraus leitet MONKA (1984) die von MATHER (1975) vorgeschlagene Forderung ab, das Geoid als Niveaufläche minimaler Abweichung zum MSL zu definieren. Daher sollten nach seiner Meinung beide, Geoid und MSL, mit gleicher Genauigkeit (± 10 cm) bestimmbar sein, um die an das Geoid gestellten Forderungen zu erfüllen.

TORGE (1981) erhebt die Forderung, eine klare Trennung von Geoid und Meeresflächentopographie vorzunehmen und die approximative Entwicklung von Modellen für die Abweichungen zu betreiben. Damit ist die Aufgabe der Geoidbestimmung ohne eingehende Kenntnis des MSL nicht lösbar.

Ogleich der Begriff mittlerer Meeresspiegel oder Mean Sea Level (MSL) leicht verständlich und auch anschaulich ist, hat er in seiner Funktion als Höhenbezugsfläche zur Beschreibung der Meeresflächentopographie im ozeanischen oder Küstenbereich bisher nicht die Rolle gespielt, die ihm von der Bedeutung her eigentlich zugeordnet ist. Das kann einmal in der Mehrdeutigkeit des Begriffes MSL begründet sein. So wird nach BRAY (1977) „MSL“ bedauerlicherweise für verschiedene Begriffe verwendet, z. B.

- 1) durchschnittliche Wasserstandshöhe, gemessen an einem bestimmten Küstenort über eine bestimmte Zeit, die man nach BRAY besser mit „Mean Water Level“ (MWL) bezeichnen sollte, da hier nur ein örtlicher Wasserstand beschrieben wird,
- 2) regional gemittelte Wasserstände,
- 3) mittlere ozeanische Wasserstände,
- 4) weltweite mittlere Wasserstände.

Zum anderen kann es daran liegen, daß der Weg von der Definition bis zur Realisierung einer zuverlässigen MSL-Bestimmung zum heutigen Zeitpunkt noch problematisch ist. So ist es bisher im küstenfernen Bereich nur möglich, mit ozeanographischen Methoden für einen festgelegten Zeitraum die Meeresoberfläche als Funktion aus zeitlich unterschiedlichen Faktoren wie Dichte, Reststrom, Luftdruck u. a. zu bestimmen (LISITZIN, 1974). Aus diesen Parametern gewonnene Informationen können daher in erster Näherung nur zeitliche Änderungen der Meeresoberfläche beschreiben, ohne den Bezug zur Referenzfläche genau zu präzisieren. Wesentlich zuverlässiger als auf dem freien Meer sind MSL-Bestimmungen in den Küstenbereichen. Durch ein Netz von höhenfesten Schreibpegeln wird hier der Tideverlauf in Zeit und Höhe erfaßt. Unter Zuhilfenahme der Pegelregistrierungen können so erforderliche Wasserstandshöhen zur MSL-Berechnung direkt der Tideganglinie entnommen werden.

Der „Permanent Service for Mean Sea Level“ (PSMSL) bestimmt den MSL als Größe aus mittleren Monats- oder Jahreswasserständen. Dazu werden stündliche Wasserstände zu täglichen, monatlichen oder jährlichen Mittelwerten zusammengefaßt und hieraus der repräsentative MSL des Pegelortes bestimmt. Nach WOODWORTH (1984) entspricht dieses Verfahren prinzipiell auch der Ansicht früherer Autoren (LISITZIN u. a.).

Nach demselben Verfahren berechnet das DEUTSCHE HYDROGRAPHISCHE INSTITUT (DHI) für den Küstenbereich aus stündlichen bzw. halbstündlichen Wasserständen jährliche MSL (HABICH, 1970).

Die DIN 4049, 1. Teil, definiert den Wasserstand der waagerechten Schwerelinie einer Tidekurve als Tidemittelwasserstand (Tmw). Als Tidekurve wird die Ganglinie der Wasserstände im Tidegebiet an einem bestimmten Ort definiert.

An dieser Stelle muß erwähnt werden, daß schon LENTZ (1879) im Rahmen seiner Tideuntersuchungen mittlere Wasserstände von Pegeln berechnete. Er teilte zu diesem Zweck die „Fluthcurve“ in gleiche Zeitabschnitte von solcher Länge, daß die Kurve als gerade Linie betrachtet werden konnte. Das arithmetische Mittel der Höhen der einzelnen Zeitabschnitte entspricht dem MSL.

Von der Berechnung bzw. Konstruktion her sind die genannten Verfahren zur MSL- bzw. MTmw-Bestimmung gleichwertig, weil sie als relevanten Parameter die Fläche der umschriebenen Tidekurve im betrachteten Zeitraum verwenden.

In Ergänzung zum MSL bzw. MTmw müssen noch Mean Tide Level (MTL) und Tidehalbwasser (MT1/2w) erwähnt werden, weil sie häufiger mißverstanden und mit MSL oder MTmw gleichgesetzt werden. Der PSMSL und die DIN 4049, 1. Teil, verstehen unter MTL bzw. MT1/2w den arithmetischen Mittelwert aus monatlichen oder jährlichen Hoch- und Niedrigwasserhöhen:

$$MT1/2w = \frac{1}{2} \cdot (MThw + MTnw)$$

Unbefriedigend bleiben aber die unterschiedlichen Bezeichnungen für gleiche Zustandsbeschreibungen der mittleren Wasserstände im nationalen und internationalen Sprachgebrauch. Es wäre anzustreben, die international übliche Bezeichnung für den betreffenden mittleren Wasserstand einzuführen.

2.3 Einflüsse auf die Meeresoberfläche und Genauigkeit der Messungen

Der mittlere Meeresspiegel (MTmw) als Referenzfläche ist zeitlichen, etwa monatlichen oder jährlichen Änderungen sowohl absolut als auch relativ zum Festland unterworfen, je nach Wirkungsgrad verschiedener Einflußfaktoren. Zu deren wichtigsten zählen u. a. Dichteschichtung des Meeres (Salzgehalt und Wassertemperatur), Luftdruck, Gezeiten, Reststrom und Windeinwirkungen. WEMELSFELDER (1970) nennt 34 Einflußfaktoren auf den MSL, die er unter 4 Oberbegriffen zusammenfaßt:

- 1) weltweite Einflüsse (u. a. Ekliptik),
- 2) regionale Einflüsse (u. a. Windeinwirkung),
- 3) lokale Einflüsse (u. a. Windwellen oder Seiches),
- 4) instrumentelle Einflüsse (u. a. Nullpunktbestimmung).

Im Küstenbereich lassen sich einige dieser Faktoren mit ausreichender Genauigkeit erfassen und deren Wirkungen auf den MSL näherungsweise bestimmen. Einige Beispiele dafür:

WOODWORTH (1984) berichtet über Einflüsse des 11jährigen Sonnenfleckenzyklus auf den MSL: Nach Auswertung weltweiter Tidepegelaufzeichnungen wird für den MSL in Europa nur bei Phasengleichheit von Sonnen- und Sonnenfleckenzyklus eine Amplitude von 10 bis 15 mm bestimmt. In höheren europäischen Breiten macht sich allerdings diese Amplitude nur bei Phasenungleichheit von Sonnen- und Sonnenfleckenzyklus bemerkbar.

THOMPSON (1979) berichtet über Hinweise auf eine hohe Korrelation zwischen dem Luftdruck über dem Nordost-Atlantik und dem monatlichen MSL von Newlyn (England) und Coruña (Spanien): Über 90 % der monatlichen MSL-Änderungen von Newlyn sind danach auf den unterschiedlichen Luftdruck über dem Atlantik zurückzuführen. Die Standardabweichungen der restlichen MSL-Schwankungen werden für Newlyn und Coruña mit 2,5 cm bzw. mit der Hälfte dieses Wertes angegeben.

PATULLO et al. (1955) werten übers Jahr den Luftdruckeinfluß über dem Atlantik auf MSL Newlyn aus und erhalten eine Amplitude um 1 cm.

Die Amplitude der Nodaltide (Periode 18,6 Jahre) beträgt bei THOMPSON (1979) 0,8 cm, bei ROSSITER (1967) aus jährlicher MSL (1955 bis 1962) 0,6 cm.

LAUKART (1981) bestimmt für den Pegel Wilhelmshaven 137 signifikante Partialtiden aus der stündlichen Zeitreihe 1878 bis 1917 und berechnet u. a. für die Amplitude der Nodaltide 2,1 cm.

Hier ist die Frage berechtigt, ob es sich bei Schwingungen mit solch kleinen Amplituden lohnt, 19jährige Mittelwerte von Wasserständen zu berechnen, weil sie keinen nennenswerten Einfluß auf die weitere Bearbeitung haben, vielmehr aber eine nicht zu rechtfertigende Glättung der Daten bringen.

Bei PATULLO und LISITZIN werden zeitliche Schwankungen des MSL durch die Annahme erklärt, daß die Gesamtmasse des Wassers und der Luft über einem bestimmten Ort konstant bleibt. LISITZIN schätzt u. a. die MSL-Schwankungen für die Nordsee auf ± 4 cm als Folge von großräumigen Luftdruckverteilungen.

Das DHI ermittelt für die wichtigste Partialtide M_2 (halbtägige Haupt-Mondtide) in der mittleren und südöstlichen Nordsee eine Abweichung des MSL von der Niveaufläche bis zu 1 cm. Bei derselben Tide, jedoch mit zusätzlichem „mittleren Wind“, beträgt diese Abweichung bis zu 6 cm.

Natürlich ist auch eine MSL-Bestimmung aus stündlichen Wasserstandswerten, die an der Küste und dem angrenzenden seewärtigen Küstenbereich den Tideganglinien von selbstständig registrierenden Schreibpegeln entnommen werden, nicht ganz problemlos, weil sich die Frage, ob der Pegelschrieb den wahren Wasserstand aufzeichnet, nicht ohne weiteres beantworten läßt.

Das Problem der Registriergenauigkeit von Pegelaufzeichnungen haben GÖHREN (1968) und SIEFERT (1970) im seewärtigen Küstenbereich eingehend untersucht. Danach können die einzelnen Faktoren

- Dämpfung - Herausfilterung des Seeganges
- Salzgehalt - Wasseraustausch zwischen Pegelrohr und Umgebung
- Staudruck - Wasserdruck vor Einlauföffnung des Pegelrohres
- Höhenanschluß - Refraktionseinfluß auf größere Entfernungen

unterschiedliche Abweichungen zwischen den registrierten und tatsächlichen Wasserständen verursachen. Unter ungünstigen Umständen können sich mehrere Einflüsse überlagern und beträchtliche Abweichungen verursachen. Die größten Abweichungen sind um die T_{mw} -Zeit (d. h. bei halber Tide) wegen größter Strömungsgeschwindigkeit und steilstem Tidestieg zu erwarten.

Als weitere Fehlerquellen in Tideaufzeichnungen nennt GÖHREN (1968) u. a. das mechanische Übertragungsverhalten des Pegels und Einstellfehler, wobei Fehler durch den ungenauen Gang der Pegeluhr besonders kritisch sein können.

Eine andere Methode, einen Gezeitenverlauf im Küstenvorfeld und im angrenzenden Seebereich zu ermitteln, ist durch den Einsatz von Hochseepegeln gegeben. Hochseepegel sind Druckpegel. Der Pegel registriert am Meeresboden den Gesamtdruck der über dem

Druckaufnehmer liegenden Wassersäule, d. h. die Höhe der Wassersäule plus Luftdruck. Aus fortlaufenden Druckänderungen lassen sich nach Korrektur von Luftdruck, Salzgehalt und Wassertemperatur örtliche Tideganglinien entwickeln, die im freien Meer aufgrund der Gegebenheiten ohne Bezug zum NN-Horizont sind.

Die Schwierigkeit, im freien Meer Dichteunterschiede und Luftdruckverteilungen für eine Hochseepegelstation über einen längeren Meßzeitraum zu erfassen sowie deren spätere arbeitsintensive Berücksichtigung bei Umrechnung von Druckwerten in Wasserstandshöhen waren Veranlassung, einen Hochseepegel-Gezeitenverlauf mit dem eines Schreibpegels im Tidegebiet der Außenelbe bei Scharhörn zu vergleichen, um ein Maß für die Genauigkeit und Zuverlässigkeit von Hochseepegeldaten mit einer vereinfachten Korrektur für variable Dichte und variablen Luftdruck zu erhalten.

Neben dem stationären Schreibpegel in der Radarbake „C“ wurden im Juni 87 ein Aanderaa-Pegel des DHI und im November 87 ein Pegel des gleichen Typs von der Fachhochschule Hamburg in ca. 13 m Wassertiefe ausgelegt. Eine Zuordnung des Pegelnulls der Hochseepegel zum Höhenbezugssystem war nicht möglich.

