Die Küste, 42 (1985), 1-318

Die Küste

ARCHIV FÜR FORSCHUNG UND TECHNIK AN DER NORD- UND OSTSEE

ARCHIVE FOR RESEARCH AND TECHNOLOGY ON THE NORTH SEA AND BALTIC COAST

3950-A-2012-00000051

Heft 42

1985

Die Küste, 42 (1985), 1-318

Die Küste

ARCHIV FÜR FORSCHUNG UND TECHNIK AN DER NORD- UND OSTSEE

ARCHIVE FOR RESEARCH AND TECHNOLOGY ON THE NORTH SEA AND BALTIC COAST

HERAUSGEBER:
KURATORIUM FÜR FORSCHUNG IM KÜSTENINGENIEURWESEN

Heft 42 – 1985

DRUCK UND KOMMISSIONSVERLAG:
WESTHOLSTEINISCHE VERLAGSANSTALT BOYENS & CO. HEIDE I. HOLST.

ISSN 0452-7739
ISBN 3-8042-0347-7

Anschriften der Verfasser dieses Heftes:

BARTHEL, Volker, Dr.-Ing., 2135 Dutton Cres., Gloucester, Ontario, Canada K1J 6K3; BÜSSOW, Ernst, Ing. (grad.), Krümmelstraße 8a, 2054 Geesthacht-Krümmel; CHRISTIANSEN, Hermann, Dr.-Ing., Dalmannstraße 1–3, 2000 Hamburg 11; DAMMSCHNEIDER, Hans-Joachim, Dr. rer. nat., Budapester Straße 44–46, 1000 Berlin 30; FANGER, Hans-Ulrich, Dr. rer. nat. Dipl.-phys., Jahnstraße 8, 2057 Reinbek; FELSHART, Thomas, Budapester Straße 44–46, 1000 Berlin 30; FÜHRBÖTER, Alfred, Prof. Dr.-Ing., Beethovenstraße 51a, 3300 Braunschweig; GREISER, Norbert, Dipl.-Biol., Richardstraße 46, 2000 Hamburg 76; JENSEN, Jürgen, Dipl.-Ing., Beethovenstraße 51a, 3300 Braunschweig; KUHN, Hermann, Dr.-phil., Bahnstraße 33, 2054 Geesthacht; LASSEN, Horst, Dipl.-Ing., Lentzkai, 2190 Cuxhaven; MÜLLER, Helmut, Dipl.-Ing., Am Alten Vorhafen 1, 2850 Bremerhaven; NEUMANN, Lothar J. R., Dipl.-Oz., Gilgengrund 2, 2000 Hamburg 70; OHM, Klaus, Dipl.-phys., Brakhahnstraße 5, 2850 Bremerhaven; RIETHMÜLLER, Rolf, Dr. rer. nat. Dipl.-phys., Wagnerweg 68, 2000 Hamburg 61; SCHMITZ, Hans-Peter, Prof. Dr.-phil., Marienstraße 7c, 1000 Berlin 45; SIEFERT, Winfried, Prof. Dr.-Ing., Lentzkai, 2190 Cuxhaven; VOLKERT, Hans, Dr. rer. nat., DFVLR Institut für Physik der Atmosphäre, 8031 Wessling/Obb.; WIELAND, Peter, Dr.-Ing., Am Fischereihafen 9, 2242 Büsum

---

Die Verfasser sind für den Inhalt der Aufsätze allein verantwortlich. Nachdruck aus dem Inhalt nur mit Genehmigung des Herausgebers gestattet: Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen.
Vorsitzender- Ministerialrat Dr. F. WILCKENS Heußallee 2–10, 5300 Bonn.
Geschäftsführer: Dr.-Ing. Heinz WISMER, Feldstraße 251/253, 2300 Kiel.
Schriftleiter: Dr.-Ing. Harald GÖHREN, Dalmannstraße 1–3, 2000 Hamburg 11.

Die Küste, 42 (1985), 1-318

Inhaltsverzeichnis

SIEFERT, Winfried, Prof. Dr.-Ing.
LASSEN, Horst, Dipl.-Ing.
Gesamtdarstellung der Wasserstandsverhältnisse im Küstenvorfeld der Deutschen Bucht nach neuen Pegelauswertungen 1
FÜHRBÖTER, Alfred, Prof. Dr.-Ing.
JENSEN, Jürgen, Dipl.-Ing.
Säkularänderungen der mittleren Tidewasserstände in der Deutschen Bucht 78
DAMMSCHNEIDER, Hans-Joachim, Dr. rer. nat.
FELSHART, Thomas
Querschwingungen in der Unterelbe – ein Beispiel für aktuelle Mäanderbildung in Tideflüssen? 101
CHRISTIANSEN, Hermann, Dr.-Ing.
Das Forschungsvorhaben Schlick/Schwebstoffe in Ästuaren 115
CHRISTIANSEN, Hermann, Dr.-Ing.
Erste Ergebnisse aus Schwebstoffmessungen mit dem CUX-SAMPLER in der Elbe 123
GREISER, Norbert, Dipl.-Biol.
Die Bedeutung biologischer Faktoren für die Schwebstoffbildung in der Elbe – Untersuchungsmethoden und erste Ergebnisse 135
NEUMANN, Lothar J. R., Dipl.-Oz.
AMO – die Automatische Meßstation Oortkaten – Meßsystem zur Sammlung von Schwebstoffproben und Messung von Begleitparametern 151
NEUMANN, Lothar, J. R., Dipl.-Oz.
MOSTRA – ein neues Verfahren zur strömungs- und morphologieadäquaten Bilanzierung von suspendierten Feststoffen und Begleitparametern in geschichteten Ästuaren 163
FANGER, Hans-Ulrich, Dr. rer. nat. Dipl.-phys.
NEUMANN, Lothar, J. R., Dipl.-Oz.
OHM, Klaus, Dipl.-Phys.
RIETHMÜLLER, Rolf, Dr. rer. nat. Dipl.-phys.
MASEX '83, eine Untersuchung über die Trübungszone der Unterweser 171
FANGER, Hans-Ulrich, Dr. rer. nat. Dipl.-phys.
BÜSSOW, Ernst, Ing. (grad.)
KUHN, Hermann, Dr. phil.
Eine Gammasonde zur Schlickdichte-Bestimmung: ihre Entwicklung, Erprobung und Bewährung im Feldeinsatz 189
MÜLLER, Helmut, Dipl.-Ing.
Vergleichende Vermessung der Sohllage in einem Unterweserquerschnitt innerhalb der Schlickstrecke bei Nordenham 209
OHM, Klaus, Dipl.-phys.
Optische Messungen zur Bestimmung von Schwebstofftransporten 227
WIELAND, Peter, Dr.-Ing.
Umfang und Häufigkeit topographischer und fotografischer Erfassung des Wattenmeergebietes zwischen Hever- und Elbemündung von 1934 bis 1984 237
DAMMSCHNEIDER, Hans-Joachim, Dr. rer. nat.
Quantitative Morphodynamik im Sohlenregime der Unterelbe 245
BARTHEL, Volker, Dr.-Ing.
Flachwasserseegang im Weserästuar 269
SCHMITZ, Hans-Peter, Prof. Dr. phil.
VOLKERT, Hans, Dr. rer. nat.
Hydrodynamisch-numerische Simulation der Fernwellenentwicklung im Nordatlantik während der Sturmflutlagen des 19.–21. Januar 1976 307

Die Küste, 42 (1985), 1-318

Gesamtdarstellung der Wasserstandsverhältnisse im Küstenvorfeld der Deutschen Bucht nach neuen Pegelauswertungen

von Winfried Siefert und Horst Lassen

Zusammenfassung

Die Ergebnisse eines vom BMFT für 1½ Jahre geförderten KFKI-Projektes werden vorgestellt, in dem Wasserstandsdaten von 133 Pegeln im deutschen Nordsee-Küstenvorfeld analysiert wurden, und zwar hinsichtlich der Thw, Tnw, Flut- und Ebbedauern, Eintrittszeit-Differenzen, mittleren Tidekurven, der Windstauentwicklung und der Veränderungen in den letzten 80 Jahren. Die Übersichten enthalten Abb. 1, 5 bis 10, 22 bis 25 und 28 bis 30. Außerdem konnten erstmals „Momentaufnahmen" mit Linien gleicher Wasserstände für das Gesamtgebiet hergestellt werden (Abb. 14 bis 19).

Die Dokumentation der Tideverhältnisse 1975/79 führt zu einigen neuen Erkenntnissen, die z. T. praktischer Art sind, z. T. aber auch von hohem wissenschaftlichen Interesse:

- Zur Bestimmung hinreichend genauer mittlerer Tideverhältnisse an einem Außenpegel reichen Korrelationsrechnungen zu einem Bezugspegel über 100 bis 200 Tiden aus (Kap. 2.3).
- Die Tidekurven in der Deutschen Bucht zeigen gleichmäßig kürzere Flut- als Ebbedauern (T_F/T_E = rd. 0,84 nach Abb. 10).
- Die Linien gleicher Thw-Eintrittszeiten weichen von denen bisheriger Darstellungen ab (Abb. 21).
- Der Tideablauf im Küstenvorfeld der Deutschen Bucht wird durch Flachwasser- und Ästuareinflüsse bestimmt (Abb. 14 bis 19). Dadurch entsteht eine Ablösungszone, in der das Bild der Amphidromie durch örtliche Effekte dominant überlagert wird (Abb. 20).
- Der küstennahe Windstau entwickelt sich in den Wassertiefen über 5 m nicht ausgeprägt umgekehrt proportional zur Wassertiefe, wie eigentlich erwartet wurde (Abb. 23). Der theoretische Ansatz gilt wohl nur in sehr flachem Wasser.

Summary

Results are presented of a project managed by the German Coastal Engineering Board (KFKI) and supported by the Federal Government for 1½ years. The water elevation data of 133 gauges in the German North Sea coastal zone were evaluated with respect to HW, LW, flood and ebb duration, phase lag, mean tidal curves, surge development and changes during the last 8 decades. The basic results are given in Figs. 1, 5 to 10, 22 to 25 and 28 to 30. The first isohypses ever developed for this area are presented in Figs. 14 to 19.

An analysis of the 1975/79 mean tidal situation leads to the following new practical and scientific conclusions:

- *Mean tidal conditions at second order gauges can be adequately determined using correlations based on 100 to 200 tides at first order gauges (chap. 2.3).*
- *Tidal curves for the German Bight show shorter flood than ebb durations ($T_F/T_E \approx 0.84$, Fig. 10).*
- *HW co-tidal curves differ from those previously published (Fig. 21).*
- *The near shore tidal cycle is strongly influenced by shallow water and estuarine effects (Figs. 14 to 19). This results in a separation zone in which the Andromic pattern is dominantly masked by superimposed local phenomena (Fig. 20).*
- *The near coastal wind surge in water depths greater than 5 m is not, as generally expected, inversely proportional to the water depth (Fig. 23). This is due to the fact that the theoretical analysis is only applicable to very shallow water.*

Inhalt

1. Veranlassung 2
2. Methodik und Ziele 3
2.1 Unterlagen 3
2.2 Grundlagen der Bearbeitung 8
2.3 Tide und Windstau 8
2.3.1 Bezugs- und Anschlußpegel 8
2.3.2 Berechnung der MTnw- und MThw-Höhen 13
2.3.3 Berechnung hoher und niedriger Tnw- und Thw-Höhen 14
2.3.4 Konfidenzintervall für den Mittelwert 14
2.3.5 Berechnung der Flut- und Ebbedauern 15
2.3.6 Berechnung der mittleren Tidekurven 19
2.3.7 Berechnung der Windstau-Kennzahlen 19
2.4 Windstau-Kennlinien 20
2.5 Zur Tideentwicklung in diesem Jahrhundert 22
3. Ergebnisse 23
3.1 Mittlere Tideverhältnisse 1975/79 23
3.1.1 Allgemeine Übersicht 23
3.1.2 Regionale Besonderheiten 24
3.1.3 Folgerungen aus den Werten T_F/T_E 38
3.1.4 Entrittszeiten vor langgestreckten Inseln 39
3.1.5 Mittlere Tidekurven 40
3.2 Der Tideablauf im Küstenvorfeld und in der Deutschen Bucht 44
3.2.1 Darstellung nach der Auswertung der Aufzeichnungen von 133 Pegeln 44
3.2.2 Einbindung in den großräumigen Tideablauf 61
3.3 Windstau-Kennlinien 63
3.4 Zur Tideentwicklung seit 1900 69
3.4.1 Genauigkeit früher Küstennivellements 69
3.4.2 Veränderungen an einzelnen Küstenorten 71
4. Anregungen für zukünftige Arbeiten 75
5. Schriftenverzeichnis 76

1. Veranlassung

In den letzten Jahren häufen sich Arbeiten auf dem Gebiet des Küsteningenieurwesens, die sich mit Auswirkungen von Wasserstandsentwicklungen beschäftigen, deren Ursachen z. T. im Bereich der südlichen Nordsee zu vermuten sind. Die dort möglichen Veränderungen wurden bisher nicht oder nur in geringem Umfange bearbeitet. Das liegt u. a. an dem nur lückenhaft vorhandenen und daher schwierig aufzuarbeitenden Datenmaterial.

Vor der südlichen Nordseeküste stehen eine Reihe von Dauerpegeln, deren Daten in diesem Zusammenhang sehr wertvoll sind (Borkum, Wangerooge, LT Alte Weser, Scharhörn, Trischen, Wittdün, Helgoland, Forschungsplattform Nordsee). Darüber hinaus aber wurden im Rahmen regionaler und überregionaler hydrologischer Untersuchungen und Vermessungsprogramme in den letzten Jahrzehnten an sehr vielen Punkten temporäre Wasserstandsbeobachtungen mit Hilfspegeln durchgeführt, die dann großenteils – weil für die jeweilige Zielsetzung nicht erforderlich – nicht umfassend aufbereitet wurden. So existierten eine Reihe von Messungen, die bei weiterer Auswertung unseren Kenntnisstand erheblich erweitern helfen konnten.

Diese Überlegungen veranlaßten das Kuratorium für Forschung im Küsteningenieur-

Die Küste, 42 (1985), 1-318

wesen (KFKI) 1980, eine Projektgruppe zu gründen, die Arbeiten zur Auswertung und Analyse von vorhandenen Messungen begleiten sollte*).

Für das Projekt wurden 1982/83 Mittel des Bundesministers für Forschung und Technologie sowie Eigenmittel der beteiligten Verwaltungen bereitgestellt. Die Projektgruppe betreut ab Mitte 1983 das Anschlußprojekt „Entwicklung und Ablauf von Sturmfluten in den deutschen Tideästuaren", dessen Arbeiten auf den hier präsentierten Resultaten aufbauen.

2. Methodik und Ziele

2.1 Unterlagen

In der 1980 aufgestellten Konzeption war davon ausgegangen worden, daß zwar für spezielle Untersuchungen auf die – großenteils veröffentlichten – Daten der Pegel I. und II. Ordnung zurückgegriffen werden, im übrigen aber das Schwergewicht auf der Aufbereitung von Daten aus Messungen mit Hilfspegeln liegen sollte. In einer ersten, groben Übersicht konnte mit etwa 100 zusätzlichen Stationen zwischen Sylt und Borkum gerechnet werden. Tatsächlich ergab sich – nach Prüfung auf Brauchbarkeit – ein Kollektiv von 133 Pegeln, und zwar (Abb. 1 und Tab. 1)

- zwischen Hindenburgdamm und Eiderstedt: = 29
  (einschl. der beiden von der Projektgruppe in der Osterley von April bis Dez. 1982 betriebenen Stationen)
- zwischen Eiderstedt und Medemsand: = 18
- Außenelbe bis Robinsbalje: = 26
  (Ergebnisse großenteils von GÖHREN [1968] und SIEFERT [1973] veröffentlicht)
- Außenweser: = 21
  (dazu Berichte des Wasser- und Schiffahrtsamtes Bremerhaven und des Wasserwirtschaftsamtes Brake)
- Jade bis Ems: = 28
- Deutsche Bucht: = 11
  (einschl. der Pegel aus dem KFKI-Programm DEBEX '81 [WIESE, 1982])

Die Unterlagen wurden – teilweise als Rohdaten auf Pegelbögen, mit und ohne Prüfungsvermerken – von folgenden Dienststellen zur Verfügung gestellt:

Amt für Land- und Wasserwirtschaft Husum
Amt für Land- und Wasserwirtschaft Heide
Wasser- und Schiffahrtsamt Tönning
Wasser- und Schiffahrtsamt Cuxhaven
Strom- und Hafenbau Hamburg
Wasserwirtschaftsamt Stade
Wasser- und Schiffahrtsamt Bremerhaven

---

*) Der Gruppe gehören an: Dipl.-Oz. ANNUTSCH, Deutsches Hydrographisches Institut, Hamburg; Dipl.-Ing. DIETZE, Wasser- und Schiffahrtsdirektion Nordwest, Aurich; Dr. DUENSING, Seewetteramt, Hamburg; Dr. HOFFMANN, Seewetteramt, Hamburg (Nachfolger für Dr. DUENSING); Dipl.-Ing. SCHULZ-KOSEL, Landesamt für Wasserhaushalt und Küsten, Kiel; Prof. Dr.-Ing. SIEFERT, Strom- und Hafenbau Hamburg, Cuxhaven (als Obmann); Dipl.-Ing. WÖBKEN, Wasserwirtschaftsamt Brake; Dr.-Ing. WUNDES, Wasserwirtschaftsamt Bremen. Als Gäste: Dipl.-Ing. LASSEN, Strom- und Hafenbau Hamburg, Cuxhaven (als ständiger Mitarbeiter); Dr.-Ing. STRÖHMER, Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz.

Wasserwirtschaftsamt Brake
Wasser- und Schiffahrtsamt Wilhelmshaven
Wasserwirtschaftsamt Wilhelmshaven
Wasserwirtschaftsamt Aurich
Forschungsstelle für Insel- und Küstenschutz Norderney
Wasser- und Schiffahrtsamt Emden

Für die erfolgreiche Zusammenarbeit sei allen Kollegen herzlich gedankt.

Die Ziele der Untersuchungen waren wie folgt formuliert worden:

a) Hinweise auf mögliche Änderungen der Tideverhältnisse in der südlichen Nordsee, vor allem Hinweise auf exakte Messung und geeignete Auswertung.
b) Normierung und Parametrisierung der Windstaucharakteristik.
c) Möglichkeiten zur Abschätzung der Windstauänderungen bei bestimmten theoretischen meteorologischen Annahmen sowie über maximale Sturmfluthöhen bei vorgegebenen meteorologischen Randbedingungen.
d) Herstellung synoptischer Unterlagen über
MThw-, MTnw-Höhen
MThw-, MTnw-Eintrittszeiten
MSpThw, MSpTnw
MNpThw, MNpTnw
„Laufzeiten" von Thw, Tnw
Flut-, Ebbedauern
im Küstenvorfeld, z. B. als Eingangs- und Kontrolldaten für morphologische Analysen, Modellversuche oder -rechnungen.

Im Laufe der Arbeiten erwies es sich als sinnvoll, einige Akzente anders zu setzen, worauf dann im weiteren Text jeweils hingewiesen wird.

Tab. 1. Koordinaten der Pegelstandorte

Nr.	Name des Pegels	Gauß-Krüger Koordinaten Rechts	Hoch
1	Borkum-Südstrand	25 43910	59 38640
1.0	Emden Neue Seeschleuse	79060	12320
1.1	Borkum-Fischerbalje	49600	36480
1.2	Lütje Hörn	58100	40900
1.3	Westerbalje	59942	37120
1.4	Leybuchtsiel	75790	35070
1.5	Norddeich	76660	44280
1.6	Norderney Riffgat	76280	52300
1.7	Norderneyer Watt	87263	52815
1.8	Wichter Ee	89065	55665
1.9	Baltrumer Watt	93861	52359
1.10	Langeoog Ostmole	99152	55722
1.11	Bensersiel	34 05900	59 50160
1.12	Spiekeroog	13125	58427
1.13	Neuharlinger Siel	14430	52820
1.14	Harlesiel	21420	53660
1.15	Baltrum	25 30020	59 55430
1.16	Rysum	67084	13849
1.17	Emshörn	55869	29434
1.18	Leybucht	69000	55630
1.19	Pogum	83950	42660
2	Wilhelmshaven Alter Vorhafen	34 43360	59 31780
2.1	Voslapp	34 41881	59 42470
2.2	Hooksielplate	34 50602	59 48785
2.3	Wangersiel	34 35330	59 50700
2.4	L.T. Mellum-Plate	34 40237	59 60449
2.5	Wangerooge-Ost	34 32020	59 60598
2.6	Wangerooge-Nord	34 29448	59 64247
2.7	Wangerooge-West	34 25437	59 61167
2.8	Oelpier	34 44903	59 36668
2.9	Eckwardersiel	34 51990	59 32370
3	Bremerhaven-Doppelschleuse	34 72075	59 33556
3.1	Fedderwardersiel	34 57590	59 41040
3.2	Imsum	65910	43502
3.3	Wremerloch	63728	44075
3.4	Wremertief	34 66690	59 46510

noch Tab. 1.

Nr.	Name des Pegels	Gauß-Krüger-Koordinaten Rechts	Hoch
3.5	Langlütjen	59257	47759
3.6	Fedderwarder Priel	56044	47696
3.7	Robbenplate West	59876	49207
3.8	Robbenplate Ost	60561	49881
3.9	Schmarrener Loch	61484	50585
3.10	Robbenplate	59916	51773
3.11	Robbennordsteert	57311	51796
3.12	Hoheweg	^{34}50104	^{59}53723
3.13	Hoheweg Nord	48591	56366
3.14	Eversandloch	53376	60088
3.15	Tegeler Plate West	50728	59125
3.16	Mellum Plate	43524	60196
3.17	Tegeler Plate Ost	52388	60190
3.18	Eversand	54228	61099
3.19	Tegeler Plate	48605	62580
3.20	L.T. Alte Weser	^{34}42674	^{59}70610
4	Cuxhaven	^{34}81491	^{59}70780
4.1	Bullenloch	^{34}90340	^{59}75713
4.2	Diekmannsloch-Ost	^{34}79020	^{59}83510
4.3	Zehnerloch	^{34}77730	^{59}81300
4.4	Gelbsand	^{34}71600	^{59}84980
4.5	Gelbsand-Norderelbe	^{34}71460	^{59}86920
4.6	Buchtloch	^{34}75335	^{59}77102
4.7	Kleiner Vogelsand	^{34}69503	^{59}78742
4.8	Scharhörn	^{34}64829	^{59}81961
4.9	Scharhörnriff	^{34}56935	^{59}83788
4.10	Arensch	^{34}72000	^{59}68700
4.11	Spieka-Neufeld	^{34}70620	^{59}61980
4.12	Spiekaer Watt	^{34}67005	^{59}63945
4.13	Sahlenburger Tief	^{34}66117	^{59}68988
4.14	Duhner Watt	^{34}69600	^{59}73790
4.15	Kleinwatt	^{34}63068	^{59}73171
4.16	Neuwerk	^{34}66300	^{59}76130
4.17	Unterer Wittsand	^{34}58732	^{59}76524
4.18	Westertill	^{34}56308	^{59}73953
4.19	Knechtsand	^{34}56258	^{59}69966
4.20	Dorumer Watt	^{34}63683	^{59}60752
4.21	Knechtsand Ost	^{34}59476	^{59}64240
4.22	Knechtsand West	^{34}54426	^{59}66937
4.23	Eitzensand	^{34}71970	^{59}77820
4.24	Mittelgrund	^{34}76156	^{59}79112
4.25	Mittelgrund West	^{34}69237	^{59}80984
5	Büsum	^{34}90640	^{59}98820
5.1	Putengatt	^{34}82795	^{59}86182
5.2	Trischen West	^{34}78538	^{59}91090
5.3	Flackstrom	^{34}92300	^{59}86630
5.4	Deichsiel Sommerkoog Steertloch	^{34}97360	^{59}89270
5.5	Steertloch West	^{34}91430	^{59}94311
5.6	Speicherkoog Nord	^{34}96812	^{59}95741
5.7	Wöhrdener-Loch	^{34}94730	^{59}99845
5.8	Bielshöven-Loch	^{34}80972	^{59}95440
5.9	Tertius Süderpiep	^{34}77110	^{59}98667
5.10	Blauort Norderpiep	^{34}79005	^{60}04225
5.11	Wesselburener-Loch	^{34}79863	^{60}08372
5.12	Linnenplate	^{34}77514	^{60}10324
5.13	Does-Loch	^{34}83679	^{60}14151
5.14	Eidersperrwerk A.P.	^{34}89760	^{60}15090
5.15	Legden	^{34}88613	^{60}16626
5.16	Süderhöft	^{34}79942	^{60}15015
5.17	Friedrichskoog-Hafen	^{34}91890	^{59}85440
6	Wittdün	^{34}60300	^{60}55990
6.1	Everschopsiel	^{34}88870	^{60}31000
6.2	Südfall	^{34}83621	^{60}35039
6.3	Husum	^{35}01686	^{60}38069
6.4	Süderoog Hever	^{34}72220	^{60}35650
6.5	Ochsensand	^{34}79971	^{60}40619
6.6	Strucklahnungshörn	^{34}87610	^{60}40770
6.7	Pellworm	^{34}79600	^{60}43540
6.8	Holmer Fähre	^{34}92088	^{60}44323
6.9	Rummelloch Ost	82037	49020
6.10	Strand	^{34}87020	^{60}51631
6.11	Süderoog Stegel	69887	39716
6.12	Norderoog	69906	45312
6.13	Hooge	66944	48363
6.14	Langeness Neuwarft	77364	55657
6.15	Gröde	^{34}82079	^{60}54987
6.16	Schlüttsiel	^{34}84250	^{60}61470
6.17	Wyk/Föhr	^{34}72770	^{60}62770
6.18	Dagebüll	^{34}79910	^{60}66830
6.19	Hörnum	^{34}54850	^{60}70090
6.20	Hörnum Tief	^{34}64640	^{60}72313
6.21	Föhrer Ley Süd	74300	71937
6.22	Föhrer Ley Nord	71846	73992
6.23	Osterley	^{34}71167	^{60}80038
6.24	List	^{34}64280	^{60}98810
6.25	Kolumbusloch	^{34}74504	^{60}28496
6.26	Süderoogsand	^{34}67619	^{60}32126
6.27	Südwesthörn	^{34}78180	^{60}74190
6.28	Westerland	^{34}53700	^{60}86320

DEBEX: 1981

H_{16}	Jade/Tonne 7	^{34}23216	^{59}68308
H_5 +)	Schlüsseltonne	23414	80363
H_{13} +)	Schlüsseltonne	23414	80363
H_{14}	Helgoland Süd	23628	93347
H_{10}	Helgoland NW	23904	^{60}10040
H_3	Helgoland N	24057	19314
H_9	Steingrund NW	34906	19147
H_{15}	Steingrund NO	45754	19006
H_8	Süderhever	56603	18891

+) Bei der Schlüsseltonne sind 2 Hochseepegel ausgelegt worden

FPN	Forschungsplattform "Nordsee"	^{25}75367	^{60}64014
0	Helgoland		

Die Küste, 42 (1985), 1-318

1 BORKUM - Südstrand
1.1 Borkum - Fischerbalje
1.2 Lufje Horn
1.3 Westerbalje
1.4 Leybuchtsiel
1.5 Norddeich
1.6 Norderney Riffgat
1.7 Norderneyer Watt
1.8 Wichter Ee
1.9 Baltrumer Watt
1.10 Langeoog Ostmole
1.11 Bensersiel
1.12 Spiekeroog
1.13 Neuharlinger Siel
1.14 Harlesiel
1.15 Baltrum
1.16 Rysum
1.17 Emshorn

2 WILHELMSHAVEN
Alter Vorhafen
2.1 Voslapp
2.2 Hooksielplate
2.3 Wangersiel
2.4 L.T. Mellum - Plate
2.5 Wangerooge - Ost
2.6 Wangerooge - Nord
2.7 Wangerooge - West
2.8 Delpier
2.9 Eckwardersiel

3. BREMERHAVEN - Doppelschleuse
3.1 Fedderwardersiel
3.2 Imsum
3.3 Wremerloch
3.4 Wremertief
3.5 Langlütjen
3.6 Fedderwarder Priel
3.7 Robbenplate West
3.8 Robbenplate Ost
3.9 Schmarrenер Loch
3.10 Robbenplate
3.11 Robbennordsteert
3.12 Hoheweg
3.13 Hoheweg Nord
3.14 Eversandtloch
3.15 Tegeler Plate West
3.16 Mellum Plate
3.17 Tegeler Plate Ost
3.18 Eversand
3.19 Tegeler Plate
3.20 L.T. Alte Weser

4 CUXHAVEN
4.1 Bullenloch
4.2 Diekmannsloch - Ost
4.3 Zehnerloch
4.4 Gelbsand
4.5 Gelbsand - Norderelbe
4.6 Buchtloch
4.7 Kleiner Vogelsand
4.8 Scharhorn
4.9 Scharhornriff
4.10 Arensch
4.11 Spieka - Neufeld
4.12 Spiekaer Watt
4.13 Sahlenburger Tief
4.14 Duhner Watt
4.15 Kleinwatt
4.16 Neuwerk
4.17 Unterer Wittsand
4.18 Westertill
4.19 Knechtsand
4.20 Dorumer Watt
4.21 Knechtsand Ost
4.22 Knechtsand West
4.23 Eitzensand
4.24 Mittelgrund
4.25 Mittelgrund West

5 BUSUM
5.1 Putengatt
5.2 Trischen West
5.3 Flackstrom
5.4 Dechsiel Sommerkoog Steertloch
5.5 Steertloch West
5.6 Speicherkoog Nord
5.7 Wöhrdener - Loch
5.8 Bielshöven - Loch
5.9 Tertius Süderpiep
5.10 Blauort Norderpiep
5.11 Wesselburener Loch
5.12 Linnenplate
5.13 Doves Loch
5.14 Eidersperrwerk A.P.
5.15 Legden
5.16 Süderhaft
5.17 Friedrichskoog - Hafen

6 WITTDÜN
6.1 Everschapsiel
6.2 Südfall
6.3 Husum
6.4 Süderoog Hever
6.5 Ochsensand
6.6 Strucklahnungshorn
6.7 Pellworm
6.8 Holmer Fähre
6.9 Rummelloch Ost
6.10 Strand
6.11 Süderoog Stegel
6.12 Norderoog
6.13 Hooge
6.14 Langeness Neuwarft
6.15 Gröde
6.16 Schluttsiel
6.17 Wyk/Föhr
6.18 Dagebüll
6.19 Hörnum
6.20 Hörnum Tief
6.21 Fahrer Ley Süd
6.22 Fahrer Ley Nord
6.23 Osterley
6.24 List
6.25 Kolumbusloch
6.26 Süderoogsand
6.27 Südwesthorn
6.28 Westerland

Forschungsplattform NORDSEE

Hs Helgoland N
Hs Schlusstonne
He Süderhever
Hg Steingrund NW
Hno Helgoland NW
Hsu Helgoland Süd
Hns Steingrund NO
Hns Jade / Tonne 7

FPN Forschungsplattform „Nordsee"

O Helgoland

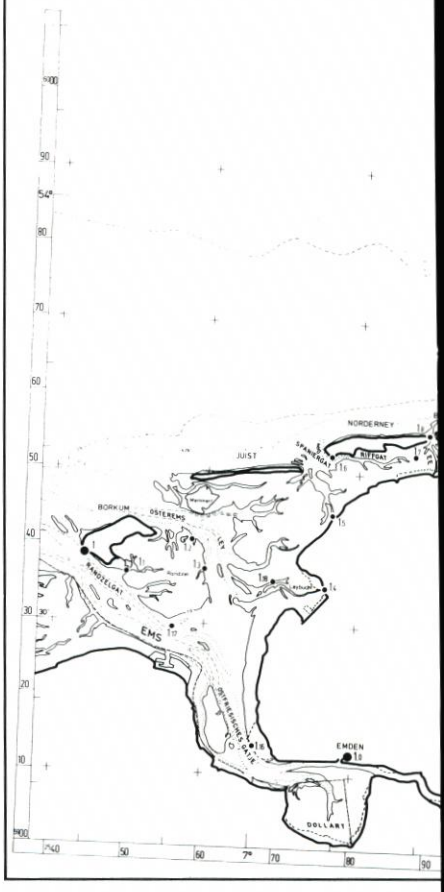
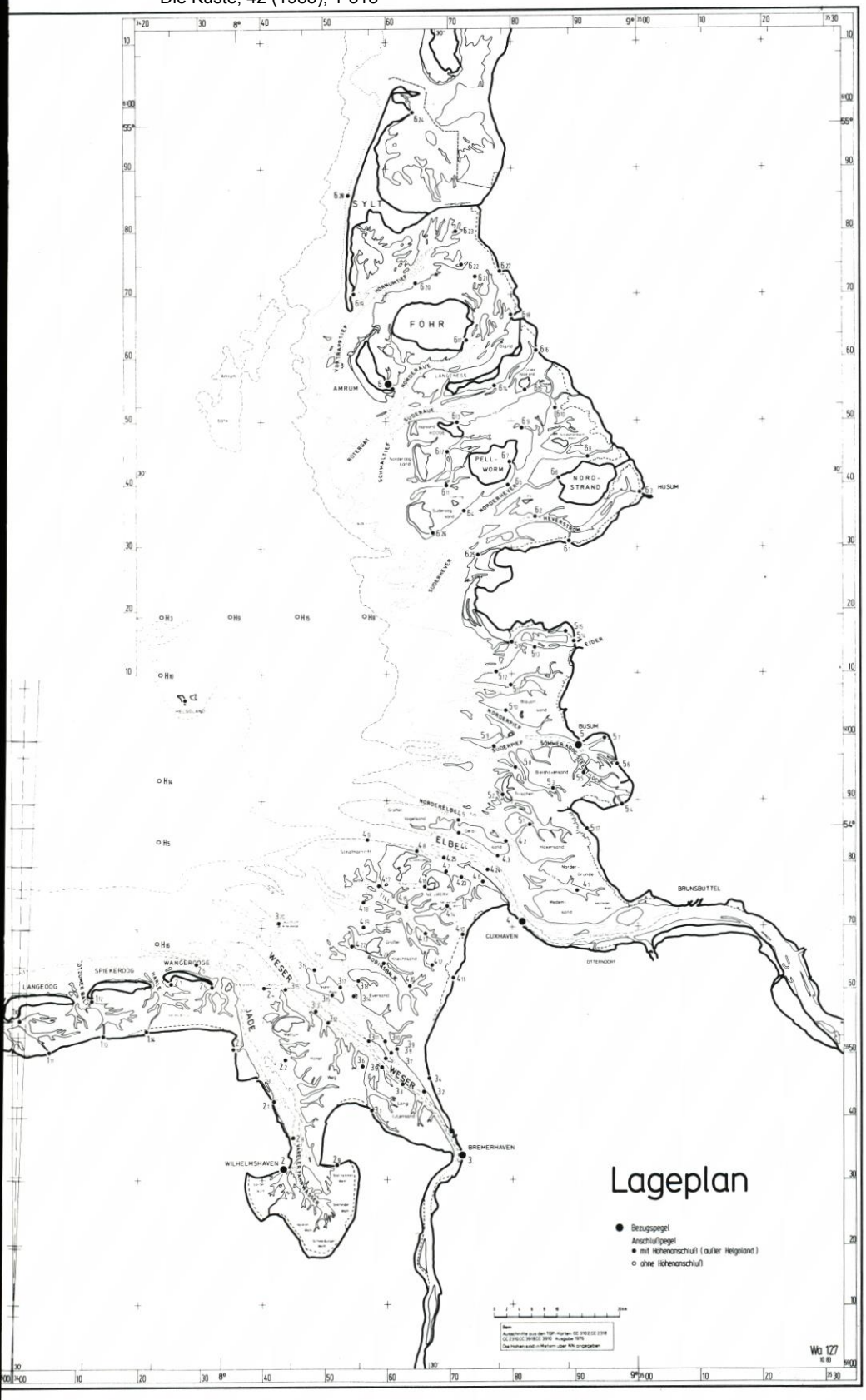


Abb. 1. Lageplan mit den Positionen der untersuchten Pegel


SYLT
FÖHR
AMRUM
PELLWORM
NORDSTRAND
HUSUM
BUSUM
EIDER
ELBE
BRUNSBÜTTEL
CUXHAVEN
OTTERNDORF
WESER
JADE
WANGEROOGE
SPIEKEROOG
LANGEOOG
BREMERHAVEN
WILHELMSHAVEN
Lageplan
Bezugspegel
Anschlußpegel
mit Hohenanschluß (außer Helgoland)
ohne Hohenanschluß
Wa 127

2.2 Grundlagen der Bearbeitung

Die Notwendigkeit zur einheitlichen Bearbeitung und Auswertung von Wasserstandsaufzeichnungen aller zur Untersuchung anstehenden Pegel entsprechend Punkt a) und d) der og. Ziele erfordert ein wirtschaftliches und zuverlässiges Rechenmodell, das die mathematisch-naturwissenschaftliche Gesetzmäßigkeit möglichst gut beschreibt. Die Auswertung wurde daher nach dem von GÖHREN (1964) vorgeschlagenen Verfahren der Regressions- und Korrelationsrechnung durchgeführt.

Aufgrund problembezogener Fachkenntnisse und unter Benutzung statistischer Methoden zur Genauigkeitsabschätzung sind Einzelheiten für die Stichprobenentnahme bestimmt worden, um den Rechenaufwand (sehr eingabeintensiv), der bei Einbeziehung sämtlicher vorhandener Daten sehr groß wäre, möglichst klein zu halten, ohne dabei die Schätzwerte mit ihren statistischen Eigenschaften als Zufallsergebnisse bemerkenswert zu verfälschen.

Von der Aufgabenstellung her werden folgende kennzeichnende Größen eingeführt:

als Lageparameter die „Mittelwerte $\bar{x}$ und $\bar{y}$"
als Streuparameter die „Standardabweichung S"
als Maß der gegenseitigen linearen Abhängigkeit der „Korrelationskoeffizient r"
als Summe der Quadrate auf der Regression das „Bestimmtheitsmaß B"
als Maß der Funktion der Variablen y von der Variablen x die „Regression" und
der „Vertrauensbereich des Mittelwertes V"

Weil in der Literatur für dieselbe statistische Formel häufig unterschiedliche mathematische Bezeichnungen zugrundeliegen, werden die og. Parameter in Anlehnung an die DIN-Vorschriften 1319 (Grundbegriffe der Meßtechnik) und 55302, Blatt 1 und 2 (Häufigkeitsverteilung, Mittelwert und Streuung), erläutert (s. S. 9).

Mit den Ergebnissen aus dem aufbereiteten Datenmaterial ließen sich die für die Konstruktion der mittleren Tidekurven erforderlichen Jahresmittelwerte und fünfjährigen Mittelwerte der Tnw und Thw für alle Pegelstandorte in Abhängigkeit von einem Bezugspegel mit hinreichender Genauigkeit bestimmen, auch wenn das Datenmaterial eines Pegels aus zeitlich begrenzten oder unterbrochenen Meßreihen stammt. Die Berechnungen wurden mit einem Taschenrechner HP 41CV durchgeführt.

Zur Vermeidung von Einflüssen durch unterschiedliches Vergleichsmaterial sind alle in diesem Bericht genannten Wasserstände und die geometrischen Formen der mittleren Tidekurven auf den Horizont NN – 5 m bezogen. Dabei ist bei älteren Wasserstandsangaben, soweit erforderlich, die Differenz NN (altes System) – NN (neues System) der ehemaligen preußischen Landesaufnahme berücksichtigt worden.

Hinsichtlich der Windstauentwicklung (Pkt. b) und c) der og. Ziele) basieren die Untersuchungen vor allem auf den Arbeiten von GRAFF und BLACKMAN (1979), PUGH und VASSIE (1979) sowie SIEFERT (1978), die alle neben der Analyse der Hochwasserscheitel (HThw)*) besonderes Gewicht auf die Windstaukurven legen, eine Methode, die im deutschen Küsteningenieurwesen bisher noch keine ausreichende Verbreitung gefunden hat.

2.3 Tide und Windstau

2.3.1 Bezugs- und Anschlußpegel

Die Tide- und Windstauverhältnisse im stark gegliederten deutschen Küstenvorfeld sind bisher nur in groben Zügen bekannt, soweit dies eben durch Auswertung weniger Pegel möglich ist. Eine generelle Übersicht über die Springtideverhältnisse gibt Abb. 2 (nach

*) Als HThw werden im folgenden die Scheitel einzelner Sturmfluten bezeichnet, deren Eintrittsdatum dann jeweils angegeben wird.

Variable	x	y
Fallzahl	n	n
Mittelwert	$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_j x_j$	$\bar{y} = \frac{1}{n} \sum_j y_j$
Summe der Abweichungsquadrate	$S_{xx} = \sum_j (x_j - \bar{x})^2 = \Sigma x_j^2 - \frac{(\Sigma x_j)^2}{n}$	$S_{yy} = \sum_j (y_j - \bar{y})^2 = \Sigma y_j^2 - \frac{(\Sigma y_j)^2}{n}$
Varianz	$s_x^2 = \frac{S_{xx}}{n-1}$	$s_y^2 = \frac{S_{yy}}{n-1}$
Standardabweichung	$s_x = \sqrt{\frac{S_{xx}}{n-1}}$	$s_y = \sqrt{\frac{S_{yy}}{n-1}}$
Summe der Abweichungsprodukte	$S_{xy} = \sum_j (x_j - \bar{x})(y_j - \bar{y}) = \sum_j x_j y_j - \frac{\Sigma x_j \cdot \Sigma y_j}{n-1}$	
Kovarianz	$s_{xy} = \frac{S_{xy}}{n-1}$	
Korrelationskoeffizient	$r_{xy} = \frac{S_{xy}}{\sqrt{S_{xx} \cdot S_{yy}}} = \frac{s_{xy}}{s_x \cdot s_y}$	
Regressionsgerade von x auf y	$y = bx + a;\ b = \frac{S_{xy}}{S_{xx}};\ a = \bar{y} - b \cdot \bar{x}$	
Bestimmtheitsmaß	$B = r^2 = \frac{S_{xy}^2}{S_{xx} \cdot S_{yy}}$	
Vertrauensbereich des Mittelwertes	$V = \bar{x} \pm \frac{t}{\sqrt{n}} \cdot s$ $+$ = obere Grenze $-$ = untere Grenze	Integralgrenzen der t-Verteilung in Abhängigkeit vom Freiheitsgrad und der statistischen Sicherheit 5 %; Tafelwerte

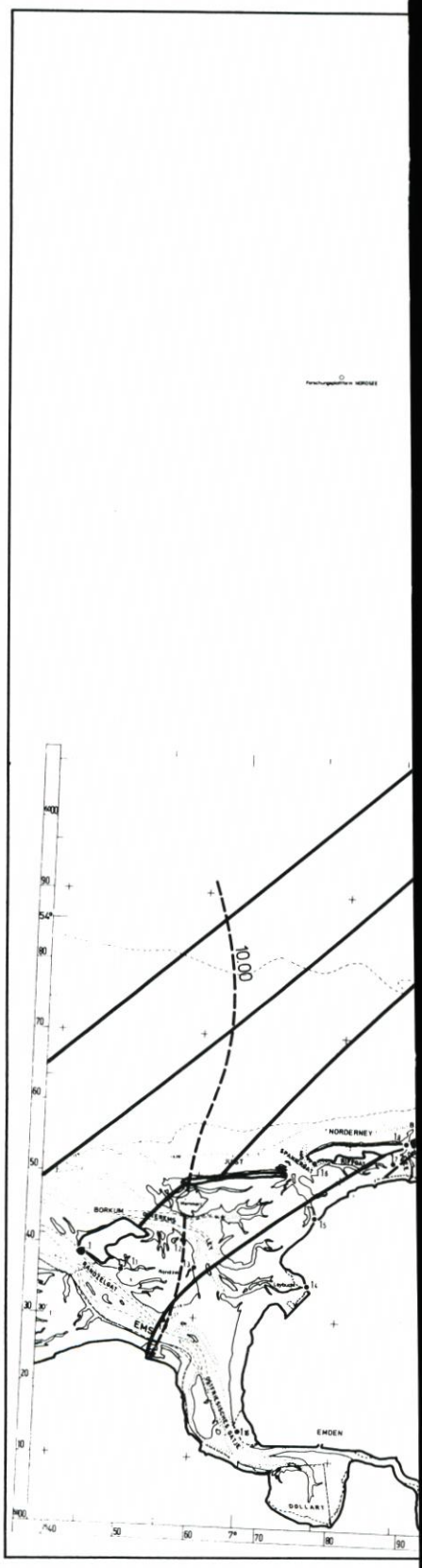
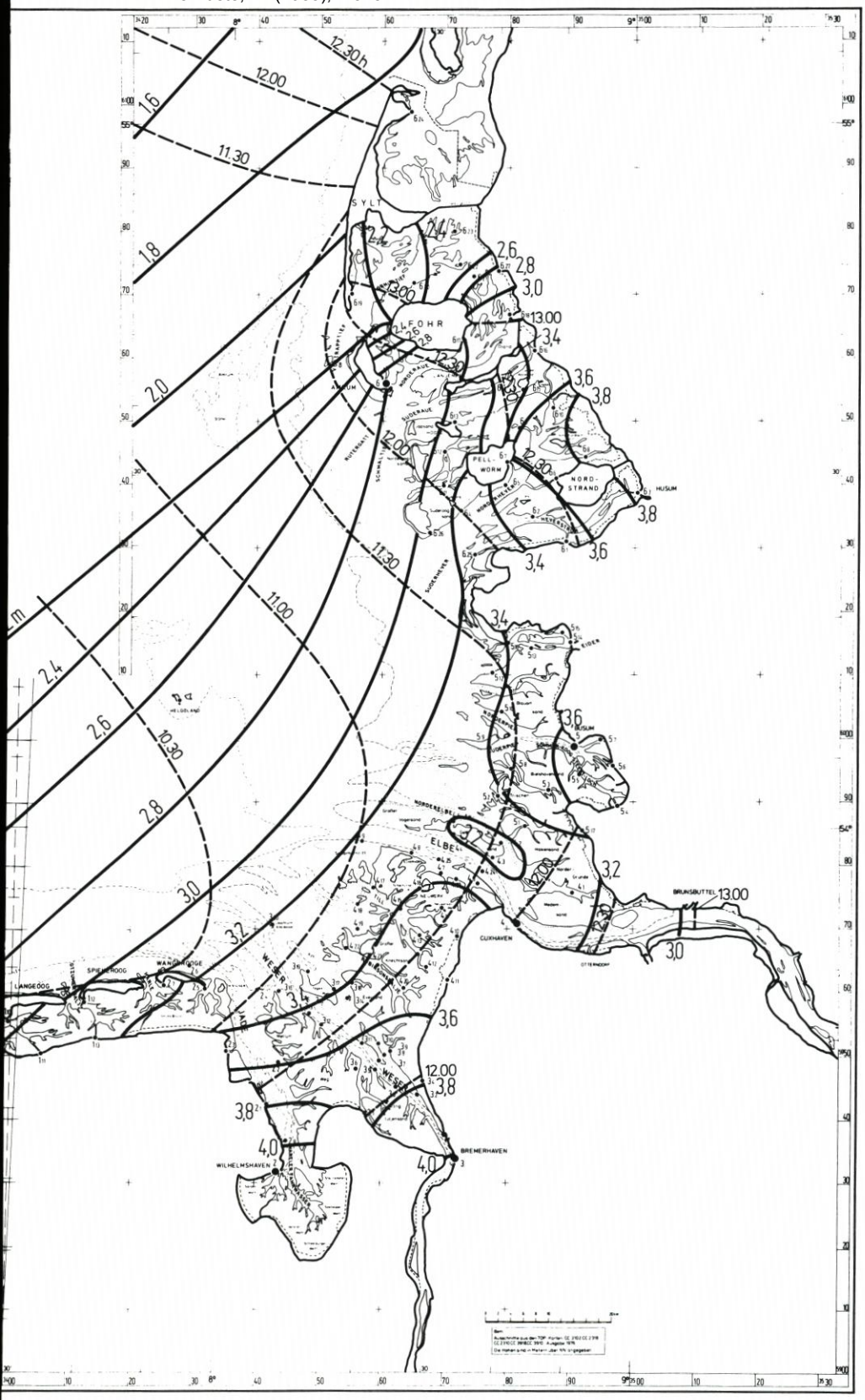


Abb. 2. Linien gleichen mittleren Springtidehubs (in m) und Linien gleicher mittlerer Zeitdifferenz (in Std.) zwischen Thw-Eintritt und Meridiandurchgang des Mondes bei Greenwich (nach Berechnungen des Deutschen Hydrographischen Instituts für 1978)


12.30h
12.00
11.30
11.00
10.30
1,6
1,8
2,0
2,4
2,6
2,8
3,0
3,2
3,4
3,6
3,8
4,0
13.00
SYLT
LFOHR
PELLWORM
NORDSTRAND
HUSUM
ELBE
WESER
BRUNSBUTTEL
CUXHAVEN
BREMERHAVEN
WILHELMSHAVEN
SPIEKEROOG
WANGEROOGE
LANGEOOG

Unterlagen des DHI). Einige regionale Arbeiten beschäftigen sich mit den Mündungsgebieten von Ems, Weser und Elbe, und in verschiedenen Ämtern an der Küste wurden regional bezogene Arbeitsberichte zusammengestellt oder das Wissen auf andere Weise festgehalten. Es steht damit nicht allgemein zur Verfügung, und entsprechend gibt es auch keine Arbeit etwa über den Vergleich der Tideverhältnisse in den vielen Wattströmen, heißen sie nun Gat, Ee, Balje oder Loch. Versuche in dieser Richtung wurden hinsichtlich der Strömungsverhältnisse – ebenfalls im Rahmen eines KFKI-Projektes – bereits unternommen (SIEFERT et al., 1980 und 1983). Eine entsprechende, gar erweiterte Untersuchung der Wasserstände liegt bisher nicht vor. Daher wurde es als eines der wichtigsten Ziele angesehen, synoptische Angaben über die mittleren Tideverhältnisse machen zu können. Weil die meisten Hilfspegelaufzeichnungen – vor allem im Zusammenhang mit den KFKI-Vermessungsprogrammen 1974/76 und 1979/80 – in diese Zeit fallen, wurde mit dem

Bezugszeitraum 1975/79

ein Fünfjahresmittel gewählt. Nur von den Pegeln früherer I. Ordnung wurden diese 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:

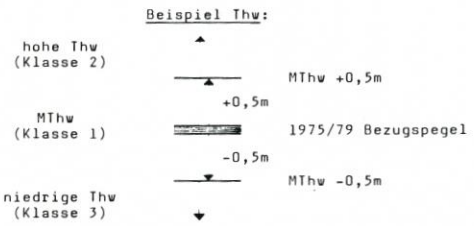
Nr.	Bezugspegel[1]) Name	Gebiet mit Anschlußpegeln[2])	Bemerkungen
1	Borkum-Südstrand	Borkum bis Wangerooge	
2	Wilhelmshaven-Alter Vorhafen	Wangerooge bis Hoheweg	die Veränderung des PNP von NN – 5,013 m bis 1975 auf NN – 5,035 m ab 1976 wurde berücksichtigt
3	Bremerhaven-Doppelschleuse	Hoheweg bis Knechtsand	bei Windstau-Untersuchungen wurde LT Alte Weser als Bezugspegel gewählt
4	Cuxhaven	Knechtsand bis Marner Plate	
5	Büsum	Marner Plate bis Eiderstedt	
6	Wittdün	Eiderstedt bis List	Husum ist wegen örtlicher Einflüsse und Randlage wenig geeignet als Bezugspegel

[1]) regional übergeordnete Stationen
[2]) nachgeordnete Stationen, deren Werte statistisch mit denjenigen der Bezugspegel verknüpft wurden

Die Küste, 42 (1985), 1-318

2.3.2 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 zu elementaren statistischen Größen 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.

Anfangs hatte sich die Frage gestellt, ob es vertretbar wäre, den enormen Rechenaufwand, der sich bei Auswertung aller Wasserstandsdaten eines gewässerkundlichen Jahres zur Mittelbildung von MThw und MTnw ergeben würde, durch Bestimmung von Stichprobenmittelwerten und statistischen Kenngrößen ohne wesentliche Genauigkeitseinbuße zu reduzieren. Grundlegende Betrachtungen zeigten, daß sich bei rd. 150 ausgewählten Daten aus dem gewässerkundlichen Jahr (gleichmäßige Verteilung über Spring-, Nippverhältnisse und Tageszeit beachtet) eine Schätzung der MThw- oder MTnw-Werte mit der gewünschten Genauigkeit einstellt. Der Aufwand an Rechenarbeit konnte dadurch erheblich vermindert werden. Diese Entscheidung wurde getroffen, weil

1) die Standardabweichungen der MThw- und MTnw-Mittel, ob aus z. B. 150 oder 600 Meßwerten berechnet, ähnliche Beträge zwischen 20 und 25 cm lieferten. (GÖHREN bestimmt Standardabweichungen von 16 bis 24 cm aus einer wesentlich größeren Anzahl von Einzelwerten.) Die sich hieraus ergebende Änderung des Vertrauensbereiches für den Mittelwert von ± 2 cm (600 Daten) auf ± 4 cm (150 Daten) bei einer statistischen Sicherheit von 95 % wird bewußt hingenommen.
2) die Kriterien zur linearen Regression sich nicht wesentlich verschlechtern;
3) das Maß, das den linearen Zusammenhang der Variablen mißt, der Korrelationskoeffizient r, schon bei 30 Datenpunkten mit Werten von 0,90 bis 0,98 gut beschrieben wird. Somit liefert das Bestimmtheitsmaß $B = r^2$, das jenen Anteil der gesamten Summe der Quadrate angibt, der auf die Regression entfällt, Werte zwischen 0,8 und 0,97. (Werte nahe bei 1 bedeuten, daß die Meßwerte nahe bei der Regressionslinie liegen.)

In diesem Zusammenhang sollte noch erwähnt werden, daß sich auch für die MThw oder MTnw derjenigen Pegel, von denen Aufzeichnungen über weniger als ½ Jahr vorliegen – hier wurden alle Datenpaare zur Auswertung benutzt –, bei Standardabweichung und Vertrauensbereich Größen wie unter 1) ergeben.

2.3.3 Berechnung hoher und niedriger Tnw- und Thw-Höhen

Für die Bereiche von Wasserständen in den Klassen 2 und 3 (s. o.) wurden alle Meßdaten ausgewertet. Jedoch mußten die Berechnungen von Standardabweichungen und Vertrauensbereichen wegen der nicht unerheblichen Bandbreite der Einzelwerte bei hohen Tnw und Thw und der wesentlich kleineren Bandbreite der Einzelwerte bei niedrigen Tnw und Thw zu anderen Werten als bei den MTnw und MThw führen.

Die Standardabweichungen und Vertrauensbereiche (stat. Sicherheit 95 %) der jeweiligen Mittelwerte berechnen sich in diesen Klassen bei durchschnittlich 55 Meßdaten zu:

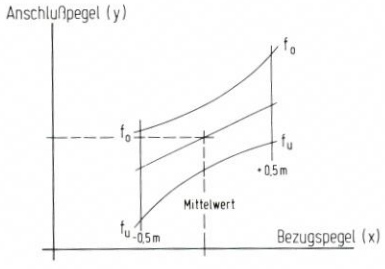
Klasse 2 (hohe Tnw, Thw)	
Standardabweichung	± 30 bis 55 cm
Vertrauensbereich	± 8 bis 15 cm
Klasse 3 (niedrige Tnw, Thw)	
Standardabweichung	± 12 bis 20 cm
Vertrauensbereich	± 4 bis 6 cm

Dazu sei folgende Anmerkung gestattet: In anderem Zusammenhang wurden Regressionen zwischen Wittdün und neun nordfriesischen Pegeln für jeweils 60 hohe Sturmfluten gerechnet. Es stellte sich dabei heraus, daß die Ergebnisse und der Vertrauensbereich fast identisch mit denen dieser Arbeit sind, obwohl dort weit mehr Daten verwendet wurden.

2.3.4 Konfidenzintervall für den Mittelwert

In dem vorhergehenden Abschnitt wurden Richtwerte zur Genauigkeitsabschätzung von Wasserstandsdaten beschrieben und durch Korrelationsuntersuchungen enge Abhängigkeiten von Wasserständen zwischen Bezugs- und Anschlußpegeln festgestellt. Jedoch läßt sich ohne Berücksichtigung des Regressionswertes aus den bisherigen Angaben die Bestimmtheit der errechneten Mittel nicht abschätzen, weil letztlich die Regression die Beziehungen zwischen Bezugs- und Anschlußpegel beschreibt.

Der Vertrauensbereich zum Mittelwert mit der Konfidenzzahl 95 %, in dem der unbekannte, aber wahre Regressionswert liegt, wurde nach den von Stange (1971) und Kreyszig (1977) erläuterten Verfahren mit den Grenzlinien $f_u(x)$ und $f_o(x)$ berechnet:



Aufgrund des umfangreichen Datenmaterials können auch hier lediglich repräsentative Werte beschrieben werden. Die errechneten Vertrauensbereiche haben nur für den jeweiligen untersuchten Meßbereich Gültigkeit. Folgende Vertrauensbereiche wurden ermittelt:

1) Mittelwert MThw, MTnw (Anzahl 145 Daten; Standardabweichung für x und y um 25 cm; Regressionskoeffizienten von 0,9 bis 1,2)

Die Küste, 42 (1985), 1-318

Bereichsmitte (Mittel) $\leqq \pm 1{,}2$ cm*)
Bereichsende
(0,50 m vom Mittelwert) $\leqq \pm 2{,}5$ cm*)

2) Mittelwert für hohe Thw, Tnw; niedrige Thw, Tnw
(Anzahl 55 Daten; Standardabweichung für x und y bis 55 cm; Regressionskoeffizienten von 0,9 bis 1,3)
Mittelwert $\leqq \pm 5{,}0$ cm*)

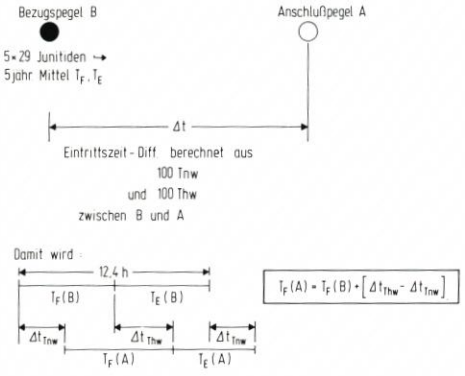
Die Regressionen erlauben ohne weiteres die Bestimmung der mittleren Spring- und Nipphöhen, die allerdings in Tab. 2 nicht enthalten sind. Ein Beispiel mag die Brauchbarkeit zeigen, nämlich für den ungünstig liegenden Pegel Husum für 1975/79:

	SpThw m KN	SpTnw m KN	NpThw m KN	NpTnw m KN
Berechnung aus Regression über Wittdün	3,7	0,1	3,2	0,4
Angaben in Gezeitentafel	3,8	0,0	3,4	0,5

2.3.5 Berechnung der Flut- und Ebbedauern

Zur Bestimmung der Flut- und Ebbedauern (T_F, T_E) hätte ein ähnlicher Weg beschritten werden können. Aus Zeitmangel wie aus dem Wissen, daß die erste Junihälfte so gut wie in jedem Jahr weitgehend frei von meteorologisch bedingten Störungen ist, wurde die Berechnung dadurch wesentlich vereinfacht, daß individuell für jeden Bezugspegel jährlich Mittelwerte nur für diese Tiden bestimmt und dann zusammengefaßt als Fünfjahresmittel verwendet wurden.

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:



*) Hiermit bestätigten sich die an die Regressionsfunktion geknüpften Erwartungen. Bei einer detaillierten Betrachtung der einzelnen Rechenschritte zur Bestimmung von Konfidenzintervallen des Mittelwertes zeigt sich deutlich die enge Verknüpfung der Bestimmungsfaktoren. Man kann weder von einem Korrelationswert nahe 1 noch von einem Regressionskoeffizienten um 1,2 oder 0,8 auf einen brauchbaren oder unbrauchbaren Mittelwert schließen.

Junimittel T_F und T_E an den Bezugspegeln

	Bezugspegel		Junimittel					5jährige Junimittel 1975/79
			1975 h	1976 h	1977 h	1978 h	1979 h	Mittel h
1	Borkum-Südstrand	T_F	6.04	5.57	6.00	5.54	6.01	6.00
		T_E	6.21	6.28	6.26	6.28	6.23	6.25
2	Wilhelmshaven-Alter Vorhafen	T_F	6.19	6.20	6.22	6.19	6.25	6.21
		T_E	6.06	6.06	6.04	6.04	6.00	6.04
3	Bremerhaven-Doppelschleuse	T_F	5.59	5.57	5.54	5.58	6.05	5.59
		T_E	6.26	6.29	6.32	6.24	6.21	6.26
4	Cuxhaven	T_F	5.38	5.36	5.38	5.42	5.46	5.40
		T_E	6.46	6.50	6.47	6.41	6.39	6.45
5	Büsum	T_F	6.24	6.25	6.21	6.24	6.26	6.24
		T_E	6.00	6.01	6.04	5.58	6.00	6.01
6	Wittdün	T_F	5.39	5.36	5.42	5.46	5.47	5.42
		T_E	6.45	6.49	6.44	6.39	6.38	6.43

Die Genauigkeit dieses Verfahrens wurde für LT Alte Weser geprüft. So zeigt die nachfolgende Tabelle die für die Jahre 1975 bis 1979 aus je 29 Junitiden bestimmten T_F und T_E sowie die auf zuvor beschriebenem Wege über die Eintrittszeitdifferenzen ermittelten Werte für 1975/79. Beide Berechnungsarten liefern praktisch gleiche Ergebnisse:

Flut- und Ebbedauern am LT Alte Weser 1975/79

		T_F h	T_E h
Berechnung aus 5 × 29 Junitiden		5.49	6.36
Berechnung aus Mittel 1975/79 und △t über	Borkum	5.51	6.34
	Wilhelmshaven	5.48	6.37
	Bremerhaven	5.50	6.35
	Cuxhaven	5.48	6.37

Für diese Berechnungsart sind folgende statistische Kennzahlen zu erwarten:

statistische Sicherheit: 95 %
Standardabweichung: rd. ± 14 min
Vertrauensbereiche: ± 5 min für 29 Wertepaare
± 3 min für 100 Wertepaare

Einfacher wäre die gesamte Berechnung (bei geringerem Arbeitsaufwand), wenn in den Gewässerkundlichen Jahrbüchern auch T_F und T_E veröffentlicht wären.

Die Küste, 42 (1985), 1-318

Tab. 2. Hydrologische Daten 1975/79 für Küstenpegel (vgl. Abb. 1)

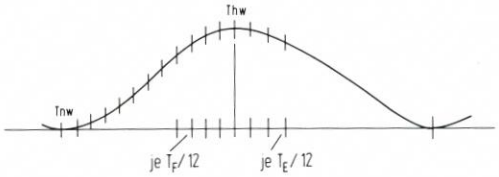
Pegel Nr. (Tab. 1)	MThw cm NN - 5 m	MTnw cm NN - 5 m	MThb cm	T_F h	T_E h	T_F/T_E -	Windstau-kennzahl W -	mittl. Tidekurve vorhanden
1	599	371	228	6.00	6.25	0.94	1,00	x
1.0	638	325	303	6.07	6.18	0.97	0,97	x
1.1	604	367	237	6.08	6.17	0.98	0,96	
1.2	610	363	247	6.10	6.15	0.99	1,01	x
1.3	620	361	259	6.07	6.08	0.97	1,03	x
1.4	624	-	-	5.19	(7.06)	(0.75)	1,14	
1.5	619	361	258	5.59	6.26	0.93	1,09	x
1.6	613	369	244	6.00	6.25	0.94	1,01	x
1.7	622	-	-	5.31	(6.54)	0.80	0,98	x
1.8	618	370	248	5.46	6.39	0.87	1,00	x
1.9	621	-	-	5.32	(6.53)	(0.80)	1,02	x
1.10	629	362	267	6.04	6.21	0.96	0,96	x
1.11	633	359	274	6.11	6.14	0.99	1,04	x
1.12	626	354	272	5.55	6.30	0.91	0,95	x
1.13	641	-	-	6.04	(6.21)	(0.96)	1,07	
1.14	636	-	-	5.36	(6.49)	0.82	0,98	
1.15	624	378	246	5.53	6.32	0,90	1,07	x
1.16	624	341	283	5.53	6.32	0.90	1,04	x
1.17	612	357	255	5.57	6.28	0.92	0,97	x
2	670	293	377	6.21	6.04	1.05	1,00	x
2.1	650	311	339	6.15	6.10	1.01	0,95	x
2.2	646	315	331	6.10	6.15	0.99	0,94	x
2.3	646	-	-	5.48	6.37	0.88	0,91	x
2.4	637	338	299	5.54	6.31	0.90	0,88	x
2.5	634	344	290	5.53	6.32	0.90	0,90	x
2.6	638	358	280	5.49	6.36	0.88	0,85	x
2.7	634	358	282	5.59	6.26	0.93	0,87	x
2.8	662	298	364	6.18	6.07	1.03	0,95	x
2.9	673	-	-	-	-	-	0,98	
3	670	307	363	5.59	6.26	0.93	1.00	x
3.1	656	307	349	6.02	6.23	0.95	0,94	x
3.2	656	297	359	6.00	6.25	0.94	-	x
3.3	662	314	348	6.00	6.25	0.94	-	x
3.4	663	-	-	-	-	-	0,99	
3.5	653	308	345	6.00	6.25	0.94	-	x
3.6	660	317	343	5.56	6.29	0.92	-	x
3.7	652	314	338	6.02	6.23	0.95	-	
3.8	652	312	340	6.04	6.21	0.96	-	x
3.9	663	325	338	6.07	6.18	0.97	-	x
3.10	653	316	337	6.01	6.24	0.94	-	x
3.11	653	321	332	5.59	6.26	0.93	-	x
3.13	644	326	318	5.57	6.28	0.92	-	x
3.14	641	328	313	6.04	6.24	0.95	-	x
3.15	632	318	314	5.57	6.28	0.92	-	x
3.16	636	329	307	5.54	6.31	0.91	-	
3.17	629	314	315	6.02	6.23	0.95	-	x
3.18	630	319	311	6.01	6.24	0.94	-	x
3.19	625	320	305	5.53	6.32	0.90	-	x
3.20	627	342	285	5.50	6.35	0.89	0,87	x
4	645	346	299	5.40	6.45	0.84	1,00	x
4.1	644	336	308	5.49	6.36	0.88	1,03	x
4.2	640	340	300	5.47	6.38	0.87	0,98	x
4.3	641	347	294	5.42	6.43	0.85	0,96	x
4.4	642	346	296	5.46	6.39	0.87	0,93	x
4.5	639	337	302	5.52	6.33	0.90	0,94	x
4.6	641	333	308	6.05	6.20	0.96	0,98	x
4.7	645	338	307	5.53	6.32	0.90	0,94	x

Pegel Nr. (Tab. 1)	MThw cm NN - 5 m	MTnw cm NN - 5 m	MThb cm	T_F h	T_E h	T_F/T_E -	Windstau-kennzahl W -	mittl. Tidekurve vorhanden
4.8	634	335	299	5.50	6.35	0.89	0,91	x
4.9	635	340	295	5.51	6.34	0.89	0,85	x
4.10	645	-	-	-	-	-	1,01	
4.11	652	-	-	-	-	-	0,99	
4.12	650	324	336	6.04	6.21	0.96	0,95	x
4.13	646	329	317	6.06	6.19	0.97	0,93	x
4.14	646	326	320	5.58	6.27	0.92	0,98	x
4.15	643	330	313	6.02	6.23	0.95	0,90	x
4.17	635	331	304	5.53	6.32	0.90	0,88	x
4.18	641	340	301	5.59	6.26	0.93	0,87	x
4.19	642	336	306	5.57	6.28	0.92	0,88	x
4.20	652	330	322	6.12	6.13	1.00	0,93	x
4.21	646	328	318	6.09	6.16	0.98	0,91	x
4.22	640	334	306	6.00	6.25	-	0,89	x
4.23	642	337	305	5.56	6.29	0.92	0,95	x
4.24	640	338	302	5.49	6.36	0.88	0,93	x
4.25	637	335	302	5.51	6.34	0.89	0,94	x
5	654	325	329	6.24	6.01	1.06	1,00	x
5.1	651	334	317	5.44	6.41	0.86	1,06	x
5.2	644	340	304	5.51	6.34	0.89	0,95	x
5.3	652	325	327	6.04	6.21	0.96	1,23	x
5.4	663	315	348	6.38	5.47	1.15	1,01	x
5.5	657	322	335	6.26	5.59	1.08	1,27	x
5.6	656	322	334	6.23	6.02	1.06	1,04	x
5.7	660	323	337	6.27	5.58	1.08	0,99	x
5.8	646	330	316	5.57	6.28	0.92	0,96	x
5.9	638	327	311	6.07	6.18	0.97	1,09	x
5.10	642	329	313	6.07	6.18	0.98	1,05	x
5.11	640	333	307	6.07	6.18	0.97	0,95	x
5.12	636	334	302	5.43	6.42	0.85	0,96	x
5.13	647	336	311	5.30	6.55	0.80	1,00	x
5.14	649	337	312	5.27	6.58	0.78	1,10	x
5.15	650	336	314	5.27	6.58	0.78	1,06	x
5.16	645	335	310	5.47	6.38	0.87	1,01	x
6	613	354	259	5.42	6.43	0.85	1,00	x
6.1	646	318	328	5.57	6.28	0.92	1,14	x
6.2	642	326	316	6.05	6.20	0.96	1,12	x
6.3	656	311	345	5.57	6.28	0.89	1,24	x
6.4	624	325	299	5.55	6.30	0.91	1,10	x
6.5	631	312	319	6.31	6.12	1.00	1,12	x
6.6	639	310	329	6.08	6.17	0.98	1,16	x
6.7	638	-	-	(5.45)	(6.40)	(0.86)	1,10	
6.8	649	302	347	6.25	6.00	1.07	1,06	x
6.9	649	312	337	6.17	6.08	1.02	1,12	x
6.10	647	319	328	6.19	6.06	1.04	1,08	x
6.11	615	341	274	5.43	6.42	0.85	1,07	x
6.12	628	346	282	5.49	6.36	0.88	1,07	x
6.13	623	344	279	5.38	6.47	0.83	1,04	x
6.14	631	332	299	5.45	6.40	0.86	1,09	x
6.15	638	325	312	5.48	6.37	0.86	1,05	x
6.16	643	325	318	5.31	6.54	0.80	1,02	x
6.17	622	345	277	5.50	6.35	0.89	1,08	x
6.18	625	335	290	5.42	6.43	0.85	1,12	x
6.19	586	387	199	6.16	6.09	1.02	1,06	x
6.20	600	383	217	5.54	6.31	0.90	1,11	x
6.21	630	350	280	5.18	7.07	0.74	-	x

Pegel Nr. (Tab. 1)	MThw cm NN - 5 m	MTnw cm NN - 5 m	MThb cm	T_F h	T_E h	T_F/T_E -	Windstau-kennzahl W	mittl. Tidekurve vorhanden
6.22	608	376	232	5.31	6.54	0.80	-	X
6.23	616	385	231	5.03	7.22	0.69	1,14	X
6.24	573	396	177	6.17	6.08	1.02	1,02	X
6.26	613	332	281	5.40	6.45	0.84	-	x
6.28	(583)	(400)	183	5.24	7.01	0.77	-	
H16	-	-	265	5.36	6.49	0.82	1,07	
H 5	-	-	261	5.40	6.45	0.84	1,01	
H14	-	-	246	5.41	6.54	0.82	0,92	
H10	-	-	227	5.39	6.46	0.84	0,91	
H 3	-	-	221	5.37	6.48	0.83	1,05	
H 9	-	-	235	5.35	6.50	0.82	0,90	
H15	-	-	254	5.28	6.57	0.79	1,04	
H 8	-	-	266	5.37	6.48	0.83	1,00	
0	-	-	238	5.36	6.49	0.82	-	X
FPN	-	-	128	5.46	6.39	0.86	-	

2.3.6 Berechnung der mittleren Tidekurven

Nach den somit für 1975/79 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.



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, nämlich für 10 willkürlich herausgegriffene mittlere Tidekurven im Untersuchungsbereich für den Mittelwert jeden Teils eine Standardabweichung mit dem dazugehörigen Vertrauensbereich wie folgt: (Tab. auf S. 20 oben). Die so bestimmtem 24 Punkte dienen als Stützpunkte zur Konstruktion der Tidekurven.

2.3.7 Berechnung der Windstau-Kennzahlen

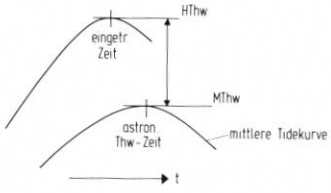
Kennzeichnend für die einzelnen Pegel ist auch eine Windstau-Kennzahl, die sich aus dem Verhältnis der Differenzen einzelner Scheitelwasserstände der Klasse >0,5 m über MThw zum MThw für Anschluß- und Bezugspegel ergibt:

$$W = \frac{HThw_A - MThw_A}{HThw_B - MThw_B}$$

Flut			Ebbe		
Teil	Stand.-Abw. cm	Vertrauensbereich cm	Teil	Stand.-Abw. cm	Vertrauensbereich cm
Tnw	± 7,1	± 3,3	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
Thw	± 6,3	± 2,9	Tnw	± 6,0	± 2,8

Dazu müssen natürlich dieselben Tiden für Anschluß- und Bezugspegel verwendet werden.

In diesem Zusammenhang sollte noch einmal darauf hingewiesen werden, daß der Begriff „Windstau" sehr unterschiedlich verwendet wird. Bei der Bildung obigen Verhältnisses wird die häufig benutzte zeitungleiche Höhendifferenz gewählt:



Statt der mittleren könnte auch die zugehörige Höhe der astronomischen Tide genommen werden. Das gilt ebenso für den im nächsten Kapitel erläuterten Windstau als Differenz zwischen eingetretenen und mittleren Tidekurven.

Da die Pegel zu unterschiedlichen Zeiten aufgezeichnet haben, ist das HThw-Kollektiv nicht homogen. So war zu prüfen, ob die Aussagekraft von W mit Höhe und Anzahl der HThw (n = 6 bis 90) stark schwankt. Es zeigte sich, daß die grundsätzlichen Aussagen und Schlüsse in sich und physikalisch logisch sind und damit nur sekundär von der Datenmenge abhängen.

2.4 Windstau-Kennlinien

Windstauuntersuchungen als Analysen von Differenzkurven aus eingetretenen und erwarteten Tiden bilden heute u. a. die Basis der Vorhersagen für den Hamburger Sturmflutwarndienst. Dabei enthalten diese Windstaukurven Anteile aus anderen Einflüssen (etwa

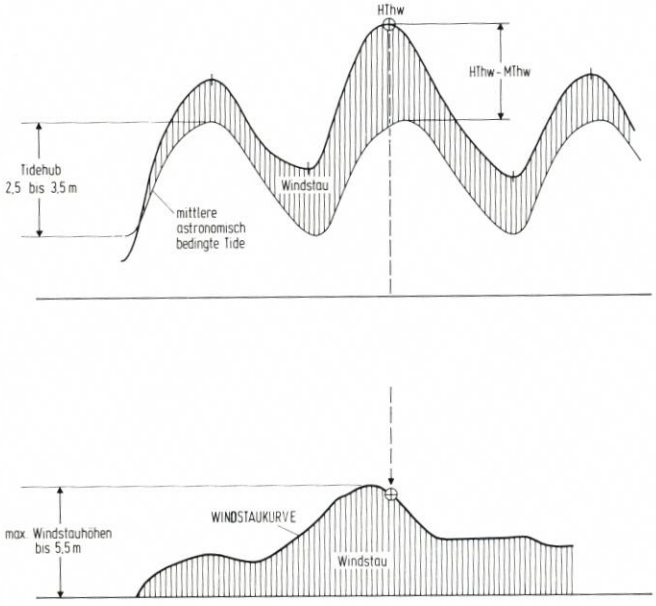


Abb. 3. Definition „Windstaukurve"

10 %), was aber die Verwendungsmöglichkeit nicht schmälert (Abb. 3). Hier wird erstmals der Weg beschritten, normierte sog. Windstau-Kennlinien als Mittel eines größeren Kollektivs zu bestimmen:

$$w(t) = \text{Tidekurve} - \text{mittl. Tide}$$

Die Kennlinie über die Tidedauer wird dann zu

$$k(t) = \frac{w(t)_A}{w(t)_B}$$

Dabei wird die Kennlinie $w(t)_B$ um die Tnw-Eintrittszeit gegenüber $w(t)_A$ verschoben, so daß die örtlichen astronomischen Tnw-Zeiten übereinstimmen.

Der Konstruktion von Windstau-Kennlinien liegen folgende Überlegungen zugrunde:

Es ist zu erwarten, daß der Windstau bei konstantem Windfeld umgekehrt proportional zur Wassertiefe wächst. Das gilt mit hinreichender Genauigkeit auch dann noch, wenn man berücksichtigt, daß sich eine Windstaukurve, wie sie auf Abb. 3 gezeigt ist, zusammensetzt aus Anteilen, die von Windeinfluß (dominierend), Luftdruck- und Temperatureinflüssen, astronomischen Wirkungen, Eigenschwingungen des Meeres und sog. Fernwellen herrühren.

Es gibt im Flachwasserbereich vor unserer Küste jedoch offenbar einen dominierenden Parameter, dessen Einfluß denjenigen der Wassertiefe überdeckt, und zwar die jeweilige geographische Lage und topographische Situation an den einzelnen Stationen. Sie bedingt von Ort zu Ort unterschiedliche Windstaucharakteristika, die es zu erfassen und zu deuten gilt. Ändert sich die Topographie, etwa durch Verlagerung von Rinnen und Sänden, oder wird die Küstenlinie verlegt, etwa durch Vordeichungen, so sind Folgen für die Windstaucharakteristik zu erwarten.

Der Einfluß der Topographie auf die Windstauentwicklung nimmt mit zunehmender Wassertiefe ab. Bei konstantem Windfeld wäre also an einer in großer Wassertiefe gelegenen

Station der Windstau über die Tide konstant, wenn nicht noch andere Einflüsse wirkten. Solche meteorologischen Verhältnisse sind in der südlichen Nordsee jedoch nicht zu erwarten; außerdem gibt es länger betriebene Pegelstationen auch nur in Küstennähe. Um die Einflüsse durch meteorologische Veränderungen und die Tide (der Tidehub beträgt im Küstenvorfeld 2 bis 2,5 m) klein zu halten, werden daher die Windstau-Kennlinien als Funktionen relativer, phasengleicher Änderungen an einer Station A zu einem Referenzpegel B berechnet.

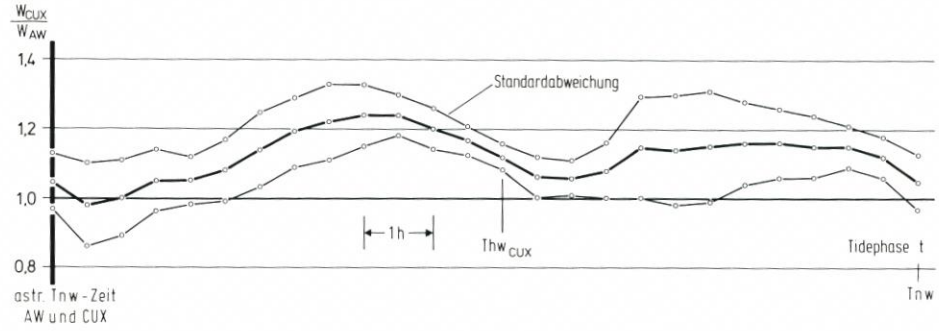


Abb. 4. Windstau-Kennlinie Cuxhaven. Als Referenzpegel wird Alte Weser (AW) verwendet

Abb. 4 zeigt am Beispiel Cuxhaven, daß sich eine charakteristische Kennlinie ergibt. Die angegebene Standardabweichung deutet an, daß diese weitgehend unabhängig von Windstauhöhe und Windverhältnissen gilt. Auffällig ist die äußerst kleine Standardabweichung um die Hochwasserzeit, wo also sehr enge Beziehungen zwischen den Windstauhöhen an beiden Orten gelten. Die große Streuung bei Ebbe, wenn ein stromauf geneigtes Windstaugefälle sich gegen den Strom fortpflanzt, ist wesentlich auf örtliche Einflüsse, die lang- und die kurzfristige Windentwicklung zurückzuführen.

Aus dem Verlauf der Linien für andere Orte kann auf lokale und regionale Einflüsse geschlossen werden, d. h., diese Linien gestatten, die Umgebung und ihre Einflüsse zu parametrisieren und in den weiteren Analysen zu berücksichtigen.

Die Windstau-Kennzahl W nach Kapitel 2.3.7 ist entsprechend der unterschiedlichen Definitionen von w(t) und W nicht auf der Kurve k(t) zu erwarten; sie muß allerdings im statistischen Mittel in der Nähe dieser Kurve um die astronomische Thw-Eintrittszeit liegen. Sie ist also als Hinweis auf die absolute Höhe der Kurve k(t) um die Thw- bzw. die HThw-Zeit, die entscheidende Tidephase, wichtig.

2.5 Zur Tideentwicklung in diesem Jahrhundert

Die Nordsee ist ein Randmeer des Atlantischen Ozeans. Die in der Deutschen Bucht gemessenen Tiden laufen nach allgemeiner Auffassung aus dem Atlantik unter Umformungen in die Nordsee ein, werden hier durch die Topographie weiter verformt und pflanzen sich vor unserer Küste schließlich von West nach Ost und dann von Süd nach Nord fort. Die mittleren Tideverhältnisse sind bisher nur hinsichtlich der Wasserstände durch Dauermessungen bekannt; die Strömungen dagegen wurden und werden durch Messungen nur sporadisch und punktuell erfaßt. Die Tideentwicklung kann also nur über die Wasserstände und davon leider meist nur über die Scheitelwerte diskutiert werden. Ein Schritt zur Erweiterung unserer

Die Küste, 42 (1985), 1-318

Kenntnisse ist die Verwendung numerischer Modelle, deren Qualität allerdings auch wieder von den Eingangswerten abhängt.

Daten zur Entwicklung bis einschließlich 1980 enthält eine neue Arbeit (SIEFERT, 1982), wenn sie sich auch schwerpunktmäßig mit den Ästuaren beschäftigt. Immerhin geht daraus hervor, daß sich

- die MThw vor den Ems-, Weser- und Elbemündungen seit 1900 erhöht haben (als Ergebnis des säkularen Meeresspiegelanstiegs);
- die MTnw in denselben Gebieten von 1900 bis 1970 kaum verändert haben und seitdem deutlich gefallen sind;
- die MTnw-Differenzen Borkum-Cuxhaven seit 1930 erhöht haben;
- der MThb an den Küstenpegeln überall stark vergrößert hat.

Letztere Tatsache wird von ROHDE (1982) für den Pegel Helgoland eindrucksvoll bestätigt.

Damit war Ziel der vorliegenden Arbeit auch, durch Regressionen und Vergleiche von Pegelaufzeichnungen in und weiterab von Flußmündungen festzustellen, ob die Veränderungen in den Flußmündungen fluß- oder nordseebedingt entstanden. Darüber hinaus sollten Analysen der mittleren Tideverhältnisse einiger Pegel (gewählt wurden Norderney, Wilhelmshaven, Cuxhaven, Hörnum und List) im 1., 4. und 7. Jahrzehnt dieses Jahrhunderts Aufschluß über säkulare Trends geben.

Die Daten dieser fünf Pegel wurden für die Zeiten 1906/10, 1918/19 und 1931/35 methodisch wie für 1975/79 aufbereitet, soweit die Unterlagen dies gestatteten.

3. Ergebnisse

3.1 Mittlere Tideverhältnisse 1975/79

3.1.1 Allgemeine Übersicht

Die Auswertung der Daten an den Bezugs- und Anschlußpegeln ermöglicht die Darstellung der mittleren Tideverhältnisse in einem zweidimensionalen Bild für die Fläche zwischen Borkum, Helgoland, Sylt und der Küste. Die Ergebnisse sind in Abb. 5 bis 9 eingetragen. Sofern Linien gleicher Werte unsicher sind, ist dies durch Strichelung erkennbar. Die Darstellungen für MThw, MTnw und MThb sind aufeinander abgestimmt und widerspruchsfrei. Um dies – zugleich mit einem optisch gefälligen und physikalisch sinnvollen Bild – zu erreichen, wurde der PNP Helgoland um 20 cm höher angesetzt als im Gewässerkundlichen Jahrbuch. Höhenverschiebungen bis hin zu derselben Größe ergaben sich zwingend auch noch für vier weitere Pegel aufgrund des dichten Netzes (Abb. 1) und des logischen Verlaufes der Linien auf Abb. 5 bis 7. In zwei Fällen bestätigte eine nachträgliche Prüfung durch das zuständige Amt die getroffenen Maßnahmen.

Abb. 5 zeigt ein Bild mit relativ gleichmäßig von West nach Ost ansteigenden MThw-Höhen, wobei der Einfluß des flachen Küstenvorfeldes und auch der Flußmündungen erkennbar ist. Nach Norden hin sind die MThw-Höhen etwa bis Eiderstedt gleich hoch, um sich nördlich dieser Halbinsel in zwei Bereichen unterschiedlich auf dem Weg zur Küste hin zu entwickeln: Südlich der Linie Amrum–Langeneß–Küste erreichen sie wesentlich höhere Werte als nördlich davon.

Die Linien gleicher MTnw auf Abb. 6 sind zur Gewährleistung der Übersicht auch über die (trockenfallenden) Wattflächen und die Inseln hinweg angedeutet. Sie sind wesentlich stärker von der Topographie abhängig und daher stärker gekrümmt als die Linien gleicher

MThw. Deutlich wird dabei aber, daß generell in den Wattprielen die Tnw zur Küste hin abfallen, daß diese Erscheinung auch in der Jade auftritt, in Ems-, Weser- und Elbemündung allerdings durch das oberhalb anschließende Tidevolumen verhindert wird.