Da bislang nur die Möglichkeit besteht, Tideaufzeichnungen von Pegeln ohne ein gemeinsames Höhensystem nach relativen Wasserstandsänderungen zu vergleichen, wird im folgenden ein anderer Weg beschritten, um einen Wert zur Beurteilung für die Gezeitenkurve aus den Druckwerten des Hochseepegels zu erhalten. Von beiden Pegeln, dem Schreibpegel in Radarbake „C“ und dem Hochseepegel, sind für den Meßzeitraum im Juni 1987 mittlere Tidekurven konstruiert und daraus das MTmw berechnet worden. (Diese Methode wird im weiteren Verlauf der Arbeit erläutert.) Das MTmw wird als Bezugshorizont für den Vergleich beider Tidekurven eingeführt. Nach Reduzierung des MTmw auf 0, wobei 100 hPa = 100 cm, folgt als Ergebnis:

Pegel:	Schreibpegel	Hochseepegel	Differenz
MThw	143,9 cm	140,3 cm	-3,6 cm
MTmw	0,0 cm	0,0 cm	0,0 cm
<u>MTnw</u>	<u>-157,1 cm</u>	<u>-156,7 cm</u>	<u>+0,4 cm</u>
MThb	301,0 cm	297,0 cm	-3,2 cm
k	47,8 %	47,2 %	-0,6 %

Auffällig ist die weitgehende Übereinstimmung der mittleren Tideverhältnisse im Juni 1987 von Schreib- und Hochseepegel (Abweichung rd. 1 % des MThb), obwohl beim letzteren das Datenmaterial zur Bestimmung der mittleren Gezeitenkurve nur mit dem normalen Luftdruck 1013 mbar und der für Scharhörn ausgewiesenen mittleren Dichte 1.026 g/m³ beschickt worden ist, ohne dabei die Besonderheiten der täglichen Luftdruck- und Dichteverteilung zu berücksichtigen.

Die mittleren Gezeitenkurven unterscheiden sich wesentlich nur im MThw-Scheitel. Das MThw tritt 6 min früher ein und ist 4 cm niedriger als beim Schreibpegel.

Die eindeutige Beziehung zwischen den MThw- bzw. MTnw-Abweichungen der einzelnen Scheitelwerte beider Pegel wird für den Meßzeitraum durch deren Korrelationskoeffizienten $r = 0,968$ bzw. $r = 0,963$ charakterisiert.

Sicherlich hat die stabile Wetterlage im Meßzeitraum das Ergebnis mit beeinflusst. So weicht das Monatsmittel für den Luftdruck im Juni 1987 nur um 1 mbar vom normalen Luftdruck 1013 mbar ab, und die Tagesmittelwerte schwanken um den arithmetischen Mittelwert mit ± 5 mbar. Luftdruckänderungen von 1 mbar bewirken in grober Annäherung eine Höhenänderung der Meeresoberfläche von 1 cm. Aufgrund der geringen Luftdruckge-

gensätze fehlen auch für den Meßzeitraum Starkwindlagen, die den Gang der Gezeitenkurve zusätzlich mit Windstau überlagern. Die Einflüsse der Atmosphäre auf die Gezeiten im Juni entsprechen damit in etwa mittleren Verhältnissen.

Daher können die Wirkungen der Luftdruckschwankungen auf die Meereshöhe ohne wesentlichen Genauigkeitsverlust im Meßzeitraum vernachlässigt werden.

Bei der Untersuchung von DIETRICH (1987) zur Aufzeichnungsgenauigkeit des Hochseepegels sind – im Gegensatz zur vorhergehenden Messung – die Druckwerte um die mittlere Dichte $1,026 \text{ g/cm}^3$ und den zeitlichen Luftdruck korrigiert. Aus den relativen Differenzen der Wasserstandshöhen zum Schreibpegel in Radarbake „C“, die im Zeitabstand von 10 Minuten über die Tide vom 29. 11. 1987 ermittelt wurden, errechnet sich für den relativen Mittelwert die Standardabweichung zu $\pm 3,7 \text{ cm}$.

Da ohne einen gemeinsamen Bezugshorizont die wahre Abweichung zwischen den Gezeitenkurven der Pegel nicht bekannt ist, wird die Genauigkeitsanalyse durch die angenäherte Bestimmung der mittleren Tidekurve und das daraus resultierende Tmw für den 29. 11. 1987 ergänzt und ergibt folgendes Resultat:

Pegel	Radarbake „C“	Hochseepegel	Differenz
Thw	151 cm	153 cm	+ 2 cm
Tmw	0 cm	0 cm	0 cm
Tnw	- 157 cm	- 161 cm	- 4 cm

Aus Anlaß des Projektes „DEBEX“ berichtet WIESE (1981) über durchgeführte Untersuchungen zur Aufzeichnungsgenauigkeit von Hochseepegeln. Danach wurde vor Beginn der Meßkampagne ein Prototyp des Aanderaa-Pegels neben einem stationären Schreibpegel in der Elbmündung bei Cuxhaven in 10 m Wassertiefe ausgelegt und getestet. Die um Dichte und Luftdruck bereinigten Druckwerte zeigten „im Tideverlauf eine sehr gute Übereinstimmung mit den Meßwerten des Schreibpegels“.

Die variable Dichte des Seewassers im freien Meer und die daraus resultierende Höhenänderung des Meeresspiegels sind im Hinblick auf die Bestimmung der Gezeitenkurven aus Druckpegeldaten von Bedeutung. Im wesentlichen bestimmen Temperatur und Salzgehalt die Dichte. In diesem Zusammenhang sind die von CHRISTIANSEN (1974) und SIEFERT (1970) festgestellten Salzgehaltsverhältnisse in der Außenelbe von Cuxhaven bis zum offenen Meer interessant. So beträgt der mittlere Salzgehalt bei Cuxhaven 16 ‰ bis 17 ‰, bei Scharhörn schon um 25,8 ‰ und bei der ehemaligen Position „Feuerschiff Elbe 1“ 30 ‰ bis 32 ‰ übers Jahr und die Tiefe. Bei Helgoland wird mit 32 ‰ bis 33 ‰ noch nicht der mittlere Salzgehalt für Meerwasser erreicht. Westlich Scharhörn werden für mehrere Stationen Salzgehaltsdifferenzen zwischen Oberfläche und Sohle bis maximal 5 ‰ ermittelt. KURZAK und STRÖHMER (1969) weisen bei Untersuchungen in der Weser eine starke Abnahme der Dichteunterschiede etwa ab 3 m unter der Wasseroberfläche nach.

Insgesamt zeigen die Ergebnisse im Mündungsbereich der Elbe, daß seewärts mit zunehmendem Salzgehalt die Schwankungsbreite von Salzgehaltsänderungen an der Meeresoberfläche sowie an der Sohle abnimmt.

Im freien Meer ist die Dichteänderung gering, so daß sie hier kaum Einfluß auf den Tidehub hat. So bewirkt eine Dichteänderung $0,005 \text{ g/cm}^3$ – ein extremer Wert – als Einflußgröße auf einen Tidehub von 3 m einen Fehleranteil von annähernd 1 cm (Dichteänderung über Wassertiefe gemittelt) nach DEFANT aus LAUKART (1981):

$$\Delta h = \left(\frac{\rho}{\rho'} - 1 \right) \cdot w$$

ρ, ρ' = zwei Dichtewerte

w = Höhe der Wassersäule

Wie bereits angedeutet, lassen sich mit einem am Meeresgrund verankerten Hochseepegel keine absoluten Meereshöhen bestimmen, wohl aber aus den zeitlich relativen Höhenveränderungen der Meeresoberfläche örtlich Tideverhältnisse ableiten, auf die geringe Dichteänderungen keinen Einfluß haben. Daher ist es im freien Meer ausreichend, Meßdaten eines Druckpegels ohne Genauigkeitsverluste mit einem konstanten Näherungswert für die Dichte zu beschicken, um deren Einfluß auf die Gezeitenform zu eliminieren.

Die getroffene Annahme, daß unter Vernachlässigung von Dichte- und Luftdruckeffekten errechnete mittlere Gezeitenverhältnisse aus Hochseepegeldaten auch im freien Meer für den Meßzeitraum repräsentativ sind, bestätigen indirekt ausgewertete Hochseepegelmessungen des DHI in der Nordsee 1976 bis 1981. So zeigen mittlere Tidekurven aus verschiedenen Jahreszeiten an näherungsweise derselben Position weitgehende Übereinstimmung in der Form und im Tidehub, obwohl zu ihrer Bestimmung die Druckdaten nur mit konstanter Dichte $> 1030 \text{ g/cm}^3$ und konstantem Luftdruck beschickt sind. Als Beispiel sei hier die Position einer Pegelgruppe 35 km westlich Sylt mit 13 m Wassertiefe und einer anderen, 35 km westlich Helgoland mit 35 m Wassertiefe, angeführt (Tab. 1).

Um speziell für Genauigkeitsanalysen relativer mittlerer Tidekurven einen Zusammenhang aufzeigen zu können, ist auch hier das Tmw als Bezugsebene erforderlich, da keine dieser Hochseepegelstationen eine Beziehung zu einem absoluten Horizont hat. Nach Reduzierung der unterschiedlichen MTmw auf 0 ergeben sich die Resultate für Scheitelwerte in Tab. 1.

Die Homogenität der vier mittleren Tidekurven in jeder Pegelgruppe ist am besten durch einen Vergleich mittlerer Abweichungen in den Gezeitenordinaten nachweisbar. Dazu ist es notwendig, für die sechs Vergleichsmöglichkeiten jeder Gruppe halbstündliche Wasserstands-differenzen von Tnw über Thw bis Tnw aus Gezeitenordinaten zwischen den betrachteten mittleren Tidekurven zu bilden. Aus den Mittelwerten jeder Vergleichsreihe errechnet sich die Standardabweichung als Vergleichsgröße halbstündlicher relativer Wasserstands-differenzen, die eine verlässliche Aussage über die Ähnlichkeit der mittleren Tidekurven zuläßt.

Mit zunehmender Ähnlichkeit des Tidekurvenverlaufs zweier Pegel werden die Unterschiede immer gleichmäßiger und damit wird die Standardabweichung entsprechend kleiner. Die Standardabweichungen errechnen sich für die Pegelgruppe westlich Sylt $\pm 1,6 \text{ cm} \dots \pm 2,3 \text{ cm}$ und für die Pegelgruppe westlich Helgoland mit $\pm 1,0 \text{ cm} \dots \pm 4,0 \text{ cm}$.

Bei der fünften Hochseepegelstation (79 405) in der Pegelgruppe westlich Helgoland sind die Standardabweichungen nicht mit denen der anderen Pegel vergleichbar. Sie betragen für diese Station um $\pm 11,5 \text{ cm}$. Dies kann auf Unregelmäßigkeiten in der Datenerfassung hindeuten.

Die Ergebnisse der bisherigen Untersuchungen über die Gezeitenverhältnisse im freien Meer haben nur Gültigkeit für den mittleren Tidebereich, also Tiden ohne nennenswerten Windstauinfluß. Bei allen vom DHI erhaltenen Hochseepegelunterlagen sind die Druckwerte nur mit konstanter Dichte und konstantem Luftdruck beschickt. Da für die unterschiedlichen Meßzeiträume der Stationen keine Luftdruckangaben vorliegen bzw. umständlich zu beschaffen sind, geben in guter Näherung Ergebnisse einer Regressions- und Korrelationsanalyse der betreffenden Station mit Pegel Helgoland bzw. Borkum-Südstrand Aufschluß über die zur damaligen Zeit herrschenden mittleren Tideverhältnisse und zum anderen

Tabelle 1. Vergleich von Tidescheitelwerten verschiedener Hochseepegelstationen unter Berücksichtigung des MTmw

Hochseepegelstationen 35 km westlich Sylt (Nr. 715a-d)					
Hochseepegel Nr.	77406	77407	78402	78403	
Aufzeichnungs- zeitraum	15. 6. bis 2. 8. 1977	15. 8. bis 20. 10. 1977	21. 2. bis 10. 4. 1978	15. 5. bis 21. 6. 1978	
MThw cm	67	65	66	67	
MTmw cm	0	0	0	0	
MTnw cm	-84	-83	-83	-84	
k %	44,6	44,1	43,9	44,6	

Hochseepegelstationen 35 km westlich Helgoland (Nr. 706a-d)					
Hochseepegel Nr.	78405	78406	79404	79412	79405
Aufzeichnungs- zeitraum	20. 7. bis 6. 9. 1978	29. 9. bis 16. 11. 1978	4. 5. bis 13. 6. 1979	19. 9. bis 21. 10. 1979	12. 3. bis 30. 4. 1979
MThw cm	102	99	103	98	114
MTmw cm	0	0	0	0	0
MTnw cm	106	103	107	102	119
k %	49,0	49,0	49,0	48,9	48,8

über die Genauigkeit der relativen Höhen der Tidescheitelwerte. Für 4- bis 8wöchige Tideaufzeichnungen werden Korrelationskoeffizienten für den mittleren Tidebereich zwischen 0,78 und 0,93 ermittelt und für die relativen Mittel der MThw bzw. MTnw Vertrauensbereiche 95 % zwischen 0,04 m und 0,08 m bestimmt.

Es bleibt aber auch zu bedenken, daß bei der Gezeitenerfassung, gleichgültig nach welcher Methode, immer mit nicht erfaßbaren Abweichungen zwischen dem tatsächlichen Wasserstand und dem der Pegelregistrierung gerechnet werden muß und die erreichte Genauigkeit immer von der Genauigkeit der Meßwerte abhängig ist. Daher sollten bei Hochseepegelmessungen nach Möglichkeit Daten aus mindestens 2 Perioden der halbmonatlichen Ungleichheiten (ca. 1 Monat) in die Berechnungen einfließen, um die mittleren Gezeiten mit hinreichender Genauigkeit zu erfassen.

3. Mittlere Tideparameter

3.1 Ansätze zur Bestimmung des MTmw aus beobachteten Wasserständen

Die international übliche und auch vom DHI angewendete Methode zur Berechnung des jährlichen MSL (MTmw) aus Mittelbildung stündlicher bzw. halbstündlicher Wasserstände liefert ein gutes Maß für die Höhenlage des MSL (MTmw) eines Pegels. Für das Ergebnis ist der zeitliche Abzissenabstand entscheidend, wobei zwangsläufig die Scheitelwerte der Tidekurve nur dann erfaßt werden, wenn sie mit der gewählten Zeiteinheit zusammenfallen.

Dabei ist noch zu beachten, daß dieser Auswertemodus die Digitalisierung stündlicher

bzw. halbstündlicher Wasserstände erfordert und nur für längere, nicht wesentlich unterbrochene Aufzeichnungsreihen stationärer Pegel im Küstenbereich anwendbar ist.

Bei Pegeln im Küstenvorfeld, die nur in den Sommermonaten Tideverhältnisse aufzeichnen, kann das berechnete MTmw durch verkürzte oder unterbrochene Zeitreihen gegenüber der jährlichen um einen bestimmten Abstand verändert sein. Um diesen Effekt auszuschalten, wurden mittlere Tidekurven für alle Pegel im Küstenvorfeld sowie für Hochseepegel entsprechend dem Verfahren von LÜDERS (1950) entwickelt und aus diesen das MTmw abgeleitet. Die Definition zur Entwicklung mittlerer Tidekurven und Tidebereiche ist bei SIEFERT und LASSEN (1985) erläutert. Die weiteren Ausführungen zum aktuellen Problem lassen es notwendig erscheinen, die wichtigsten Formulierungen über mittlere Tideverhältnisse noch einmal wiederzugeben:

Zur Darstellung synoptischer Angaben über mittlere Gezeitenbewegungen in der südöstlichen Nordsee wurden zwei fünfjährige Bezugszeiträume (1975 bis 1979 und 1982 bis 1986) gewählt.

Nur von den Pegeln früherer I. Ordnung wurden die Mittel den Gewässerkundlichen Jahrbüchern entnommen; für alle anderen genannten Pegel wurden sie berechnet. Entsprechend dem Verfahren von GÖHREN (1964) waren dazu Bezugspegel zu wählen. Nach Prüfung der Verlässlichkeit der Pegel wurden folgende Pegel als „Gerüst“ festgelegt (Tab. 2).

Tabelle 2. Bezugspegel

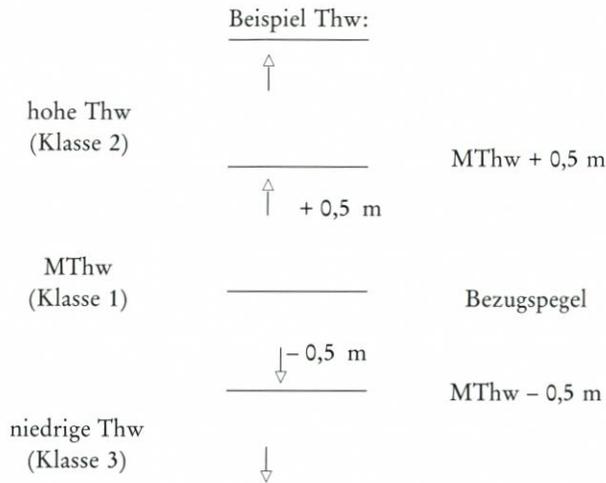
Nr.	Bezugspegel ¹ Name	Gebiet mit Anschlußpegeln ²	Bemerkungen
1	Borkum-Südstrand	Borkum bis Wangerooge	1975 bis 1979
	Borkum-Fischerbalje		1982 bis 1986
2	Wilhelmshaven-Alter Vorhafen	Wangerooge bis Hoheweg	die Veränderung des PNP von NN - 5,013 m bis 1975 auf NN - 5,035 m ab 1976 wurde berücksichtigt
3	Bremerhaven-Doppelschleuse	Hoheweg bis Knechtsand	1975 bis 1979
	Bremerhaven-Alter Leuchtturm		1982 bis 1986
4	Cuxhaven	Knechtsand bis Marner Plate	
5	Büsum	Marner Plate bis Eiderstedt	
6	Wittdün	Eiderstedt bis List	Husum ist wegen örtlicher Einflüsse und Randlege wenig geeignet als Bezugspegel
7	Helgoland	Hochseepegel	Helgoländer Null

¹ regional übergeordnete Stationen

² nachgeordnete Stationen, deren Werte statistisch mit denjenigen der Bezugspegel verknüpft wurden

Berechnung der MTnw- und MThw-Höhen

Zunächst wurden zwischen Bezugs- und Anschlußpegeln statistische Beziehungen der Thw- und Tnw-Höhen in der von GÖHREN angewendeten Klassifizierung in drei Stufen abgeleitet:



Somit gibt es für jeden Anschlußpegel drei Thw- und drei Tnw-Bereiche, deren Merkmale Angaben zur elementaren Größe wie der linearen Regression, der Korrelation, den Mittelwerten der Wasserstände und der Prüfstatistik sind. Auf diese Weise werden Tiden ohne und mit positivem oder negativem Windstau entsprechend der Klassifizierung erfaßt. Grundlegende Betrachtungen zeigten, daß sich bei rd. 150 ausgewählten Tiden aus dem gewässerkundlichen Jahr (gleichmäßige Verteilung über Spring-, Nippverhältnisse und Tageszeit beachtet) eine Schätzung der MThw- oder MTnw-Werte mit der gewünschten Genauigkeit einstellt.

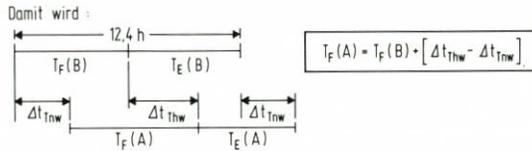
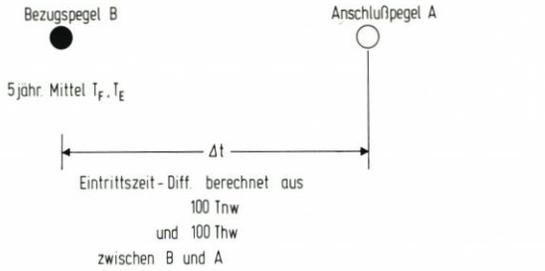
In diesem Zusammenhang sollte erwähnt werden, daß sich für die MThw oder MTnw derjenigen Pegel, von denen Aufzeichnungen über weniger als ½ Jahr vorliegen – hier wurden alle Datenpaare zur Auswertung benutzt –, Standardabweichungen der Bereichsklasse 1 von 20 bis 25 cm und Vertrauensbereiche für den Mittelwert um ± 4 cm bei einer statistischen Sicherheit von 95 % ergeben.

Berechnung der Flut- und Ebbedauern

Aus den jährlichen Flut- und Ebbedauern (T_F , T_E) wurde für jeden Bezugspegel individuell der fünfjährige Mittelwert gebildet und für die weitere Berechnung verwendet. Für die Anschlußpegel wurden die betreffenden T_F und T_E aus den fünfjährigen Mitteln des zugehörigen Bezugspegels und den zeitlichen Thw- und Tnw-Differenzen Δt zwischen den Bezugsorten abgeleitet (Skizze a).

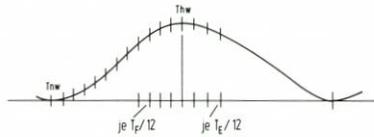
Berechnung der mittleren Tidekurven

Nach den somit für 1975/79 und 1982/86 festgelegten MTnw, MThw, T_F und T_E wurden von den einzelnen Pegeln entsprechend dem Verfahren von LÜDERS (1950) 20 Tiden ausgewählt, deren Scheiteldaten den Mittelwerten möglichst nahekommen, d. h. Toleranzen von ± 10 cm und ± 20 min aufweisen. Zu etwa 70 % konnten ganze Kurven (von Tnw bis Tnw) verwendet werden. Die restlichen Daten mußten von separaten Flut- und Ebbeästen genommen werden.



Skizze a

Skizze b



Diese Tiden wurden getrennt im Flut- und im Ebbeast in je 12 Teile gleicher Dauer geteilt, dann die Teilwerte der Höhen gemittelt. Über die Genauigkeiten geben die statistischen Mittel Aufschluß. Für 10 willkürlich herausgegriffene mittlere Tidekurven im Untersuchungsgebiet wurden für jeden Teil die Standardabweichung mit dem dazugehörigen Vertrauensbereich berechnet. Die errechneten Standardabweichungen und Vertrauensbereiche 95 % in Tab. 3 enthalten auch Pegelwerte aus halbjährlichen Wasserstandsregistrierungen, die das Ergebnis ungünstig beeinflussen. Bei jährlicher Tideregistrierung sind die Standardabweichungen und Vertrauensbereiche um eine Größenordnung besser.

Tabelle 3. Genauigkeit der mittleren Tidekurven

Teil	Flut Stand.- Abw. cm	Vertrauens- bereich 95 % cm	Teil	Ebbe Stand.- Abw. cm	Vertrauens- bereich 15 % cm
T_{nw}	± 7,1	± 3,3	T_{thw}	± 6,3	± 2,9
1/12	± 7,2	± 3,4	1/12	± 6,2	± 2,9
2/12	± 7,4	± 3,5	2/12	± 6,2	± 2,9
3/12	± 9,2	± 4,3	3/12	± 6,0	± 2,8
4/12	± 11,2	± 5,2	4/12	± 6,0	± 2,8
5/12	± 10,9	± 5,1	5/12	± 6,7	± 3,1
6/12	± 9,7	± 4,5	6/12	± 7,2	± 3,4
7/12	± 7,8	± 3,6	7/12	± 7,4	± 3,5
8/12	± 6,7	± 3,1	8/12	± 7,3	± 3,4
9/12	± 6,2	± 2,9	9/12	± 7,4	± 3,5
10/12	± 6,3	± 2,9	10/12	± 6,0	± 2,8
11/12	± 6,5	± 3,0	11/12	± 5,8	± 2,7
T_{thw}	± 6,3	± 2,9	T_{nw}	± 6,0	± 2,8

Die so bestimmten 24 Punkte dienen als Stützpunkte zur Konstruktion der mittleren Tidekurve mit Hilfe von Spline-Funktionen. Durch Integration der Fläche unter der mittleren Tidekurve wird die Höhe der Schwerelinie als MTmw bestimmt.

Die Ganglinie einer mittleren Tidekurve enthält alle relevanten Einflüsse, die u. a. durch Ungenauigkeiten im Höhenanschluß zu einem Bezugshorizont und solche bei Erstellung des Datenmaterials, der Auswertmethode und des Abbildungsmaßstabes hervorgerufen werden. Mit dem Einsatz von elektronischen Tischrechnern reduzieren sich die Genauigkeitsprobleme bei Berechnung und Plotten der Kurve. So werden z. B. die Merkmale einer mittleren Tidekurve, wie Überflutung der Watten durch Änderung der Anstiegsrate, gegenüber einer manuellen Zeichenmethode objektiver dargestellt. Um diese Informationen auch deutlicher zu erkennen, müssen beim Einsatz von Computern die Mittelwerte halbstündlicher Gezeitenordinaten mit mm Angaben in den Rechengang eingeführt werden, da cm Angaben zu nichtbegründeten Formänderungen des Kurvenverlaufs und damit zu Differenzen im MTmw führen.

Nach den Ausführungen zur Bestimmung des MTmw aus mittleren Tidekurven und stündlichen bzw. halbstündlichen Wasserständen bleibt zu prüfen, ob diese berechneten Mittelwerte voneinander abweichen. Das DHI hat für die Pegel Helgoland und Cuxhaven jährliche MSL (Kalenderjahr) aus gleichabständigen Wasserstandsbeobachtungen abgeleitet. Diesen Ergebnissen werden die fünfjährigen MTmw-Werte aus mittleren Tidekurven gegenübergestellt (Tab. 4). Die Übereinstimmung liegt im Rahmen der Meßgenauigkeit.