Abb. 7 gibt für die Linien gleicher MThb einen sehr ruhigen Verlauf wieder, wie er aus den Abb. 5 und 6 entwickelt wurde. Danach steigt diese Größe vor der Küste von West nach Ost gleichmäßig von 250 bis 350 cm an bis zur Wesermündung, erreicht in der Dithmarscher Bucht und hinter Nordstrand noch Werte über 340 cm, nimmt aber bis östlich von Föhr auf 290 cm und schließlich bis Hörnum auf 200 cm ab.

Die Eintrittszeit-Differenzen der MThw gegen Borkum auf Abb. 8 sind westlich von Sylt wegen fehlender Messungen den Unterlagen des DHI (Abb. 2) angepaßt worden. Die Daten im Küstenvorfeld zeigen starke Verzögerungen der Eintrittszeiten im Flachwasser, die z. B. zu Unterschieden von 20 min in den Thw-Zeiten vor und hinter den Ostfriesischen Inseln führen. Die Verzögerungen werden aber auch im Jade-Weser-Elbe-Gebiet und vor der schleswig-holsteinischen Küste deutlich. Generell setzt diese Erscheinung etwa bei Wassertiefen von 15 m unter MThw ein.

Die Eintrittszeit-Differenzen der MTnw verdeutlichen auf Abb. 9 für das ostfriesische Küstenvorfeld dieselbe Entwicklung wie beim MThw. Auch von der Jade bis zur Außenelbe gelten diese Aussagen für die MTnw-Zeiten. Von der Süderpiep bis zum Hörnumtief entwickeln sich dagegen die MTnw-Eintrittszeiten ganz anders, was dann zwangsläufig zu stärkeren Variationen der Flut- und Ebbedauern führt.

Schließlich zeigt Abb. 10 die Verhältnisse T_F/T_E mit dem erstaunlichen Ergebnis, daß diese in der südöstlichen Nordsee keineswegs bei 1, sondern zwischen 0,8 und 0,9 liegen. Die Tidekurven sind also nirgends symmetrisch, sieht man von wenigen küstennahen Gebieten ab.

3.1.2 Regionale Besonderheiten

Von der Ems bis zur Jade verlaufen hinter den Ostfriesischen Inseln die Linien gleicher MTnw, MThw und damit auch MThb fast parallel von WSW nach ONO mit von den Inseln emsaufwärts und küstenwärts

- um rd. 1 cm je km fallenden MTnw (von 360 auf 330 cm NN – 5 m an der Küste von West nach Ost fallend),
- um rd. 1 cm je km steigenden MThw (von 620 auf 640 cm NN – 5 m an der Küste von West nach Ost zunehmend),
- um rd. 2 cm je km zunehmenden Tidehüben von 260 auf 310 cm anwachsend).

Die Eintrittszeit-Differenzen der MTnw und MThw gegen Borkum sind in diesem Gebiet fast identisch, was auf Abb. 10 zu weitgehend konstanten Verhältniswerten T_F/T_E zwischen 0,90 und 0,98 mit wenigen niedrigeren Werten führt. Allerdings ergeben sich daraus dennoch – wie später kommentiert wird – interessante Hinweise auf die Strömungsverhältnisse, die wiederum eine Verfeinerung der Linien von Abb. 8 und 9 zuließen, auf die hier zum Zwecke der Übersichtlichkeit aber verzichtet wurde.

Um rd. 20 min gegen die Tide nördlich der Inseln verzögert finden wir hier also sehr einfache, klare Tideverhältnisse vor.

Sehr viel komplizierter laufen die Tiden zwischen Jade und Eiderstedt ab, weniger durch Füllung und Leerung des Jadebusens als vielmehr durch die Vorgänge in Weser, Elbe und auf den zwischenliegenden Watten: Die Ebbewassermengen beider Ströme führen in den nördlichen Bereichen von Außenweser und Außenelbe zu MTnw-Höhen, die rd. 1 dm höher als in deren näherer Umgebung sind, obwohl die MTnw gleichzeitig eintreten.

Hier bleiben also zu dieser Tidezeit seitliche Gefälle bestehen, ohne daß Trennungen durch Bänke oder Sände gegeben sind. Auch die MThw weisen in diesen Gebieten Quergefälle auf, allerdings in umgekehrter Richtung. So entstehen Zonen mit besonders niedrigem Tidehub, was eindrucksvoll durch das enge Pegelnetz im Außenelbegebiet zu belegen ist: Nördlich und südlich der Nordrinne erreichen die MThb Werte deutlich über 300 cm, von See her in dieser Rinne bis oberhalb von Brunsbüttel jedoch nirgends.

In Jade und Weser steigen dagegen – trotz der og. Störungen – die MThb gleichmäßig von rd. 300 auf über 360 cm an. Mit 377 cm wird in Wilhelmshaven der Höchstwert erreicht; hier liegt mit 293 cm NN – 5 m auch das tiefste MTnw.

Die Linien gleicher Eintrittszeiten verlaufen zwischen Jade und Elbe etwa in SW-NO-Richtung, wobei in den Prielen örtlich starke Abweichungen erkennbar werden. Dagegen treten zwischen Elbe und Eiderstedt die MTnw von S nach N fortschreitend, die MThw von W nach O fortschreitend ein. Dies deutet auf komplizierte Tideverhältnisse hin, was durch die MTnw-Höhen zwischen 320 und 340 sowie die MThw-Höhen zwischen 630 und 660 cm NN – 5 m gar nicht zum Ausdruck kommt, wohl aber durch die T_F/T_E-Werte zwischen 0,78 und 1,08.

In den Wattströmen zwischen Eiderstedt und Sylt entwickeln sich die Tiden sehr unterschiedlich und kompliziert. Inmitten dieses Gebietes bildet zudem die Verbindung Dagebüll–Oland–Langeneß eine deutliche Trennungslinie zwischen den mittleren Tideverhältnissen in Süderhever/Norderhever/Süderaue einerseits und Norderaue/Hörnumtief andererseits*). Südlich dieser Linie steigen die MThw gleichmäßig von 610 auf 650 cm NN – 5 m von W nach O an. Der Abfall der MTnw von 350 auf 310 cm NN – 5 m findet nördlich und südlich Pellworms auf kürzerer Strecke als bei Langeneß und vor Eiderstedt statt, was dort dann auch zu einem schnelleren Anstieg der MThb führt, die aber dennoch etwa gleichmäßig von W nach O wachsen.

Die besonderen Strömungsverhältnisse zwischen Pellworm und der Küste werden an den unterschiedlichen MThw- und MTnw-Eintrittszeiten deutlich, die zu T_F/T_E-Werten über 1,0 südlich und um 0,85 nördlich des Wattes führen.

Die Tideverhältnisse zwischen Norderaue und Hörnumtief unterscheiden sich grundsätzlich von denen des übrigen deutschen Küstenvorfeldes: Die MTnw steigen von SO nach NW bis zu 30 cm auf 4 km an; die MThb nehmen dabei bis zu 50 cm auf 4 km ab. Im Zwickel zwischen Hindenburgdamm und Küste treten die MThw und MTnw später als sonst vor unserer Küste ein. Die Werte T_F/T_E (über 0,85 in der Norderaue, unter 0,80 im Hörnumtief) wie die Reststromverhältnisse (Siefert et al., 1980) zeigen, daß diese Wasserstände zum Füllen des Oberlaufes des Hörnumtiefs von S nach N mit starkem Reststrom führen. Die Auswirkungen auf den Tideablauf zwischen Amrum, Föhr und der Südspitze Sylts konnten in den Abb. 5 bis 10 nur skizziert werden.

Die mittleren Tideverhältnisse in der inneren Deutschen Bucht zwischen Borkum, Helgoland, Sylt und den küstennahen Inseln und Sänden müssen nach Daten nur weniger Pegel konstruiert werden (Borkum, Wangerooge Nord, LT Alte Weser, Scharhörnriff, Süderoogsand, Wittdün, Helgoland), wobei letzterer nicht an das NN-Niveau angeschlossen ist. Um die Aussagen möglichst gut abzusichern, wurden Daten von neun Hochseepegeln, die im Herbst 1981 im sog. DEBEX-Programm liefen, mit herangezogen (Wiese, 1982). Aber auch sie waren der Höhe nach nicht angeschlossen.

Die Ergebnisse gestatten die Konstruktion von Linien gleicher MThb, bedingt auch

*) Der Bau der Verbindungsdämme Küste–Oland–Langeneß bis 1899 muß danach ganz erhebliche Auswirkungen auf die Tideverhältnisse gehabt haben, wie auch schon Fischer (1938) anführt.

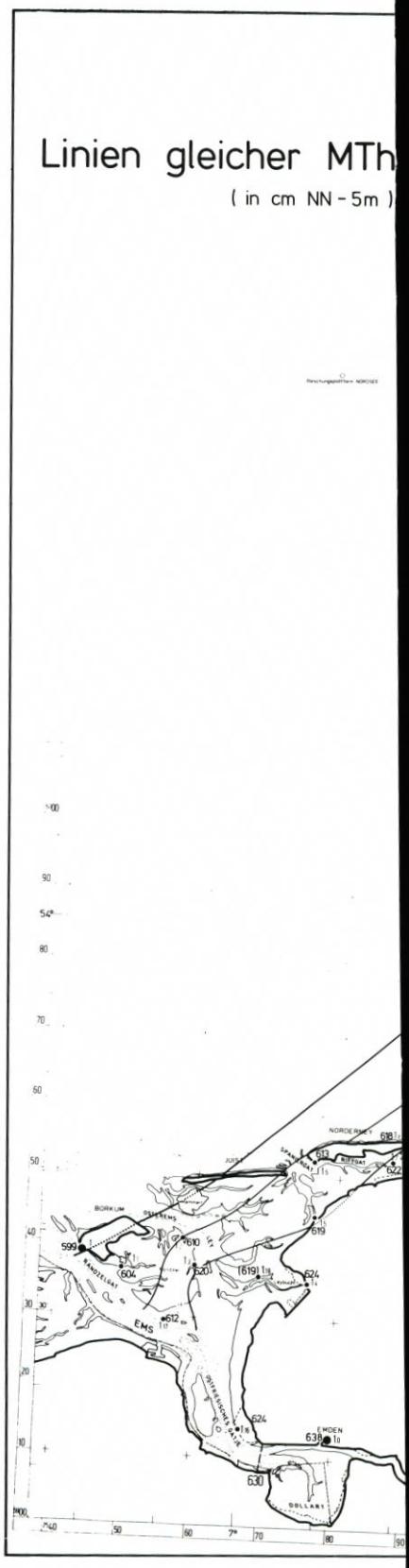
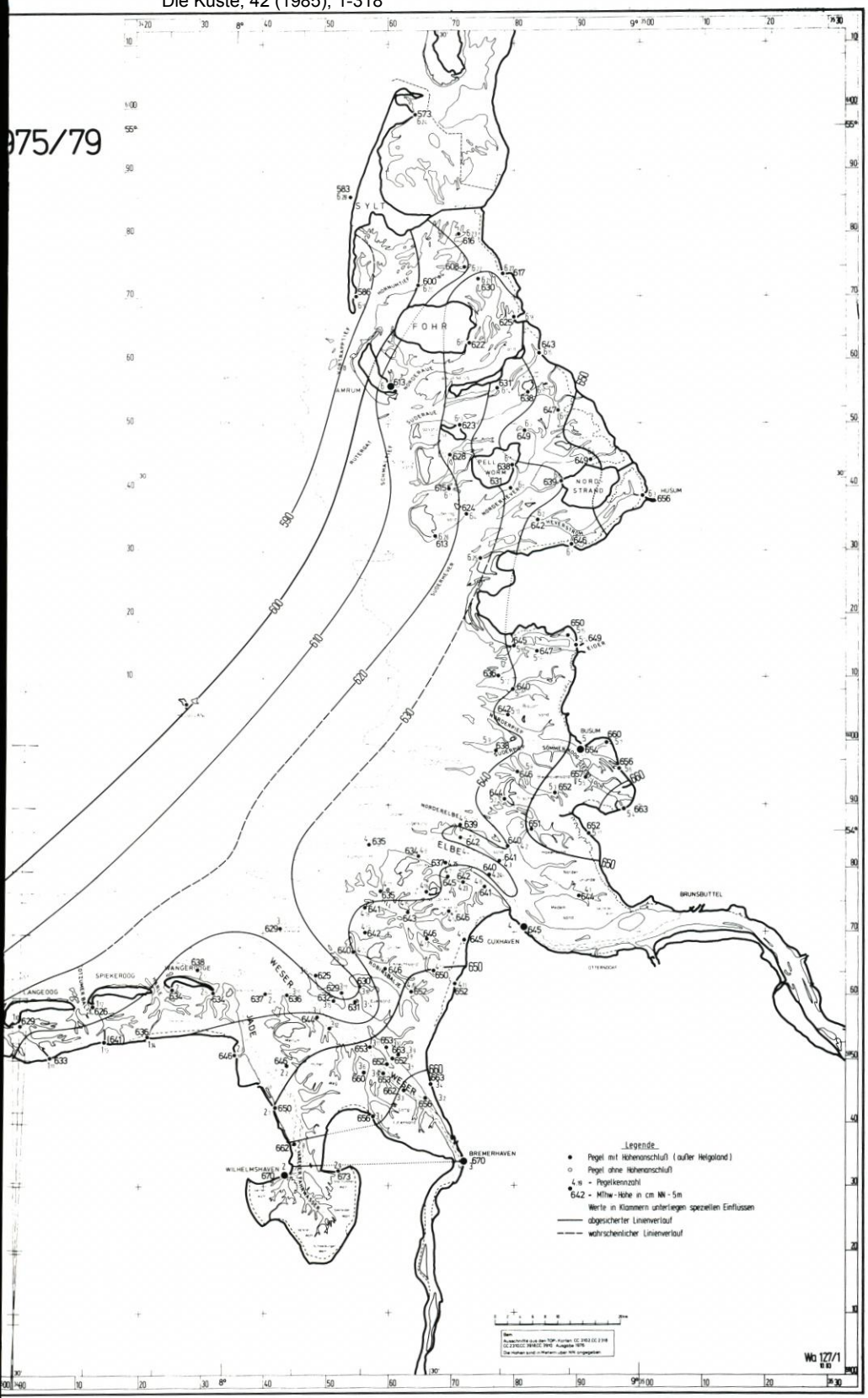


Abb. 5. Linien gleicher MThw 1975/79, angegeben in cm NN – 5 m

975/79


SYLT
FOHR
AMRUM
PELLWORM
NORDSTRAND
HUSUM
BUSUM
ELBE
BRUNSBÜTTEL
CUXHAVEN
WESER
JADE
SPIEKEROOG
LANGEOOG
WILHELMSHAVEN
BREMERHAVEN
Legende
Pegel mit Höhenanschluß (außer Helgoland)
Pegel ohne Höhenanschluß
4.19 - Pegelkennzahl
642 - MThw-Höhe in cm NN - 5m
Werte in Klammern unterliegen speziellen Einflüssen
abgesicherter Linienverlauf
wahrscheinlicher Linienverlauf
Wa 127/1

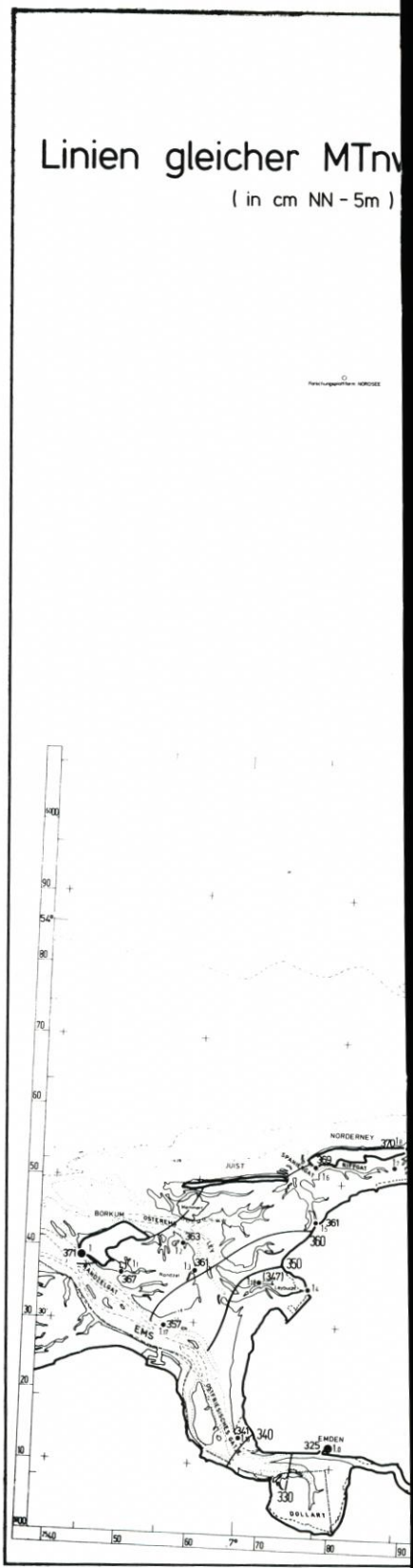
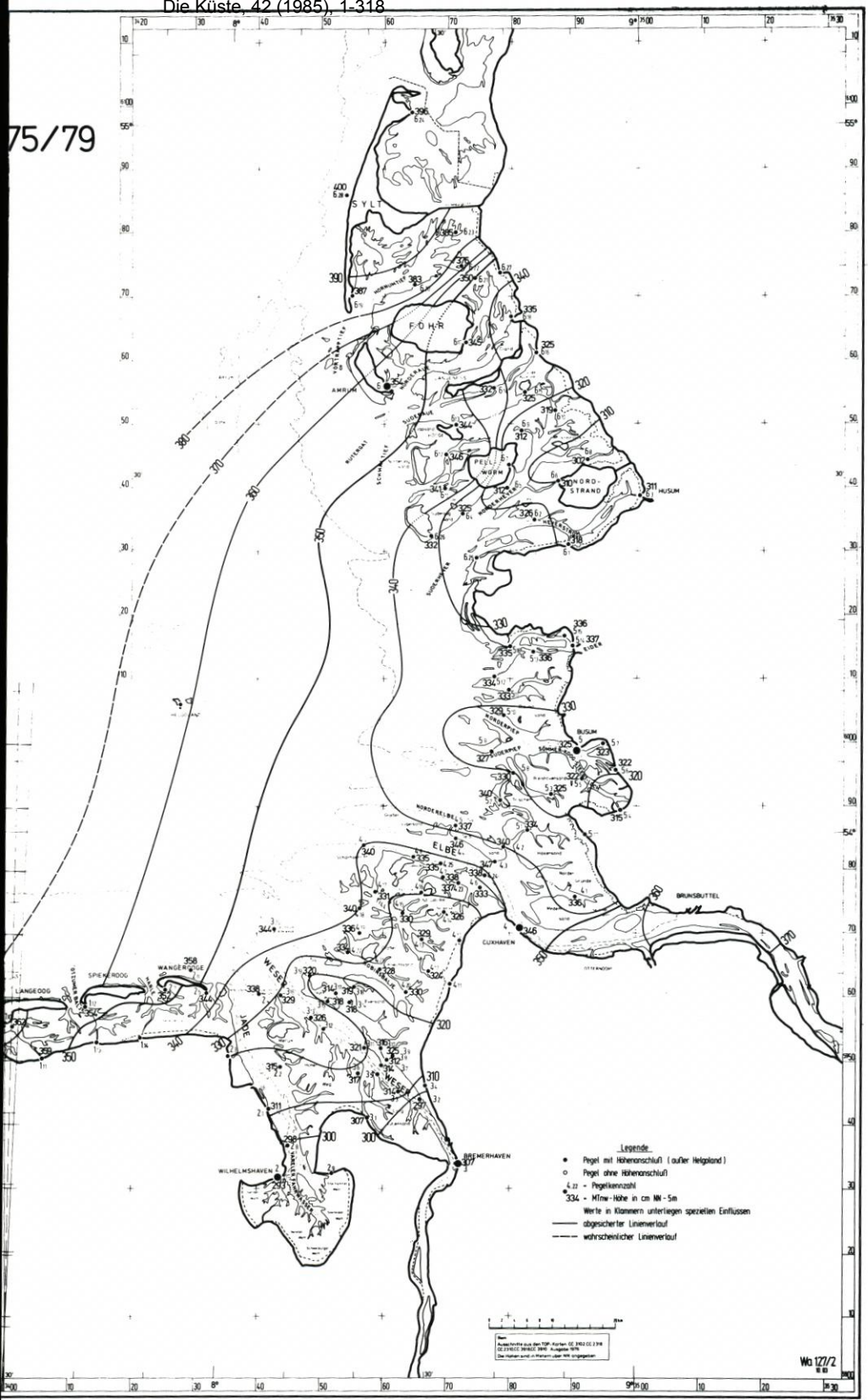


Abb. 6. Linien gleicher MTnw 1975/79, angegeben in cm NN – 5 m. (Zur Erhöhung der Übersichtlichkeit sind die Linien auch über die trokkenfallenden Wattflächen gezeichnet)

75/79


SYLT
FÖHR
AMRUM
PELLWORM
NORD-STRAND
HUSUM
BUSUM
BRUNSBÜTTEL
CUXHAVEN
BREMERHAVEN
WILHELMSHAVEN
LANGEOOG
SPIEKEROOG
WANGEROOGE
ELBE
WESER
JADE
Legende
Pegel mit Hohenanschluß (außer Helgoland)
Pegel ohne Hohenanschluß
6,22 = Pegelkennzahl
334 = MTnw-Höhe in cm NN-5m
Werte in Klammern unterliegen speziellen Einflüssen
abgesicherter Linienverlauf
wahrscheinlicher Linienverlauf
Wa 127/2

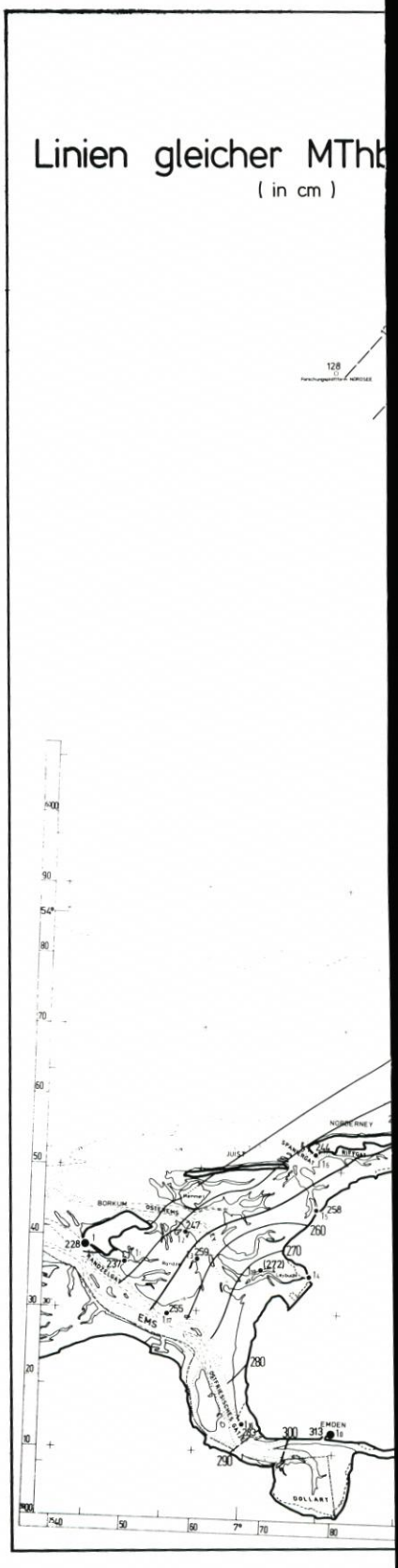
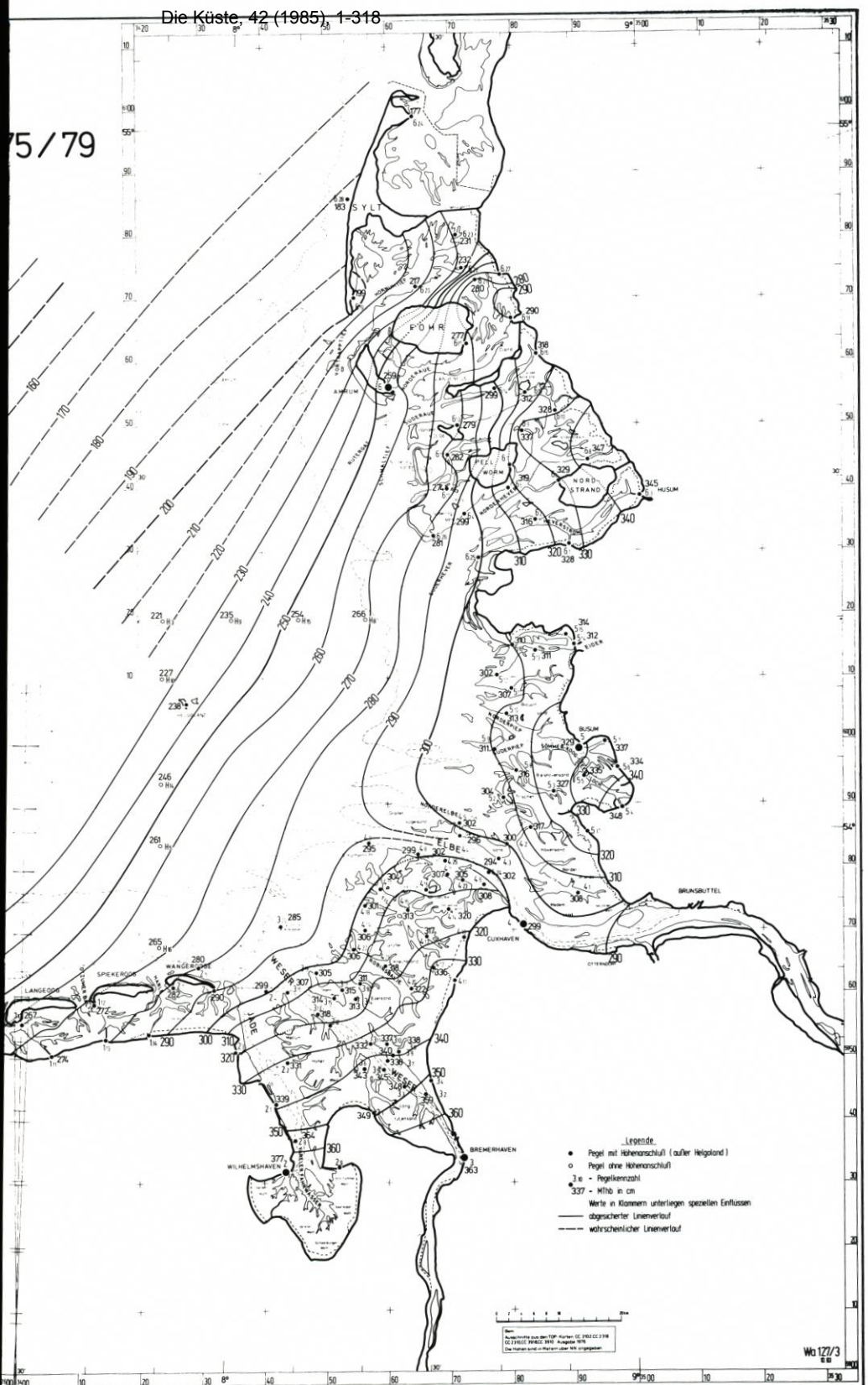


Abb. 7. Linien gleicher MThb 1975/79, angegeben in Zentimetern. (Zur Erhöhung der Übersichtlichkeit sind die Linien auch über die trokkenfallenden Wattflächen gezeichnet)


75/79
SYLT
FÖHR
AMRUM
PELLWORM
NORDSTRAND
HUSUM
BUSUM
ELBE
CUXHAVEN
BRUNSBÜTTEL
WESER
JADE
WANGEROOGE
SPIEKEROOG
LANGEOOG
WILHELMSHAVEN
BREMERHAVEN
Legende
Pegel mit Höhenanschluß (außer Helgoland)
Pegel ohne Höhenanschluß
3.10 - Pegelkennzahl
337 - MThb in cm
Werte in Klammern unterliegen speziellen Einflüssen
abgesicherter Linienverlauf
wahrscheinlicher Linienverlauf
Wa 127/3

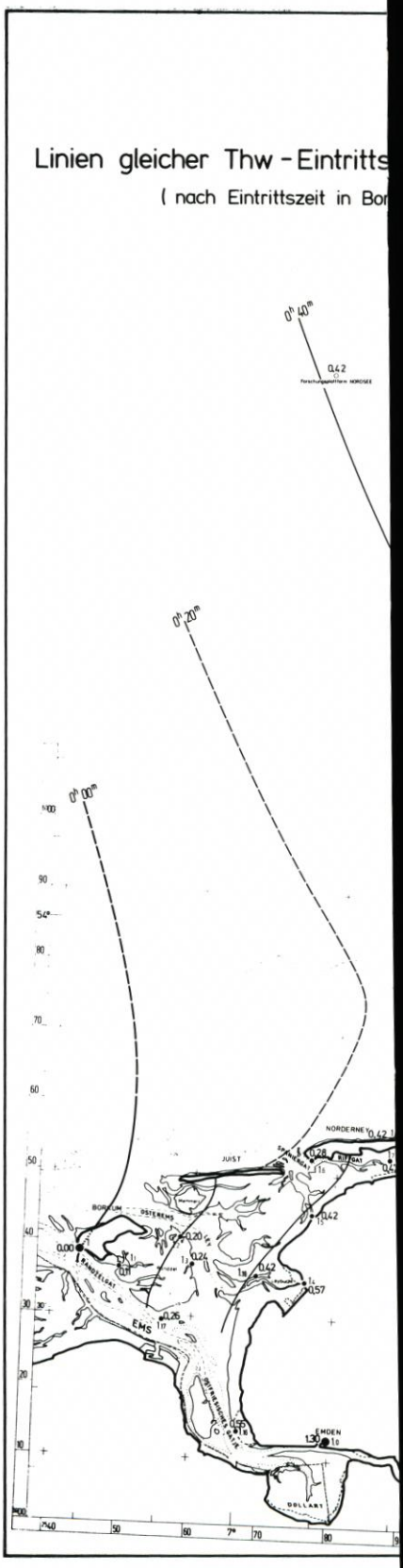
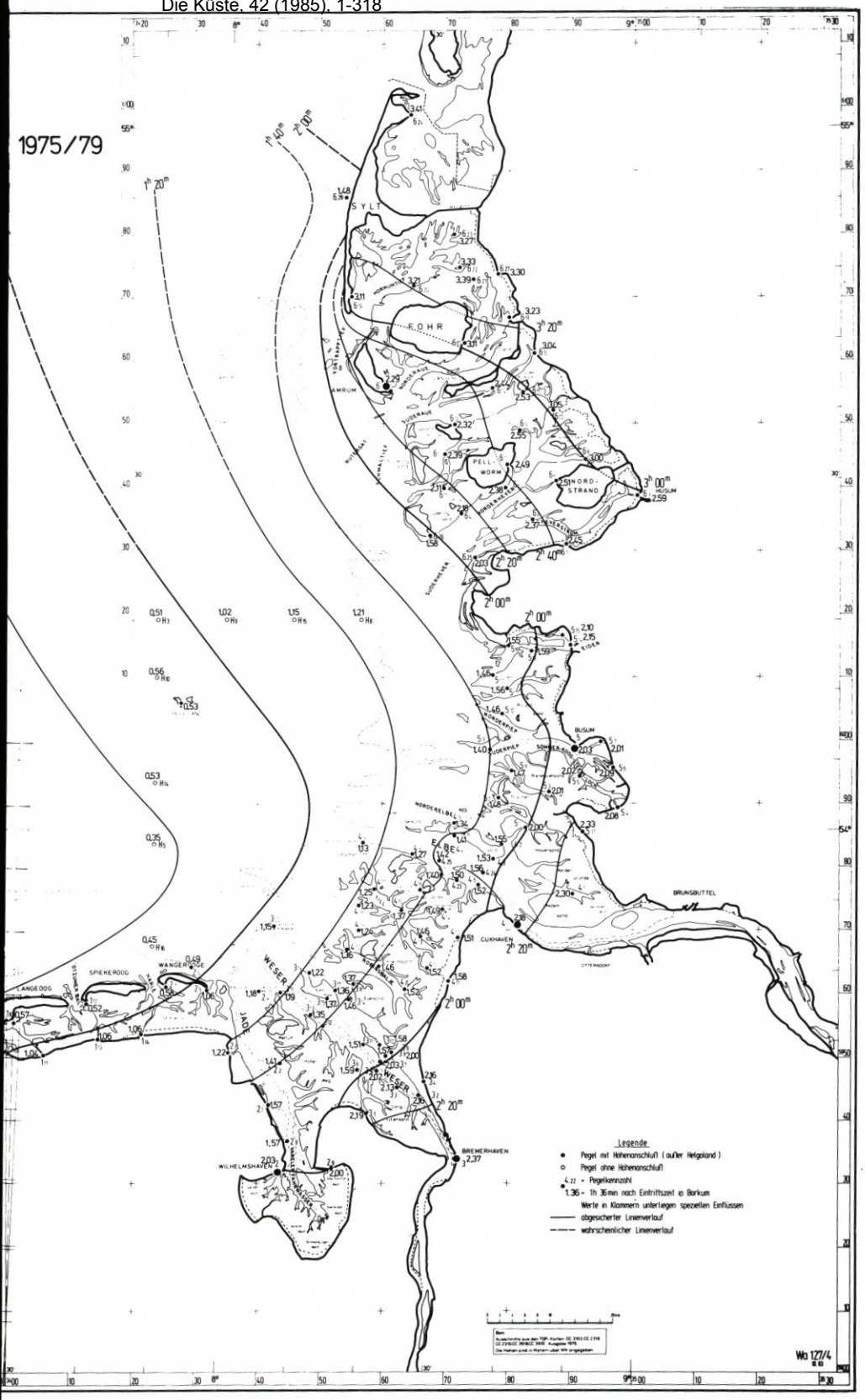


Abb. 8. Linien gleicher Thw-Eintrittszeiten 1975/79, angegeben in 20-Minuten-Intervallen nach Eintritt in Borkum-Südstrand


1975/79
SYLT
FÖHR
AMRUM
PELLWORM
NORDSTRAND
HUSUM
BUSUM
BRUNSBÜTTEL
CUXHAVEN
BREMERHAVEN
WILHELMSHAVEN
SPIEKEROOG
LANGEOOG
WANGEROOGE
Legende
Pegel mit Höhenanschluß (außer Helgoland)
Pegel ohne Höhenanschluß
Pegelkennzahl
1.36 = 1h 36min nach Eintrittszeit in Borkum
Werte in Klammern unterliegen speziellen Einflüssen
abgesicherter Linienverlauf
wahrscheinlicher Linienverlauf
Wa 127/4

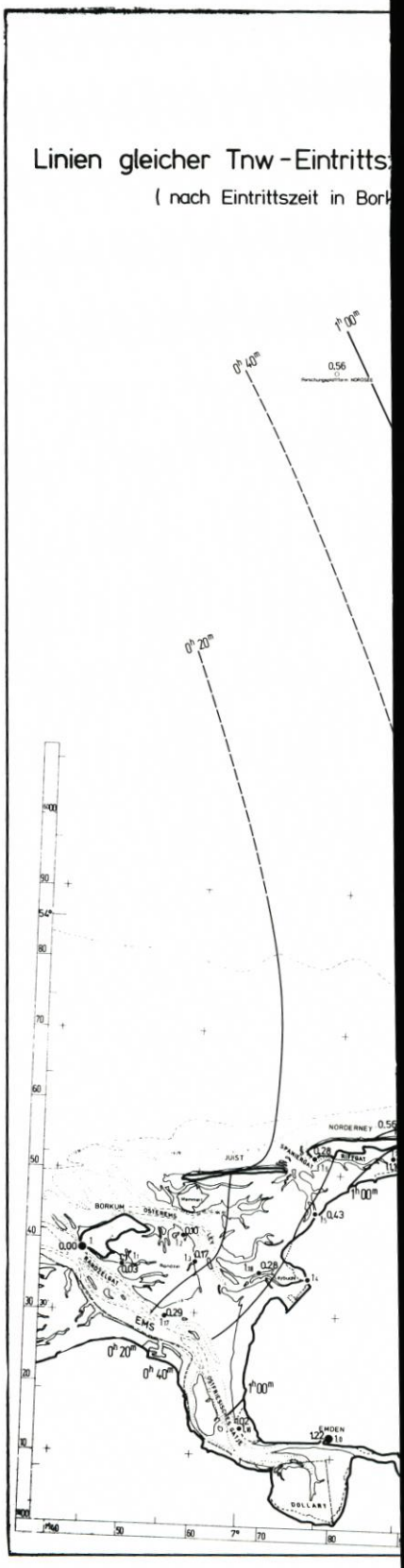
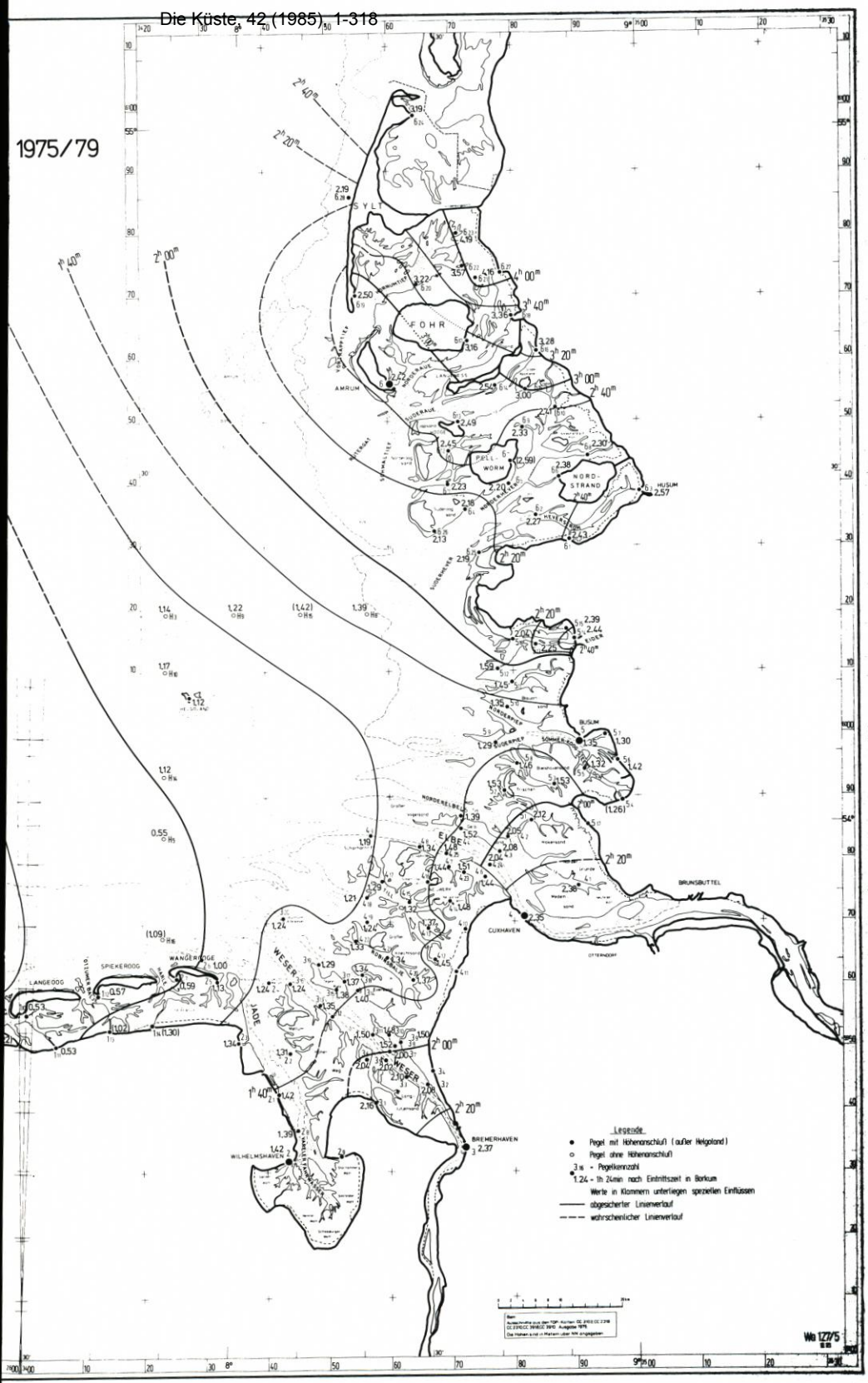


Abb. 9. Linien gleicher Tnw-Eintrittszeiten 1975/79, angegeben in 20-Minuten-Intervallen nach Eintritt in Borkum-Südstrand. (Zur Erhöhung der Übersichtlichkeit sind die Linien auch über die trockenfallenden Wattflächen gezeichnet)


1975/79
SYLT
FÖHR
AMRUM
PELLWORM
NORDSTRAND
HUSUM
BUSUM
EIDER
ELBE
NORDERELBE
SÜDERELBE
WESER
JADE
CUXHAVEN
BRUNSBÜTTEL
OTTERNDORF
BREMERHAVEN
WILHELMSHAVEN
WANGEROOGE
SPIEKEROOG
LANGEOOG
Legende
Pegel mit Höhenanschluß (außer Helgoland)
Pegel ohne Höhenanschluß
3 is - Pegelkennzahl
1.24 - 1h 24min nach Eintrittszeit in Borkum
Werte in Klammern unterliegen speziellen Einflüssen
abgesicherter Linienverlauf
wahrscheinlicher Linienverlauf

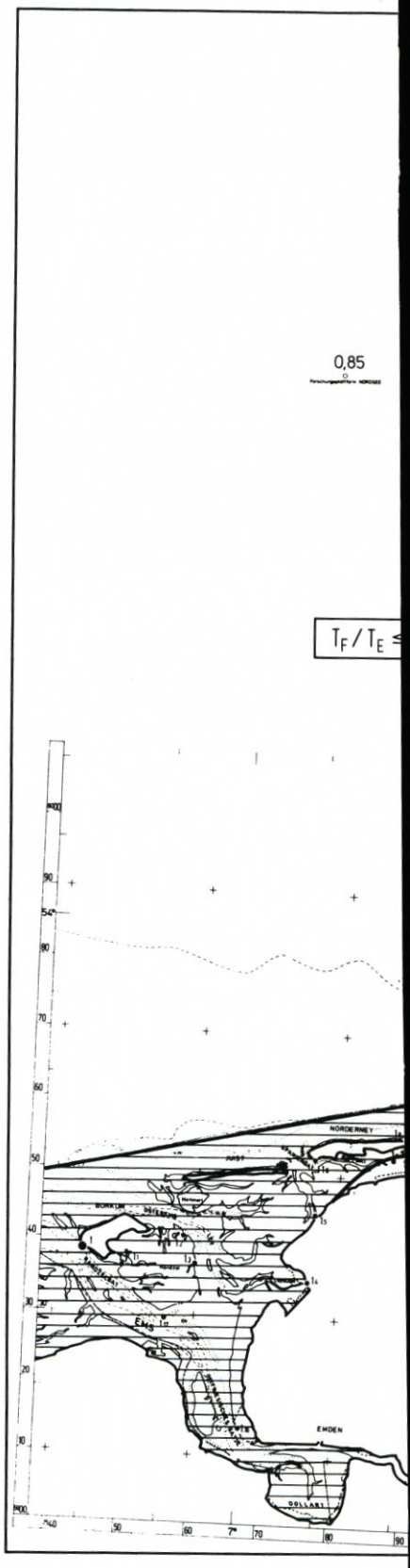
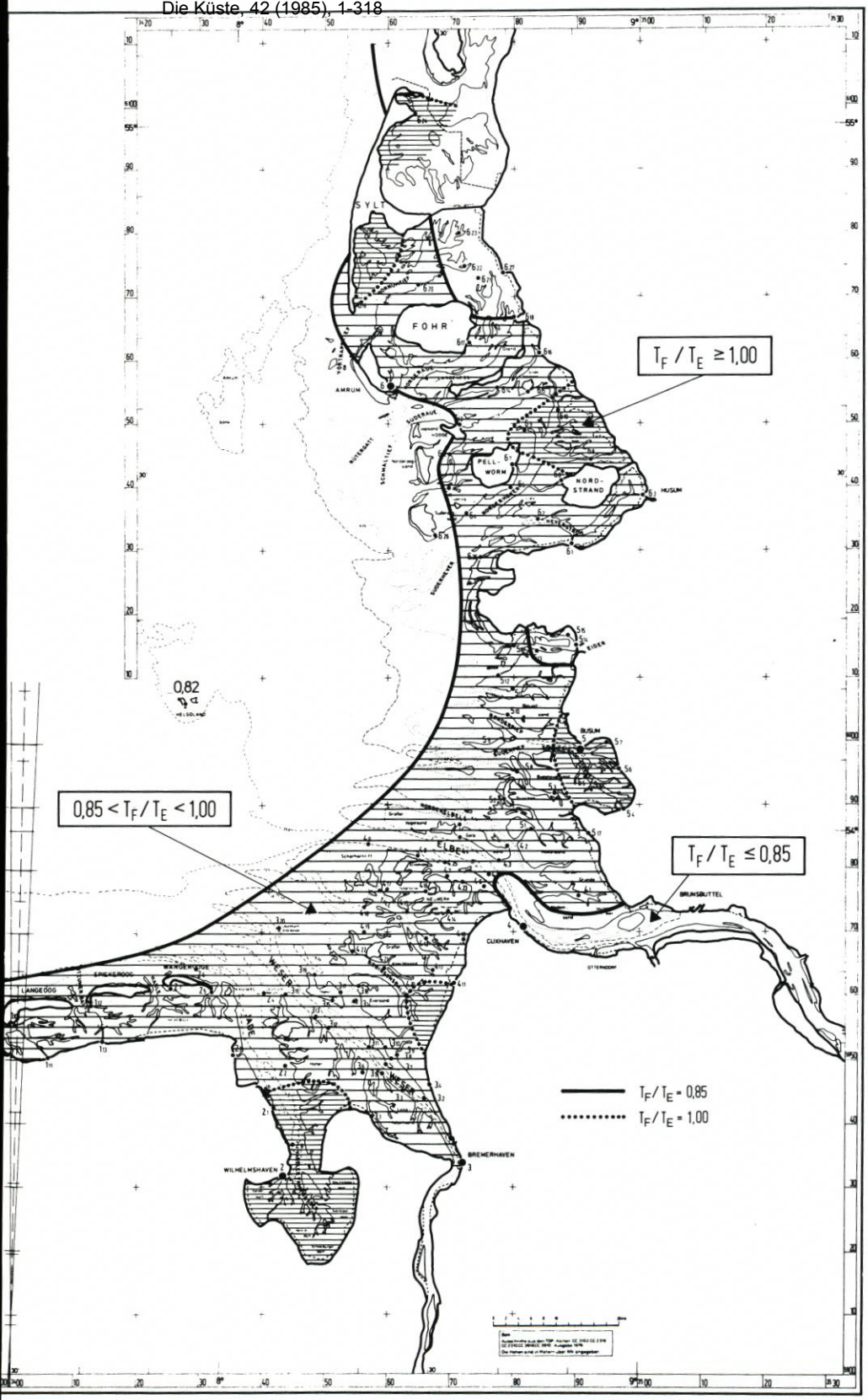


Abb. 10. Verhältnis der mittleren Flut- und Ebbedauer T_F/T_E, dargestellt als Flächen mit $T_F/T_E < 0{,}85$, T_F/T_E zwischen 0,85 und 1,0 und $T_F/T_E > 1{,}0$


$T_F / T_E \geq 1,00$
$0,85 < T_F / T_E < 1,00$
$T_F / T_E \leq 0,85$
$T_F / T_E = 0,85$
$T_F / T_E = 1,00$
SYLT
FÖHR
AMRUM
PELL. WORM
NORD-STRAND
HUSUM
BUSUM
ELBE
CUXHAVEN
BRUNSBÜTTEL
LANGEOOG
WANGEROOGE
WILHELMSHAVEN
BREMERHAVEN
0,82
HELGOLAND

gleicher MThw und MTnw. Sie zeigen nach SO zunehmende MThw und MThb und nach O absinkende MTnw. (Aus dem Zusammenhang dieser Linien ist abzuleiten, daß das Helgoländer Null bisher rd. 2 dm zu hoch angenommen wurde.) Die MThw-Eintrittszeiten versetzen von SW nach NO, diejenigen der MTnw dagegen von W nach O und dann drehend nach N und damit als einzige Darstellung auf eine denkbare „Drehtide" hinweisend.

Im Gebiet der äußeren Deutschen Bucht arbeitet als einziger der höhenmäßig ebenfalls unbekannte Pegel auf der Forschungsplattform Nordsee. Mit Hilfe seiner für dieses Projekt speziell ausgewerteten Daten lassen sich die Linien gleicher MThb und gleicher Thw- und Tnw-Eintrittszeiten recht sicher bis in dieses Gebiet extrapolieren. Das Verhältnis T_F/T_E = 0,85 stärkt wesentlich die Aussagen über die Asymmetrie der Tidekurven in der südöstlichen Nordsee. Diese Tatsache und die nur 40 min betragende MThw-Eintrittszeit-Differenz zu Borkum sind Hinweise auf einen Tideablauf in diesem Gebiet, der sich von den bisherigen Vorstellungen unterscheidet (Kap. 3.2).

3.1.3 Folgerungen aus den Werten T_F/T_E

Im Rahmen der Auswertungen wurde für alle Pegel, die auch Tnw schreiben, das Verhältnis T_F/T_E der mittleren Flut- zur mittleren Ebbedauer gebildet. Wie erwähnt, liegen diese Werte in der Deutschen Bucht unter 0,85 (Abb. 10). Die Stationen im äußeren Wattgebiet zeigen Werte um 0,90, also

$$T_F/T_E = 0{,}90 \text{ bei } T_F + T_E = 12.25 \text{ h}$$

und somit

$$T_F = 5.55 \text{ h}; T_E = 6.30 \text{ h}$$

Es gibt aber mit den Minima bei 0,70 und Maxima bei 1,10 in Küstennähe nicht nur Tiden mit wesentlich kürzerer, sondern auch mit wesentlich längerer Flut- als Ebbedauer. Dafür bestehen natürlich Erklärungen; eine solche soll für eine bestimmte Konstellation gegeben werden:

Zwischen zwei durch einen Wattrücken getrennten Prielsystemen herrscht während mehr oder weniger langer Tidezeit Kommunikation, die in einem Wasseraustausch resultiert, der am besten durch den Reststrom erkennbar wird (GÖHREN, 1968). Zur Feststellung der Reststromrichtung zwischen benachbarten Prielen kann ein Vergleich der T_F/T_E-Werte dienen:



In beiden haben sich – gesteuert durch die seewärtigen Wasserspiegelgefälle und die Topographie – gewisse Verhältnisse T_F/T_E eingestellt, die ähnlich, aber nicht unbedingt gleich sind. Im Wasser abgebenden Priel ist aber die Flut- größer als die Ebbewassermenge, im aufnehmenden Priel umgekehrt. Der Reststrom muß nunmehr dazu führen, daß das Verhältnis T_F/T_E in ersterem Priel größer als im zweiten sein muß. Denn entsprechend wird die Ebbewassermenge reduziert, und zur Entwässerung ist nur eine kürzere Ebbedauer erforderlich.

Der Vergleich benachbarter Priele gestattet also die Zuordnung in flut- oder ebbedomi-

nierte Systeme. Besonders klar wird dies auf Abb. 10 – trotz mangelhafter Belege mit Daten – hinter den Ostfriesischen Inseln für den bekannten Reststrom von W nach O.

In den Prielsystemen zwischen Weser und Elbe herrschen sehr komplexe Reststromverhältnisse (GÖHREN, 1968; KOCH und LUCK, 1973), die nur in Ausnahmen eine solche Zuordnung wie oben gestatten. Dies ist erst wieder eindeutig im Raum Büsum, der Außeneider, um Pellworm und zwischen Amrum und der Küste möglich.

Sämtliche Ergebnisse stimmen mit den Reststromangaben bei SIEFERT et al. (1980) überein.

3.1.4 Eintrittszeiten vor langgestreckten Inseln

In der Deutschen Bucht wird an der Süd- und Ostküste der Übergang auf ausgedehnte Wattgebiete durch mehrere langgestreckte Inseln gekennzeichnet. Je nach der „Fortschrittsrichtung" der Thw- und Tnw-Eintrittszeiten entstehen unterschiedliche Phasenverschiebungen vor und hinter den Inseln und auch entlang der gestreckten Seeseite. Die Skizzen auf Abb. 11 zeigen qualitativ das Resultat:

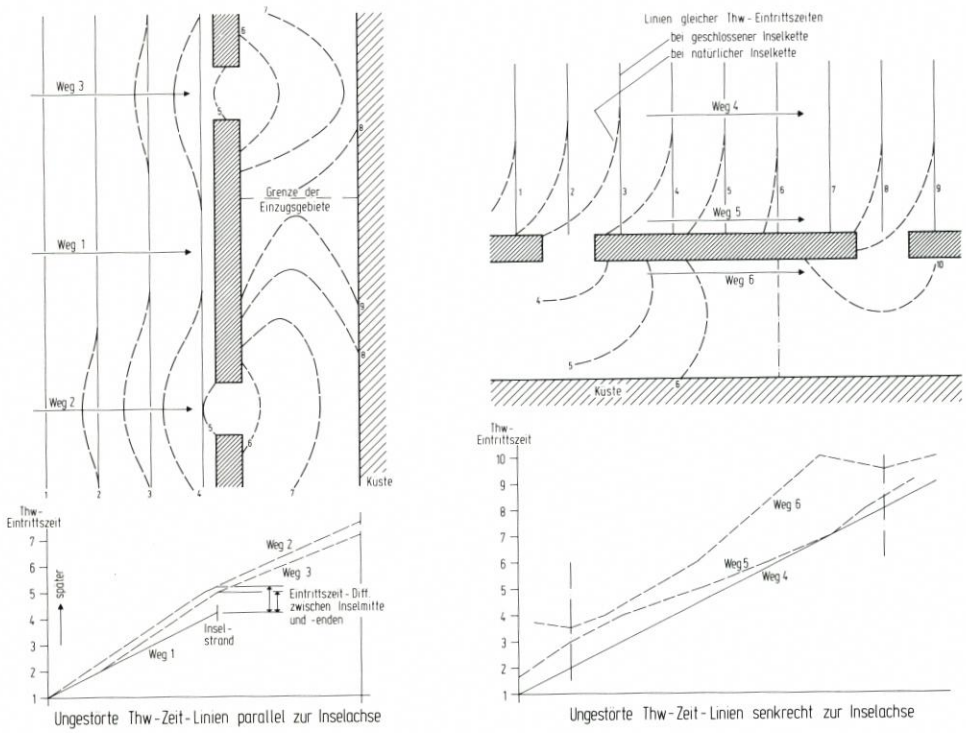


Abb. 11. Zwei schematische Darstellungen für die Thw-Eintrittszeit-Entwicklung hinter langgestreckten Inseln

Liegen die Linien gleicher Eintrittszeit parallel zur Insel, so treten die Scheitel vor deren Mitte zuerst ein, während an den Inselenden erhebliche Verzögerungen dadurch entstehen, daß Energie in die weiter zurückliegenden Prieleinzugsgebiete transferiert wird. So entstehen zusätzliche Gefälle vor der Insel von deren Mitte nach beiden Seiten hin, die recht lange anhalten können, da an den Inselenden die Thw weniger hoch auflaufen dürften.

Das Schema gilt für die Thw- wie die Tnw-Eintrittszeiten; nur sind um Tnw die Gefälle vor der Insel entgegengesetzt zu denen um Thw. Beispiel Sylt auf Abb. 8 und 9.

Liegen die Linien gleicher Eintrittszeit senkrecht zur Inselachse, entsteht ein etwas komplizierteres Bild (Abb. 11) mit dem Effekt, daß das Thw wie das Tnw vor der Insel auf eine längere Strecke etwa gleichzeitig eintreten können. Für das Beispiel Juist und Norderney auf Abb. 8 und 9 hat dies bereits WALTHER (1949) bei der Auswertung von Pegelmessungen aus den Jahren 1930/32 festgestellt. Über eine seiner Darstellungen gibt es zudem Vergleichsmöglichkeiten zwischen den Linien gleicher Thw-Eintrittszeiten von Borkum bis Baltrum (Abb. 12). Danach zeigen beide Auswertungen im Gebiet zwischen den Inseln und der Küste weitgehend übereinstimmenden Verlauf. Vor den Inseln allerdings differieren die Ergebnisse um bis zu 20 min, wobei die Lage der Linien wegen fehlender Daten nach Norden immer unsicherer wird. Ob die Unterschiede schon Veränderungen innerhalb von 45 Jahren dokumentieren, bleibt ungewiß.

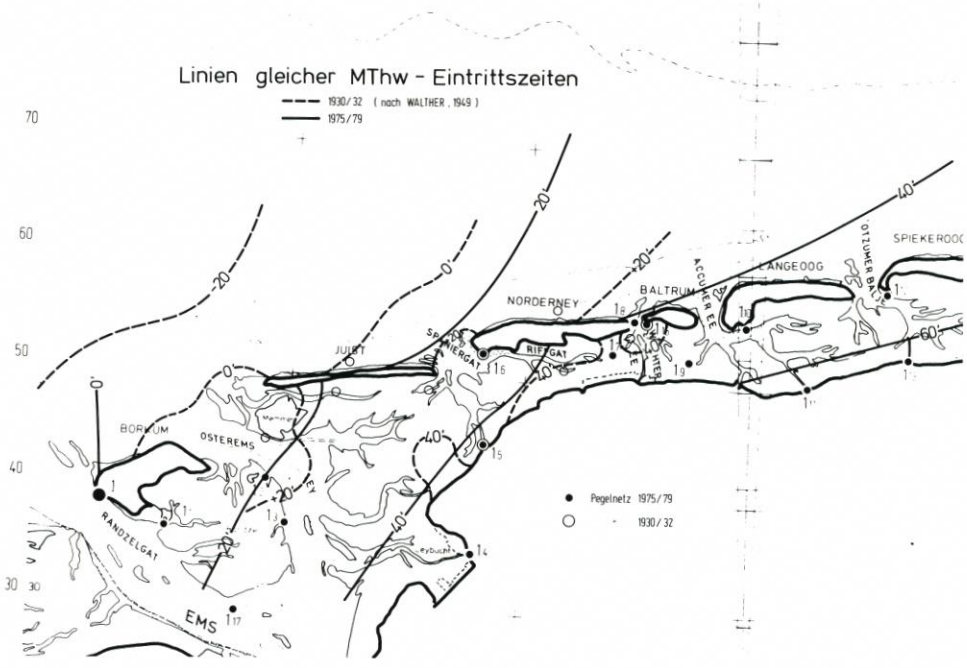


Abb. 12. Linien gleicher Thw-Eintrittszeiten von Borkum bis Langeoog für 1930/32 (nach WALTHER, 1949, gestrichelt) und für 1975/79 (durchgezogen)

3.1.5 Mittlere Tidekurven

Im Rahmen der Arbeiten wurden mittlere Tidekurven erarbeitet, und zwar

- für **1975/79** an
  - 73 Orten durch Berechnung wie unter Kapitel 2 beschrieben
  - 15 Orten durch Umrechnung mittlerer Tidekurven aus dem WSA Bremerhaven auf den Bearbeitungszeitraum
  - 18 Orten durch Umrechnung mittlerer Tidekurven aus dem Strom- und Hafenbau (SIEFERT, 1973) auf den Bearbeitungszeitraum

- für **1931/35** an 2 Orten (Wilhelmshaven, Cuxhaven)
- für **1918/19** an 2 Orten (Hörnum, Osterley Süd)
- für **1906/10** an einem Ort (Cuxhaven)

Abb. 13 gibt einige Beispiele (a bis f), um das Spektrum der vor unserer Nordseeküste üblichen Tidekurven aufzuzeigen:

Borkum-Südstrand (1.)	als „normale" Tide, MThb = 228 cm, T_F kleiner als T_E, glatter Kurvenverlauf
Wilhelmshaven-Alter Vorhafen (2.)	als Kurve mit dem größten MThb (377 cm) und dem niedrigsten MTnw; T_F größer als T_E
Hörnum (6.19)	als Kurve mit dem kleinsten MThb (199 cm), sehr breitem Thw-Scheitel und etwa gleich langer T_F und T_E
Osterley (6.23)	als Kurve mit dem kürzesten T_F (2.19 h kürzer als T_E)
Deichsiel Sommerkoog Steertloch (5.4)	als Kurve mit unregelmäßigem Tnw-Bereich, weitgehend konkavem Flutast und dem längsten T_F (0.51 h länger als T_E)
Bensersiel (1.11)	als Kurve mit unregelmäßigem Flutast und sehr kurzem Thw-Scheitelbereich

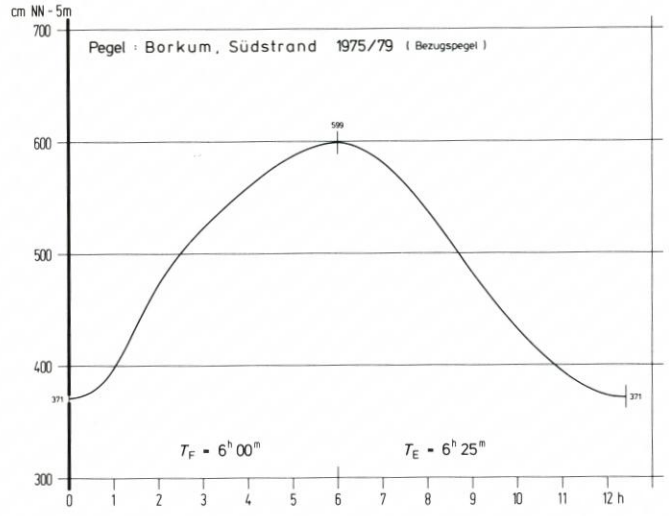
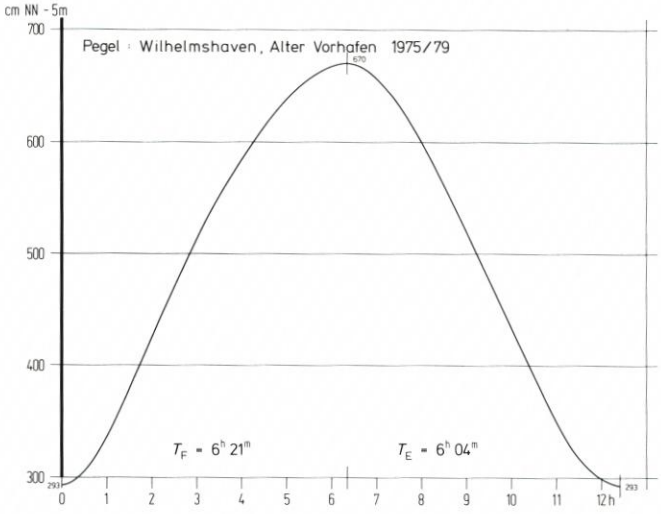


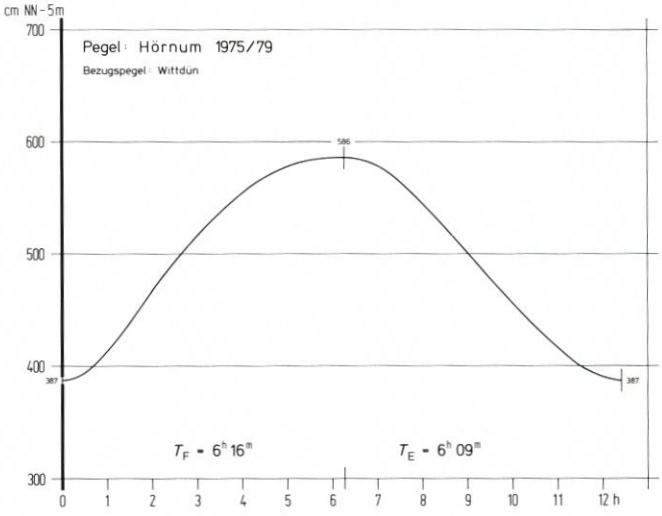
Abb. 13a bis 13g. Mittlere Tidekurven für den Zeitraum 1975/79

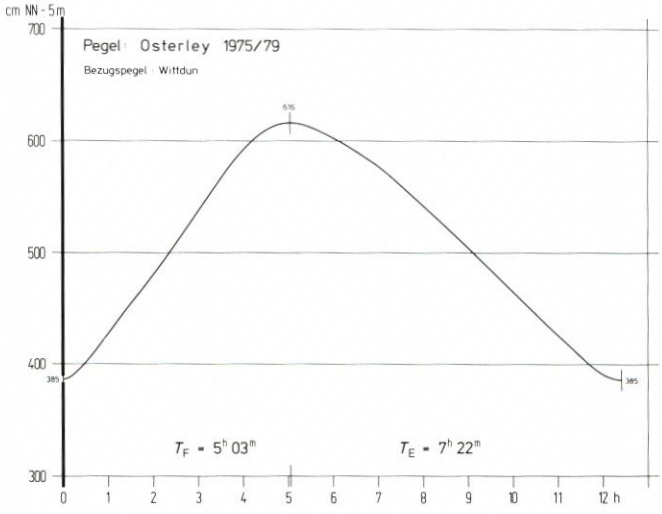
Abb. 13g zeigt diese sechs Tidekurven übereinander.

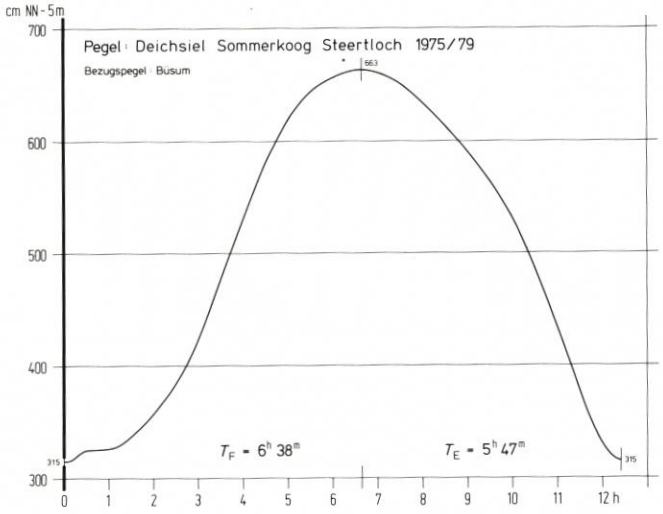
Da die Kurven (insgesamt 111) hier nicht komplett veröffentlicht werden können, ist der Hinweis angebracht, daß sie selbstverständlich über das KFKI jedem Benutzer zur Verfügung gestellt werden. Einige Zeichnungen enthalten Korrekturen des PN, wie sie sich aus der Bearbeitung nachträglich ergeben haben. Im übrigen wurden höhenstabile Rohrfestpunkte und korrekte Anschlußnivellements vorausgesetzt.

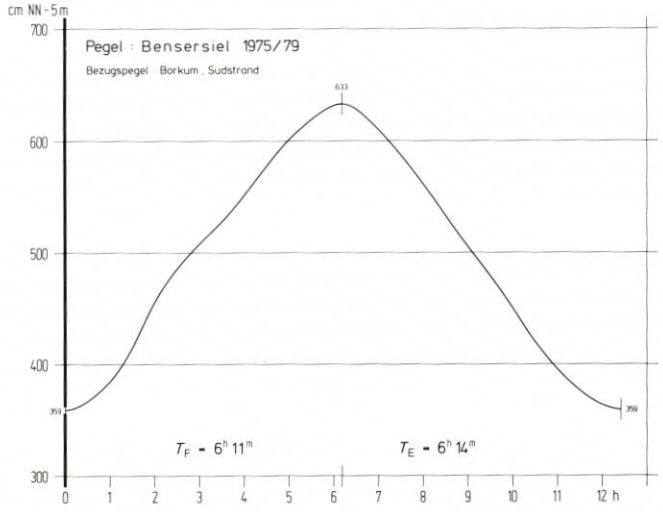
Die mittleren Tidekurven liefern einzeln interessante Aufschlüsse über örtliche Gegebenheiten und gestatten so z. B. auch das genauere Kalibrieren etwaiger Modelle. Darüber hinaus können mit ihrer Hilfe aber auch flächenhaft „Momentaufnahmen" der Tidewasserstände

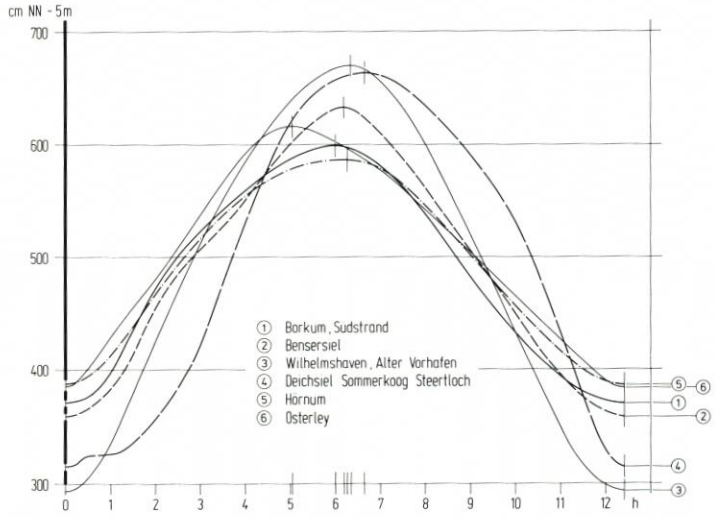

cm NN - 5m
Pegel : Wilhelmshaven, Alter Vorhafen 1975/79
700
600
500
400
300
670
293
293
T_F = 6h 21m
T_E = 6h 04m
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 h


cm NN - 5m
Pegel : Hörnum 1975/79
Bezugspegel : Wittdün
700
600
500
400
300
586
387
387
T_F = 6h 16m
T_E = 6h 09m
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 h


cm NN - 5m
Pegel : Osterley 1975/79
Bezugspegel : Wittdün
700
600
500
400
300
616
385
385
T_F = 5h 03m
T_E = 7h 22m
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 h


cm NN - 5m
Pegel : Deichsiel Sommerkoog Steertloch 1975/79
Bezugspegel : Büsum
663
315
315
T_F = 6h 38m
T_E = 5h 47m
700
600
500
400
300
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 h


cm NN - 5m
Pegel : Bensersiel 1975/79
Bezugspegel : Borkum, Südstrand
633
359
359
T_F = 6h 11m
T_E = 6h 14m
700
600
500
400
300
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 h


cm NN - 5m
① Borkum, Südstrand
② Bensersiel
③ Wilhelmshaven, Alter Vorhafen
④ Deichsiel Sommerkoog Steertloch
⑤ Hörnum
⑥ Osterley
700
600
500
400
300
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 h

hergestellt werden, da ihre zeitliche Lage zueinander für sämtliche Pegel bestimmt und auf Borkum bezogen wurde (Abb. 8 und 9).

3.2 Der Tideablauf im Küstenvorfeld und in der Deutschen Bucht

3.2.1 Darstellung nach der Auswertung der Aufzeichnungen von 133 Pegeln

Die Kenntnis der Zeitverschiebungen gegen Borkum (Abb. 8 und 9) für über 100 Tidekurven im Küstenvorfeld und deren bekannte Höhen gestatten erstmals, durch ausreichend dichte Messungen abgesicherte „Momentaufnahmen" mit Linien gleicher Wasserstände vorzulegen (Abb. 14 bis 19). Um auch die Deutsche Bucht in die Betrachtungen einbeziehen zu können, wurden Erkenntnisse aus Daten der Pegel Helgoland und Forschungsplattform Nordsee sowie der DEBEX-Pegel (WIESE, 1982) einbezogen, wie sie bereits in Abb. 7 bis 10 berücksichtigt wurden.

Z. Zt. Tnw_{BOR} (Abb. 14):

Um Tnw_{BOR} bildet sich in der südlichen Deutschen Bucht eine 130 km lange (von W nach O) und 50 km breite Zone aus, in der zeitgleich mit Borkum Wasserstände derselben Höhe auftreten. Sie schließt die Außenems bis zum Dollart ein. Im S und O wird sie durch höhere Ebbewasserstände im Küstenbereich begrenzt. Schon bei Helgoland muß auf Grund der nach N abnehmenden Thb (Abb. 7) diese Fläche ebenfalls von höheren Wasserständen umgeben werden. – Im nordfriesischen Wattgebiet herrschen andere Ebbeverhältnisse mit starken, nach WSW gerichteten Gefällen. Das Bild läßt insgesamt den Schluß zu, daß um Tnw_{BOR} die südliche Deutsche Bucht durch Ebbewassermengen von S, SO, O und NO gefüllt wird.

Z. Zt. Tnw_{BOR} + 2 h (Abb. 15):

Zwei Stunden später erreicht die Flut bereits den Jadebusen, die Außenweser bis Hoheweg, die Außenelbe bis Gelbsand und das Gebiet südwestlich von Eiderstedt. Soweit konstruierbar, verlaufen die Linien gleicher Wasserstände vor den Ostfriesischen Inseln in N-S-Richtung, hinter den Inseln von NO nach SW, um östlich der Linie Wangerooge–Helgoland allgemein in NNO-SSW-Richtung zu drehen. Sehr deutlich kommen die Unterschiede im Tidegeschehen zwischen Weser und Elbe einerseits (noch ablaufende Ebbewassermengen) und Jadebusen und Dithmarscher Bucht andererseits zum Ausdruck: Die vergleichsweise wesentlich kleineren Ebbewassermengen können aus diesen Buchten sehr schnell ablaufen und führen daher zu sehr niedrigen Tnw in Wilhelmshaven und Büsum (Abb. 6) und Verhältnissen $T_F/T_E \geq 1$ (Abb. 10), die durch die sehr frühen Tnw-Eintrittszeiten hervorgerufen werden.

Es hat den Anschein, daß zu dieser Tidephase die Tide in den Heverströmen mit stromauf noch fallenden Wasserständen allmählich durch den langsamen Anstieg in der südlichen Deutschen Bucht beeinflußt wird, während Norderaue und Hörnumtief weiter nach SW entwässern. Zu dieser Zeit steht das Wasser südlich des Hindenburgdammes rd. 1,5 m höher als bei Nordstrand!

Z. Zt. 4 h nach Tnw_{BOR} (Abb. 16):

Zu dieser Tidephase ist (außer nordöstlich von Föhr) im gesamten Untersuchungsgebiet Flut. Vor den Ostfriesischen Inseln streckt sich eine Zunge mit höheren Wasserständen (etwa

40 km breit) von W nach O vor. Die Darstellung dokumentiert trotz gewisser Unsicherheiten eindeutig die Füllung des gesamten Raumes von der Ems bis zur Eider von W her. Mit abnehmender Wassertiefe werden die Gefälle in Stromrichtung deutlich größer. Die Linienführungen zeigen den relativ großen Wasserbedarf von Ems, Weser und Elbe. Der Gradient der Linien gleicher Wasserstände ist im Süden bis zur Robinsbalje nach SO, bis zur Norderelbe nach O und nördlich davon nach NO gerichtet, also auch noch in die Heverströme hinein. Zwischen Pellworm und Hindenburgdamm verläuft das Gefälle nach ONO.

Z. Zt. Thw_{BOR} = 6 h nach Tnw_{BOR} (Abb. 17):

Analog z. Zt. Tnw_{BOR} bildet sich 6 h später erneut eine fast identische Zone gleichen Wasserstandes in der südlichen Deutschen Bucht aus (vgl. Abb. 14). Diese schließt die Außenems, das Watt hinter den Ostfriesischen Inseln, den Jadebusen und das äußere Wattgebiet zwischen Norderelbe und Eiderstedt ein. Über den Flachwasserbereichen zwischen Wangerooge und Trischen entwickeln sich durch Energieumwandlung etwas höhere Wasserstände (bis 20 cm). Von hier weisen die Gefällerichtungen in die Weser, das Watt zwischen Weser und Elbe, in die Elbe und in das Watt bis zur Eider hinein. Von der Linie Helgoland–Eiderstedt nach N bzw. NO besteht ein ausgeprägtes Wasserspiegelgefälle von dem Plateau aus in Richtung auf das nordfriesische Wattgebiet.

Z. Zt. 2 h nach Thw_{BOR} (Abb. 18):

Zu dieser Tidephase herrscht seewärts der Linie Wilhelmshaven–Eiderstedt–Sylt Ebbe. Die konstruierbaren Linien gleicher Wasserstände verlaufen südlich der Verbindung Helgoland–Eiderstedt sehr gleichmäßig in Richtung NNO-SSW bis in die Flüsse hinein. Interessanterweise stimmen damit in dieser kritischen Tidephase Gradient und stauwirksamste Windrichtung genau überein! Im nordfriesischen Raum drehen die Linien in Richtung auf WSW-ONO. Insgesamt sind die Gefälle nicht sehr stark, was auf einen nur zögernd einsetzenden Ebbstrom schließen läßt. Dabei muß in der südlichen Deutschen Bucht WNW als Hauptstromrichtung angesetzt werden, vor den Heverströmen W und vor Amrum NW.

Z. Zt. 4 h nach Thw_{BOR} (Abb. 19):

Im gesamten Gebiet herrscht Ebbe. Während sich 4 h nach Tnw_{BOR} (oder 2 h vor Ausbildung des Thw-Plateaus) auf Abb. 16 eine Zunge mit hohen Wasserständen nach Osten vorstreckt, finden wir 4 h nach Thw_{BOR} (oder 2, 4 h vor Ausbildung des Tnw-Plateaus) eine ähnlich große Senke mit niedrigen Wasserständen. In diese hinein weisen die Gefälle vor der ostfriesischen Küste nach NW, von der Jade bis zur Robinsbalje nach NW, in der Außenelbe nach W, vor der schleswig-holsteinischen Küste nach WSW. Hier ist keinesfalls ein Gefällestrom in Richtung NW bis NNW zu erwarten, wie er in Verbindung mit der Amphidromie oft vorausgesetzt wird. Im Flachwasserbereich hinter den Ostfriesischen Inseln und zwischen Jade und Elbe sind die seewärtigen Gefälle sehr groß, ein Indiz für die dort verzögerte Tideentwicklung.