Tabelle 4. Vergleich 5jähriger Mittel aus MSL und MTmw

Pegel Cuxhaven	berechnet aus		Differenz
	MSL als Mittelwerte stündl. Wasserstände	MTmw aus mittlerer Tidekurve	
1923/27	503,6 cm	503,1 cm	+0,5 cm
1933/37	501,0 cm	500,0 cm	+1,0 cm
1953/57	505,5 cm	504,7 cm	+0,8 cm
1963/67	509,6 cm	507,0 cm	+2,6 cm
Pegel Helgoland			
1953/57	468,0 cm	466,1 cm	+1,9 cm
1963/67	467,9 cm	466,6 cm	+1,3 cm
1975/79	464,6 cm	463,5 cm	+1,1 cm
1982/86	468,6 cm	469,1 cm	-0,5 cm

3.2 Bestimmung des Parameters k

Ein weiteres interessantes Kriterium zur Beurteilung örtlicher Tideverhältnisse bezieht schon LENTZ in seine Gezeitenbetrachtungen ein, den dimensionslosen k -Wert einer mittleren Tidekurve. Seit langem ist bekannt, daß MTmw und $MT_{1/2w}$ in der Höhe differieren, weil die Tide durch astronomische und zusätzliche örtliche Einflüsse, wie Topographie im Küstenvorfeld und der Beckenform des Randmeeres Nordsee mitbestimmt wird und daher die Form der Tidekurve von einer reinen Sinuskurve abweicht. Abb. 1 läßt die Definition der Tidecharakteristik erkennen:

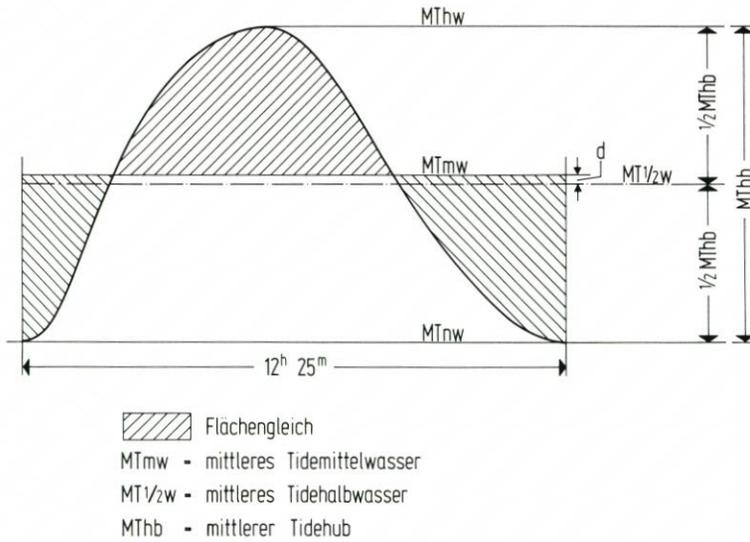


Abb. 1: Darstellung der Tidecharakteristik (schematisch)

$$\Delta = \frac{MTmw - MT1/2w}{MThb} = \frac{d}{MThb}; \quad d = MThb \cdot \Delta$$

$$k = \frac{MThw - MTmw}{MThb}; \quad MTmw = MThw - MThb \cdot k$$

$$k = \frac{MThw - MT1/2w}{MThb} - \Delta; \quad k = 0,5 - \Delta$$

k gibt also das Verhältnis an, um wieviel vom MThb das MTmw unter dem MThw bleibt. Bei einer harmonischen Tidekurve, bei der das MTmw mit dem MT1/2w zusammenfällt, erreicht k den Wert von 0,5 oder 50 %. Aus den Pegelbeobachtungen in der südöstlichen Nordsee errechnen sich Koeffizienten

$$k = 0,43 \text{ bis } 0,50$$

Die Formänderung einer mittleren Tidekurve mit dem daraus resultierenden k soll an zwei Beispielen erläutert werden.

Die mittlere Tidekurve des Pegels Duhner Watt wird außer durch astronomischen Einfluß hauptsächlich durch die Topographie im Küstenvorfeld (Watt) geprägt. Die Form der Gezeitenkurve und der ermittelte Wert $k = 0,44$ zeigen dies deutlich im Vergleich zu den umliegenden Pegeln in der Elbe und in den Hauptpielen, deren k-Wert etwa 0,47 beträgt.

Der Pegel Forschungsplattform Nordsee und die Hochseepegelgruppen westlich der Insel Sylt im tiefen Meeresbereich haben unterschiedliche Koeffizienten von $k = 0,49$ bzw. 0,43 bis 0,44. Diese Differenz ist nicht zufällig, wie weiter unten noch ausgeführt wird.

Es ist nun naheliegend, aus allen ortsgebundenen Parametern k einen Mittelwert zu bestimmen, um mit diesem sogenannten „Erfahrungswert“ für weitere Pegel aus deren MThw das MTmw abzuleiten. Diese Art der MTmw-Berechnung kann nur zu Näherungswerten führen, die einer prognostischen Aussage sehr schaden können. Auch LOHRBERG (1981) bedauert sehr, daß teilweise bei früheren MTmw-Bestimmungen der „Erfahrungswert“ $k = 0,4619$ oder $\Delta = 0,0391$ benutzt wurde.

In Untersuchungen über den sogenannten Erfahrungswert hat 1975 der Sonderforschungsbereich 149 für die Pegel Cuxhaven und Wilhelmshaven nachgewiesen, daß sich bei Zeiträumen ohne kontinuierliche Wasserstandsregistrierungen der Einfluß der Seichtwassertienden M_4 und M_6 durch unterschiedliche Berechnungsmethoden auf die Größe d auswirkt.

Bei einer weiteren kritischen Betrachtung des Faktors k ist festzustellen, daß k sehr empfindlich reagiert. Seine Genauigkeit hängt – unter der Voraussetzung brauchbarer Meßdaten – im wesentlichen von der Rechenschärfe ab. Daher sollte das MTmw je nach Bestimmungsart so genau wie möglich ermittelt werden, um ein signifikantes k in der dritten oder vierten Stelle hinter dem Komma abzusichern.

Zusammenfassend kann gesagt werden: k ist eine zeitlich nahezu konstante Funktion des Pegelortes. Dieses wird in Tab. 5 bei den langjährigen Mittelwerten der Pegel Cuxhaven und Helgoland erkennbar. Die jährlichen Werte streuen nur geringfügig um die Mittelwerte, auch wenn sich, wie in Cuxhaven, der MThb im Laufe der Zeit verändert hat. Die relativ kleine Differenz der k -Mittelwerte beträgt zwar nur 0,0105, verursacht aber bei einer MTmw-Bestimmung z. B. für Cuxhaven mit den Helgoländer k -Werten bei einem MThb von 3 m eine Abweichung vom Cuxhavener Sollwert von 0,03 m. Daher sind berechnete MTmw mit einem für die südöstliche Nordsee ermittelten „Erfahrungswert k “ wenig sinnvoll, weil sie zwangsläufig zu Ungenauigkeiten führen. Unter Berücksichtigung aller zusammengetragenen Kriterien sind daher alle MTmw der vorliegenden Arbeit einheitlich aus mittleren Tidekurven abgeleitet.

4. Ergebnisse

4.1 Bemerkungen zur MSL-Entwicklung

Bisher benutzten nur wenige deutsche Autoren bei Verfolgung küstendynamischer Prozesse den Meeresspiegel als Bezugsgröße in ihren Untersuchungen, obwohl es in bestimmten Fällen durchaus sehr vorteilhaft sein kann, das MTmw in diese Betrachtungen einzubeziehen. Das MTmw erlaubt für eine Hypothese, die u. a. Tideverhältnisse verarbeitet, eine qualifizierte Aussage, weil dann nicht nur die Scheitelwerte berücksichtigt werden, sondern über das MTmw auch die Form der mittleren Tidekurve in die Berechnungen einfließt. So fußen z. B. Erkenntnisse über einen säkularen Trend des Meeresspiegels auf einer Vielzahl von Informationen. Aber nur wenige deutsche Autoren verfolgen diese Entwicklung des Meeresspiegelanstiegs aus dem langfristigen Verhalten des MTmw. Nach LAUKART (1981) und PELZER (1981) läßt sich ein linearer Trend des Wasserstandes mit einer Standardabweichung von 0,5 mm/a bestimmen, wenn monatliche MTmw über mindestens 40 Jahre zur Verfügung stehen. Diese Genauigkeit ist auch ausreichend, um Nivellementsnetze im Küstenbereich über mehrere Pegel abzusichern.

EKMANN (1988) beschreibt eine Methode zur Ermittlung von Höhenbewegungen des MSL bei Stockholm nach Beobachtungsergebnissen des schwedischen „Meteorologischen und Hydrographischen Institutes“ für die Zeitreihe 1774 bis 1984. Mit Hilfe linearer Regressionen werden für zwei hundertjährige Zeitfolgen Werte zur Landhebung ermittelt:

$$\Delta H (1774 \text{ bis } 1874) = 4,93 \pm 0,23 \text{ mm/Jahr}$$

$$\Delta H (1875 \text{ bis } 1984) = 3,92 \pm 0,19 \text{ mm/Jahr}$$

Die Differenz zwischen den Zeitreihen mit

$$\Delta H = 1,01 \pm 0,3 \text{ mm/Jahr}$$

Tabelle 5. k-Werte, aus stündlichen Wasserständen bestimmt*

Jahr	Pegel		Jahr	Pegel	
	Helgoland	Cuxhaven		Helgoland	Cuxhaven
1886	—	(0,4726)			
1906/10	—	0,4629			
1916	0,4770	0,4718			
1925	—	0,4660*	1956	0,4794	0,4665
1926	—	0,4680	1957	0,4794	0,4675
1927	—	0,4679	1958	0,4782	0,4666
1928	—	0,4678	1959	0,4787	0,4686
1929	—	0,4669	1960	0,4792	0,4659
1930	—	0,4656	1961	0,4817	0,4678
1931	—	0,4669	1962	0,4783	0,4680
1932	—	0,4664	1963	0,4783	0,4675
1933	—	0,4685	1964	0,4790	0,4672
1934	—	0,4656	1965	0,4777	0,4649
1935	—	0,4670	1966	0,4777	0,4642
1936	—	0,4684	1967	0,4748	0,4646
1937	—	0,4677	1968	0,4792	0,4650
1938	—	0,4701	1969	0,4800	0,4666
1939	—	0,4700	1970	0,4782	0,4648
1940	—	0,4723	1971	0,4795	0,4667
1941	—	0,4729	1972	0,4781	0,4660
1942	—	0,4714	1973	0,4783	0,4669
1943	—	0,4738	1974	0,4772	0,4658
1944	—	0,4732	1975	0,4800	—
1945	—	0,4706	1976	0,4794	—
1946	—	0,4712	1977	0,4782	—
1947	—	0,4726	1978	0,4780	—
1948	—	0,4721	1979	0,4780	—
1949	—	0,4724	1980	0,4782	—
1950	—	0,4685	1981	0,4791	—
1951	—	0,4665	1982	0,4787	—
1952	—	0,4669	1983	0,4802	—
1953	0,4762	0,4668	1984	0,4778	—
1954	0,4767	0,4678	1985	0,4786	—
1955	0,4791	0,4684	1986	0,4766	—
			Mittel:	0,4785	0,4680
			Vertrauensbereich 95 %:	± 0,0013	± 0,0025
			Anzahl:	34	50

* freundlicherweise vom DHI zur Verfügung gestellt

und einer sehr hohen statistischen Signifikanz von 99,9% wird auf den eustatischen Anstieg des MSL von 1 mm/Jahr zurückgeführt. In der weiteren Argumentation deutet dieses nach EKMAN eindeutig auf den Meeresspiegelanstieg durch klimatische Veränderungen in der nördlichen Hemisphäre nach der letzten kleinen Eiszeit hin.

THOMPSON (1979) bestimmt einen linearen Meeresspiegelanstieg aus monatlichen MSL Daten Newlyn über die Periode 1950 bis 1975 mit $1,42 \pm 0,19$ mm/a, während ROSSITER (1967) einen Wert von $2,15 \pm 0,14$ mm/a für die Zeitreihe 1915 bis 1962 erhält.

Aus der Differenz vorliegender Ergebnisse wird nach THOMPSON eine Verlangsamung des MSL-Anstiegstrends deutlich. Die lineare Anstiegsrate des MSL Coruña 1957 bis 1974

wird mit $0,57 \pm 1,42$ mm/a und einer im Vergleich zu Newlyn kleineren Signifikanz angegeben. Dies kann auf unterschiedliche Landbewegungen oder mögliche säkulare Änderungen der Meeresströmungen hinweisen. THOMPSON berechnet außerdem zwischen den MSL in Newlyn und Coruña für die gemeinsame Zeitspanne eine Korrelation von 0,87, obwohl beide MSL-Serien 700 km voneinander entfernt sind und jahreszeitliche Abweichungen aufweisen.

Ergebnisse der im Jahr 1954 beschlossenen gemeinsamen Ausgleichsrechnung aller europäischen Höhennetze zum „Einheitlichen Europäischen Nivellementsnetz“ = Réseau Europeen Unifié des Nivellements (REUN) in Verbindung mit Meerespegeln, um deren mittleren Horizont in die Berechnungen einzubeziehen, sind für diese Arbeit ohne Bedeutung, weil die damalige Netzform nicht vollständig war und das Datenmaterial aus verschiedenartigen Informationsquellen stammte. Aus dieser Abhandlung macht LOHRBERG (1981) in einer unveröffentlichten Arbeit folgende Angaben: MSL Esbjerg = $-0,038$ m und Cuxhaven = $+0,028$ m, bezogen auf NAP.