Schlußfolgerungen

Zusammenfassend läßt sich aus Abb. 2, 5 bis 10 und 14 bis 19 folgern:

- Das Untersuchungsgebiet liegt im Süden eines schwingenden Systems, das durch eine Amphidromie geprägt ist. Durch Flachwasser- und Ästuareinflüsse wird die amphidromische Bewegung verzerrt, wodurch eine Art Ablösungszone entsteht (Abb. 20).
- Um Tnw_{BOR} und Thw_{BOR} bildet sich in der südlichen Deutschen Bucht eine „zentrale

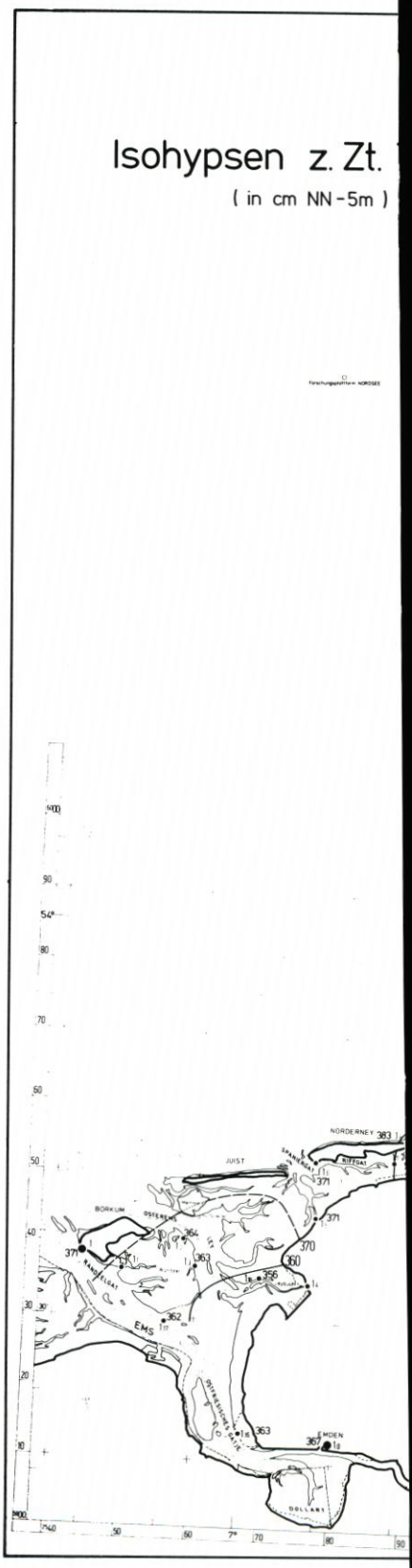
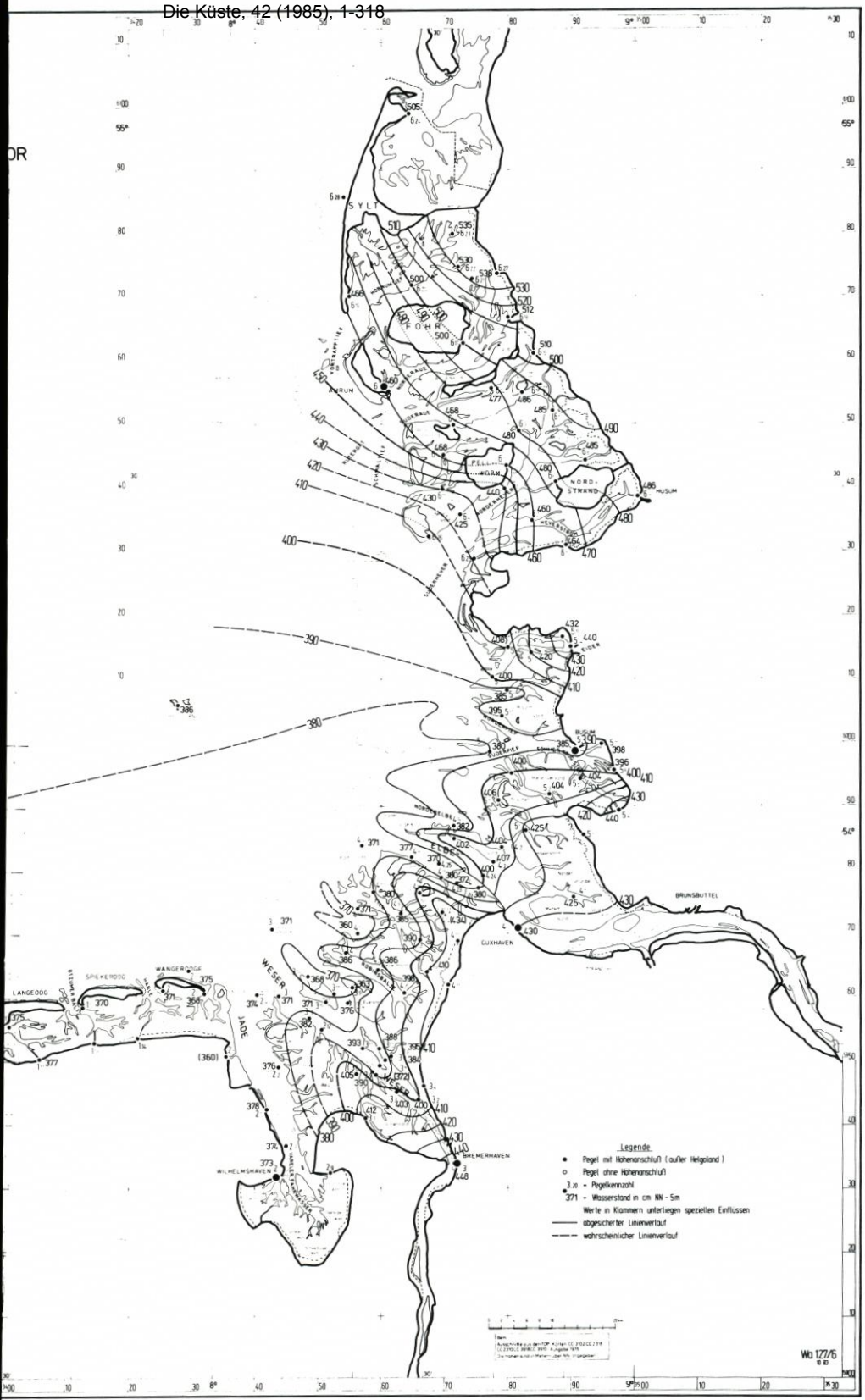


Abb. 14. Linien gleicher Wasserstände z. Zt. Tnw am Pegel Borkum-Südstrand, angegeben in cm NN – 5 m


SYLT
ÖHR
AMRUM
NORD-STRAND
HUSUM
BÜSUM
BRUNSBÜTTEL
CUXHAVEN
BREMERHAVEN
WILHELMSHAVEN
LANGEOOG
SPIEKEROOG
WANGEROOGE
WESER
JADE
Legende
Pegel mit Hohenanschluß (außer Helgoland)
Pegel ohne Hohenanschluß
3.20 - Pegelkennzahl
371 - Wasserstand in cm NN - 5m
Werte in Klammern unterliegen speziellen Einflüssen
abgesicherter Linienverlauf
wahrscheinlicher Linienverlauf
Wa 127/6

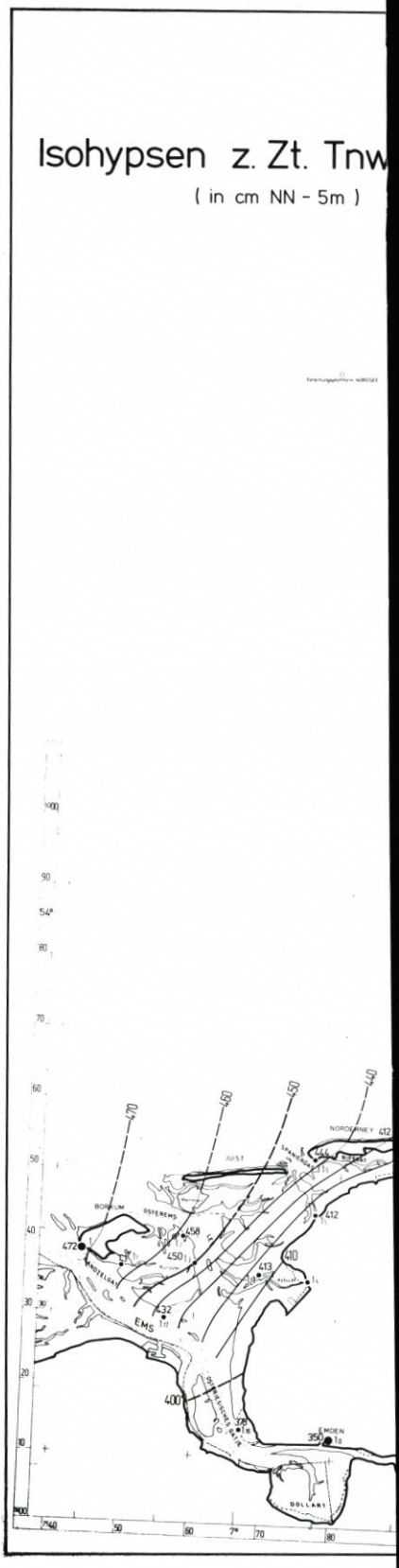
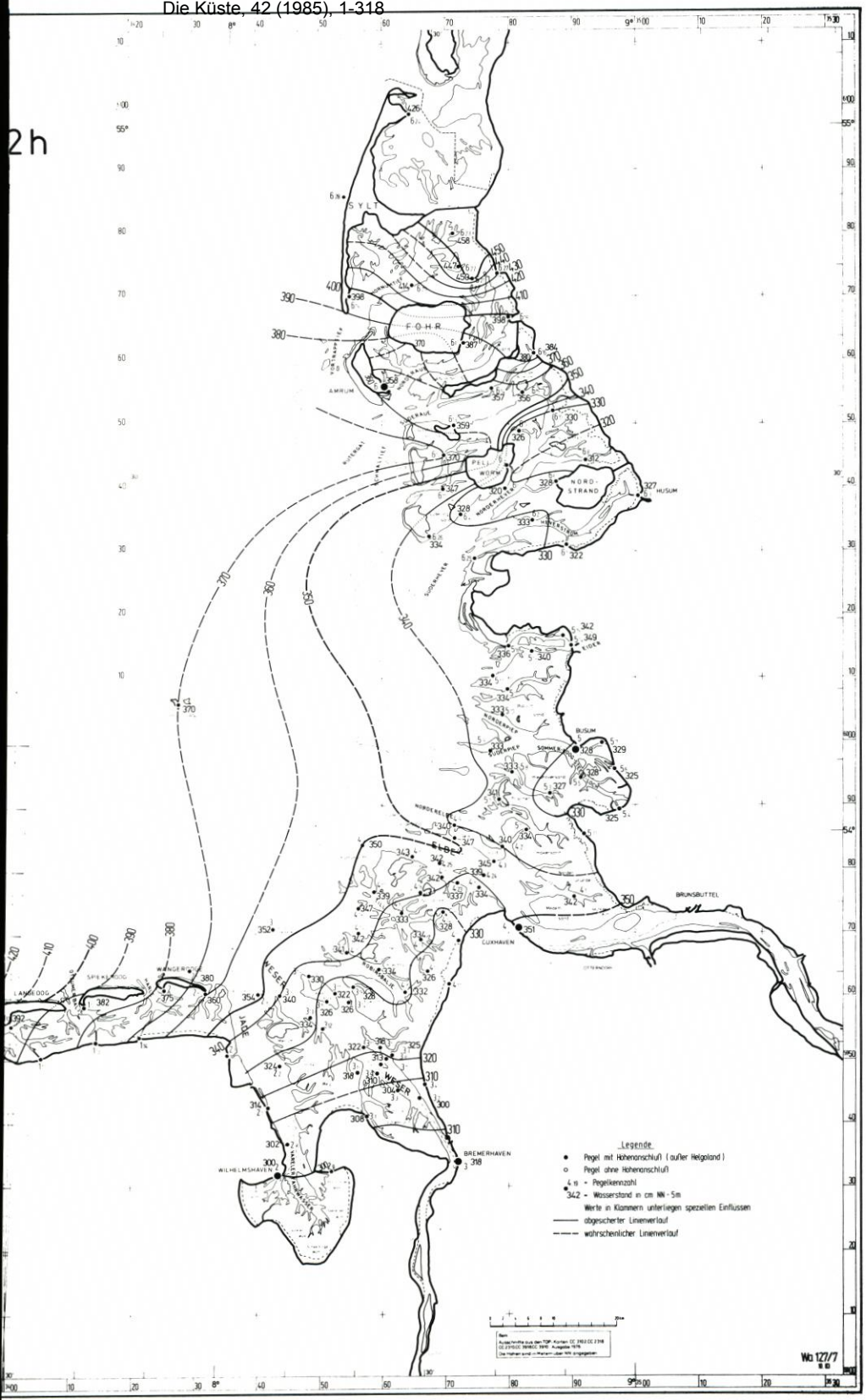


Abb. 15. Linien gleicher Wasserstände z. Zt. Tnw + 2 h am Pegel Borkum-Südstrand, angegeben in cm NN – 5 m

2h


SYLT
FÖHR
AMRUM
PELLWORM
NORD-STRAND
HUSUM
BUSUM
SÖDERHEVER
NORDERHEVER
SÜDERAUE
NORDERAUE
SÜDER-PIEP
NORDER-PIEP
SÜDER-GRUND
NORDER-GRUND
SÜDER-HAMM
NORDER-HAMM
SÜDER-REE
NORDER-REE
SÜDER-GRUNDE
NORDER-GRUNDE
SÜDER-HEVER
NORDER-HEVER
SÜDER-AUE
NORDER-A

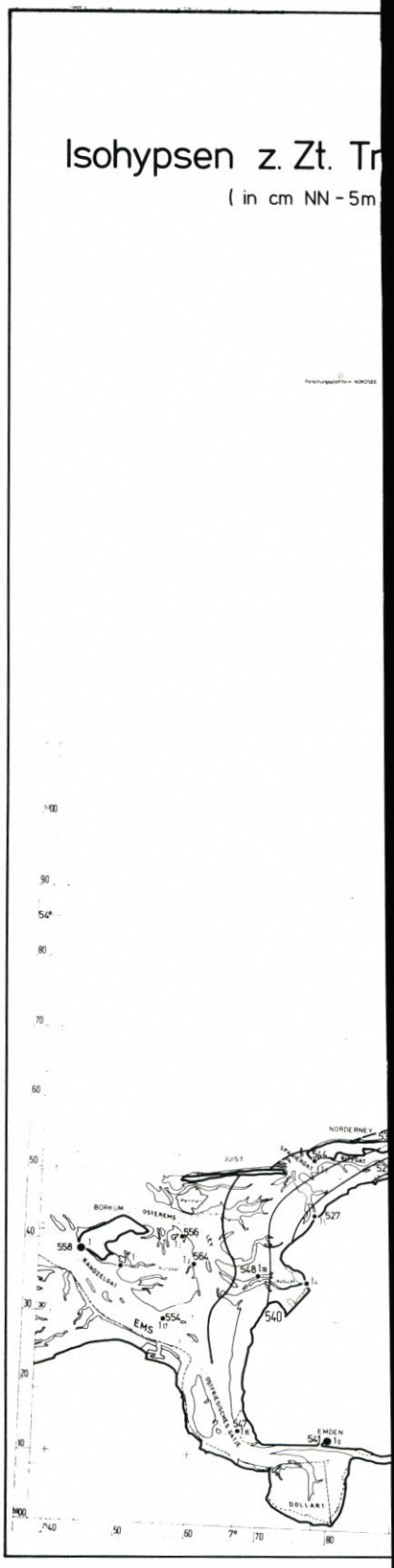
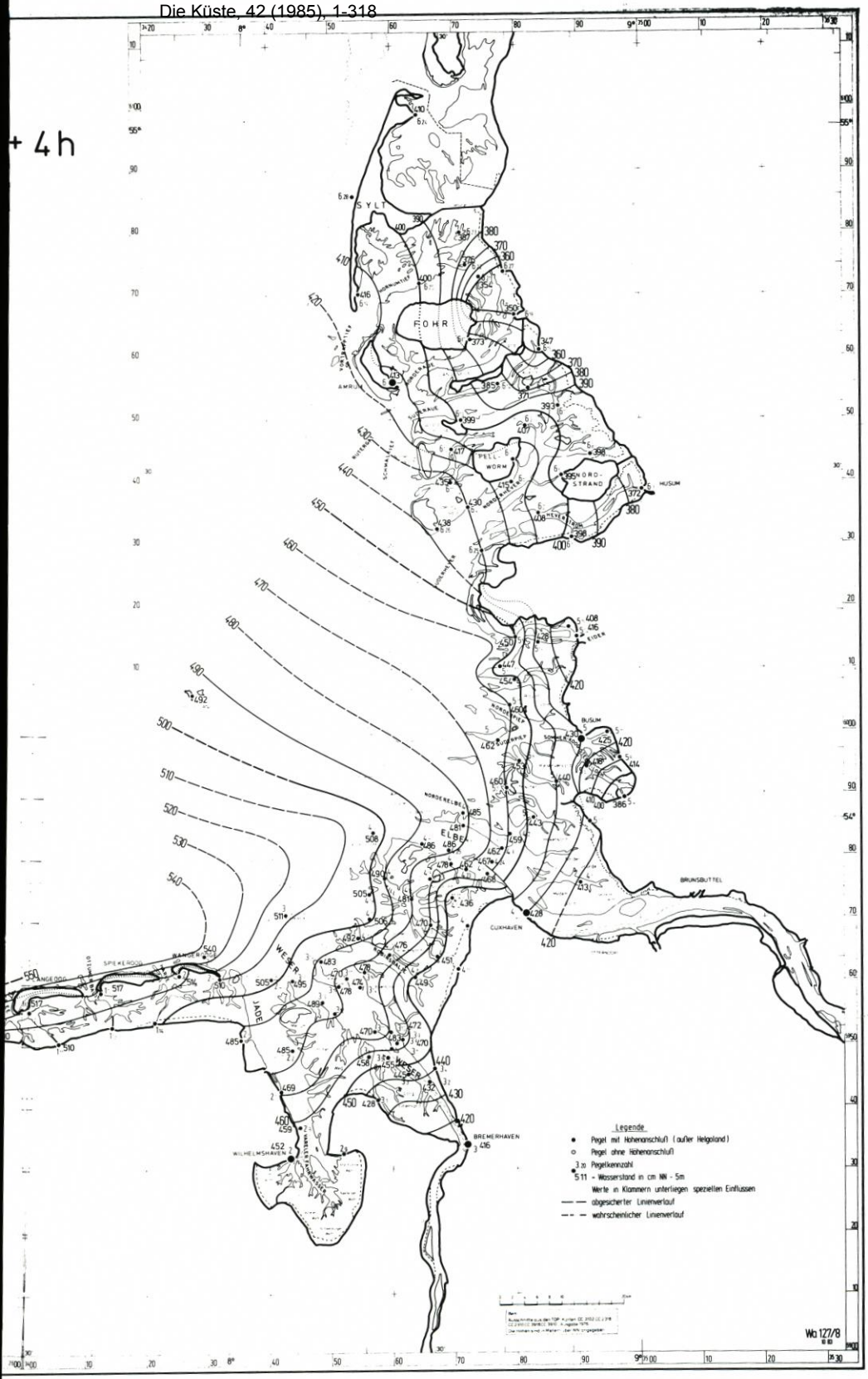


Abb. 16. Linien gleicher Wasserstände z. Zt. Tnw + 4 h am Pegel Borkum-Südstrand, angegeben in cm NN – 5 m

+ 4h


SYLT
FÖHR
AMRUM
HUSUM
NORD-STRAND
BÜSUM
BRUNSBÜTTEL
CUXHAVEN
BREMERHAVEN
WILHELMSHAVEN
JADE
WESER
ELBE
Legende
Pegel mit Hohenanschluß (außer Helgoland)
Pegel ohne Hohenanschluß
Pegelkennzahl
Wasserstand in cm NN - 5m
Werte in Klammern unterliegen speziellen Einflüssen
abgesicherter Linienverlauf
wahrscheinlicher Linienverlauf
Wo 127/78

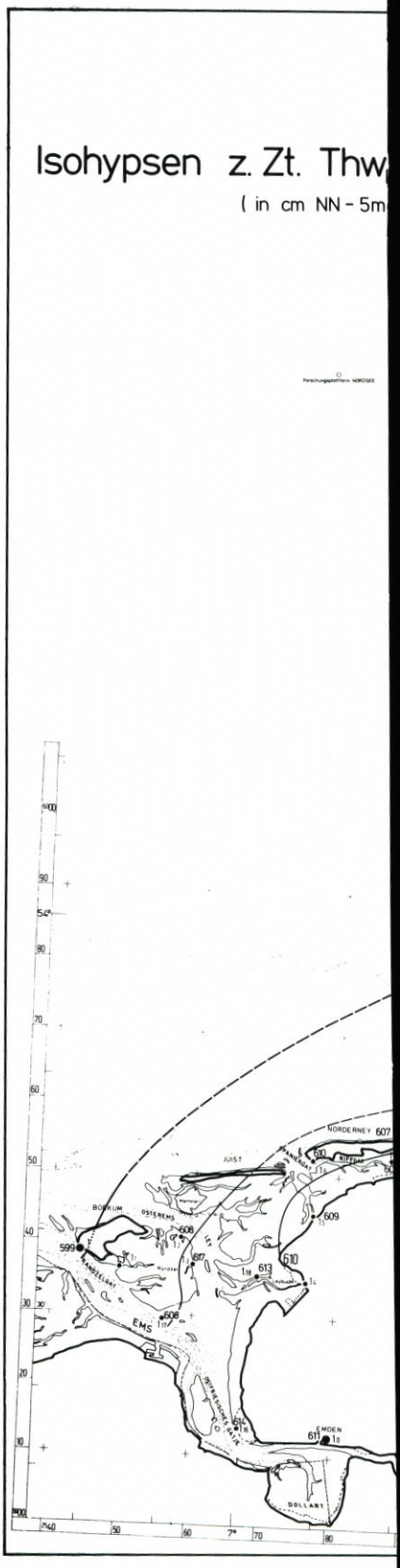
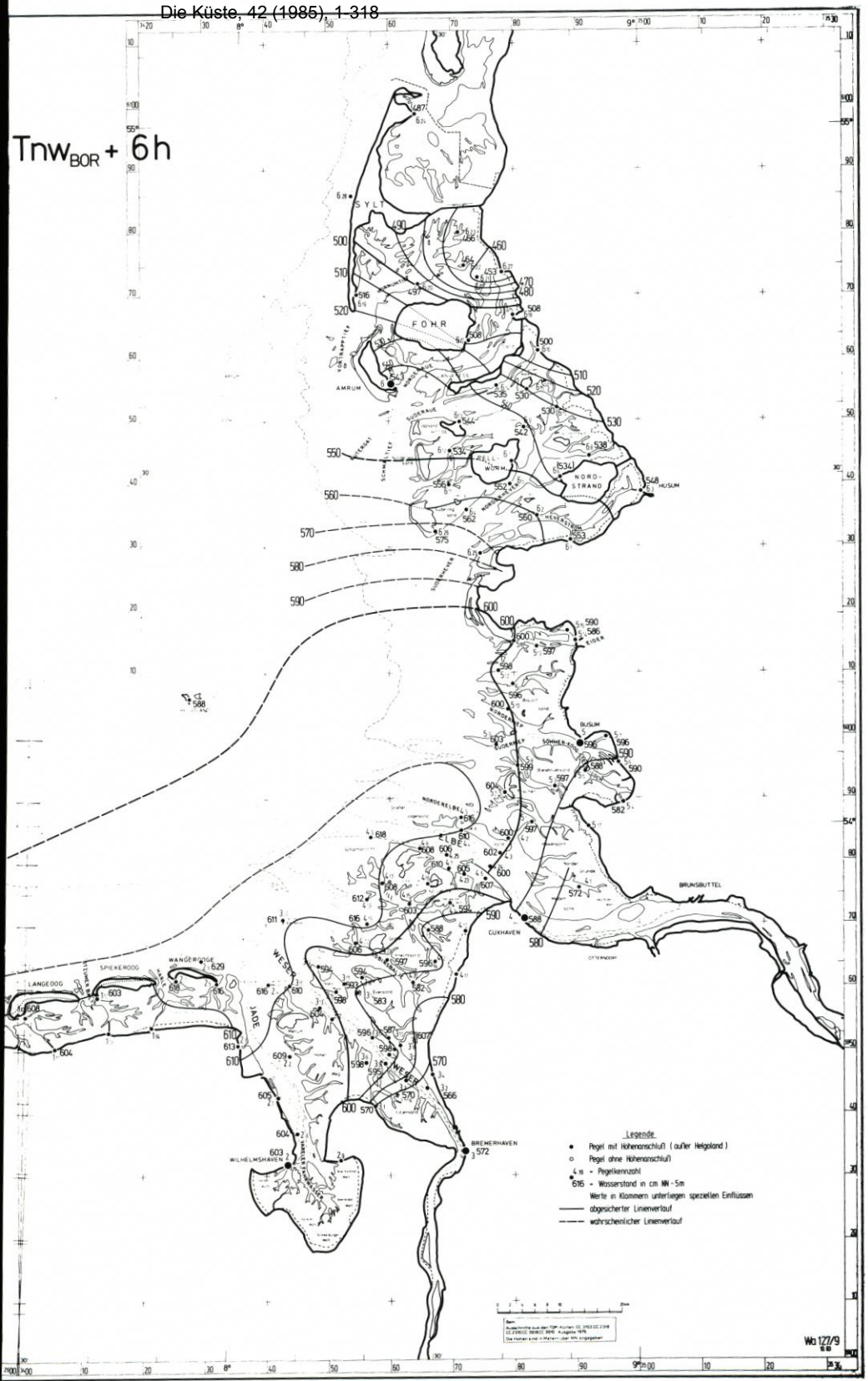


Abb. 17. Linien gleicher Wasserstände z. Zt. Thw (= Tnw + 6 h) am Pegel Borkum-Südstrand, angegeben in cm NN – 5 m


TnwBOR + 6h
SYLT
FÖHR
AMRUM
NORD-STRAND
HUSUM
BUSUM
BRUNSBÜTTEL
CUXHAVEN
BREMERHAVEN
WILHELMSHAVEN
LANGEOOG
SPIEKEROOG
WANGEROOGE
JADE
WESER
ELBE
Legende
Pegel mit Hohenanschluß (außer Helgoland)
Pegel ohne Hohenanschluß
Pegelkennzahl
616 - Wasserstand in cm NN - 5m
Werte in Klammern unterliegen speziellen Einflüssen
abgesicherter Linienverlauf
wahrscheinlicher Linienverlauf
Wa 127/9

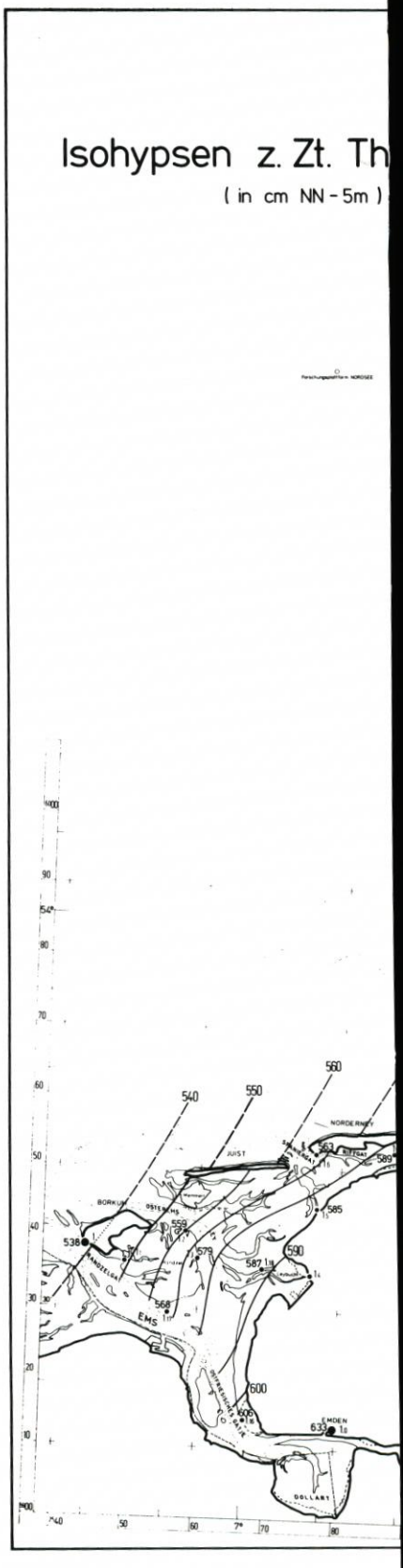
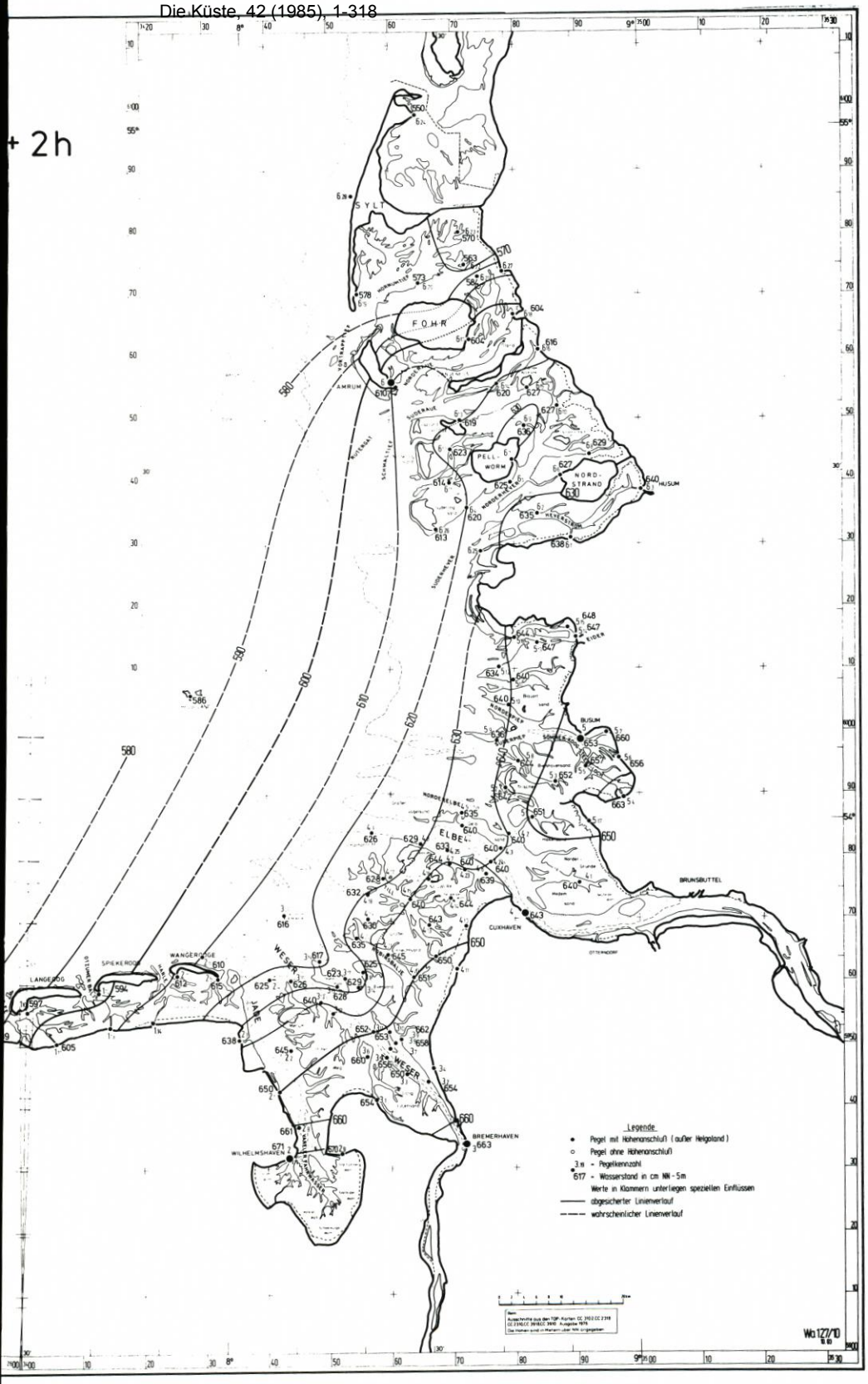


Abb. 18. Linien gleicher Wasserstände z. Zt. Thw + 2 h am Pegel Borkum-Südstrand, angegeben in cm NN – 5 m

+ 2h


SYLT
FÖHR
AMRUM
PELL-
WORM
NORD-
STRAND
HUSUM
BUSUM
BRUNSBÜTTEL
CUXHAVEN
BREMERHAVEN
WILHELMSHAVEN
WANGEROOGE
SPIEKEROOG
LANGEOOG
ELBE
WESER
Legende
Pegel mit Höhenanschluß (außer Helgoland)
Pegel ohne Höhenanschluß
3 m - Pegelkennzahl
617 - Wasserstand in cm NN - 5m
Werte in Klammern unterliegen speziellen Einflüssen
abgesicherter Linienverlauf
wahrscheinlicher Linienverlauf

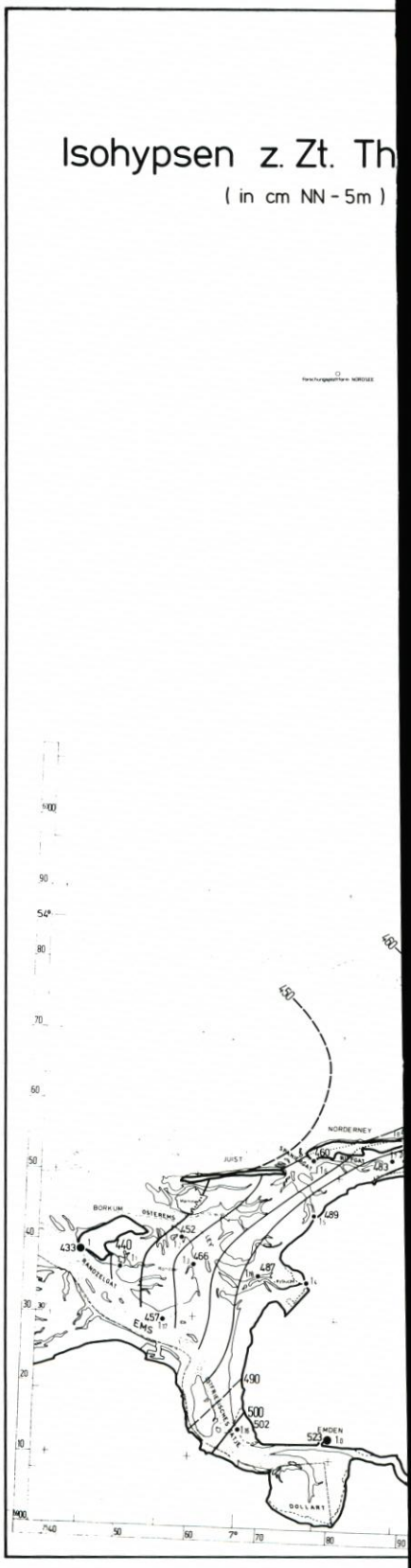
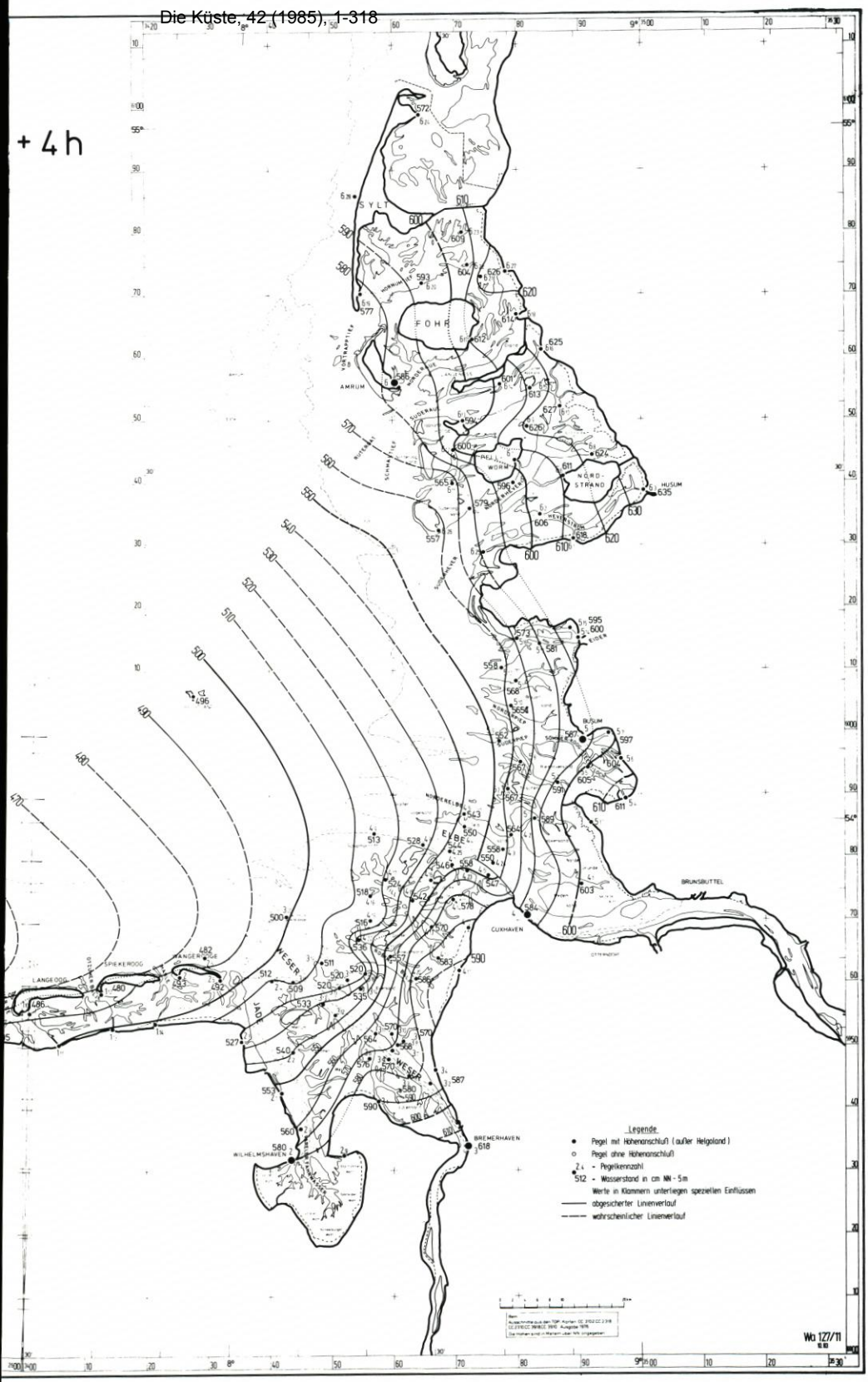


Abb. 19. Linien gleicher Wasserstände z. Zt. Thw + 4 h am Pegel Borkum-Südstrand, angegeben in cm NN – 5 m

+ 4 h


SYLT
FÖHR
AMRUM
NORD-STRAND
HUSUM
BÜSUM
BRUNSBÜTTEL
CUXHAVEN
BREMERHAVEN
WILHELMSHAVEN
LANGEOOG
SPIEKEROOG
WANGEROOGE
WESER
JADE
ELBE
Legende
Pegel mit Höhenanschluß (außer Helgoland)
Pegel ohne Höhenanschluß
Pegelkennzahl
512 - Wasserstand in cm NN - 5m
Werte in Klammern unterliegen speziellen Einflüssen
abgesicherter Linienverlauf
wahrscheinlicher Linienverlauf
Wa 127/11

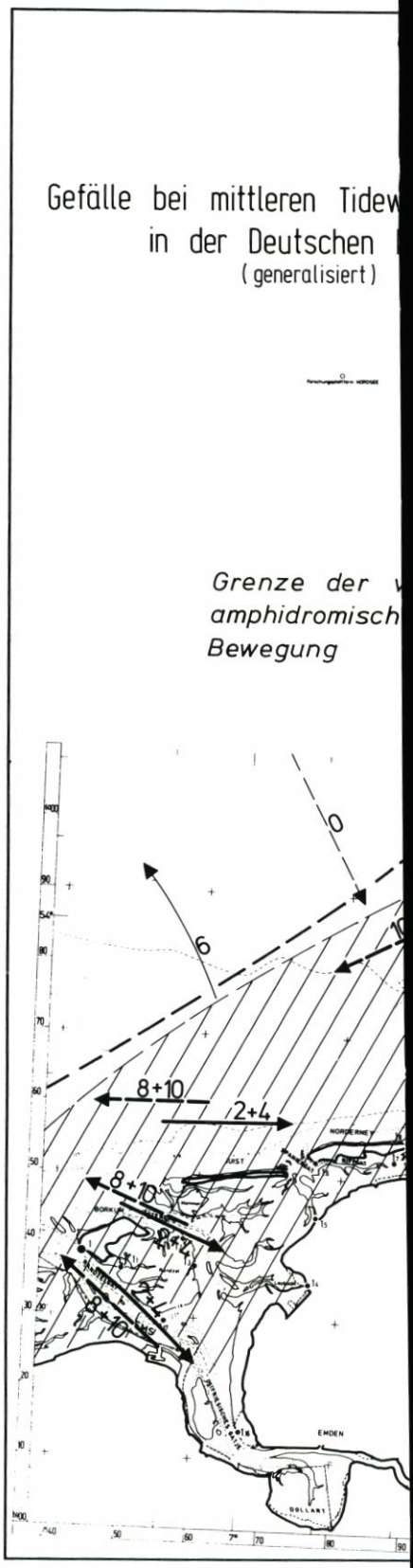
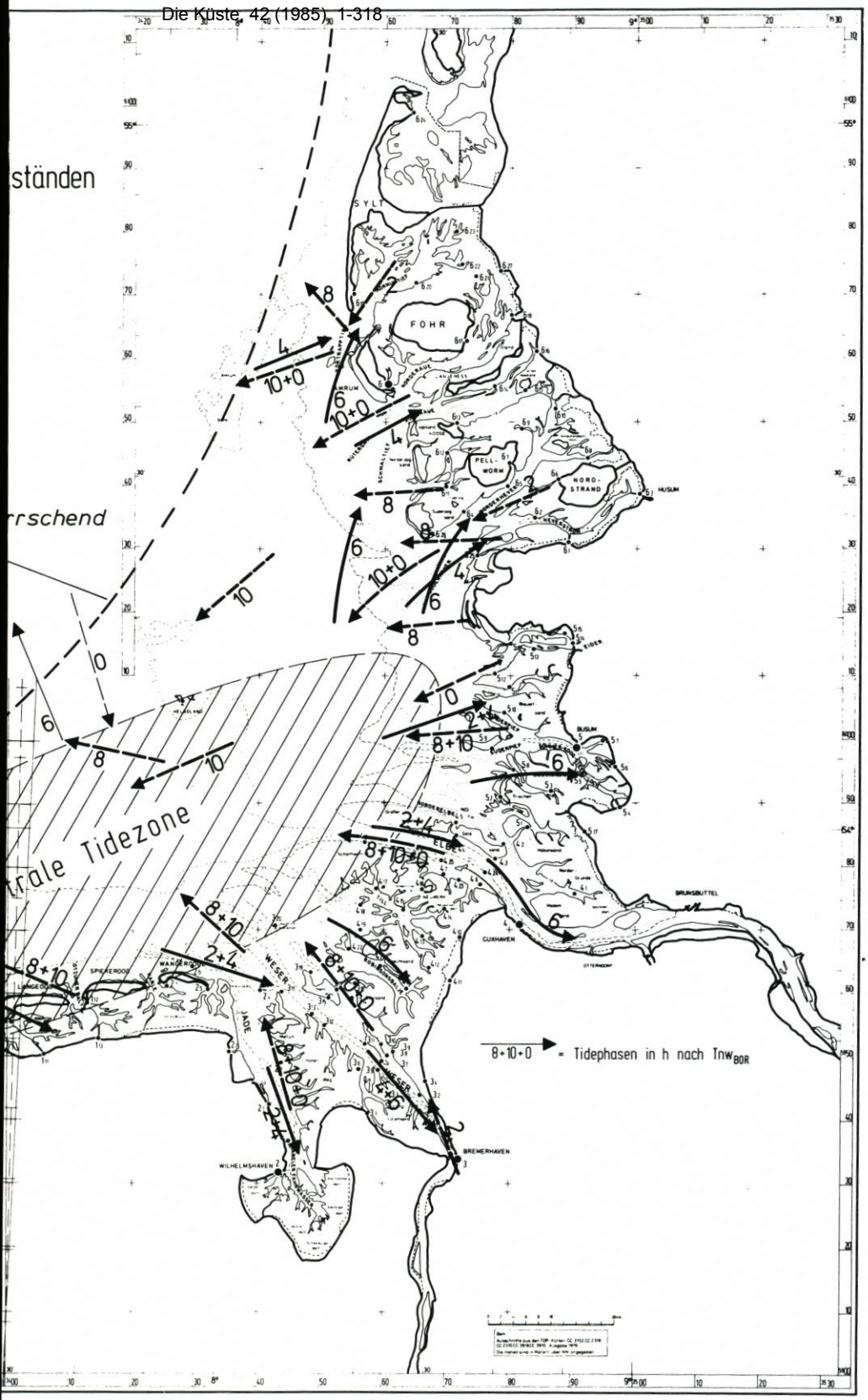


Abb. 20. Gefälle bei mittleren Tideverhältnissen für die Tidephasen 0; 2 . . . 10 h nach TnW_{BOR} sowie die skizzierte Grenze der vorherrschend amphidromischen Bewegung


ständen
rrschend
rale Tidezone
SYLT
FOHR
AMRUM
PELL. WORM
NORD-STRAND
HUSUM
BÜSUM
ELBE
CUXHAVEN
BRUNSBÜTTEL
WESER
JADE
WANGEROOG
SPIEKEROOG
WILHELMSHAVEN
BREMERHAVEN
8+10+0 = Tidephasen in h nach Tnw BOR

Tidezone", wo auf rd. 130 × 50 km = 6500 km² nicht mehr als 1 dm in der Höhe unterschiedliche Wasserstände auftreten.

- Im Laufe der Tide entwickeln sich die Gefälleverhältnisse aus dieser Zone in Ems, ostfriesische Watten, Jade, Weser, Elbe, in die Watten zwischen Jade und Eider und die Heverströme hinein bzw. aus diesen heraus in die zentrale Zone.
- Aue und Hörnumtief stehen primär mit der nördlichen Deutschen Bucht (in WSW-ONO-Richtung) in Verbindung (Abb. 20).
- Daraus folgt, daß die genannten Gebiete über Gefälleströmungen primär mit der Ablösungszone kommunizieren. Eine gekrümmte Oberfläche verändert ständig ihre Form und Höhe, ohne daß dabei im Küstenvorfeld ein sin-ähnliches Wellenprofil erkennbar wird.
- Füll- und Leerungsvorgänge in Flachwassergebieten und Ästuaren an der südlichen und östlichen Küste dominieren so stark, daß im Küstenvorfeld praktisch nur ein Fortschritt der Thw- und Tnw-Eintrittszeiten von W nach O erkennbar wird.

Die aus den Gefällen ableitbaren Hinweise auf die Strömungsrichtungen werden durch die Messungen von GÖHREN (1974) bestätigt: Etwa 5 bis 15 km vor dem Strand herrschen folgende Verhältnisse:

Gebiet 5 bis 15 km vor	vorherrschende Richtung nach Messungen von GÖHREN 1971 bis 1973 für		vorherrschende Richtung der Gefälle nach Abb. 20 bei	
	v_f	v_e	Flut	Ebbe
Amrum	ONO	SW	ONO	WSW
Süderoogsand	ONO	WSW	ONO	WSW
Eiderstedt	ONO	WSW	O	W
Trischen	OSO	WNW	O	W

Darüber hinaus belegen zwei Satellitenaufnahmen mit LANDSAT 02 vom 4. und 5. 1. 1979 diese Ergebnisse von GÖHREN und von Abb. 20 eindrucksvoll. Bei Ebbe und NO-Wind von 4 bis 5 Bft am späten Vormittag kann Treibeis als „Tracer" herangezogen werden. Das Ergebnis ist:

Gebiet 5 bis 15 km vor	Treibrichtung des Eises bei Ebbe nach LANDSAT-Aufnahmen	vorherrschende Richtung des Gefälles bei Ebbe z. Zt. Tidephase 8 bis 10 auf Abb. 20
Amrum	SW	WSW
Norderoogsand	SW	WSW
Süderoogsand	WSW	WSW
Eiderstedt	WSW	WSW
Blauortsand	W	W
Trischen	W	W
Scharhörn	WNW	WNW
Knechtsand	NW	NW
Mellum	NW	NNW
Wangerooge	WNW	NW
Spiekeroog bis Borkum	W bis WSW	WNW bis W

Die Küste, 42 (1985), 1-318

Selbst die Drehstromellipsen, die GÖHREN (1974) im Küstenvorfeld vor Amrum, Süderoogsand, Eiderstedt, Trischen, Scharhörn und Knechtsand nachwies und als amphidromische Bewegung deutete, können ohne Ausnahme als Resultate der örtlichen Gefälleverhältnisse erklärt werden. Die amphidromisch bedingten Drehströmungen im tieferen Bereich der Deutschen Bucht, die etwa der Strömungsatlas des Deutschen Hydrographischen Instituts zeigt, stehen nicht im Widerspruch zu den Ausführungen der vorliegenden Arbeit. So belegen auch die Strömungsmessungen den Schluß, daß die amphidromische Bewegung im Küstenvorfeld der Deutschen Bucht in einer Zone durch örtliche Einflüsse dominant überlagert wird. Deren wahrscheinliche Grenze wurde auf Abb. 20 skizziert. Sie muß in Zukunft durch Messungen näher bestimmt werden.

3.2.2 Einbindung in den großräumigen Tideablauf

Der Tideablauf in der Nordsee wird geprägt durch sog. Drehtiden, die amphidromische Punkte entgegen dem Uhrzeigersinn umlaufen. Die Ozeanographie geht bis heute davon aus, daß diese Punkte mehr oder weniger stationär sind und sich die Amphidromien (außer durch künstliche Einflüsse) nicht verändern. Die Theorie ihrer Entstehung ist bei DEFANT (1923) und THORADE (1931) nachzulesen, zugleich mit dem Hinweis, daß Lage und Form der Drehtiden nur empirisch nach Messungen bestimmbar sind. Einen kurzen Abriß über die Entstehung der ersten Karten mit „cotidal lines" für die englische Küste über die Entwürfe von MERZ und DEFANT für die Deutsche Bucht bis hin zu den Berechnungen des Deutschen Hydrographischen Instituts gibt SAGER (1963). Man kann feststellen, daß der Scheitelpunkt nach MERZ (dessen Entwurf von THORADE [1931] favorisiert wird) rd. 40 km nordwestlich des Scheitelpunktes nach DEFANT (1923) liegt. Das DHI geht in den letzten 25 Jahren von einem stationären Scheitelpunkt rd. 35 km westlich des letzteren aus. Daneben sind große Unterschiede in den Linienverläufen der vier ausgewählten Amphidromien vorhanden, und zwar nicht nur zwischen MERZ, DEFANT und DHI, sondern auch zwischen den beiden letzten DHI-Entwürfen. Dabei ist folgendes zu berücksichtigen:

Die ersten Entwürfe entstammen Analysen von Strömungsmessungen deutscher Forschungsschiffe. Im Laufe der Jahrzehnte wurden das Strömungsmeßnetz verdichtet und Registrierungen einiger Küstenpegel zusätzlich herangezogen. Wer um die Schwierigkeiten von Strömungsmessungen in der Nordsee und deren Umrechnung auf repräsentative Angaben über die gesamte Wassertiefe am Meßort weiß, kann die Möglichkeiten zu unterschiedlichen Interpretationen ermessen. Sie werden noch größer, wenn die Messungen über Jahre oder sogar Jahrzehnte verteilt sind, aus denen man nichts über mögliche säkulare Veränderungen weiß. So legt zumindest der Vergleich der DHI-Entwürfe von 1959 und 1981 mit rd. 10 km vorverlegten 9-h-, 10-h- und 0-h-Linien sowie einer bis 20 km rückverlegten 11-h-Linie die Vermutungen nahe, daß

- der neuere Entwurf nicht einfach eine Korrektur des älteren auf größerer Datenbasis zu sein braucht,
- dies ebensogut Ausdruck geänderter Tideverhältnisse sein kann,
- die Lage des Scheitelpunktes keineswegs abgesichert ist.

Da im Zusammenhang mit dem hier behandelten Projekt nur die Amphidromie in der südöstlichen Nordsee – und davon wiederum der südöstliche Quadrant – interessieren, sind die Vergleiche auf Abb. 21 auf die Linien gleichen Thw-Zeitunterschiedes 9, 10, 11 und 0 h nach Monddurchgang durch den Nullmeridian beschränkt.

Der Vergleich der jetzt ausschließlich nach Pegeldaten in Küstennähe konstruierbaren

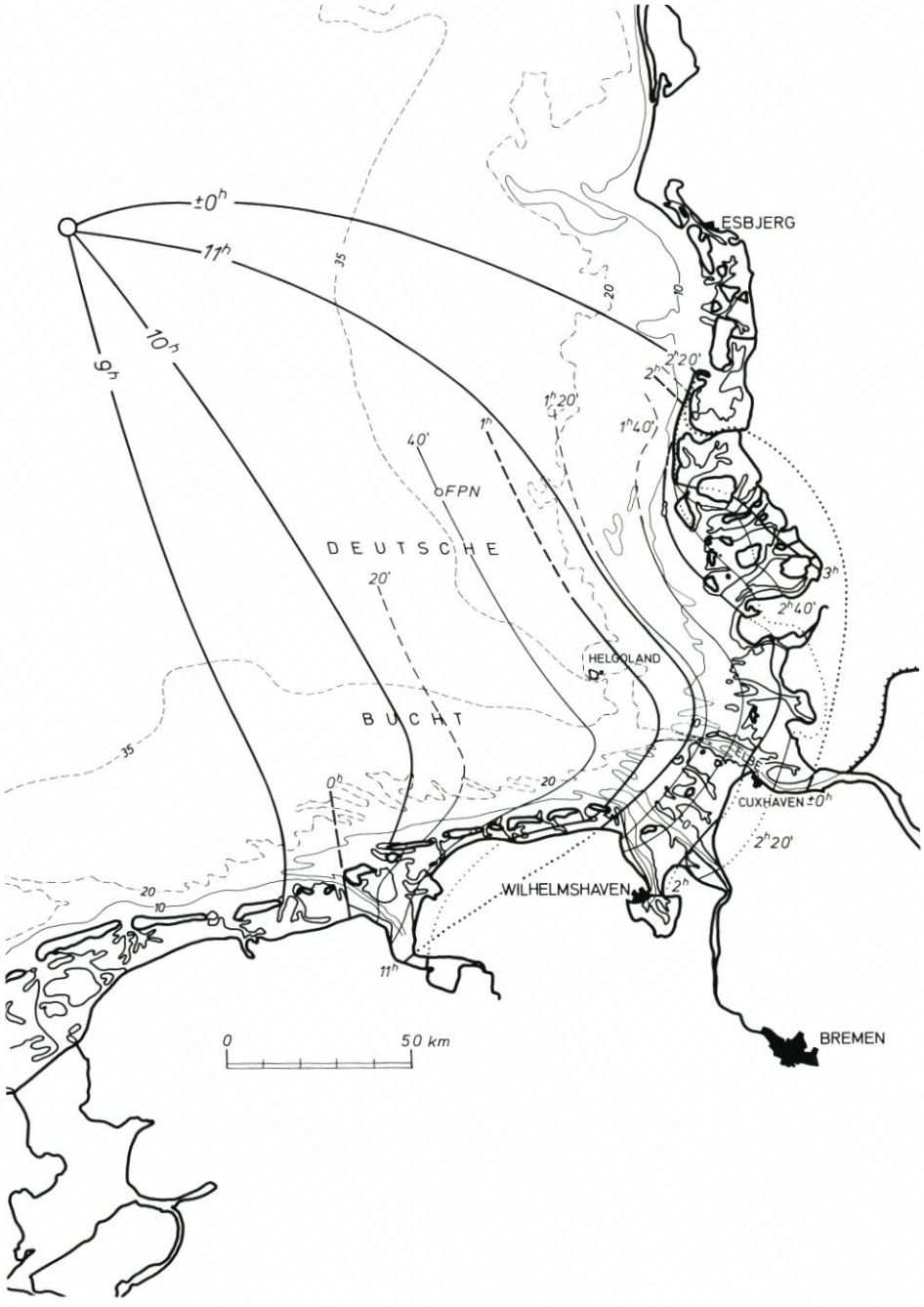


Abb. 21. Linien gleicher Thw-Eintrittszeiten nach üblicher amphidromischer Darstellung und nach den aktuellen Auswertungen

Linien mit dem letzten DHI-Entwurf zeigt, daß
- die Form der 10-h-Linie etwa bestätigt wird,
- die 11-h-Linie in ihrem südlichen Teil 5 km zu weit östlich liegt,
- die Form der 11-h-Linie südlich der Verbindung Helgoland-Eiderstedt bestätigt wird, nördlich davon jedoch zu stark nach Westen abbiegt,
- die Form der 0-h-Linie nicht beurteilt werden kann,
- die Lagen der 11-h-Linien im Emsästuar und der 0-h-Linien im Elbeästuar nicht übereinstimmen.

Wiederum kann nicht nachgewiesen werden, ob die Unterschiede durch die Analysen der Daten oder durch Tideänderungen in der Nordsee entstanden sind.

Darüber hinaus sei darauf hingewiesen, daß jede Partialtide eine eigene Amphidromie mit individueller Scheitellage bildet. Dieses Chaos ist tatsächlich nicht durch Messungen erfaßbar. Dadurch wird die Festlegung eines „mittleren" Scheitels noch problematischer, zugleich damit aber auch der Nachweis einer Konstanz – oder von Veränderungen.

3.3 Windstau-Kennlinien

Für insgesamt 12 Pegel wurden Windstau-Kennlinien bestimmt. Die Entwicklung der Linien sowie die sich durch sie ergebenden Interpretationsmöglichkeiten wurden bereits in Kapitel 2.4 vorgestellt. Abb. 22 enthält die Orte, für die Kennlinien bestimmt wurden. Als Bezugspegel diente hier stets Alte Weser (AW), so daß die Kurven als

$$k(t) = \frac{w(t)_A}{w(t)_{AW}}$$

mit $w(t)$ = Windstaukurve gem. Abb. 3

bestimmt wurden. Sofern mehr als 10 hohe Sturmfluten zur Ermittlung der Windstau-Kennlinien herangezogen wurden, wurde auch die Standardabweichung berechnet und mit den halbstündlichen Werten aufgetragen.

Abb. 23 zeigt die Windstauentwicklung von Alte Weser den Wattstrom Till aufwärts bis an die Küste bei Cuxhaven. Daraus sind folgende Erkenntnisse zu gewinnen:

Am seeseitigen Rand einer durch Platen gebildeten Bucht, also vor den hochliegenden Watten, ist der Windstau bei Flut 0 bis 10 % höher als bei Alte Weser (Pegel Westertill). Dasselbe gilt für die Tillmündung (Pegel Unterer Wittsand). Bei Ebbe steigt der Windstau – vermutlich durch örtliche Wind- und Brandungsstaueffekte – auf rd. 20 % gegenüber Alte Weser an, während er in der Tillmündung etwa konstant bleibt. Das ist zunächst auch der Fall zwischen Unterem Wittsand und Kleinwatt mit $k(t) \approx$ const., jedoch von 0 bis 10 % auf 10 bis 20 % stromauf zunehmend. Eine bereits bei Kleinwatt angedeutete Linienführung über die Zeit ist im Sahlenburger Tief sehr stark ausgeprägt mit Verhältnissen w_{ST}/w_{AW} zwischen 0,85 (etwa bei Ebbstromkenterung) und 1,24 bei halber Flut.

Diese Kennlinienform scheint charakteristisch zu sein, denn sie gleicht derjenigen am Pegel Dorumer Watt (Abb. 24) in entsprechender topographischer Lage, und auch die Kurven in Husum und Büsum (Abb. 25) ähneln dieser. An den letzten drei Standorten wird das Maximum jedoch stets 1 bis 2 h vor Tnw mit Werten von 1,35 bis 1,50 erreicht, und der Abfall zur halben Ebbe ist in Husum und Büsum nicht sehr stark ausgeprägt.

Unmittelbar an der Küste (Pegel Arensch, Abb. 23) verläuft die Windstau-Kennlinie weitgehend horizontal bei rd. 1,20 und damit in einer Höhe, die niedriger als vielleicht

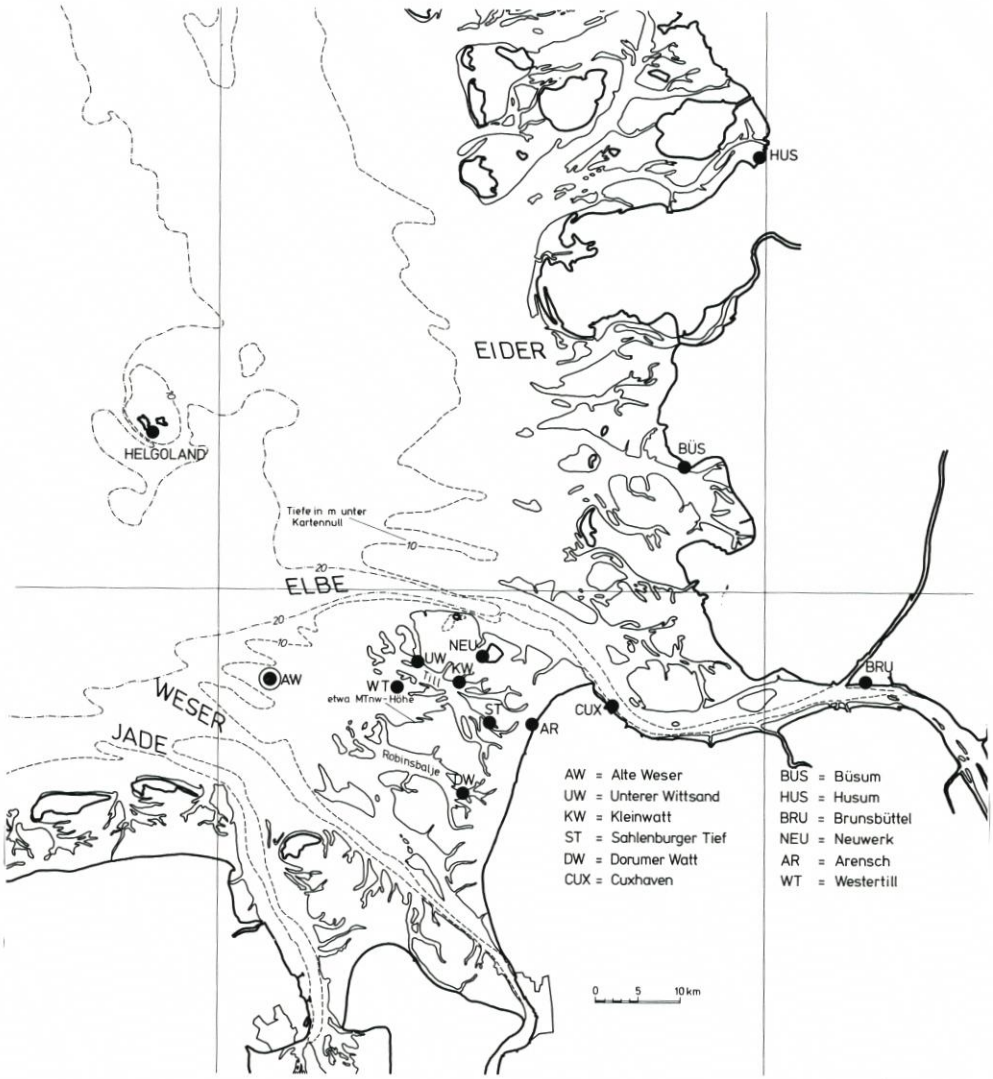


Abb. 22. Positionen, für die Windstau-Kennlinien bestimmt wurden

erwartet ist. Sie zeigt nämlich an, daß die Sturmfluten an dieser glatten Küste niedriger auflaufen als nur 10 km weiter östlich am Pegel Cuxhaven (Abb. 25), was besonders von den Windstau-Kennwerten für hohe Sturmfluten unterstrichen wird (1,15 gegen 1,24).

Die Windstau-Kennlinien in Husum und Büsum (Abb. 25) sind sehr ähnlich und zeigen Wechsel um rd. 0,5 zwischen Minimum und Maximum. Der Verlauf der Cuxhavener Linie deutet auf gewisse Übereinstimmungen, ist jedoch wegen der örtliche Einflüsse reduzierenden Wirkung des elbeaufwärts zu füllenden Volumens zwischen Minimum und Maximum auf die Hälfte gedämpft. Die stark regulierende Wirkung der Elbe wird auch an den Standardabweichungen deutlich, die in Cuxhaven fast immer unter 0,15 liegen, um Thw sogar 0,10 deutlich unterschreiten, in Büsum und besonders in Husum dagegen sehr viel größer sind.

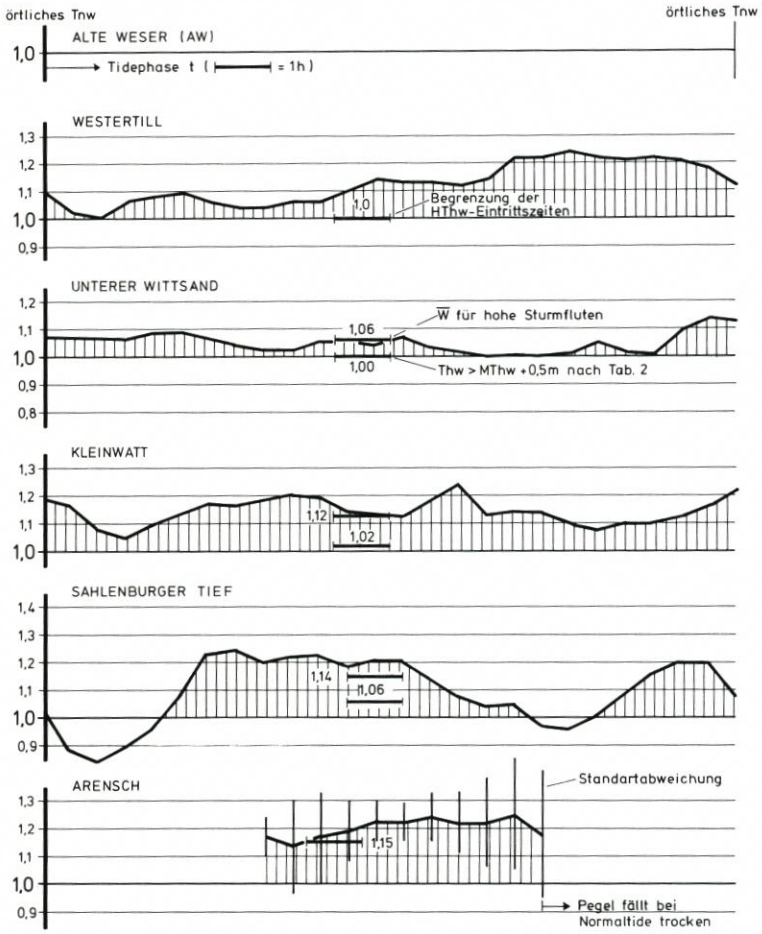


Abb. 23. Windstau-Kennlinien für Pegel von Alte Weser bis zur Wurster Küste (vgl. Abb. 22)

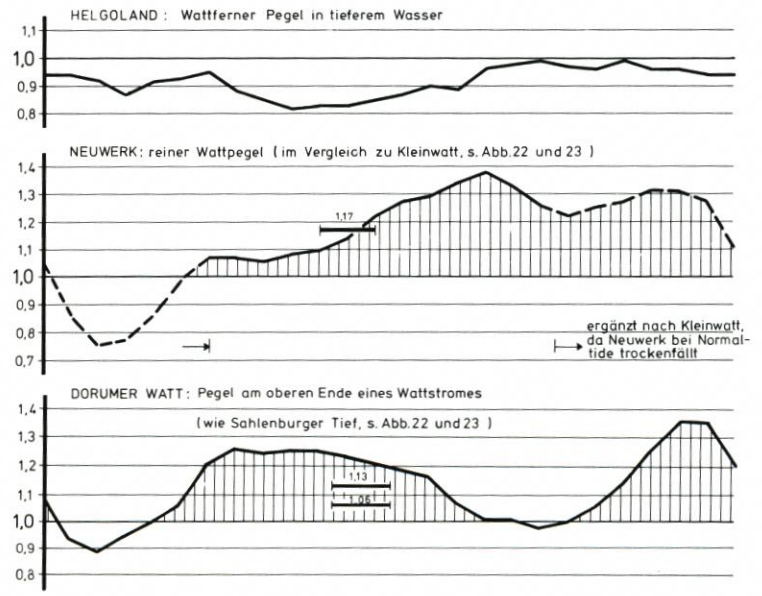


Abb. 24. Windstau-Kennlinien für Helgoland, Neuwerk und Dorumer Watt (vgl. Abb. 22)

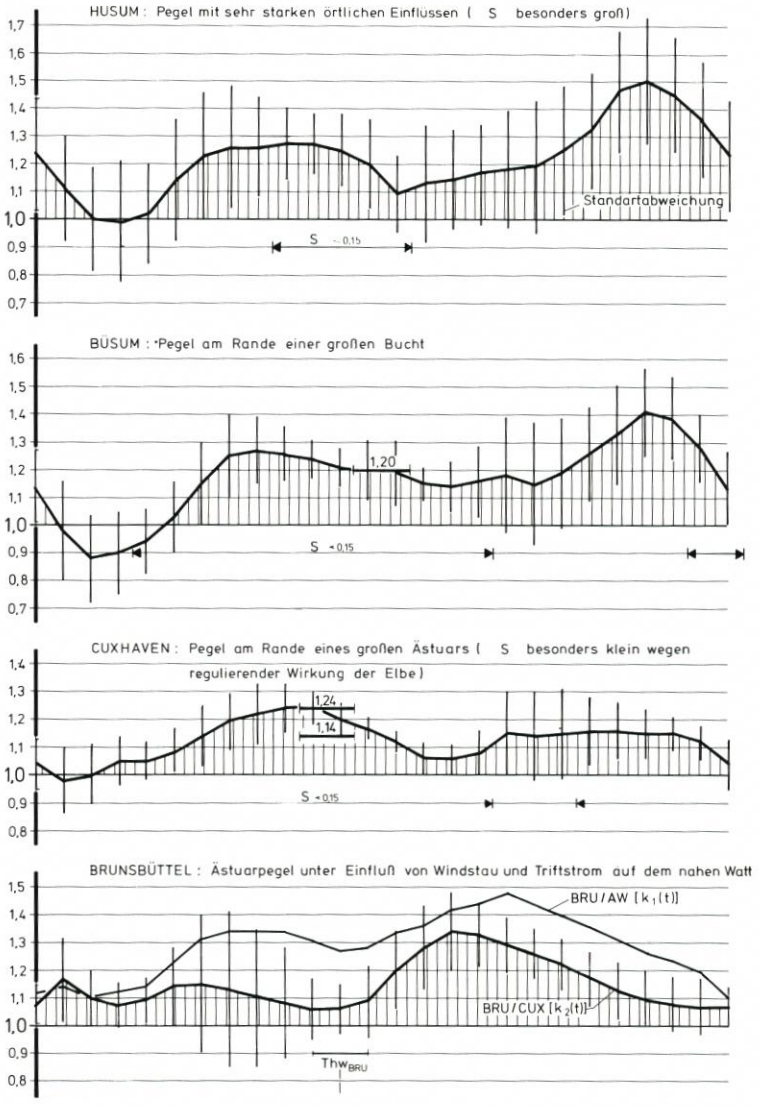


Abb. 25. Windstau-Kennlinien für Husum, Büsum, Cuxhaven und Brunsbüttel

Um den Einfluß der Triftströmung (Abb. 26) und der örtlichen Windstauentwicklung auf dem Wattkomplex Hakensand/Nordergründe/Medemsand auf die Windstauentwicklung in der Elbe zu beleuchten, enthält Abb. 25 die Kennlinien

$$k_1(t) = \frac{w(t)_{BRU}}{w(t)_{AW}} \quad \text{und} \quad k_2(t) = \frac{w(t)_{BRU}}{w(t)_{CUX}}$$

letztere einschl. Standardabweichung. Die auf Alte Weser bezogenen Kennlinien für Cuxhaven und Brunsbüttel unterscheiden sich in ihrem Gang teilweise erheblich: Beide erreichen ihr Minimum um die K_e-Zeit und das erste Maximum kurz vor Thw. Während die Cuxhavener Linie sich dann jedoch bei etwa 1,15 stabilisiert, erreicht die Brunsbütteler ihr Maximum

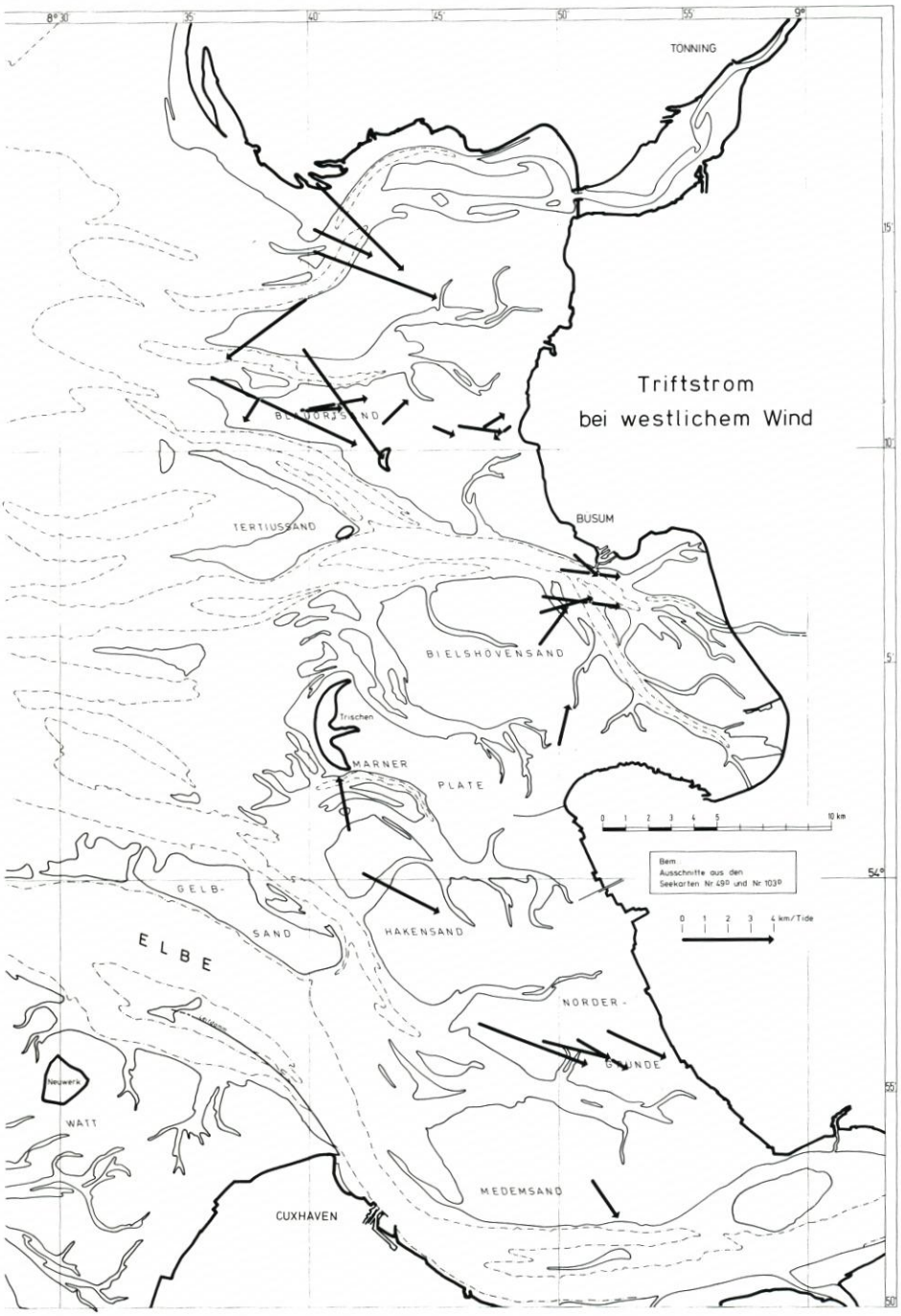


Abb. 26. Triftstrom zwischen Eider und Elbe bei westlichem Wind (nach SIEFERT et al., 1983)

von fast 1,50 zur halben Ebbe. Sie ähnelt damit der reinen Wattkennlinie des Pegels Neuwerk auf Abb. 24 und verläuft im Ebbeteil grundsätzlich anders als in Husum, Büsum, Cuxhaven und den Wattstrom-Stationen. Die Kennlinie $k_2(t)$ zeigt denn auch eine Windstauzunahme von Cuxhaven bis Brunsbüttel um rd. 7 % bei Tnw und Thw, aber 15 % bei halber Flut und 30 % bei halber Ebbe. Damit erreicht der örtliche Windeinfluß in dem Dreieck Cuxhaven–Trischen–Brunsbüttel Beträge, die größer sind als früher oft geglaubt wurde.

Der Pegel Helgoland zeigt auf Abb. 24 eine Windstau-Kennlinie, die eigentlich als einzige etwa erwartungsgemäß verläuft: stets unter 1,0 und um Tnw höher als um Thw, wenn auch das Maximum zur halben Ebbe (wie bei Westertill auf Abb. 23) etwas „stört".

Die bei dieser Untersuchung gewonnenen Erkenntnisse lassen sich wie folgt zusammenfassen:

Der theoretische Ansatz

$$w(t) \sim \frac{1}{d}$$

mit d = Wassertiefe unter aktuellem Tidewasserstand

ist in dieser Form für das Küstenvorfeld der Deutschen Bucht nicht realisierbar. Er müßte im Vergleich tieferes Wasser (etwa Alte Weser) – Watt bedeuten:

$w(t)_{AW} \rightarrow$ const. für konst. Windverhältnisse oder Mittel über mehrere Sturmfluten

$$\text{und } w(t)_{Watt} \sim \frac{1}{d}$$

woraus sich ergäbe:

$$k(t)_{Watt} = \frac{w(t)_{Watt}}{w(t)_{AW}} \sim \frac{1}{d}$$

was in gewissen Grenzen stimmt, siehe Arensch (Abb. 23) und Neuwerk (Abb. 24). Allerdings ist die Wassertiefe vor Arensch kleiner als bei Neuwerk, was zu

$$k(t)_{NEU} < k(t)_{AR}$$

führen müßte; tatsächlich sind beide etwa gleich groß. Ferner müßte der Windstau an tiefen Rinnen etwa gleich dem bei Alte Weser bleiben, was aber weder in Cuxhaven noch in Brunsbüttel der Fall ist.

Hinsichtlich der Wassertiefenentwicklung $d = f(t)$ über die Tide erweist sich der theoretische Ansatz als völlig unbrauchbar zur Bestimmung der Windstau-Kennlinie:

- An keinem der untersuchten Pegel liegt das Maximum zur Tnw-Zeit;
- nur bei Helgoland liegt das Minimum etwa zur Thw-Zeit;
- die Extremwerte treten meist z. Zt. K_e (Min.) bzw. zur halben Ebbe (Max.) auf;
- selbst im Watt, kurz unter der Küste, kann der Windstau über mehrere Stunden kleiner als im tieferen Wasser sein.

Der Verlauf der Windstau-Kennlinien wird weit mehr als durch die Wassertiefe durch

- die Topographie der Umgebung
- die örtlichen Strömungsverhältnisse und
- die Stromkenterzeiten

bestimmt.

Diese Zusammenhänge erklären allerdings noch nicht, warum – auch im tieferen Wasser bei Alte Weser – das Windstaumaximum häufiger nahe Tnw als nahe Thw liegt. Sicher ist die Phasenlage des Windstaus Ausdruck der zufälligen Überlagerung von Tide und Wind. Aber ebenso ist anzunehmen, daß die auf Abb. 14 erscheinende Senke vor der Küste schon bei relativ kleinen Windstärken und selbst bei Wind aus SW durch geringfügige Verstärkung der

Gefälle relativ schnell von Westen und von Norden aufzufüllen ist. So kann die Tatsache, daß der Windstau bei geringen Wassertiefen (nämlich um Tnw) bei gleichem Wind höher als bei größeren Wassertiefen ist, möglicherweise mit der Füllung dieser Senke – und damit als regionaler Effekt – gedeutet werden.

Abschließend sei bemerkt, daß durch diese Untersuchungen nur ein Hinweis auf ein neues Forschungsfeld gegeben werden kann, dessen weitere Bearbeitung und auch theoretische Behandlung mit Sicherheit zu neuen Erkenntnissen führen dürfte. Soweit möglich, sollen sie im Folgeprojekt Sturmfluten in Ästuaren erlangt werden.

3.4 Zur Tideentwicklung seit 1900

3.4.1 Genauigkeit früher Küstennivellements

Langfristige Veränderungen im Tideablauf an der Nordseeküste lassen sich dann exakt analysieren, wenn zum jeweiligen Pegel das betreffende $\triangle h$ (Landeshorizont → Pegelfestpunkt → Pegelnullpunkt) seit Inbetriebnahme zuverlässig erfaßt und fortgeführt worden ist. Gerade diese Ableitung ist bei Betrachtung von kausalen Zusammenhängen zwischen neueren und älteren Wasserstandswerten wichtig, aber teilweise auch sehr problematisch, weil der Nachweis erforderlich werden kann, ob festgestellte Höhenänderungen tatsächlich eingetreten sind oder nur durch die Meßanordnung bei Anschlußnivellements oder von fehlerhaften Meßwerten oder von Systemunstimmigkeiten vorgetäuscht werden.

Erfahrungsgemäß sind Vertikalbewegungen der Pegelnullpunkte für den Zeitraum nach 1936 mit hinreichender Genauigkeit belegbar, während sie für die Zeitspanne von 1936 bis hin zum vorigen Jahrhundert vom Ursprung her zur Bezugsebene NN – 5 m überprüft werden müssen.

Die genannte Problemstellung war Anlaß, den Pegelfestpunkt des Cuxhavener Pegels unter konsequenter Ausnutzung von Nivellementsergebnissen ab 1854/55 auf Höhenbewegungen zu überprüfen. Die Schwierigkeiten dieser Untersuchung bestanden einmal in der sehr zeitaufwendigen Umrechnung von Fuß- in Metermaß für ältere Nivellements (u. a. Lentz und Taack) und zum anderen in der Bestimmung von veränderten Höhenfestpunkten für den Untersuchungszeitraum (Lassen et al., 1984).

Im Hinblick auf die Erfassung von Höhenbewegungen der Cuxhavener Pegelkontrollmarke am dortigen Leuchtturm ab 1855 war es unvermeidbar, den Ausgangspunkt vieler historischer Nivellements – die damalige „Kontrollmarke am Hamburger Fluthmesser (eingehauene Kerbe XXVI in der Futtermauer beim Hafenthor)" – durch geeignete Methoden in eine signifikante Beziehung zum preußischen Landeshorizont NN in Verbindung zu bringen.

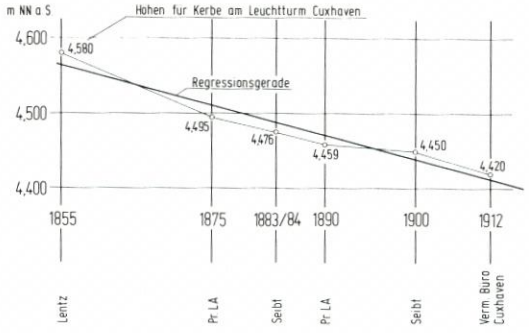
Die weitere Tatsache, daß Lentz vorausschauend bei „Revisionsmessungen" gußeiserne Höhenschilder an massiven Bauwerken befestigen ließ (das letzte ist noch heute auf der Insel Neuwerk vorhanden), ermöglichte es, eine gute Verknüpfung von älteren und neueren Nivellements über diese Höhenschilder und weitere Festpunkte auf der Geest von 1855 bis heute zu erreichen.

Nach Auswertung folgender Nivellements:

Lentz	1854/55 Hamburg–Cuxhaven
Taack	Nachmessungen von Otterndorf bis Cuxhaven
Preußische Landesaufnahme	1875 mit Ergänzungsmessungen bis 1912

SEIBT (im preußischen geodätischen Institut, später Büro für Hauptnivellements und Wasserstandsbeobachtungen)	1876/77; 1881; 1885; 1890; 1883/84 Gradmessung Nivellement Anclam–Cuxhaven
Nivellements im Amte Ritzebüttel (heutiges Cuxhaven)	1864 bis 1912
Hamburger Vermessungsbüro in Cuxhaven	1912 bis 1935
Reichsamt für Landesaufnahme	1914 bis 1935
Niedersächsisches Landesverwaltungsamt – Landesvermessung –	1950 bis 1981
Bundesanstalt für Gewässerkunde	
Vermessungsamt der Freien und Hansestadt Hamburg	
Nordseeküstennivellement I	1926 bis 1931
Nordseeküstennivellement II	1949 bis 1955

erkennt man eine Senkungstendenz des auf Holzpfählen gegründeten Leuchtturmes aus den abnehmenden Höhenwerten der Pegelkontrollmarke (eingehauene Kerbe). Ein funktionaler Zusammenhang zwischen Zeit und Höhe läßt sich aus einer Korrelationsanalyse ableiten. Der errechnete Korrelationskoeffizient $r = -0{,}97$ bestätigt den straffen Zusammenhang der Variablen Zeit und Höhe von 1855 bis 1912:



Die Höhe des Pegels Cuxhaven ist eng mit der Bewegungstendenz des Leuchtturmes verbunden. Der Sollhöhenunterschied Kerbe – Pegelnullpunkt, von LENTZ 1855 mit $-6{,}210$ m bestimmt und 1872 um $-1{,}893$ m auf $-8{,}103$ m zur theoretischen Angleichung an das Hamburger Null korrigiert, wird bei Pegelprüfungen unverändert angehalten und beeinflußt die Lage des Pegelnullpunktes.

Unter Zugrundelegung aller Erkenntnisse und der Umrechnung vom „alten" auf das „neue System" (NN a. S. auf NN n. S.) sind die Wasserstände in den Gewässerkundlichen Jahrbüchern für Cuxhaven um folgende Beträge zu korrigieren:

vor 1855	unbekannt
von 1855 bis 1875	gleichmäßig von $+10$ cm auf $+1{,}5$ cm
bis 1890	gleichmäßig auf $-1{,}5$ cm
bis 1900	gleichmäßig auf $-2{,}7$ cm

ab 1900 unverändert (die Angaben in den Gewässerk. Jb. sind auf „a. S." bezogen, gelten aber für „n. S." als richtig, da sich zwei Annahmen gegeneinander aufheben, und zwar − 2,7 cm + 2,5 cm)

ab 1936 keine Korrekturen außer den angegebenen PNP-Verschiebungen.

Die Auswirkungen werden am Beispiel 3jähriger übergreifender Mittel auf Abb. 27 gezeigt. Als Resultate ergeben sich dabei u. a. vor 1900 zwischen Hamburg und Cuxhaven etwa konstante MThw-Differenzen sowie von 1860 bis 1890 fallende MTnw-Höhen in Cuxhaven, wie wir sie auch seit etwa 1950 wieder beobachten können.

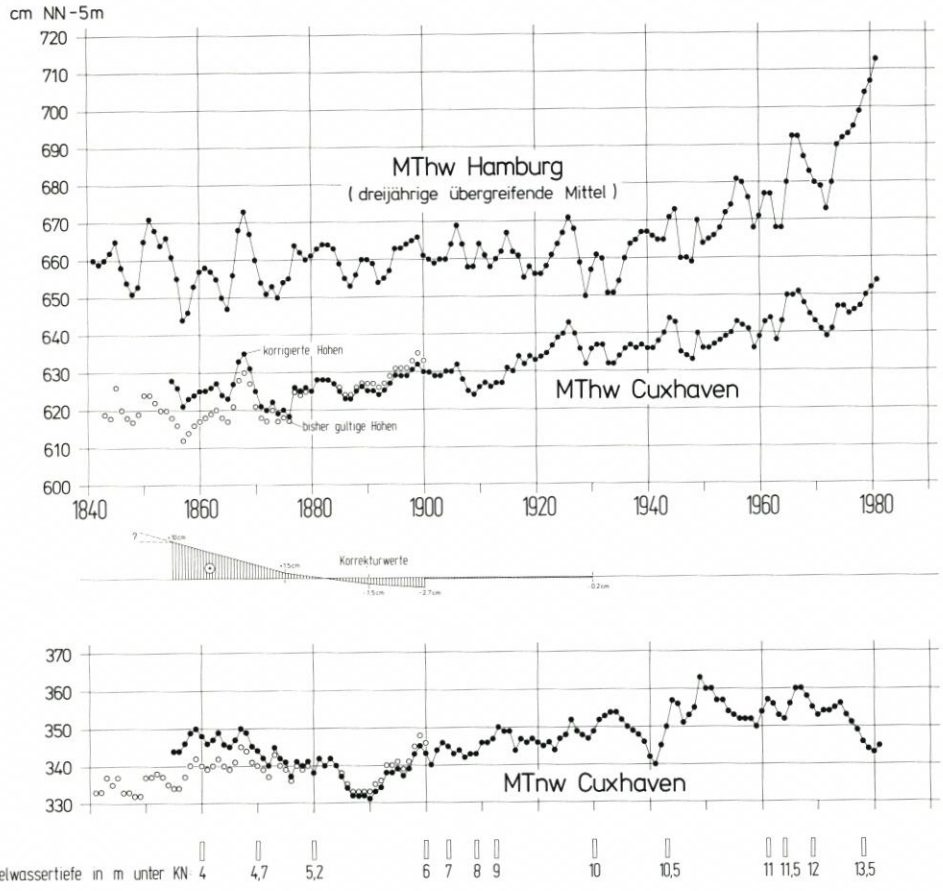


Abb. 27. Dreijährige übergreifende Mittel der Thw und Tnw für Cuxhaven mit den Korrekturwerten bis 1900. Zusätzlich sind die Thw für Hamburg eingetragen

3.4.2 Veränderungen an einzelnen Küstenorten

Norderney: Für Norderney wurden drei Zeiträume untersucht, in denen allerdings die Pegelstandorte wechselten. Die Daten wurden den Gewässerkundlichen Jahrbüchern entnommen und nach den unter Kapitel 2 genannten Methoden jeweils als 5jährige Mittel erstellt. Die Pegelnullpunkt-Höhen wurden geprüft und sämtlich auf NN − 5 m umgerechnet:

Parameter	Einheit	1906/10	1931/35	1975/79
MThw	cm NN – 5 m	598	609	615
MTnw	cm NN – 5 m	366	372	372
MThb	cm	232	237	243
T_F	h	6.06	6.08	6.01
T_E	h	6.19	6.17	6.24
T_F/T_E	–	0,97	0,98	0,94

Die Daten wurden außerdem über Regressionen mit dem Pegel Cuxhaven berechnet. Die Abweichungen erreichen max. 2 cm bzw. 3 min, so daß die Entwicklung der mittleren Tideverhältnisse im Gebiet der Ostfriesischen Inseln überschläglich auch über Cuxhaven rekonstruiert werden kann!

Im übrigen zeigen sich Tendenzen zu steigenden MThw, jetzt nicht mehr steigenden MTnw und kürzeren T_F.

Wilhelmshaven: Dieselben Zeiträume wie für Norderney wurden auch für Wilhelmshaven-Alter Vorhafen untersucht. Die Daten wurden den Gewässerkundlichen Jahrbüchern entnommen, wobei sich allerdings herausstellte, daß die Werte aus 1906/10 nicht mit denen auf den Pegelbögen übereinstimmen. Es besteht der Verdacht, daß es damals zwar schon den Schreibpegel gab, die „offiziellen" Wasserstände aber von einem Lattenpegel an anderem Orte stammen. Deshalb wurde keine mittlere Tidekurve 1906/10 berechnet.

Parameter	Einheit	1906/10	1931/35	1975/79
MThw	cm NN – 5 m	652	655	670
MTnw	cm NN – 5 m	296	302	293
MThb	cm	356	353	377
T_F	h	6.12	6.15	6.21
T_E	h	6.13	6.10	6.04
T_F/T_E	–	1,00	1,01	1,05

Die Veränderung der mittleren Tidekurven dieses Küstenpegels mit dem größten Tidehub zeigt von 1931/35 auf 1975/79 Abb. 28. Die Tendenzen sind etwas anders als bei Norderney: MThw steigt deutlich, MTnw fällt, T_F wächst deutlich. Das alles resultiert in stärkeren Steig- und Fallgeschwindigkeiten mit entsprechenden Auswirkungen auf die Tideströmungen.

Cuxhaven: Die Cuxhavener Daten für 1906/10 (westl. Hafenkopf), 1931/35 (östl. Hafenkopf) und 1975/79 (Steubenhöft) wurden ebenfalls den Gewässerkundlichen Jahrbüchern entnommen, allerdings mit einer Korrektur des PN gem. Kapitel 3.4.1. Danach gelten folgende Werte:

Parameter	Einheit	1906/10	1931/35	1975/79
MThw	cm NN – 5 m	626	632	645
MTnw	cm NN – 5 m	342	350	346
MThb	cm	284	282	299
T_F	h	5.38	5.42	5.40
T_E	h	6.47	6.43	6.45
T_F/T_E	–	0,83	0,85	0,84

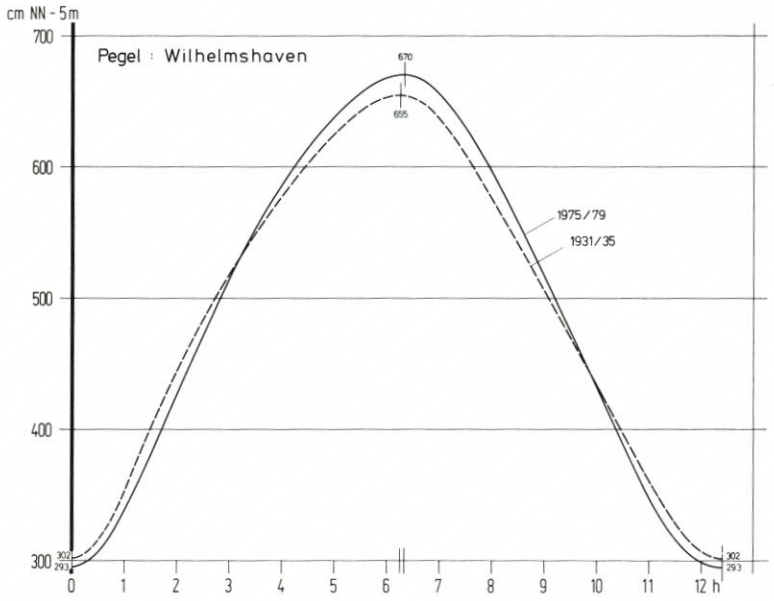


Abb. 28. Mittlere Tidekurven 1931/35 und 1975/79 für Wilhelmshaven

MThw steigt an, MTnw und T_F sind etwa konstant. Entsprechend zeigen die mittleren Tidekurven auf Abb. 29 vor allem die 1975/79 in der ersten Fluthälfte deutlich gegen früher erhöhte Steiggeschwindigkeit.

Hörnum und Osterley: Für beide Orte werden die Zeiträume 1918/19 und 1975/79 verglichen, wobei nicht genau bekannt ist, wie weit entfernt der Pegel Osterley 1982

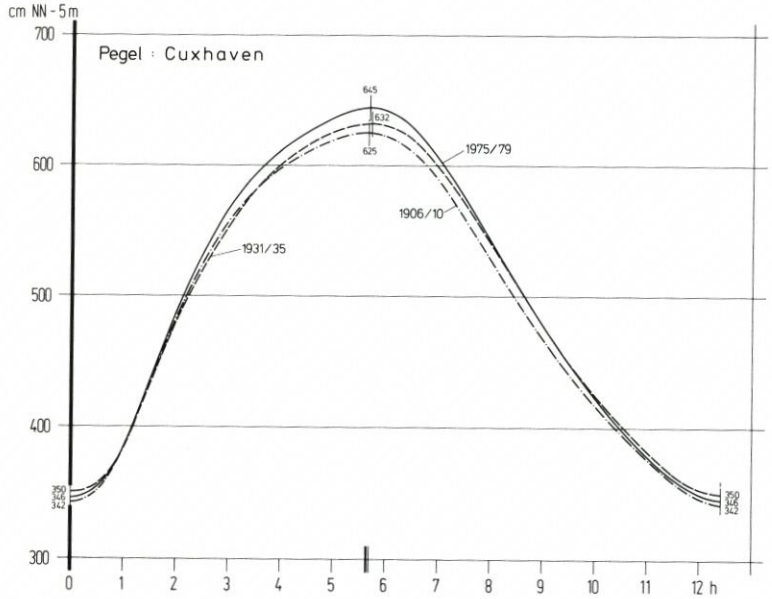


Abb. 29. Mittlere Tidekurven 1906/10, 1931/35 und 1975/79 für Cuxhaven

(Nr. 6.23 in Abb. 1) von dem Standort 1918/19 bei den Untersuchungen von PFEIFFER stand. Erstaunlich ist in diesem Zusammenhang, daß die Originalaufzeichnungen von 1918/19 den Schluß zulassen, daß sie von PFEIFFER damals n i c h t ausgewertet und in seine Überlegungen einbezogen worden waren. Die Ergebnisse sind:

Pegel	Parameter	Einheit	1918/19	1975/79
Hörnum	MThw	cm NN – 5 m	561	586
	MTnw	cm NN – 5 m	386	387
	MThb	cm	175	199
	T_F	h	5.40	6.16
	T_E	h	6.45	6.09
	T_F/T_E	–	0,84	1,02
Osterley	MThw	cm NN – 5 m	582	616
	MTnw	cm NN – 5 m	408	385
	MThb	cm	174	231
	T_F	h	4.34	5.03
	T_E	h	7.51	7.22
	T_F/T_E	–	0,58	0,69

Die großen Veränderungen in den mittleren Tidekurven werden auf Abb. 30 deutlich, zugleich aber auch die unterschiedliche Tideentwicklung: In der Osterley zeigt sich ähnliches wie in Norderney, Wilhelmshaven und Cuxhaven. Bei Hörnum dagegen bleibt das Tnw-Niveau, und nur das Thw steigt beträchtlich, wobei die T_F-Zunahme wegen der sehr flachen Thw-Scheitel nicht überbewertet werden darf.

Die Tideveränderungen großenteils mit dem Bau des Hindenburgdammes erklären zu wollen, stößt auf gewisse Schwierigkeiten, da sich die Wasserstände bei List anders entwickelt haben, als sie es bei solcher Annahme hätten tun dürfen (s. u.).

L i s t : Für List wurden die Zeiträume 1906/08, 1931/35 und 1975/79 mit folgenden Ergebnissen aus den Gewässerkundlichen Jahrbüchern berechnet:

Parameter	Einheit	1906/08	1931/35	1975/79
MThw	cm NN – 5 m	553	562	572
MTnw	cm NN – 5 m	389	410	392
MThb	cm	164	152	180
T_F	h	6.16	6.17	6.17
T_E	h	6.09	6.08	6.08
T_F/T_E	–	1,02	1,02	1,02

Die Entwicklung mit steigendem Thw, heute etwa gleichem Tnw wie vor dem Bau des Hindenburgdammes und konstanten T_F kann kaum als Ausdruck des Dammbaues angesehen werden, sondern entspricht der allgemeinen Tendenz in unserem Küstenvorfeld.

Für List wurden wie für Norderney Regressionen mit Cuxhaven berechnet. Die Abweichungen sind mit max. 4 cm und 7 min ebenfalls so klein, daß auch die Veränderungen in List mit hinreichender Genauigkeit über Cuxhaven berechnet werden könnten.

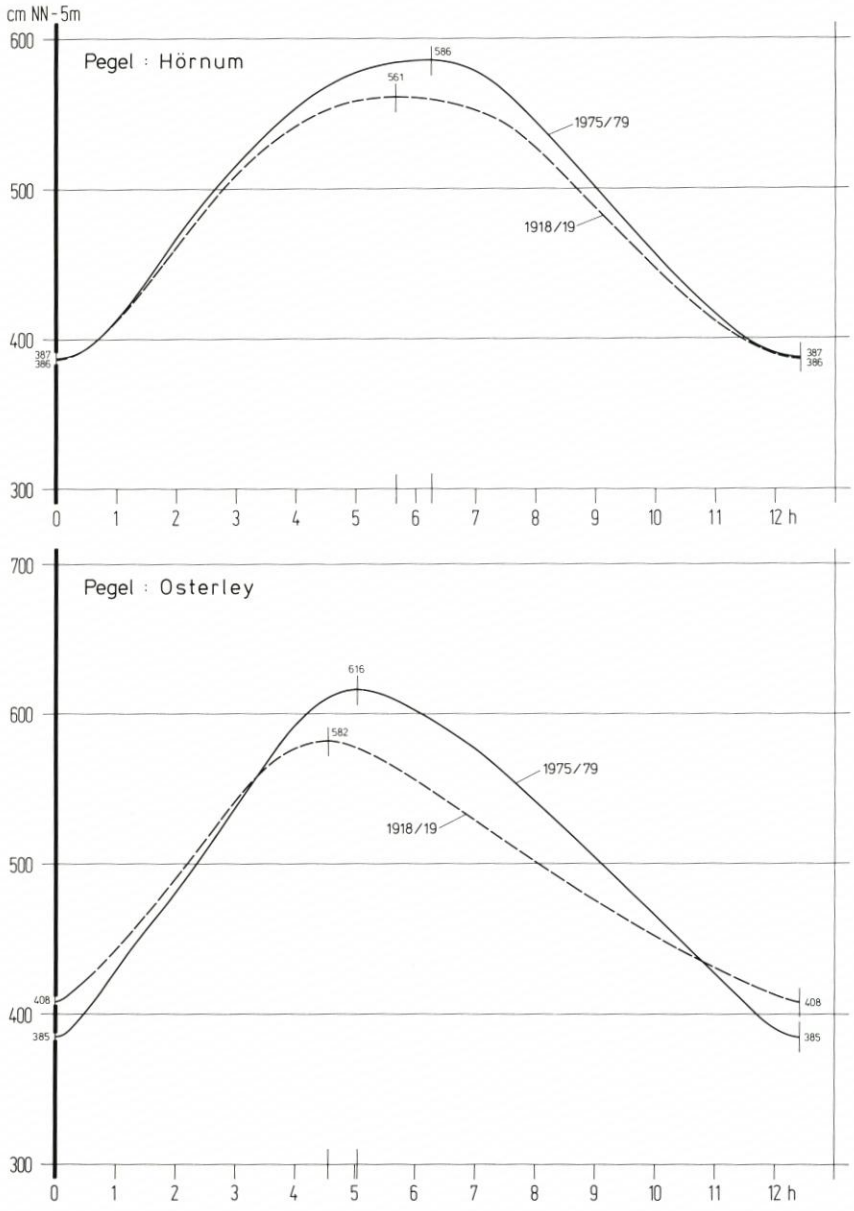


Abb. 30. Mittlere Tidekurven 1918/19 und 1975/79 für Hörnum und Osterley

4. Anregungen für zukünftige Arbeiten

Diese umfangreiche Bearbeitung von Wasserstandsmessungen für das deutsche Küstengebiet hat erwartungsgemäß eine Reihe von Erkenntnissen und Vorschlägen hervorgebracht. Sie werden hier kurz zusammengefaßt:

- MThw und MTnw von Anschlußpegeln können über Regressionen zu Bezugspegeln bereits repräsentativ aus 100 bis 200 Tiden (2 bis 3 Monate) bestimmt werden.
- T_F und T_E können hinreichend genau aus 29 Tiden (möglichst erste Hälfte Juni) berechnet werden.
- Beide Erkenntnisse führen zu dem Schluß, daß Anschlußpegel als Ergänzungen zu einem durchdachten, festen Netz von Bezugspegeln zur Bestimmung der mittleren Tideverhältnisse nur kurzfristig an einzelnen Standorten eingesetzt zu werden brauchten; es wäre zur genaueren Ermittlung der Tideverhältnisse sehr wertvoll, wenn die Standorte der Anschlußpegel möglichst häufig gewechselt würden.
- Jeder dieser Anschlußpegel-Standorte sollte etwa nach fünf Jahren wieder besetzt werden.
- Selbst weniger Pegel als heute, aber an sinnvollen Standorten in festem Turnus bei guter Wartung eingesetzt, würden unsere Kenntnisse wesentlich verbessern.
- Es gibt Gebiete mit auch heute noch unklaren Tideverhältnissen. Dazu gehören vor allem: das Watt zwischen den Ostfriesischen Inseln und der Küste*), das Hoheweg-Watt, die Westküste von Eiderstedt, die Westufer von Süderoog Sand, Amrum, Sylt, Vortrapptief und Hörnumtief sowie die Deutsche Bucht nordwestlich der Linie Borkum–Helgoland–Sylt. Es wird empfohlen, in diesen Bereichen nach og. Schema mit Anschlußpegeln zu arbeiten und in der Deutschen Bucht als nächsten Schritt für einige Wochen Tiefseepegel auf den Linien Juist–Forschungsplattform und von dort nach Sylt auszulegen.
- Der Pegel auf der Forschungsplattform Nordsee sollte fachgerecht und mit moderner Technologie betrieben und ausgewertet werden; Höhenanschluß (wie auch für Helgoland) ist wünschenswert.
- Eine Erweiterung der vorgelegten Ergebnisse auf die niederländischen und dänischen Küsten ist anzustreben.
- Man sollte zentrale Pegel mit digitalen Registriereinrichtungen für Wasserstand, -temperatur, Luftdruck, -temperatur und Strömung als Dauermeßstationen einrichten.
- Zur Messung von Sturmflutwasserständen ist ein unter diesen Gesichtspunkten festzulegendes Pegelnetz erforderlich.
- Bei der Diskussion von Wasserstandsänderungen müssen stets die Tideströmungen einbezogen werden.
- Es wäre ohne allzu großen Aufwand möglich, die mittleren Tideverhältnisse in vergangenen Jahrzehnten zu rekonstruieren.
- Schließlich sollte es möglich sein, die Anzahl von acht verwendeten verschiedenen Registrierbogen-Größen und -Maßstäben zu reduzieren.

Der Wert der bisher geleisteten Arbeit kann wesentlich gesteigert werden, wenn in wenigen Jahren eine Erweiterung und Überprüfung der Erkenntnisse vorgenommen wird.

5. Schriftenverzeichnis

Defant, A.: Die Gezeiten der Nordsee, Beobachtung und Theorie. Ann. der Hydr., H. 8, 1923.

Göhren, H.: Das Korrelationsverfahren bei der Auswertung häufig unterbrochener oder zeitlich begrenzter Wasserstandsbeobachtungen im Tidegebiet. Dt. Gew. Mitt., H. 5, 1964.

Göhren, H.: Triftströmungen im Wattenmeer. Mitt. des Franzius-Inst., H. 30, 1968.

Göhren, H.: Tidewasserstände und Windstau im Elbmündungsgebiet. Hamb. Küstenf., H. 3, 1968.

Göhren, H.: Über Strömungsverhältnisse und Sandtransport in den Flachwassergebieten vor der südöstlichen Nordseeküste. Hamb. Küstenf., H. 29, 1974.

*) Einige Daten des Bauamtes für Küstenschutz, Norden, wären noch nachzutragen.

GRAFF, J. u. BLACKMAN, D. L.: Analysis of Maximum Sea Levels in Southern England. Proc. 16th ICCE, ASCE, New York, 1979.

KOCH, M. u. LUCK, G.: Untersuchungen zur Erfassung der Strömungsverhältnisses auf den östlichen Weserwatten. Jber. 1972 der Forschungsstelle Norderney, Bd. 24, 1973.

KREYSZIG, E.: Statistische Methoden und ihre Anwendungen. Vandenhoeck und Ruprecht, Göttingen, 1977.

LASSEN, H., LINKE, G. u. BRAASCH, G.: Säkularer Meeresspiegelanstieg und tektonische Senkungsvorgänge an der Nordseeküste. Zeitschr. Vermessungswesen und Raumordnung, H. 2, 1984.

LÜDERS, K.: Über die Genauigkeit verschiedener Verfahren zum Entwerfen der „mittleren Tidekurve". Neues Archiv für Nds., H. 19, 1950.

MÜLLER, F. u. FISCHER, O.: Sylt. In: Das Wasserwesen an der schleswig-holsteinischen Westküste, II. Teil, 7. Folge. Verl. D. Reimer, Berlin, 1938.

PUGH, D. T. u. VASSIE, J. M.: Extreme Sea Levels from Tide and Surge Probability. Proc. 16th ICCE, ASCE, New York, 1979.

ROHDE, H.: Zur Geschichte des Pegels Helgoland. Dt. Gew. Mitt., H. 5, 1982.

SAGER, G.: Atlas der Elemente des Tidenhubs und der Gezeitenströme für die Nordsee, den Kanal und die Irische See. Dt. Akad. der Wiss. zu Berlin, Inst. für Meereskunde, Rostock, 1963.

SIEFERT, W.: Ergänzende Wasserstandsuntersuchungen im Elbmündungsgebiet und im Wurster Watt. Hamb. Küstenf., H. 27, 1973.

SIEFERT, W.: Über das Sturmflutgeschehen in Tideflüssen. Mitt. Leichtweiß-Inst., H. 63, 1978.

SIEFERT, W.: Bemerkenswerte Veränderungen der Wasserstände in den deutschen Tideflüssen. Die Küste, H. 37, 1982.

SIEFERT, W., FAHSE, H., MIESSNER, F., RICHTER, H.-H., TAUBERT, A. u. WIELAND, P.: Die Strömungsverhältnisse vor der Westküste Schleswig-Holsteins – Ergebnisse eines KFKI-Meßprogramms. Die Küste, H. 35, 1980.

SIEFERT, W., MIESSNER, F., RICHTER, H.-H. u. WIELAND, P.: Triftströmungen vor der Küste zwischen Eider und Elbe. Die Küste, H. 38, 1983.

STANGE, K.: Angewandte Statistik. 2. Teil, Springer-Verlag, Berlin, 1971.

THORADE, H.: Probleme der Wasserwellen. Verlag Henri Grand, Hamburg, 1931.

WALTHER, F.: Grundlagen für die Entwicklung der Meeresströmungen in den Seegaten und Wattgebieten der ostfriesischen Küste. Die Wasserwirtschaft, H. 1 und 2, 1949.

WIESE, H.-W.: Messungen der Wasserstände in der Deutschen Bucht während DEBEX '81. Erste Ergebnisse mit neuen Hochseepegeln. Intermaritec, 1982.

WSA BREMERHAVEN: Tidewasserstände in der Außenweser. Teilber. 1 (1975), 2 (1977) und 3 (1979), unveröff.

WWA BRAKE: Studie zum statistischen Zusammenhang zwischen dem Tidehochwasserstand am Pegel LT Alte Weser und den Pegeln Bremerhaven, Fedderwardersiel, Spieka-Neufeld, Cuxhaven. Unveröff., 1982.

Die Küste, 42 (1985), 1-318

Säkularänderungen der mittleren Tidewasserstände in der Deutschen Bucht

Von Alfred Führböter und Jürgen Jensen

Zusammenfassung

Aus der Auswertung von Zeitreihen von 10 Pegeln an der deutschen Nordseeküste wird gezeigt, daß im Verlauf der letzten 100 Jahre

- sich der Säkularanstieg der mittleren Tidehochwasser MThw beschleunigt,
- die mittleren Tideniedrigwasser MTnw sich nur unwesentlich verändert haben und
- der mittlere Tidehub MThb deutlich zugenommen hat.

Obwohl von unregelmäßigen Schwankungen begleitet, haben sich diese Tendenzen in den letzten Jahrzehnten verstärkt, wobei hier eine Absenkung der Tideniedrigwasser MTnw hinzukommt. Mögliche Gründe und Folgerungen werden erwogen.

Summary

An analysis of data from 10 tidal gauges in the German North Sea coastal zone has shown that during the last 100 years:

- *the rate of rise of mean high water, MHW, is increasing*
- *mean low water, MLW, has remained nearly constant and*
- *the mean tidal range is increasing.*

Although these trends are accompanied by irregular fluctuations, it is apparent that an acceleration has occurred during the last ten years; a decrease in MLW has also been observed. Possible causes and consequences are discussed.

Inhalt

1. Einleitung 78
2. Die Pegel und die Auswerteverfahren 79
3. Zeitliche Änderungen der Säkulartrends 82
   - 3.1 Mittleres Tidehochwasser MThw 82
   - 3.2 Mittleres Tideniedrigwasser MTnw 87
   - 3.3 Mittlerer Tidehub MThb 91
4. Vergleich der mittleren Tidewasserstände der Nordsee mit dem Mittelwasserstand der Ostsee 91
5. Zusammenfassende Diskussion der Ergebnisse 97
6. Schriftenverzeichnis 99

1. Einleitung

Es werden in der vorliegenden Arbeit Pegelaufzeichnungen an der deutschen Nordseeküste behandelt, die Auskunft über diejenigen langfristigen Meeresspiegeländerungen geben, die als sog. eustatische Veränderungen des globalen Meeresspiegels von denjenigen Veränderungen der Trennlinie Meer–Land zu unterscheiden sind, die durch örtlich-tektonische Bewegungen aus geologischen Prozessen entstehen. Es sei hier vorweggenommen, daß diese letzten Vorgänge an der deutschen Nordseeküste – im Gegensatz etwa zu Großbritannien oder Skandinavien – eine untergeordnete Rolle spielen.

Die Küste, 42 (1985), 1-318

Einigkeit besteht darüber, daß die eustatischen Änderungen des Weltmeeresspiegels, die sich derzeitig als sog. Säkularanstieg äußern, Folgen von globalen Klimaänderungen sind, die im wesentlichen noch Folgeerscheinungen der letzten Eiszeit sind; die Einzelheiten dieser Entwicklungen sind aber quantitativ schwer darzustellen (vgl. z. B. LISITZIN, 1974). Besondere Bedeutung erhält dabei die Frage, in welchem Maße die natürlichen Entwicklungen bereits von anthropogenen Einflüssen überlagert werden.

Eine globale Erwärmung der Erdoberflächentemperatur und entsprechend der Ozeane, z. B. verursacht durch den Treibhauseffekt infolge der CO_2-Emissionen, Aerosole oder anthropogene Spurengase, kann durch die thermische Ausdehnung der Wassermassen und Abschmelzen bzw. Aufschwimmen landgebundener Eismassen, hier besonders im Bereich der Westantarktis, zu einem Anstieg der Meeresspiegellagen führen (vgl. z. B. KEELING, 1973; FLOHN, 1977 und 1980; BACH, 1982 und 1985; BRETTERBAUER, 1982; THOMAS et al., 1983; HANSEN et al., 1983).

Erste Untersuchungen zum eustatischen Meeresspiegelanstieg wurden von THORARINSSON (1940), GUTENBERG (1941) und KUENEN (1950) angestellt. Berechnungen des globalen und lokalen eustatischen Anstiegs wurden u. a. von LISITZIN (1958), WEXLER (1961), FAIRBRIDGE (1961), HICKS (1978 und 1983), EMERY (1980), GORNITZ et al. (1982), BARNETT (1983) und GALVIN (1983) durchgeführt.

Für den Bereich der deutschen Nordseeküste kann eine Veränderung der Wasserspiegellage bis in das 16. Jahrhundert zurückverfolgt werden (vgl. ROHDE, 1977).

Nachdem das physikalische Phänomen einer Relativbewegung zwischen dem Land- und Wasserniveau von SCHÜTTE (1908) richtig erkannt, aber als neuzeitliche Senkungserscheinung interpretiert wurde und RIETSCHEL (1933) „Neuere Untersuchungen zur Frage der Küstensenkung" anschloß, wurde von LÜDERS (1936) in einer Untersuchung „Über das Ansteigen der Wasserstände an der deutschen Nordseeküste" erstmalig ein Anstieg der Wasserspiegellage der Nordsee festgestellt. Der eustatische bzw. säkulare Meeresspiegelanstieg, als die Veränderung der Wasserspiegellage über einen Zeitraum von 100 Jahren, wurde für den Bereich der Nordsee bzw. an einzelnen Pegeln u. a. von GAYE (1951), HUNDT (1955), ROHDE (1964, 1968 und 1977), HABICH (1970), PURUCKHERR (1973) und LIESE (1979) behandelt (s. auch JENSEN, 1984).

Die Schwankungen der Meeresspiegellagen sind dabei nicht über die jeweilige Beobachtungslänge stationär; diese zeitlichen Veränderungen der mittleren Tidewasserstände MTnw, MThw und des mittleren Tidehubes MThb sind Gegenstand der vorliegenden Untersuchungen.

2. Die Pegel und die Auswerteverfahren

Für die Auswertung der mittleren Tidewasserstände sind nur solche Pegel geeignet,

a) die genügend lange Zeitreihen aufweisen und
b) von denen angenommen werden kann, daß an den Pegelorten die Wasserstände nicht wesentlich durch Baumaßnahmen (Baggerungen, Eindämmungen usw.) oder durch das Oberwasser (bei Tideästuaren) gestört wurden.

Nach diesen Gesichtspunkten wurden 10 Pegel an der deutschen Nordseeküste ausgesucht, von denen drei auf Inseln gelegen sind (Borkum, Norderney und List auf Sylt), vier an den Mündungen großer Tideflüsse (Emden, Wilhelmshaven, Bremerhaven und Cuxhaven) und drei an kleinen Hafenorten an der Festlandküste (Büsum, Husum und Dagebüll). Auf Abb. 1 ist die Lage der Pegel dargestellt.

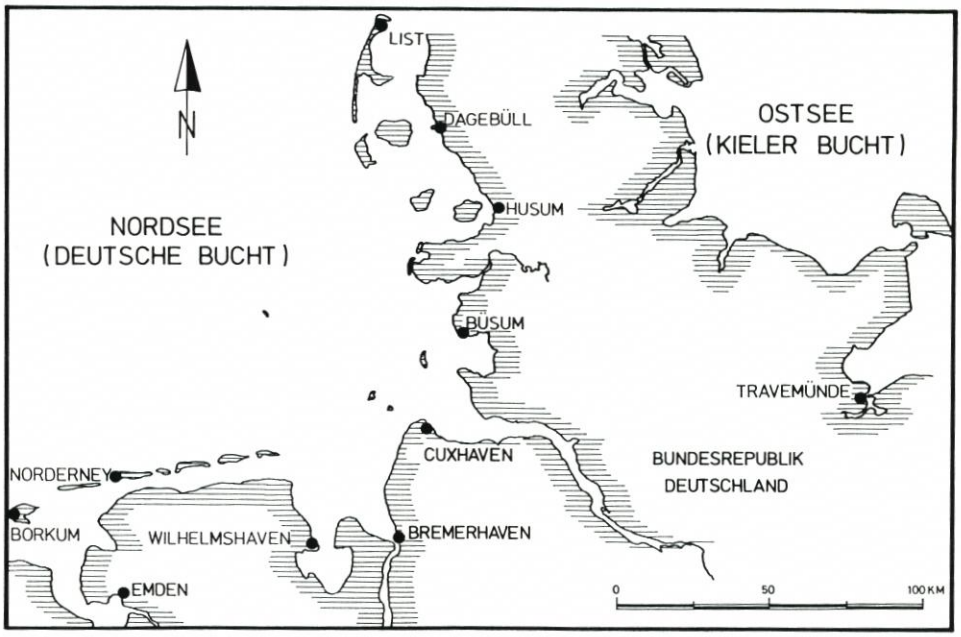


Abb. 1. Lage der verwendeten Pegel

Von diesen Pegeln wurden die Zeitreihen für die mittleren Tidehochwasser MThw und die mittleren Tideniedrigwasser MTnw als die arithmetischen Mittelwerte aller eingetretenen Tiden des jeweiligen hydrologischen Jahres (vom 1. November des Vorjahres bis zum 31. Oktober) verwendet; aus der Differenz MThw–MTnw wird zugleich der mittlere Tidehub MThb des jeweiligen Jahres erhalten. Eine ausführliche Beschreibung dieser Zeitreihen findet sich bei JENSEN (1984).

Wie bekannt, können sich die Mittelwerte selbst benachbarter Jahre um mehrere Dezimeter unterscheiden, was im wesentlichen durch die meteorologischen Zufallsprozesse bedingt ist, die sich den astronomischen (= deterministischen) Partialtiden überlagern (vgl. z. B. LAUKART, 1981). Die letzteren können, wie Voruntersuchungen gezeigt haben, bei den folgenden Betrachtungen vernachlässigt werden.

Abb. 2 oben zeigt als Beispiel die Zeitreihe für das MThw am Pegel Husum. Diese Zeitreihe reicht von 1868 bis 1983 und weist außer den jährlichen Schwankungen einen deutlichen mittleren Anstieg auf, der durch eine Ausgleichsgerade

$$H = H(t) = H_o + s_T \cdot t$$

beschrieben werden kann; s_T bedeutet dabei die Steigung der Ausgleichsgeraden, die für den Gesamtzeitraum von 1868 bis 1983 einen auf 100 Jahre bezogenen sog. Säkularanstieg von

$$s_T = 0{,}29 \text{ m/100 Jahre}$$

liefert.

Genauere Betrachtungen zeigen, daß diese Steigungen s_T nicht konstant über die untersuchten Zeiträume verteilt, sondern als Funktionen $s_T(t)$ zeitlichen Schwankungen unterworfen sind. Diese könnten z. B. dadurch sichtbar gemacht werden, daß in der Zeitreihe (vgl.

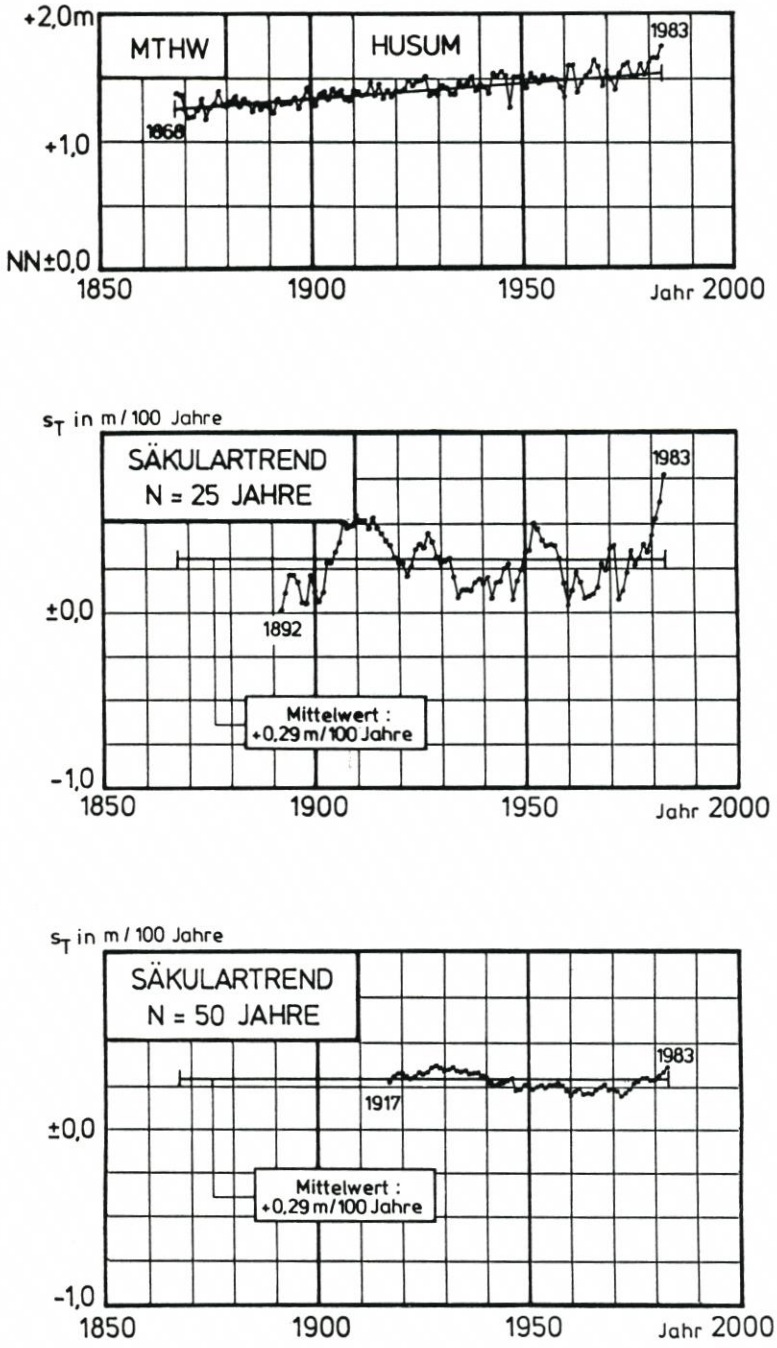


Abb. 2. Beispiel für die Auswerteverfahren $s_T(t)$ (MThw Husum)

Abb. 2 oben) überschneidende Mittelungen oder Mittelwertbildungen (für 5, 10 oder 19 Jahre) angewendet werden; empfindlicher aber zeigt solche Schwankungen ein Verfahren auf, in dem die Schwankungen der Anstiegsfunktion $s_T(t)$ selbst sichtbar gemacht werden, indem diese für einen bestimmten Zeitpunkt t aus der davorliegenden Zeitreihe von N = 25 Jahren oder N = 50 Jahren (nach der Methode der kleinsten Quadrate) berechnet und als Zeitfunktion $s_T(t)$ aufgetragen wird (ähnlich den Auswertungen bei FÜHRBÖTER, 1976).

Nur um einen besseren Vergleich mit dem auf 100 Jahre bezogenen Mittelwert zu erhalten, werden dabei diese Zeitfunktionen ebenfalls auf einen Zeitraum von 100 Jahren bezogen; dieses ist eine formale Extrapolation, die nicht mit einer Prognose verwechselt werden darf. So bedeutet z. B. der Wert $s_T(t = 1983)$ mit N = 25 Jahren für das MThw Husum von 0,773 m/100 Jahre lediglich, daß der festgestellte Anstieg der 25 Jahre von 1959 bis 1983 einen Säkularanstieg von 0,773 m ergeben würde, wenn auf 100 Jahre extrapoliert wird. Wie gezeigt werden wird, sind diese Werte vor allem als Relativwerte zu verwenden.

Es wird damit eine hohe Empfindlichkeit, besonders bei der Auswertung mit N = 25 Jahren erreicht, wie auf Abb. 2 für das Beispiel des MThw Husum gezeigt wird (Abb. 2, Mitte); die Funktion $s_T(t)$ für N = 50 Jahre weist dagegen einen wesentlich ausgeglicheneren Verlauf auf (Abb. 2, unten). Unvermeidlich ist daher, daß die Funktionen $s_T(t)$ ebenfalls sehr empfindlich auf solche Diskontinuitäten reagieren, die z. B. in einer sprunghaften Veränderung des Pegelnulls bestehen. Abb. 3 zeigt die Auswertung einer gedachten synthetischen Zeitreihe mit einem mittleren Anstieg von 0,25 m/100 Jahre und einem positiven Sprung, der hier willkürlich auf das Jahr 1925 gelegt wurde. Die Funktionen $s_T(t)$ für N = 25 Jahre und N = 50 Jahre zeigen dabei kennzeichnende Störungen, die durch die konsequente Anwendung der Methode der kleinsten Quadrate bedingt sind.

Solche Diskontinuitäten können z. B. dann entstehen, wenn durch ein Umsetzen des Pegels, durch Umstellung von Latten- auf Schreibpegel oder durch Neueinmessungen der Nullpunkt des Pegels verändert wird, ohne daß dabei die vorhergegangenen Aufzeichnungen entsprechend beschickt werden. Diese Änderungen können auch allmählich erfolgen, z. B. durch Setzungen. Sie sind aus verständlichen Gründen um so schwieriger zu erfassen, je länger die Zeitreihen in die Vergangenheit zurückreichen.

Hier bietet aber die synoptische Betrachtung von 10 voneinander unabhängigen Pegeln die wertvolle Möglichkeit, solche speziellen Störungen an bestimmten Pegeln aus den gegenseitigen Vergleichen erkennen zu können. Dies gilt übrigens auch für Veränderungen der Wasserstände durch örtliche Baumaßnahmen. In den folgenden Auswertungen werden daher die Zeitreihen und -funktionen stets für alle 10 Pegel gemeinsam zu betrachten sein.

3. Zeitliche Änderungen der Säkulartrends

3.1 Mittleres Tidehochwasser MThw

Auf Abb. 4 sind die Zeitreihen, auf Abb. 5 die Zeitfunktionen $s_T(t)$ für N = 25 Jahre und auf Abb. 6 die für $s_T(t)$ für N = 50 Jahre der untersuchten 10 Nordseepegel dargestellt; zu jedem Pegel ist dabei zugleich der mittlere Säkularanstieg s_T in m/100 Jahre verzeichnet, der sich als Mittelwert der gesamten Zeitreihe ergibt.

Die Zeitreihen selbst (die beim Pegel Cuxhaven bis in das Jahr 1855 zurückreichen) zeigen zunächst bei allgemein ansteigender Tendenz die kennzeichnenden jährlichen Schwankungen, die sich aber für jedes Jahr an allen Pegeln gleichsinnig einstellen; dies ist besonders an dem extrem niedrigen Wert für das Jahr 1947 zu erkennen (Abb. 4). Daraus geht hervor,

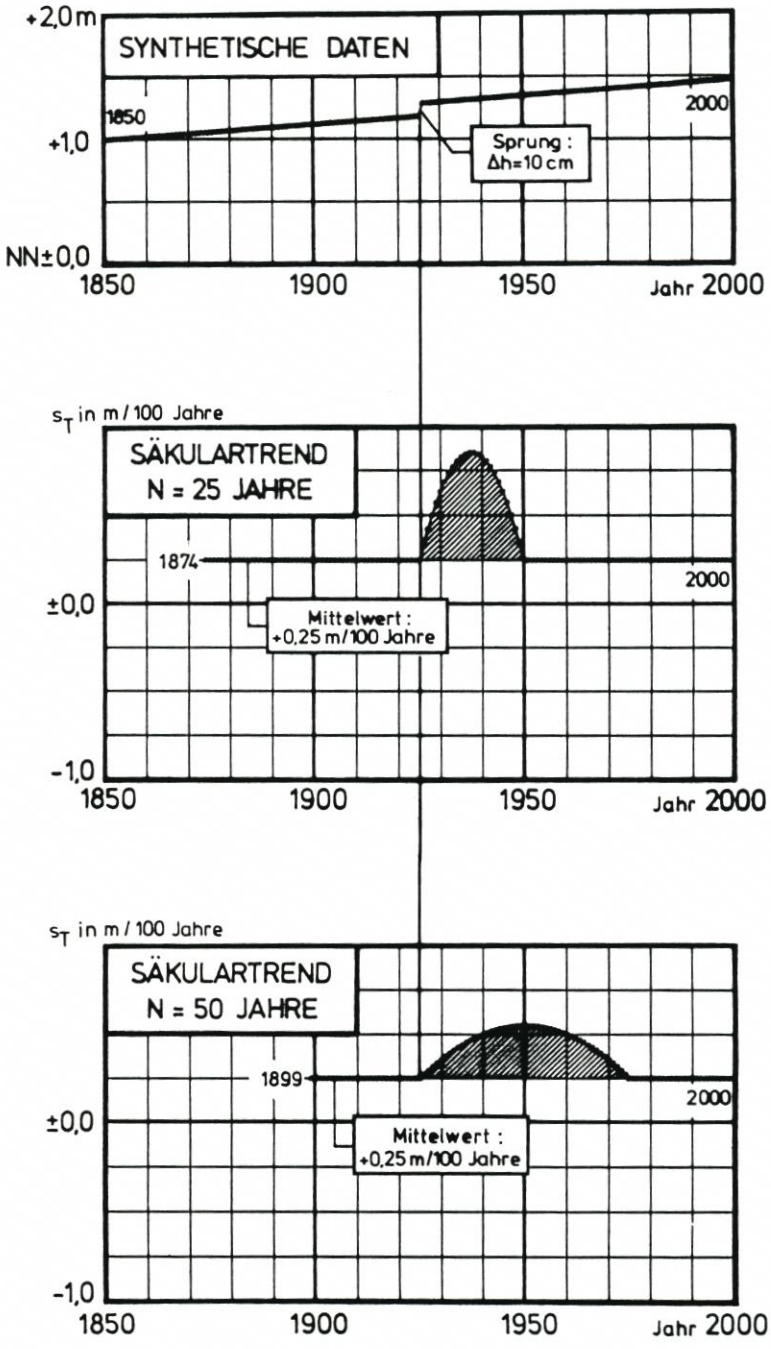


Abb. 3. Störungen der Zeitfunktionen $s_T(t)$ durch eine Diskontinuität (hier: Sprung) (schematisch)

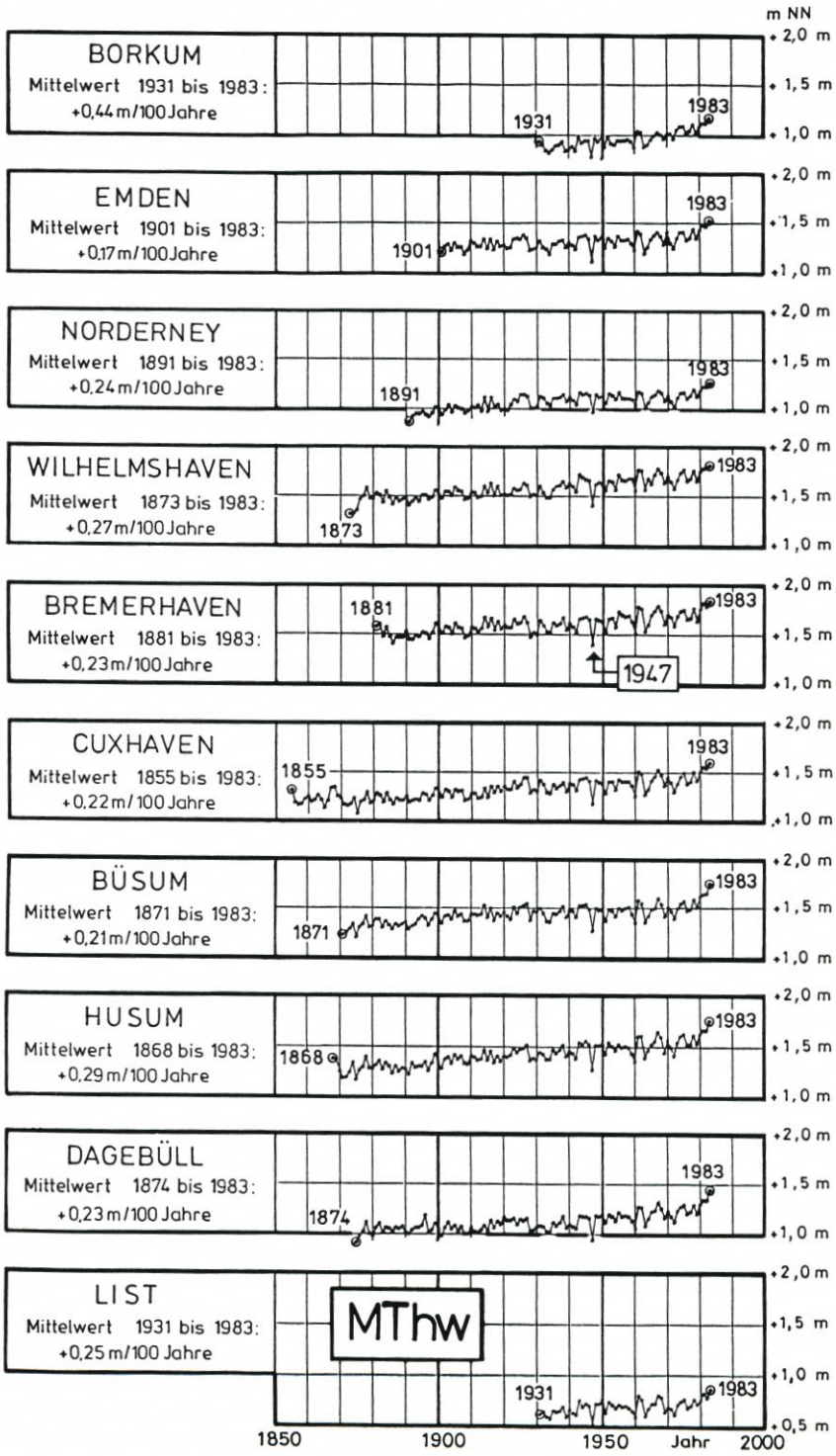


Abb. 4. Zeitreihen der mittleren Tidehochwasser (MThw) an den 10 Pegelstationen

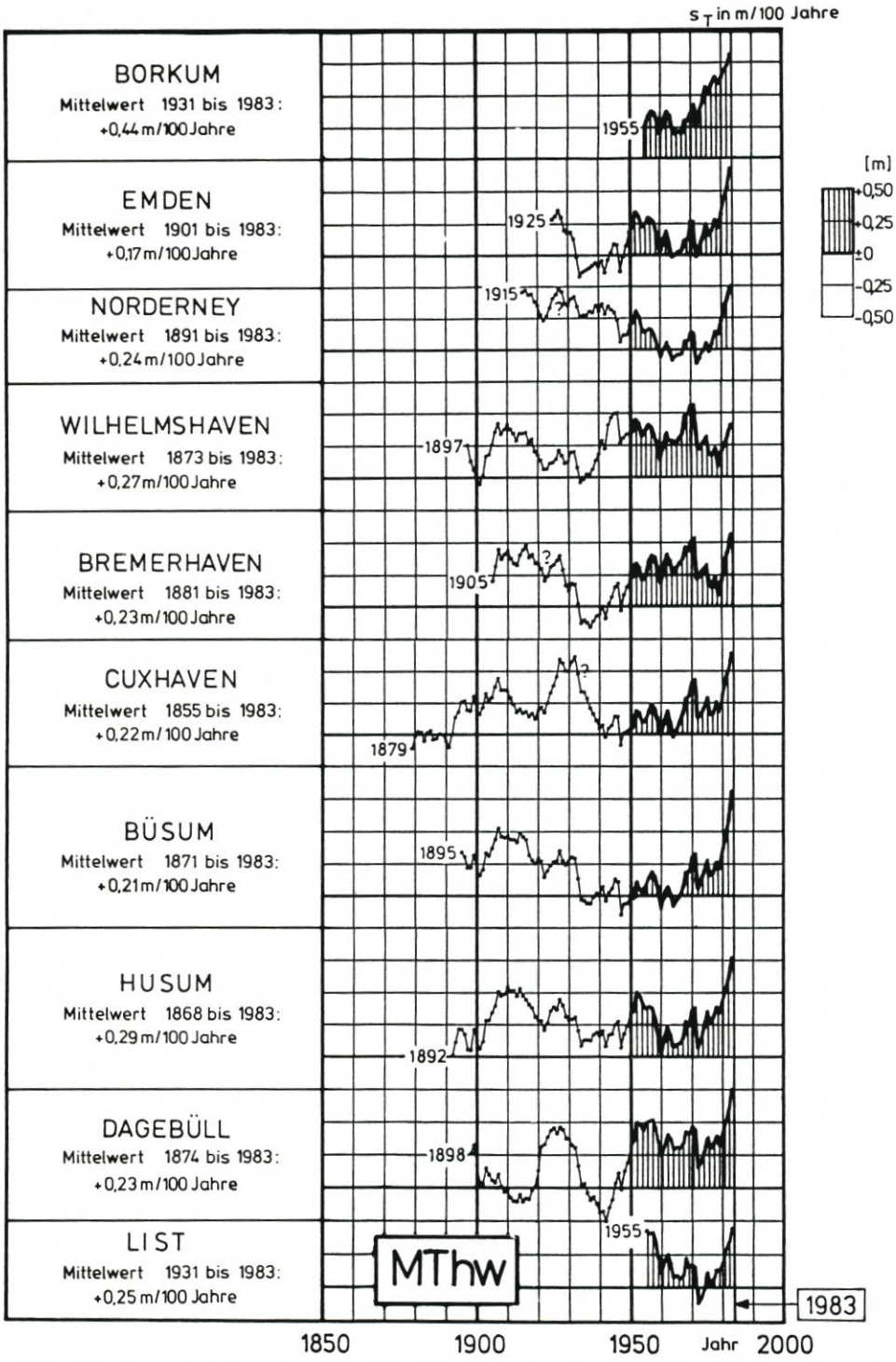


Abb. 5. Zeitfunktion $s_T(t)$ für N = 25 Jahre (Extrapolation von 25 auf 100 Jahre) für die mittleren Tidehochwasser (MThw)

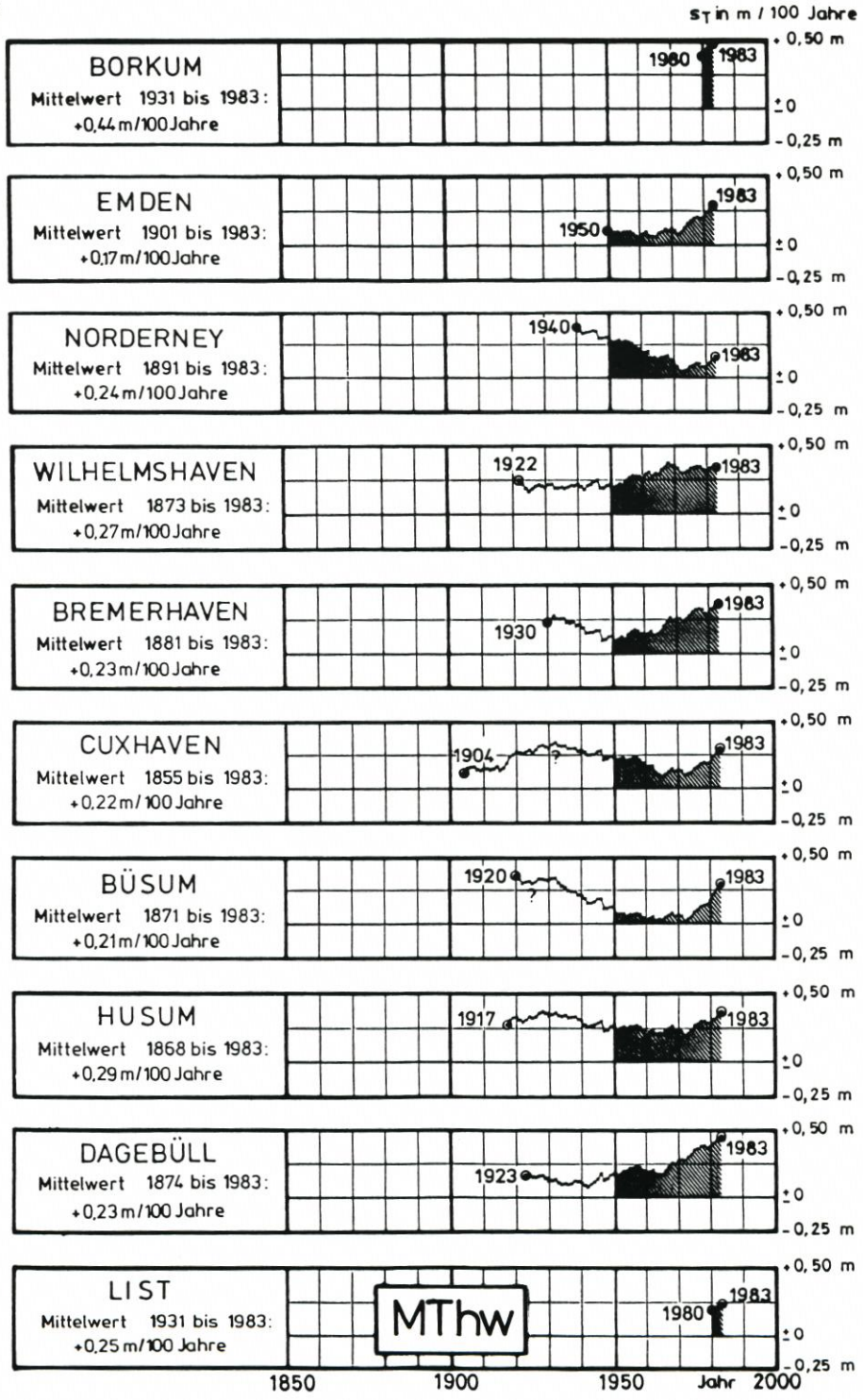


Abb. 6. Zeitfunktion $s_T(t)$ für N = 50 Jahre (Extrapolation von 50 auf 100 Jahre) für die mittleren Tidehochwasser (MThw)

Die Küste, 42 (1985), 1-318

daß es sich bei den jährlichen MThw um großräumige Wasserspiegeländerungen handelt, von denen das gesamte Gebiet der Deutschen Bucht betroffen wird.

Bereits eine genaue Betrachtung der Zeitreihen auf Abb. 4 läßt erkennen, daß ab etwa 1960 ein steilerer Anstieg erfolgt. Dies wird durch die Zeitfunktionen $s_T(t)$ für N = 25 Jahre bestätigt, die für fast alle Pegel Höchstwerte am Ende der Auswertezeit für das Jahr 1983 aufweisen (Abb. 5).

Wie weiterhin Abb. 5 zeigt, wird die Übereinstimmung der Funktionen $s_T(t)$ für die einzelnen Pegel i. a. immer schlechter, je weiter sie in die Vergangenheit zu verfolgen sind. Zwar kann bei mehreren Pegeln ein schwaches Maximum um das Jahr 1910 festgestellt werden, im übrigen Verlauf zwischen 1910 und 1950 verhalten sich die Funktionen aber uneinheitlich und manchmal sogar gegenläufig wie die für Bremerhaven und Cuxhaven um 1930. Diese Vorgänge können durch solche Effekte wie auf Abb. 3 erklärt werden und sollen hier nicht im einzelnen behandelt werden; wichtig ist nur, daß ab etwa 1950 fast alle Pegel ein nahezu gleichartiges Verhalten mit unregelmäßigen Schwankungen zwischen 1950 und 1970 und einem allgemeinen Anstieg im letzten Jahrzehnt vor 1983 aufweisen.

Was Abb. 5 weiterhin deutlich machen soll, ist das Fehlen kennzeichnender Zyklen oder gar Perioden. Selbst wenn es solche geben würde, sind die vorhandenen Zeitreihen für ihren Nachweis zu kurz. Es können lediglich unregelmäßige Schwankungen mit einzelnen Maxima und Minima festgestellt werden, die allerdings an den meisten Pegeln in den letzten Jahren mit Größtwerten enden.

Auf Abb. 6 ($s_T(t)$ für N = 50 Jahre) werden die gleichen Vorgänge in geglätteter Form gezeigt. Auch hier laufen vor etwa 1950 die einzelnen Funktionen uneinheitlich; nach 1950 aber ist, von einer Ausnahme abgesehen, ein allmählicher Anstieg mit Höchstwerten bei 1983 festzustellen, der eine Beschleunigung des Säkularanstieges in den vergangenen 50 Jahren ausdrückt.

3.2 Mittleres Tideniedrigwasser MTnw

Hier zeigen Abb. 7 die Zeitreihen und Abb. 8 und 9 die Zeitfunktionen $s_T(t)$ für N = 25 Jahre und N = 50 Jahre. Auch hier sind zu jedem Pegel die Mittelwerte für die Veränderungen der Niedrigwasser während der gesamten jeweiligen Zeitreihe eingetragen.

Hier fällt bereits bei diesen Mittelwerten auf, daß sie bei fast der Hälfte der betrachteten Pegel mit negativen Vorzeichen auftreten, also einen Abfall anstatt eines Anstieges anzeigen. Die Zeitreihen der MTnw auf Abb. 7 zeigen zwar auch für die einzelnen Jahre gleichsinniges Verhalten wie auf Abb. 5 für das MThw auf (vgl. z. B. das Minimum für das Jahr 1947), im allgemeinen Trend aber weichen die Zeitreihen für die MTnw wesentlich mehr voneinander ab als die für die MThw.

Dies wird durch die Zeitfunktionen $s_T(t)$ für N = 25 Jahre auf Abb. 8 bestätigt. Auch hier sind, wie auf Abb. 5 für die MThw, die Verläufe der Funktionen vor 1950 uneinheitlich, wobei der Vergleich hier zusätzlich dadurch erschwert wird, daß die Zeitreihen für die MTnw bei den meisten Pegeln kürzer als die der MThw sind (Abb. 8). Nach 1950 tritt aber bei fast allen Pegeln ein deutliches Maximum auf, dem dann ein steiler Abfall zu der Zeit folgt, in der ein starker Anstieg der MThw eintritt (vgl. Abb. 5). Im letzten Jahrzehnt ist dann bei den meisten Pegeln eine rückläufige Tendenz festzustellen, wobei die Kurven aber immer noch im Negativbereich verlaufen, der Abfall der MTnw also noch weiter anhält.

Einen allmählichen Abfall der MTnw zeigt auch die Zeitfunktion $s_T(t)$ für N = 50 Jahre auf Abb. 9 für die Jahre nach etwa 1950 an; hier liegen die Endwerte meist etwas unter Null

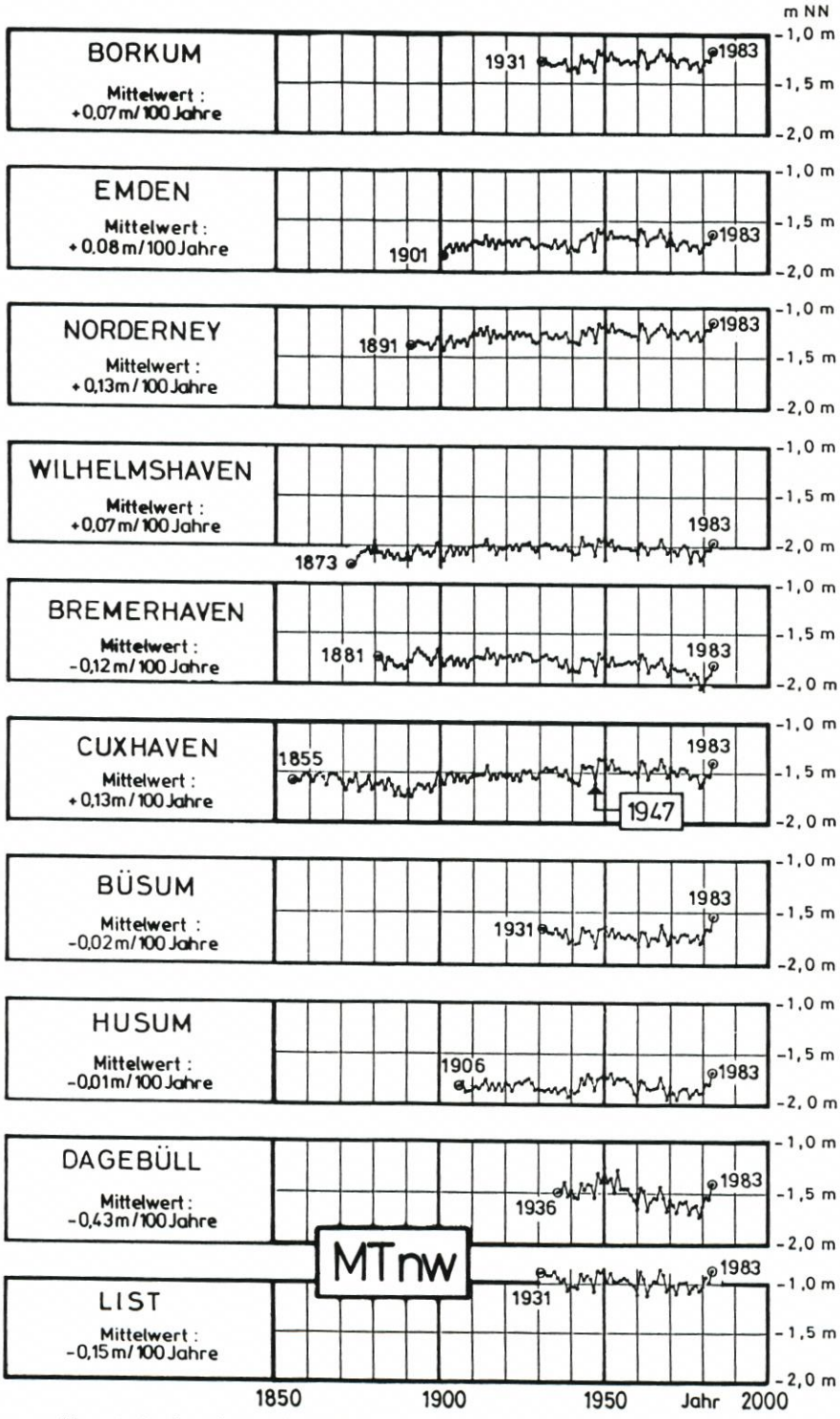


Abb. 7. Zeitreihen der mittleren Tideniedrigwasser (MTnw) an den 10 Pegelstationen

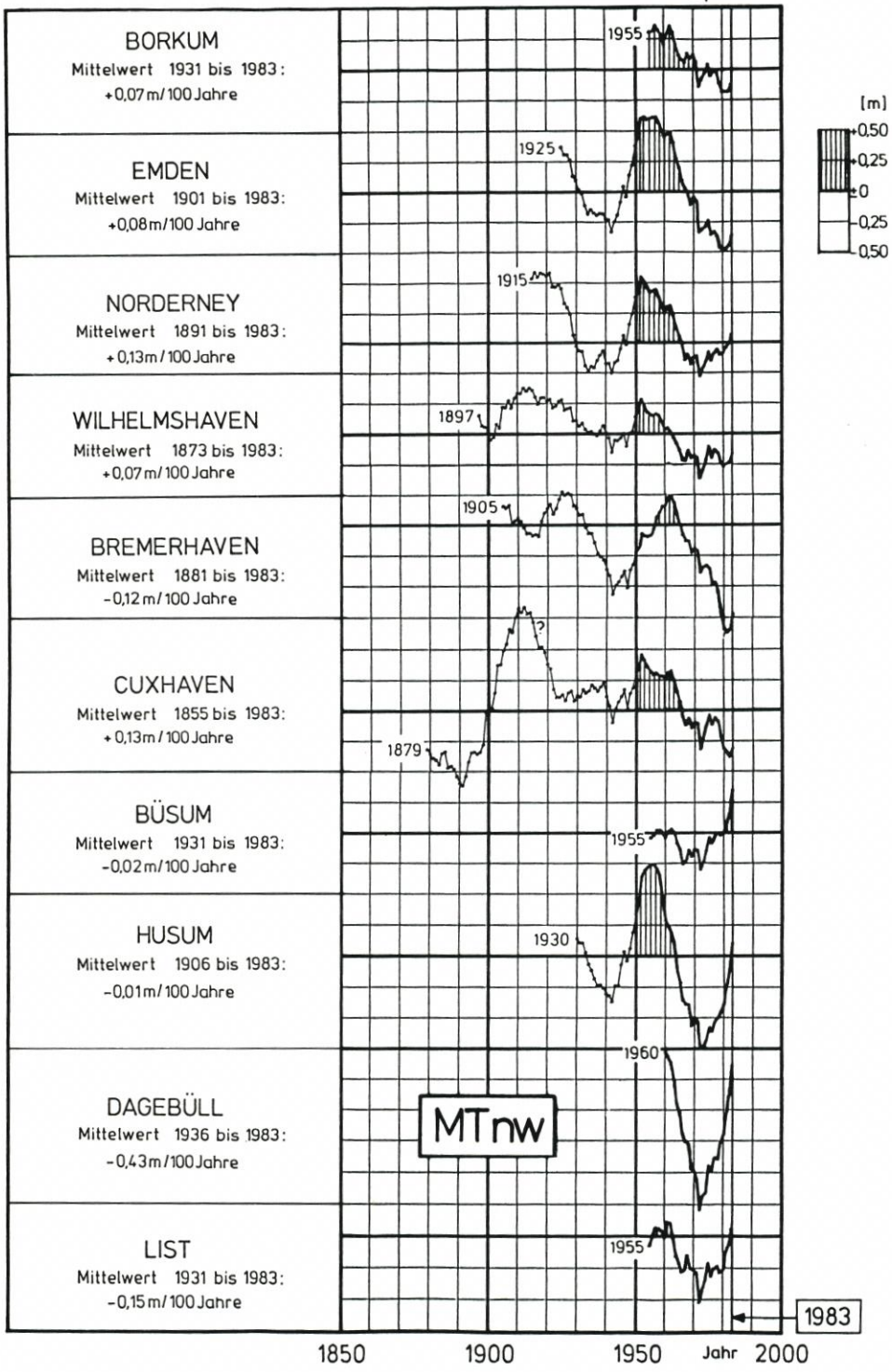


Abb. 8. Zeitfunktion $s_T(t)$ für N = 25 Jahre (Extrapolation von 25 auf 100 Jahre) für die mittleren Tideniedrigwasser (MTnw)

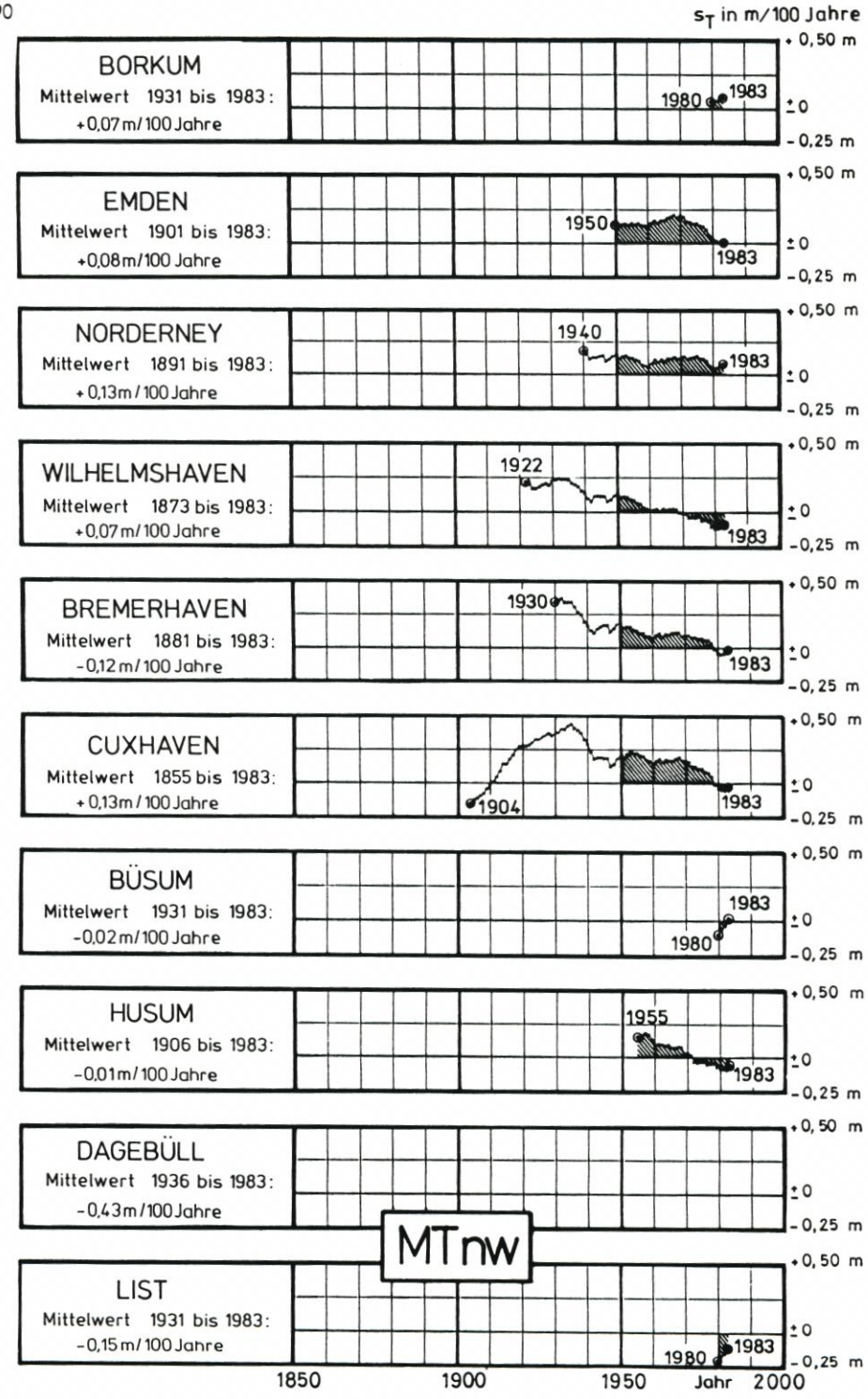


Abb. 9. Zeitfunktion $s_T(t)$ für N = 50 Jahre (Extrapolation von 50 auf 100 Jahre) für die mittleren Tideniedrigwasser (MTnw)

Die Küste, 42 (1985), 1-318

und deuten damit an, daß sich die Höhen der MTnw als Mittelwert der letzten 50 Jahre so gut wie nicht geändert haben.

Da die Pegel fast durchweg an Rinnen oder Strömen inmitten ausgedehnter Wattengebiete liegen und außerdem konstruktiv oft so beschaffen sind, daß sie die tiefsten Niedrigwasser nicht mehr registrieren können, dürften die wirklichen MTnw in den umgebenden Seegebieten eher noch niedriger als nach den untersuchten Zeitreihen sein. Deshalb machen sich örtliche morphologische Besonderheiten an den Pegeln eher bei den Registrierungen der Tnw als bei denen der Thw bemerkbar.

3.3 Mittlerer Tidehub MThb

Im allgemeinen weist ein Jahr mit einem höheren MThw auch ein höheres MTnw entsprechend den vorherrschenden meteorologischen Bedingungen auf. Es sollte daher angenommen werden, daß der mittlere Tidehub als die Differenz von MThw und MTnw frei von den jährlichen Schwankungen ist, wie Abb. 4 für das MThw und Abb. 7 für das MTnw zeigen. Weiterhin sollte erwartet werden, daß der Tidehub weitgehend konstant bleibt. Die Zeitreihen für den MThb auf Abb. 10 zeigen zwar geringere jährliche Schwankungen als die MThw und MTnw, aber dafür eine deutlich zunehmende Tendenz auf, was durch Abb. 11 ($s_T(t)$ für $N = 25$ Jahre) und Abb. 12 ($s_T(t)$ für $N = 50$ Jahre) bestätigt wird.

Nach unregelmäßigen und uneinheitlichen Schwankungen um die Nullachse zeigen die mittleren Tidehübe in der Funktion $s_T(t)$ für $N = 25$ Jahre für fast alle Pegel ab etwa 1960 eine starke Zunahme (Abb. 11), die durch die Beschleunigung des Anstieges der Thw bei gleichzeitiger Absenkung der Tnw bedingt sind. Auch die Funktionen $s_T(t)$ für $N = 50$ Jahre treten ab etwa 1960 als monoton steigend auf (Abb. 12).

4. Vergleich der mittleren Tidewasserstände der Nordsee mit dem Mittelwasserstand der Ostsee

Die Ostsee kann mit ihren mittleren Wasserständen MW, in denen nur noch ein geringer Tideanteil enthalten ist, wie ein stark gedämpftes Pegelbecken angesehen werden, das durch die schmalen Meerengen von Skagerrak und Kattegat mit der nördlichen Nordsee verbunden ist. Da aus physikalischen Gründen Windstau und Windsunk an der Nord- und Ostsee gegensinnig verlaufen – anhaltende Westwinde erzeugen in der Deutschen Bucht erhöhte, an der deutschen Ostseeküste abgesenkte Wasserstände –, sollte erwartet werden, daß Jahre mit hohen mittleren Tidewasserständen an der Nordsee an der deutschen Ostseeküste solche mit niedrigem MW und umgekehrt aufweisen. Der Vergleich der jährlichen Tidewasserstände des Pegels Husum mit den Mittelwasserständen des Pegels Travemünde zeigt aber, daß eher das Gegenteil der Fall ist (Abb. 13 und 14).

Bei den Zeitreihen auf Abb. 13 fällt auf, daß sich das MThw am Pegel Husum und das MW am Pegel Travemünde in den einzelnen Jahren etwa gleichsinnig verhalten; Jahre mit hohem MThw in Husum sind i. a. auch Jahre mit hohem MW in Travemünde und umgekehrt, wie es auch hier wieder der besonders niedrige Wert für das Jahr 1947 zeigt (Abb. 13). Bei den MThw in Husum und dem MW in Travemünde tritt auch die langfristige Tendenz eines allmählichen Anstieges gemeinsam auf, während die Übereinstimmung mit den MTnw in Husum wesentlich schlechter ist (Abb. 13). Das wird durch die Korrelation auf Abb. 14 bestätigt, wo sich für die Korrelationsgerade der MThw-Werte von Husum über den MW-

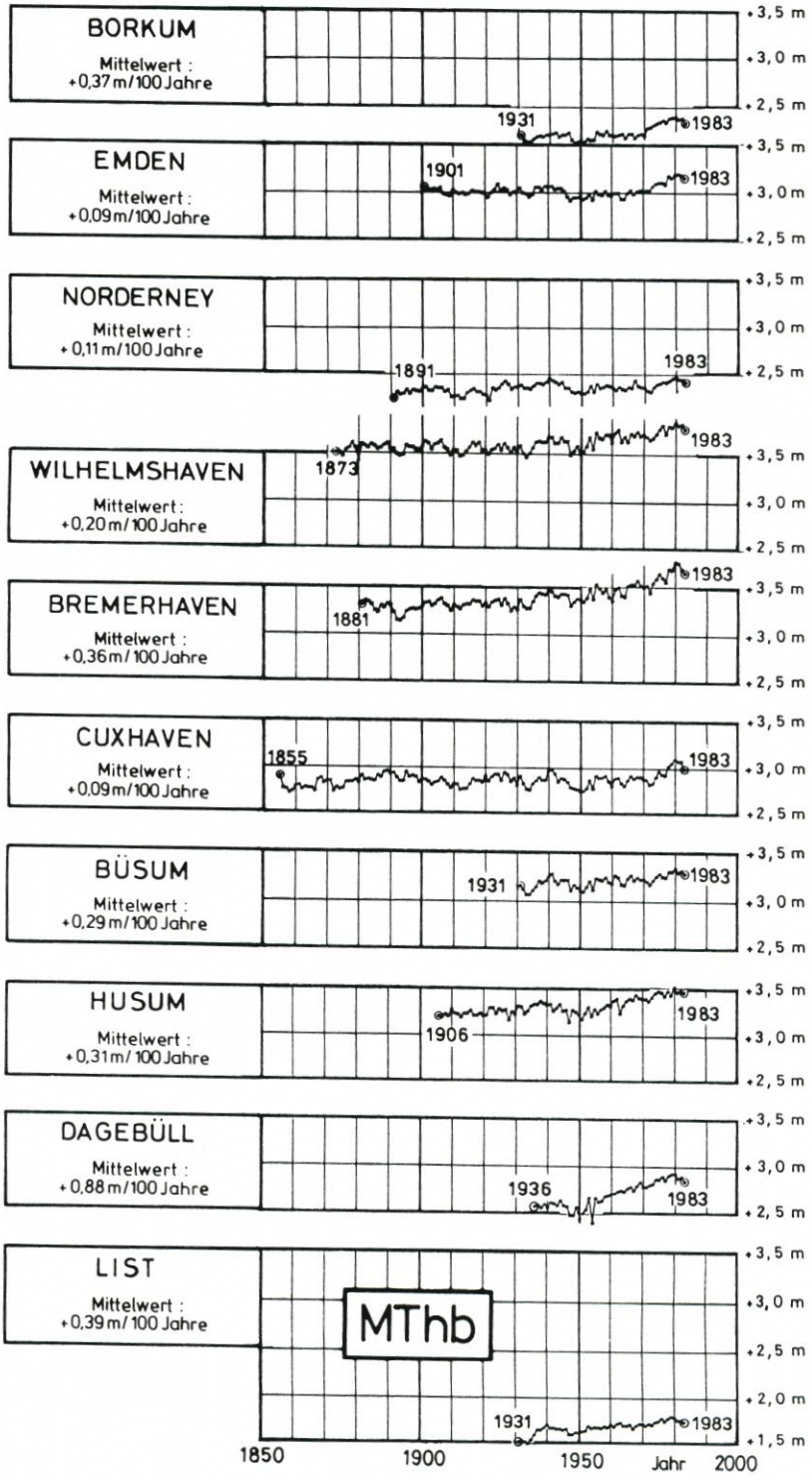


Abb. 10. Zeitreihen für den mittleren Tidehub (MThb) an den 10 Pegelstationen

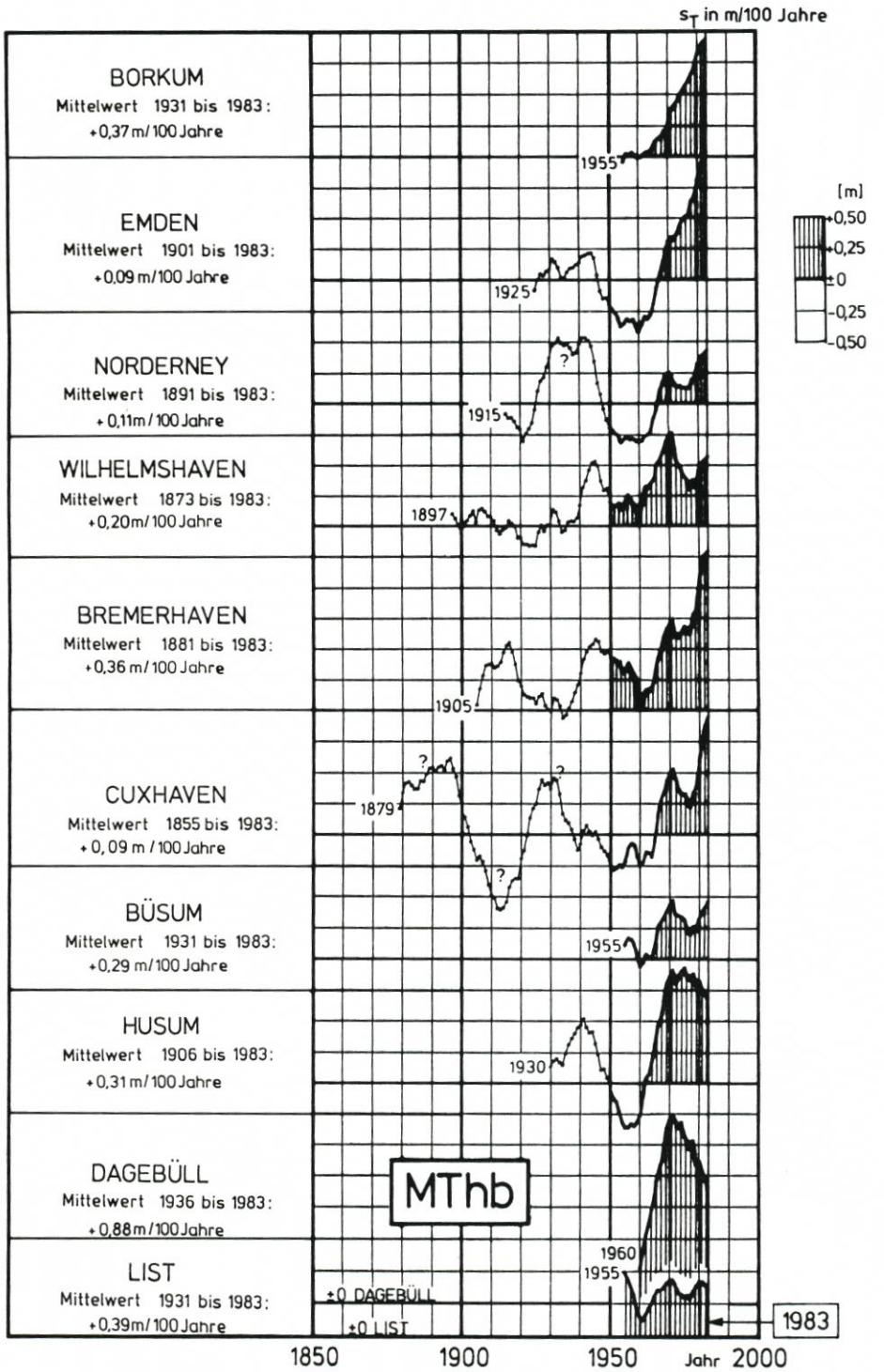


Abb. 11. Zeitfunktion $s_T(t)$ für N = 25 Jahre (Extrapolation von 25 auf 100 Jahre) für den mittleren Tidehub (MThb)

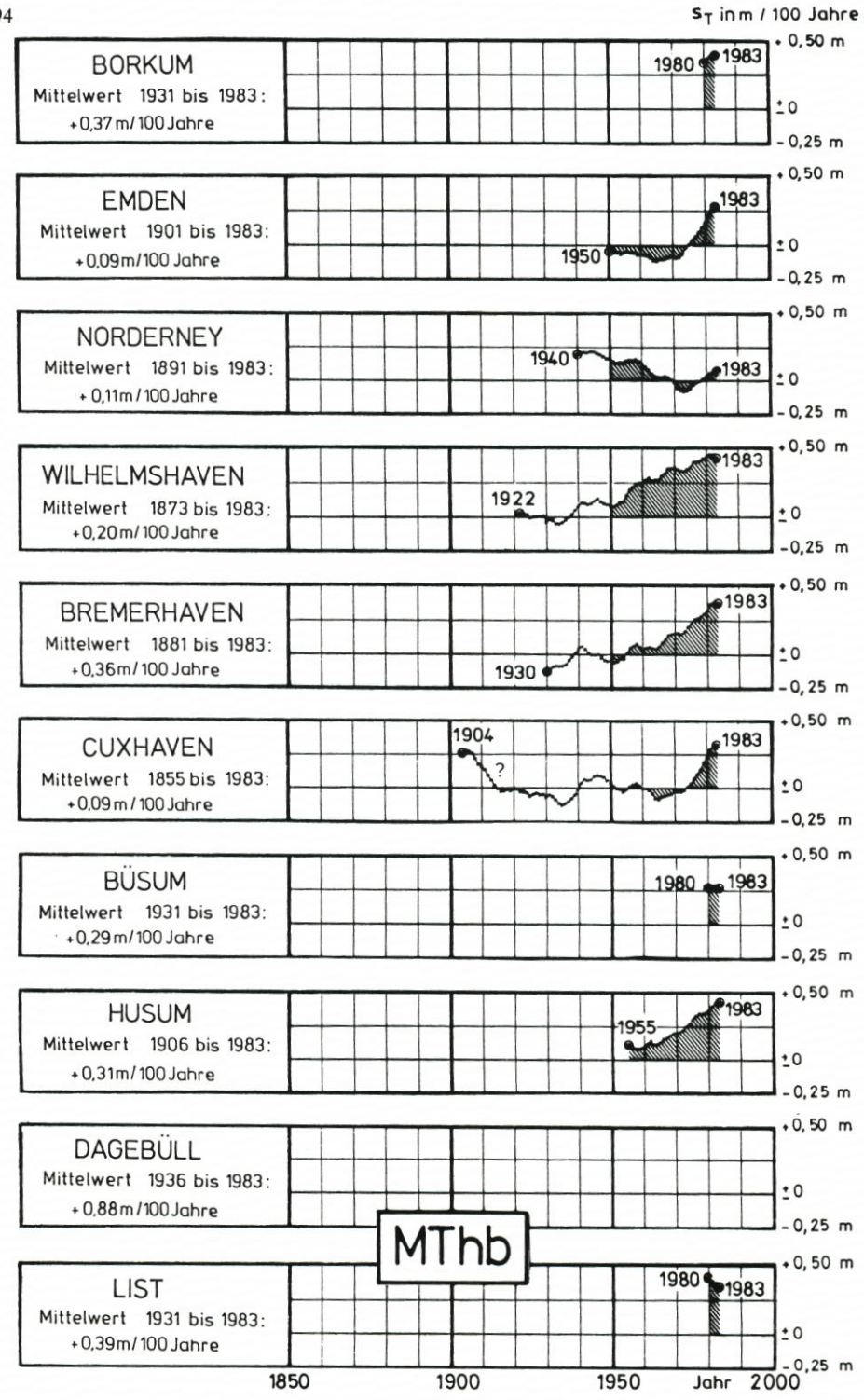


Abb. 12. Zeitfunktion $s_T(t)$ für N = 50 Jahre (Extrapolation von 50 auf 100 Jahre) für den mittleren Tidehub (MThb)

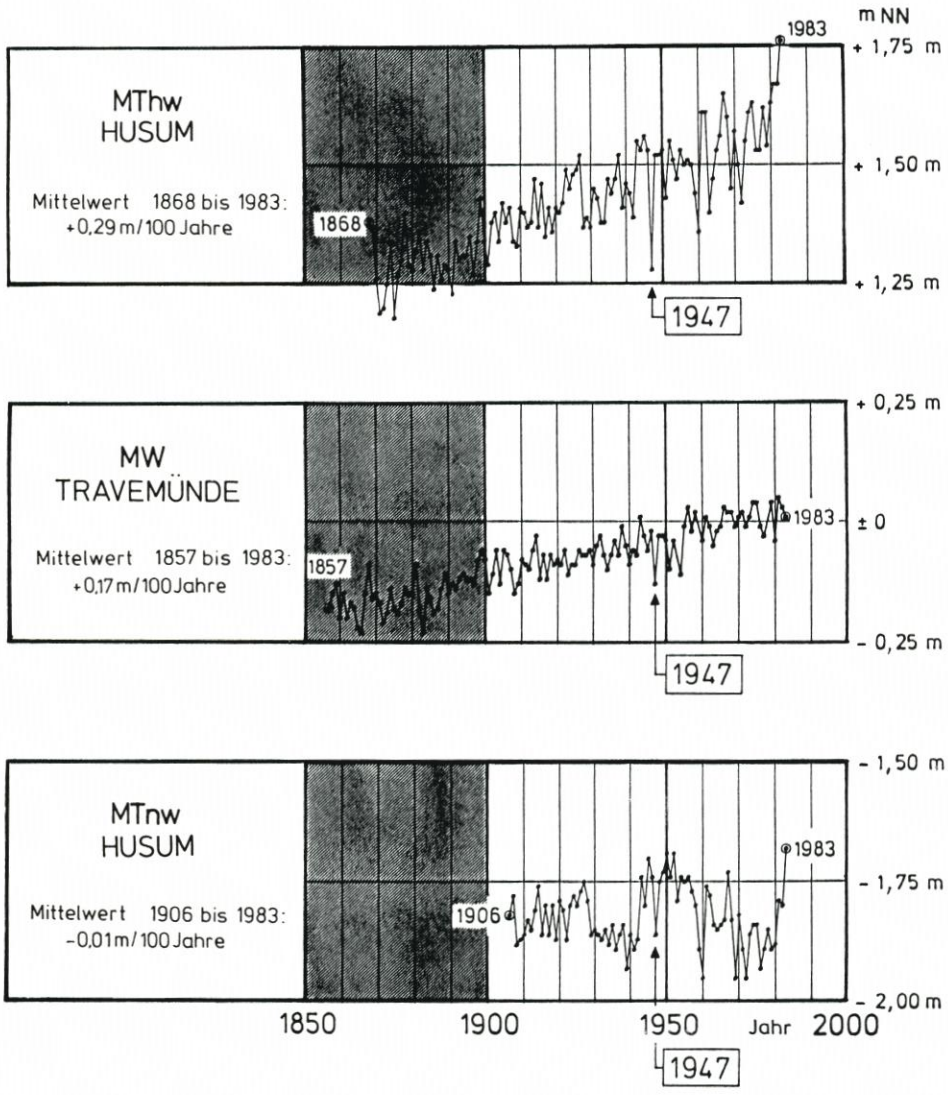
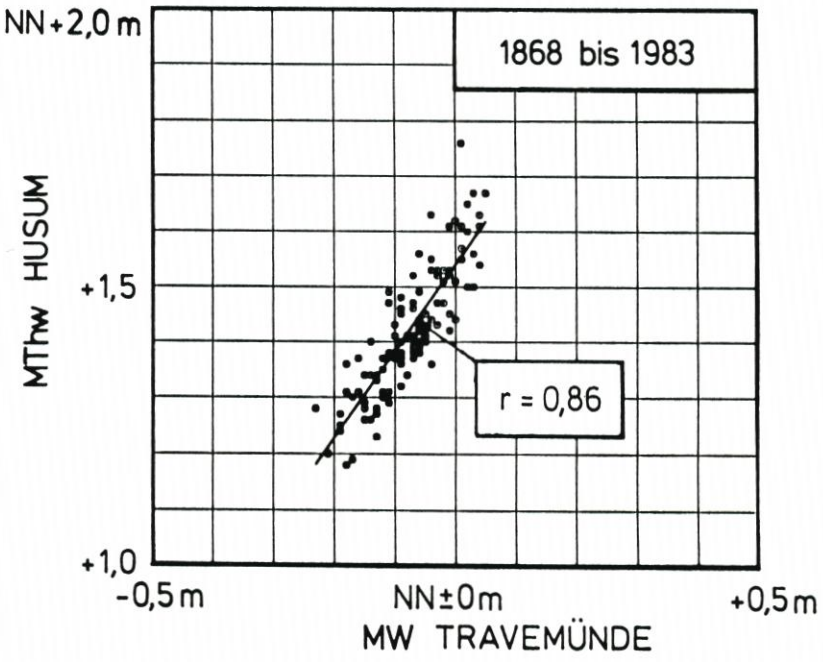


Abb. 13. Vergleich der Zeitreihen für das MThw und das MTnw des Pegels Husum mit der Zeitreihe für das MW des Pegels Travemünde

Werten von Travemünde der relativ hohe Korrelationsfaktor von r = 0,86 ergibt, während er bei den MTnw-Werten nur bei r = 0,09 liegt. Die Pegel Husum und Travemünde stehen dabei nur als Beispiele; auch die Korrelationen anderer Pegelpaare liefern ähnliche Ergebnisse.