4.2 MTmw-Höhen um 1980 in der südöstlichen Nordsee

Je nach Wirkung jahreszeitlich unterschiedlicher Einflußfaktoren auf die Wasseroberfläche werden zeitlich ermittelte MTmw nicht auf gleicher Höhe liegen, sondern um einen gewissen Betrag abweichen. So ist z. B. das MTmw der Pegelorte aus dem Bezugszeitraum 1982/86 um 4 bis 10 cm höher als das von 1975/79. Zur vereinfachenden Betrachtung der MTmw-Isohypsen, bezogen auf NN, wird auf Abb. 2 der Mittelwert aus beiden Bezugszeiträumen für die Darstellung eingeführt, ohne damit die charakteristische Interpretation zu verfälschen. Hiermit wird auch deutlich, daß es keine präzise Festlegung der MTmw-Isohypse ± 0 cm NN im Küstenvorfeld geben kann. Sie wird jahreszeitlich abweichend verlaufen und hat daher nur für den Betrachtungszeitraum Gültigkeit. Deutlich wird aber: Im Küstenvorfeld der südöstlichen Nordsee steigt das MTmw vom offenen Meer zur Küste hin an*) und weicht hier durch eine leichte Krümmung von einer idealen Bezugsfläche ab. Es ist aber zu vermuten, daß in der südöstlichen Nordsee selbst das MTmw mit dem Geoid nahezu identisch ist.

Die bisher weit verbreitete Ansicht, daß die MTmw-Fläche parallel zur NN-Fläche liegt, ist also für den Küstenbereich falsch. Vielmehr ist sie offensichtlich abhängig von der Topographie und weiteren Einflüssen. Die MTmw-Höhe ändert sich hier also nicht nur in kurzen Zeiträumen, sondern von Ort zu Ort.

Mit Hilfe des örtlichen MTmw als Bezugsebene und der relevanten Merkmale einer mittleren Tidekurve lassen sich Fehler beim Höhenanschluß des Pegelnullpunktes und bei der Pegelkontrolle nachweisen. Das MTmw im individuellen Geltungsbereich gab bei dieser Arbeit in manchen Fällen Veranlassung, eine Überprüfung des Datenmaterials durchzuführen, um die Tidewasserstände mit ausreichender Genauigkeit für weitere Analysen zu erfassen. Vorteilhaft ist es, mit einem gebietsbezogenen MTmw als Bezug für Tidewasserstände die Scheitelwerte MThw und MTnw eines oder mehrerer Pegel über die Zeit zu analysieren und nicht nur die jährlichen MThw und MTmw der G.W.J. in die Betrachtungen einzubeziehen.

Ähnlich interessant ist die Einbeziehung des MTmw auf Höhenänderungen eines Hochseepegels. So konnte z. B. für den Hochseepegel „Schlüsseltonne“ mit dem monatlichen

* Ausnahme: Jadebusen

MTmw 1975/86
(bezogen auf NN)

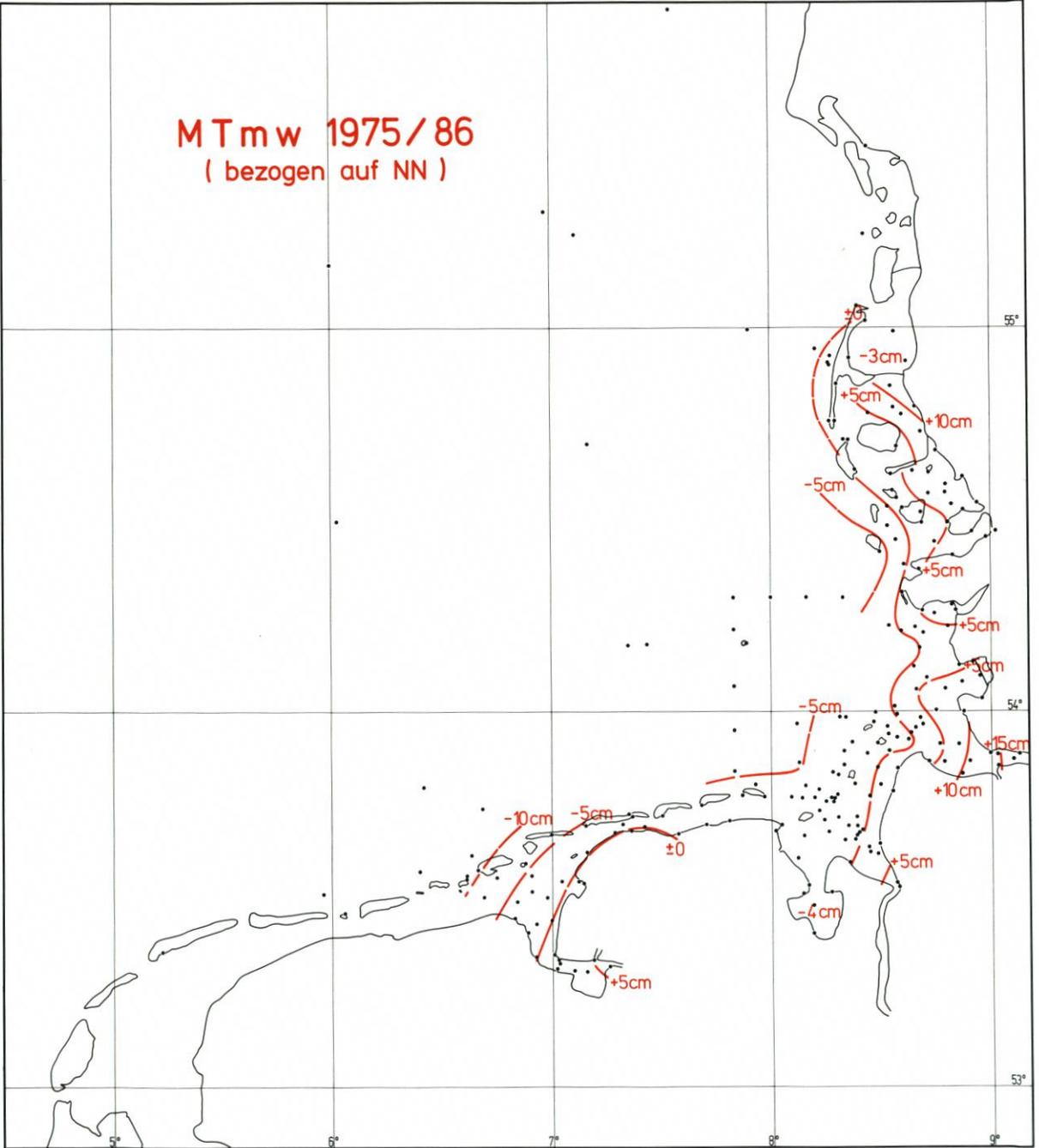


Abb. 2: Linien gleicher MTmw (bezogen auf NN)

MTmw der Meßperiode von 9. 1981 bis 11. 1981 der Einfluß einer gleichmäßigen Einsandung des Grundgewichtes um 25 hPa = 25 cm über Tidewasserstände nachgewiesen werden.

Auf Abb. 3 und 4 sind die Abstände MThw - MTmw und MTmw - MTnw dargestellt. Die Untersuchungen haben gezeigt, daß diese Beträge praktisch unabhängig von kurzfristigen MTmw-Schwankungen sind. Die Auflösung der Linienstruktur in beiden Differenzkarten läßt einen sehr gleichmäßigen Verlauf erkennen, was wiederum darauf hindeutet, daß dem MTmw in seiner Abhängigkeit von der Topographie des Meeresbodens und der Meteorologie sowie künstlichen Veränderungen besondere Aufmerksamkeit geschenkt werden muß.

Die Beziehung zwischen Helgoländer Null (HN) und NN ist bis heute wegen der exponierten Lage der Insel zur Küste, die eine exakte Höhenübertragung vom Festland aus mit den bisher bekannten Meßmethoden ausschließt, noch nicht eindeutig geklärt.

Auch Satellitenmessungen mit dem Ziel einer Höhenbestimmung im NN-System liegen wegen ungenauer Kenntnis der NN-Undulation, die als Summe aus der Geoidundulation und dem ortsabhängigen Abstand zwischen Geoid und Normalnull angesehen werden kann, im Bereich von Dezimeter-Genauigkeit.

Bisherige Untersuchungen über das MTmw und MT1/2w verschiedener Küstenpegel (bezogen auf NN) und das MTmw von Helgoland (bezogen auf HN), um Abweichungen von HN zu NN nachzuweisen, hatten folgende Ergebnisse

1) Weinhold 1932	HN = NN + 29 cm
2) DHI	HN = NN + 38 cm
3) WSA Tönning	HN = NN + 20 cm
4) Bundesanstalt für Gewässerkunde	HN = NN + 31,4 cm

Durch Extrapolation aus verschiedenen Richtungen in die Nordsee läßt sich mit dem MTmw von Küstenpegeln unter Berücksichtigung der Veränderungen des MTmw im Küstenvorfeld (Abb. 2) sowie des Helgoländer MTmw und MThw die Differenz HN zu NN bestimmen. Grundlage dieser Differenzbestimmung sind die MTmw-Ergebnisse 1975/1979 und 1982/1986. Von den folgenden Pegeln aus betragen die Abweichungen zwischen HN und NN:

Borkum-Südstrand	HN = NN + 24 cm
LT Mellum Plate	HN = NN + 28 cm
Wilhelmshaven	HN = NN + 25 cm
LT Alte Weser	HN = NN + 24 cm
Bremerhaven	HN = NN + 25 cm
LT Vogelsand	HN = NN + 27 cm
Cuxhaven	HN = NN + 26 cm
Büsum	HN = NN + 26 cm
Wittdün	HN = NN + 26 cm

Mittelwert + 25,7 cm ± 1,3 cm

4.3 Säkulare MTmw-Entwicklungen

Für Cuxhaven, Borkum und Helgoland wurde der säkulare Trend des Meeresspiegels nach verschiedenen Methoden ermittelt, wobei den Tideaufzeichnungen von Helgoland eine besondere Bedeutung zukommt: Es ist bekannt, daß Helgoland auf einem die Oberfläche erreichenden Salzstock liegt. Für die Insel ist somit eine Hebungstendenz anzunehmen:

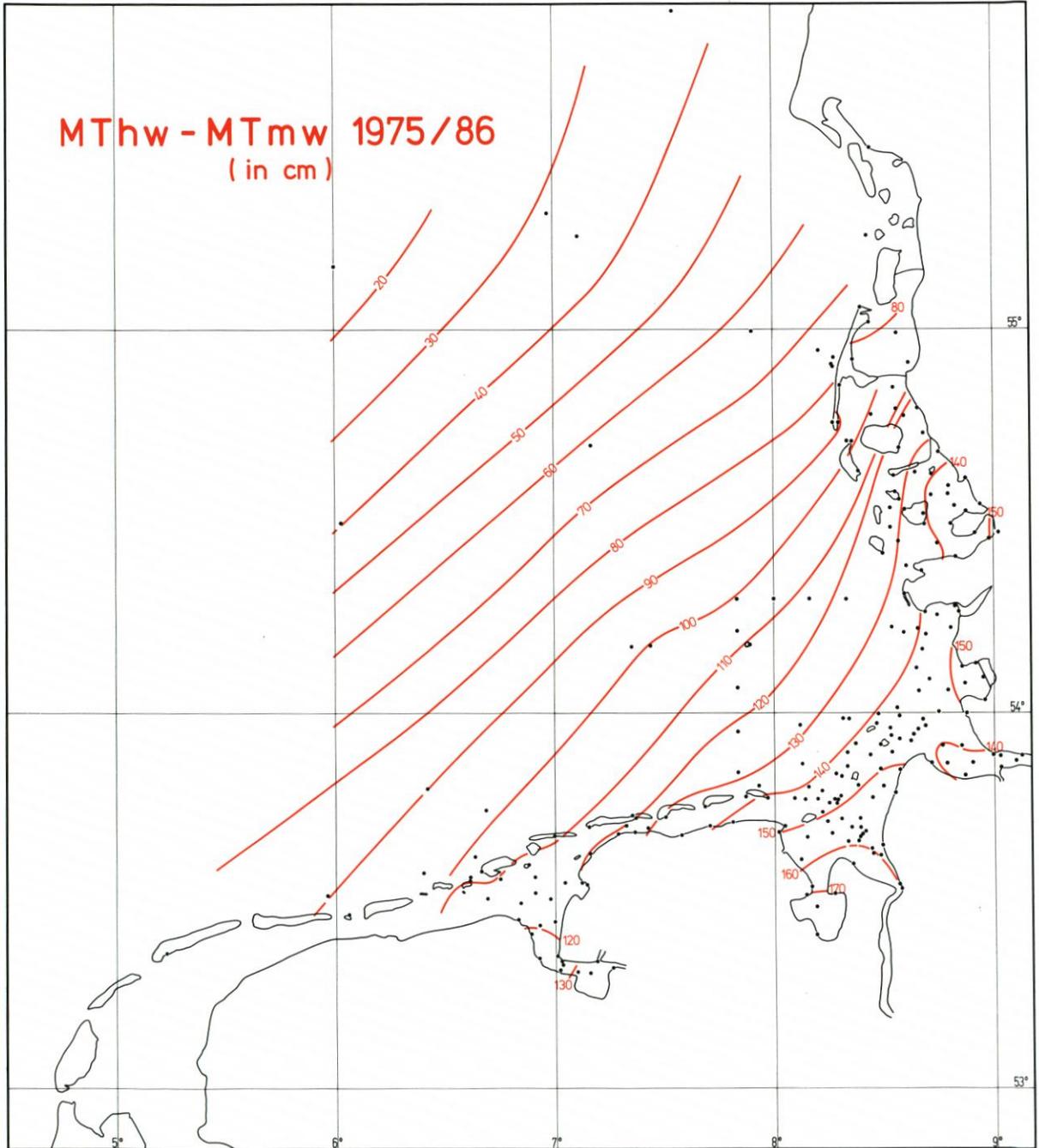


Abb. 3: Linien gleicher Abstände MThw – MTmw 1975/1986 in cm

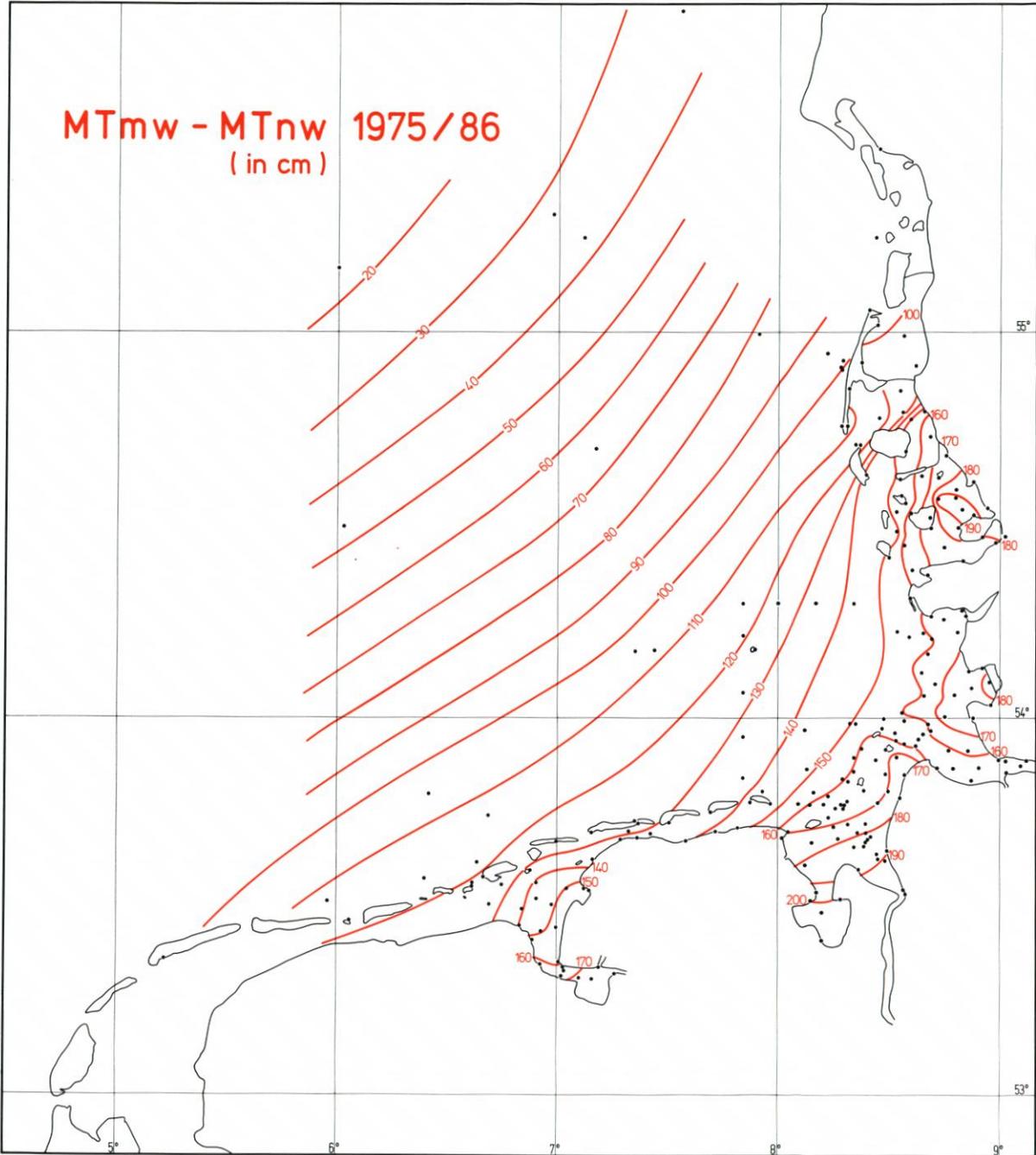


Abb. 4: Linien gleicher Abstände MTmw - MTnw 1975/1986 in cm

„Ergebnisse über das Ausmaß einer dadurch bedingten Hebung liegen allerdings bis heute nicht vor; man kann sie nur abschätzen. Da es sich bei der Herausbildung von Salzstöcken um einen Fließvorgang im fest-plastischen Zustand handelt, dürfte eine dadurch bedingte Hebung der Erdoberfläche sehr langsam erfolgen, und die absoluten Beträge dürften, auf Jahre berechnet, sehr klein sein. In Norddeutschland sind keine Hebungsbeträge bekannt, die für die letzten 100 Jahre die Größenordnung von 10 cm/Jh. erreichen. Im Gegenteil sind sie kaum meßbar klein und dürften Werte von 2 bis 4 cm/Jh. nicht überschreiten.“* Diese Bewegungsraten haben also kaum Einfluß auf die Wasserstandsregistrierung des dortigen Pegels.

In Helgoland werden die Wasserstände auch kaum durch einen Küstenstauereffekt, das Oberwasser oder Baumaßnahmen beeinflusst.

Tab. 6 gibt einen Überblick zum Trend für unterschiedliche Epochen, ermittelt aus dem MTmw. Zusammenfassend läßt sich der Trend wie folgt abschätzen:

für Cuxhaven	0 bis 25 cm/Jh
für Borkum	5 bis 15 cm/Jh
für Helgoland	1 bis 4 cm/Jh

Dagegen liefert Tab. 7 aus dem Parameter MThw – MTmw (Abb. 5) einen weiteren, besonders für den Hochwasserschutz wichtigen säkularen Trend. Dieser beträgt für die Pegel übereinstimmend 10 cm/Jh. Diese Aussage ist frei von Höhenanschlußfehlern, deren Dimensionen sich über die Zeit nur schwerlich nachvollziehen lassen.

Tabelle 6. Trend des mittleren Meeresspiegels MTmw

Ort	Zeitraum	Quelle	Daten	cm/Jh
Cuxhaven	1925/74	DHI	jährl. MTmw aus stündl. Ordinaten	20,0 ± 5,8
	1855/1905		3jährige Mittel der Thw, Tnw sowie mittl. k-Werte von 0,4690	- 3,1 ± 3,4
	1905/45			24,5 ± 3,9
	1945/87			- 0,6 ± 2,8
	1855/1987			13,6 ± 6,4
Borkum	1906/10 bis 1982/86	Kap. 3.1	aus mittl. Tidekurven über 5 Jahre	12,0 ± 3,2
	1933/37 bis 1987/88	Kap. 3.1	aus mittl. Tidekurven über 2 bis 5 Jahre	14,8 ± 2,9
	1953/57 bis 1987/88			4,9 ± 1,1
Helgoland	1953/86	DHI	jährl. MTmw aus stündl. Ordinaten aus mittl. Tidekurven über 5 Jahre (Ausnahme: 1916)	1,0 ± 4,3
	1916/ bis	Kap. 3.1		3,5 ± 1,4
	1982/86			

* freundlicherweise von Herrn Dr. Linke, Geologisches Landesamt Hamburg, mitgeteilt

Pegel Helgoland

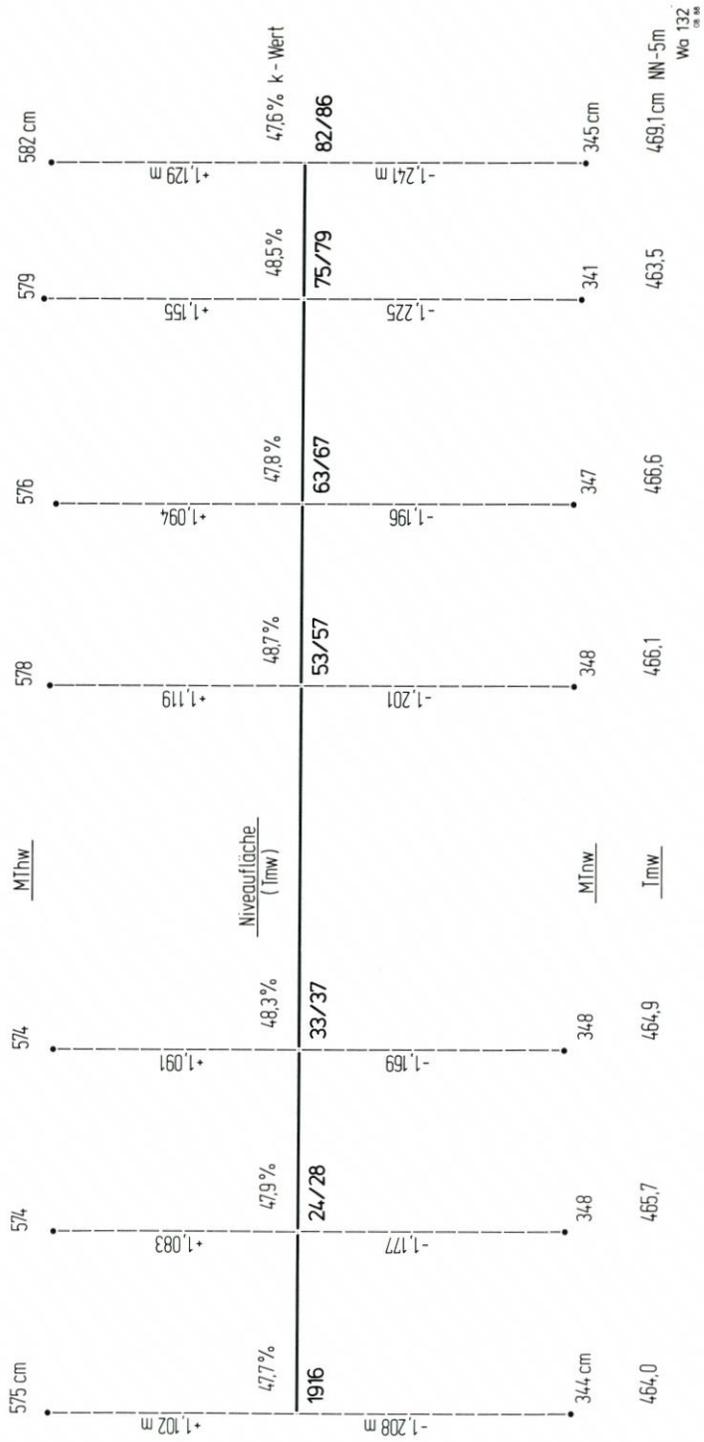
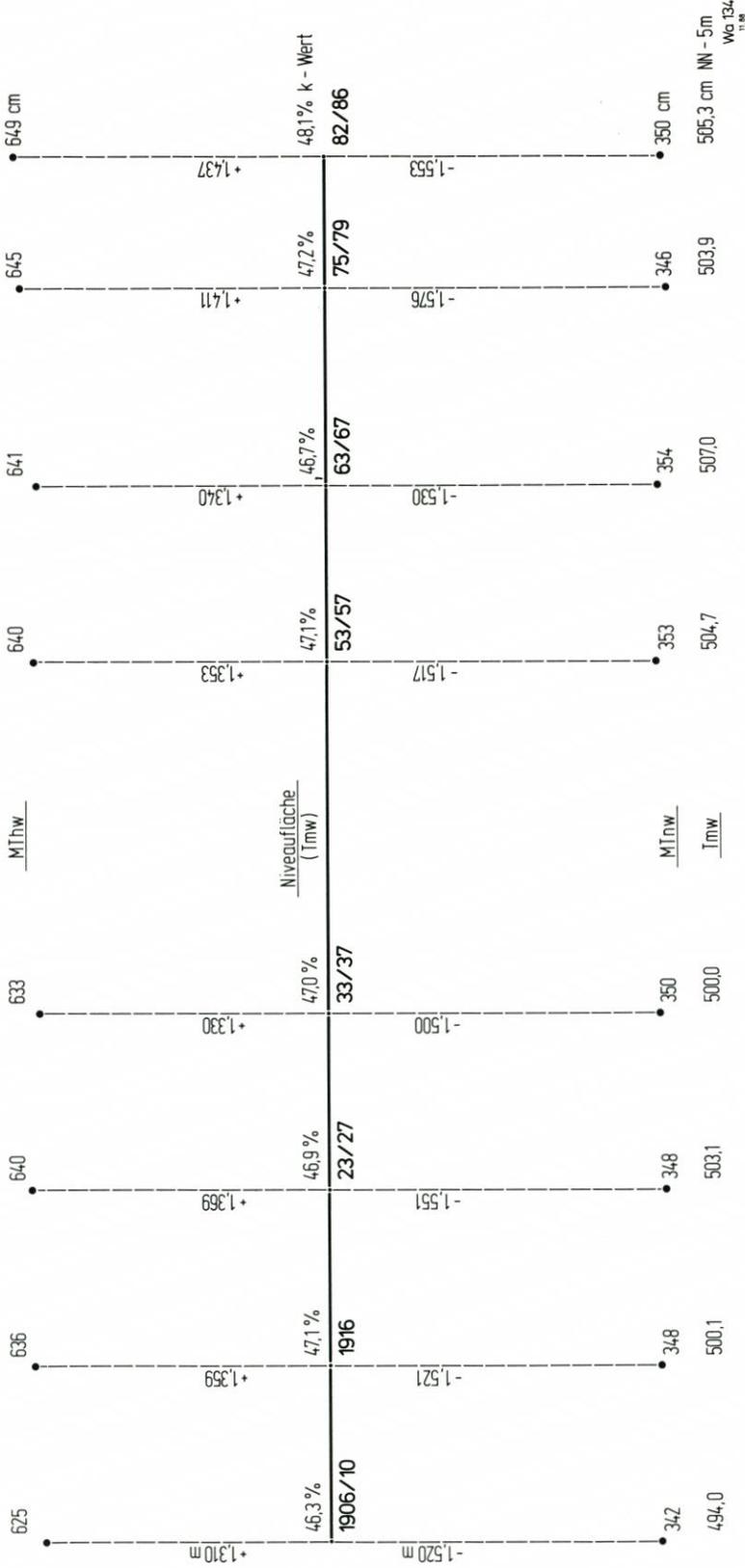