Es soll hiermit gezeigt werden, daß die langfristigen Änderungen der mittleren Wasserstände an der Nordsee nicht allein den Raum der Deutschen Bucht erfassen, sondern großräumig über Skagerrak und Kattegat bis in die Ostsee hinein wirken. Sie sind nicht durch kurzfristige meteorologische Windeinflüsse zu erklären, sondern müssen ihre Ursachen in Vorgängen haben, die große Seegebiete gleichermaßen erfassen.



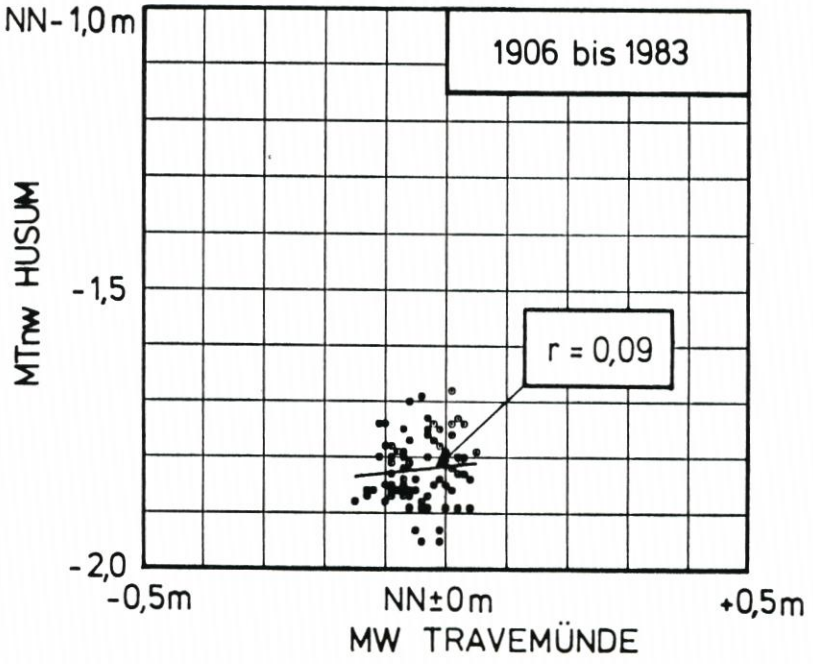


Abb. 14. Korrelationen zwischen dem MW Travemünde und dem MThw Husum (oben) und dem MTnw Husum (unten)

Die Küste, 42 (1985), 1-318

5. Zusammenfassende Diskussion der Ergebnisse

Als Zusammenfassung der auf den Abb. 4 bis 12 dargestellten Ergebnisse sind auf Tafel 1 für die 10 Nordseepegel nach Abb. 1 die Ergebnisse für MThw, MTnw und MThb dargestellt, die sich für das Jahr 1983 mit der Berechnung aus N = 100 Jahren, N = 50 Jahren und N = 25 Jahren ergeben. Während der Wert aus 100 Jahren den exakten Säkulartrend wiedergibt, handelt es sich bei den Werten aus N = 50 Jahren und N = 25 Jahren um Extrapolationen, die nicht als Prognosen verstanden werden sollen (vgl. Abschnitt 2).

Weil die 10 Pegel als gleichgewichtig anzusehen sind, kann durch die Bildung der Mittelwerte aus Tafel 1 eine Gesamtübersicht über die Deutsche Bucht erhalten werden, die auf Tafel 2 erscheint. Die Standardabweichungen auf Tafel 2 drücken dabei das unterschiedliche Verhalten der einzelnen Pegel aus. Sie liegen bezeichnenderweise bei den MThw deutlich niedriger als bei den MTnw und MThb (Tafel 2).

Bei den MThw ist ein Vergleich mit der amerikanischen Ostküste interessant, wo in einer

Tafel 1
Säkulare Änderungen in m/100 Jahre als Extrapolation von N = 25, 50 und 100 Jahren (bezogen auf das Jahr 1983)

	MThw			MTnw			MThb		
N in Jahren	100	50	25	100	50	25	100	50	25
Zeitraum	1884 - 1983	1934 - 1983	1959 - 1983	1884 - 1983	1934 - 1983	1959 - 1983	1884 - 1983	1934 - 1983	1959 - 1983
PEGEL	m/100 J.	m/100 J.	m/100 J.	m/100 J.	m/100 J.	m/100 J.	m/100 J.	m/100 J.	m/100 J.
Borkum	-	0,475	0,813	-	0,085	-0,125	-	0,391	0,938
Emden	-	0,285	0,67	-	0,007	-0,367	-	0,278	1,037
Norderney	-	0,156	0,499	-	0,081	0,069	-	0,075	0,431
Wilhelmshaven	0,275	0,338	0,406	0,052	-0,090	-0,160	0,224	0,428	0,566
Bremerhaven	0,247	0,359	0,562	-0,133	-0,268	-0,732	0,380	0,627	1,293
Cuxhaven	0,242	0,294	0,640	0,178	-0,028	-0,309	0,065	0,322	0,949
Büsum	0,192	0,290	0,808	-	0,017	0,346	-	0,273	0,462
Husum	0,30[9]	0,364	0,773	-	-0,058	0,104	-	0,427	0,688
Dagebüll	0,240	0,451	0,752	-	-	-0,139	-	-	0,892
List	-	0,239	0,445	-	-0,112	0,059	-	0,346	0,369
Mittelwert	0,250	0,325	0,637	0,032	-0,041	-0,125	0,223	0,352	0,762
Standardabweichung	±0,038	±0,095	±0,152	±0,156	±0,110	±0,300	±0,158	±0,149	±0,305

Tafel 2
Säkularänderungen als Mittelwerte aller 10 Nordseepegel (bezogen auf das Jahr 1983)

Extrapoliert aus:	MThw m/100 Jahre	MTnw m/100 Jahre	Bemerkung
N = 100 Jahre	+ 0,25 ± 0,04	+ 0,03 ± 0,16	bezogen
N = 50 Jahre	+ 0,32 ± 0,09	− 0,04 ± 0,11	auf
N = 25 Jahre	+ 0,64 ± 0,15	− 0,12 ± 0,30	1983

eingehenden Studie von GALVIN (1983) 14 Pegelstationen mit einer Zeitreihe von 1940 bis 1975 auf die Veränderung des MSL (Mean Sea Level = Tidemittelwasser) untersucht wurden. Der Mittelwert dieser 14 Stationen liefert s_T = 0,29 m ± 0,09 m/100 Jahre. Wird für die gleiche Zeitreihe für die 10 Pegel nach Abb. 1 der Mittelwert für den Anstieg der MThw berechnet, so beträgt dieser s_T = 0,23 m ± 0,13 m/100 Jahre und ist daher in gleicher Größenordnung für diesen Zeitabschnitt. Es sollte aber angestrebt werden, getrennte Untersuchungen für die MThw und MTnw an einem weltweiten Pegelnetz durchzuführen, weil, wie das Beispiel der Deutschen Bucht zeigt, das Tidemittelwasser oder MSL nicht immer die geeignete Größe ist, mit der Veränderungen erkannt werden können.

Ob sich in dem beschleunigten Anstieg der MThw (vgl. SIEFERT, 1982, und ROHDE, 1984) der letzten Jahrzehnte bereits eine Klimaveränderung bemerkbar macht (vgl. z. B. BACH, 1982 und 1985), kann hier nicht gesagt werden. Wie insbesondere Abb. 5 zeigt, hat es größere Fluktuationen auch schon in der Vergangenheit gegeben, die allerdings nicht die Amplituden der letzten Jahre erreichten. Die Zeitreihen der Wasserstände könnten aber – ähnlich wie die bekannten Gletscherveränderungen – der Klimaforschung wichtige Hinweise geben, weil sie wie ein erdumspannendes Integral die Gesamtklimaentwicklung ausdrücken.

Wesentlich schwieriger als das Verhalten der MThw ist das der Tideniedrigwasser MTnw zu erklären, womit unmittelbar auch das des Tidehubes zusammenhängt. Astronomische Gründe scheiden hier aus. Ebensowenig sind großräumige morphologische oder tektonische Veränderungen bekannt, die derartige Folgen haben könnten. Die vorliegenden Untersuchungen zeigen, daß die Absenkung der Niedrigwasser nicht auf einzelne Pegel beschränkt ist; trotz der vorhandenen Streuweiten (vgl. Tafel 1 und 2) handelt es sich um einen Vorgang, der zumindest die gesamte Deutsche Bucht erfaßt (vgl. Abb. 8). Es hat den Anschein, daß sich die Tidewelle hier in Art einer stehenden Welle verhält, bei der durch die Erhöhung der Eingangswelle (= Anstieg des MThw) die Reflexion verstärkt wird. Es sollten hier entsprechende hydronumerische Rechnungen durchgeführt werden, die vielleicht auch Aufschluß darüber geben könnten, wieweit hier ein Einfluß des Wattenmeeres, das ja spezifisch für die gesamte Küstenlinie in der Deutschen Bucht ist, vorliegen könnte. Solche Berechnungen wären auch deshalb von größtem Wert, weil dadurch – wenn eine Übereinstimmung mit der Vergangenheit und der Gegenwart erreicht wird – festgestellt werden könnte, wie sich eine weitere Erhöhung des MThw auf die MTnw und auf den Tidehub auswirken könnte.

Abgesehen aber von den schwierigen Fragen der Prognostik, die an dieser Stelle nicht behandelt werden sollen, kann aus den vorliegenden Untersuchungen und insbesondere aus den zusammenfassenden Darstellungen auf Tafel 1 und 2 eindeutig ersehen werden, welche F o l g e n diese Säkularänderungen und hier besonders die der letzten N = 25 Jahre für die G e g e n w a r t haben. Wird z. B. für N = 25 Jahre als Mittelwert für die Deutsche Bucht ein Säkularanstieg von 0,64 m/100 Jahre gefunden (Tafel 2), so bedeutet dies, daß in den 25 Jahren vor 1983 ein mittlerer Anstieg von 16 cm stattgefunden hat. Wird aus Tafel 1 für den Pegel Bremerhaven eine Zunahme des Tidehubes von rd. 1,29 m/100 Jahre aus 25 Jahren extrapoliert, so hat der Tidehub in diesen 25 Jahren effektiv um rd. 32 cm zugenommen usw. So kann für jeden Pegel aus Tafel 1 für die letzten N = 25, 50 und 100 Jahre das Verhalten von MThw, MTnw und MThb entnommen werden, während Tafel 2 die entsprechenden Daten für die Mittelwerte der gesamten Deutschen Bucht liefert. Es sollen hier nur einige Konsequenzen angeführt werden:

a) Dadurch, daß an der Deutschen Bucht das MThw im Mittel um bereits 16 cm in den 25 Jahren vor 1983 gestiegen ist, wird bereits ein wesentlicher Teil der Sicherheitsreserve aufgezehrt, die bei der Bemessung der Deichhöhen für den Säkularanstieg vorgesehen wurde.

b) Durch die Erhöhung des MThw entstehen auf Watten und Außensänden größere Wassertiefen, worauf sehr empfindlich das Wellenklima reagiert; größere Wellenhöhen und damit höhere Orbitalgeschwindigkeiten und Brandungsenergien sind die unmittelbare Folge; großflächige Erosionen können die mittelbaren Folgen sein.

c) Durch die erhöhten Tidehübe bei gleichbleibendem oder sogar sinkendem Niedrigwasser treten in allen Tiderinnen – vom kleinsten Priel bis zum Tideästuar – größere Strömungsgeschwindigkeiten auf, die Ausräumungen bewirken können. Diese können selbst wieder durch Rückkopplungsbeziehungen weitere Veränderungen des Tideregimes einleiten.

d) Durch die erhöhten Tideströmungen treten verstärkte Erosionen an den Inselsockeln auf, die sich in Strandausräumungen fortsetzen können und in Zusammenhang mit der verstärkten Sturmfluthäufigkeit dann zu zunehmenden Dünen- und Kliffabbrüchen führen können usw.

Daß die Absenkung der Niedrigwasser Probleme für die Schiffahrt und die Häfen aufwirft, ist allgemein bekannt; als positiv wirkt sich dagegen die Absenkung der Niedrigwasser für die Wasserwirtschaft in der Sielentwässerung aus.

Die Liste dieser bereits bestehenden Auswirkungen kann beliebig fortgesetzt werden, vor allem dann, wenn auch die ökologischen Aspekte, z. B. des Wattenmeeres, mit einbezogen werden.

Es soll hiermit abschließend festgestellt werden, daß die vorgelegten Untersuchungen nicht nur für die nähere oder fernere Zukunft, sondern auch für die Gegenwart Bedeutung haben.

Anmerkung: Die vorliegenden Untersuchungen wurden zum großen Teil mit Forschungsmitteln des Landes Niedersachsen gefördert, wofür an dieser Stelle der Dank ausgesprochen werden soll. Insbesondere aber danken die Verfasser allen Personen und Dienststellen, die bei der Zusammenstellung der Daten wertvollste Hilfe geleistet haben.

6. Schriftenverzeichnis

Bach, W.: Gefahr für unser Klima. Wege aus der CO_2-Bedrohung durch sinnvollen Energieeinsatz. Verlag C. F. Müller, Karlsruhe, 1982.

Bach, W.: CO_2. Bild der Wissenschaft, Mai 1985, Deutsche Verlagsanstalt GmbH., 1985.

Barnett, T. P.: Global Sea Level Estimating and Explaining Apparent Changes. Coastal Zone '83, Proceedings, Third Symposium on Coastal and Ocean Management, 1983.

Bretterbauer, K.: Eismassenänderungen und eustatisches Meeresniveau. Geowissenschaftliche Mitteilungen, H. 21, 1982.

Emery, K. O.: Relative Sealevels from Tide-Gauge Records. Proc. Natl. Acad. Sci., USA, Vol. 77 (12), 1980.

Fairbridge, R. W.: Eustatic Changes in Sea Level. Physics and Chemistry of the Earth, 4, 1961.

Flohn, H.: Stehen wir vor einer Klimakatastrophe? Die Umschau, 77 (17), 1977.

Flohn, H.: Modelle der Klimaentwicklung im 21. Jahrhundert. Das Klima, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 1980.

Führböter, A.: Über zeitliche Veränderungen der Wahrscheinlichkeit von Extremsturmfluten an der deutschen Nordseeküste. Mitt. des Leichtweiß-Inst. für Wasserbau der TU Braunschweig, H. 51, 1976.

Galvin, C.: Sea Level Rise and Shoreline Recession. Coastal Zone '83, Proceedings, Third Symposium on Coastal and Ocean Management, 1983.

Gaye, J.: Wasserstandsänderungen in der Ostsee und der Nordsee in den letzten 100 Jahren. Die Wasserwirtschaft, Sonderheft: Vorträge der Gewässerkundlichen Tagung 1951 in Hamburg, 1951.

Gornitz, V., Lebedeff, S. u. Hansen, J.: Global Sea Level Trend in the Past Century. Science, Vol. 215, 26, March 1982.

GUTENBERG, B.: Changes in Sea Level, postglacial uplift and mobility of the Earth's interior. Bull. geol. Soc. Amerika 52, New York, 1941.

HABICH, W.: On Water Levels at the tidal gauge Cuxhaven, 1943 to 1969. Deutsches Hydrogr. Inst. Hamburg, Report on the Symposium on Coastal Goedey, München, 1970.

HANSEN, J., LACIS, A. u. RIND, D.: Climate Trends due to Increasing Greenhouse Gases. Coastal Zone '83, Proceedings, Third Symposium on Coastal and Ocean Management, 1983.

HICKS, ST. D.: An Average Geopotential. Sea Level Series for the United States, J. of Geophysical Research, V. 83, No. C 3, 20 Mar. 1978.

HICKS, ST. D.: Sea Level Variations for the United States 1855–1980. US Department of Commerce, NTIVS. Reproduced by: National Technical Information Service, Springfield, Jan. 1983.

HUNDT, C.: Maßgebende Sturmfluthöhen für das Deichbestick der schleswig-holsteinischen Westküste. Die Küste, Jg. 3, Doppelheft 1/2, 1955.

JENSEN, J.: Änderungen der mittleren Tidewasserstände an der Nordseeküste. Mitt. des Leichtweiß-Inst. für Wasserbau der Techn. Univ. Braunschweig, H. 83, 1984.

KEELING, C. D.: Atmospheric Carbon Dioxide Variation from Fossil Fuels and Limestone. Tellus, 25, 1973.

KUENEN, PH. H.: Marine Geology. Wiley, New York, 1950.

LAUKART, W.: Ermittlung langfristiger Veränderungen aus Pegelregistrierungen – Diss., Techn. Univ. Hannover, 1981.

LIESE, R.: Veränderungen von Tidehochwasser, Tideniedrigwasser und Tidehub seit 1946. Forschungsstelle für Insel- und Küstenschutz der Nieders. Wasserwirtschaftsverw., Jahresbericht 1978, Bd. XXX, 1979.

LISITZIN, E.: Sea Level Changes. Elsevier Oceanography, Series 8, Elsevier Scientific Publ. Comp., Amsterdam-Oxford-New York, 1974.

LISITZIN, E.: Le niveau moyen de la mer. Bull. Inf. C.O.E.C., 10, 1958.

LÜDERS, K.: Über das Ansteigen der Wasserstände an der deutschen Nordseeküste. Zentralbl. d. Bauverw., H. 50, 1936.

PURUCKHERR, R.: Säkularvariation und meteorologisch-hydrologische Regressionen im Mittelwasser des Pegels Wilhelmshaven. Dissertation, Univ. Bonn, 1973.

RIETSCHEL, E.: Neuere Untersuchungen zur Frage der Küstensenkung. Dt. Wasserwirtschaft, H. 5, Berlin, 1933.

ROHDE, H.: Die Häufigkeit hoher Wasserstände an der Westküste von Schleswig-Holstein. Die Küste, Jg. 12, 1964.

ROHDE, H.: Wasserstandsänderung und Sturmfluthäufigkeit an der Elbmündung. Die Küste, H. 16, 1968.

ROHDE, H.: Sturmfluthöhen und säkularer Wasserstandsanstieg an der deutschen Nordseeküste. Die Küste, H. 30, 1977.

ROHDE, H.: New Aspects concerning the increase of the sea level on the German North Sea-coast. Proceedings of the 19th ICCE 1984, Houston, Texas, 1984.

SCHÜTTE, H.: Neuzeitliche Senkungserscheinungen an unserer Nordseeküste. Jb. Oldenburg, Ver. Altertumskunde Landesgesch. 16, Oldenburg, 1908.

SIEFERT, W.: Bemerkenswerte Veränderungen der Wasserstände in den deutschen Tideflüssen. Die Küste, H. 37, 1982.

THOMAS, R. H., THOMPSON, D. E., BINDSCHADLER, R. A. u. MACAYEAL, D. R.: Ice-sheet melting and sea level. Coastal Zone '83, Proceedings, Third Symposium on Coastal and Ocean Management, 1983.

THORARINSSON, S.: Present Glacier shrinkage and eustatic changes in sea level. Geogr. Ann., 12, 1940.

WEXLER, H.: Icebudget for Antarctica and Changes of Sea Level. Journal of Glaciology, 3, 1961.

Die Küste, 42 (1985), 1-318

Querschwingungen in der Unterelbe – ein Beispiel für aktuelle Mäanderbildung in Tideflüssen?

Von H.-J. Dammschneider und Th. Felshart

Zusammenfassung

Im Bereich von Tideflüssen mit Seeschifftiefe besitzt die Identifikation der natürlichen Mäanderfaktoren größte Bedeutung, denn ob eine gebaggerte Fahrwasserrinne sich der Hauptstromkomponente weitestgehend anpaßt oder vielleicht im Gegenteil eine solche schneidet, kann ebenso Einfluß auf die Wirtschaftlichkeit des Baggerbetriebes haben wie ein Verklappen von Baggergut im Verlauf einer „inneren" Strömung.

In Annäherung an dieses Problem gelingt mit vorliegenden Ergebnissen einer quantitativen Kartenauswertung im Tidegebiet der Elbe zwischen Cuxhaven und Hamburg der eindeutige Nachweis zweier getrennt verlaufender Stromfäden. Beide mäandrieren gegenläufig mit einer stromauf abnehmenden Frequenz. Rezente Mäanderbildung scheint danach ein mehrdimensionaler Vorgang zu sein, der sich langfristig zwar in einem unmittelbar wahrnehmbaren „Stromstrich" äußert, sich in der Betrachtung vor Ort jedoch in zwei getrennte „interne Schwingungen" auflösen läßt.

Summary

A knowledge of the factors influencing the natural meandering of tidal rivers with deep shipping channels is of major importance in the context of maintenance dredging. Namely, the cost effectiveness of a dredging operation can vary significantly depending on whether the current flows along or cuts the shipping channel. This can have a similar effect to dumping the spoil material in an "internal current".

Two separate dominant path lines in the Elbe tidal region between Cuxhaven and Hamburg have been clearly detected based on a quantitative analysis of the associated charts. They meander in opposite directions with a frequency decreasing in the upstream direction. Recent meandering seems to be a multi-dimensional process resulting, in the long term, in one apparent flow path which can, however, locally be resolved into two separate internal oscillations.

Inhalt

1. Einleitung 102
2. Problemstellung 102
3. Mäanderformung 103
   3.1 Der Stromstrich 103
   3.2 Der Stromfaden 108
      3.2.1 Ermittlungsmethode 108
      3.2.2 Die interne Schwingung 108
   3.3 Aktuelle Wirkung von „Stromstrich" und „Stromfaden" 111
4. Fazit 112
5. Schriftenverzeichnis 114

1. Einleitung

Mäander als äußeres Abbild innerer Strömungsdifferenzierungen eines Fließwasserkörpers besitzen überragende Bedeutung für die Kennzeichnung der aktuellen Morphodynamik des Gerinnes, sei es, daß dadurch Zonen besonders ausgeprägter Erosionsvorgänge angezeigt werden (Prallhangbereiche), sei es, daß Gebiete mit potentiellem Akkumulationstrend zu charakterisieren sind (Gleithangbereiche).

Über die interne Strömungsverteilung besteht dabei in Flußschwingen mit richtungskonstantem Abfluß überwiegend Klarheit. Für alternierende (Tide-)Gewässer jedoch ist die Differenzierung in morphologisch prägende Hauptströmungskomponenten so gut wie unbekannt: „Exakte Angaben für derartige Probleme lassen sich theoretisch kaum machen" (GIESE, TEICHERT und VOLLMERS, 1972, S. 15).

Dabei wäre gerade im Bereich von Tideflüssen mit Seeschifftiefe die Beantwortung dieser Frage von immenser Bedeutung, denn ob eine gebaggerte Fahrwasserrinne sich der Hauptstromkomponente weitestgehend anpaßt oder vielleicht im Gegenteil eine solche schneidet, kann ebenso Einfluß auf die Wirtschaftlichkeit des Baggerbetriebes haben wie ein Verklappen von Baggergut im Verlauf einer „inneren" Strömung; letzteres hätte im ungünstigsten Fall einen Rücktrieb des Materials in Fahrwasserbereiche zur Folge!

In diesem Sinne wurde von den Verfassern der Versuch unternommen, im Bereich der Unterelbe (km 640–724, Schulau bis Cuxhaven) mittels einer quantitativen Kartenauswertung der Lösung dieser Problematik näherzukommen.

2. Problemstellung

Die Mäanderbildung in Tieflandflüssen ist ein seit altersher bekanntes Phänomen (Mäander von „menderes": Fluß in Kleinasien mit stark ausgeprägtem Schlingenlauf). Von geographischer Seite wurde dieser morphologischen Form große Beachtung geschenkt, so beispielsweise von EXNER (1925, 1931) oder KAUFMANN (1929). Dabei wurden auch die Ursachen solcher Formungsvorgänge näher beleuchtet, insbesondere von seiten des Wasserbaus (ZELLER, 1967). Für Tideflüsse nahm sich HENSEN (1939, 1942a) am Verlauf der Unterelbe dieser Problematik an. Seine Zielsetzung richtete sich vor allem auf die Konsequenzen für das wasserbauliche Versuchswesen, das zu jener Zeit bereits stark an Bedeutung gewann. Allerdings konnte keine Nachbildung der das Mäanderphänomen verursachenden Vorgänge (primär: Coriolis-Kraft = „Rechtsablenkung" auf der Nordhalbkugel) in hydraulischen Modellen erreicht werden, auch wenn dazu BONNEFILLE und BRACONNOT (1966) später grundsätzliche Versuche an einem drehenden schematischen Modell ausführten.

> „Die interessanten Ergebnisse dieser Versuche konnten jedoch nicht auf ein Großmodell übertragen werden. Im übrigen ist die Simulation des Corioliseffektes in nicht drehbaren Modellen mit beweglicher Sohle praktisch nicht möglich" (GIESE, TEICHERT und VOLLMERS, 1972, S. 15).

Dies scheint aber auf den ersten Blick für kurz- bis mittelfristige Versuchszeitreihen auch nicht unbedingt notwendig zu sein, denn nach SCHULZ (1954) soll es sich beispielsweise bei den Elbmäandern ausschließlich um langfristig gebildete Formen handeln, die aktuell nur unwesentlich verändert werden.

Andererseits notiert HENSEN (1942b) in einer amtsinternen Mitteilung zu den seinerzeit anstehenden Versuchen im Modell mit fester Sohle (Preußische Versuchsanstalt für Wasser-, Erd- und Schiffbau Berlin, Prof. SEIFERT):

> „Es ist . . . festzustellen, daß bei den für das Elbemodell vorliegenden Verhältnissen die Coriolis-Kraft sich zwar nicht auf die Tiefen auswirken kann, jedoch in hohem Maße auf die Strömungsrichtungen" (HENSEN, 1942b, S. 3).

Dies hätte dann allerdings sehr wohl Konsequenzen für den Betrieb hydraulischer Modelle bzw. die Wirkung aktueller Mäanderbildung. Darauf wird im folgenden einzugehen sein.

Zu einem weiteren, nicht unerheblichen Punkt wird die rezente Morphodynamik durch Baggerungen im Fahrwasserbereich sowie Verklappungen in den Flachwasser- bzw. Uferzonen verändert, so daß eine im strengen Sinne „natürliche" Morphologie rezent gar nicht mehr existent ist. Es muß aber deutlich hervorgehoben werden, daß die wasserbaulich-anthropogene Einflußnahme keineswegs so tiefgreifend ist, wie verschiedentlich in der Öffentlichkeit behauptet wird. Sicher ist nämlich, daß trotz aller menschlichen Eingriffe keine „Kanalisierung" der Unterelbe vorliegt – in der Zeit von 1972 bis 1979 steht im Bereich der WSA (Wasser- und Schiffahrtsamt) Hamburg und Cuxhaven einer Gesamtbaggermenge von rd. 50 Mill. m^3 ein natürlicher Materialumsatz von rd. 322 Mill. m^3 gegenüber (Werte nach DAMMSCHNEIDER, 1983, Anhang 1–3, und FELSHART, 1985, Anhang 2). Das heißt, daß nur 13,5 % des Materialumsatzes durch wasserbauliche Maßnahmen verursacht wurden.

Vorgreifend muß deshalb gesagt werden, daß der Formenschatz des Sohlenregimes der Unterelbe anders als durch „freie Morphodynamik" nicht erklärt werden kann.

3. Mäanderformung

3.1 Der Stromstrich

Der Begriff „Stromstrich" ist hier als Synonym für „Mäander" zu verstehen. Eine Begriffstrennung wird notwendig, da eine über das bisher Bekannte hinausgehende Betrachtung der Schwingungsdynamik bzw. ihrer morphologischen Auswirkung erfolgen soll und der „Mäander" damit in definierte Betrachtungseinheiten zerlegt werden muß.

Der sich über längere Zeiträume hin ausprägende „Stromstrich" eines (Tide-)Flusses ist letztendlich das Ergebnis der Genese dieses Gerinnes. Für die heutige Form des Unterelberaumes beginnt die Entwicklungsgeschichte mit dem Rückzug des Weichseleises bzw. dem Übergang vom Urstromtal zur perennierenden Laufbildung des Holozäns.

Die Formbildung unter wechselnden Einflüssen (Morphodynamik) ist in prähistorischer Zeit, d. h. vor Beginn des Deichbaus, besonders intensiv (vgl. JANETZKO, 1982 oder SIMON, 1965), setzt sich jedoch bis in die Jetztzeit aktiv fort. Genannt seien nur der säkulare Wasserspiegelanstieg und die in Abständen eintretenden schweren Sturmfluten, welche vor Beginn wasserbaulicher Stromregelungsmaßnahmen zu mehr oder weniger ausgeprägten Laufverschiebungen Anlaß gegeben haben.

Mit anderen Worten: Der „Langzeit"-Stromstrich (der „Mäander") ist die Summe aller Formungsprozesse, die historisch und rezent wirksam wurden und werden. Wir stehen heute allerdings vor dem Problem, daß zwar diese Form beschrieben werden kann, ihre innere Dynamik jedoch, die die Genese ausmacht, nur unzureichend zu erklären ist.

Dabei weist bereits HENSEN (1939) auf die Wirkung der Coriolis-Kraft als Formungsfaktor der Elbmäander hin. Er kommt zu dem Ergebnis, daß aufgrund der Rechtsablenkung die Hauptstromkomponente stets dem jeweils rechten Ufer anliegt (Flut = südliches Elbufer; Ebbe = nördliches Elbufer). Daraus ergibt sich in der Strommitte eine Zone, in der die Strömungsgeschwindigkeiten geringer sind. Je nach Strombreite wird in dieser Zone die

Bildung von Sandbänken ermöglicht, die dann wiederum eine weitere Trennung des Stromverlaufes zur Folge haben können.

Die oben angeführte tendenzielle Trennung von Ebbe- und Flutstrom nach nördlichem bzw. südlichem Ufer gilt nach HENSEN (1939) so lange, bis die auftretenden Strömungsgeschwindigkeiten im Verhältnis zum Krümmungsradius der Flußbögen relativ „zu groß" werden. In diesem Fall kann dann die Rechtsablenkung nicht mehr im erforderlichen Maße wirksam werden, um die jeweilige Strömung am entsprechenden Ufer zu halten: Als Folge ist ein Ausschwenken der Strömung gegen das in der jeweiligen Strömungsrichtung links liegende Ufer zu beobachten.

Im Untersuchungsgebiet tritt dies bei km 730 (Mittelgrund) in Erscheinung, wo der Flutstrom vom rechten Ufer abweicht und hinter den Kratzsand (km 723) geführt wird (siehe Karte).

Durch wasserbauliche Maßnahmen im Bereich von km 706 bis km 690 (Buhnenbau) wurde der hier normalerweise am südlichen Elbufer verlaufende Flutstrom in Richtung Strommitte abgedrängt – ein erwünschter Beitrag zur Erhöhung der natürlichen Räumkraft im Fahrwasserbereich. Der Verlauf der Neufelder Rinne ist entsprechend durch die erodierende Tätigkeit des Ebbstroms zu erklären.

Als weitere Bereiche, in denen der Flut- bzw. der Ebbstrom durch die Coriolis-Kraft vom (idealisierten) Stromstrich der Elbe abgelenkt wird, sind zu nennen:

1. Flutstrom
   Bereich des Kugelbaken-Fahrwassers
   Bereich oberhalb des Böschrückens
   Bereich der Brammerbank
   Bereich oberhalb des Schwarztonnensandes.
2. Ebbstrom
   Bereich zwischen Kollmar und Glückstadt
   Bereich des Luechter Loches

Andere Autoren widmen ihre Aufmerksamkeit den morphologischen Erscheinungen innerhalb des Flußlaufes (Sandbänke etc.). SCHULZ (1954) kommt dabei zu dem bereits von HENSEN (1939) vorgezeichneten Ergebnis, daß durch die Rechtsablenkung infolge der Coriolis-Kraft Flut- und Ebbstrom getrennt werden und jeweils nur an einem Ufer erodierend tätig werden. Als Folge dieser jeweils einseitigen Erosion ist in der Strommitte eine Zone relativer Ruhe mit niedrigeren Strömungsgeschwindigkeiten zu beobachten, in der die Akkumulation von Material ermöglicht wird. Dies kann nach SCHULZ aktuell u. a. an der Entstehung und Verlagerung des Kratzsandes, des Medemgrundes und des Neufelder Sandes erkannt werden. Historisch lassen sich diese Vorgänge auch an den von GIESE (1971) angegebenen Entwicklungen im Bereich der Ostemündung nachvollziehen.

Die Versandung der stromaufwärtigen Mündung des Klotzenloches zwischen Medemsand und Neufelder Watt ist ebenfalls eine Folge der von SCHULZ (1954, S. 62 f.) definierten Prinzipien der Bettbildung in Tidegewässern, die im wesentlichen in Abhängigkeit vom unterschiedlichen Verlauf des primären Flut- und Ebbstroms zu sehen ist.

Im Sinne einer Erklärung der Elbmäanderformung bietet SIMON (1965) keine Hilfestellung. Er deutet die Genese des Unterelberaumes, ohne jedoch die rezente Form des Elbverlaufes zu interpretieren. Im einzelnen treten in seiner Arbeit die gleichen Erkenntnisse zutage, wie sie von bereits genannten Autoren beschrieben wurden.

JANETZKO (1982, S. 94) erklärt die Mäanderbildung als „. . . in der Regel dann (wirkend), wenn bei einem bestimmten Zusammenspiel von Gefälle, Wassermenge und Sinkstoffbelastung im wesentlichen nur noch die Seitenerosion wirksam ist". Er trennt den aktuellen

Die Küste, 42 (1985), 1-318

Verlauf des Fahrwassers in zwei Bereiche, und zwar zum einen in den sich an den weiten Uferbögen orientierenden Teil zwischen Cuxhaven und Freiburg/E., in dem die Mäanderbögen einen Radius von etwa 10 km aufweisen, und zum anderen in den stromaufwärts folgenden Bereich bis Hamburg, in dem die Mäander nur noch an den bogenförmigen Uferlinien zu erkennen sind und einen kürzeren Radius besitzen. Die Ursachen dafür sieht JANETZKO überwiegend in Strombegradigungsmaßnahmen (Fahrwasserausbau), welche dazu führten, daß die Fahrrinne nur noch selten in Ufernähe verläuft.

In diesem Bereich ist nach JANETZKO die Rekonstruktion von zusammenhängenden Elbmäandern nur noch aufgrund der zahlreichen Altarme möglich, wie z. B. die Wischhafener Süderelbe, die Krautsander Binnenelbe, die Pagensander Nebenelbe sowie die Haseldorfer Binnenelbe und die Lühesander Süderelbe. Weiter stromauf sind die Finkenwerder Süderelbe (Alte Süderelbe) sowie der Bogen der Süderelbe zwischen Harburg und Wilhelmsburg zu nennen. Unter Einbeziehung der Quartärgeologie schließt JANETZKO auf ein starkes Mäandrieren der Elbe während des Jungholozäns, das im heutigen Verlauf des Flusses nur noch vereinzelt erkennbar ist.

HALLIK (1962, S. 244) kommt aufgrund glazialgeologischer Befunde im Hamburger Raum (nördlicher Geesthang, Wittenbergener Ufer, km 640) zu der Vermutung, daß es „denkbar wäre . . ., daß erst die Strombauten der Mäanderentwicklung ein Ende gesetzt haben". Er bezieht sich dabei auf eine Erosion bzw. Zurückverlegung des Geesthanges in postglazialer Zeit, die durch mesolithische Artefakte zu belegen ist.

Allerdings scheint den Verfassern die Schlußfolgerung HALLIKS nicht zwingend ein Ende der rezenten Mäanderbildung zu belegen, auch wenn natürlich durch Uferverbau (Steinpackungen etc.) die aktuelle Erosion des nördlichen Elbufers bei Schulau-Wittenberge im Bereich des mittleren Tidenhubs wesentlich reduziert ist. Sturmfluten jedoch erreichen nach wie vor den Fuß des Kliffs aus saalezeitlichem Geschiebemergel (nach GRUBE, 1962, S. 9) und bewirken eine Rückverlegung des Steilufers.

Bis auf HENSEN (1942a) beschränken sich alle genannten Autoren mehr oder weniger auf das äußere Bild des Unterelbelaufes. Eine schlüssige Antwort auf die geographische Grundfrage des *„Warum hier gerade so?"* wird deshalb nicht erreicht.

Es erscheint den Verfassern wenig glaubhaft, daß das Phänomen der „Mäanderbildung" rezent nicht mehr ablaufen soll. Zwar ist JANETZKO (1982) bzw. HALLIK (1962) zuzustimmen, wenn sie feststellen, daß eine sichtbare Stromverlegung (eine Verlegung des „Stromstrichs") nicht mehr beobachtet werden kann, da Uferverbau (Buhnen, Steinpackungen etc.) dies verhindert. Andererseits ist sicher, daß es uns bisher nur unvollständig gelungen ist, die Prozesse aktueller Mäanderformung zu erkennen. Und diese Prozeßfaktoren sollten im Sinne der Regelkreisvorstellung (Kybernetik) heute ebenso oder zumindest ähnlich zusammentreten und sich in Wechselwirkung befinden wie vor Beginn der menschlich-wasserbaulichen Einflußnahme.

Theoretisch sollte es deshalb möglich sein, Formen aufzuzeigen, die zwischen

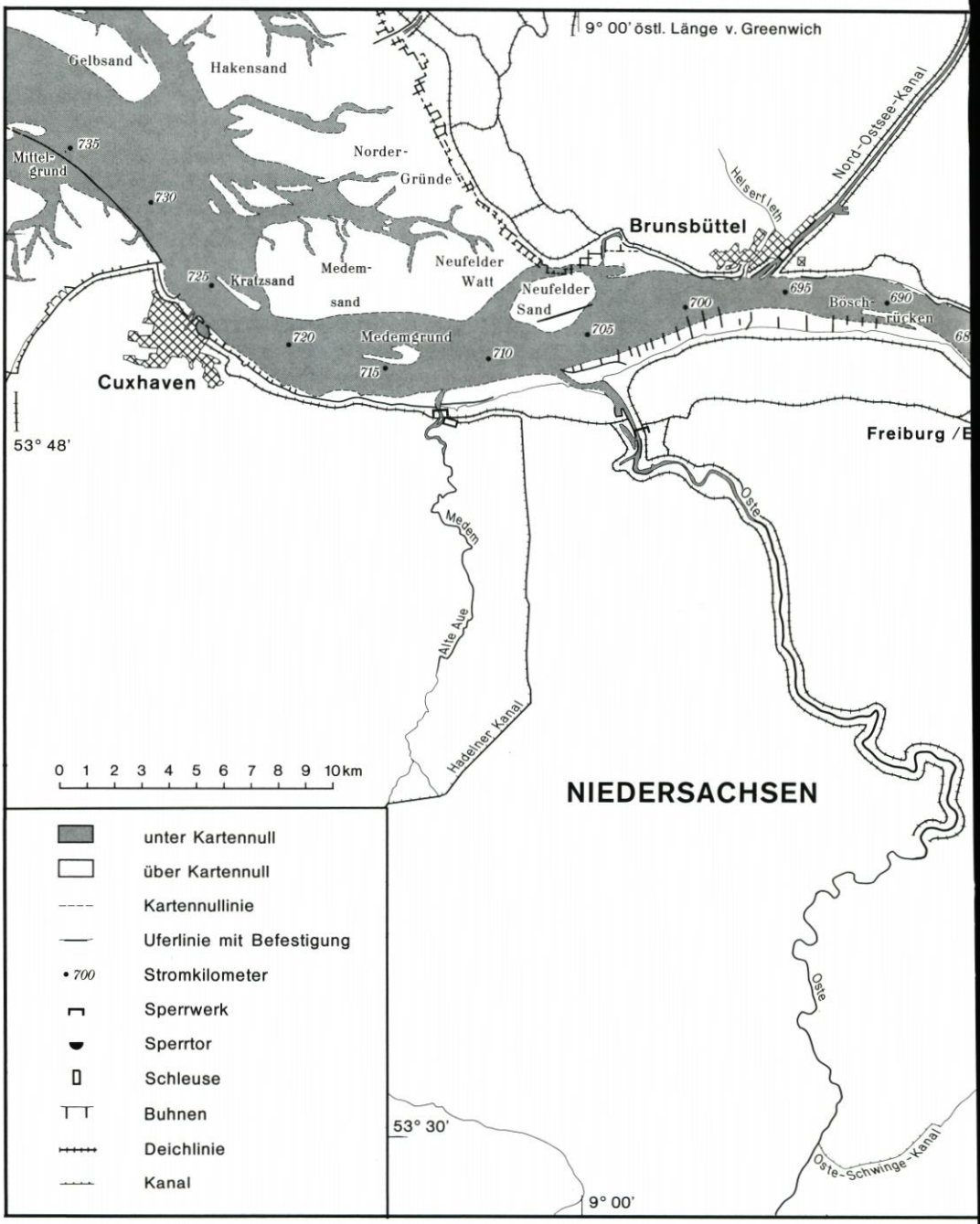
- „Langzeit"-Stromstrich bzw. „Mäander"

und

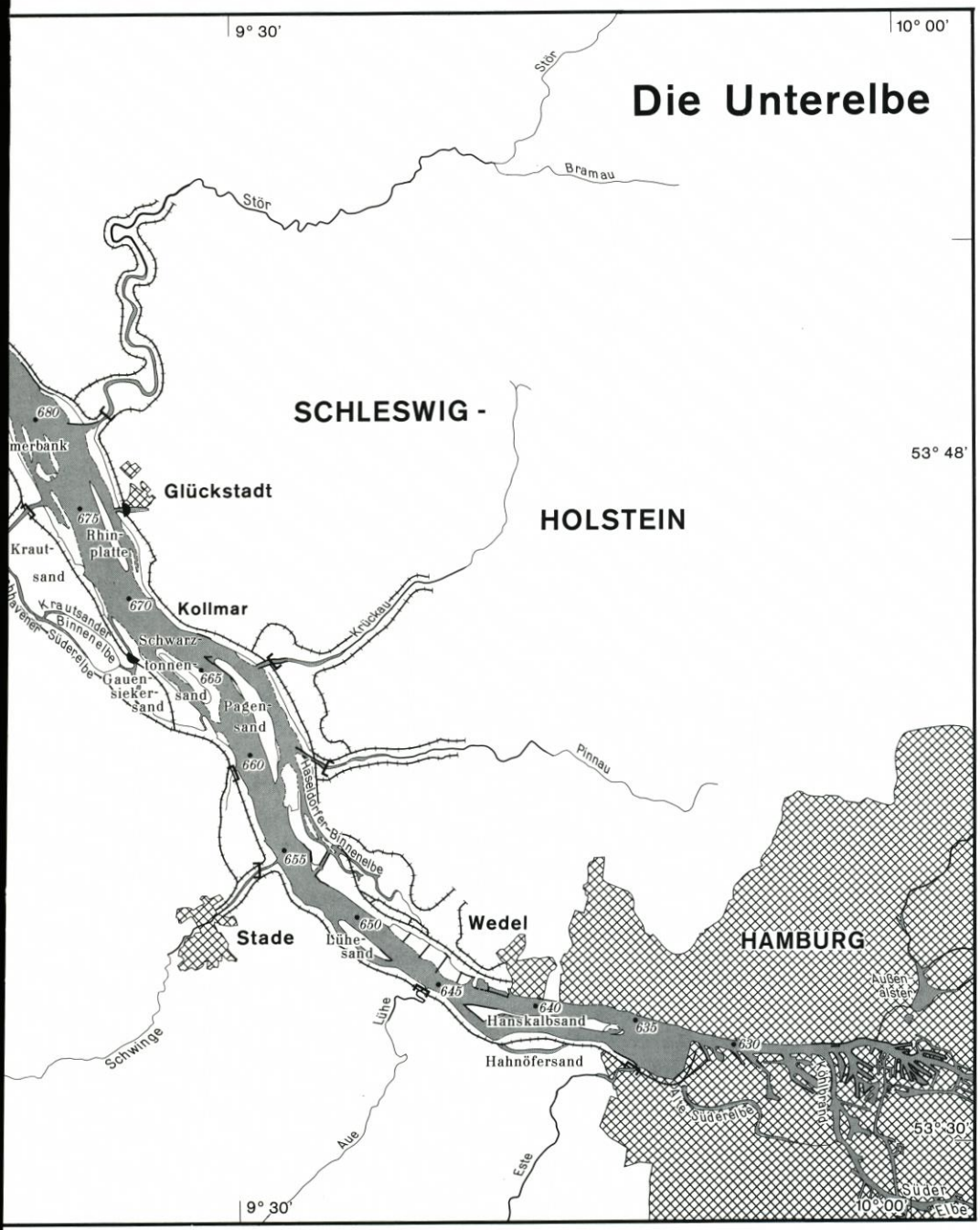
- rezenten, bisher nicht registrierbaren, kurzzeitig-periodisch wechselnden Formungsvorgängen (Strömungsdauer und -richtung der Tiden)

zu finden sein müßten und damit interne Schwingungsbilder darstellen.

Es ist deshalb als ein wesentlicher Fortschritt anzusehen, daß es hier gelungen ist, mittels quantitativer Kartenauswertung eine innere Differenzierung des Unterelbelaufes und damit des allgemeinen „Stromstrichs" abzuleiten. Es könnte sich dabei um ein morphologisch nachweisbares Phänomen handeln, das die Großformen der Elbmäander prägt.



Kartengrundlage: Übersichtskarte 1 : 250 000. Herausgeber: Wasser- und Schiffahrtsdirektion Nord, Kiel 1979



Entwurf: H.-J. Dammschneider. Kartographie: G. Braun

An dieser Stelle sei noch einmal daran erinnert, daß HENSEN (1942a) zwar die Formungskraft der Coriolis-Beschleunigung im Unterelberaum aufzeigte, jedoch der wechselnde Einfluß der Tiden über die Zeit ein nicht greif- und sichtbares Problem bleibt. Demgegenüber kann eine morphologisch nachweisbare und erfaßbare innere Form nur das Produkt längerfristig wirksamer Kräfte, also die Summe aller im einzelnen immer wieder wechselnden Einflußgrößen sein!

3.2 Der Stromfaden

3.2.1 Ermittlungsmethode

Zur Erhebung der Daten wurden die Peilkartenjahrgänge der Jahre 1972, 1974, 1977 und 1979, herausgegeben vom WSA Hamburg im Maßstab 1 : 10 000 und vom WSA Cuxhaven im Maßstab 1 : 20 000, quantitativ analysiert. Dies bedeutet, daß mittels elektronischer Planimetrierung bzw. digitaler Bildverarbeitung über Rasterfelder das Raumvolumen zwischen sämtlichen Isobathenflächen und der Bezugsebene KN (Kartennull) ermittelt wurde. Daraus ergeben sich Massenangaben für regional differenzierte Elbabschnitte, deren kleinste Größe 400 × 1000 m beträgt (s. DAMMSCHNEIDER, 1983, S. 9). Die Genauigkeit des Verfahrens liegt im Rahmen einer Fehlermarge von ± 1 %.

Ergänzend wurde versucht, Strömungsmessungen aus dem Untersuchungsgebiet zur Interpretation der inneren Morphodynamik hinzuzuziehen. Es muß jedoch gesagt werden, daß letztere Auswertungen sehr unbefriedigend verliefen. Obwohl sich natürlich Hinweise für die Praxis des Wasserbaus, so die Verteilung der Wassermengen in Haupt- und Nebenelben oder die allgemeine Strömungsverteilung innerhalb eines Meßquerschnitts (s. auch KLEIN, 1960), ergaben, handelt es sich dabei aber immer nur um Momentaufnahmen. Diese können trotz großer Anzahl nicht repräsentativ für die Bewertung einer über Jahrzehnte bzw. Jahrhunderte sich einstellenden Großform „Mäander" sein.

Man muß berücksichtigen, daß es sich zwar um die Aufzeichnungen vieler Jahre aus verschiedenen Querschnitten handelt, gleichzeitig jedoch nur um begrenzt verwendbare Daten. Dies ist so zu verstehen, daß alle Strömungsaufzeichnungen nur für einen Zeitpunkt und einen Ort gelten. Aus diesem Grund sind sie in dem sogenannten „offenen System" der Unterelbe zwangsläufig nur unzureichend aussagefähig, insbesondere für ein so komplexes Wirkungsgefüge, wie es die „inneren Schwingungen" doch sein müssen.

Selbstkritisch betrachtet ist es aber vielleicht auch nur so, daß es uns aus dem jetzigen Kenntnisstand heraus noch nicht gelingt, die feinen Differenzierungen im Strömungsmuster wahrzunehmen. Dieses Problem gilt ganz gewiß für alle küstenmorphologischen Fragestellungen. Man sollte aber nicht aufgeben, mit Einzelinformationen, wie sie die Strömungsmessungen nun einmal sind, zu arbeiten, um letztendlich, und sei es nur für zukünftige Forschungen, aus einem Indiziengeflecht heraus vielleicht zu neuen Erkenntnissen im „Coastal Engineering" zu gelangen.

In der vorliegenden Untersuchung jedoch bringen die Strömungsdaten derzeit leider keinen Erkenntnisfortschritt, so daß auf eine weitere Darstellung zunächst verzichtet werden muß.

3.2.2 Die interne Schwingung

Abb. 1 gibt die Ergebnisse der Tiefenerrechnung mittels Flächenauswertung wieder. Es handelt sich dabei um eine tabellarische Wiedergabe des Streckenverlaufs der Unterelbe, unterteilt nach Längsprofilzonen und Kilometerabschnitten. Aufgetragen sind die gemittelten

Abb. 1 : Gemittelte Tiefen unter KN im Peiljahr 1972

Feldbereich

km	L_{03}	L_{04}	L_{05}	L_{02}	L_{01}	F	R_{01}	R_{02}	R_{03}	R_{04}	R_{05}	R_{06}	R_{07}	R_{08}	R_{09}	R_{10}	R_{11}
724	-	-	-	-	200	206	188	70	36	10	10	16	24	11	10	-	-
723	-	-	-	44	189	224	153	63	40	10	12	20	10	-	-	-	-
722	-	-	-	42	224	226	125	71	62	33	10	10	-	-	-	-	-
721	-	-	-	23	200	210	145	85	70	65	44	26	-	-	-	-	-
720	-	-	-	22	144	170	100	95	85	70	75	46	-	-	-	-	-
719.1	-	-	-	-	63	158	104	56	88	-	-	-	-	-	Medemsand		
719	-	-	-	10	73	145	108	67	60	73	61	86	60	10	-	-	-
718	-	-	-	12	88	130	106	58	47	65	55	80	84	10	-	-	-
717	-	-	-	11	71	136	110	56	39	43	60	55	106	62	-	-	-
716	-	-	-	10	64	153	123	55	28	25	53	68	82	68	-	-	-
715	-	-	-	-	66	136	116	49	18	20	44	72	85	69	-	-	-
714	-	-	-	-	78	135	103	34	15	18	51	88	94	54	-	-	-
713	-	-	-	10	116	132	96	27	10	24	78	95	74	19	-	-	-
712	-	-	-	18	100	131	94	30	23	36	99	88	35	-	-	-	-
711	-	-	-	23	98	131	98	43	31	39	100	80	10	-	-	-	-
710	-	-	-	10	80	154	93	50	40	41	66	76	33	13	-	-	-
709	-	-	-	-	92	150	95	66	51	53	46	34	40	38	24	-	-
708	-	-	-	-	28	144	95	71	62	62	26	10	12	26	50	45	-
707	-	-	-	-	78	151	94	86	84	32	10	-	-	-	21	53	40
706	-	-	-	-	86	171	96	93	90	28	-	Neufelder		-	10	30	51
705.1	-	-	-	-	112	164	114	90	82	50	-	-Sand		-	-	-	-
705	-	-	-	-	126	153	94	92	76	36	34	-	-	-	10	41	56
704	-	-	-	-	123	135	97	96	41	11	45	23	10	15	33	61	42
703	-	-	-	13	109	130	106	94	38	16	30	25	24	32	34	35	-
702	-	-	-	29	110	129	107	94	39	30	34	40	16	21	13	-	-
701	-	-	-	33	105	109	115	83	45	43	46	22	10	-	-	-	-
700	-	-	-	30	128	131	119	69	71	50	35	-	-	-	-	-	-
699	-	-	10	42	154	133	105	75	69	36	10	-	-	-	-	-	-
698.1	-	-	10	62	150	130	101	95	61	10	-	-	-	-	-	-	-
698	-	-	-	37	114	141	122	119	30	-	-	-	-	-	-	-	-
697	-	-	-	42	109	140	131	113	-	-	-	-	-	-	-	-	-
696	-	-	-	44	109	131	134	136	-	-	-	-	-	-	-	-	-
695	-	-	-	41	106	130	131	126	-	-	-	-	-	-	-	-	-
694	-	-	14	38	107	128	138	109	-	-	-	-	-	-	-	-	-
693	-	-	24	37	110	130	145	113	10	-	-	-	-	-	-	-	-
692	-	-	26	24	104	130	144	88	10	-	-	-	-	-	-	-	-
691	-	10	24	32	100	145	156	80	-	-	-	-	-	-	-	-	-
690	-	-	18	40	105	161	170	45	-	-	-	-	-	-	-	-	-
689.1	-	-	10	37	112	182	148	25	-	-	-	-	-	-	-	-	-
689	-	-	10	47	132	203	140	-	St.Margarethen			-	-	-	-	-	-
688	-	-	-	57	127	173	150	10	-	-	-	-	-	-	-	-	-
687	-	-	14	61	114	150	124	16	-	-	-	-	-	-	-	-	-
686	-	-	31	58	108	147	123	21	-	-	-	-	-	-	-	-	-
685	-	-	38	41	115	150	113	49	10	-	-	-	-	-	-	-	-
684	-	-	28	18	101	153	101	63	10	-	-	-	-	-	-	-	-
683	-	-	23	17	112	144	100	60	11	-	-	-	-	-	-	-	-
682	-	10	18	48	129	147	90	46	-	-	-	-	-	-	-	-	-
681	-	28	32	70	109	147	83	20	-	Hollerwettern			-	-	-	-	-
680	10	44	34	42	98	150	90	14	-	-	-	-	-	-	-	-	-
679	41	40	25	22	88	151	108	23	-	-	-	-	-	-	-	-	-
678	57	41	16	12	79	155	76	44	14	-	-	-	-	-	-	-	-
677	66	59	15	13	78	131	83	59	24	-	-	-	-	-	-	-	-
676	-	40	28	40	85	126	76	49	37	-	-	-	-	-	-	-	-
675	-	16	11	57	97	119	86	31	41	13	-	-	-	-	-	-	-
674	-	10	10	76	110	122	74	19	46	10	-	-	-	-	-	-	-
673	-	-	-	74	105	125	58	10	43	21	-	-	-	-	-	-	-
672	-	-	-	69	102	126	54	47	39	15	-	-	-	-	-	-	-
671	-	-	-	66	91	126	60	58	41	10	-	-	-	-	-	-	-
670.1	-	-	-	48	93	141	75	68	-	-	-	-	-	-	-	-	-
670	-	-	-	39	86	140	86	63	18	-	-	-	-	-	-	-	-
669.1	-	-	12	33	67	136	100	50	-	-	-	-	-	-	-	-	-
669	-	10	27	33	70	136	83	29	-	-	-	-	-	-	-	-	-
668	-	17	22	36	93	152	68	10	-	-	-	-	-	-	-	-	-
667	10	18	13	50	106	156	56	-	Eßfleth-Steindeich					-	-	-	-
666	15	26	10	43	110	146	65	49	-	-	-	-	-	-	-	-	-
665	10	19	-	21	102	161	36	46	36	-	-	-	-	-	-	-	-
664	10	10	10	13	84	162	31	25	49	32	-	-	-	-	-	-	-
663	13	10	10	10	89	153	68	11	28	37	10	-	-	-	-	-	-
662	10	10	10	14	86	131	64	-	10	48	26	-	-	-	-	-	-
661	-	-	10	19	77	127	59	10	-	34	31	10	-	-	-	-	-
660	-	-	-	27	33	128	54	-	-	25	24	10	-	-	-	-	-
659	-	-	-	11	76	125	68	19	28	26	27	15	-	-	-	-	-
658	-	-	-	-	70	130	67	36	27	23	32	17	-	-	-	-	-
657	-	-	-	-	90	138	82	33	10	-	21	10	-	-	-	-	-
656	-	-	-	-	64	142	53	24	-	-	-	-	-	-	-	-	-
655	-	-	-	-	93	139	57	14	-Haseldorfer Binnenelbe					-	-	-	-
654	-	-	-	43	86	130	58	14	-	-	-	-	-	-	-	-	-
653	-	-	10	49	87	131	45	18	-	-	-	-	-	-	-	-	-
652	-	-	-	50	66	137	73	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
651	-	-	18	36	45	132	85	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
650	-	-	29	17	54	127	82	21	-	-	-	-	-	-	-	-	-
649	-	-	35	26	59	131	83	24	-	-	-	-	-	-	-	-	-
648	-	-	20	29	59	136	66	13	-	-	-	-	-	-	-	-	-
647	-	-	-	24	40	137	62	20	-	-	-	-	-	-	-	-	-
646	-	-	-	-	59	140	51	12	-	-	-	-	-	-	-	-	-
645	-	-	-	-	61	135	56	10	-	-	-	-	-	-	-	-	-
644	-	-	22	40	60	129	42	10	-	-	-	-	-	-	-	-	-
643	10	41	29	32	52	124	31	10	-	-	-	-	-	-	-	-	-
642	24	37	10	10	43	130	33	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
641	37	52	13	10	31	120	25	-	Schulau			-	-	-	-	-	-
640	-	43	32	11	25	120	36	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

$\oint$ = im Längsprofil einer Feldreihe auftretende relative Tiefenmaxima, miteinander verkettet durch eine idealisierte Verbindungslinie

Feldbezeichnung: $L_{..}$ = linke Ufersohle
F = Fahrwasserbereich
$R_{..}$ = rechte Ufersohle

(Angaben in dm unter KN, nach Auswertung der Tiefenkarten der Unterelbe)

Tiefen unter KN für den Kartenjahrgang 1972. Hervorgehoben werden jeweils die im Längsprofil maximalen Tiefenwerte. Dadurch ergibt sich ein Verteilungsbild, das zu einem gedanklichen Verbinden der relativen Maxima geradezu auffordert. Das Ergebnis dieser verbindenden Linienführung weist zwei „innere" Stromfäden auf, die mäandrierend verlaufen.

Im übrigen ist selbst in Abb. 1 allein aus dem Aufbau der ausgewerteten Rasterfelder bereits ein Ausschwingen des Flußverlaufes erkennbar, das den in der Oberflächenstruktur sichtbaren Flußmäandern entspricht. Es muß erwähnt werden, daß die ebenfalls ausgewerteten Kartenjahrgänge 1974, 1977 und 1979 diese Schwingungsfolge bis auf geringfügige Abweichungen kongruent aufweisen.

Ausgehend von einem Schnittpunkt beider in Abb. 1 hervorgehobenen Stromfäden in Strommitte bei km 689 zieht dabei der eine Stromfaden „a" seine Bahn stromab über einen „Prallhang" zwischen km 693 und km 696 am rechten Ufer hinüber zum linken Ufer bei km 701, um weiter stromab dann wieder bei km 705/706 die Strommitte zu kreuzen und in den rechten Uferbereich überzuwechseln. Der zweite Stromfaden „b" besitzt stromab km 689 nach seinem Eintritt in das linke Ufer bei km 690 einen nur undeutlich ausgeprägten „Prallhang" zwischen km 692 und km 696. Ab km 699 jedoch ist sein Verlauf mit Querung des Fahrwassers und Eintritt in die Neufelder Rinne (rechte Uferzone) außerordentlich prägnant zu verfolgen.

Vor dem Neufelder Sand scheint sich bei km 700/701 eine Aufspaltung dieser Mäanderschlinge abzuzeichnen. Dieser zweite Arm verläuft unmittelbar vor dem Neufelder Sand mit einem der KN-Linie anliegenden Prallhang zwischen km 704 und 705. Es ergibt sich aus dieser Auftrennung des Stromfadens „b" folgerichtig ein linksseitiger Prallhang bei km 711. Erstaunlicherweise lassen sich stromab km 689 nur sehr wenige „Ausreißer" in der Verteilung der relativen Tiefenmaxima je Längsprofilreihe ausmachen. Und selbst wenn dies wie bei km 693 im Bereich „L01" einmal scheinbar eintritt, so kann dieses Maximum dennoch in Verbindung zum dort linksseitig undeutlich verlaufenden Stromfaden „b" gesehen werden.

Stromauf vom Schnittpunkt beider Stromfäden „a" und „b" bei km 689 verläuft „a" über eine weite Schwingung aus dem linken Uferbereich bei km 685 (Freiburg) mit Querung des Fahrwassers bei km 679 (Störmündung) in die Glückstädter Nebenelbe. Von dort tritt er bei km 669/670 (Eßflether Steindeich) in einem Bogen in den Nordteil des Schwarztonnensandes ein. Nach Erwartung des morphologischen Großbildes sollte dann eigentlich eine weite Kurve die Mäanderlinie auf der Landseite des Schwarztonnensandes vorbeiführen. Dies kann jedoch an den mittleren Tiefen unter KN nicht abgelesen werden.

Erkennbar ist dagegen eine bis km 664 v o r Schwarztonnensand auf der Fahrwasserseite vorbeiführende Stromlinie, deren Fortschreibung stromauf bis km 653 allerdings schwer zu interpretieren ist: Nach Anlehnung des Stromfadens bei km 663 an die Insel Pagensand ist zwischen km 662 und km 654 kein klarer Verlauf aus den gemittelten Tiefen zu entnehmen. Ab km 653 ist dann der Stromfaden „a" wieder über einen Mäanderbogen durch die Lühesander Nebenelbe bis km 645 (Fährmannssand) klar verfolgbar.

Der zweite Stromfaden „b" zieht ab km 687 stromaufwärts genau entgegengesetzt zu „a" in einem Bogen heraus aus dem rechten Ufer (km 687, Scheelenkuhlen), quert die Fahrrinne bei km 684 (Brokdorf) und verläuft zu einem ausgeprägten Schwingungsbauch bei km 679/678 (Brammerbank). Von dort ergibt sich eine direkt dem Talweg folgende Linie zur Pagensander Nebenelbe (km 665–657). Ab hier wird die Frequenz der Schwingung „b" (wie übrigens auch bei „a") wesentlich herabgesetzt, und zwar auf rd. 7 km, d. h., die Mäanderlinie verläßt die Pagensander Nebenelbe durch Querung der Fahrrinne bei km 656 (Höhe Bützflether Sand) und besitzt bei km 655/654 (Stadersand) einen Bogen im linken Ufer. Zurück schwingt der

Die Küste, 42 (1985), 1-318

Stromfaden „b" über das rechte Ufer beim Hetlinger Schanzensand zum ausgeprägten Mäanderbogen in der Hahnöfer Süderelbe.

Wie bereits angedeutet, nimmt die Frequenz der Mäanderbögen von km 724 bis km 640 sukzessive ab (Abb. 1). Diese Frequenzabnahme wird sich stromauf wahrscheinlich beschleunigt fortsetzen, auch wenn aus dem aktuellen Kartenbild zwischen Hanskalbsand und dem Hamburger Hafen heute nicht einmal mehr unmittelbar wahrnehmbare Talwegbögen zu finden sind. Doch deutet die weite Stromlandschaft gerade dieses Streckenabschnitts an, daß v o r Regelung der Unterelbe hier eine stromauf rasch zunehmende Verästelung in kleinere Elbarme angesiedelt war. Die Stromspaltung im Hamburger Raum in zahlreiche Nebenarme der Süder- und Norderelbe ist ein weiterer Hinweis auf ein stromauf stattfindendes „Ausschwingen" des Tideflusses Elbe.

Es könnte vorläufig im Zusammenhang mit der ebenfalls „Ausschwingen" genannten, sich stromauf verringernden Kolk-Bank-Frequenz (s. DAMMSCHNEIDER, 1985) von einer morphologischen Gesetzmäßigkeit gesprochen werden, die auf stromaufwärts abnehmenden Tideeinfluß bzw. abnehmende Tidewassermenge bei zunehmender Oberwasserwirksamkeit und damit den Übergang zwischen Tide- und Binnenfluß zurückzuführen wäre.

Zum anderen gehen die Verfasser davon aus, daß im Sinne von FÜHRBÖTER (1983) makroskopische Ordnungsstrukturen (hier: Mäander) aus sehr kleinen Zufallsstörungen (hier: interne Schwingungen) entstehen können. Denkbar wäre eine sinngemäß-prinzipielle Übertragung der von FÜHRBÖTER ermittelten „vertikalen" Struktur auf „horizontale" Bewegungsabläufe. Unter Umständen ist die Entdeckung der Stromfäden ein erster Hinweis auf solche Prozeßfelder, die jedoch erst ab einer gewissen Größe für den Betrachter makroskopisch wahrnehmbar werden. In der z. Z. kleinsten meßbaren Einheit, der „Strömung", sollten sich in Abhängigkeit von physikalischen Randbedingungen (Coriolis-Kraft!) diese Zufallsstörungen ebenfalls finden, können jedoch offensichtlich mit den zur Verfügung stehenden Interpretationsmechanismen noch nicht dingfest gemacht werden. Eine sehr viel feinere Strukturanalyse wäre vonnöten.

Klar wird durch die quantitative Kartenauswertung belegt, daß Baggerarbeiten in der seeschifftiefen Fahrrinne oder Baggergutverklappungen in Flachwasserbereichen zu keinen feststellbaren Veränderungen der natürlichen Formbildungsvorgänge führen. Damit ist nicht gemeint, daß Baggerungen kein Faktor in der morphologischen Formänderungsarbeit wären, ganz im Gegenteil. Jedoch ist die Dominanz der natürlichen internen Schwingungsvorgänge offenbar so groß, daß sie wasserbaulich-anthropogene Einflüsse ohne Schwierigkeiten „verkraften" bzw. puffern können und weiterhin die Morphologie eigendynamisch prägen.

In Verbindung mit bekannten morphodynamischen Entwicklungsabläufen kann man nunmehr versuchen, eine Deutung für beobachtbare, aber schwer zu erklärende morphodynamische Vorgänge durch die Anwendung regionaler Kenntnisse aus der „Stromfadentheorie" zu formulieren.

3.3 Aktuelle Wirkung von „Stromstrich" und „Stromfaden"

HENSEN (1942b, S. 3) beschreibt den Einfluß der Coriolis-Kraft (Rechtsablenkung), indem er ihren Einfluß im Gebiet des Mittelgrundes und des Kratzsandes darstellt,

> „. . . wo es ein wesentliches Ziel des Leitdammbaues unterhalb der Kugelbake ist, den Flutstrom mit Unterstützung durch die Rechtsablenkung an dem Leitdamm zu halten und an der Hinterströmung des Kratz-Sandes zu (ver-) hindern."

Hier wird also seitens des Wasserbaus bereits sehr früh die potentielle Wirkung der Coriolis-Kraft bzw. der aktuellen Mäanderbildung beobachtet und nutzbringend in die Praxis umgesetzt.

Die deutlichste Ausprägung der Wirkung der Rechtsablenkung auf die Verlagerung des Stromstriches im Untersuchungsgebiet finden wir im Bereich südlich des Medemsandes. Allein aus dem Vergleich der Kartenblätter von 1972 und 1979 läßt sich hier eine Verlegung der KN-Linie um bis zu 700 m in nördlicher Richtung erkennen, die darauf zurückzuführen ist, daß an dieser Stelle der ebbstromorientierte, da am nördlichen Ufer verlaufende Stromfaden (vgl. HENSEN, 1939), nachdem er die enge Uferführung unterhalb von Brunsbüttel verloren hat, der Rechtsablenkung unterliegt und in den ausgedehnten Wattflächen des Medemsandes naturgemäß leicht Material erodieren kann. Mit dieser Erosion geht eine verstärkte Akkumulation in der Strommitte einher, die sich an der Anlage des Medemgrundes und an seinen Verlagerungstendenzen dokumentieren läßt (vgl. FELSHART, 1985). Ein Blick in historische Karten wie z. B. bei GIESE (1971) zeigt, daß dieses Phänomen kein Einzelfall ist, sondern sich bereits häufiger in der beschriebenen Art und Weise abgespielt hat, wobei zu berücksichtigen ist, daß die anthropogenen Eingriffe hier als Hemmnis einer natürlichen Entwicklung in Erscheinung treten.

Eine ähnliche Entwicklung, nur in einem anderen Stadium, erscheint für die Neufelder Rinne und den Neufelder Sand zumindest denkbar. Auch hier lassen sich mittels der quantitativen Kartenauswertung Verlagerungstendenzen der Rinne bzw. Vergrößerungstendenzen des Sandes in nördlicher Richtung nachweisen (vgl. FELSHART, 1985), die mit einem schwach erkennbaren, die Rinne durchlaufenden Stromfaden zusammenzuhängen scheinen. Inwieweit sich allerdings hier der Bau des Leitdammes auf dem Neufelder Sand ausgewirkt hat, konnte im Rahmen der Themenstellung nicht festgestellt werden.

Für den Strombereich der Elbkilometer 679 bis 676 gilt, daß ein besonders ausgeprägter Stromfaden die z. Z. noch relativ unscheinbare Materialakkumulationszone der „Brammerbank" vom linken Hauptufer abtrennt. Dies wäre aus dem normalen Bild der Tiefenkarten so nicht zu erwarten gewesen und gibt deshalb zu der Spekulation Anlaß, ob es sich an dieser Stelle vielleicht um die Bildung einer neuen Nebenelbe handeln könnte. Makroskopisch ist davon sicher noch nicht sehr viel zu erkennen; die Stromfadenlage jedoch deutet die Spaltung des Stromes an. Dies müßte in Zukunft dann zu einer verstärkten Materialakkumulation im Kernbereich der Brammerbank führen (km 678).

Im Bereich Schwarztonnensand ist als morphologische Konsequenz aus der Streckenführung der Stromfäden „a" und „b" (nach Abb. 1) hervorzuheben, daß im Abschnitt km 665 bis km 660 des linken Uferbereichs eine sehr charakteristische „Ruhezone" angesiedelt ist: Ein weiter Bereich der Sohle befindet sich hier außerhalb der Beeinflussung besonders hervortretender Stromfadenlagen und stellt nach Angaben des WSA Hamburg dann auch tatsächlich ein Areal bevorzugter Akkumulation dar. Dies ist ein nach dem morphologischen Großbild unerwartetes Ergebnis, würde man doch vermuten, daß bei Schwarztonnensand der Ansatz zur Ausbildung einer eigenen Nebenelbe besteht. Es ist deshalb zu fragen, ob der jetzige Zustand Ergebnis einer natürlichen Entwicklung ist oder ob er durch langjährige Aufspülungen dahingehend gesteuert wurde.

4. Fazit

Nach den vorliegenden Ergebnissen einer quantitativen Kartenauswertung im Tidegebiet der Elbe zwischen Cuxhaven und Hamburg gelingt ein eindeutiger Nachweis zweier getrennt verlaufender Stromfäden. Beide mäandrieren gegenläufig mit einer stromauf abnehmenden

Frequenz. Diese innere morphologische Gliederung kann aus normalen Tiefenkarten nicht unmittelbar abgelesen werden.

Hypothetisch läßt sich sagen, daß danach Strominseln oder -sände Bildungen im Strombereich z w i s c h e n zwei Hauptströmungskomponenten sind, d. h., daß sie in einer Zone herabgesetzter Strömungsaktivitäten gebildet werden, deren Lage kurz- bis mittelfristig festgeschrieben ist, sich über lange Zeiträume jedoch stark verändert (vgl. auch SCHULZ, 1954).

Als Beispiel für eine in Zukunft sich aufbauende neue Strominsel kann die Brammerbank angesehen werden. Die Lage dieser relativ jungen Strombank, die noch nicht gefestigt ist, sollte als starkes Akkumulationsfeld angesehen werden, welches zukünftig weiter wachsen dürfte und dann eine eigene „Nebenelbe" bilden könnte (s. DAMMSCHNEIDER, 1983, S. 68).

Als Ergebnis dieses Wechselspiels z w e i e r, vermutlich jeweils von Ebb- bzw. Flutströmung geprägten Stromfäden ergibt sich das heutige Bild eines e i n z i g e n sichtbaren Stromstrichs. Eine Übereinstimmung, wie sie ZELLER (1967) für die Lage von Dünen („Bänke" i. S. von DAMMSCHNEIDER, 1983) und Strommäandern ermittelt, läßt sich jedoch in der Unterelbe nicht finden.

Für die Ursachen der Mäanderbildung lassen sich z. Z. nur Teilbegründungen liefern, bei denen jedoch die Coriolis-Kraft einen wesentlichen Faktor darstellt. Die Verfasser stimmen ZANKE (1982, S. 306) zu, welcher vermutet, daß

> „. . . die Ursachen für alle rhythmischen Verformungen eines Gerinnes in jedem seiner Freiheitsgrade durch ein und dasselbe Grundprinzip bestimmt (seien). Denkbar ist in dieser Hinsicht, daß das Prinzip vom Minimum der Formänderungsarbeit auch hier zutrifft".

Es wird sich dabei primär um das Wechselspiel zwischen stromauf abnehmendem Tideeinfluß, jedoch ansteigender Oberwasserwirksamkeit handeln, welches diese Formänderungsrhythmik prägt.

Vor allem jedoch könnte der von FÜHRBÖTER (1983) für „vertikale" Schwingungen (Strömungsriffel) aufgezeigte Mechanismus der Bildung von makroskopischen Ordnungsstrukturen aus sehr kleinen Zufallsstörungen in übertragener Bedeutung anwendbar sein. In diesem Sinne wäre dann auch die im Titel gestellte Frage zu beantworten: Aktuelle Mäanderbildung im Tidebereich der Unterelbe scheint nach Stand der Indizien ein mehrdimensionaler Vorgang zu sein, von dem z. Z. der Nachweis zweier Wirkungen auf unterschiedliche Art gelingt.

1. M a k r o s k o p i s c h w a h r n e h m b a r e r E f f e k t: In jedem Kartenwerk sichtbare Mäanderbögen, die von mehreren Autoren bereits beschrieben wurden.
2. M e ß t e c h n i s c h z u e r m i t t e l n d e r E f f e k t: Mit Hilfe quantitativer Kartenauswertung erkennbare interne Schwingungen, die aus zwei unterschiedlich geführten „Stromfäden" bestehen.

Beide Effekte sind morphologisch wirksam, allerdings ist die Schlußfolgerung für die Praxis noch offen. Denn ob Stromfäden einen Materialquertransport verursachen und somit bei Querung des Fahrwassers innerhalb dieser Zone zu einem Eintrieb und folglich einer Beeinflussung der Sollwassertiefe führen, wird das Ziel von Folgeuntersuchungen sein müssen.

Konsequenzen für das wasserbauliche Versuchswesen (hydraulische Modelle) ergeben sich insofern, als zu überdenken ist, inwieweit bestimmte Versuchsableitungen ohne Berücksichtigung des Coriolis-Effektes (als einer der wesentlichen „Mäanderfaktoren") auf die Natur übertragbar sein können. Es handelt sich dabei primär um Modellversuche zur Abschätzung von langfristigen morphologischen Veränderungen. Die Verfasser sind sich der Schwierigkeiten bewußt, die diese Frage in der Praxis aufwirft. Es muß jedoch die Frage erlaubt sein, ob es

nicht eine unzulässige Vereinfachung der „Natur" darstellt, interne Schwingungen zu ignorieren:

> „Es ist . . . festzustellen, daß bei den für das Elbemodell vorliegenden Verhältnissen die Coriolis-Kraft sich zwar nicht auf die Tiefen auswirken kann, jedoch in hohem Maße auf die Strömungsrichtungen" (HENSEN, 1942b, S. 3).

5. Schriftenverzeichnis

BONNEFILLE, R. u. BRACONNOT, A.: Untersuchungen über den Einfluß der Corioliskraft auf die Entwicklung der Rinnen in Flußmündungen. Bericht HJI/R/051 T.484.DHM vom 20. 5. 1966 des LNH Chatou, 1966.

DAMMSCHNEIDER, H.-J.: Morphodynamik, Materialbilanz und Tidewassermenge der Unterelbe. Berl. Geogr. Studien, Bd. 12, 1983.

DAMMSCHNEIDER, H.-J.: Quantitative Morphodynamik im Sohlenregime der Unterelbe. Die Küste, H. 42, 1985.

EXNER, F. M.: Über die Wechselwirkung zwischen Wasser und Geschiebe in Flüssen. Sitzungsbericht der Akademie der Wissenschaften in Wien, Abt. IIa, Bd. 134, S. 165–203, 1925.

EXNER, F. M.: Zur Dynamik der Bewegungsformen auf der Erdoberfläche. Ergebnisse der Kosmischen Physik, Bd. 1, S. 373–445, 1931.

FELSHART, TH.: Quantitative Untersuchungen zur Morphodynamik im Sohlenregime des Elbe-Ästuars zwischen St. Margarethen und Cuxhaven. Staatsexamen, TU Berlin, 1985, (unveröffentl.).

FÜHRBÖTER, A.: Zur Bildung von makroskopischen Ordnungsstrukturen (Strömungsriffel und Dünen) aus sehr kleinen Zufallsstörungen. Mitt. d. Leichtweiß-Instituts für Wasserbau der TU Braunschweig, H. 79, 1983.

GIESE, E.: Fahrwasserumbildungen in der Unter- und Außenelbe. Die Wasserwirtschaft, H. 3, 1971.

GIESE, E., TEICHERT, J. u. VOLLMERS, H.: Das Tideregime der Elbe. Hydraulisches Modell mit beweglicher Sohle. Mitt. d. Bundesanstalt f. Wasserbau, Nr. 31, 1972.

GRUBE, F.: Die Geologie des Schulauer Ufers an der Unterelbe. Mitt. a. d. Geolog. Landesamt Hamburg, Nr. 33, 1962.

HALLIK, R.: Das Elbtal bei Hamburg seit dem Ende der Eiszeit. Abh. Verh. Naturwiss. Ver. Hamburg (N. F.), H. 6, 1962.

HENSEN, W.: Der Einfluß der Erdumdrehung auf Tideflüsse in der Natur und im Modell. Die Bautechnik, H. 21, 1939.

HENSEN, W.: Rechtsablenkung. Vergleich mit Erdbeschleunigung und Zentrifugalbeschleunigung. Kleine Studie der WSD Hamburg, Nr. 36, 1942a.

HENSEN, W.: Interne Schriftnotiz über Rechtsablenkung. Vergleich mit Erdbeschleunigung und Zentrifugalbeschleunigung. Büro für Gewässerkunde, Wasserstraßendirektion Hamburg, 1942b.

JANETZKO, P.: Jungnacheiszeitliche Mäanderbildungen im Bereich der Unterelbe. Verh. Naturwiss. Ver. Hamburg (N. F.), H. 25, 1982.

KAUFMANN, H.: Rhythmische Phänomene der Erdoberfläche. Braunschweig, 1929.

KLEIN, H. A.: Strömungsverhältnisse und Wassermengen der Tideelbe (Messungen 1958–1960). Mitt. d. Wasser- und Schiffahrtsdirektion Hamburg, Nr. 11, 1960.

SCHULZ, H.: Sedimentation und Erosion im Elbe-Ästuar der Gegenwart. Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, H. 23, 1954.

SIMON, W. G.: Geschichte des Elbe-Ästuars von der Überflutung der Nordsee nach der letzten Vereisung bis zur Gegenwart, nach dem Stand der Kenntnisse von 1964. Abh. Verh. Naturwiss. Ver. Hamburg (N. F.), H. 9, 1965.

WSA HAMBURG (Hrsg.): Strömungsverhältnisse und Wassermengen der Tide-Elbe (Messungen 1960–1966). Mitt. d. Wasser- und Schiffahrtsdirektion Hamburg, Nr. 16, 1967.

WSD NORD (Hrsg.): Strömungsverhältnisse und Wassermengen der Tide-Elbe zwischen Wedel und Hollerwettern (nach Messungen 1971–1973). Mitt. d. Wasser- und Schiffahrtsdirektion Nord, Nr. 24, 1980.

ZANKE, U.: Grundlagen der Sedimentbewegung. Berlin/Heidelberg/New York, 1982.

ZELLER, J.: Flußmorphologische Studie zum Mäanderproblem. Mitt. aus der VAU Zürich, H. 74, 1967.

Die Küste, 42 (1985), 1-318

Das Forschungsvorhaben Schlick/Schwebstoffe in Ästuaren

Von Hermann Christiansen

Zusammenfassung

Unter finanzieller Förderung des Bundesministeriums für Forschung und Technologie (BMFT) wird von einer Projektgruppe des Kuratoriums für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI) seit Ende 1981 das Forschungsvorhaben „Schlick/Schwebstoffe in Ästuaren" durchgeführt. In dem Vorhaben werden Meßgeräte getestet und nach bestimmten Meßstrategien eingesetzt. Es ist das Ziel, Empfehlungen zu erarbeiten, nach denen die Zusammenhänge von Schwebstoffbildung, -transport und Schlicksedimentation erforscht werden können. Das bis Mitte 1986 laufende Vorhaben ist unterteilt in die Projekte Elbe und Weser.

Es wurde eine Meßstation entwickelt und, auf einem Ponton schwimmend, in der Elbe bei Oortkaten eingesetzt. Mit ihr können automatisch Schwebstoffproben entnommen und gleichzeitig alle relevanten Begleitparameter registriert und gespeichert werden.

An einer Pfahlstation in der Weser bei Nordenham wurden Sondensysteme für Schwebstofftrübung und Begleitparameter getestet. In einem Sonderprogramm (MASEX '83) wurde eine von der GKSS, Forschungszentrum Geesthacht, entwickelte Gammasonde für Schlickdichtemessungen eingesetzt.

Über die Ergebnisse der Messungen in Elbe und Weser wird mit mehreren Sachbeiträgen in diesem Heft der „Küste" berichtet.

Summary

The research program "Mud and Suspended Matter in Estuaries" has been carried out since 1981 by a KFKI project group through the financial support of the BMFT (Federal Ministry for Research and Technology). In this project instruments have been developed, tested and applied in specially designed measurement programs. The main objective is to arrive at recommendations for investigating the relationship between the formation and transport rates of suspended matter and the associated mud deposition. The research program will continue until June 1986 and is divided into the projects "Elbe" and "Weser".

A measurement station on a pontoon in the Elbe at Oortkaten has been developed for the automatic sampling of suspended sediment and the simultaneous recording and storage of important parameter values.

A different set of sensors has been installed on a pile in the Weser at Nordenham to record the extinction and other relevant parameters of turbid water. A density probe, developed by the GKSS (Atomic Energy Research Institute Geesthacht), was used in the Weser Estuary during an extensive mud and suspended sediment experiment in 1983 (MASEX '83).

Results of the KFKI-research program to date are presented in several publications in this volume.

Inhalt

1. Veranlassung 116
2. Meßstrategie 116
3. Forschungsvorhaben 117
   3.1 Allgemeines 117
   3.2 Ziele des Teilprogramms Elbe 118
      3.2.1 Entwicklung und Betrieb einer Dauermeßstation 118
      3.2.2 Untersuchung biologischer Faktoren 119
      3.2.3 Eichmessungen im Querschnitt Oortkaten 119

3.3 Ziele des Teilprogramms Weser 119
3.3.1 Untersuchungen an der Pfahlstation Nordenham 119
3.3.2 Sonderprogramm MASEX '83 120
3.3.3 Sondermeßprogramm Peilvergleiche 121
4. Ausblick 121

1. Veranlassung

In allen deutschen Tideflüssen und -häfen sedimentieren ständig große Mengen an Sand und Schlick. Zur Erhaltung der Fahrwassertiefen sind daher unter hohem Kostenaufwand umfangreiche Baggerungen erforderlich. Eine zusätzliche Kostenexplosion hat sich in den letzten Jahren dadurch ergeben, daß der Schlick teilweise kontaminiert ist und die bisher als unbedenklich angesehenen kostengünstigen Unterbringungsverfahren an Land problematisch geworden sind. Vor diesem Hintergrund wurde von den im KFKI vertretenen Verwaltungen ein Forschungsprogramm erstellt. Inhalt und Ziel dieses Programms sollten sein, die Zusammenhänge zwischen Schwebstoffbildung, -transport und anteiliger Schlicksedimentation so weit zu verstehen, daß daraus

- Möglichkeiten zur Reduzierung des Schlickfalls oder auch
- Möglichkeiten zur Optimierung und damit Kostensenkung des Baggereinsatzes

entwickelt werden können.

2. Meßstrategie

Aus Erfahrungen der Vergangenheit war bekannt, daß in einem großräumigen Gebiet die Prozesse der Schwebstoffführung und Schlickbildung nicht dadurch erfaßbar sind, daß man nur sporadisch einige Messungen durchführt. Die physikalischen, biologischen und chemischen Einflußfaktoren variieren sehr stark innerhalb eines Untersuchungsgebietes und über die Zeit nach Gesetzmäßigkeiten, die weitgehend unbekannt sind, so daß – wenn überhaupt – nur die Methode der fortlaufenden Datenerfassung unter Berücksichtigung einer im Tidebereich erforderlichen Meßstrategie weiterführen kann.