Abb. 5: Darstellung der Differenzen MThw – MThw, MThw – MThw

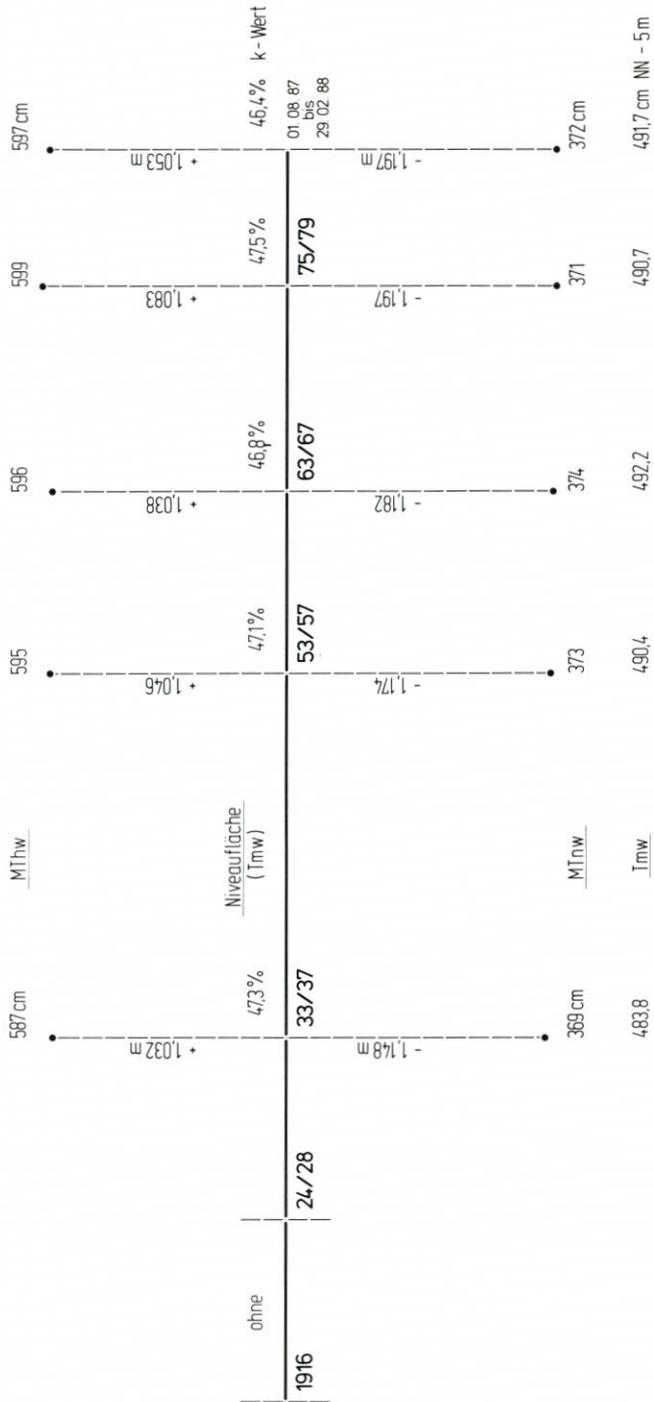
Abb. 5a: Pegel Helgoland 1916 bis 1986

Pegel Cuxhaven - Steubenhöft



5b: Pegel Cuxhaven-Steubenhöft 1906 bis 1986

Pegel Borkum-Südstrand



5c: Pegel Borkum-Südstrand 1933 bis 1986

Wa 133
01.88

Tidekurvenparameter k 1975 / 86

($k = \frac{MThw - MTmw}{MThw - MTnw}$)

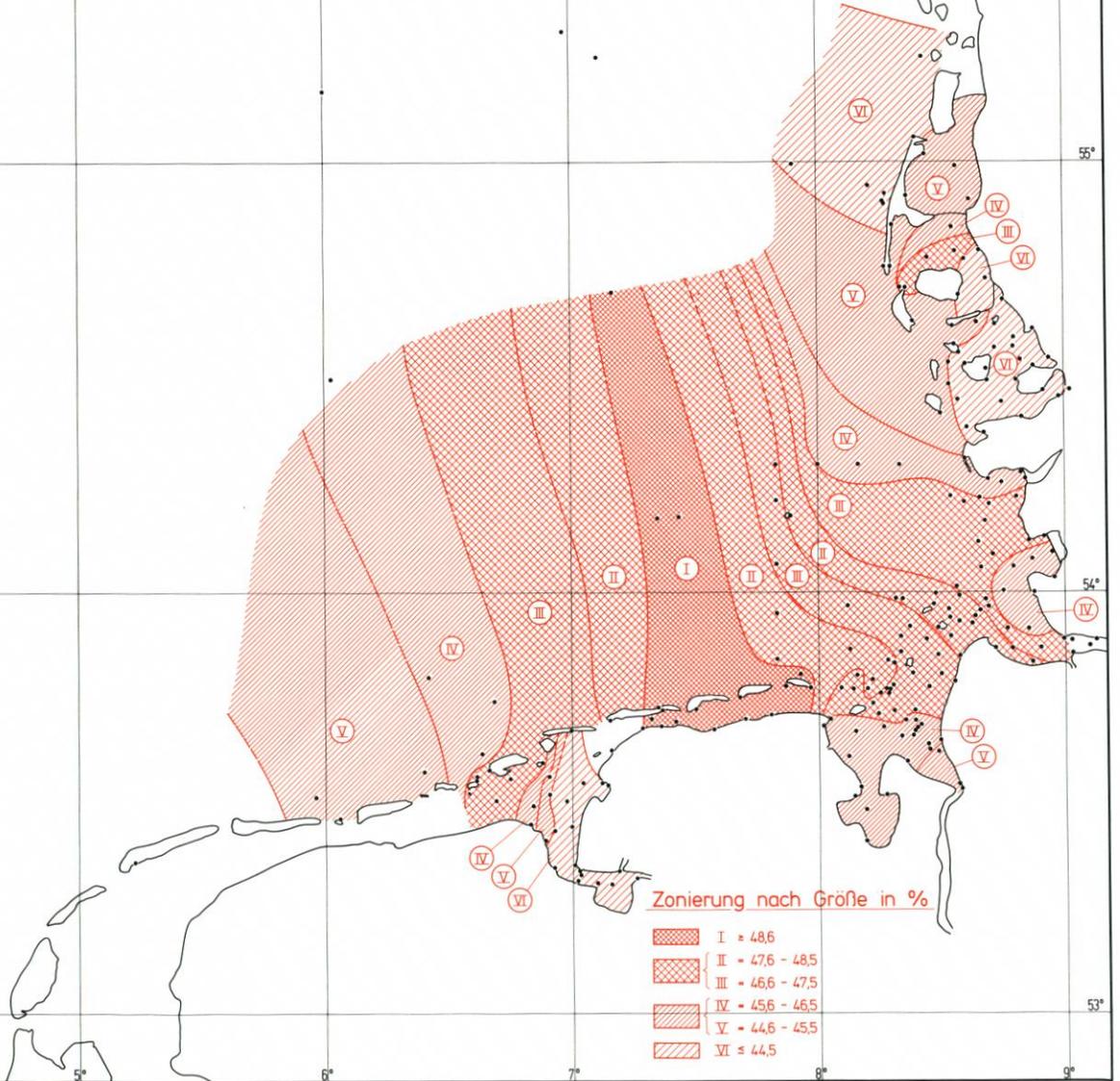


Abb. 6: Tidekurvenparameter k 1975 bis 1986
Zonierung nach Größe in %

100	BORKUM-Suedstrand	312	Schwarrener Loch	518	Suederhoeft
101	West-Terschelling	313	Robbenplate	519	Eidersperrwerk A.P.
102	Wierumergronden	314	Robbennordsteert	520	Legden
103	79411=79406=79414	315	Hohe Weg		
104	Engelsmanplaat N	316	Dwarsgat		
105	Huibertgat	317	Meyers Legde		
106	78401=78404	318	Hohe Weg N		
107	Horsbornrat '86=Rottumerog NO	319	Tegeler Plate S	600	WITTOUEN
108	Horsbornrat '85	320	Tegeler Plate W	601	St. Peter W
109	Hogrif	321	Mellumplate	602	Adamsiel
110	76402=76406	322	Eversandloch	603	Kolumbusloch
111	Oude Wester Eems	323	Tegeler Plate O	604	Everschopsiel
112	Borkum-Fischerbalje	324	Tegeler Plate '86	605	Suederoogsand
113	Eemshaven	325	Eversand	606	Suedfall
114	Emshoern	326	Tegeler Plate N	607	Suederoog Hever
115	Luetje Hoern	327	Tegeler Plate '71	608	Finkhaushallig
116	Bocht van Watum N	328	L.T. Alte Weser	609	Nordstrand Suederhafen
117	Westerbalje			610	Husum
118	Randzel SO			611	Stegel
119	Paap			612	Ochsensand
120	Dukegat			613	Struklahnungshoern
121	Pilsumer Watt	400	CUXHAVEN-Steubenhoeft	614	Pellworm
122	Manslagter Nacken	401	Brunsbuettel	615	Hoelmer Siel
123	Juist, Hafen	402	Balje	616	Pellworm, Hoogerfaehre
124	Rysum	403	Osteriff	617	Norderoog
125	Oterdua	404	Neufeld-Reede O	618	Nordstrandischmoor
126	Knock A.P.	405	Neufelder Rinne	619	Arlau Schleuse
127	Knock	406	Medem-Reede O	620	Hooge, Landsende
128	Leybucht, Leyhoern	407	Ottenndorf	621	Rummelloch O
129	Leybucht	408	Bullenloch	622	Butterloch
130	Greetsieler Nackenlegde	409	Medem-Reede W	623	Hooge, Anleger
131	Reide	410	Spitzsand	624	Strand
132	Büscher Heller	411	Häkensand	625	Bordelumer Aussensiel
133	Leybuchsiel A.P.	412	Diekmannsloch O	626	Langeness, Hilligenley
134	Norderney Riffgat	413	Zehnerloch = Radarbake 'M'	627	Groede
135	Dolland N	414	Mittelgrund	628	Langeness, Neuwart
136	Norddeich	415	Buchtloch	629	Schluettsiel
137	Emden, Neue Seeschleuse	416	Arensch	630	Wyk/Foehr
138	Pogum	417	Gelbsand = Radarbake 'X'	631	Amrum-Odde '77
139	Hilgenriedersiel	418	Eitzensand	632	Amrum-Odde '85
140	Norderneyer Watt	419	Gelbsand Norderelbe	633	Dagebuell
141	Wichter Ee	420	Spieka Neufeld	634	Hoernum
142	Nessmersiel	421	Duhner Watt	635	Hoernum W
143	Baitrum	422	Kleiner Vogelsand	636	Foehner Ley S
144	Baitrumer Watt	423	Mittelgrund W	637	Hoernumtief
145	Langoog	424	Spiekaer Watt	638	Foehner Ley N
146	Bensersiel	425	Neuwerk	639	Suedwesthoern
147	Spiekeroog	426	Sahlenburger Tief	640	Osterley
148	Neuharlingersiel	427	L.T. Gr. Vogelsand	641	Rantumdam
149	Harlesiel	428	Scharhoern = Radarbake 'C'	642	Westerland
		429	Dorumer Watt	643	Westerland, Messpfahl
		430	Kleinwatt	644	Rickelsbuell Koog A.P.
		431	Knechtsand O	645	Munkmarsch
200	WILHELMSHAVEN, Alter Vorhafen	432	Unterer Wittsand	646	Jordsand
201	Vareler Schleuse	433	Scharhoernriff	647	List
202	L.T. Arngast	434	Westertill	648	List W
203	Eckwardersiel	435	Knechtsand	649	Korresand
204	Delpier	436	Radarbake 'A'	650	Esbjerg
205	Voslapp	437	Knechtsand W		
206	Hooksielplate	438	Robinsbalje		
207	Wangersiel				
208	Schillig				
209	L.T. Mellumplate				
210	Wangerooge O	500	BUESUM	700	HELGOLAND
211	Wangerooge W	501	Friedrichskoog-Hafen	701	Jade/Tonne 7
212	Wangerooge N	502	Putengatt	702	Schluesseltonne
		503	Deichsiel Sommerkoog Steertloch	703	79413
		504	Trischen W	704	Helgoland S
		505	Flackstrom	705	78400
300	BREMERHAVEN-Doppelschleuse	506	Sommerkoog Steertloch W	706	79412=78405=78406=79404=79405
301	Bremerhaven, Alter Leuchtturm	507	Bielshoeven Loch	707	Helgoland NW
302	Fedderwarder Siel	508	Helmsander Koog A.P.	708	Helgoland N
303	Imsum	509	Tertius-Suederpiep	709	Steingrund NW
304	Wremer Loch	510	Woehrdener Loch	710	Steingrund NO
305	Robbensuedsteert	511	Blauort	711	Suederhever
306	Wremer Tief	512	Wesselburener Loch	712	Forschungsplattform 'Nordsee'
307	Fedderwarder Priel	513	Isern Hinnerk	713	79407
308	Langluetjen	514	Linnenplate	714	79409
309	Robbenplate W	515	Herringsand	715	77406=78403=78402=77407
310	Robbenplate O	516	Aussendeider	716	78408=79410
311	Kaiserbalje	517	Doves Loch	717	81401
				718	81400
				719	77409