Um das meßtechnisch Wünschenswerte und finanziell und zeitlich Machbare in einem vertretbaren Kompromiß zusammenzufügen, wurde als Fernziel folgende Meßstrategie ins Auge gefaßt:

In einem zu untersuchenden Abschnitt eines Tideflusses werden zwei – für die jeweilige nähere Umgebung repräsentative – Querschnitte I und II ausgewählt und mit zwei Dauer-

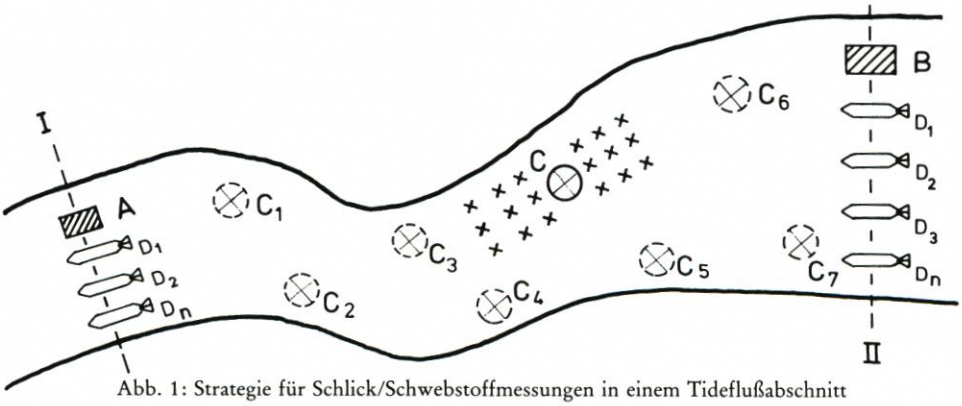


Abb. 1: Strategie für Schlick/Schwebstoffmessungen in einem Tideflußabschnitt

Die Küste, 42 (1985), 1-318

meßstationen (A, B) besetzt. An diesen Stationen werden vertikal integrierend fortlaufend alle relevanten Daten gemessen und über jede Halbtide zur Bilanzierung Ebbe-Flut zusammengefaßt. Zur Eichung der Meßwerte an den Dauermeßstationen auf repräsentative Mittelwerte der jeweiligen Flußquerschnitte werden mehrmals im Jahr an mehreren Stellen im Querschnitt (D_1, D_2, ... D_n) Vergleichsmessungen mit einem geeigneten Meßgerät (z. B. dem CUX-SAMPLER) durchgeführt.

Zur Erfassung der mit der Topographie innerhalb des Untersuchungsgebiets wechselnden Schlick-/Schwebstoffverhältnisse wird ein Meßsondensystem für jeweils mehrere Tage an wechselnden Standorten (C_1, C_2, C_3 ... C_n) eingesetzt. Mit diesem Meßsondensystem sollen die Meßdaten entweder vertikal integrierend oder fixiert in einer Tiefenstufe erfaßt werden. Bei letzterem Verfahren ist wiederum eine Mehrfacheichung für die Zuordnung der Daten im Meßpunkt in Relation zum Vertikalprofil erforderlich. Während der Positionierung des Sondensystems in C_1 ... C_n werden um den jeweiligen Standort in den Positionen X mit einer Spezialsonde die Höhenlagen der Schlickdichtehorizonte mehrfach gemessen. Zum Vergleich der zeitaufwendigen Messungen mit der Dichtesonde sollten auch andere Verfahren wie Echolotpeilungen oder Echostärke-Meßmethoden eingesetzt werden.

3. Forschungsvorhaben

3.1 Allgemeines

Um Messungen nach der in Abschn. 2 beschriebenen Strategie durchführen zu können und den Wert der Meßergebnisse im Hinblick auf die Fragen der Praxis zu überprüfen, wurde von der KFKI-Projektgruppe „Schlick/Schwebstoffe in Ästuaren" ein entsprechendes Forschungsvorhaben erarbeitet, unter Federführung Hamburgs als Antrag beim BMFT eingereicht und im September 1981 von dort mit der Zusage einer finanziellen Förderung genehmigt.

Das Gesamtprojekt ist in drei Phasen unterteilt:

I Gerätebeschaffung
II Gerätetest
III Wissenschaftliches Untersuchungsprogramm

Die Gesamtfördersumme vom BMFT beläuft sich auf 1,74 Mio. DM. Darin enthalten sind Personalkosten für

1 Diplom-Ozeanographen (Vertragsdauer 4,25 Jahre)
1 Diplom-Biologen (Vertragsdauer 2 Jahre mit halber Stelle)
1 Techniker (Vertragsdauer 3,25 Jahre)

Von Strom- und Hafenbau, Hamburg, dem Wasser- und Schiffahrtsamt Bremerhaven und dem Institut für Meeresforschung, Bremerhaven, werden zusätzlich rd. 1,0 Mio DM an Eigenbeteiligungen aufgebracht.

Das Gesamtvorhaben wurde im Oktober 1981 begonnen und soll bis Juni 1986 abgeschlossen sein. Da sich die aktiv in das Forschungsvorhaben eingebundenen Dienststellen in Hamburg bzw. in Bremerhaven befinden, wurde beschlossen, in Hamburg das Teilprojekt „Dauermeßstation" und in Bremerhaven das Teilprojekt „Sondensystem" durchzuführen. Die Entwicklung einer Gammasonde für Schlickdichtemessungen wurde an die GKSS, Forschungszentrum Geesthacht GmbH, vergeben. Messungen mit dieser Sonde sollten mit Schwerpunkt im Weserprogramm und Sondereinsätzen in Hamburg durchgeführt werden.

Phasen	Jahr	Zuwendung BMFT Geldmittel	Zuwendung BMFT enthaltenes Personal	Eigenbeteiligung – St. u. Hafenbau – WSA Bremerhaven – Inst. f. Meeresf. BHV
I Gerätebeschaffung	10/81 bis 12/82	430 000,–	./.	
II Gerätetest	4/82 bis 3/83	380 000,–	1 Wiss. IIa 1 Techn. Vc	180 000,–
III Wissenschaftliches Untersuchungs-programm	4/83 bis 6/86	930 000,–	1 Wiss. IIa (3,25 Jahre) 1 Wiss. IIa/2 (2 Jahre) 1 Techn. Vc (2,25 Jahre)	820 000,–
	Summe	1 740 000,–		1 000 000,–

3.2 Ziele des Teilprogramms Elbe

3.2.1 Entwicklung und Betrieb einer Dauermeßstation

Zur kontinuierlichen Erfassung von Schwebstoffdaten und Begleitparametern sollten auf einer schwimmenden Pontonstation im Elbestrom bei Oortkaten Gerätesysteme eingesetzt, weiterentwickelt und getestet werden.

Die Schwerpunkte des wissenschaftlichen Untersuchungsprogramms (Phase III) sind dann im Jahresgang:

1. die gewählten Gerätesysteme im rechnergesteuerten Automatikbetrieb auf ihre Dauerfunktion zu überprüfen und ggf. zu verbessern,
2. die über jeweils Halbtiden erfaßten Daten auf Plausibilität für Bilanzierungen in einem Stromquerschnitt zu überprüfen (s. Kap. 3.2.3),
3. Korrelationen zwischen den Meßwerten eines Particle Analysers mit den direkt entnommenen integrierten Proben für Konzentration (c) und Kornverteilung (d) herzustellen,
4. Korrelationen zwischen den c- und d-Werten und den übrigen erfaßten Daten T, C, E, O_2, pH, v und Oberwasser Q_o herzustellen und
5. die chemischen Inhaltsstoffe wie N, P, Zn, Cu, Ca, Cd, Pb, Cr, Ni, As, Hg durch Analysen der Schwebstoffproben zu bestimmen und Korrelationen zu Veränderungen in der Schwebstoffkonzentration herzustellen.

Die zur Behandlung dieses Themenkreises notwendige Datenerfassung und Analyse ist in folgender Weise vorgesehen:

- fortlaufende Registrierung der Parameter T, C, E, O_2, pH, $v_{x,y}$,
- vertikal integrierende und isokinetische Dauerentnahme von Flußwasser, Sammlung in getrennten Flut- und Ebbebehältern, Separation der suspendierten Feststoffe nach Ablauf einer Halbtide und Ausstoß der Feststoffproben in Flaschen,
- Analyse der separierten Feststoffproben, und zwar

.. jede einzelne (1412 Halbtiden pro Jahr) auf Trockensubstanzmasse und Glühverlust,
.. je 2 Halbtidenmischproben einer Woche (106 pro Jahr) auf Trockensubstanzmasse, Glühverlust, Kornverteilung N, P, Zn, Cu, Ca, Cd, Pb, Cr, Ni, As, Hg.

Über Meßprinzip und Aufbau der Station wird von L. NEUMANN mit zwei Beiträgen in diesem Heft der „Küste" berichtet.

3.2.2 Untersuchung biologischer Faktoren

Unter Einbeziehung der an der Station Oortkaten gemessenen Parameter sollen in einem zweijährigen Sonderprogramm 84/85 die Bedeutung biologischer Faktoren für die Schwebstoffbildung vom Institut für Hydrobiologie und Fischereiwissenschaft der Universität Hamburg untersucht werden.

Als biologische Parameter werden dazu gewählt:
- Anteil organischen zu anorganischen Materials im Detritus
- Anteil des biologischen organischen Anteils
- Biomasse des biologisch lebenden Anteils
- Phytoplankton-Biomasse und abgestorbenes Phytoplankton
- Bakterien-Biomasse
- Aktivitätszustände von Organismen bzw. Population im biologischen Material

Über Untersuchungsmethoden und erste Ergebnisse berichtet N. GREISER in diesem Heft der „Küste".

3.2.3 Eichmessungen im Querschnitt Oortkaten

Um die in einem Vertikal-Profil der Station Oortkaten erfaßten Daten den Transportvorgängen im Gesamt-Flußquerschnitt zuordnen zu können, sollen in einem mehrjährigen Meßprogramm etwa sechsmal pro Jahr in mehreren Meßlotrechten Vergleichsmessungen mit dem CUX-SAMPLER durchgeführt werden. Diese Messungen sind Teil der Eigenleistungen von Strom- und Hafenbau, Hamburg.

Über die Ergebnisse berichtet der Verfasser in diesem Heft der „Küste".

3.3 Ziele des Teilprogramms Weser

3.3.1 Untersuchungen an der Pfahlstation Nordenham

Mit einer vom WSA Bremerhaven zu erstellenden Pfahlstation im Hauptschlickfallgebiet der Weser bei Nordenham soll ein Punkt im Ästuar fixiert werden, an dem von den Firmen Meerestechnik Elektronik (ME) und Norddeutsche Seekabelwerke (NSW) zu beschaffende und vom Institut für Meeresforschung in Bremerhaven zu modifizierende Sondensysteme erprobt werden können.

Nach der Testphase sollen dann im wissenschaftlichen Untersuchungsprogramm mit den Meßdaten folgende erste konkrete Fragestellungen behandelt werden:

1. Welche Korrelationen bestehen zwischen der fortlaufend registrierten optischen Trübungsmessung E und der Suspensionskonzentration c sowie zwischen beiden Größen zu den übrigen am Pfahl gemessenen Daten (T, C, p, O_2, pH, $v_{x,y}$) und diesen mit dem Oberwasserabfluß?

2. Welchen Einfluß haben darüber hinaus bestimmte gelöste chemische Wasserinhaltsstoffe auf Schlickbildung und -sedimentation?
3. Sind regional und jahreszeitlich eindeutige Beziehungen zwischen Schlickdichte-Meßwerten der von der GKSS zu entwickelnden und dann einzusetzenden Gammasonde, den Echolot- bzw. Echostärkeaufzeichnungen und Schlickkernproben aufzustellen?
4. Besteht eine Beziehung zwischen den Veränderungen in der Qualität der Bodensedimente im Testgebiet um den Pfahl, zu den am Pfahl gemessenen Daten bzw. den dort direkt entnommenen Proben?

Darüber hinaus sollen die gewählten Gerätesysteme auf ihre Dauerfunktion hin überprüft und gegebenenfalls verbessert werden.

Zur Behandlung dieser Fragen im Weserprogramm sind folgende Meßwerterfassungen vorgesehen:

- fortlaufende Registrierung am Meßpfahl der Größen T, C, E, p, O_2, pH, $v_{x,y}$;
- Kalibrierung von Trübungsmessung und Suspensionsgehalt nach einer Methode von KRAUSE/OHM über direkte Probenahmen (z. B. mit dem CUX-SAMPLER) alle zwei Monate mit jeweils 6 Proben, verteilt über eine Tide, und Analyse aller 6 Proben auf Konzentration und Glühverlust und Kornverteilung;
- alle zwei Monate Analyse von zwei am Pfahl genommenen Mischproben (aus 3 Flut- und 2 Ebbeproben) auf gelöste Wasserinhaltsstoffe wie z. B. Cl, K, Na, Ca, Mg, SO_4;
- alle zwei Monate Aufnahme der Morphologie und der Bodensedimente in 10 Teilpunkten eines Testgebietes von rund 200 · 50 cm um den Pfahl als Zentralpunkt; dazu:
  - .. höhenmäßig zugeordnete Schlickentnahme mit dem Kernentnahmegerät des WSA Bremerhaven und anschließender Analyse von jeweils drei Tiefenbereichen auf Wassergehalt, Glühverlust und Kornverteilung,
  - .. Einsatz der Gammasonde (GKSS) für die Höhenbestimmung verschiedener Schlickdichtehorizonte,
  - .. Einsatz von Echolot und Echostärkenmeßgerät.

3.3.2 Sondermeßprogramm MASEX '83

Da ein Ziel der vorgesehenen Untersuchungen an der Meßstation Nordenham, nämlich die Erfassung der Schlickverhältnisse, nicht erreicht werden konnte, weil weiträumig im Bereich der Pfahlstation kein Schlick mehr vorhanden war, wurde 1983 in Erweiterung der Eigenleistungen des WSA Bremerhaven, des Instituts für Meeresforschung und der GKSS das Projekt MASEX (mud and suspension experiments) durchgeführt. Ziel dieses Sonderprogramms war es, unter Einbeziehung der entwickelten Gerätesysteme in einem rd. 5 km langen Abschnitt der Weser die Veränderlichkeit der Schlicksohle in der Zeitskala von zwölf Stunden bis zu einer Woche zu beobachten und Beziehungen zu gemessenen Begleitparametern an mehreren Stationen innerhalb des Untersuchungsabschnittes aufzustellen. Neben den Sondensystemen von ME und NSW und der Gammasonde des GKSS kamen dabei auch zahlreiche Aandera-Strömungsmesser und ein Kernentnahmegerät des WSA Bremerhaven zum Einsatz. Für die Dauermeßkampagne wurde die VICTOR HENSEN vom Institut für Meeresforschung bereitgestellt. 1984 wurden zahlreiche Vergleichs- und Nachfolgemessungen zu MASEX '83 durchgeführt.

Die gewonnenen Meßdaten wurden auch dem Institut für Strömungsmechanik der TU Hannover zur Verfügung gestellt, wo Möglichkeiten zur numerischen Simulation von Schwebstofftransporten erforscht werden.

Über Erfahrungen und Ergebnisse des Meßeinsatzes berichtet die „Arbeitsgruppe MASEX" in diesem Heft der „Küste".

3.3.3 Sondermeßprogramm Peilvergleiche

Zur Überprüfung der Aussagequalität von Echolotpeilungen und der Sohlveränderung in Querschnittprofilen wurden 1984 vom WSA Bremerhaven über drei Monate und in drei genau vermessenen Profilen Untersuchungen durchgeführt. Über die Ergebnisse berichtet H. MÜLLER in diesem Heft der „Küste".

4. Ausblick

Mit dem Forschungsvorhaben „Schlick/Schwebstoffe in Ästuaren" ist unter großzügiger finanzieller Förderung durch das BMFT und mit hervorzuhebendem großem persönlichem Einsatz aller am Projekt beteiligten Mitglieder ein Problemfeld bearbeitet worden, das äußerst komplex ist. Die bisherigen Untersuchungen haben eine Vielzahl neuer Erkenntnisse gebracht, gleichzeitig aber auch neue, bislang nicht absehbare Kenntnislücken aufgezeigt. Derartige Problemfeldausweitungen bei gleichzeitiger Einschränkung konkreter Aussagemöglichkeiten sind bei zeitlich befristeten, schwierigen Forschungsvorhaben unvermeidlich. Ziel der am Forschungsvorhaben aktiv Beteiligten soll es daher sein, unter Vernachlässigung erkennbar unwichtiger Randprobleme sich auf das Wesentliche zu konzentrieren und bis zum Ablauf des Vorhabens soviel wie möglich an verwertbaren Erkenntnissen zu liefern.

Für die Untersuchungen in Hamburg wird man in dieser Beziehung recht optimistisch sein können. Für die Untersuchungen an der Weser gilt das nur eingeschränkt, wobei zu berücksichtigen ist, daß es dort weder Ziel war noch sein konnte, mit Datenerhebungen im Bereich einer Pfahlstation „die Schlickfallverhältnisse in der Außenweser" zu ergründen. Hier haben die über Eigenleistung der Ämter durchgeführten MASEX-Vorhaben einen Weg gewiesen, bei dem jedoch die Fülle der variablen Parameter über Kopplung mit einem numerischen Modell verarbeitet werden muß, will man zu ersten Prognosen über die Schwebstofftransport- und Schlickablagerungsprozesse kommen. Hinreichend gründliche Erkenntnisse der Prozesse wird man jedoch erst dann gewinnen können, wenn man Datenerhebungen nach der in Abschn. 2 empfohlenen Meßstrategie durchführt und über ein numerisches Modell mit verläßlichen und kontrollierbaren Theorien verarbeitet.

Die Küste, 42 (1985), 1-318

Erste Ergebnisse aus Schwebstoffmessungen mit dem CUX-SAMPLER in der Elbe

Von Hermann Christiansen

Zusammenfassung

Seit 1980 werden von Strom- und Hafenbau, Hamburg, Schwebstoffmessungen an der Oberelbe bei Oortkaten durchgeführt. Sie dienen der Ermittlung von Schwebstofffrachten nach Hamburg, die Grundlage für die Erforschung von Sedimentationsvorgängen in den Häfen sind. Gleichzeitig soll mit den Messungen eine Eichung der an der automatischen Meßstation Oortkaten ermittelten Daten für Repräsentativaussagen über den gesamten Flußquerschnitt durchgeführt werden. Die angewandte Meßstrategie, die Funktion des bei den Messungen eingesetzten CUX-SAMPLER und die Ergebnisse werden mitgeteilt. Der Beitrag soll gleichzeitig einen Eindruck darüber vermitteln, daß die Erforschung von Zusammenhängen der Schwebstofffracht in Tideflüssen ein sehr komplexes Unternehmen ist, das unter größter Sorgfalt zu planen und durchzuführen ist.

Summary

Suspended matter measurements have been conducted at Oortkaten since 1980 by Strom- und Hafenbau, Hamburg. These data are used to determine the suspended sediment transport toward Hamburg which can then serve as a basis for investigating the sedimentation characteristics in Hamburg Harbor. The data were also taken in order to calibrate the measurement station at Oortkaten where cross-sectional averaged measurements are taken automatically. Discussions are given of the measurement procedures and the role played by the CUX-SAMPLER. First results are presented. This paper also helps to show how complex research on suspended matter transport in tidal flow is and how such programs must be carefully planned and carried out.

Inhalt

1. Anlaß 123
2. Meßstrategie im Tidegebiet 124
2.1 Vorbemerkungen 124
2.2 Meßsysteme und -ablauf 125
3. Der CUX-SAMPLER 126
4. Messungen bei Oortkaten und Aufbereitung der Daten 128
5. Ergebnisse 131
5.1 Schwebstoffkonzentrationen 131
5.2 Schwebstofftransporte 131
5.3 Eichdaten für die Dauermeßstation 133
6. Schlußbetrachtung 133
7. Schriftenverzeichnis 134

1. Anlaß

In den Hamburger Häfen und im hamburgischen Elbabschnitt sedimentieren pro Jahr rd. 2 Mio. m^3 Schlick, Schlicksandgemische und Sand (Christiansen, Öhlmann, Tent, 1982). In den Hafenbecken lagern sich überwiegend Schlicksandgemische und reiner Schlick und im

Strombett der Elbe vorwiegend reiner Sand ab. Das Verhältnis von Sand zu Schlicksandgemischen und Schlick beträgt etwa 1 : 1. Zur Aufrechterhaltung der Schiffahrt müssen die Ablagerungen ständig gebaggert und untergebracht werden. Wegen der festgestellten Kontamination der schlickigen Sedimente bereitet die Unterbringung dieses Baggermengenanteils große Schwierigkeiten. Ein Ziel eines seit 1981 laufenden ‚Baggergut-Untersuchungsprogramms' ist es daher, Möglichkeiten zur Reduzierung des Schlickfalls zu untersuchen. Voraussetzung für die Behandlung solcher Ziele sind ausreichende Kenntnisse über die Herkunft des Schlicks, die Gesetzmäßigkeiten seines Transportes in der suspendierten Phase (Schwebstoff) und die Ursachen seiner Ablagerungen. Hierzu sind umfangreiche Messungen durchgeführt und auch erste Ergebnisse mitgeteilt (CHRISTIANSEN, HAAR, RADTKE, 1985) worden. Teile dieses Meßprogramms sollen die wichtige Frage beantworten, wieviel an Schwebstoffen nach welchen Gesetzmäßigkeiten von oberstrom nach Hamburg verfrachtet wird. Von den Gesamt-Schlickbaggermengen wird die von oberstrom antransportierte Schwebstoffmenge als der wesentliche Anteil betrachtet.

Da Schwebstofffrachten und -ablagerungen kein ausschließlich hamburgisches Problem sind, wurde Ende 1981 vom Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI) ein Forschungsvorhaben „Schlick/Schwebstoffe in Ästuaren" beschlossen und über eine Laufzeit von rd. 4,5 Jahren vom Bundesminister für Forschung und Technologie (BMFT) mit 1,74 Mio. DM gefördert (CHRISTIANSEN, 1985). Teil dieses Vorhabens ist die Entwicklung einer automatischen Meßstation für Schwebstoffe und Begleitparameter (NEUMANN, 1985). Diese Entwicklung am Versuchsstandort Oortkaten/Elbe ist abgeschlossen. Seit dem Sommer 1984 läuft die Station im Dauertest und liefert Daten für ein wissenschaftliches Untersuchungsprogramm.

Um festzustellen, in welcher Relation die im Vertikalprofil der Station integriert erfaßten Meßdaten zu Mittelwerten über den Gesamtquerschnitt des Flusses stehen, sind zur Eichung Vergleichsmessungen in mehreren Vertikalprofilen mit dem speziell entwickelten Meßgerät CUX-SAMPLER durchgeführt worden.

Über die Meßstrategie, das Meßverfahren und die Ergebnisse soll im folgenden berichtet werden.

2. Meßstrategie im Tidegebiet

2.1 Vorbemerkungen

Über sehr umfangreiche Schwebstoffmessungen in der Außenelbe (GÖHREN, 1971) und die dabei verwendete Meßmethodik unter Berücksichtigung der spezifischen Problematik im Tidegebiet (CHRISTIANSEN, 1974) gibt es ausführliche Berichte.

Aus den Erfahrungen dieser und späterer Messungen im oberen Tideästuar bei Hamburg wurden vom Verfasser Empfehlungen für Schwebstoffmessungen im Tidegebiet erarbeitet. Sie sind durch Beiträge von E. RENGER ergänzt und von H. VOLLMERS für einen in Kürze erscheinenden Abdruck der DVWK-Regeln zur Wasserwirtschaft (DVWK, 1985) überarbeitet worden. Zitate hieraus werden im folgenden entsprechend gekennzeichnet („. . .").

> „Schwebstoffgehalt und Schwebstofftransport im Tidegebiet unterscheiden sich als Folge der völlig anderen hydrodynamischen Verhältnisse in den Tideflüssen wesentlich von denjenigen der Binnenflüsse. Der durch astronomische Einflüsse bedingte rhythmische Wechsel der Wasserstände innerhalb von etwa 12,5 Stunden (Tnw – Thw – Tnw) bewirkt eine ständige Aufeinanderfolge von Beschleunigung, Verzögerung und Richtungsumkehr der Strömung. Dazwischen liegen kurzzeitige Phasen des Stromstillstandes. Die Strömungsgeschwindigkeiten ändern sich daher ständig. Auch innerhalb des Durchflußquerschnittes verlagern sich die Strömungsschwerpunkte. Meteoro-

- Der Abstand der Meßlotrechten soll 200 bis 300 m nicht überschreiten; es sind jedoch – unabhängig von der Flußbreite – mindestens drei Meßlotrechte zu wählen.
- In jeder Meßlotrechten sollten etwa stündlich die Messungen wiederholt werden.
- Die Dauer einer Integrationsmessung sollte 5 bis 10 Minuten betragen, um Zufallswerte aus Schwebstoffwolken, die durch pulsierende Makroturbulenz hervorgerufen werden, zu vermeiden.
- Die Messungen des Schwebstoffgehaltes und der Strömungsgeschwindigkeit sollten über eine volle Tide durchgeführt werden und zur genauen Erfassung der Kenterzeiten 1 Std. vor erster Kenterung beginnen und erst 1 Std. nach letzter Kenterung enden.
- Die Messungen sollten mehrmals im Jahr wiederholt werden, um die Bandbreite der jahreszeitlich unterschiedlichen Werte zu erfassen.

Unter den vorgenannten Bedingungen (Zeitbedarf) kann bei Einsatz eines einzigen Meßschiffes, z. B. mit dem CUX-SAMPLER, in drei bis fünf Meßlotrechten gemessen werden.

3. Der CUX-SAMPLER

Der CUX-SAMPLER (Abb. 2) ist ein Schöpfgerät, mit dem grundsätzlich in jedem Gewässer integrierte Wasserproben isokinetisch entnommen werden können. Da Messungen je Vertikalprofil einschließlich Zentrifugieren des Schwebstoffs und Versetzen bis zum nächsten Profil nur 10 bis 15 Min. dauern, eignet sich dieses Gerät besonders für den Einsatz im Tidegebiet, wo möglichst viele Profile in möglichst kurzer Zeitfolge erfaßt werden müssen. Das Gerät besitzt keine elektronischen oder mechanisch bewegten Bauteile und ist somit nahezu wartungsfrei. Aus Meßdauer und entnommenem Wasservolumen können Konzentration von Inhaltsstoffen, Transportraten von Wasser und Inhaltsstoffen sowie die mittlere Strömungsgeschwindigkeit im Meßprofil bestimmt werden.

„Für die Schwebstoffmessungen in der Elbe wurde von Strom- und Hafenbau, Hamburg, ein CUX-SAMPLER mit folgenden Daten eingesetzt:

3,0 m Länge, 0,3 m Durchmesser, 250 kg Masse und 110 l Probefüllvolumen. Je nach

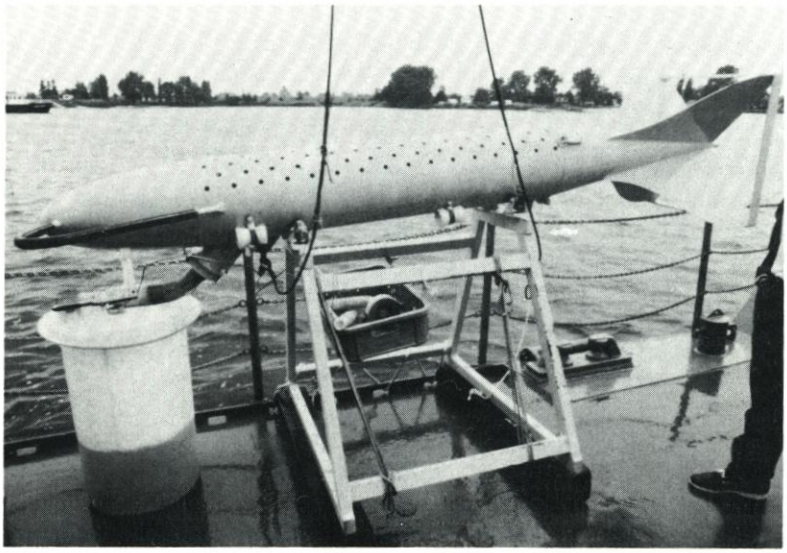


Abb. 2a. CUX-SAMPLER beim Entleeren

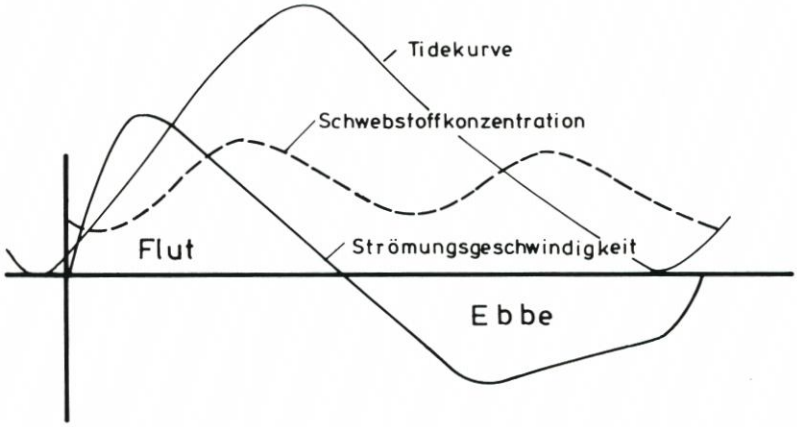


Abb. 1. Typischer Verlauf von Strömungsgeschwindigkeit und Schwebstoffkonzentration über die Tide

logische Einflüsse (Wind) und die Abflußcharakteristik des tidefreien Stromes (Oberwasser) bewirken zusätzliche Änderungen. Die Schwebstoffkonzentration ändert sich somit ständig. Die Ganglinien der Strömungsgeschwindigkeit und der Schwebstoffkonzentration sind meist phasenversetzt."

Die Schwebstoffkonzentrationen sind in den Beschleunigungsabschnitten allgemein geringer als in den Verzögerungsphasen. Darüber hinaus treten noch erhebliche, temperaturbedingte Schwankungen auf.

2.2 Meßsysteme und -ablauf

Die vorgenannten Randbedingungen ständig schwankender Strömungsgeschwindigkeiten und Schwebstoffverhältnisse müssen bei einer gesicherten Erfassung von Schwebstoffkonzentrationen und -transportraten berücksichtigt werden. Dies ist nur möglich, wenn über volle Tiden Messungen an mehreren Stellen innerhalb eines geeigneten Querschnitts über jeweils ausreichend lange Zeiträume durchgeführt werden. Grundsätzlich können zwei Arten von Meßsystemen verwandt werden:

a) vertikal integrierende Systeme
b) punktförmig integrierende Systeme

Für Messungen nach a) stehen derzeit zwei Verfahren zur Verfügung, und zwar der CUX-SAMPLER für den mobilen Einsatz an mehreren Stellen eines Flußquerschnittes oder fest positionierte Dauermeßstationen mit vertikalintegrierender und isokinetischer Probennahme (NEUMANN, 1985). Für Messungen nach b) können im mobilen Einsatz in mehreren Punkten des Querschnittes und jeweils ausreichender Entnahmezeit Proben abgepumpt werden (CHRISTIANSEN, 1974). Eine weitere Möglichkeit sind Dauermessungen mit leistungsfähigen Gerätesystemen, die, fixiert in einer Position, über längere Zeit bei kurzen Registrierintervallen Daten der Schwebstoffkonzentrationen aufnehmen (RENGER, 1982). Für beide unter a) und b) genannten Meßsysteme an festen Positionen sind zusätzlich Eichmessungen mit mobilen Meßsystemen erforderlich, wenn repräsentative Aussagen für den Gesamtflußquerschnitt gefordert werden.

Bei Messungen nach System a) im mobilen Einsatz, auf das hier näher eingegangen werden soll, müssen folgende Punkte beachtet werden:

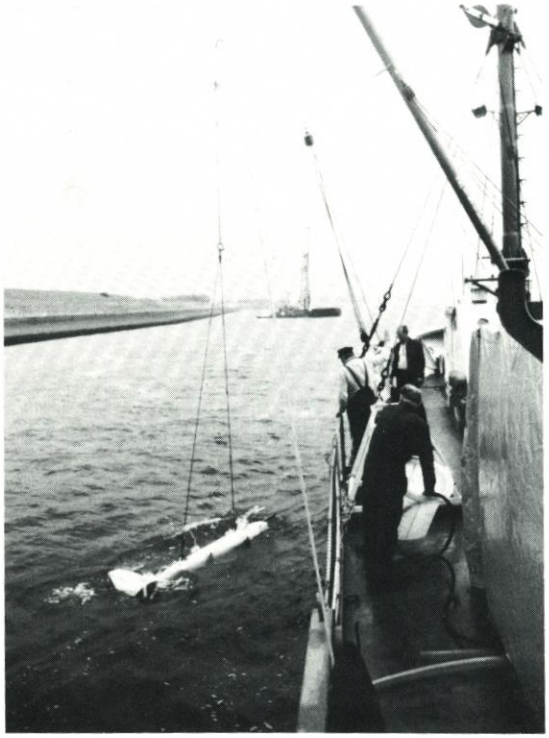


Abb. 2b. CUX-SAMPLER beim Absenken

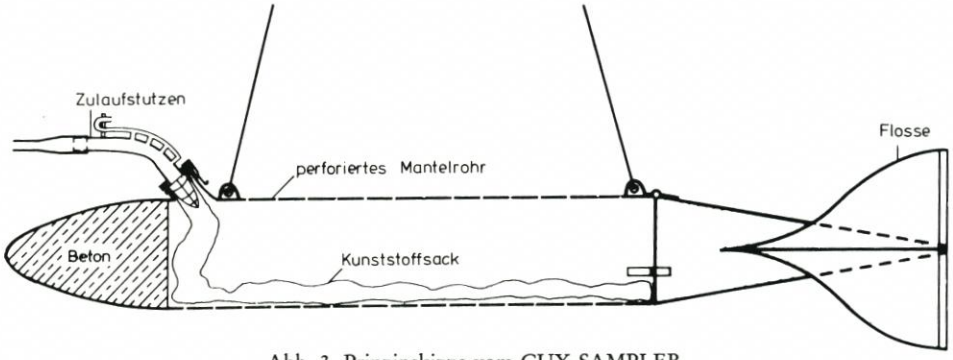


Abb. 3. Prinzipskizze vom CUX-SAMPLER

mittlerer Strömungsgeschwindigkeit, gewünschter Probenahmezeit bzw. vorgesehener Entnahmetiefe wurden 10 mm, 20 mm bzw. 30 mm Stutzenweite gewählt.

Beim Eintauchen in das Wasser dringt durch den perforierten Mittelteil des Gerätes Wasser ein (Abb. 3). Der innenliegende Kunststoffsack wird dadurch zusammengedrückt, wobei die Luft durch den Zulaufstutzen entweicht. Beim weiteren Absenken des Gerätes bis in die gewünschte Wassertiefe und zurück an die Wasseroberfläche mit jeweils konstanter Senk- und Hubgeschwindigkeit läuft, entsprechend der Anströmgeschwindigkeit – d. h. isokinetisch –, Wasser durch den Zulaufstutzen in den Kunststoffsack. Nach diesem Prinzip arbeiten auch Geräte, die in den USA eingesetzt wurden (Stevens, 1980). Die Entnahmezeit muß durch einen Probelauf so bestimmt werden, daß der Kunststoffsack nicht vollständig gefüllt wird. Das Entleeren des Gerätes erfolgt durch Auslauf aus dem Zulaufstutzen. Die Entnahmemenge kann dann zentrifugiert und damit die

Schwebstoffmenge M_s ermittelt werden. Aus der Bestimmung der Entnahmemenge (V), der Entnahmedauer (t), der Querschnittsfläche des Zulaufstutzens (f) und der Wassertiefe h können folgende über die Wassertiefe und 1 m Flußbreite integrierte Werte ermittelt werden:

Schwebstofftrieb $$m_s = \frac{M_S}{t \cdot \alpha} \cdot \frac{h \cdot 1m}{f} \quad (g/m \cdot s)$$

Abfluß $$Q_w = \frac{V}{t \cdot \alpha} \cdot \frac{h \cdot 1m}{f} \quad (m^3/s)$$

Schwebstoffkonzentration $$C_s = \frac{M_s}{V} \quad (g/m^3)$$

Strömungsgeschwindigkeit $$v = \frac{V}{t \cdot \alpha \cdot f} \quad (m/s)$$

Der Reibungskoeffizient α muß für unterschiedliche Stutzenlängen und -weiten bekannt sein. Durch geeignete Zusatzeinrichtungen können mit dem CUX-SAMPLER auch aus konstanter Wassertiefe bei Strömung und in stehenden Gewässern vertikal und horizontal integrierte Proben entnommen werden."

Kleinere CUX-SAMPLER, z. B. der 5-l-Typ, können eingesetzt werden, bei hohen Schwebstoffgehalten oder auch dann, wenn geringere Probemengen ausreichen und wenn für den Einsatz nur Handwinden oder Elektrowinden mit geringer Leistung verfügbar sind.

Der Prototyp des in Abb. 2 und 3 gezeigten Gerätes wurde vom Verfasser entwickelt und von der Herstellerfirma Erich Berg, Hamburg, inzwischen weiter verbessert.

4. Messungen bei Oortkaten und Aufbereitung der Daten

Mit Schwerpunkt in den Jahren 1982 und 1983 wurden vom Meßschiff „NIGE WARK" im Elbequerschnitt bei Oortkaten 11 Messungen mit dem CUX-SAMPLER über volle Tiden und in jeweils drei Vertikalprofilen durchgeführt. Dabei konnten Oberwasserführungen von 300 bis 2000 m³/s und Wassertemperaturen in der Spanne von 3 bis 23 °C erfaßt werden. Tabelle 1 gibt einen Überblick der Meßdaten und der nach besonderer Meßwertaufbereitung daraus berechneten Mittelwerte für Schwebstoffkonzentrationen, Strömungsgeschwindigkeiten und Schwebstofffrachten.

Tabelle 1
Meßwerte und aufbereitete Daten

Datum	Flut				Ebbe				Oberw. Neu Darchau	Temp.	Nettokonzentr.	
	Gesamtfracht		Konzentr.	Ström.	Gesamtfracht		Konzentr.	Ström.			aus Meßdaten	nach Gl.6 berechnet
	Schweb. m_{sf} (t)	Wasser Q_w (10^6m³)	- c_s (g/m³)	- v m/s	Schweb. m_{sf} (t)	Wasser Q_w (10^6m³)	- c_s (g/m³)	- v (m/s)	Q_o m³/s	T (°C)	- c_{SN}-gem. (g/m³)	- c_{SN}-ber. (g/m³)
07.05.80	Abfluß nur in Ebberichtung				3820	107,9	35,4	1,14	2050	10	35,4	37,5
16.02.82	69	6,9	10,0	0,31	1099	56,8	19,4	0,92	1542	3	20,9	18,7
30.03.82	4,0	0,4	10,0	0,04	1281	66,4	19,3	0,87	1297	8	19,3	20,1
08.06.82	212	12,1	17,5	0,43	1270	41,4	30,7	0,77	601	21	36,1	35,4
10.08.82	479	16,6	28,9	0,48	938	28,3	33,1	0,65	296	22	39,2	36,8
26.10.82	190	11,3	16,6	0,37	580	34,5	16,8	0,66	367	11	16,8	17,3
07.12.82	214	15,5	13,8	0,47	471	36,2	13,0	0,73	340	4	12,4	11,7
10.03.83	37	3,4	10,9	0,17	653	47,0	13,9	0,75	740	6	14,1	13,7
29.06.83	399	15,2	26,3	0,49	1138	40,0	28,5	0,79	408	18	29,8	28,2
12.10.83	403	27,2	14,8	0,66	694	46,0	15,1	0,76	342	12	15,5	18,5
29.11.83	254	15,1	16,8	0,43	611	36,7	16,5	0,69	338	7	16,5	13,5

„Die Aufbereitung der gemessenen Daten ist als Beispiel auf Abb. 4 dargestellt. Strömungsgeschwindigkeit v und Schwebstoffkonzentration c_s sind über die Meßzeit für jede Meßlotrechte in Form von Ganglinien aufzutragen. Das Produkt aus Strömungsgeschwindigkeit und Schwebstoffkonzentration ergibt die Ganglinie der Schwebstofftriebdichte m'_s."

Die Daten der m'_s-Ganglinie werden jetzt mit der Wassertiefe h multipliziert und als neue Ganglinie des Schwebstofftriebes m_s aufgetragen. Sie stellen dar, wieviel Schwebstoff pro Sekunde durch einen 1 m breiten Streifen zwischen Flußsohle und Wasseroberfläche transportiert wird. Bei Verwendung des CUX-SAMPLER kann m_s auch direkt aus den Meßdaten berechnet werden (s. Abschn. 3). Integriert man die jeweiligen m_s-Ganglinien über die Flut- bzw. Ebbedauer, so erhält man die Schwebstofffracht in jeder Meßlotrechten (1 m Breite) über die Flut- bzw. Ebbedauer.

$$m'_{sf} = \int m_s \, dt \qquad \text{Gl. 1}$$

Die Werte für die Frachten zwischen zwei Meßlotrechten an einer Querschnittsstelle B_x mit der Wassertiefe h_x werden durch Interpolation so bestimmt, daß sowohl die unterschiedlichen Frachtwerte m'_{sf} an den beiden Meßlotrechten (m'_{sf1} und m'_{sf2}) als auch die Wassertiefen h_1 und h_2 berücksichtigt werden. Als Interpolationsansatz kann dafür eine lineare Veränderung des Quotienten m'_{sf}/h gewählt werden. Damit errechnet sich der Frachtwert an einer beliebigen Stelle B_x zwischen zwei gemessenen Lotrechten 1 und 2 zu:

$$m'_{sfx} = h_x \left[\frac{m'_{sf1}}{h_1} + \frac{\frac{m'_{sf2}}{h_2} - \frac{m'_{sf1}}{h_1}}{B_2 - B_1} (B_x - B_1) \right] \qquad \text{Gl. 2}$$

Integriert man jetzt die Werte m'_{sf} getrennt für Flut und Ebbe über die Gesamtquerschnittsbreite B

$$m_{sf} = \int m'_{sf} \, dB \qquad \text{Gl. 3}$$

so erhält man die Gesamtfracht m_{sf}-Flut bzw. m_{sf}-Ebbe."

Nach dem gleichen Prinzip werden die bei Flut und bei Ebbe insgesamt transportierten Wassermengen Q_w-Flut und Q_w-Ebbe bestimmt, wobei in den o. a. Formeln statt der Schwebstoffwerte die entsprechenden Strömungsdaten eingesetzt werden.

Aus der Gesamtfracht des Schwebstoffs m_{sf} und des Wassers Q_w kann die mittlere Schwebstoffkonzentration

$$\bar{c}_s = \frac{m_{sf}}{Q_w} \qquad \text{Gl. 4}$$

getrennt für die Flut- und die Ebbephase bestimmt werden. Die so bestimmten mittleren Schwebstoffkonzentrationen geben genaue und verwendbare Daten, weil in ihnen die gewählten Standorte der Meßprofile, die Form des Flußquerschnittes, der wechselnde Tidewasserstand und vor allem die Strömungsgeschwindigkeiten berücksichtigt wurden.

Das gewählte Verfahren für die Datenaufbereitung erlaubt es so z. B. auch, mit einem einfachen Rechenschritt eine sogenannte „Netto-Schwebstoffkonzentration" $\bar{c}_{SN}$ als resultierenden Wert aus den Flut-/Ebbedaten zu bestimmen:

$$\bar{c}_{SN} = \frac{m_{sf}\ \text{Ebbe} - m_{sf}\ \text{Flut}}{Q_w\ \text{Ebbe} - Q_w\ \text{Flut}} \qquad \text{Gl. 5}$$

Diese Netto-Schwebstoffkonzentration wurde u. a. für Korrelationen mit anderen Parametern im folgenden Kapitel verwendet.

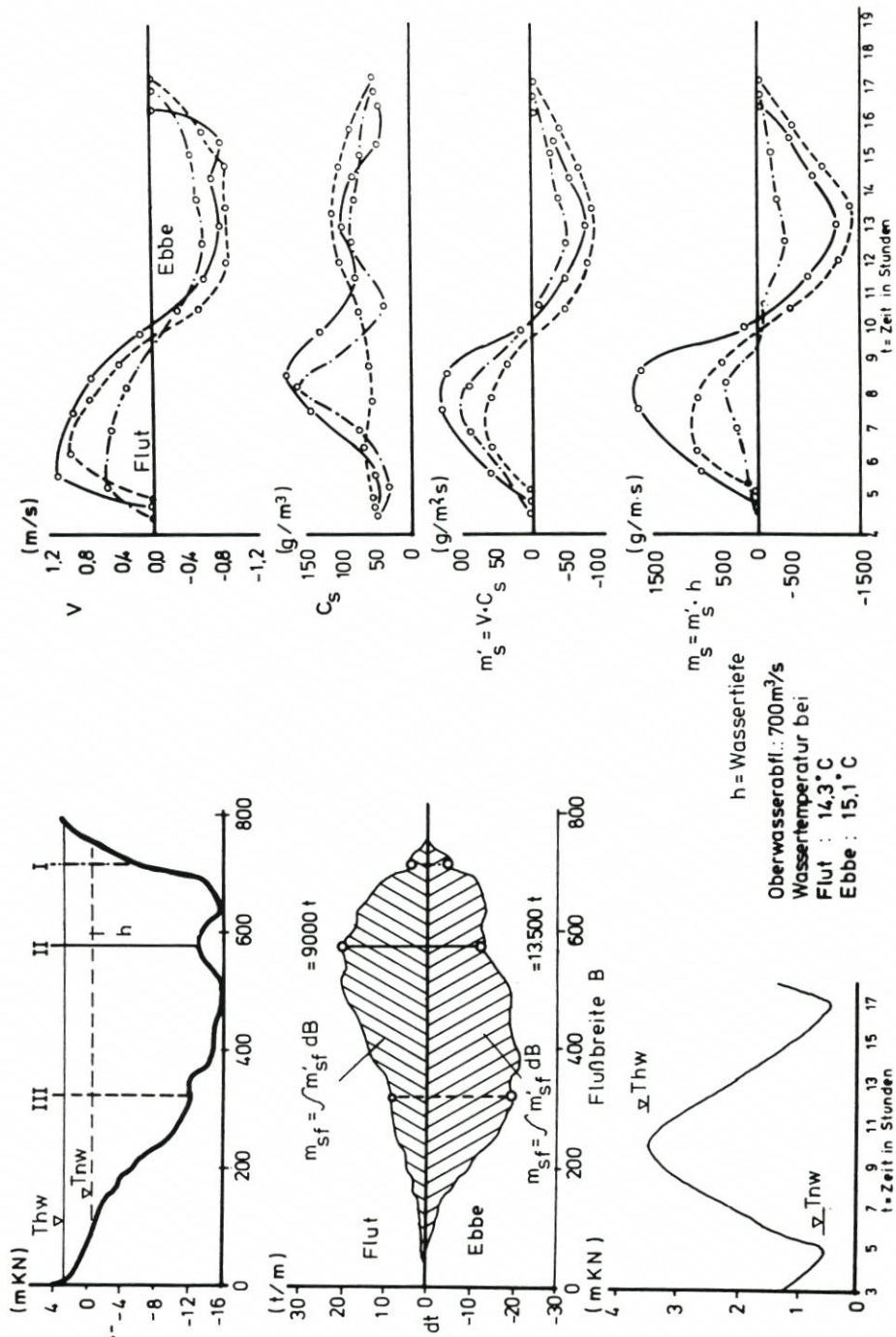


Abb. 4. Beispiel für die Ermittlung von Schwebstofffrachten in einem Tidefluß

Die Küste, 42 (1985), 1-318

5. Ergebnisse

5.1 Schwebstoffkonzentrationen

Mit den Meßdaten von Oortkaten sollte herausgefunden werden, ob über die Fülle von gleichzeitig erfaßten Begleitparametern eine Abhängigkeit zu den wechselnden Schwebstoffkonzentrationen zu erkennen ist.

Als Begleitparameter wurden folgende, z.T. in Tabelle 1 aufgeführten Werte herangezogen:

- Oberwasser Neu Darchau
- Wasserfrachten bei Flut bzw. Ebbe
- Tidehub
- Flut- bzw. Ebbestromdauer
- mittlere und maximale Strömungsgeschwindigkeiten
- Stromweg, als $\int v\,dt$
- Verhältnis Sand zu Schluff und Ton
- Glühverlust
- Wassertemperatur

Als Schwebstoffkonzentration wurde, wie in Kap. 4 beschrieben, der aus Flut und Ebbe resultierende Nettowert $\bar{c}_{SN}$ verwendet.

Aus den Parameterstudien konnten Trends bisher nur bei

$$\bar{c}_{SN} = f\,(\text{Temperatur } T, \text{Oberwasserführung } Q_o)$$

ermittelt und daraus die folgende Ausgleichsfunktion aufgestellt werden:

$$\bar{c}_{SN} = T^2 (a_2 Q_o^2 + b_2 Q_o + c_2) + a_1 Q_o^2 + b_1 Q_o + c_1 \qquad \text{Gl. 6}$$

$$\text{mit } a_1 = 5{,}1 \times 10^{-6};\ a_2 = 2{,}6 \times 10^{-8};\ b_1 = -3{,}7 \times 10^{-3}$$

$$b_2 = -1{,}9 \times 10^{-5};\ c_1 = 11{,}54;\ c_2 = 5{,}7 \times 10^{-2}$$

Der Vergleich der in den beiden letzten Spalten von Tabelle 1 aufgeführten Werte

$\bar{c}_{SN}$-gem., d.h. aus Meßdaten ermittelt und

$\bar{c}_{SN}$-ger., d.h. nach Gleichung 6 berechnet

zeigt eine befriedigende Übereinstimmung.

Abb. 5 zeigt graphisch aufgetragen die Beziehung

$$\bar{c}_{SN} = f\,(T, Q_o) \qquad \text{Gl. 7}$$

Hervorzuheben ist die Feststellung, daß im Sommer bei 20 bis 22 °C Wassertemperatur die Schwebstoffkonzentration doppelt so hoch ist wie im Winter bei Temperaturen unter 5 °C und vergleichbaren Oberwasserführungen. Es ist zu vermuten, daß dies u. a. auf eine im Sommer verstärkt wirkende Biomasseproduktion zurückzuführen ist. Genauere Untersuchungen dazu sind bereits durchgeführt worden und sollen mit ersten Ergebnissen mitgeteilt werden (Greiser, 1985).

5.2 Schwebstofftransporte

Geht man davon aus, daß die für den Zeitraum 1980 bis 1983 gefundene Beziehung nach Gl. 6 auch auf frühere Jahre anwendbar ist, so lassen sich über Aufzeichnungen von Temperatur und Oberwasserführung nachträglich Schwebstoffkonzentrationen und -frachten

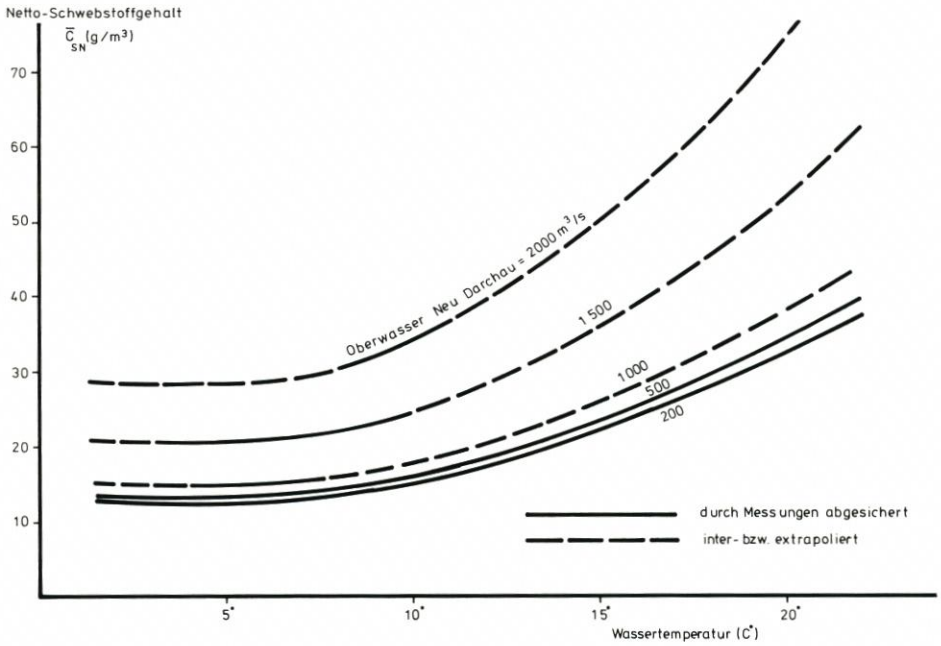


Abb. 5. Netto-Schwebstoffgehalt $\bar{c}_{SN}$, Temperatur T und Oberwasser Q_o

bestimmen. Für den Zeitraum 1964 bis 1984 wurde so eine mittlere Jahresfracht für Oortkaten aus der Oberelbe von

510 000 t/Jahr

ermittelt. Dieser Wert liegt deutlich unter dem, der sich nach Angaben aus den Gewässerkundlichen Jahrbüchern berechnen läßt und danach für den Vergleichszeitraum bei Hitzacker

830 000 t/Jahr

beträgt. Ob diese Differenz auf unterschiedliche Analysenverfahren bei der Schwebstoffgehaltsbestimmung zurückzuführen ist, konnte nach einem ersten Vergleich im Nov. 1984 nicht zweifelsfrei geklärt werden. Dies soll durch weitere Vergleiche ebenso überprüft werden wie die Frage nach dem Einfluß unterschiedlicher Probenahmeverfahren.

Die Möglichkeit, daß höhere Schwebstoffkonzentrationen bei Hitzacker gegenüber Oortkaten auf Sedimentationen im Stauraum des Wehres Geesthacht zurückzuführen sind, muß ebenfalls überprüft werden. Bei den relativ geringen Unterhaltungsbaggerungen, die vom zuständigen WSA Lauenburg für den Abschnitt Hitzacker bis Geesthacht registriert werden, kann diese These nur dann folgerichtig sein, wenn bei höherer Oberwasserführung abgelagerte Sedimente resuspendiert und über das Wehr stromab verfrachtet werden.

Bei den drei Hochwasserereignissen mit Q_o zwischen 1297 und 2050 m³/s (s. Tab. 1) wurden bei Oortkaten zwar z. T. höhere, aber keine extrem hohen Konzentrationen gemessen. Unter Berücksichtigung der unterschiedlichen Temperaturen kommt man danach zu dem Ergebnis (s. Abb. 5), daß bei 2000 m³/s Oberwasser die Schwebstoffkonzentration nur rd. doppelt so hoch ist wie bei 700 m³/s. Dieses Ergebnis ist nicht unumstritten. Aus Messungen der GKSS am Wehr Geesthacht hat Wilken festgestellt, daß bei einem Anstieg der Oberwasserführung im Febr. 1985 von 400 auf 1300 m³/s die Schwebstoffkonzentration von 10 auf

Schwebstoff und angelagerten Schadstoffen über die Flüsse ins Meer. Die mitgeteilten Ergebnisse, die teilweise in nicht vernachlässigbarem Widerspruch zu Messungen anderer Institutionen stehen, sollen Weiterverwender von Daten zum kritischen Nachdenken anregen. Es soll ebenfalls deutlich gemacht werden, daß die Erforschung von Schwebstoff-Transportvorgängen vor allem in Tideflüssen ein sehr schwieriges Unterfangen ist, bei dem größte Sorgfalt in der Wahl von Meßstrategie, Meßgeräten und Analysetechnik Voraussetzung für verläßliche Aussagen ist.

7. Schriftenverzeichnis

CHRISTIANSEN, H.: Über den Transport suspendierter Feststoffe in Ästuaren. Hamburger Küstenforschung, H. 28, 1974.

CHRISTIANSEN, H., ÖHLMANN, G. u. TENT, L.: Probleme im Zusammenhang mit dem Anfall von Baggergut im Hamburger Hafen. Wasserwirtschaft, 72, 1982.

CHRISTIANSEN, H., HAAR, S. u. RADTKE, G.: Zur Sedimentation in Hamburger Hafenbecken. Gewässerkundliche Studie Nr. 1, unveröffentlicht, Strom- und Hafenbau, Hamburg, März 1985.

CHRISTIANSEN, H.: Das Forschungsvorhaben Schlick/Schwebstoffe in Ästuaren. Die Küste, H. 42, 1985.

DVWK: Schwebstoffmessungen, DVWK-Regeln, 1985 (im Druck).

GÖHREN, H.: Untersuchungen über die Sandbewegung im Elbmündungsgebiet. Hamburger Küstenforschung, H. 19, 1971.

GREISER, N.: Die Bedeutung biologischer Faktoren für die Schwebstoffbildung – Untersuchungsmethoden und erste Ergebnisse. Die Küste, H. 42, 1985.

NEUMANN, L. J. R.: AMO, die Automatische Meßstation Oortkaten: Meßsystem zur Sammlung von Schwebstoffproben und Messung von Begleitparametern. Die Küste, H. 42, 1985.

RENGER, E.: Dauermessung des suspendierten Feststoffgehalts im Tidegebiet mit Hilfe von Durchlaufzentrifugen. Intermaritec 82, 1982.

STEVENS, H. JR. et al.: Collapsible-Bag Suspended-Sediment Sampler. Journal of the Hydraulics Division, Proc. of the ASCE, Vol. 106, No. HY 4, April 1980.

50 g/m³ zunahm. Die maximale Konzentration lag dabei rd. 10 Tage vor dem Maximum der Oberwasserführung.

Mit der Gegenüberstellung unterschiedlicher Meßergebnisse soll deutlich gemacht werden, daß hier noch einige Fragen zu klären sind. Genauere Aussagen für Oortkaten werden erwartet, wenn von der automatischen Meßstation genügend lückenlose Datenreihen vorliegen.

5.3 Eichdaten für die Dauermeßstation

Zur Ermittlung einer Beziehung zwischen Meßdaten im Vertikalprofil der Dauermeßstation zu denen im Gesamtflußquerschnitt wurden verschiedene Vergleiche aufgestellt. Wichtig in der Erkenntnis war dabei, daß der Vergleich allein der Schwebstoffkonzentration nicht befriedigen konnte. Das beste Ergebnis wurde erzielt beim Vergleich der im Stationsprofil festgestellten mittleren Schwebstofftransportraten in t/m² zum Gesamttransport im Gesamtquerschnitt in t, jeweils als Mittel über die Halbtiden Flut bzw. Ebbe (Abb. 6). Somit konnte bestätigt werden, daß der gewählte Standort für die Dauermeßstation geeignet ist, um nach entsprechender Hochrechnung der Daten repräsentative Aussagen für den Gesamtflußquerschnitt zu liefern.

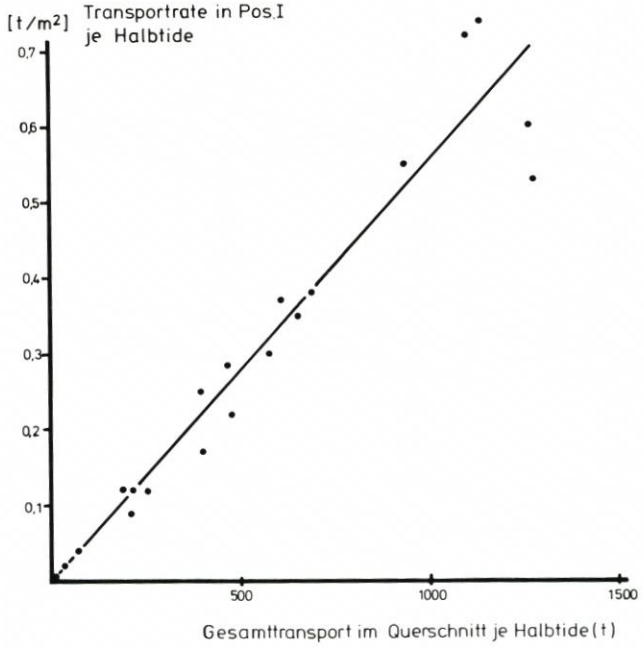


Abb. 6. Schwebstofftransport im Profil der Meßstation im Vergleich zum Gesamttransport

6. Schlußbetrachtung

Schwebstoffmessungen an Flüssen werden durchgeführt, um über die erhobenen Daten direkt oder unter Verwendung bestimmter numerischer Modellansätze Transportraten für das Gewässer zu ermitteln. Diese Werte sind wiederum die Grundlage für die Erforschung von Ablagerungsvorgängen, z. B. in Häfen, oder etwa die Ermittlung von Frachtraten von

Die Küste, 42 (1985), 1-318

Die Bedeutung biologischer Faktoren für die Schwebstoffbildung in der Elbe – Untersuchungsmethoden und erste Ergebnisse*

Von Norbert Greiser

Zusammenfassung

Im Rahmen des KFKI-Projekts „Schlick und Schwebstoffe in Ästuaren" werden seit Januar 1984 biologische Untersuchungen zur Entstehung und Umbildung von Schwebstoffpartikeln in der Elbe durchgeführt. Zur Analyse des Schwebstoffmaterials werden chemische und biochemische Summenparameter (Trockengewicht, Glühverlust, Protein, Gesamtadenylat, Adenosintriphosphat und Energy Charge) herangezogen. Parallel dazu werden mikroskopische Analysen (Fluoreszenzmikroskopie mit der FITC-Technik) vorgenommen.

Die Probennahme und zusätzliche Messung von hydrologischen, physikalischen und chemischen Begleitparametern erfolgt weitgehend automatisiert mit Hilfe einer Schwebstoffmeßstation oberhalb Hamburgs bei Oortkaten.

Die ersten Ergebnisse zeigen, daß die Schwebstoffdynamik entscheidend von der lebenden Biomasse mitbestimmt wird. So besteht volumenmäßig das Schwebstoffmaterial zu 80–90 % aus lebender Biomasse. Weiterhin besteht eine enge Beziehung zwischen dem mineralischen und dem Anteil der lebenden Biomasse am Schwebstoffmaterial.

Es wird diskutiert, inwieweit aufgrund dieser Ergebnisse zahlreiche Schlußfolgerungen im Zusammenhang mit der Schwebstoffproblematik neu überdacht werden müssen.

Summary

Investigations on the biological aspects of the formation and degradation of suspended matter in the Elbe Estuary have been conducted since January 1984 as part of the KFKI research program "Mud and Suspended Matter in Estuaries". The dry weight, ash free dry weight, protein, total adenylates, ATP and energy charge were determined. The particulate matter was separated by fractional centrifugation and examined under a microscope using fluorescein isothiocyanate (FITC) as a stain in order to analyse the components of the suspended particles.

This yields a quantitative picture of the microorganisms present on or within the particles. Most of the samples were taken from an investigation platform constructed especially to continuously collect suspended matter and to measure hydrological, physical and chemical parameters throughout the year. The platform is located in the Elbe Estuary near Oortkaten upstream of Hamburg Harbor.

First results show the important role of microorganisms in the seasonal dynamics of the suspended matter. On a volume basis, 80–90 % of the suspended material consisted of living biomass. The microorganisms seem to build up a fluffy texture around mineral particles. There is a good correlation between the amount of living biomass and the mineral fraction of suspended matter during the year.

These results imply that earlier conclusions on suspended matter and mud dynamics in the Elbe Estuary have to be revised.

*) Dieser Beitrag ist eine vom Promotionsausschuß des Fachbereichs Biologie der Universität Hamburg genehmigte Vorabveröffentlichung von Teilergebnissen einer Dissertation.

Inhalt

1. Einleitung 136
2. Material und Methoden 138
2.1 Probennahme und -aufarbeitung 138
2.2 Laboranalysen 138
2.2.1 Trockengewicht und Glühverlust 138
2.2.2 Proteinbestimmung 138
2.2.3 ATP, Gesamtadenylat, Energy Charge (EC) 139
2.2.4 Chlorophyll und Phaeopigmente 140
2.2.5 Ammonium (NH_4), Nitrit (NO_2), Nitrat (NO_3) 140
2.2.6 Mikroskopische Analyse 141
3. Ergebnisse 141
3.1 Schwebstoffstruktur und -zusammensetzung 141
3.2 Jahreszeitliche Veränderungen 145
4. Diskussion 146
4.1 Allgemeine Wertung 146
4.2 Wertung der Ergebnisse 147
5. Schriftenverzeichnis 148

1. Einleitung

Die Elbe transportiert im Jahreslauf erhebliche Mengen partikulären Materials. Dieses Material (Schwebstoffe) gilt zum einen als Sedimentationspotential für die Schlickbildung und zum anderen als Transportvehikel für zahllose organische und anorganische Stoffe, von denen wiederum die toxischen Bestandteile wie z. B. Chlorkohlenwasserstoffe und Schwermetalle Probleme aufwerfen. Ein Beispiel dafür ist die Belastung des Baggerguts mit derartigen Schadstoffen im Zusammenhang mit der Entsorgungsnotwendigkeit. Weiterhin führt eine starke Aufschlickung zu häufigen Baggerungen und somit hohen Kosten.

Es wäre daher wichtig, zu wissen, welche Faktoren für die Bildung und Sedimentation der Schwebstoffe und ihre Belastung mit Schadstoffen in erster Linie verantwortlich sind. Nur die Kenntnis dieser Faktoren bietet die Möglichkeit, langfristig regulierend in die Dynamik dieser Prozesse einzugreifen mit dem Ziel, den Schlickanfall und die Schadstoffbelastung zu vermindern.

In diesem Zusammenhang muß berücksichtigt werden, inwieweit neben physikalischen, hydrologischen und chemischen Faktoren biologische Prozesse beteiligt sind. Ist dieser Einfluß bedeutsam, so muß z. B. die Schwebstoff b i l d u n g als ein dynamischer Prozeß betrachtet werden, der vor allem durch die Bioaktivität von Mikroorganismen gesteuert wird. Wichtige Kontrollparameter wären dann die Nährstoffversorgung (Kläranlagen!) sowie abiotische Faktoren wie Temperatur und Sauerstoffgehalt des Wassers.

Weiterhin erklärt sich, ausgehend vom biologischen Aspekt, die Schadstoffbelastung der Schwebstoffe als ein a k t i v e r Anreicherungsprozeß, der notwendig zu einem Herausfiltern der Schadstoffe aus dem Wasser und zu einer potenzierten Konzentration im Schwebstoffmaterial führt! Dies wiederum könnte eine Erklärung für die hohe Schadstoffbelastung des Schlicks liefern.

Vor diesem Hintergrund wurde seit Januar 1984 ein zusätzliches Untersuchungsprogramm in das KFKI-Projekt „Schlick und Schwebstoffe in Ästuaren" aufgenommen, das die biologischen Komponenten der Schwebstoffe in der Elbe erfassen soll. Im Rahmen dieser Forschungstätigkeit sollten zunächst chemische und biochemische Summenparameter auf ihre Anwendbarkeit bei dem weitgehend automatisierten Meß- und Probennahmeprogramm

2. Material und Methoden

2.1 Probennahme und -aufarbeitung

Aus dem Sammeltank der Automatischen Meßstation Oortkaten (AMO) werden jeweils 5 l Elbewasser abgefüllt und zur weiteren Bearbeitung auf direktem Wege zum Labor transportiert. Der Probennahmezeitpunkt ist jeweils kurz vor Beendigung einer Ebbe-Phase. Parallel zur Tankprobe wird eine Schöpfprobe aus der Elbe gewonnen. Dieses Probenmaterial dient zur Bestimmung der Bioaktivität. Da durch die Tankkühlung (4 °C) eine Veränderung der Bioaktivität eintritt, würden die gemessenen Werte aus einer Tankprobe nicht den in-situ- (vor Ort vorhandenen) Werten der Elbe entsprechen.

Ein wesentlicher Vorteil der Probennahmetechnik besteht darin, daß der Tank der AMO bereits eine halbtide-integrierte Probe enthält, die durch ein Rührwerk gleichmäßig durchmischt wird, so daß die 5-l-Teilprobe im hohen Maße repräsentativ für den Wasserkörper der Elbe ist.

Im Labor wird das Probenmaterial zunächst in mehrere Fraktionen aufgeteilt, die darüber Aufschluß geben, welcher Anteil der Biomasse und -aktivität an größere Partikel gebunden ist. Dazu wird die Probe durch Zentrifugieren in drei Sedimentationsklassen fraktioniert. Aus Vorversuchen ging hervor, daß bei 200 U/Min., 400 U/Min. und 1000 U/Min. mit einer oberen Grenze von 4000 U/Min. jeweils ein wesentlicher Anteil des suspendierten Materials sedimentiert. Diese drei Sedimentationsklassen wurden über den gesamten Untersuchungszeitraum beibehalten. Die Zentrifugationszeit beträgt einheitlich 20 Minuten. Die Gewinnung der Proben für die Trockengewicht- und Glühverlustbestimmung erfolgt durch Vakuumfiltration. Eine Übersicht über die Laboranalysen wird in Abb. 2 gegeben.

2.2 Laboranalysen

2.2.1 Trockengewicht und Glühverlust

Die Vakuumfiltration erfolgt über Glasfaserfilter der Fa. SARTORIUS, die zuvor in Aqua dest. gespült, bei 500 °C zwei Stunden geglüht und anschließend gewogen werden. Mit diesem Filtertyp werden Partikel größer als 0,5 µm erfaßt. Der Vorteil bei der Verwendung von Glasfaserfiltern liegt vor allem darin, daß diese nicht hygroskopisch sind und daher dementsprechende Wägefehler nicht auftreten. Zur verläßlichen Bestimmung des Trockengewichts und Glühverlusts der Schwebstoffe genügt bei guter Durchmischung der Probe (Magnetrührer!) ein Filtrationsvolumen von 0,5 l bei drei Parallelproben. Das Trocknen der Filter erfolgt bei 60 °C über 12 Stunden, das Glühen der Filter bei einer Temperatur von 500 °C über eine Zeitdauer von zwei Stunden. Zur Wägung wird eine auf 0,01 mg genaue Analysenwaage der Fa. SARTORIUS benutzt.

2.2.2 Proteinbestimmung

Die Bestimmung erfolgt photometrisch nach BRADFORD (1976). Einer Proteinlösung wird dazu der Farbstoff „Coomassie Brilliant Blue" zugesetzt. Bei der Bildung des Farbstoffkomplexes Coomassie Brilliant Blue-Protein tritt proportional zur eingesetzten Proteinmenge eine Blaufärbung mit einem Absorptionsmaximum bei 595 nm auf. Diese Bestimmungsmethode ist über einen weiten Konzentrationsbereich von 1–1400 µg Protein/ml anwendbar und

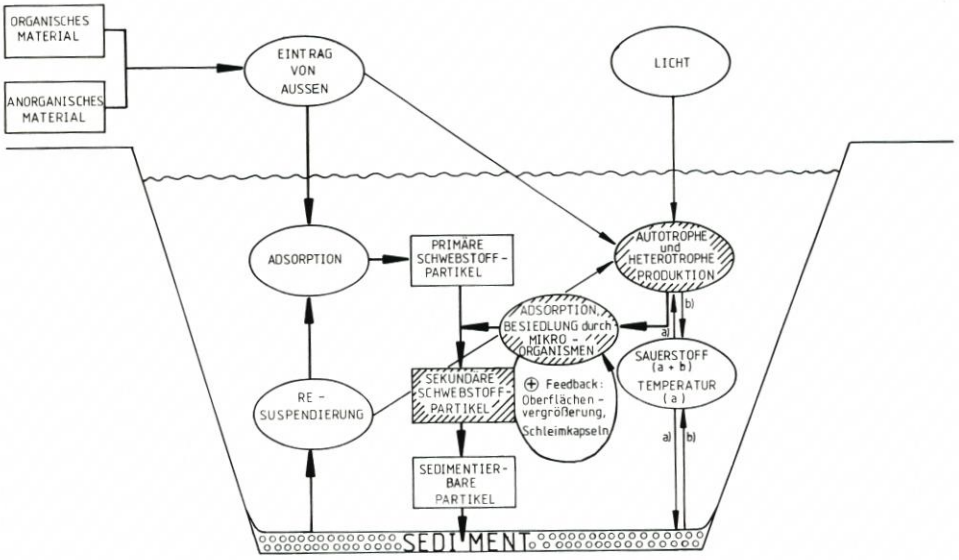


Abb. 1. Eingliederung der biologischen Faktoren (schraffiert) in das System der Schwebstoffbildung

getestet werden, denn die Aussagekraft biologischer Parameter hängt allgemein entscheidend von den Randbedingungen der jeweiligen Probennahme ab. Abhängigkeiten bestehen von der Probennahmetechnik, mit der entschieden wird, wie groß der Untersuchungsausschnitt ist, mit dem die Komplexität eines Fließgewässers erfaßt werden soll. Die richtige Wahl dieses Ausschnitts ist besonders dann bedeutsam, wenn Meßwerte quantitativ auf das Gesamtsystem hochgerechnet werden sollen. Zur Erfassung derartiger Meßwerte sind kontinuierliche und ortsgebundene Probennahmen erforderlich, wie sie mit der Automatischen Meßstation Oortkaten möglich sind (NEUMANN, 1985).

Die zu messenden biologischen Parameter sind daraufhin nach folgenden Kriterien ausgewählt worden:

- Sie sollen als Summenparameter für eine Bilanzierung biologischer Daten geeignet und auf möglichst viele Fragestellungen anwendbar sein,
- der Material-, Zeit- und Kostenaufwand für die Analysenverfahren soll gering sein.

Als übergeordneter Gesichtspunkt bei der Auswahl der zu erfassenden Parameter galt jedoch ihre Aussagefähigkeit für die Aufklärung des vom Verfasser postulierten Gesamtzusammenhangs für die Schwebstoffbildung (s. Abb. 1). Hierbei sind von besonderer Wichtigkeit Parameter zur Erfassung der qualitativen Zusammensetzung der Schwebstoffe, wie des organischen und anorganischen Anteils, dem Anteil der lebenden Biomasse und der Bestimmung der Aktivität der Biomasse im Zusammenhang mit den sich jahreszeitlich ändernden abiotischen Faktoren.

Zum Abschluß des Untersuchungsprogramms sollen die biologischen Phänomene in ihrer Bedeutung im Vergleich zu den parallel erfaßten hydrologischen und physikalischen Faktoren in einem Gesamtmodell über die Schwebstoff- und Schlickdynamik dargestellt werden. Das KFKI-Projekt „Schlick und Schwebstoffe in Ästuaren" bietet somit die Möglichkeit, alle wesentlichen Komponenten der Schwebstoffdynamik parallel zu erfassen. Die bereits vorliegenden Ergebnisse zeigen, daß hierbei die Biologie eine bedeutsame Rolle spielt.

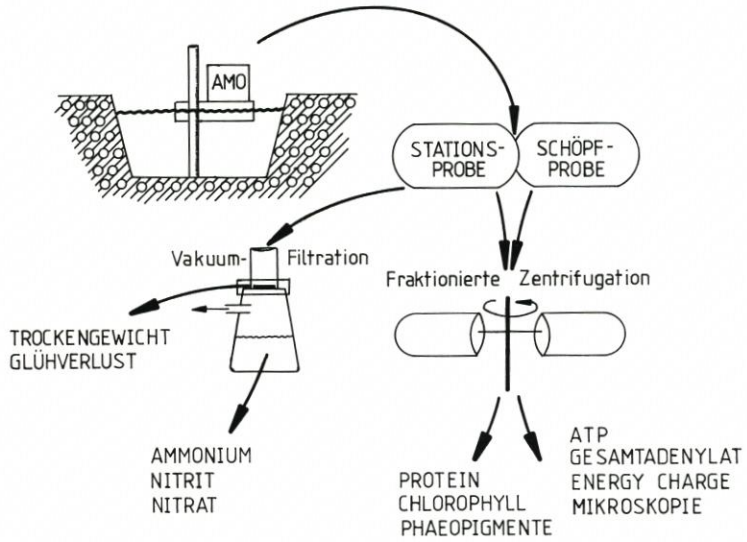


Abb. 2. Übersicht über die Probenahme und Laboranalysen

als Standardmethode mit entsprechenden Reagenziensätzen entwickelt (Bio Rad Laboratories, 1976). Modifikationen der Methode zur Steigerung der Nachweisempfindlichkeit sind möglich (Bearden, 1978; Spector, 1978).

Zur Gewinnung der Proteine wird das Pellet einer zentrifugierten Teilprobe (s. Abschn. 2.1) von 50 ml mit 1 ml 0,5 n NaOH zwei Stunden bei 60 °C extrahiert. Nach dem Abzentrifugieren der Partikelreste werden je Probe (4 Parallelen) 0,5 ml des Überstandes (Proteinlösung) mit 2 ml der Farbstofflösung versetzt. Nach fünf Minuten Inkubationszeit wird die Extinktion im Photometer (λ = 595 nm) gegen die reine Farbstofflösung gemessen.

Diese Proteinbestimmungsmethode liefert gut reproduzierbare Ergebnisse, ist einfach zu handhaben, zeitsparend und weitgehend automatisierbar. Sie ist ebenfalls für Sedimentproben geeignet (Frauenheim, 1984).

2.2.3 ATP, Gesamtadenylat, Energy Charge (EC)

Diese Parameter dienen häufig bei Freilanduntersuchungen zur Bestimmung der Biomasse und -aktivität in Sediment- und Planktonproben (Brezonik et al., 1973; Graf et al., 1982; Witzel, 1979). Die Interpretation der erhaltenen Werte ist aufgrund zahlreicher Faktoren, die in der Probennahme- und Analysentechnik begründet liegen, schwierig und kann daher nur bei genauer Kenntnis der möglichen Störquellen sinnvoll erfolgen (Greiser, 1982).

Die Vorteile der Bestimmungsmethode, ihre hohe Nachweisempfindlichkeit und relativ einfache Handhabung rechtfertigen jedoch ihren Einsatz bei biologischen Untersuchungsprogrammen.

Grundlage des Verfahrens ist die Möglichkeit, mit Hilfe von Biolumineszenz-Enzymsystemen Adenosintriphosphat (ATP) quantitativ zu bestimmen (Strehler, 1968). Am häufigsten wird für derartige Messungen ein Enzymextrakt (Luciferin-Luciferase-Enzymsystem) aus den Leuchtorganen des Leuchtkäfers *Photinus pyralis* verwendet. Das hier einge-

setzte Präparat (FLE-50, Firefly-Lantern-Extract) stammt von der Fa. SIGMA Chemie. Die Messung der Biolumineszenz erfolgt in einem Luminometer der Fa. LKB.

Zur Gewinnung des Adenylatextraktes wird das Pellet einer zentrifugierten Probe (s. Abschn. 2.1) von 10 ml (4 Parallelen) mit 3 ml Glycinpuffer 15 Min. bei 90 °C extrahiert (KALBHEN und KOCH, 1967). ATP kann dann direkt gemessen werden, während die übrigen Adenylate, Adenosindiphosphat (ADP) und Adenosinmonophosphat (AMP) zunächst enzymatisch in ATP umgewandelt werden müssen. Dies geschieht nach der Methode von PRADET (1967), modifiziert nach EIGENER (1973) und SUNDERMEYER (1979). Zur reproduzierbaren ATP-Messung genügt ein Probenextraktvolumen von 0,1 ml. Diese Menge wird in die mit 1 ml Arsenatpuffer gefüllten Meßküvetten gegeben und 15 Sek. nach der anschließenden Firefly-Enzym-Zugabe gemessen.

Der EC-Wert (ATKINSON und WALTON, 1967; ATKINSON, 1968) errechnet sich aus den erhaltenen Mengen von ATP, ADP und AMP wie folgt:

$$EC = \frac{ATP + \frac{1}{2} ADP}{ATP + ADP + AMP}$$

Der Gesamtadenylatwert ist die Summe aus ATP + ADP + AMP.

2.2.4 Chlorophyll und Phaeopigmente

Die Extraktion der Proben-Pellets erfolgt mit 5 ml 90 % Aceton bei 5 °C über zwei Stunden. Da diese Werte für die Schwebstoffanalyse in erster Linie Begleitparameter darstellen, erfolgt eine Differenzierung des Probenmaterials hier nur nach zwei Sedimentationsklassen, der 200–400-U/Min.-Fraktion und der 4000-U/Min.-Fraktion.

Die Messung der Probenextrakte wird mit einem TURNER Fluorometer durchgeführt. Die fluorometrische Bestimmung hat im Vergleich zur photometrischen Bestimmung den Vorteil, daß bereits kleine Mengen Probenmaterial, in diesem Fall eine Teilprobe von 10 ml (4 Parallelen), genügen, um reproduzierbare Meßergebnisse zu erhalten.

Der Chlorophyllgehalt wird direkt aus dem Acetonextrakt nach dem Abzentrifugieren des extrahierten suspendierten Materials gemessen, der Phaeopigmentgehalt aus dem gleichen Extrakt nach Zugabe von einem Tropfen 1 n HCl. Bei hohen Chlorophyllgehalten muß der Extrakt zuvor mit 90 % Aceton verdünnt werden.

2.2.5 Ammonium (NH_4), Nitrit (NO_2), Nitrat (NO_3)

Die Bestimmung erfolgt jeweils photometrisch. Zum NH_4-Nachweis werden 0,1 ml Neßler's Reagenz + 0,1 ml K-Na-tartrat-Lösung (50 g in 100 ml Aqua dest. + 0,5 ml Neßler's Reagenz) mit 5 ml filtriertem Elbwasser versetzt und die Extinktion bei 425 nm gemessen. Der NO_2-Nachweis erfolgt ebenfalls nach einem Standardverfahren (mit Sulfanilamid- und N-[Naphthyl]-ethylendiamin-dihydrochlorid-Lösung) bei einer Wellenlänge von 540 nm (DREWS, 1983). NO_3 wird mit einem Diphenylamin-Schwefelsäure-Reagenz (DREWS, 1983) nachgewiesen und bei 324 nm gemessen.

Die Umrechnung der Extinktionswerte erfolgt über Eichkurven. Die Standardkurven für NH_4 und NO_2 sollten jeweils nach dem Neuansetzen der Nachweisreagenzien neu bestimmt werden. Für den störanfälligeren NO_3-Nachweis empfiehlt es sich parallel zur Probe einen Eichstandard mitzumessen.

Die Küste, 42 (1985), 1-318

2.2.6 Mikroskopische Analyse

Zur differenzierten Analyse der Schwebstoffpartikel-Morphologie und -Zusammensetzung wurde zunächst ein fluoreszenzmikroskopisches Verfahren ausgewählt. Als Färbereagenz wird Fluorescein-Isothiocyanat (FITC) verwendet. Der Farbstoff bindet an Proteine und macht somit direkt die biologisch-organische Substanz sichtbar. Anorganische Partikel werden nicht gefärbt (Babiuk und Paul, 1969). Mit der FITC-Technik können die quantifizierten Proteine (s. Abschn. 2.2.2) definierten Strukturen zugeordnet werden.

Präparate von den fraktionierten Schwebstoffproben werden wie folgt hergestellt: Ein Tropfen der Partikelsuspension wird auf einem Objektträger luftgetrocknet und anschließend vorsichtig über einer Bunsenbrennerflamme hitzefixiert. Der eigentliche Färbevorgang mit FITC dauert zwei Minuten, dann wird der überschüssige Farbstoff mit Pufferlösungen ausgewaschen und das Präparat in einem für die Epifluoreszenz-Technik ausgerüsteten Mikroskop der Fa. Zeiss betrachtet und fotografiert. Im mikroskopischen Bild lassen sich deutlich die Schwebstofftextur und die Zellen der verschiedenen Gruppen von Mikroorganismen identifizieren. Weiterhin können tote und lebende Zellen voneinander unterschieden werden. Um ein möglichst unverfälschtes Bild von den Schwebstoffpartikeln zu erhalten, wird nur Schöpfprobenmaterial analysiert.

3. Ergebnisse

3.1 Schwebstoffstruktur und -zusammensetzung

Allgemein zeigen die Partikel eine sehr unregelmäßige Gestalt aus größtenteils amorphem Material (Abb. 3). Betrachtet man im Mikroskop nacheinander mehrere Schärfenebenen, so wird deutlich, daß aufgrund der komplexen dreidimensionalen Struktur eine Angabe definierter Partikelgrößen im Sinne einer Korngrößenanalyse nicht möglich ist (Abb. 4).

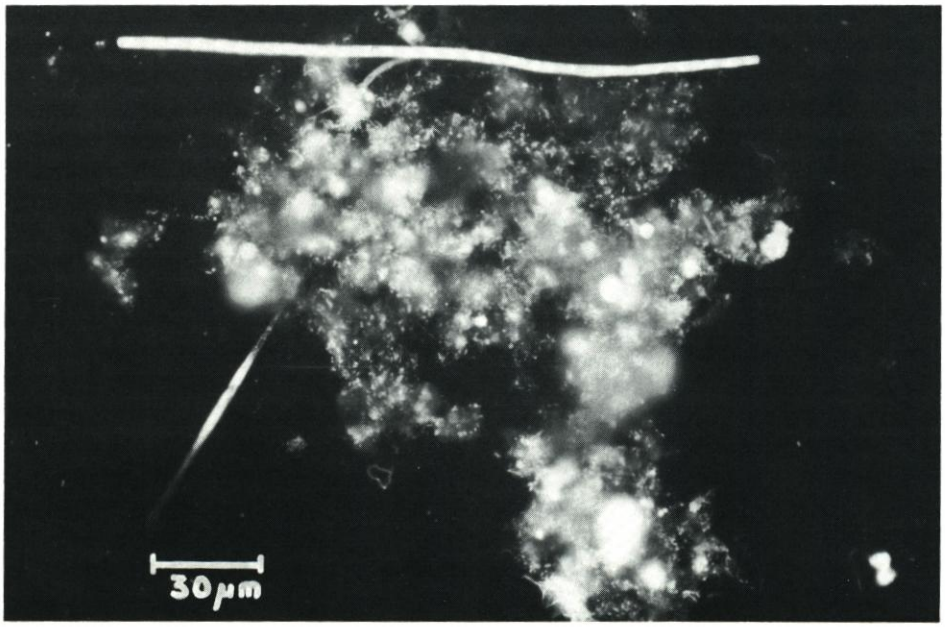


Abb. 3. Schwebstoffpartikel der 200-U/Min.-Fraktion

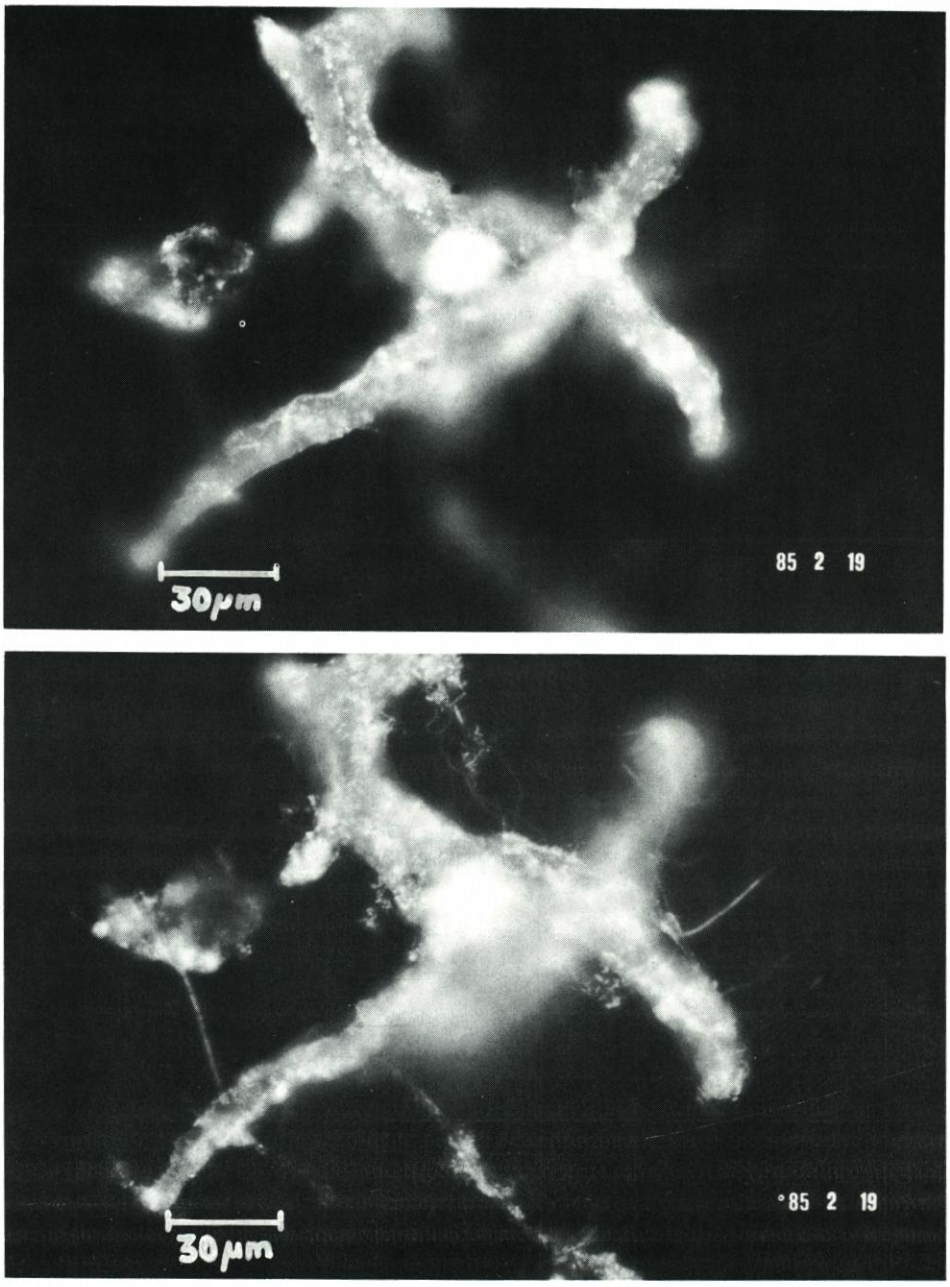


Abb. 4. Schwebstoffpartikel. Fotografiert in 2 unterschiedlichen Schärfenebenen

Eine eingehende Betrachtung zeigt, daß anorganische Partikel zumeist volumenmäßig kaum ins Gewicht fallen. Sie sind fast vollständig in eine biologisch-organische Matrix eingebettet (Abb. 5). Diese Matrix besteht vor allem aus Bakterienzellen mit ihren Schleimabsonderungen. Aus den Fotos wird deutlich, daß der biologisch-organische Anteil volumenmäßig bis zu 90 % betragen kann.

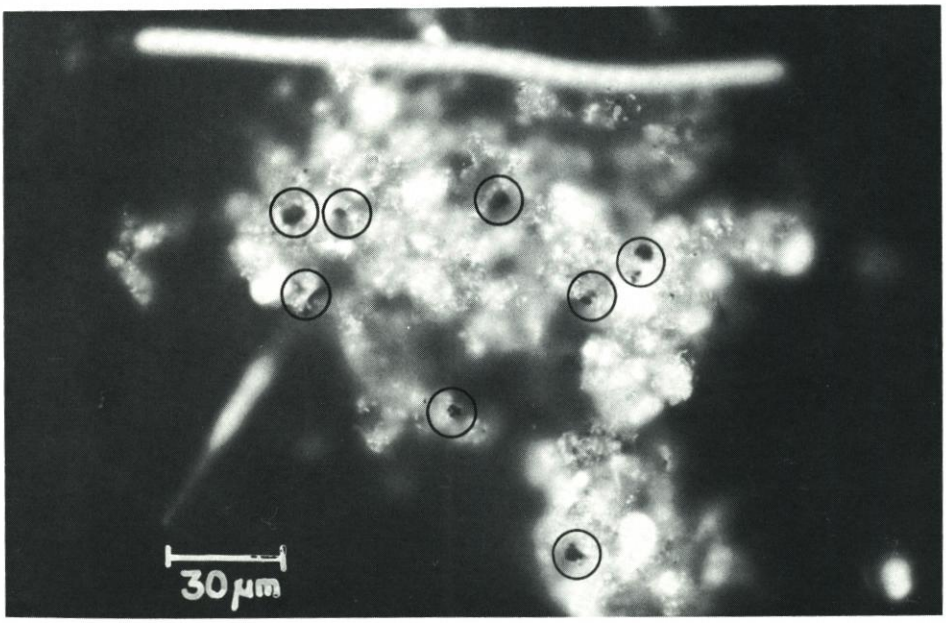


Abb. 5. Schwebstoffpartikel mit gekennzeichneten anorganischen Teilchen

Differenziert man nach Sedimentationsklassen, so ist in der 200- und 400-U/Min.-Fraktion zwar der Anteil von großen Partikeln am höchsten, jedoch scheinen auch andere Faktoren das Sedimentationsverhalten mit zu beeinflussen:

- Der Anteil der anorganischen Partikel in den Schwebstoffen beschleunigt vermutlich durch das höhere spezifische Gewicht die Sedimentation. So findet sich vor allem in der 200-U/Min.-Fraktion ein hoher Anteil anorganischer Bestandteile.
- Fädige Strukturen (z. B. Zellfäden von *Cyano*bakterien, Pilzen u. a.) vergrößern das Oberflächen/Volumen-Verhältnis und halten entsprechende Schwebstoffteilchen leichter in der Schwebe (Abb. 6). Vermutlich zeigt daher die 4000-U/Min.-Fraktion bei größeren Partikeln eine Dominanz fädiger Strukturen.

Mit Hilfe der mikroskopischen Analyse läßt sich schon jetzt feststellen, daß die Schwebstoffe erhebliche Mengen von Biomasse transportieren und daß zumindest während des bisher dokumentierten Untersuchungszeitraums nur ein geringer Teil der Mikroorganismen nicht an Partikel gebunden ist.

Die mikroskopische Analyse wird durch die Parameter Protein und Glühverlust voll bestätigt. Der Glühverlust beträgt im Mittel 40 bis 50 % des Schwebstofftrockengewichts. Nimmt man einen mittleren Proteingehalt von 50 % pro Bakterienzelle an (SCHLEGEL, 1976), so errechnet sich aus den Schwebstoffproteinwerten ein mittlerer gewichtsmäßiger Anteil der lebenden Biomasse von 80 bis 90 % am Glühverlust). In Tabelle 1 sind die bisher ermittelten Trockengewicht-, Glühverlust- und Proteinwerte zusammengestellt.

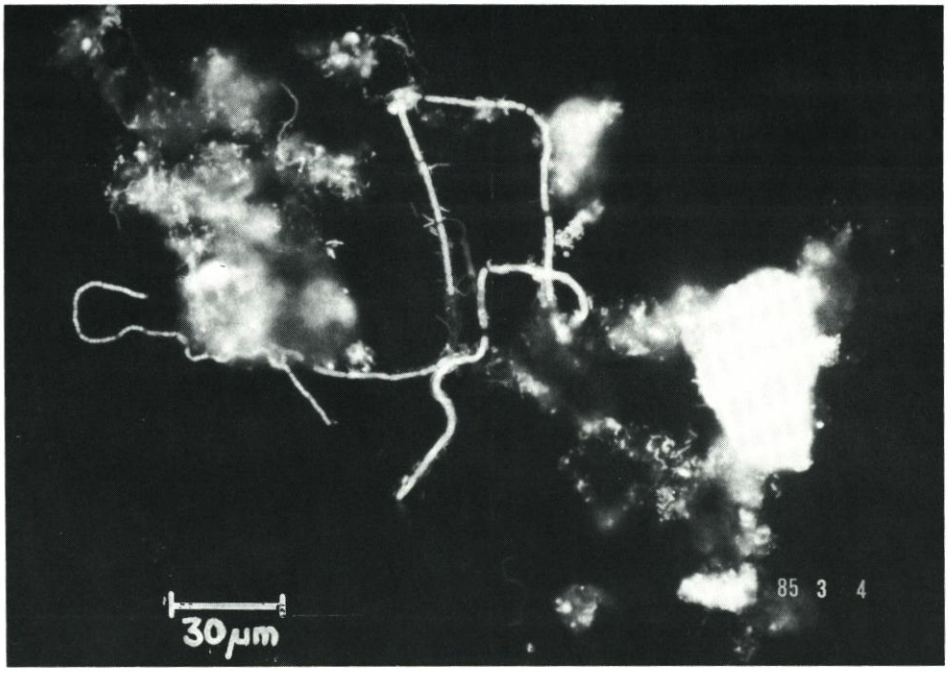


Abb. 6. Schwebstoffpartikel mit Zellfäden von Bakterien

Tabelle 1

Trockengewicht-, Glühverlust- und Proteinwerte von Juli 1984 bis März 1985. Die Proteinwerte sind die Proteingehalte der 200- + 400-U/Min.-Fraktion. Die Angaben sind in mg/l

Zeit	Trockengewicht	Glühverlust	Protein
18.07.	36,2 ± 1,1	12,6 ± 1,1	6,7 ± 0,3
23.07.	29,7 ± 0,3	11,1 ± 0,3	4,8 ± 0,4
01.08.	32,6 ± 0,3	14,4 ± 0,1	4,9 ± 0,2
08.08.	29,4 ± 0,3	11,9 ± 0,4	5,3 ± 0,4
03.10.	12,6 ± 0,1	6,3 ± 0,2	2,4 ± 0,6
24.10.	11,7 ± 1,4	5,5 ± 0,9	2,1 ± 0,1
28.11.	19,4 ± 0,7	8,2 ± 0,2	5,3 ± 1,0
05.12.	23,6 ± 0,3	9,4 ± 0,2	4,5 ± 0,6
12.12.	21,3 ± 0,3	9,2 ± 0,1	4,2 ± 0,1
18.12.	17,2 ± 0,3	8,1 ± 0,3	3,1 ± 0,1
10.01.	11,3 ± 0,4	4,8 ± 0,3	2,4 ± 0,2
07.02.	28,7 ± 0,5	10,3 ± 0,3	5,5 ± 0,5
13.02.	17,2 ± 1,8	6,0 ± 0,5	0,9 ± 0,2
19.02.	11,7 ± 0,3	4,9 ± 0,1	1,2 ± 0,4
27.02.	14,9 ± 0	7,4 ± 0,1	0,7 ± 0,1
07.03.	18,0 ± 1,0	10,4 ± 0,9	1,0 ± 0,1

Die Küste, 42 (1985), 1-318

3.2 Jahreszeitliche Veränderungen

Aus Tab. 1 geht hervor, daß besonders hohe Schwebstoffkonzentrationen in den Sommermonaten auftreten. Sie liegen im Vergleich zu den Herbst- und Wintermonaten im Mittel doppelt so hoch. Betrachtet man die qualitative Zusammensetzung des Schwebstoffmaterials im Jahresverlauf, so weist der organische Anteil, ausgedrückt als Glühverlust in % vom Trockengewicht, keine erkennbar jahreszeitlich bedingten Maxima oder Minima auf. Die Werte liegen zwischen 35 und 50 %, sieht man einmal von dem hohen März-Wert ab. Betrachtet man dazu parallel den Proteinanteil am Glühverlust, so scheint der Anteil der lebenden Biomasse am Schwebstoffmaterial stärkeren Schwankungen zu unterliegen. Diese sind besonders intensiv im Herbst und Winter bei niedrigen Wassertemperaturen (Abb. 7).

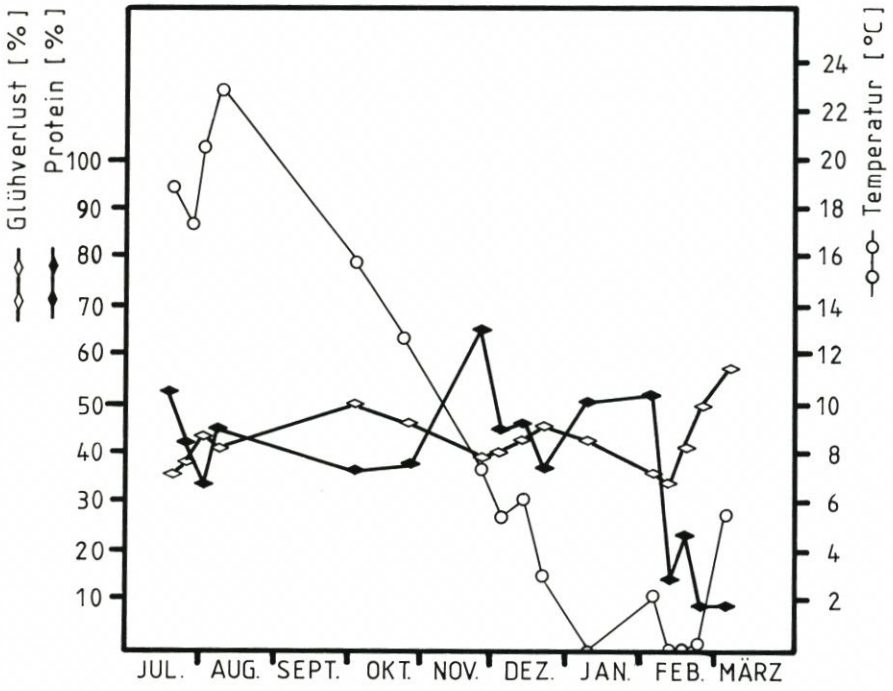


Abb. 7. Entwicklung des gesamtorganischen Anteils und der lebenden Biomasse im Jahreslauf

Abb. 8 bestätigt diesen jahreszeitlich bedingten verstärkten Ab- und Aufbau der lebenden Biomasse: Betrachtet man den Verlauf der Ammoniumkonzentrationen im Wasser als Parameter für den Proteinabbau im Zusammenhang mit den Proteinwerten, so entspricht einem niedrigen Proteinwert ein hoher Ammoniumwert und umgekehrt.

Über den gesamten Untersuchungszeitraum scheint eine enge Beziehung zwischen dem mineralischen Anteil der Schwebstoffe (Aschegehalt) und dem Anteil der lebenden Biomasse (Protein) zu bestehen (Abb. 8). Beide Kurven zeigen einen auffallend parallelen Verlauf. Dies legt die Vermutung nahe, daß vor allem die lebende Biomasse die mineralischen Partikel in der Schwebe hält. Umweltbedingungen, die günstige Lebensumstände für die Mikroorganismen darstellen, wie z. B. höhere Wassertemperaturen, zahlreich vorhandene Nährstoffe und ausreichende Sauerstoffkonzentrationen, sollten sich daher im Jahresverlauf auch in den Schwebstoffkonzentrationen widerspiegeln. In diesem Sinne sind daher vermutlich auch die hohen Schwebstoffwerte in den Sommermonaten zu interpretieren.

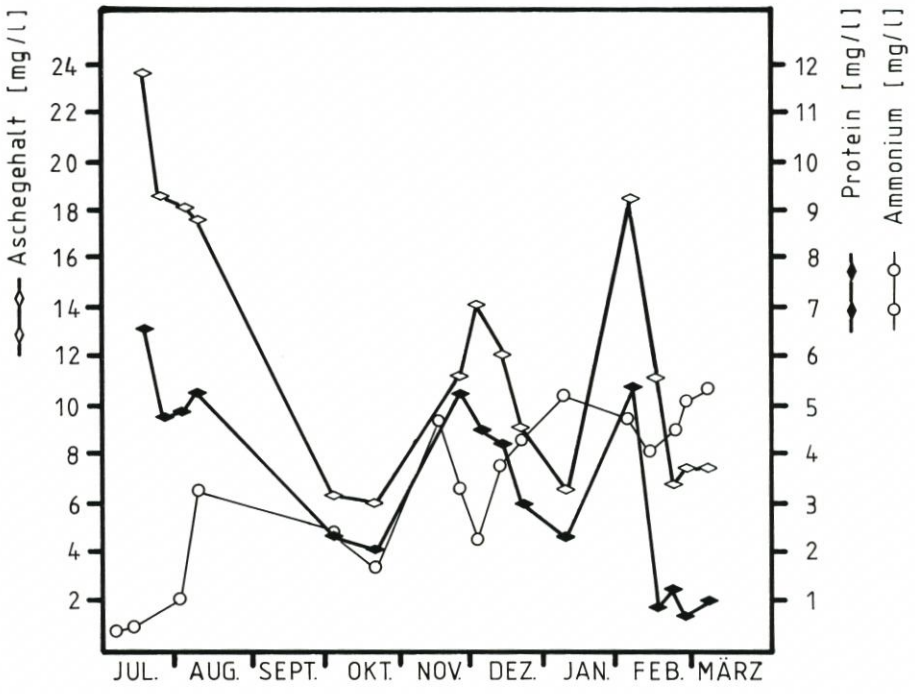


Abb. 8. Mineralischer Anteil, lebende Biomasse und Ammoniumwerte im Jahreslauf

4. Diskussion

4.1 Allgemeine Wertung

Bisherige biologische Untersuchungen beschränken sich lediglich auf Einzelaspekte. So wurden z. B. die Besiedlung von Schwebstoffpartikeln mit Mikroorganismen untersucht (Jannasch, 1972; Joint und Pomroy, 1982; Kanne, 1981; Linley und Field, 1982; Pedrós-Alió und Brock, 1983), jahreszeitliche Veränderungen der Biomasse und -aktivität festgestellt (Leighton, 1981; Manuels und Postma, 1973), Veränderungen der Bioaktivität unter definierten Laborbedingungen (Farrah und Bitton, 1983) sowie derartige Veränderungen in Abhängigkeit von der Nährstoffversorgung (Hanson, 1982). Quantifizierende Aussagen in bezug auf die Inhaltsstoffe von Schwebstoffmaterial gibt es über den Anteil der lebenden Biomasse im Belebtschlamm (Kanne, 1981), über die Mengen an organisch-gebundenem Kohlenstoff (Hamilton-Galat und Galat, 1983; Ogura et al., 1981; Wassmann, 1983), organisch gebundenen Stickstoff (Hanson, 1982; Wassmann, 1983), Kohlenhydrate (Jannasch, 1972; Otsuki et al., 1983), Aminosäuren (Otsuki et al., 1983) und ATP (Hamilton-Galat und Galat, 1983; Kanne, 1981; Manuels und Postma, 1973; Postma, 1982).

Allen Untersuchungsergebnissen liegen jedoch nur punktuelle Probennahmen zugrunde; weiterhin wurden wichtige physikalische und chemische Begleitparameter nicht mitgemessen, da dies i.d.R. zur Verfügung stehende zeitliche und personelle Kapazitäten übersteigt. Dies führt bei den erhaltenen Meßergebnissen zu allgemein bekannten Interpretationsschwierigkeiten, die bei dem vorliegenden Untersuchungsprogramm aufgrund des weitgehend automati-

sierten Probennahme- und Meßverfahrens vermieden werden. So geben auch die bereits vorliegenden Ergebnisse schon jetzt einen Einblick in die möglichen Kausalzusammenhänge, die die Schwebstoffdynamik bestimmen.

4.2 Wertung der Ergebnisse

Angaben in der Literatur bezüglich der Besiedlungsdichte von Schwebstoffen mit Mikroorganismen, speziell Bakterien, sind sehr unterschiedlich und aufgrund der verschiedenen Probennahmeorte und Aufarbeitungstechniken nur schlecht vergleichbar. JOINT und POMROY (1982) sowie REUTER (1979) berichten übereinstimmend, daß in Ästuaren mehr als 50 % der Bakterien an Partikel gebunden sind. LINLEY und FIELD (1982) geben für marine Proben entsprechende Werte von 34 % an und PEDRÓS-ALIÓ und BROCK (1983) für den Lake Mendota (Wisconsin, USA) Werte von 1 bis 30 %. Die eigenen Untersuchungen zeigen, daß im Jahresmittel mindestens 80 % der Biomasse an größere Partikel gebunden ist.

Das Auftreten besonders hoher Schwebstoffmengen im Sommer wird von HINRICH (1975) für die Elbe bestätigt und ebenfalls für die Weser und Ems angegeben. Die These, daß dafür vor allem die lebende Biomasse verantwortlich sein könnte (über die Stabilisierung der Schwebstoffpartikel durch die Verklebung mineralischer und organischer Substanz), wird indirekt durch OGURA et al. (1981) bestätigt. Bei ihren Untersuchungen von suspendiertem Material in Süßwasserproben fand sich besonders in der grob-partikulären Fraktion ein hoher relativer Anteil an organisch gebundenem Kohlenstoff im Vergleich zur feinpartikulären Fraktion. Weiterhin zeigen Laborexperimente (ROBERTSON et al., 1982), daß Bakterien in der Lage sind, gelöste organische Substanzen zu Aggregaten umzuformen. OGURA et al. (1981) konnten zeigen, daß im Sommer bei günstigen Bedingungen für die Mikroorganismen der Gehalt an biologisch-organischen Bestandteilen im partikulären Material drastisch zunimmt. Ähnliche Indizien für eine starke Beteiligung der Biologie an der jahreszeitlichen Schwebstoffdynamik findet man bei CHRISTIANSEN (1985) durch einen Vergleich der Schwebstoffkonzentrationen in der Elbe im Zusammenhang mit den jährlichen Wassertemperaturen.

Dies alles sind Hinweise auf eine zentrale Rolle der Mikroorganismen bei der Bildung und Umbildung von Schwebstoffmaterial. Die Ergebnisse zeigen weiterhin, daß herkömmliche Parameter, wie Trockengewicht und Glühverlust, allein diese Phänomene nicht beschreiben können, ja vermutlich sogar zu gravierenden Fehleinschätzungen bei verschiedenen mit den Schwebstoffen zusammenhängenden Problemen führen. So werden z. B. in den Deutschen Gewässerkundlichen Jahrbüchern Berechnungen über den jährlichen Abtrag in t/km^3 durch das Wassereinzugsgebiet der Elbe angeführt. Diesen Berechnungen liegen Schwebstoff-Trockengewichtsmessungen bei Hitzacker zugrunde. Da aber nachgewiesenermaßen ein großer Teil des Schwebstoffmaterials aus lebender Biomasse besteht, die sich aufgrund der Charakteristik der Schwebstofftextur erst in der Elbe gebildet haben kann, liegen diese Werte wesentlich zu hoch. Weitere Fehleinschätzungen gibt es vermutlich bei gleichen falschen Grundannahmen über die Natur der Schwebstoffe für die Akkumulation und mögliche Herkunft von Schadstoffen im Schwebstoffmaterial. Auf diese Problematik wurde schon in der Einleitung hingewiesen.

Es zeigt sich, daß der biologische Aspekt nicht den bestehenden Interpretationsschwierigkeiten neue hinzufügt, sondern, im Gegenteil, bedeutsame Ansätze für ein Erklärungsmodell der Schwebstoffdynamik liefert.

5. Schriftenverzeichnis

ATKINSON, D. E. u. WALTON, M.: Adenosine triphosphate conservation in metabolic regulation – Rat liver cleavage enzyme. J. Biol. Chem., 242, 1967.

ATKINSON, D. E.: The energy charge of the adenylate pool as a regulatory parameter. Interaction with feedback modifiers. Biochemistry, 7, 1968.

BABIUK, L. A. u. PAUL, E. A.: The use of fluorescein isothiocyanate in the determination of the bacterial biomass of grassland soil. Can. J. Microbiol., 16, 1969.

BEARDEN, J.: Quantitation of sub-microgram quantities of protein by an improved protein-dye binding assay. Biochem. Biophys. Acta, 533, 1978.

BIO RAD LABORATORIES: Bio-Rad protein assay. Bulletin 1069 EG, 1979.

BRADFORD, M.: A rapid and sensitive method for the quantitation of microgram quantities of protein utilizing the principle of protein-dye binding. Anal. Biochem., 72, 1976.

BREZONIK, P. L., BROWNE, F. X. u. FOX, J. L.: Application of ATP to plankton biomass and bioassay studies. Water Research, 9, 1973.

CHRISTIANSEN, H.: Erste Ergebnisse an Schwebstoffmessungen mit dem CUX-SAMPLER in der Elbe. Die Küste, H. 42, 1985.

DREWS, G.: Mikrobiologisches Praktikum. Springer-Verlag, Berlin–Heidelberg–New York–Tokyo, 4. Aufl. ISBN 3-540-11836-5, 1983.

EIGENER, U.: Adenine nucleotide pool variations in intact *Nitrobacter winogradskyi* cells. Arch. Mikrobiol., 102, 1975.

FARRAH, S. R. u. BITTON, G.: Bacterial survival and association with sludgeflocs during aerobic and anaerobic digestion of waste-water sludge under laboratory conditions. Appl. Env. Microbiol., 45, 1983.

FRAUENHEIM, K.: Gesamtprotein im Sediment als Biomasse-Indikator – Untersuchungen im Auftriebsgebiet vor Nordwestafrika. Diplomarbeit, Universität Hamburg, Institut für Hydrobiologie und Fischereiwissenschaft, 1984.

GRAF, G., BENGTSSON, W., DIESNER, U., SCHULZ, R. u. THEEDE, H.: Benthic response to sedimentation of a spring phytoplankton bloom: process and budget. Mar. Biol., 66, 1982.

GREISER, N.: Methodische Untersuchungen zur quantitativen Bestimmung von Adenosintriphosphat und Energy Charge in Prokaryonten und Eukaryonten. Diplomarbeit, Universität Hamburg, Institut für Hydrobiologie und Fischereiwissenschaft, 1982.

HAMILTON-GALAT, K. u. GALAT, D. L.: Seasonal variation of nutrients, organic carbon, ATP, and microbial standing crops in a vertical profile of Pyramid Lake, Nevada. Hydrobiologica, 105, 1983.

HANSON, R. B.: Organic nitrogen and caloric content of detritus. II Microbial biomass and activity. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 14, 1982.

HINRICH, H.: Die Schwebstoffbelastung der Weser und der Vergleich mit Elbe und Ems. Dt. Gewässerkdl. Mit., 19, Sonderheft, 1975.

JANNASCH, H. W.: Bacterial content of particulate matter in offshore surface waters. Limnol. Oceanogr., 18, 1972.

JOINT, I. R. u. POMROY, A. J.: Aspects of microbial heterotrophic production in a highly turbid estuary. J. Exp. Mar. Biol. Ecol., 58, 1982.

KALBHEN, D. A. u. KOCH, H. J.: Methodische Untersuchungen zur quantitativen Mikrobestimmung von ATP in biologischem Material mit dem Firefly-Enzymsystem. Z. Klin. Chem. u. Klin. Biochem., 5, 1967.

KANNE, R.: Die quantitative Bestimmung von ATP als Parameter für die physiologische Aktivität von Belebtschlämmen. Vom Wasser, 57, 1981.

LEIGHTON, G.: Biomass relationships between phytoplankton, zooplankton and heterotrophic aerobic bacteria in a reservoir. Verh. Internat. Verein. Limnol., 21, 1981.

LINLEY, E. A. S. u. FIELD, J. G.: The nature and ecological significance of bacterial aggregation in a nearshore upwelling ecosystem. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 14, 1982.

MANUELS, M. W. u. POSTMA, H.: Measurements of ATP and organic carbon in suspended matter of the Dutch Wadden Sea. Netherlands Journal of Sea Research, 8, 1973.

NEUMANN, L. J. R.: a) AMO – die Automatische Meßstation Oortkaten: Meßsystem zur Sammlung von Schwebstoffproben und Messung von Begleitparametern. Die Küste, H. 42, 1985. b) MOSTRA – ein neues Verfahren zur strömungs- und morphologieadäqua-

ten Bilanzierung von suspendierten Feststoffen und Begleitparametern in geschichteten Ästuaren. Die Küste, H. 42, 1985.

OGURA, K., YAMAMOTO, K., NAITOH, Y. u. FUKUSHIMA, K.: The role of clay minerals and humic substances on the behaviour of organic and inorganic compounds in fresh water. Verh. Internat. Verein. Limnol., 21, 1981.

OTSUKI, A., MIYOSHI, T., UNNO, T. u. SEKI, H.: Biochemical constituents of particulate matter in a mesotrophic irrigation pond. Arch. Hydrobiol., 98, 1983.

PEDRÓS-ALIÓ, C. u. BROCK, T. D.: The importance of attachment to particles for planktonic bacteria. Arch. Hydrobiol., 98, 1983.

POSTMA, H. u. DIJKEMA, K. S.: Hydrography of the Wadden Sea: movements and properties of water and particulate matter. Report 2 of the Wadden Sea Working Group ISBN 90 6191 0528, 1982.

REUTER, J. H.: Chemical interactions involving the biosphere and fluxes of organic material in estuaries. River Inputs to Ocean Systems, Proceedings of a Review Workshop, Rome, Italy, 1979.

ROBERTSON, M. L., MILLS, A. L. u. ZIEMAN, J. C.: Microbial synthesis of detritus-like particulates from dissolved organic carbon released by tropical seagrasses. Mar. Ecol. Prog. Ser., 7, 1982.

SCHLEGEL, H. G.: Allgemeine Mikrobiologie. Georg Thieme Verlag, Stuttgart, ISBN 3 13 444604 9, 1975.

SPECTOR, T.: Refinement of Coomassie Blue method of protein quantitation – Simple and linear spectrophotometric assay for less-than-or-equal-to 0,5 to 50 microgram of protein. Anal. Biochem., 86, 1978.

STREHLER, B. L.: Bioluminescence assay: principles and practise. Meth. of Biochem. Anal., 18, 1968.

SUNDERMEYER, H.: Vergleichende Untersuchungen am Energie-Stoffwechsel von unterschiedlich angezogenen *Nitrobacter*-Zellen. Dissertation, Universität Hamburg, Institut für Allgemeine Botanik, 1979.

WASSMANN, P.: Sedimentation of organic and inorganic particulate material in Lindaspollene, a stratified, land-locked fjord in Western Norway. Mar. Ecol. Prog. Ser., 13, 1983.

WITZEL, K. P.: The adenylate energy charge as a measure of microbial activities in aquatic habitats. Arch. Hydrobiol. Beih., Ergebn. Limnol., 12, 1979.

Die Küste, 42 (1985), 1-318

AMO – die Automatische Meßstation Oortkaten – Meßsystem zur Sammlung von Schwebstoffproben und Messung von Begleitparametern

Von L. J. R. Neumann

Zusammenfassung

Zur Messung und Bilanzierung suspendierter Feststoffe und Begleitparameter wurde im Rahmen des KFKI-Projektes „Verhalten von Schlick und Schwebstoffen in Ästuaren" mit Unterstützung des BMFT und Strom- und Hafenbau, Hamburg, das Automatische Meßsystem Oortkaten (AMO) entwickelt. Unter Berücksichtigung eines neuen Meßprinzips (MOSTRA) erfolgt die Messung morphologie- und strömungsadäquat. Das Ergebnis ist damit ein mittlerer Wert der Parameter über den Querschnitt. Der Meßablauf und die Meßparameter werden neben dem technischen Instrumentarium der AMO beschrieben. Die ersten Ergebnisse zeigen die Ganglinien der Parameter während der Meßperiode 1984.

Summary

The automated measurement station at Oortkaten (AMO) was established in order to determine the mass balance of suspended sediment and associated parameters. Morphological and velocity weighted averaged samples are taken using the newly developed MOSTRA-method. This results in a cross-sectional averaged value. The measurement technique and instrumentation are described. The initial results illustrate the variation of various parameters during the 1984 data collection period.

Inhalt

1. Einführung 151
2. Meßprinzip 152
3. Systemaufbau und Meßablauf 153
4. Meßparameter 154
5. Technische Beschreibung der AMO 155
6. Ausblick und erste Ergebnisse 157
7. Schriftenverzeichnis 161

1. Einführung

Die Erfassung von Begleitparametern und die Sammlung von Wasserinhaltsstoffen zum Zweck der Bilanzierung über einen Flußquerschnitt für längere Zeiträume war bislang aus meßtechnischen und personellen Gründen nicht durchführbar. Insbesondere auf Schiffahrtsstraßen sind derartige Messungen sehr problematisch. Aufgabe des KFKI-Projektes „Verhalten von Schlick und Schwebstoffen in Ästuaren" war es nun, für diese Probleme eine Lösung zu finden. Es wurden daher für die Planung folgende Vorgaben gemacht:

1. Das Meßsystem soll kontinuierlich und automatisch arbeiten,
2. der Austausch der Probeflaschen sowie Wartung und Reinigung sollen in einem zeitlichen Intervall von 7 Tagen erfolgen, und

3. die Meßergebnisse sollen geeicht werden, um sie auf Mittelwerte über den Flußquerschnitt für Bilanzierungen beziehen zu können.

Um diese Forderungen zu erfüllen, mußten auf dem Gebiet der Meßtechnik und bei den bislang üblichen Meßverfahren neue Wege gefunden werden, da die bislang entwickelten Schwebstoffmeßgeräte und -verfahren, z. B. von VICK (1952), PLATH (1965), GÖHREN u. LAUCHT (1972), DOWNING et al. (1981), RENGER (1982), GKSS (1985) und vielen anderen, weder für langfristige Bilanzierungsaufgaben noch für den Vergleich der Proben zu Begleitparametern geeignet erschienen. Da nun für das neue Meßkonzept auch auf dem Markt keine fertigen Geräte zur Verfügung standen, entschloß sich die Projektgruppe zu einer eigenen Entwicklung.

Mit Unterstützung des BMFT und Strom- und Hafenbau, Hamburg, wurde 1984 die Meßstation Oortkaten fertiggestellt.

2. Meßprinzip

Aus den obengenannten Vorgaben folgte, daß neben der neuen Meßtechnik auch ein neues Meßprinzip gefunden werden mußte. Basierend auf den Ergebnissen von NELSON u. BENEDICT (1946) und CHRISTIANSEN (1974), sollte die Probenahme isokinetisch erfolgen (s. Kap. 5). Dazu kam die Forderung nach querschnittsrelevanter Messung.

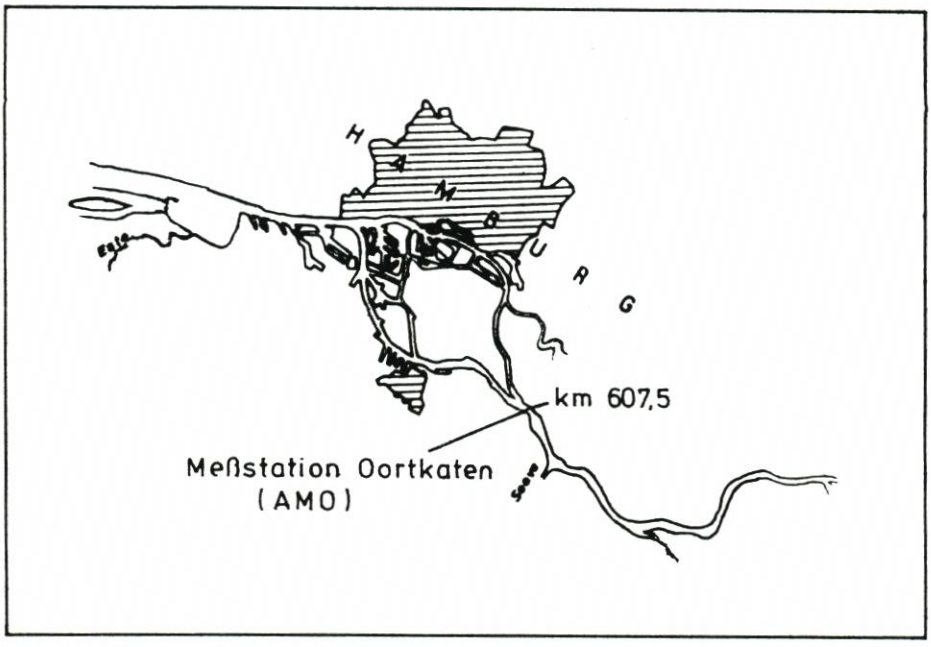


Abb. 1. Stromspaltungsgebiet bei Hamburg mit Lage der Meßstation Oortkaten bei Strom-km 607,5

Das Ergebnis war die Anwendung eines morphologie- und strömungsadäquaten Meßverfahrens: MOSTRA (NEUMANN, 1985). Mit diesem Verfahren wird eine Wichtung der Meßdaten entsprechend der Querschnittsbreite, der Meßtiefe und der hier herrschenden Strömungsgeschwindigkeit vorgenommen. Es ist somit möglich, die Parameterdaten direkt den Ergebnissen der Wasserprobenanalyse, als Mittel einer Halbtide, zuzuordnen.

Die Küste, 42 (1985), 1-318

3. Systemaufbau und Meßablauf

Die Meßstation befindet sich vor dem Hamburger Stromspaltungsgebiet bei Strom-km 607,5 (Abb. 1). Die Meßgeräte sind in einem Container untergebracht, der sich auf einem Ponton befindet (Abb. 2). Dieser wird an Pfählen am Rande des Fahrwassers in etwa 40 Metern Abstand vom Ufer gehalten. Vor dem Ponton befindet sich an der tiefsten Stelle des Querschnitts der vertikal frei bewegliche Geräteträger zwischen zwei weiteren Pfählen.

Das obenerwähnte Meßprinzip bedingt einen hohen Aufwand an Steuerungs- und Regelvorgängen, die nur noch mit einem Computer zu bewältigen sind. Die hierfür notwendige Software mußte speziell für die gestellte Aufgabe entwickelt werden. Die Messungen laufen nach folgendem Programm ab:

Die Sondensysteme werden von einem Geräteträger aus über eine Pumpe mit Elbwasser beaufschlagt bzw. befinden sich selbst auf dem Geräteträger (Strömungs-, Attenuations- und Druckmeßgerät). Dieser ist aufgehängt an einer Kette und wird, gesteuert über den Computer, mit einer Winde in 20-cm-Schritten zwischen der Wasseroberfläche und der Sohle ständig auf und nieder geführt, wobei der Computer auf jeder Tiefenstufe einen mittleren Wert der Meßdaten errechnet, der seinerseits wiederum Grundlage für einen vertikal integrierten Mittelwert darstellt. Dieser letzte Mittelwert wird dann auf einer Datenkassette gespeichert. Weiterhin wird aus diesen Daten ein mittlerer Wert für eine Halbtide (Ebbe bzw. Flut) gebildet und abgespeichert. Zusätzlich zu diesen Daten können aus den Grunddaten Mittelwerte für verschiedene Tiefenstufen des Profils errechnet werden.

Nach der Meßwertaufnahme und vor der Mittelung und der Speicherung auf Kassette werden die Daten nach der MOSTRA-Methode beschickt.



Abb. 2. Pontonanlage mit der Meßstation Oortkaten (AMO). Dem Ponton vorgelagert sind zwei Pfähle, zwischen denen der Geräteträger geführt wird

Parallel zu den Messungen der Begleitparameter wird eine Probenahme des schwebstoffhaltigen Elbwassers durchgeführt, die ebenfalls mit der MOSTRA-Methode beaufschlagt wird:

Die Probenahme wird entsprechend der Meßwertaufnahme an jeder Tiefenstufe, die der Geräteträger erreicht, durchgeführt. Die Bedingungen der isokinetischen Entnahme werden dabei mit dem Strömungsmesser und über einen regelbaren Drehstrommotor, der eine Pumpe ansteuert (s. Kap. 5), erfüllt. Die MOSTRA-Bedingungen steuert der Rechner über eine der Tiefenstufe des Profils zugeordnete Einlaufzeit der Probe in den Vorratstank. Zwei dieser Tanks stehen zur Verfügung. Nach Beendigung einer Halbtide wird der Tankinhalt über eine Zentrifuge entleert. Ein Schwebstoffsubstrat von ca. 0,5 Litern wird in eine Flasche gefüllt, die sich auf einer Flaschenbahn befindet. Anschließend werden Tank und Zentrifuge gespült und die Spülmenge in einer weiteren Flasche aufgefangen. Nach diesem Vorgang wird eine neue Flasche bereitgestellt. Da dieser Ablauf ca. 45 Minuten dauert, wird inzwischen der Tank Nr. 2 befüllt.

Um eine Zuordnung der Meßdaten zu den Schwebstoffproben zu erhalten, wird die Bildung der Mittelwerte für die Halbtide zeitlich über einen Zwischenspeicher an die Dauer der Bereitstellung eines bestimmten Tanks gebunden. Die Bereitstellung von einem der beiden Tanks ist abhängig von der Strömungsrichtung. Ergänzend zu den Meßdaten für eine Halbtide wird der Wasserinhalt des Tanks ermittelt und der Wert abgespeichert. Neben der Speicherung auf Magnetband werden die Daten zur Kontrolle über einen Drucker ausgegeben.

Um die Repräsentanz der Meßlotrechten für den Querschnitt festzustellen, sind Eichmessungen notwendig. Diese wurden seit 1982 im vierteljährlichen Abstand durchgeführt (Christiansen, 1985). Weiterhin wurde die Repräsentanz durch ein Bilanzierungsexperiment der GKSS (BILEX '84) bestätigt (mündl. Mitteilung von H.-U. Fanger, 1985).

4. Meßparameter

Die Auswahl von Meßparametern ist in jedem Forschungsvorhaben an die gestellten Fragen geknüpft. Abweichungen von dieser Regel sind dann notwendig, wenn unbekannt ist, welche Parameter zur Beantwortung der Fragestellungen beitragen. In diesem Fall ist es erforderlich, Parameterstudien durchzuführen, um den Katalog der notwendigen Meßparameter einzuschränken. Für den Bereich des Schwebstofftransportes und die damit verbundenen Fragen nach Art und Herkunft sowie Zusammensetzung und Schadstoffbelastung der festen Wasserinhaltsstoffe ist nun weder ein Auswahlverfahren noch eine Parameterstudie zur Deutung dieser komplexen Naturvorgänge auf meßtechnischem Wege möglich. Um dies zu erreichen, ist es vielmehr notwendig, so viele Parameter wie möglich zu messen, um dann im Anschluß an deren Auswertung ein Bild der vollständigen Naturabläufe zur Verfügung zu haben, mit dem der Wissenschaftler in der Lage sein sollte, die Vorgänge und ihre Einflußfaktoren zu bestimmen. Aus diesem Grund ist die Anzahl der Parameter, die mit der AMO gemessen werden, außergewöhnlich hoch. Im einzelnen handelt es sich dabei um folgende:

- In-situ-Messung von Parametern:
  Temperatur
  Leitfähigkeit
  pH-Wert
  Sauerstoffgehalt
  Attenuation (Trübung)
  Strömungsgeschwindigkeit

Strömungsrichtung als Richtung stromauf oder stromab
Wasserstand über Grund an der Meßposition
Füllstandsinhalt der Tanks
- Aus den In-situ-Werten werden „vor Ort" berechnet:
Spezifischer Durchfluß (Durchfluß im Meßprofil) in $m^3/m \cdot s$
Durchfluß im Flußquerschnitt in m^3/s
- Probenahme:
In-situ-Entnahme von Wasserproben
Wöchentliche Tankprobe der in-situ-Probe und
Vergleich mit einer Schöpferprobe
- Die in-situ-Proben werden im Labor untersucht auf:
Schwebstoffgehalt
Glühverlust
Korngrößenverteilung
Anteil verschiedener Schwermetalle am Schwebstoffgehalt
- Die Einzelproben werden im Rahmen einer biologischen Forschungsarbeit von N. GREISER (1985) untersucht auf:
Schwebstoffgehalt
Glühverlust
Protein- und Chlorophyllgehalt
Anteile an Amonium, Nitrit und Nitrat
Phaeopigmente
Gesamtadenylat (ATP)
BSB 2
Energy Charge (EC)
Zugehörigkeit zu Sedimentationsklassen
Form und Größe (mikroskopische Bildanalyse)

Bei den In-situ-Proben handelt es sich um Halbtidenmischproben, die einzeln auf die o. a. Parameter untersucht werden. Die Schwermetallanalyse wird für je eine Wochenmischprobe der Ebbe- und Fluteinzelproben durchgeführt.

5. Technische Beschreibung der AMO

Die AMO besteht aus vier Gerätekomplexen, die erst in ihrem Zusammenwirken das neue Meßsystem darstellen*). Im einzelnen handelt es sich dabei um das System IKARUS, welches die Aufgaben der isokinetischen Probenahme, Strömungsgeschwindigkeits- und richtungsmessung übernimmt und als Unterwassergeräteträger dient.

Die Probenahmeöffnungen und der Strömungsmesser sind starr in Richtung der beiden Hauptströmungen ausgerichtet. Der dadurch entstehende Fehler ist vernachlässigbar, da Querströmungen im Querschnitt Oortkaten während einer Tide einen Anteil von weniger als 1 % haben.

Bei Einsätzen des Gerätes in Gebieten mit wechselnden Strömungsrichtungen ist eine sich selbstausrichtende Geräteträgeranordnung notwendig, da nur bei senkrechtem Eintritt der Strombahnen in den Querschnitt der Entnahmeöffnung sich Feststoff und Flüssigkeitsme-

*) Die Entwicklung und der Bau der Anlage wurde in enger Zusammenarbeit mit der Fa. Erich Berg in Hamburg und der Heyden Microcomputertechnik GMBH, Hamburg, durchgeführt.

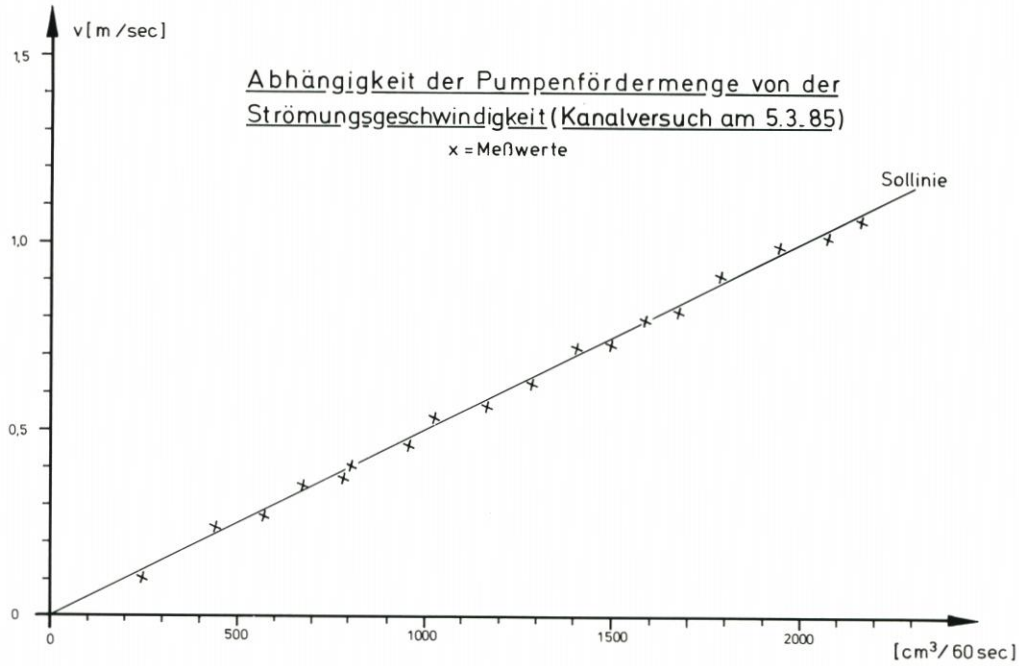


Abb. 3. Fördermenge als Funktion der Strömungsgeschwindigkeit. Meßergebnis eines Versuchs im Strömungskanal der FH Hamburg am 5. 3. 1985

dium in ihrer Bewegung gleich verhalten (WOHLENBERG, 1950; NELSON u. BENEDICT, 1946). Um nun die senkrecht auf den Entnahmeöffnungsquerschnitt treffenden Strombahnen durch Stau und Sunk nicht zu verändern, ist eine lineare Abhängigkeit der Fördermenge der Pumpe entsprechend der Strömungsgeschwindigkeit Voraussetzung. Hierfür werden auf der AMO eine Netsch-Monopumpe Typ 3NU10 und ein akustischer Strömungsmesser der Fa. Meerestechnik Elektronik (ME) Typ SM 124 eingesetzt. Die Linearität des Systems konnte in einem Strömungskanal nachgewiesen werden (Abb. 3).

In der zweiten Komponente der AMO, dem System ABULO (Abb. 4), werden die Wasserproben gesammelt. Zwei Tanks stehen hierfür mit einer maximalen Kapazität von je 180 l zur Verfügung. Zum Abscheiden des Schwebstoffs wird eine Durchlaufzentrifuge vom Typ ALFA LAVAL LAPX 202 eingesetzt (Abb. 5). Der Abscheidegrad beträgt 0,45 µm bei einer Durchlaufmenge von 2,5 l/min und einer Drehzahl von 6000 U/min. Zur Unterbindung der biologischen Aktivität des lebenden Anteils der Feststoffe hält ein Kühlsystem mit einer Leistung von 3300 kcal den Innenraum von ABULO auf einer Temperatur von +4 °C. Die Wasserführung zwischen Tankeinlauf, Bypass und Tankablaß wird mit Koaxialmagnetventilen gesteuert. Nach jedem Tidewechsel tritt eine Spülautomatik in Kraft, die Tanks, Zentrifuge und Probeleitungen reinigt.

Die Messung der Begleitparameter erfolgt im Meßcontainer. Die Meßsonden werden hier mit Elbwasser versorgt, welches eine Pumpe vom Geräteträger aus fördert. Ausgenommen hiervon ist das Attenuationsmeter, Typ IFM-Bremerhaven. Dieser Meßwertaufnehmer ist direkt neben den Einlaßöffnungen der Probenahmeleitung installiert.

Das Zusammenwirken der Einzelkomponenten wird erst möglich durch den Einsatz eines Steuerrechners. Hierbei handelt es sich um einen 16-bit-Rechner der Fa. HEYDEN

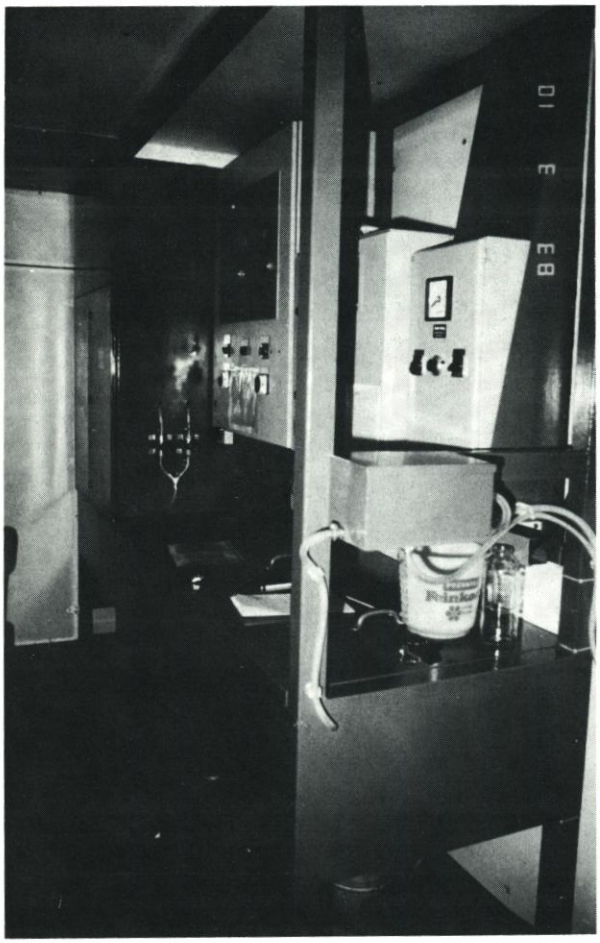


Abb. 4. Kühlraum der Systemkomponente ABULO. Unter den Abdeckungen befinden sich die Flaschenbahn und die Zentrifuge

GmbH. Das Zusammenwirken der verschiedenen Steuerungsroutinen zeigt Abb. 6. Ausgelegt ist der Rechner mit einer Speicherkapazität, die einen 7-Tage-Betrieb der AMO gewährleistet. Neben den Steuerungs- und Meßdatenerfassungsfunktionen hat der Computer die Aufgabe, Störungen im Betriebsablauf anzuzeigen und die AMO in einen Wartezustand zu versetzen. Eine Meldung dieser Störungen erfolgt über einen Telefonalarm an die zuständigen Stellen, die daraufhin über eine Datenleitung die Möglichkeit haben, den Fehler, soweit dies möglich ist, zu beheben und die Anlage neu zu starten.

6. Ausblick und erste Ergebnisse

Im wissenschaftlichen Untersuchungsprogramm, das sich im Juli 1984 an die Geräteentwicklung anschloß, werden die Daten aufbereitet und ausgewertet. Zur Zeit liegen lückenlose Ganglinien aufgrund von Geräteausfällen erst ab Oktober 1984 für alle Parameter vor

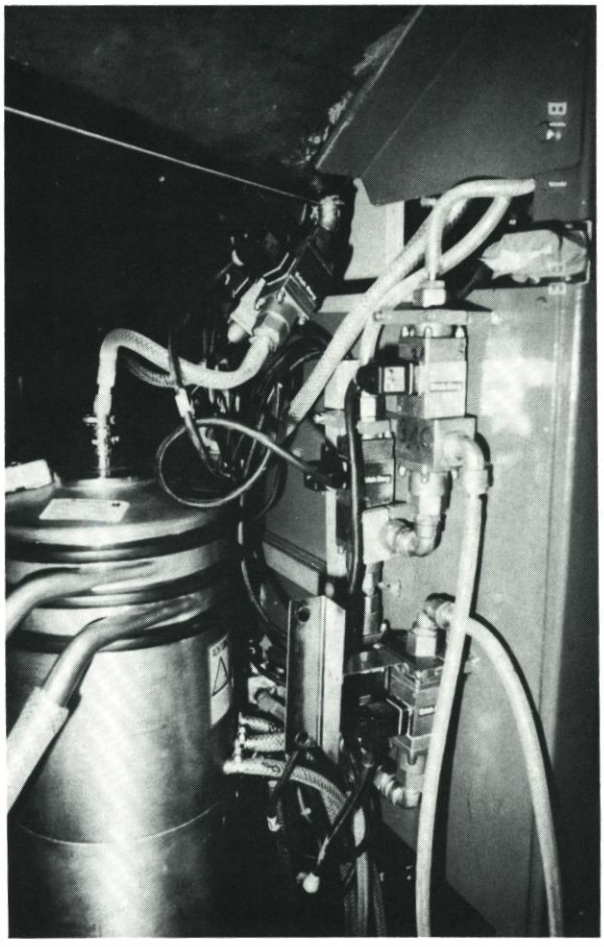


Abb. 5. Wasserverteilungsplatte mit Koaxialmagnetventilen. Links im Bild: Zentrifuge Typ ALFA LAVAL LAPX 202

(Abb. 7). Da das System während der Frostperiode nicht einsatzfähig ist, konnten vom 15. Dezember 1984 bis 20. März 1985 keine Messungen durchgeführt werden. Somit wird 1985 der eigentliche Meßzeitraum sein, für den auch die Variation der Parameter im Jahresgang untersucht werden soll.

Ziel ist es dabei, zu einer Schwebstofformel zu kommen, die es ermöglicht, mit leicht zu messenden Parametern auf den Schwebstoffgehalt zu schließen, wie dies schon CHRISTIANSEN (1985) als Möglichkeit angibt, und zweitens Zusammenhänge zu erkennen, die die Abhängigkeiten zwischen den Parametern aufzeigen. Sollte dies gelingen, wäre damit ein Kenntnisstand vorhanden, der es dem Wasserbauer gestattet, als Grundlage für Entscheidungen auf eine solide Datenbasis zurückgreifen zu können.

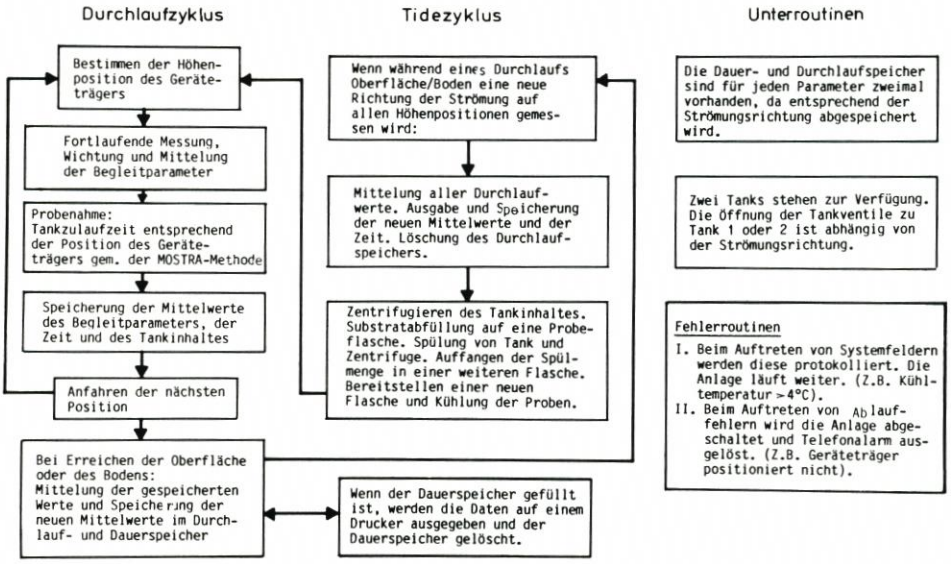


Abb. 6. Steuerungsabläufe beim Durchlaufen der Wassersäule und beim Halbtidenwechsel

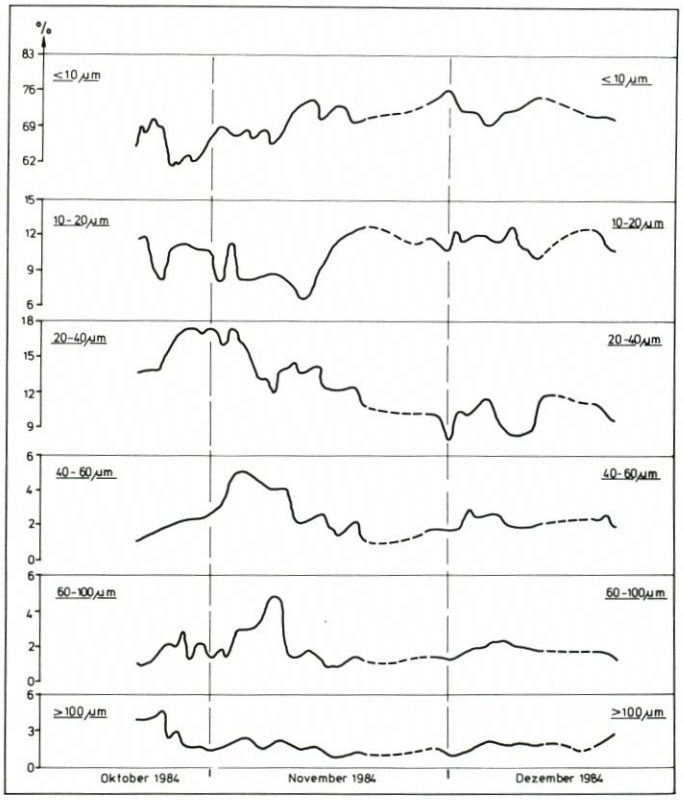


Abb. 7. Zeitreihen der Korngrößenverteilung im Meßzeitraum 1984

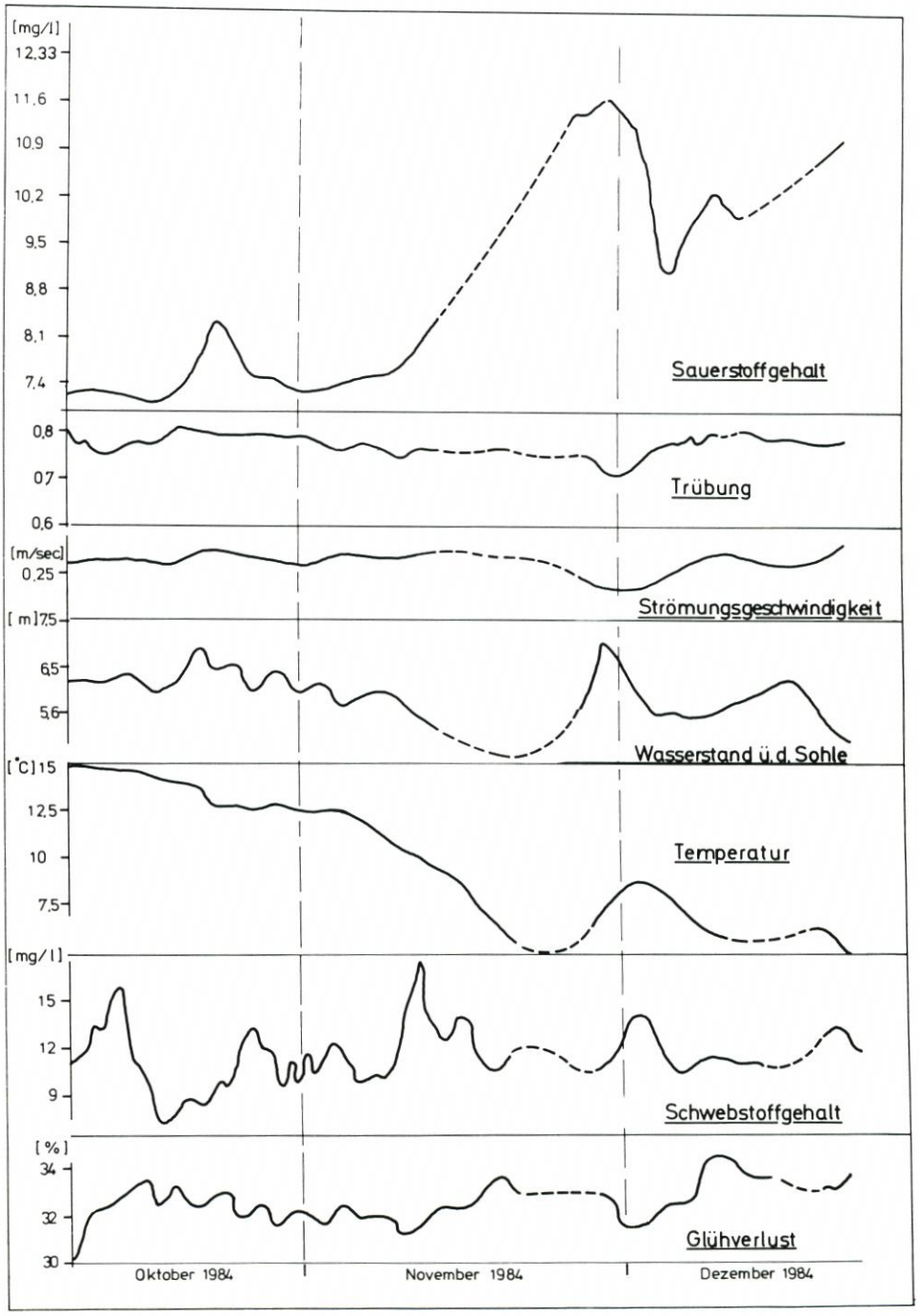


Abb. 8. Zeitreihen verschiedener Parameter im IV. Quartal 1984, gemessen im Elbequerschnitt bei km 607,5 mit der Automatischen Meßstation Oortkaten (AMO) bezogen auf den Abfluß.

Die Küste, 42 (1985), 1-318

7. Schriftenverzeichnis

Christiansen, H.: Über den Transport suspendierter Feststoffe in Ästuaren am Beispiel der Elbmündung bei Neuwerk. Hamburger Küstenforschung, H. 28, 1974.

Christiansen, H.: Erste Ergebnisse aus Schwebstoffmessungen mit dem CUX-SAMPLER in der Elbe. Die Küste, H. 42, 1985.

Downing, J. P., Sternberg, R. W. u. Lister, C. R. B.: New Instrumentation for the investigation of sediment suspension processes in the shallow marine environment. Marine Geology, 42, 1981.

Göhren, H. u. Laucht, H.: Instrument for long-term measurement of suspended matter. Proc. 13th Coastal Engineering Conference, 1972.

Greiser, N.: Die Bedeutung biologischer Faktoren für die Schwebstoffbildung – Untersuchungsmethoden und erste Ergebnisse. Die Küste, H. 42, 1985.

Nelson, M. E. u. Benedict, P. C.: Study of methods used in measurement and analysis of suspended sediment loads in streams. American Soc. of Cicil Engineers, Ann. Conv. Spokane, 1946.

Neumann, L. J. R.: Ein neues Verfahren zur strömungs- und morphologieadäquaten Bilanzierung von suspendierten Feststoffen und Begleitparametern in geschichteten Ästuaren. Die Küste, H. 42, 1985.

Michaelis, W. u. Knauth, H.-D. (Hrsg.): Das Bilanzierungsexperiment 1982 (BILEX '82) auf der Unterelbe. GKSS 85/E/3, 1985.

Plath, M.: Ein im Gezeitenbereich des Wattenmeeres selbständig arbeitendes Sinkstoff-Schöpfgerät und die Bedeutung der Wattfauna für die Bildung von Sinkstoffen. Die Küste, Jg. 13, 1965.

Renger, E.: Dauermessungen des suspendierten Feststoffgehalts im Tidegebiet mit Hilfe von Durchlaufzentrifugen. Intermaritec '82, 1982.

Vick, F.: Über die Erfassung des Sinkstoff-Transportes in Tideflüssen. Die Wasserwirtschaft, Jg. 43, 1952.

Wohlenberg, E.: Der horizontale Wasserschöpfer. DHZ 3, 1950.

Die Küste, 42 (1985), 1-318

MOSTRA – ein neues Verfahren zur strömungs- und morphologieadäquaten Bilanzierung von suspendierten Feststoffen und Begleitparametern in geschichteten Ästuaren

Von L. J. R. Neumann

Zusammenfassung

Vorgestellt wird ein neues Meßverfahren zur quantitativen Bestimmung von physikalischen, chemischen und biologischen Parametern sowie zur Entnahme von Wasserproben. Dieses Verfahren, genannt MOSTRA-Methode, wichtet die Parameter bzw. die Probenahme gemäß der Meßtiefe und der Strömungsgeschwindigkeit in situ, um exakte vertikal integrierte Größen bzw. Probemengen zu erfassen. Die Darstellung der Meßmethode erfolgt für die Berechnung im Vertikalprofil und für die Mittelung über größere Zeiträume. Beispielhaft werden vertikal integrierte, theoretische Meßgrößen nach der MOSTRA-Methode und herkömmlichen Meßmethoden berechnet.

Summary

The MOSTRA-Method is a new measurement technique for in-situ sampling and quantification of physical, chemical and biological parameters. It involves the taking of a depth and velocity weighted averaged sample in order to allow a direct measurement of vertically integrated values. The method is demonstrated both for a vertically integrated profile and for the computation of mean values over a long time period. Vertically integrated values determined with the MOSTRA-Method are compared with those calculated using standard techniques.

Inhalt

1. Einführung 163
2. Meßverfahren in Tideflüssen 164
3. Beschreibung des neuen Verfahrens 164
4. Voraussetzungen zur Anwendung 168
5. Vergleichsbeispiele 168
6. Schriftenverzeichnis 170

1. Einführung

Die Messung von physikalischen, chemischen und biologischen Parametern sowie die Entnahme und Analyse von Wasserproben wird zur Zeit mit den unterschiedlichsten Methoden durchgeführt. Ziel dieser Messungen ist es, und dies besonders in den letzten Jahren, anwendungsorientierte Grundlagen zu erarbeiten, die die Entscheidungen in den Bereichen der Umwelt-, Wirtschafts- und Verkehrspolitik unterstützen sollen. Hierfür ist es notwendig, daß die Messungen neben der qualitativen Aussage auch quantitative Ergebnisse liefern, die die wahren Naturverhältnisse wiedergeben. Schwierigkeiten in der Darstellung der wahren Naturverhältnisse treten insbesondere auf,

- wenn Parameter und Wasserinhaltsstoffe bilanziert werden sollen,
- wenn im Flußquerschnitt starke Schichtungen auftreten und
- wenn die Werte der Parameter und die Wasserinhaltsstoffe zeitlich und örtlich großen Schwankungen unterliegen.

Eine Teillösung dieser Probleme ist mit der MOSTRA-Methode und einem entsprechenden Instrumentarium möglich.

2. Meßverfahren in Tideflüssen

Die besonderen Probleme im Bereich der Tideflüsse (Nutzung als Schiffahrtsstraße; Verschlickung der Hafenbecken; Übergang vom limnischen zum marinen Bereich; Trübungswolken) haben seit jeher zu großer Meßaktivität geführt.

Die Gründe dafür sind einerseits Durchführung von Überwachungsaufgaben, Verkehrssicherheit und wirtschaftliche Interessen, andererseits naturwissenschaftlichere Fragestellungen der angewandten Forschung und der Grundlagenforschung.

Einheitliche Meßverfahren werden in der deutschen Einheitsnorm DIN (1979) und anderen Anleitungen zur Durchführung von Messungen empfohlen (DVWK, 1984; Inter-Agency, Committee on Water Resources, 1963). Da diese Anleitungen häufig den Anspruch auf Allgemeingültigkeit haben, sind sie zum Teil auf die besonderen Verhältnisse des Tidegebietes nicht anwendbar. Das Resultat ist eine Vielfalt von Meßmethoden, deren Ergebnisse oft nicht vergleichbar sind, da die Ausgangsbedingungen und Einsatzorte sich unterscheiden (Hülsemann, 1981).

Neben vielen Sondermessungen, die eine spezielle Fragestellung für einen Flußbereich beantworten sollen (z. B. Göhren, 1971; Fanger et al., 1985; Christiansen, 1974), lassen sich drei Standardmessungen im Tidegebiet unterscheiden:

A. Profilmessungen im Längs- oder Querschnitt des Flusses. Hierbei werden verankerte Sondensysteme in verschiedenen Höhen übereinander und verteilt über das Profil (synoptische Aufnahme) oder Profilsonden vom Schiff aus eingesetzt (asynoptische Aufnahme).
B. In-situ-Messung an singulären Punkten in einer bestimmten Wasserhöhe über der Sohle (Dauermessung).
C. Flächendeckende ein- oder mehrdimensionale Messung (synoptische Aufnahme).

Die Ergebnisse dieser Standardmessungen ergeben im allgemeinen qualitative Aussagen über das Untersuchungsgebiet (Arge der Länder, 1982; Arge Elbe, 1981; Freie und Hansestadt Bremen, 1983). Während diese Messungen örtlich und zeitlich häufig durchgeführt werden, sind Messungen zur Quantifizierung und Bilanzierung der Flußeigenschaften selten (GKSS, 1985; Christiansen, 1985; Hinrich, 1973).

3. Beschreibung des neuen Verfahrens

Das neue Meßverfahren bezieht den Meßwert bzw. die Probemenge auf die Wassermenge, die während der Meßzeit den Teil des Querschnitts (Abb. 1) durchfließt, für den der Meßwert bzw. die Probe repräsentativ sein soll. Je kleiner dabei der Querschnittsbereich ist, desto aussagekräftiger ist der Meßwert. Bei sehr heterogenen Verhältnissen im Querschnitt ist daher die Messung in mehreren Profilen, bei homogenen Verhältnissen nur in einem Profil notwendig. Bei letzterem sollte jedoch in regelmäßigen Abständen die Repräsentanz des Meßprofils für die Zustände im gesamten Querschnitt mit Vielpunktmessungen überprüft werden.

Die Küste, 42 (1985), 1-318

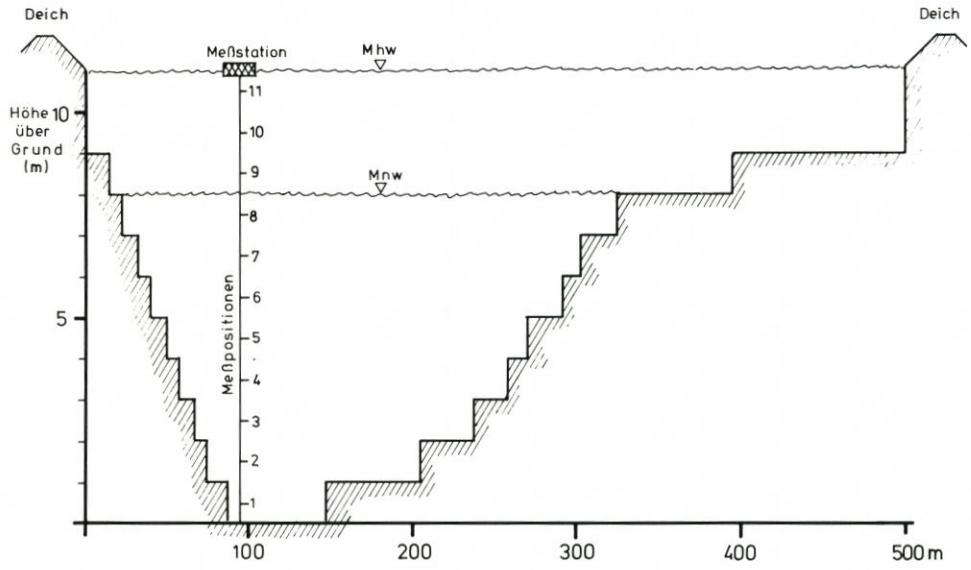


Abb. 1. Fiktiver Querschnitt eines Tideflusses

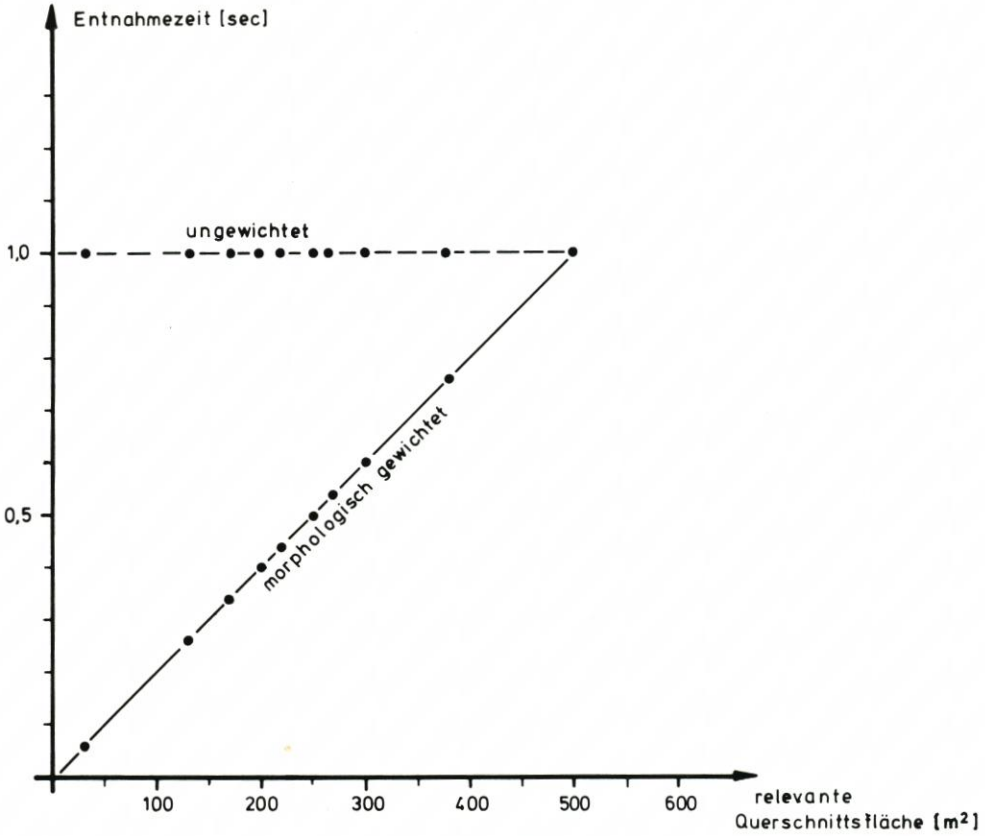


Abb. 2. Querschnittsfläche als Funktion der Wasserhöhe über der Sohle gemäß Abb. 1

Voraussetzung für die Erfassung von Meßparametern ist zunächst die Kenntnis der Querschnittsfläche (Qf) als Funktion der Wasserhöhe (d) über der Sohle (Abb. 2) sowie die Strömungsgeschwindigkeit an der Meßposition. Der relevante Meßbereich (Mb) des Querschnitts für eine Meßposition (MP) ergibt sich dann zu:

$$Mb_{MP} = Qf\,(d_2) - Qf\,(d_1), \text{ mit } d_2 > d_1$$

Hieraus wird deutlich, daß die Meßpositionen im Profil im Vorwege festgelegt werden müssen. Unter der Annahme einer konstanten Meßzeit an allen Meßpositionen folgt für den gewichteten Meßwert (MWg) an einer Meßposition:

$$MWg\,(n) = MW \cdot [Mb_{MP}\,(n) \cdot v\,(n)]$$

mit n = Nr. der Meßposition
MW = Meßwert
v = Strömungsgeschwindigkeit

Die Berechnung des vertikalen Mittelwertes (VM) erfolgt jetzt aus den gewichteten Meßwerten (MWg):

$$VM = \frac{\sum_{n=1}^{m} MWg\,(n)}{\sum_{n=1}^{m} [Mb_{MP}\,(n) \cdot v\,(n)]}$$

mit m – Anzahl der Meßpositionen im Vertikalprofil.

Der zeitliche Versatz in der Aufnahme der gewichteten Meßwerte ist bei homogenen Verhältnissen vernachlässigbar, wenn die Messung im Vertikalprofil weniger als 10 Minuten dauert. Bei sehr heterogenen Verhältnissen und häufig auftretenden Variationen der Werte der Parameter darf die Aufnahme des Vertikalprofils nicht die Zeitdauer der Variationen überschreiten.

Zur Berechnung von Mittelwerten über längere Zeiträume werden bei konstantem Wasserstand und Zeitabstand der Meßwertaufnahme die vertikal integrierten Werte arithmetisch gemittelt.

Bei wechselnden Wasserständen (W), z. B. im Tidegebiet, muß zur Berechnung von Langzeitmitteln (LMW), z. B. für eine Tide oder Halbtide, die Mittelbildung aus den gewichteten Meßwerten der einzelnen Positionen erfolgen:

$$LMW\,(W) = \frac{\sum_{n=1}^{k} MWg\,(n)}{\sum_{n=1}^{k} [Mb_{MP}\,(n) \cdot v\,(n)]}$$

mit k = Anzahl der Messungen im Langzeitraum.

Hierbei ist eine Zeitkonstanz zwischen den einzelnen Meßwertaufnahmen Bedingung. Da aber, insbesondere bei Messungen in mehreren Profilen, durch Schiffsverkehr, Geräteausfall etc. die Zeitkonstanz in der Regel nicht einzuhalten ist, sollte bei der Mittelung der Langzeitmessungen der Zeitabstand (ZA) zwischen der Aufnahme der einzelnen Vertikalprofile und der wechselnde Wasserstand in die Wichtung mit eingehen:

$$LMW\,(W, ZA) = \frac{\sum_{n=1}^{l} [VM\,(n) \cdot ZA\,(t) \cdot W\,(t)]}{\sum_{n=1}^{l} [ZA\,(t) \cdot W\,(t)]}$$

mit $ZA\,(t) = \frac{1}{2}\,[ZP\,(n) - ZP\,(n-1)] + [ZP\,(n+1) - ZP\,(n)]$

$W\,(t) = \frac{1}{2}\,[W\,(n) - W\,(n-1)] + [W\,(n+1) - W\,(n)]$

ZP = Zeitpunkt der Messung

l = Anzahl der Vertikalprofile im Langzeitraum

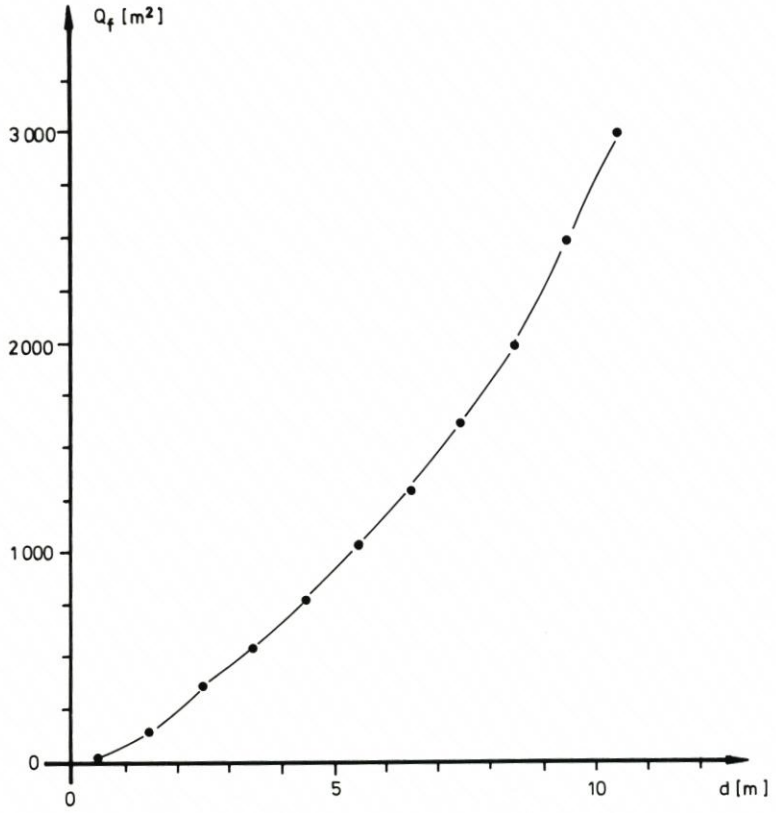


Abb. 3. Entnahmezeit für Wasserproben als Funktion der relevanten Querschnittsfläche für die Meßposition (Grundlage: Profil in Abb. 1)

Bei Anwendung der MOSTRA-Methode auf die Entnahme von Wasserproben ist die Wichtung nicht über eine Berechnung möglich. Um strömungsabhängig zu beproben, muß die Entnahme isokinetisch, d. h. ohne Stau oder Sunk im Einlaßquerschnitt der Probeleitung, erfolgen. Die Morphologierelevanz wird parallel dazu über die Entnahmezeit geregelt, die sich von Meßposition zu Meßposition ändert und an der Oberfläche ihren größten Wert im Profil erreicht. Hierfür ist es nötig, eine Eichkurve der Entnahmezeit als Funktion der relevanten Querschnittsfläche, für die die Beprobung repräsentativ sein soll, zu erstellen (Abb. 3).

Eine parallele Anwendung der MOSTRA-Methode auf mehrere Parameter und die Probenahme gestattet es, im Anschluß an die Analyse der Proben einen direkten Vergleich zwischen Analyseergebnissen und Parametern durchzuführen.

4. Voraussetzungen zur Anwendung

Die Anwendung der MOSTRA-Methode ist gebunden an einige apparative Voraussetzungen:

1. Das Probenahmegerät muß für eine isokinetische Beprobung geeignet sein.
2. Zur Wichtung der Meßwerte und Berechnung der Entnahmezeiten ist der Einsatz eines modernen Prozeßrechners notwendig.
3. Langzeitmessungen mit genügender Meßdichte können nur mit automatischen Meßstationen (NEUMANN, 1985) durchgeführt werden.

Die Anwendung des Verfahrens ist nur möglich bei genauer Kenntnis der Morphologie des Querschnitts und der Strömungsgeschwindigkeit an der Meßposition.

Weitere Voraussetzung ist die Kenntnis der Korrekturfaktoren für die Meßwerte eines Profils, bezogen auf den Querschnitt. Diese können je nach Parameter unterschiedlich sein und müssen ebenso wie die Eichkurven der Probenahme durch Vergleichsmessungen über den Querschnitt erstellt werden.

5. Vergleichsbeispiele

Zum Vergleich der Ergebnisse von Meßparametern, beschickt nach dem MOSTRA-Verfahren, mit denen der arithmetischen Mittelung im Vertikalprofil werden die beiden Parameter Strömungsgeschwindigkeit und Salzgehalt betrachtet. Zwei fiktive Darstellungen (Abb. 4 A u. B) zeigen das typische Bild der vertikalen Strömungs- und Salzgehaltsverteilung im Mündungsgebiet der Ästuare (MANGELSDORF u. SCHEURMANN, 1980).