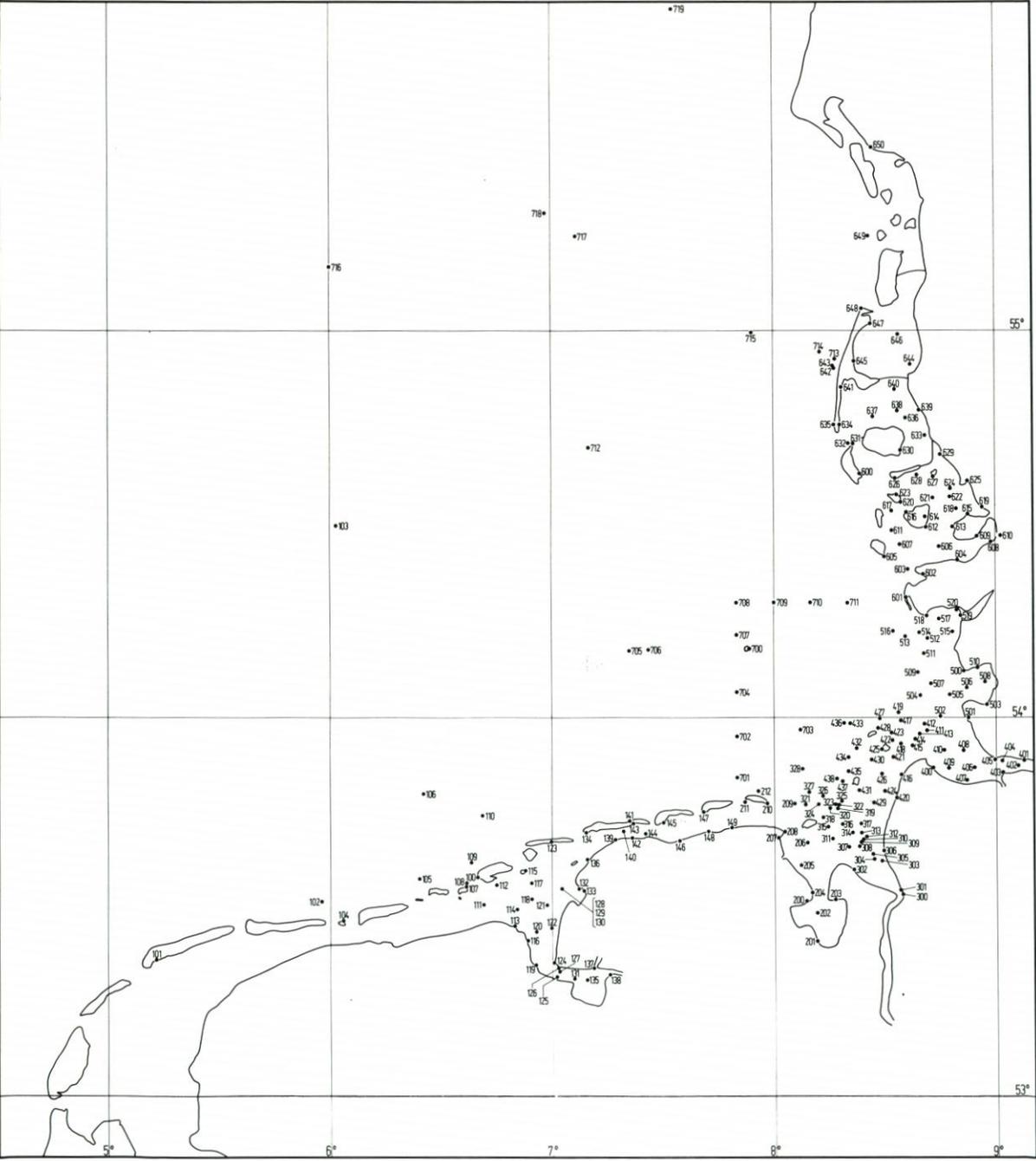


Abb. 7: Positionsplan mit Pegelbezeichnungen

Tabelle 7. Trend der Abweichungen des HThw vom HTnw

Ort	Zeitraum	Quelle	Daten	cm/Jh
Cuxhaven	1906/10 bis 1982/86	Kap. 3.1	s. o.	10,0 ± 4,1
Borkum	1933/37 bis 1987	Kap. 3.1	s. o.	10,0 ± 2,0
Helgoland	1916 bis 1982/86	Kap. 3.1	s. o.	10,0 ± 2,4

Schlußfolgerung: Der MThw-Trend kann unterteilt werden in:

1. MTmw Trend ohne erkennbare Beschleunigung in den letzten Jahren und mit einem Betrag um 15 cm/Jh. an der Küste, der etwa dem Weltmittel entspricht.
2. Trend der Differenz MThw – MTmw mit 10 cm/Jh., dessen Ursache unbekannt ist.

4.4 Tideparameter k um 1980 in der südöstlichen Nordsee

Abb. 6 zeigt für den Parameter „ k “ in der südöstlichen Nordsee ein interessantes Bild. In einem Streifen von den Ostfriesischen Inseln nach Norden ist $k \geq 0,486$, d. h., MTmw ist mit dem MT1/2w fast identisch. Nach West und Ost nehmen die k -Werte deutlich ab bis unter 0,445. In den Ästuaren und im nordfriesischen Watt werden die Werte ebenfalls kleiner. Damit wird ausgedrückt, daß sich die Charakteristik der Tidekurvenform ändert. In dem erstgenannten Streifen nähert sie sich der einen Sinusfunktion, die jedoch nach West oder nach Nordost zunehmend eine fülligere Form im oberen Tidekurvenbereich zeigt. Eine Begründung hierfür kann im Moment nicht gegeben werden. Es ist allerdings möglich, daß in dem genannten Streifen die Überlagerung der von West einlaufenden Tide mit dem aus den nordfriesischen Watten ablaufenden Wasser diese Wirkung hervorruft. Aus dem erstgenannten Streifen geht weiter hervor, daß der Parameter „ k “ sowohl im ostfriesischen Inselbereich als auch im offenen Meer den Wert $\geq 0,485$ erreicht und damit nicht nur von der Verformung der örtlichen mittleren Tidekurve durch die Topographie im Küstenvorfeld abhängig ist.

5. Danksagung

Die vertrauensvolle Zusammenarbeit mit den Küstendienststellen des Bundes und der Länder, dem Rijkswaterstaat, dem Niedersächsischen Landesverwaltungsamt – Landesvermessung, dem Institut für Erdmessung der Universität Hannover und den Mitgliedern der Projektgruppe „Tide- und Windstauverhältnisse vor der Küste der südöstlichen Nordsee“ ermöglichte das Zustandekommen dieser Arbeit. Dafür gebührt allen Kollegen Dank.

Als besonders wertvoll aber erwiesen sich die Anregungen von Herrn Dipl.-Oz. Annusch, DHI, zu diesem Thema.

Herrn Dipl.-Geogr. Steen sei Dank für die Übersetzung aus den niederländischen Berichten des Rijkswaterstaat.

Herrn Prof. Dr.-Ing. Siefert gilt der besondere Dank für die Unterstützung dieser Arbeit.

6. Schriftenverzeichnis

- BRAY, J. A.: Preliminary differences in mean water level between tide gauges along the south American pacific coast. *Marine Geodesy*, Vol. 1, Nr. 2, Crane, Russak u. Comp. Inc., 1977.
- CHRISTIANSEN, H.: Über den Transport suspendierter Feststoffe in Ästuaren am Beispiel der Elbmündung bei Neuwerk. *Hamb. Küstenf.*, H. 28, 1974.
- DIETRICH: Praktikum Seevermessung. Fachhochschule Hamburg, 1987.
- EKMAN, M.: The world's longest continued series of sea level observations. *Pure Appl. Geophys.* 127, 1988.
- GÖHREN, H.: Tidewasserstände und Windstau im Elbmündungsgebiet. *Hamb. Küstenf.*, H. 3, 1968.
- HABICH, W.: On water levels at the tidal gauge Cuxhaven 1843 to 1969. In: Report on the Symposium on Coastal Geodesy, München, 1970.
- KURZAK, G. u. STRÖHMER, P.: Beeinflussung der Wasserstandsaufzeichnungen des Pegels Bremerhaven-Alter Leuchtturm durch unterschiedliche Salzgehalte im Pegelschiff und im Außenwasser. *Dt. Gew. Mitt.*, H. 4, 1969.
- LAUKART, W.: Ermittlung langfristiger Wasserstandsänderungen aus Pegelregistrierungen. *Wiss. Arb. d. Fachr. Verm. Wes. d. Univ. Hannover*, Nr. 104, 1981.
- LENTZ, H.: Fluth und Ebbe und die Wirkungen des Windes auf den Meeresspiegel. Otto Meissner, Hamburg, 1879.
- LISITZIN, E.: *Sea Level Changes*. Elsevier Oceanography Series 8, Elsevier Scient. Publ. Comp., New York, 1974.
- LOHRBERG, W.: Die Säkularvariation an einigen Pegeln zwischen Harlingen und Esbjerg. (unveröff.) 1981.
- LÜDERS, K.: Über die Genauigkeit verschiedener Verfahren zum Entwerfen der mittleren Tidekurven. *Neues Archiv für Niedersachsen*, H. 19, 1950.
- MATHER, R. S.: Mean Sea Level and the Definition of the Geoid. *Unisurv*. G-23, 1975.
- PATULLO, J., MUNK, W., REVELLE, R. u. STRONG, E.: The seasonal oscillation in sea level. *Journal of Marine Research*, Vol. 14, 1955.
- PELZER, H.: Zur Bestimmung von rezenten Höhenänderungen im Bereich der deutschen Nordseeküste. *Zeitschr. für Vermessungsw.*, H. 3, 1981.
- ROSSITER, J. R.: An analysis of annual sea level variations in European waters. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, Vol. 12, 1967.
- SIEFERT, W.: Zur Meßgenauigkeit der Pegelaufzeichnungen in der Außenelbe. *Hamb. Küstenf.*, H. 13, 1970.
- SIEFERT, W.: Die Salzgehaltsverhältnisse im Elbmündungsgebiet. *Hamb. Küstenf.*, H. 15, 1970.
- SIEFERT, W. u. LASSEN, H.: Gesamtdarstellung der Wasserstandsverhältnisse im Küstenvorfeld der Deutschen Bucht nach neuen Pegelauswertungen. *Die Küste*, H. 42, 1985.
- THOMPSON, K. R.: Regression model for monthly mean sea level. *Marine Geodesy*, Vol. 2, Nr. 3, 1979.
- TORGE, W.: Resultate und Probleme der Geoidbestimmung. *Festschrift 100 Jahre Geodätische Lehre und Forschung in Hannover*. *Wiss. Arb. d. Fachr. Verm. Wes. d. Univ. Hannover*, Nr. 100, Hannover, 1981.
- WASLEWIJN, A.: *Het Amsterdamse Peil; drie eeuwen normaal amsterdams peil*. Hoofddirectie van de waterstaat, H. 48, 1987.
- WEMELSFELDER, P. J.: Sea Level Observation as a Fact and as an Illusion. In: Report on the Symposium on Coastal Geodesy, München, 1970.
- WIESE, H.-W.: Messungen der Wasserstände in der Deutschen Bucht während DEBEX '81. Erste Ergebnisse mit neuen Hochseepegeln. *Intermaritec*, 1982.
- WOODWORTH, P. L.: A world-wide search for the 11-yr solar cycle in mean sea-level records. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, London, 1985.
- Nivellements der trigonometrischen Abteilung der Landesaufnahme. Berlin, 1880.