Das Ergebnis der berechneten Größen zeigt Abb. 5. Die Abweichungen von den ange-

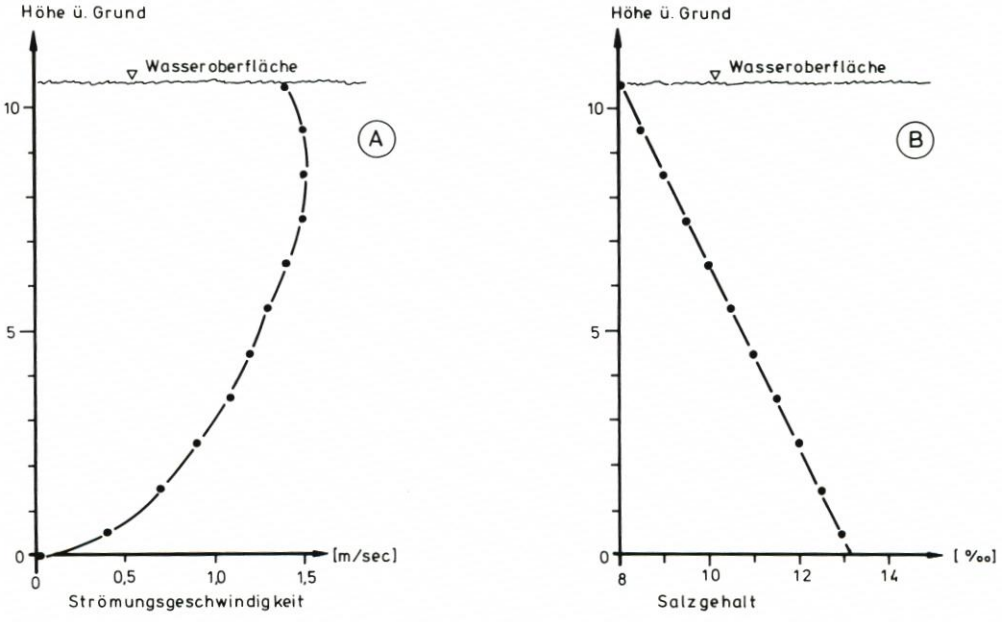


Abb. 4. A – Fiktive Geschwindigkeitsverteilung im Vertikalprofil eines Flusses. B – Fiktive Salzgehaltsverteilung im Vertikalprofil eines Tideflusses

Meß Pos.	Höhe über Grund (m)	QB (m)	Qf (m²)	Meßwerte v̄ gew. (m/s)	v̄	S̄ gew. (‰)	S̄	Entnahmezeit Q gew. (sec)	Q u.v gew. (sec)	un- gew. (sec)	%-Abweichg. IX/X (%)	X/XI (%)
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII
1	0,5	60	30	0,4	12	13,0	156	0,06	0,02	1	4	98
2	1,5	130	160	0,7	91	12,5	1138	0,26	0,18	1	8	82
3	2,5	170	360	0,9	153	12,0	1836	0,34	0,31	1	3	69
4	3,5	200	560	1,1	220	11,5	2530	0,40	0,44	1	4	56
5	4,5	220	780	1,2	264	11,0	2904	0,44	0,53	1	9	47
6	5,5	250	1030	1,3	325	10,5	3413	0,50	0,65	1	15	35
7	6,5	270	1300	1,4	378	10,0	3780	0,54	0,76	1	22	24
8	7,5	300	1600	1,5	450	9,5	4275	0,60	0,90	1	30	10
9	8,5	380	1980	1,5	570	9,0	5130	0,76	1,14	1	38	14
10	9,5	500	2480	1,5	750	8,5	6375	1,00	1,50	1	50	50
11	10,5	500	2980	1,4	700	8,0	5600	1,00	1,40	1	40	40
Summe			2980		3913		37136	5,92	7,73	11		
Mittelwerte				1,2	1,3	10,5	9,5				20	48
Differenzen					12 %		11 %					

I - Meßposition
II - Wasserhöhe über Grund (m)
III - Querschnittsbreite (m)
IV - Querschnittsfläche (idealisiert) unter der Meßpositionshöhe (m²)
V - Meßwert der Geschwindigkeit (m/sec)
VI - Durchfluß an der Meßposition, bzw. gewichtete Geschw. (m³/sec)
VII - Salzgehalt (‰)
VIII - gewichteter Salzgehalt (‰ m³/sec)
IX - mit der Querschnittsfläche gewichtete Entnahmezeit (sec)
X - mit der Querschnittsfläche und der Geschwindigkeit gewichtete Entnahmezeit (sec)
XI - ungewichtete Entnahmezeit (sec)
XII - %-Abweichungen der gewichteten Entnahmezeiten IX und X bez. auf XI
XIII - %-Abweichungen der gewichteten Entnahmezeit X und der ungewichteten Entnahmezeit XI

Abb. 5. Berechnung vertikaler Mittelwerte anhand der Vorgabe fiktiver Meßdaten und Randbedingungen

nommenen, vertikal integrierten Naturgegebenheiten sind danach beim Salzgehalt 11 % und beim Strömungsmittel 12 %. Bei größeren Gradienten bzw. beim Auftreten von Sprungschichten nehmen die Abweichungen zu. Große Differenzen zeigt der Vergleich im Hinblick auf die Entnahme von Wasserproben. Im vertikalen Mittel beträgt der Fehler dabei 48 % beim Vergleich von morphologieadäquater und isokinetischer zu kontinuierlicher Entnahme. Die größten Differenzen treten hier im Sohlbereich auf (98 %), wie Abb. 5 zeigt. Das schwebstoffhaltige Bodenwasser geht damit überrepräsentativ in die vertikale Mittelbildung ein. Aussagen über die Konzentration oder die Fracht durch den Querschnitt basieren somit auf zu hohen Werten.

Anhand dieser Vergleichsbeispiele zeigt sich, daß es notwendig ist, Messung und Probe-

nahme der Morphologie des Querschnitts und der an der Meßposition vorherrschenden Strömung anzupassen, um den wahren Naturgegebenheiten nahezukommen.

6. Schriftenverzeichnis

Arbeitsgemeinschaft der Länder zur Reinhaltung der Weser: Weserlastplan 1982. Bremen, 1982.

Arge Elbe: Wassergütedaten der Elbe 1980. Hamburg, 1981.

Christiansen, H.: Über den Transport suspendierter Feststoffe in Ästuarien am Beispiel der Elbemündung bei Neuwerk. Hamburger Küstenforschung, H. 28, 1974.

Christiansen, H.: Erste Ergebnisse aus Schwebstoffmessungen mit dem CUX-SAMPLER in der Elbe. Die Küste, H. 42, 1985.

DIN 4049, Teil 1: Hydrologie quantitativ. 1979.

DVWK: Regeln zur Wasserwirtschaft. 1984.

Fanger, H.-U., Neumann, L. J. R., Ohm, K. u. Riethmüller, R.: MASEX '83. Eine Untersuchung über die Trübungszone der Unterweser. Die Küste, H. 42, 1985.

Freie und Hansestadt Bremen, Senator für Gesundheit und Umweltschutz, Senator für Bauwesen – Wasserwirtschaftsamt: Meßprogramm Weser in Bremen (MEWEB). 1983.

Goehren, H.: Untersuchung über die Sandbewegung im Elbmündungsgebiet. Hamburger Küstenforschung, H. 19, 1971.

Hinrich, H.: Ermittlung von Schwebstoffgehalt und Schwebstofffracht der Elbe im Bereich Hitzacker in den Jahren 1960–1971. Wasser und Boden, 3-73, 1973.

Hülsemann, J.: Schlicktransport und Sedimentation in deutschen Tideästuaren. Unveröffentl. Bericht des KFKI-Projektes „Verhalten von Schlick und Schwebstoffen in Tideästuaren", 1981.

Inter-Agency Committee on Water Resources: Measurement and Analysis of Sediment Loads in Streams. Report No. 14, 1963.

Mangelsdorf, J. u. Scheurmann, K.: Flußmorphologie. 1980.

Michaelis, W. u. Knauth, H.-D. (Hrsg.): Das Bilanzierungsexperiment 1982 (BILEX '82) auf der Unterelbe. Forschungszentrum Geesthacht, GKSS 85/E/3, 1985.

Neumann, L. J. R.: AMO – Die Automatische Meßstation Oortkaten – Meßsystem zur Sammlung von Schwebstoffproben und Messung von Begleitparametern. Die Küste, H. 42, 1985.

Die Küste, 42 (1985), 1-318

MASEX '83, eine Untersuchung über die Trübungszone der Unterweser

Von Hans-Ulrich Fanger, Lothar Neumann, Klaus Ohm und Rolf Riethmüller

Zusammenfassung

Zur Beobachtung des Verhaltens von Sediment und Schwebstoffen wurde in der Unterweser im Bereich der Trübungswolke und in der Schlickzone eine Woche vom Schiff aus und mit mehreren verankerten Meßgeräten gearbeitet. Es wurden ein Gerätevergleich zwischen Gammasonde und Kernentnahmegerät und Messungen zur Veränderung der Schlickmächtigkeit durchgeführt. Mit Hilfe der verankerten Strömungsmesser wurde festgestellt, daß im Wasserkörper in 1 m über Grund kein Reststrom bei Unterweserkilometer 57 vorlag. Mit der Multisonde wurden synoptische Darstellungen von Salzgehalt und optischer Attenuation gewonnen, aus deren Vergleich Erosion und Sedimentation von advektivem Transport qualitativ getrennt werden können.

Summary

A one-week survey of the turbidity maximum in the Weser Estuary was conducted in the Fall of 1983 using the survey ship RV "Victor Hensen". Supplemental measurements were taken using in-situ current – conductivity – temperature – turbidity meters. The thickness of the bottom mud was determined using a gamma-ray transmission probe and compared with core sample analysis. The location of no-net tidal averaged bottom flow was determined to be at km 57. The off-ship measurements were taken using a CTD probe combined with a light attenuation meter. A comparison between salinity and attenuation patterns gives insight into the relative importance of erosion, sedimentation and advective transport.

Inhalt

1. Einführung 172
2. Planung und Durchführung der Messungen 172
   2.1 Meßstrategie 172
   2.2 Meßgeräte 174
      2.2.1 Geräte zur Untersuchung der Gewässersohle 174
      2.2.2 Geräte für Untersuchungen im Wasserkörper 175
   2.3 Durchführung der Messungen 176
3. Auswertung und Ergebnisse 176
   3.1 Auswertung der Messungen an der Gewässersohle 176
      3.1.1 Vergleich Gammasonde – Kernentnahmegerät 176
      3.1.2 Veränderung der Schlickmächtigkeit 176
   3.2 Auswertung der Messungen in der Wassersäule 179
      3.2.1 Die Daten der verankerten Meßsonden 180
      3.2.2 Entwicklung des Salzgehalts und des Schwebstoffes 182
4. Diskussion 186
5. Danksagung 186
6. Schriftenverzeichnis 187

1. Einführung

Zur Erfassung der Bedingungen, unter denen Schlick gebildet wird, wurde im Rahmen des KFKI-Projektes „Schlick und Schwebstoffe in Ästuaren" 1982 bei Nordenham eine Meßstation errichtet. Sie besteht aus einem Doppelpfahl mit einer Geräteplattform und einem vertikal straff gespannten Seil zum Positionieren von Geräten im Fluß. Der Ort wurde so gewählt, daß er zwar einerseits die Schiffahrt nicht behindert, andererseits aber nahe am Zentrum der Trübungswolke gelegen ist, wo am Boden auch Schlick erwartet werden konnte. Beobachtungen ergaben nun, daß im Jahr 1983 dort ungewöhnlich geringe Schlickmengen am Boden lagerten; lediglich in einer etwa 1,5 km langen Rinne im Fahrwasser stromaufwärts vom Pfahl fanden sich nennenswerte Schlickablagerungen (Abb. 1). Damit war das ursprüngliche Konzept nicht mehr haltbar. Einer neuen Meßstrategie lag folgende Fragestellung zugrunde:

Wenn die Schlickflächen so überraschend verlagert oder gar aufgelöst werden können, wie groß ist dann ihre Beweglichkeit? Sind Umlagerungen während einer oder einiger weniger Gezeiten beobachtbar? Besteht eine Korrelation zwischen Schlickmächtigkeit am Boden und Schwebstoffkonzentration in der Wassersäule? Damit hängt die Frage zusammen, ob der in der Wassersäule beobachtete Schwebstoff durch Aufwirbeln des darunterliegenden Bodenmaterials (Erosion) oder aber von weiter entfernten Gebieten herantransportiert wird (advektiver Transport).

Für das außerordentlich komplexe Geschehen im Ästuar sind einige theoretische Konzepte zur Beschreibung entwickelt worden, die großenteils gezeitengemittelte, später auch in zunehmendem Maße instationäre Aussagen liefern. Die Anwendung solcher Modelle setzt jedoch die Verfügbarkeit von Naturmeßdaten zur Eichung und Verifikation voraus. Durch Beobachtungen sollte ein Einblick in die Naturverhältnisse in der Weser gewonnen werden. Weil bei dieser Meßkampagne auch die neuentwickelte Gammasonde eingesetzt werden sollte, wurde ein Gerätevergleich mit dem Kernentnahmegerät eingeplant. Das Experiment fand vom 26.–31. 9. 1983 statt und wurde MASEX '83 (Mud and Suspended Sediment Experiment) genannt.

2. Planung und Durchführung der Messungen

Diese vielfältige Fragestellung führte zu einer Reihe von gleichzeitig durchzuführenden Meßaufgaben. Die Dauer der vielen verschiedenen Arbeiten auf einer Station schränkte am stärksten die Forderung nach einem möglichst engen Netz von Daten ein. Eine weitere Beschränkung ergab sich daraus, daß nicht so viele Geräte einsetzbar waren, wie es die Aufgabe gefordert hätte. Die Durchführung selbst wurde bei den großen navigatorischen Problemen durch günstiges Wetter erleichtert.

2.1 Meßstrategie

Ein Meßprogramm in Tidegewässern sollte eine zeitliche Folge von Darstellungen der Naturverhältnisse in dem Gebiet liefern. Damit kann man die örtliche und die zeitliche Veränderung der Größen unabhängig voneinander diskutieren, was eine wichtige Grundlage der physikalischen Behandlung eines Problems darstellt. Eine synoptische Aufnahme ist hier mit mehreren Schiffen oder verankerten, synchron registrierenden Meßgeräten möglich, die

Die Küste, 42 (1985), 1-318

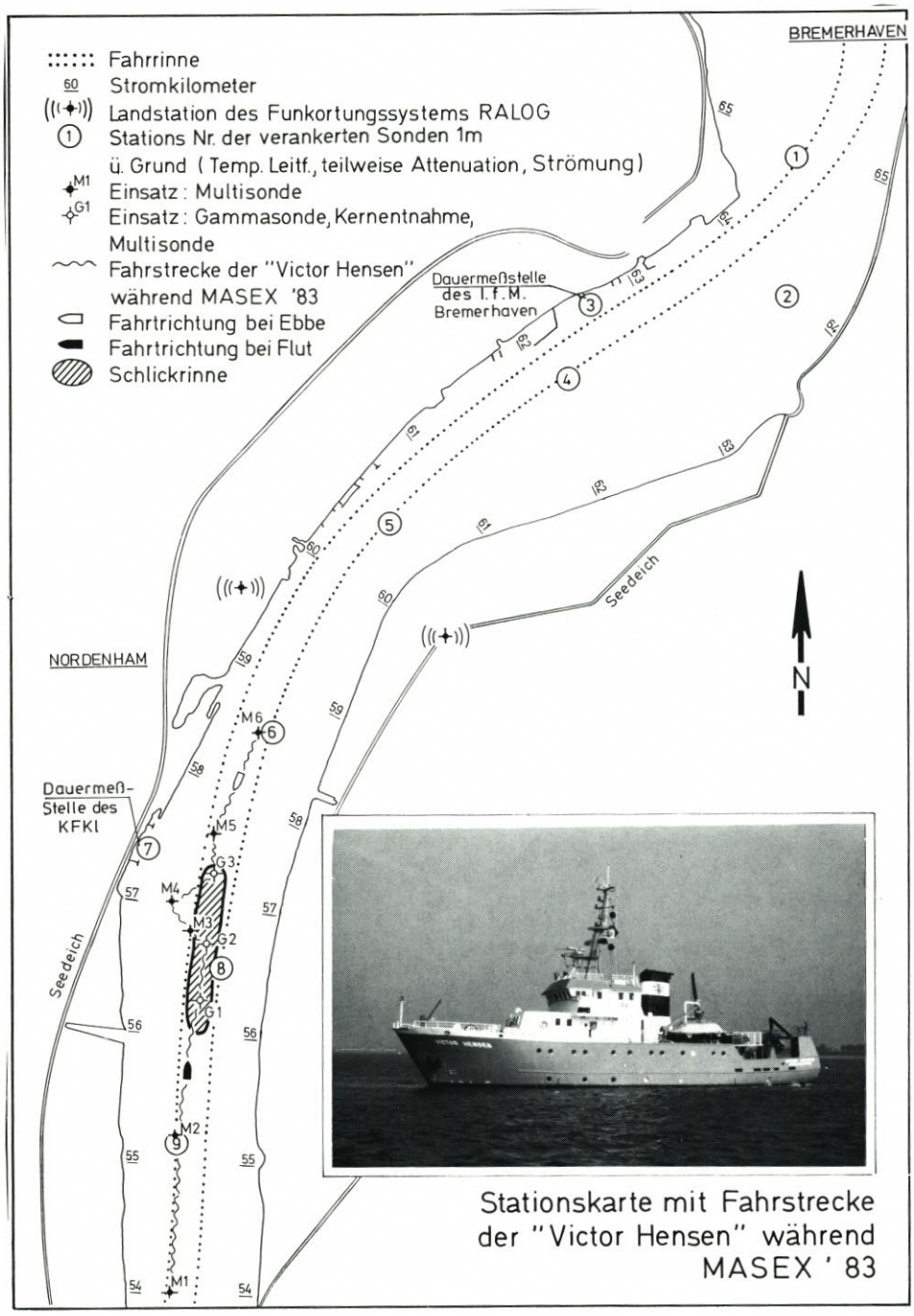


Abb. 1. Stationskarte des Untersuchungsgebietes

auf Schiffahrtsstraßen jedoch nur am Rand des Fahrwassers eingesetzt werden können. Für Profilmessungen in der Wassersäule der Fahrrinne kommen manövrierfähige Geräteträger, also Schiffe, in Betracht. Leider konnte für die Kampagne nur ein Meßschiff abgestellt werden. Mit ihm war es nicht mehr möglich, ein größeres Gebiet um die erwähnte Schlickrinne von ca. 10 km in kurzer Zeit, verglichen mit der Tidendauer, abzufahren. So mußte ein Kompromiß gefunden werden zwischen der Größe des Gebietes, der Anzahl der Meßstationen und der Häufigkeit, mit der die Stationen angefahren werden sollten. Als Stationsabstand in Längsrichtung wurde 1 km vorgesehen (in der Schlickrinne enger), als zeitliches Intervall zwischen zwei Messungen auf derselben Position wurden 2 h zugelassen, weil damit noch sechs Meßpunkte während einer Gezeit erhalten wurden. Bei diesen Vorgaben konnte unter Berücksichtigung der Fahrgeschwindigkeit und Stationsdauer ein etwa 5 km langer Flußabschnitt als Länge des Meßgebietes mit dem Schiff bearbeitet werden. Die Dauer der Messung von einer Woche sollte mehrere Gezeiten überdecken, um Mittelwerte bilden und Tendenzen der Erosion erkennen zu können; andererseits sollte die 14tägige Ungleichheit der Gezeiten noch keinen wesentlichen Einfluß haben.

Das so eingegrenzte Gebiet sollte mit neun verankerten Strömungsmessern, zum Teil auch mit optischen Aufnehmern ausgerüstet, großräumig verteilt auf 12 km, überdeckt werden. Diese Geräte, die 1 m über Grund verankert wurden, sollten Anhaltspunkte zur zeitlichen Interpolation und zum Eintrag in das eigentliche Meßgebiet liefern.

Abb. 1 zeigt die Lage der Stationen. Die verankerten Sonden sowie die Landstationen des Funkortungssystems mußten einige Zeit vor der Meßaktion ausgebracht werden. Für die Landstationen standen wegen der geforderten Antennenhöhe nur wenige Plätze zur Auswahl. Wie sich später herausstellte, hätten die überaus günstigen Signalverhältnisse es erlaubt, mit dem Schiff weiter stromaufwärts zu fahren und damit das Schlickgebiet im Zentrum des abgefahrenen Stromabschnittes zu untersuchen.

In dem Abschnitt über die Datenauswertung wird gezeigt, wie aus den in diesem Stationsnetz gemessenen Profilen durch Interpolation ein synoptisches Bild entwickelt wurde.

2.2 Meßgeräte

Gemäß dem Einsatz der Geräte ist zu unterscheiden in solche, die der Untersuchung der Gewässersohle dienten, und solche, die für die Erfassung hydrographischer Daten in der darüberliegenden Wassersäule oder in der näheren Umgebung verwendet wurden. Entsprechend werden die Geräte vorgestellt.

2.2.1 Geräte zur Untersuchung der Gewässersohle

Zur Messung der Schlickmächtigkeit stand zum einen eine im Rahmen dieses KFKI-Projektes entwickelte Gammasonde (Fanger et al., 1985a) zur Verfügung. Wesentliches Merkmal der Sonde ist eine Absorptionsmeßstrecke, bei der die Schwächung von Gammastrahlung durchs Sediment gemessen wird; hieraus kann auf die Dichte des Materials geschlossen werden. Als Hilfsgrößen werden Neigungswinkel und Druck gemessen, um Schräglage und Tiefe des Profils zu bestimmen.

Zum anderen sollte die Mächtigkeit und Konsistenz des Schlicks aus Proben mit einem Kernentnahmegerät (Abb. 2) ermittelt werden, das vom WSA Bremerhaven entwickelt worden war. Dabei handelt es sich um ein Rohr, das in einem dreibeinigen Gestell geführt wird.

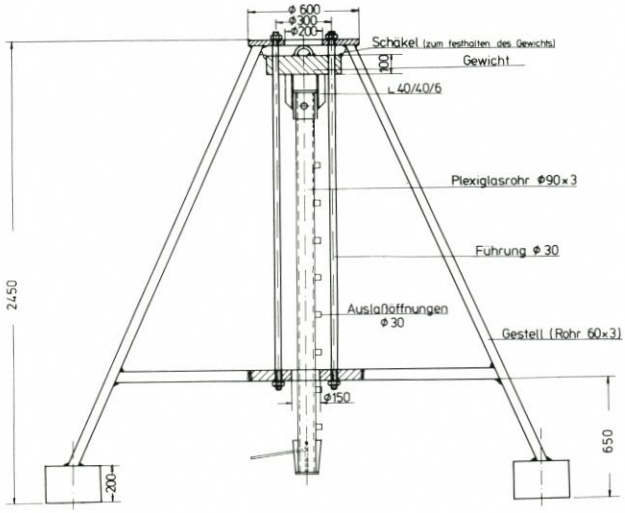


Abb. 2. Kernentnahmegerät in Seitenansicht. Alle Maße in mm

Gegen Probenverlust wird das Rohr oben und unten mit einer Klappe verschlossen. Flüssige Proben sind durch Hähne längs des Rohrs im Abstand von jeweils 200 mm entnehmbar. Zur Tiefenbestimmung dient ein hochauflösender Druckmesser von Bell & Howell, Typ BHL-4050. Das Anzeigegerät löst die maximale Einsatztiefe von 20 m auf 10 mm auf.

Von entscheidender Bedeutung bei der Messung der Schlickmächtigkeit ist die Bestimmung des Meßortes. Hierzu wurde das Funkortungssystem RALOG 22 von Krupp-Atlas verwendet (Fanger et al., 1985b), das mit zwei Landstationen und einem Bordgerät im phasengekoppelten Sender/Empfänger-Betrieb arbeitet. Mit dem Gerät an Bord wird die Phasenverschiebung durch den Dopplereffekt, der durch die Schiffsgeschwindigkeit erzeugt wird, ausgewertet. Da auf diese Weise nur Ortsveränderungen, aber nicht die absoluten Ortskoordinaten bestimmt werden, sind systembedingt zu Beginn der Messungen die Koordinaten einer bekannten Anfangsposition einzugeben. Die Ortsauflösung beträgt 1 cm, die Genauigkeit 1 m, womit bei weitem die durch nautische Manöver erreichbare Präzision übertroffen wird. Die Sender wurden auf dem Radarturm Luneplate und dem Oberfeuer Reitsand-Flagbalgersiel installiert. Das System arbeitete einwandfrei und wies nach einer Woche eine Drift von weniger als 1 m auf.

2.2.2 Geräte für Untersuchungen im Wasserkörper

Die Schwebstoffkonzentration an den festen Stationen der Fahrrinne wurde mit Attenuationsmeßgeräten (Krause u. Ohm, 1984) gemessen. Es handelt sich dabei um optische Geräte, die an Strömungsmeßgeräte von Aanderaa angekoppelt werden, wobei die Meßergebnisse auf dem Magnetband des Strömungsmeßgerätes aufgezeichnet werden. Diese Geräte erfassen neben der Strömungsrichtung und -geschwindigkeit noch die Leitfähigkeit und die Temperatur, so daß der Salzgehalt errechnet werden kann. Sie wurden in Verankerungen etwa 1 m über Grund ausgebracht und lagen zwischen 6 und 12 m unter NN.

Das gleiche optische System wurde am Meßpfahl bei Nordenham verwendet, nur war es hier an ein Moby-System (Hersteller: ME, Trappenkamp) zur Datenregistrierung gekoppelt.

An Bord von FS „Victor Hensen" wurde eine fierbare Multisonde (Hersteller: ME, Trappenkamp) eingesetzt, die mit Meßaufnehmern für Druck, Temperatur, Leitfähigkeit und Attenuation versehen war und acht Meßwertsätze pro Sekunde lieferte. Die optische Meßstreckenlänge betrug 40 mm, womit nicht so hohe Schwebstoffkonzentrationen erfaßt werden können wie mit den 10 mm langen Strecken der verankerten Meßgeräte.

2.3 Durchführung der Messungen

Mit der Multisonde wurden in der Zeit vom 26. bis 30. September 1983 an neun Positionen über 300 Profile der obengenannten Größen gemessen. Mit der Gammasonde und dem Kernentnahmegerät wurden 159 Dichteprofile an drei Stationen während derselben Zeit aufgenommen. Es herrschten günstige Wetterbedingungen mit Windstärken unter 2 der Beaufortskala, so daß Tag und Nacht alle 15 Minuten ein Profil gemessen werden konnte, bis auf Stärke 6 aufbrisende Winde nach etwa 60 h zum Abbruch zwangen. Die hydrographischen Bedingungen waren ebenso gleichbleibend, die Abflußmenge bei Intschede war mit 130 m^3/s gering, aber für die Jahreszeit normal, der mittlere Tidenhub entsprach mit 3,93 m dem erwarteten Wert, wie auch der mittlere Wasserstand von NN − 0,17 m. Von den neun verankerten Geräten wurde auf den Positionen 5, 6 und 8 über Strömung, Temperatur und Leitfähigkeit hinaus auch die optische Attenuation gemessen. Die optische Meßstrecke auf Position 8 fiel aus. Es wurde aber auch auf die Interpretation der Ergebnisse der übrigen verzichtet, weil die erwähnte ungleiche Streckenlänge den Anschluß der Werte fragwürdig erscheinen ließ.

3. Auswertung und Ergebnisse

Die Auswertungen der Messungen der Gewässersohle behandeln den Vergleich zwischen Gammasonde und Kernentnahmegerät sowie eine Untersuchung über mögliche Sedimentation oder Erosion, ermittelt aus den Daten der Gammasonde. Die Beobachtungen in der Wassersäule zeigen eine Darstellung der Restströme 1 m über Grund und eine Zeitreihe über sechs Tiden, ausgewählt aus einer Reihe von Darstellungen der Ergebnisse der verankerten Strömungsmesser, sowie die synoptische Entwicklung von Salzgehalt und Trübung, wie sie mit der Multisonde beobachtet wurde. Das hier nicht vorgelegte Material ist in Berichtsheften zusammengefaßt (Neumann, 1984).

3.1 Auswertung der Messungen an der Gewässersohle

Bereits bei Durchführung der Messungen stellte sich heraus, daß trotz der hochgenauen Ortsbestimmungen die Präzision, mit der eine Schiffsposition erreicht und gehalten werden konnte, nicht befriedigend sein würde. Durch die Fülle des Beobachtungsmaterials wurden dennoch genügend beieinanderliegende Meßpunkte erzielt, die zu Resultaten führten.

3.1.1 Vergleich Gammasonde – Kernentnahmegerät

Das Kernentnahmegerät wurde auf den Stationen G1–G3 jeweils unmittelbar nach der Gammasonde eingesetzt. Nicht alle Proben, deren Dichte bei dem GKSS – Forschungszentrum, bestimmt wurde, waren tauglich für den Vergleich: teils arbeitete der Verschluß-

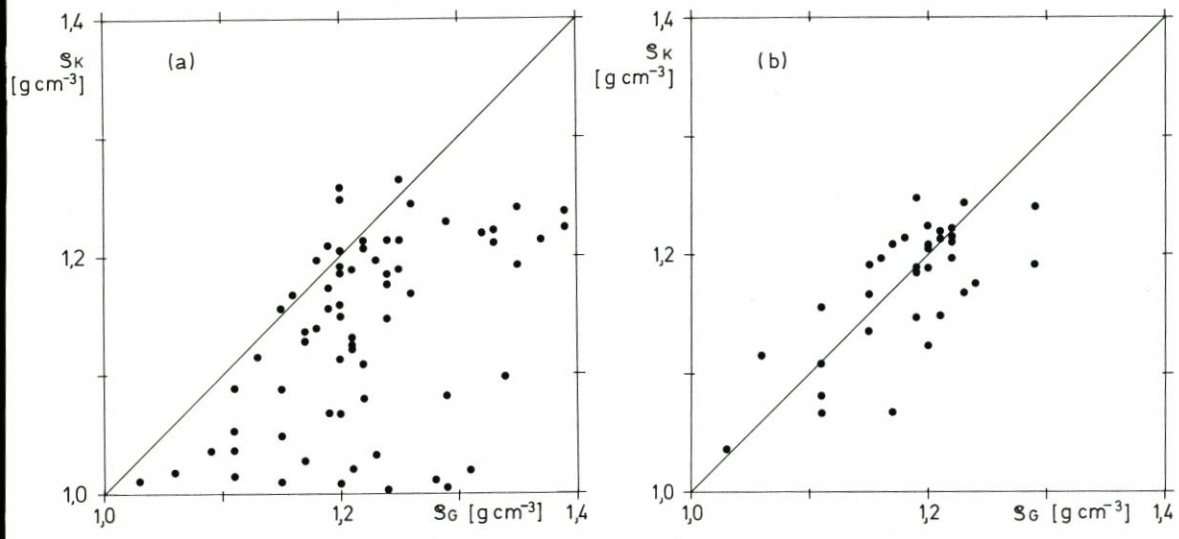


Abb. 3. Die Dichte ϱ_K, gemessen mit dem Kernentnahmegerät, aufgetragen gegen die entsprechende Dichte ϱ_G, gemessen mit der Gammasonde. a) Werte ohne Tiefenkorrektur, b) Tiefenwerte des Kernentnahmegeräts gegenüber der Gammasonde um 20 cm verrringert

mechanismus des Kernentnahmegerätes nicht zuverlässig, teils erreichte die Gammasonde durch Reibung kleinere Tiefen, oder die Dichtewerte lagen unter der Ansprechschwelle der Gammasonde von 1,02 g/cm³. Das führte dazu, daß auf Position G3 keine vergleichbaren Proben vorliegen. Aber auch auf den anderen beiden Positionen weichen einige Werte stark voneinander ab. Das kann damit erklärt werden, daß nicht auf allen Stationen die Position des Schiffes in der Zeit zwischen dem Einsatz der beiden Geräte exakt zu halten war. Insgesamt konnten 68 Werte verglichen werden. Abb. 3a weist aus, daß die Gammasonde systematisch höhere Werte anzeigt. Durch den Augenschein gestützt kann man annehmen, daß im Rohr des Kernentnahmegerätes der Kern im Vergleich zur Umgebung aufgrund der Wandreibung um etwa 20 cm verschoben wurde. Korreliert man die Meßergebnisse der Gammasonde mit jeweils denen der folgenden Tiefenstufe des Kernentnahmegerätes, wird das Ergebnis deutlich verbessert, wie Abb. 3b zeigt.

3.1.2 Veränderung der Schlickmächtigkeit

Zur Beantwortung der Frage, ob sich während des Beobachtungszeitraumes Material verlagert hat, wurden die Messungen der Gammasonde herangezogen, weil sie zuverlässige Ergebnisse versprachen. In einer ersten Stufe der Auswertung wurden die aufgenommenen Tiefenprofile der Dichte geglättet und daraus die den Dichten ϱ = 1,02 g/cm³, ϱ = 1,1 g/cm³ und ϱ = 1,2 g/cm³ zugeordneten Tiefenwerte über der Zeit aufgetragen, wobei die Tiefen mit dem Pegel Nordenham beschickt wurden (Abb. 4). Diese Isolinien schwanken um 1 m oder mehr etwa im Rhythmus der Gezeiten. Daß die Linien geringer Dichte ihre Höhenlage verändern, wurde erwartet, wenn auch in geringerem Maße. Folgende Abschätzung gibt eine Größenordnung an. In 10 m Wassersäule mit einer mittleren Schwebstoffkonzentration von 100 mg/l sind 0,1 g Schwebstoff über eine Fläche von 1 cm² enthalten. Zu einer Dichte von ϱ = 1,05 g/cm³ sedimentiert, würde diese Schicht unter Vernachlässigung des Volumens des

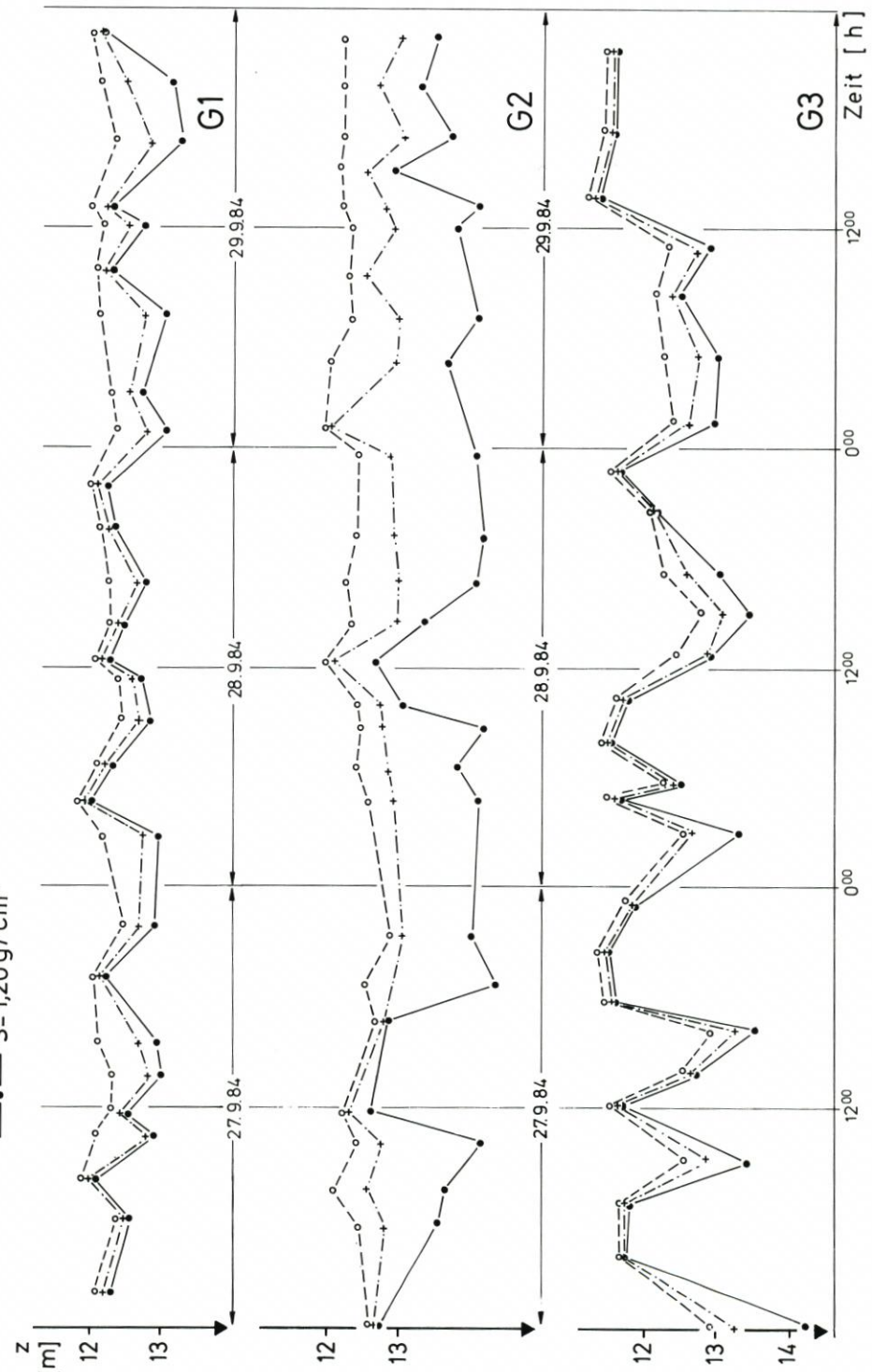


Abb. 4. Tiefenlage verschiedener Dichtehorizonte des Sediments aufgetragen über der Zeit

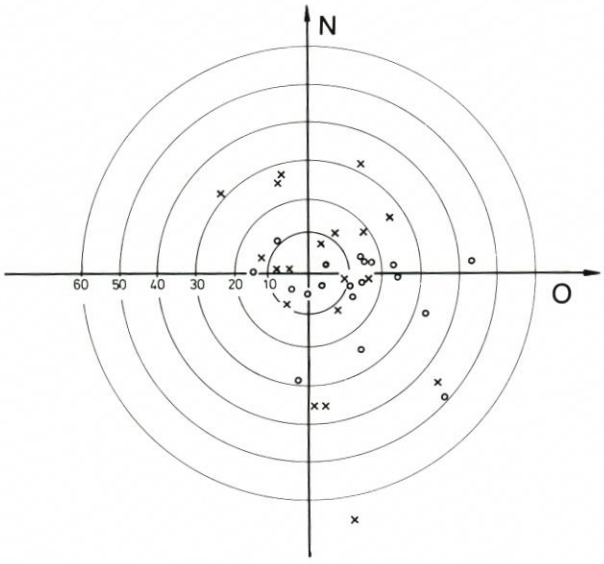


Abb. 5. Lage der Dichtemeßpositionen relativ zur Sollposition G1. Zahlenangaben in Metern. x: Positionen bei Flut. o: Positionen bei Ebbe

Schwebstoffs 2 cm stark sein. Durch Sedimentumlagerung kann aber nicht erklärt werden, warum sich der Horizont von $\varrho = 1{,}2$ g/cm³ so stark verlagert. Hier handelt es sich vielmehr um den Effekt, daß die Ungenauigkeit beim Anlaufen der Station eine veränderte Höhenlage vortäuscht. Ein „Trefferdiagramm" der Station G1 zeigt Abb. 5, der man entnimmt, daß die meisten Profile in einem Gebiet von 40 m Breite in ost-westlicher Richtung genommen wurden. In dieser Richtung genügt also eine Bodenneigung von 1 : 40, um Höhenschwankungen von einem Meter zu erzeugen. Echolotprofile bestätigen diesen Befund.

Um diesen Effekt auszuschalten, wurden solche Bodenprofile ausgewählt, deren Positionen vor allem in ost-westlicher Richtung gut übereinstimmten. Solche Beispiele sind in Abb. 6 gezeigt, wobei dann nur höchstens vier Punkte an einem Ort liegen und ein Diagramm bilden. Die Beurteilung aller dieser Darstellungen auch für die Positionen G2 und G3 legt den Schluß nahe, die Schlickmächtigkeit habe während des Meßzeitraumes leicht zugenommen; allerdings reichen für einen sicheren Befund die Daten nicht aus. Eine Veränderung während nur einer Gezeit konnte meßtechnisch nicht erfaßt werden.

3.2 Auswertung der Messungen in der Wassersäule

Wegen der eingangs erwähnten Beschränkung des Meßbereichs des Attenuationssensors der Multisonde auf $c = 125\ m^{-1}$ brachen die damit gewonnenen Attenuationsdaten 3–4 m über dem Boden ab, so daß ein Anbinden an die Ergebnisse der verankerten Geräte wegen der Lücke nicht möglich war. Daher werden für die Ergebnisse der Dauerstrommessungen hier nur zwei Beispiele gezeigt, während die Resultate der Multisonde ausführlicher dargestellt werden.

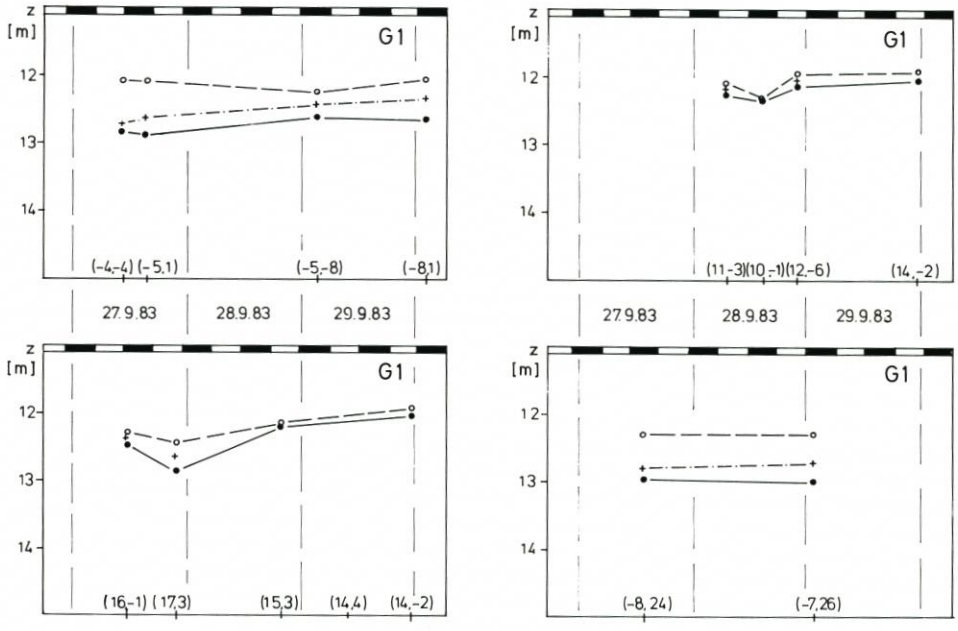


Abb. 6. Tiefenlage der Dichtehorizonte wie in Abb. 4. In jedem der vier Diagramme sind jeweils nur Meßwerte nahe beieinander gelegener Positionen eingetragen. In Klammern sind die Koordinaten (O, N) des „Trefferdiagramms" der Abb. 5 angegeben; die Zeitachse ist bei Flut schwarz gekennzeichnet

3.2.1 Die Daten der verankerten Meßsonden

Von den sechs Dauerstationen an der Fahrrinne und der Station Nr. 2 (Abb. 7) wurden die im Abstand von 5 Minuten gemessenen Strömungswerte getrennt für Ebbe und Flut vektoriell gemittelt. Diese Mittelwerte sind in der Abbildung als Pfeile mit dem Geschwindigkeitsbetrag in cm/s an die Positionen angetragen. Der Reststrom zeigt an den Stationen 1–6 stromaufwärts, an 8 und 9 stromabwärts. Dieses Ergebnis stimmt mit der Beschreibung des Salzkeils (Dyer, 1973) überein, bei dem das Süßwasser des Flusses sich über das salzreiche Meerwasser schiebt und, indem es sich mischt, Salz aus der Flußmündung heraustransportiert. Das bedingt aber aus Gründen der Kontinuität eine salzreiche Strömung an der Sohle flußaufwärts. Es gibt demnach an der Sohle einen Ort, wo keine Strömung auftritt. Wenn dieses System von Gezeiten überlagert wird, kann man nur von einer Stelle ohne Reststrom sprechen, die während des Beobachtungszeitraums bei Unterweserkilometer 57 in einer Höhe von 1 m über Grund lag.

Ein Beispiel eines Datensatzes der verankerten Meßgeräte soll von Position 5 gegeben werden. In Abb. 8 sind Temperatur T, Salzgehalt S, Attenuationskoeffizient c, Strömungsgeschwindigkeit V und Strömungsrichtung R aufgetragen. Man erkennt den gleichartigen Ablauf der Tiden. Die Attenuationsmessung hatte mit $c = 550\ m^{-1}$ entsprechend etwa 1,3 g/l Schwebstoffkonzentration ihren Maximalwert erreicht. Die Spitzen in der Geschwindigkeitsregistrierung rühren erfahrungsgemäß vom Überfahren durch große Schiffe her. Der Druck konnte nicht registriert werden, weil der Attenuationsmesser den Datenkanal belegt.

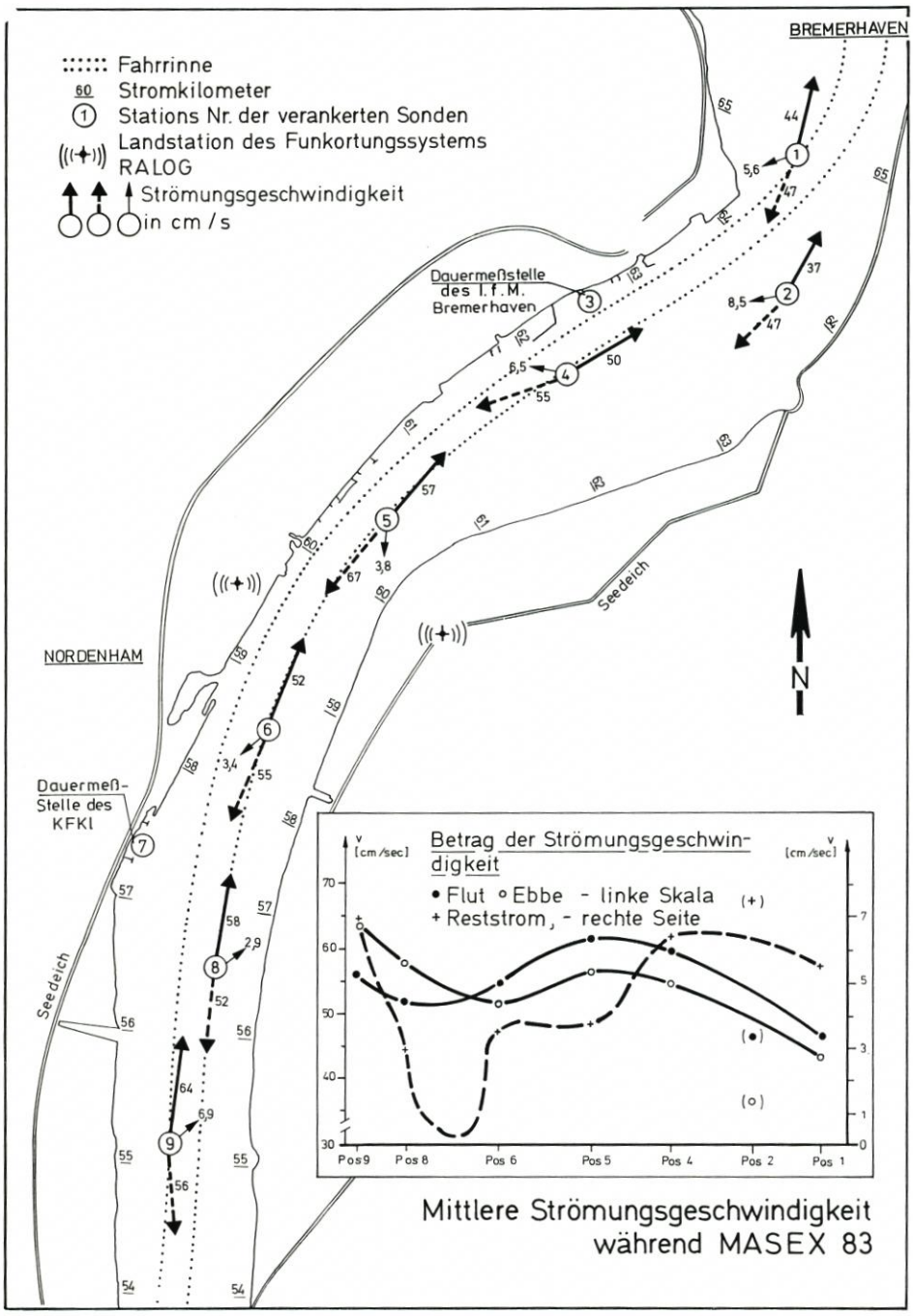


Abb. 7. Mittlere Strömungsgeschwindigkeiten für Ebbe und Flut sowie der Reststrom, gemessen mit den 1 m über Grund verankerten Strömungsmessern

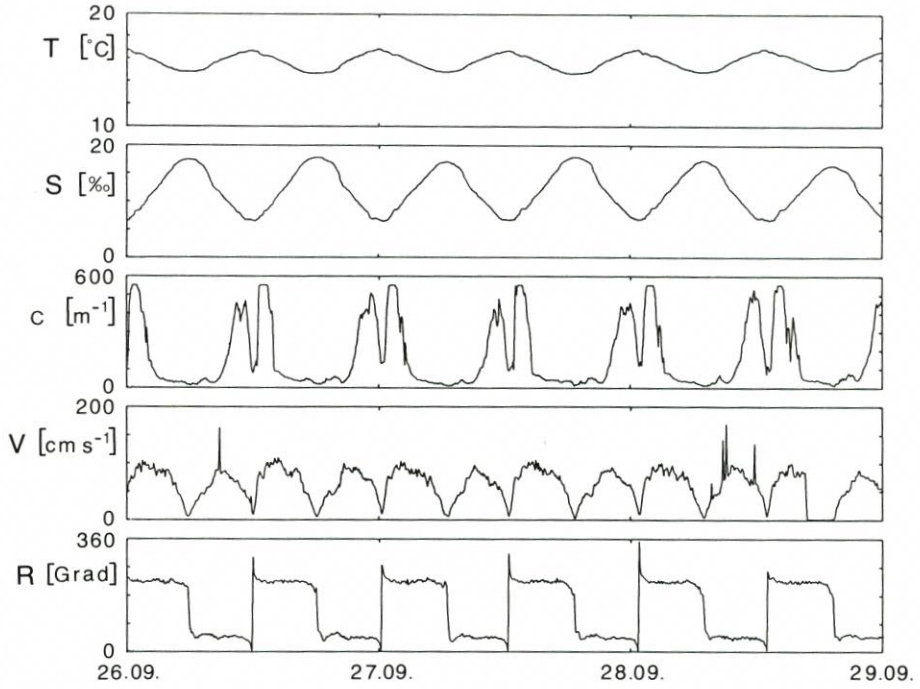


Abb. 8. Zeitreihen von Temperatur, Salzgehalt, Attenuationskoeffizient, Strömungsgeschwindigkeit und -richtung auf Position 5 über die drei Meßtage

3.2.2 Entwicklung des Salzgehalts und des Schwebstoffes

Von den neun Stationen der Multisonde wurden die sieben im Fahrwasser liegenden ausgewertet. Es wird im folgenden der aus Leitfähigkeit und Temperatur berechnete Salzgehalt als Beispiel auch für die anderen Größen beschrieben. Um zu zeigen, wie aus nicht gleichzeitig gemessenen Werten eine synoptische Darstellung gewonnen wurde, soll der Gang der Datenverarbeitung skizziert werden. Mit ihrer Hilfe wurden durch mehrfache Interpolation und Mittelung Salzgehaltsprofile errechnet, auch zu Zeitpunkten, zu denen an dem Ort nicht gemessen worden ist.

Die Tiefenprofile wurden durch arithmetische Mittelung über Tiefenstufen von je 0,5 m geglättet. Aus allen Tiefenprofilen auf einer Station wurden daraufhin Zeitreihen in verschiedenen Tiefen, bezogen auf NN, gewonnen. Die Stützpunkte im Abstand von ungefähr 2 Stunden bei einer Gesamtzeit von etwa 60 Stunden wurden glatt verbunden (Späth, 1978). Aus dieser Kurve über vier Gezeiten wurden zu ganzen Stunden nach den jeweiligen Kenterpunkten die entsprechenden Werte entnommen und jeweils die vier Werte einer Tidephase gemittelt. Um beurteilen zu können, wie die Mittelwerte zu den Meßwerten der ersten Tide passen, wurden diese als Dreiecke in Abb. 9 eingetragen. Abb. 9a zeigt ein gut passendes, 9b ein weniger typisches, nicht so gut passendes Beispiel. Für eine Station wurden 12 mittlere Verläufe über eine Tide in Tiefen zwischen 2 und 10 m unter NN erzeugt. Mit diesen Darstellungen kann man nun wieder Salzgehaltsprofile bilden, aber jetzt auch zu Zeitpunkten, zu denen an dem Ort nicht gemessen worden ist und die als interpolierte und über vier Tiden gemittelte Profile verstanden werden müssen.

Die Küste, 42 (1985), 1-318

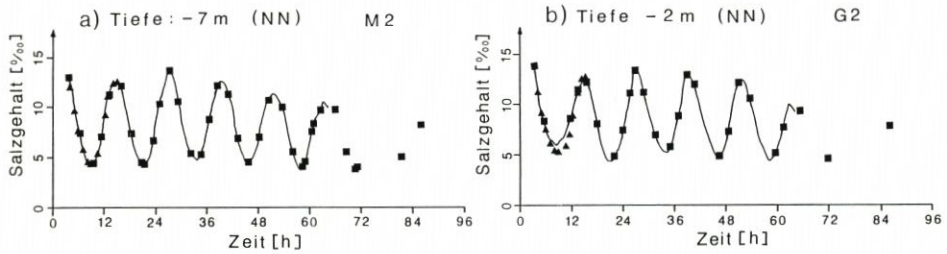


Abb. 9. Zeitlicher Verlauf des Salzgehalts über 5 Tiden in einer festen Tiefe. Die Meßwerte sind durch Splinefunktionen interpoliert. Die Dreiecke kennzeichnen die Werte der berechneten mittleren Tide

Hieraus entstand jetzt die Folge von Isoliniendarstellungen im Abstand einer Stunde, getrennt für Ebbe und Flut, dargestellt in Abb. 10 und 11. Das Verhalten der Isothermen ist nicht abgebildet; es gibt im Herbst wenig Aufschluß über die Dynamik im Ästuar, weil das Fluß- und das Seewasser etwa gleiche Temperatur haben.

Der Salzgehalt über der Schlickrinne, gekennzeichnet durch die Positionen G1–G3, schwankt zwischen 5 und 14 ‰, und die Isolinien sind schräg gestellt, wie man es auch nach dem Konzept des Salzkeils erwartet (WELLERSHAUS, 1981). Es liegt nahe, das Geschehen so zu interpretieren, daß die Gezeitenströmung eine feste Salzgehaltsverteilung bei Flut flußaufwärts, bei Ebbe flußabwärts verschiebt und dabei die Verteilung sich nicht wesentlich ändert.

Dies wurde überprüft, indem die stündlichen Längsschnitte so verschoben übereinandergelegt wurden, daß die Isolinien im Überlappungsbereich möglichst gut übereinanderpaßten. Das ergibt ein Diagramm (Abb. 12), das für die Flut einen Wasserweg von 12,5 km darstellt, für die Ebbe entsprechend 11,5 km (Abb. 13). Ähnliche Strecken erhält man, wenn man den Wasserweg an der Dauerstation 6 berechnet; er beträgt 12,5 km bzw. 11 km. An die Abszisse sind neben der Entfernung Orte und Zeiten geschrieben, um zu verdeutlichen, daß dieselbe

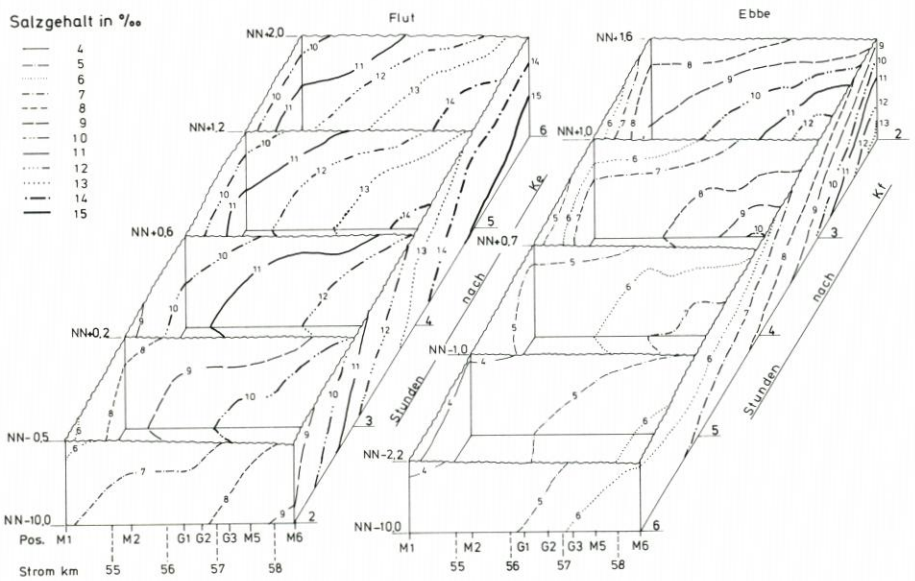


Abb. 10. Zeitliche Entwicklung des über 4 Tiden gemittelten Salzgehaltes, dargestellt in Längsschnitten von den Stationen M1 bis M6. Die Darstellung reicht nicht bis zum Grund, sondern endet bei NN – 10 m

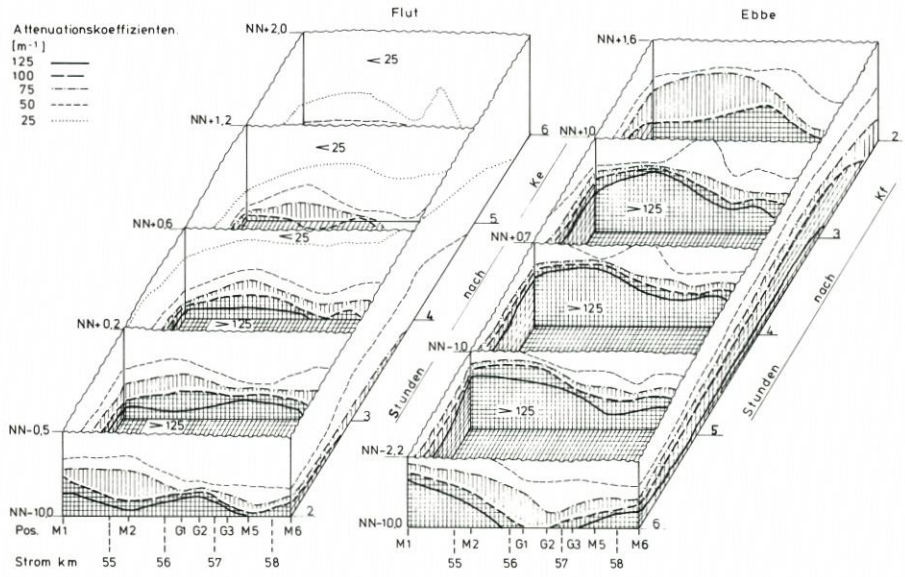


Abb. 11. Zeitliche Entwicklung des Attenuationskoeffizienten, Darstellung wie Abb. 10. In erster Näherung ist dieser Koeffizient der Schwebstoffkonzentration proportional, so daß die Abbildung direkt als zeitliche Entwicklung der Schwebstoffkonzentration verstanden werden kann

Salzverteilung sich eine bestimmte Zeit später an einem anderen Ort befindet. Das darf nun nicht großräumig so interpretiert werden, daß 11,5 km stromauf von Station M1 zum Kenterpunkt Flut der Salzgehalt an der Oberfläche 4 ‰ sei. Weil nur in einem Gebiet von 4,5 km Länge gemessen wurde, darf man auch nicht nennenswert darüber hinaus extrapolieren; das Diagramm gilt kleinräumig. Dennoch zeigt es, daß der Salzgehalt als konservative Größe einem Wasserkörper anhaftet.

Auf die gleiche Weise wie beim Salzgehalt wurden die Daten des Attenuationskoeffizienten, der für die Schwebstoffkonzentration steht, behandelt. Versucht man, diese synoptischen Isoliniendarstellungen über die des Salzgehaltes zu legen, um sie ihrem tragenden Wasserkörper zuzuordnen, stellt man fest, daß die zu verschiedenen Zeiten erfaßten Isolinien häufig nicht übereinanderpassen. Wenn an einer solchen Stelle mit fortschreitender Zeit sprunghaft höhere Konzentrationen vorliegen, müssen diese durch Erosion vom Grund bzw. durch vertikalen Transport aus Tiefen größer NN – 10 m oder aus den Seitenräumen zusätzlich eingebracht sein. Umgekehrt ist Schwebstoff bei abfallenden Konzentrationen offenbar durch Sedimentation oder Transport in die Seitenräume dem advektiven Transport entzogen worden. Man entnimmt den Abb. 12 und 13, daß zum Beginn der Ebbe und der Flut Erosion stattfindet, während 5 und 6 Stunden nach Beginn der Ebbe und am Ende der Flut Material sedimentiert.

Im mittleren Bereich der Tiden ist das nicht so klar zu sehen; es finden beide Vorgänge zugleich statt. Im mittleren Bereich der Ebbe herrschen ortsfeste Strukturen vor (Abb. 13), was bedeutet, daß zugleich Erosion oberhalb M1 und Sedimentation bei G1 bis G3 stattfindet. Bei Flut, 2–4 Stunden nach Kenterpunkt Ebbe, liegt eine nicht so ausgeprägte ortsfeste Verteilung über M2 bis G3, wobei der Bereich der G-Stationen die Quelle ist.

Diese Darstellung ist noch verhältnismäßig grob und eignet sich so noch nicht zur Quantifizierung. Eine Verkleinerung der Zeitschritte würde die Darstellung verbessern, doch

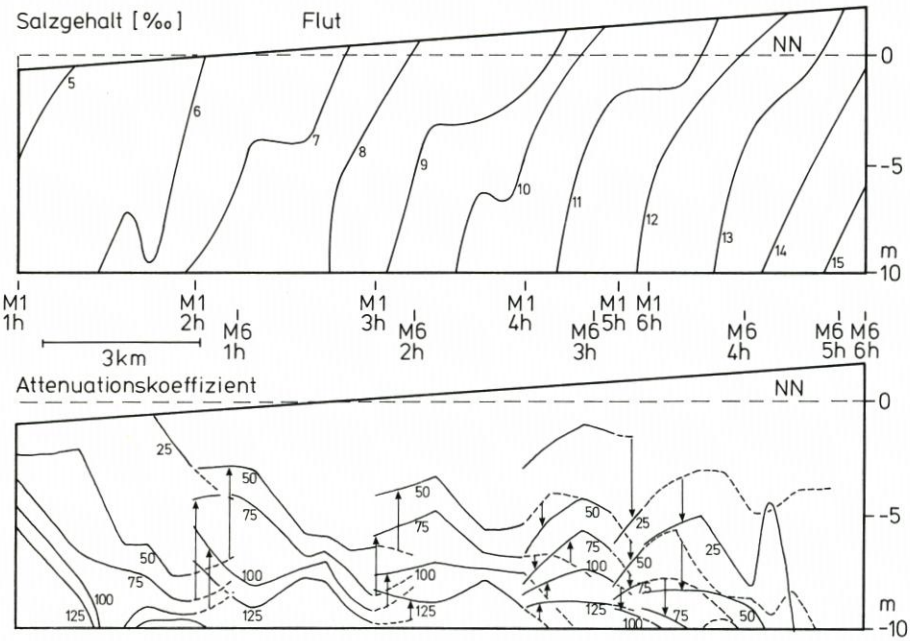


Abb. 12. Längsschnitt des Salzgehaltes und des Attenuationskoeffizienten, entwickelt aus den Abbildungen 10 und 11. Die Abszisse kann als Entfernungs- oder Zeitachse verstanden werden. Die Pfeile deuten aufwärts Erosion, abwärts Sedimentation an

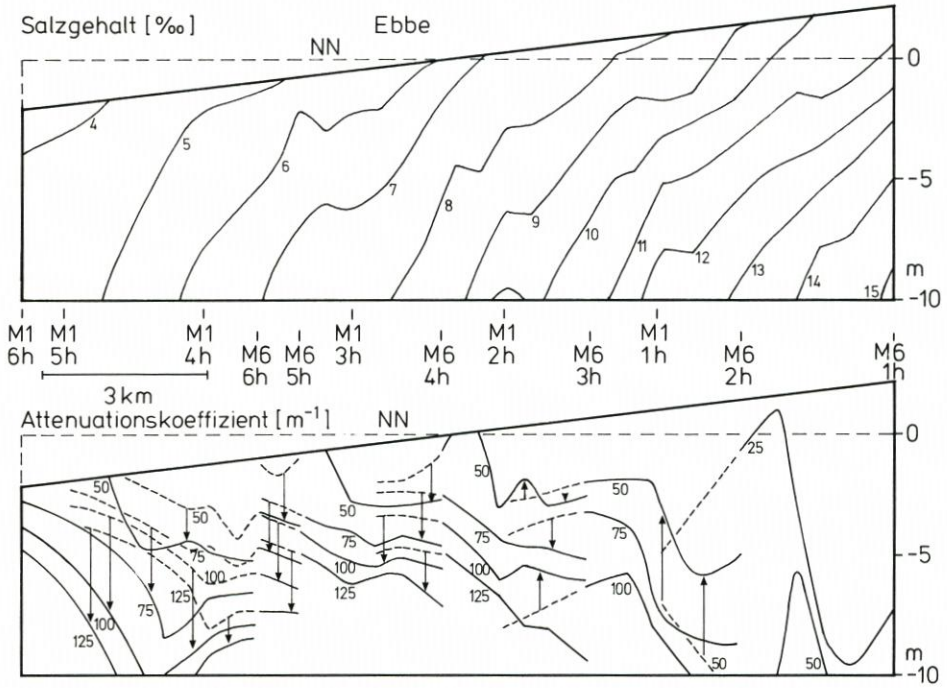


Abb. 13. Längsschnitte bei Ebbe, dargestellt wie Abb. 12. Die Zeitachse läuft hier von rechts nach links

das Meßzeitraster von 2 h läßt das kaum sinnvoll erscheinen. Immerhin ist es gelungen, an einigen Stellen die Anteile des advektiven Transports von Sedimentations- bzw. Erosionsvorgängen zu trennen. Eine solche Aussage hätte von einer Zeitserie an nur einem Beobachtungsort, z. B. einer Ankerstation, nicht gemacht werden können.

4. Diskussion

Während der Bearbeitung der sehr komplexen Aufgabenstellung, die vom Gerätevergleich bis zur Beobachtung des Schlickaustausches zwischen Boden und Wasser reichte, wurde immer deutlicher, daß man zur Zeit die Vorgänge am Boden und in der Wassersäule besser getrennt untersucht.

Die Messungen am Boden haben ergeben, daß die Gammasonde gut geeignet ist, die Dichteverhältnisse in Sedimenten flächendeckend zu kartieren. Das Kernentnahmegerät ist dazu wegen der umständlichen Handhabung und der hohen Laborkosten weniger geeignet. Sein Einsatz ist notwendig, wenn z. B. zusätzlich zur Dichte chemische oder biologische Eigenschaften untersucht werden sollen. Bei der Tiefenzuordnung der gezogenen Proben ist wegen des diskutierten Mitnahmeeffektes Vorsicht geboten.

Die Beobachtung der Tiefe bestimmter Dichtehorizonte hat keine sichere Antwort gefunden, weil einige meßtechnische Voraussetzungen verbessert werden müßten. Insbesondere ist eine größere Präzision beim Ansteuern einer Position erforderlich; daneben wäre auch eine Erhöhung der Genauigkeit der Tiefenmessung wünschenswert. Eine große Hilfe könnte dafür ein Bezugspunkt sein, der im Boden verankert unter der Schlickoberfläche liegt; ebenso könnte der Einsatz eines kalibrierbaren Echolots hilfreich sein. Die Kenntnis der Verlagerung von Schlick ist auch unabhängig von den Vorgängen in der Wassersäule wertvoll.

Mit der gekoppelten Darstellung von Schwebstoffkonzentration und Salzgehalt ist es gelungen, advektiven Transport von Erosions- und Sedimentationsvorgängen zu trennen. Möglich wird die synoptische Darstellung von Messungen mit einem Schiff, wenn der beobachtete Vorgang periodisch abläuft. Das kann durch eine verankerte Dauerstation überprüft werden. Die Meßergebnisse der Dauerstationen haben auch gezeigt, daß man das Meßgebiet noch weiter stromaufwärts hätte ausdehnen sollen, um den Fuß des Salzkeils mehr im Zentrum des Gebiets studieren zu können. Überhaupt ist ein größeres Gebiet notwendig, wenn mit solchen Messungen Naturdaten für ein praxisorientiertes numerisches Modell gewonnen werden sollen. Die Beobachtungen passen sehr gut in das Konzept des Salzkeils als Erklärung zur Trübungswolke. Es soll aber noch weiter untersucht werden, ob dieser Mechanismus wesentlich verantwortlich für die geographische Lage des Schlicks ist oder ob noch andere Faktoren, wie z. B. der sich an dieser Stelle aufweitende Flußquerschnitt, einen entscheidenden Beitrag liefern.

5. Danksagung

MASEX '83 wurde über das KFKI-Projekt „Schlick und Schwebstoffe in Ästuaren" vom BMFT gefördert. Neben FS „Victor Hensen" vom Institut für Meeresforschung Bremerhaven (IfMB) hat MS „Wittesand" vom Wasser- und Schiffahrtsamt Bremerhaven (WSA) wesentlich zum Gelingen beigetragen. Die Kapitäne und Mannschaften sowie die Herren E. Bössow, Dr. J. Krohn, Dr. H. Kuhn, U. Maixner, D. Milferstädt (GKSS, Forschungszentrum), R. Jobst (IfMB), J. Böning und H. H. Tebelmann (WSA) sollen wegen ihres Einsatzes an Bord besonders erwähnt werden. Herr Dr. E. Schwieger (GKSS, Forschungszentrum) hat die

Datenverarbeitung und Frau G. FRODEMANN (Strom- und Hafenbau, Hamburg) das Anfertigen von Zeichnungen übernommen. Herr Dr. M. MARKOFSKY vom Institut für Strömungsmechanik der Universität Hannover hat sich an der Auswertung der Ergebnisse beteiligt. Ihnen allen sei herzlich gedankt.

6. Schriftenverzeichnis

DYER, K. R.: Estuaries: A Physical Introduction. John Wiley u. Sons, London-New York-Sydney-Toronto, 1973.

FANGER, H.-U., BÖSSOW, E. u. KUHN, H.: Eine Gammasonde zur Schlickdichtebestimmung: Ihre Entwicklung, Erprobung und Bewährung im Feldeinsatz. Die Küste, H. 42, 1985a.

FANGER, H.-U., KUHN, H., MAIXNER, U. u. MILFERSTÄDT, D.: Das hydrographische Meßsystem „HYDRA". In: MICHAELIS, W. u. KNAUTH, H.-D. (Hrsg.): Das Bilanzierungsexperiment 1982 (BILEX '82) auf der Unterelbe. Bericht GKSS 85/E/3, 1985b.

KRAUSE, G. u. OHM, K.: A Method to Measure Suspended Load Transports in Estuaries. Estuar. Coast. Shelf Sci., Vol. 19, 1984.

NEUMANN, L.: MASEX '83, WSA-APRIL '84, Aanderaa-Meßsonden, Stand der Auswertung September 1984, Teil A: Diagramme, Korrelationen, Teil B: Datensammlung (unveröff.). Interner Bericht, 1984.

SPÄTH, H.: Spline-Algorithmen zur Konstruktion glatter Kurven und Flächen. R. Oldenburg, München-Wien, 1978.

WELLERSHAUS, S.: Turbidity maximum and mud shoaling in the Weser Estuary. Arch. Hydrobiol., Vol. 92, H. 2, 1981.

Die Küste, 42 (1985), 1-318

Eine Gammasonde zur Schlickdichte-Bestimmung: ihre Entwicklung, Erprobung und Bewährung im Feldeinsatz

Von H.-U. Fanger, E. Bössow und H. Kuhn

Zusammenfassung

Im Rahmen des KFKI-Projekts „Verhalten von Schlick und Schwebstoffen in Ästuaren" wurde eine fierbare Gammasonde zur Schlickdichte-Bestimmung in Transmissionsgeometrie entwickelt, gebaut, in mehreren Feldeinsätzen im Hamburger Hafen sowie in der Unterweser erprobt und für erste Vermessungsaufgaben verwendet. In Abgrenzung zu anderen Verfahren werden Methode, Merkmale der Sonde und Ergebnisse beschrieben.

Summary

A submersible gamma probe for determining density based on transmission geometry measurements was developed for off-ship use in the context of the KFKI project "Mud and Suspended Matter in Estuaries". The gamma probe was tested in Hamburg Harbor and in the Lower Weser Estuary. The probe is described, the measurement technique compared with others, and results are presented.

Inhalt

1. Einführung 190
2. In-situ-Verfahren zur Untersuchung der Gewässersohle 190
   2.1 Echolotung 190
   2.2 Radiometrie 191
3. Radiometrische Dichtemessung 192
   3.1 Prinzip 192
   3.2 Wahl des Verfahrens 193
   3.3 Kalibrierbarkeit 193
4. Zum Aufbau der Gammasonde 195
   4.1 Mechanische Ausführung und Strahlungsverhältnisse 195
   4.2 Sensoren 197
   4.3 Signalverarbeitung 197
5. Tests und Erprobungen 198
   5.1 Mechanische Eigenschaften 198
   5.2 Auflösung und Statistik 198
   5.3 Reproduzierbarkeit und Richtigkeit 200
6. Meßeinsätze 201
   6.1 Unterweser 201
   6.2 Hamburger Hafen 203
7. Weiterentwicklung 204
8. Schriftenverzeichnis 206

1. Einführung

Die Gewässersohle von Fahrrinnen und Hafenbecken ist sowohl unter dem wichtigen Aspekt der Schiffbarkeit als auch in Zusammenhang mit Transportprozessen wie Umlagerung von Schlickfeldern bzw. Sedimentation und Resuspension von Schwebstoffen ein interessantes Untersuchungsobjekt.

Daher wurde auf Anregung der vom Bundesminister für Forschung und Technologie unterstützten KFKI-Projektgruppe „Schlick und Schwebstoffe in Ästuaren" beim GKSS-Forschungszentrum Geesthacht eine Fiersonde entwickelt und gebaut, mit der in situ vertikale Dichteverteilungen und – daraus ableitbar – die horizontale Ausdehnung sowie die zeitliche Veränderung von Schlickfeldern auf dem Gewässergrund bestimmt werden können. Antrieb zu dieser Entwicklung war die Erfahrung, daß mit der seit langem praktizierten Echolotung vom fahrenden Schiff zwar relativ rasch ein ausgedehnter Überblick über die Grenzfläche Wasser/Boden zu erhalten ist, aber quantitative Aussagen über die Festigkeit bzw. Dichte der Grenzschicht oder darunterliegender Schichten nach derzeitigem Stand der Technik nicht möglich sind.

Es war naheliegend, bei der Entwicklung der Sonde die auf dem Gebiet der Dichtemessung bewährte radiometrische Methode der Gammastrahlungsabsorption bzw. -transmission zu verwenden. Damit unterscheidet sich das hier beschriebene Meßgerät von jüngst auch kommerziell angebotenen Fiersonden, die nach dem Rückstreuprinzip arbeiten. Eigene Wege wurden entsprechend in der mechanischen Konstruktion, im Aufbau der elektronischen Schaltkreise und in der Datenverarbeitung beschritten.

2. In-situ-Verfahren zur Untersuchung der Gewässersohle

2.1 Echolotung

Die Echolotung ist eine seit langem praktizierte Methode der Wassertiefenmessung. Bei als bekannt vorausgesetzter Schallgeschwindigkeit im Wasser dient als Maß für die Wassertiefe die halbe Laufzeit zwischen Aussendung und Wiederkehr eines am Boden reflektierten (Ultra-) Schallsignals. Die Stärke der Reflexion ist dabei proportional dem Gradienten des Produkts aus Dichte und Schallgeschwindigkeit; daher sind bei allmählichen Übergängen zwischen Wasser und Sediment, wie sie bei schlickhaltigen Gewässersohlen angetroffen werden, die Echohorizonte oft schlecht definiert. Der Schall dringt in diesem Fall je nach Dämpfung mehr oder weniger tief in die Schlickschicht ein, wobei Frequenzen unter 50 kHz deutlich größere Reichweiten haben als höhere. Auf dieser Tatsache basieren kommerzielle Vermessungsecholote mit typischen Frequenzpaarungen von 15/100 kHz oder 33/210 kHz, mit denen in günstigen Fällen – allerdings nicht streng reproduzierbar – Schlickschichten über hartem Boden im Echogramm sichtbar gemacht werden können (s. a. Müller, ibidem).

Zum Vergleich zwischen Echolotung und Dichtebestimmung über Probennahme wurde bereits 1967 ein aufschlußreiches Experiment in einem großen Schlicktank durchgeführt, dessen Ergebnisse nach Hellema (1979) in Abb. 1 wiedergegeben sind. Über 32 Tage nach dem Einfüllen des Schlicks wurde das Konsolidierungsverhalten akustisch und durch Beprobung verfolgt. Wie man deutlich erkennt, ändern sich erstens die Dichteverhältnisse in der gesamten Zeit (vor allem in den ersten fünf Tagen) recht drastisch, und zweitens verlaufen die Echohorizonte keineswegs parallel zu den Dichtehorizonten. Der 30-kHz-Horizont z. B. bewegt sich zwischen den Dichtewerten 1,20 und 1,27 g/ccm, während höherfrequente

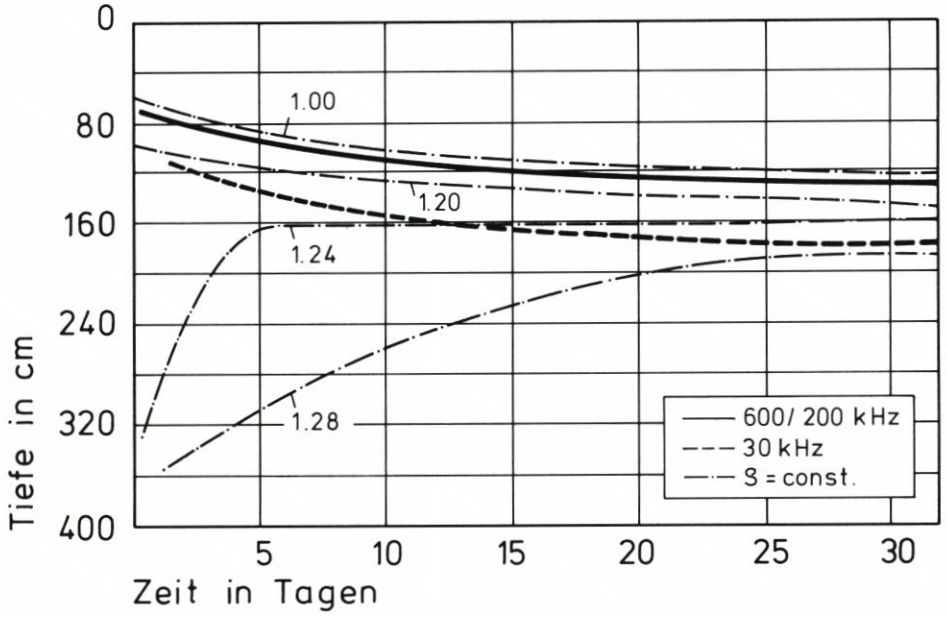


Abb. 1. Zeitliche Entwicklung von Echo- und Dichtehorizonten (Isopyknen) bei einem Schlicktank-Experiment nach J. A. HELLEMA (1979)

Reflexionen recht gut der Wasser-/Schlick-Grenze folgen, wenn auch um 10–20 cm zu größeren Tiefen versetzt.

Im Gegensatz zum erfolgreichen Einsatz von niederfrequenten Echoloten in der marinen Sedimentforschung scheint eine quantitative Schlickdickenmessung in Binnengewässern und Tideflüssen wegen der viel größeren Inhomogenität (z. B. durch Gasblasen, Steinchen, größere Komponenten organischen Materials) auch nach JURASCHEK et al. (1981) und BARCZEWSKI (1984) kaum möglich zu sein.

2.2 Radiometrie

Von den radiometrischen Verfahren zur Untersuchung der Gewässersohle ist in jüngster Zeit eine passive, die vorhandene Eigenstrahlung nutzende Methode zur Unterscheidung von Sedimenten nach ihrem Gehalt an Tonen bzw. zur Bestimmung des Sand-/Schluff-Verhältnisses diskutiert worden (FÜHRBÖTER, 1984). Der Effekt beruht darauf, daß sich Radioisotope (überwiegend K-40) in komplexen Sorptionsprozessen an den Oberflächen der Mineralkörner anlagern und damit vor allem die Tonmineralfraktion mit ihrer spezifisch großen Oberfläche strahlungsaktiv erscheinen lassen. Wenn die Methode zur großflächigen Kartierung eingesetzt werden soll, muß allerdings sichergestellt sein, daß weder lokale Schwankungen des natürlichen Untergrundes (z. B. unterschiedliche Konzentrationen von Uran und deren Zerfallsprodukten im darunterliegenden Gestein) noch anthropogene Einflüsse (z. B. radioaktive Abwässer, Fallout aus früheren Atomwaffentests) die Aussagen verfälschen.

Aktive Methoden verwenden eigene Strahlungsquellen und nutzen Effekte entweder der Streuung, Schwächung oder der Erzeugung einer Reaktionsstrahlung aus. Tatsächlich lassen sich durch Verwendung isotopischer Neutronenquellen wie Cf-252 in Sondenanordnungen

(z. B. nach MOXHAM, 1975) die Konzentrationen einiger Elemente in Flußsedimenten in situ nachweisen. Allgemeinere Verwendung fanden allerdings Schlepp- und Fiersonden mit eingebauten Gammastrahlungsquellen, um aus der Rückstreuintensität Informationen über Dichte, Porosität oder Materialart zu erhalten. Mit einem über den Meeresboden geschleppten Gerät dieser Art war es nach BECKMANN (1973) möglich, zwischen Sand, Seegras, Beton und Schlick zu unterscheiden. Das britische Forschungszentrum Harwell entwickelte bereits vor geraumer Zeit für die radiometrische Dichtebestimmung Fiersonden, die von holländischen Behörden für den Einsatz im Europort (Rotterdam) übernommen und weiterentwickelt wurden (HELLEMA, 1979). Hauptsächlich aus Gründen der Mechanik und der Handhabbarkeit blieb dabei das vom physikalischen Prinzip bessere Verfahren, die Transmissionsmessung, auf der Strecke. Auf diesen Punkt soll im folgenden noch näher eingegangen werden.

3. Radiometrische Dichtemessung

3.1 Prinzip

Grundlage der Dichtebestimmung mit Gammastrahlen ist die Tatsache, daß in einem Energiebereich zwischen etwa 0,5 und 1,5 MeV, in dem die sog. Compton-Wechselwirkung vorherrscht, die Wahrscheinlichkeit für Streuprozesse proportional der Anzahl der Elektronen pro Volumeneinheit (Elektronendichte) ist. Diese wiederum ist über den Faktor Z/A mit der Materialdichte ϱ verknüpft, wobei Z die Ordnungszahl und A das Atomgewicht eines chemischen Elementes im Material bedeuten. Für einen Stoff einheitlicher Zusammensetzung folgt daraus das bekannte exponentielle Schwächungsgesetz für das Verhältnis der Intensitäten mit (I) und ohne (I_0) streuendes Material im Strahlengang

$$I/I_0 = \exp(-\bar{\mu}\,\varrho\,L)$$

Dabei steht $\bar{\mu}$ für den Massenschwächungskoeffizienten und L für die Strahlenweglänge.

Für die Meßtechnik kann der erwähnte Wechselwirkungsprozeß grundsätzlich in Transmissions- oder in Rückstreugeometrie ausgenutzt werden. Im ersten Fall wird die Reststrahlung, also der Strahlungsanteil, der nach Streuung (und Absorption) gemäß dem erwähnten Schwächungsgesetz verbleibt, im zweiten Fall ein durch Streuung in eine andere Richtung umgelenkter Strahlungsanteil mit einem geeigneten Detektor nachgewiesen. Nur beim Trans-

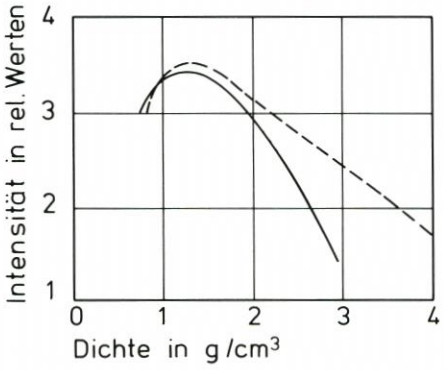


Abb. 2. Streustrahlungsintensität I in Abhängigkeit von der Dichte der Streusubstanz bei wenig gebündelter Strahlung aus einem Radiumpräparat (durchgezogene Kurve) bzw. einer Cobalt-60-Quelle (gestrichelte Linie) nach W. HARTMANN (1979, S. 995)

missionsverfahren kann durch sorgfältige Strahlkollimierung und Energieselektion (Spektroskopie) eine Vermischung beider Effekte vermieden werden, d. h., daß außer der geschwächten Primärstrahlung auch noch Streustrahlung im Transmissionssignal erfaßt wird. Die spektroskopische Trennung ist möglich aufgrund der Winkelabhängigkeit der Energie beim Compton-Streuprozeß. Im Gegensatz dazu lassen sich beim Streuverfahren Streueffekt und Schwächung nicht trennen, da sowohl Primär- wie Sekundärstrahl auf dem Wege zum und vom Ort des Streuereignisses einer Schwächung unterliegen. Die Auswirkung dieses Sachverhaltes ist deutlich in dem Diagramm der Abb. 2 nach HARTMANN (1979) zu erkennen. Die Streuintensität steigt bei kleiner Dichte des umgebenden Materials zunächst mit wachsender Dichte an, weil die Zahl der Streuprozesse pro Volumeneinheit zunimmt, und fällt dann von einer kritischen Dichte an wieder ab, weil nun die Schwächung der dominierende Effekt ist. Die Lage der kritischen Dichte kann durch die Geometrie (Abstand Quelle–Detektor) oder die Energie der Strahlung (s. a. die unterschiedlichen Kurven für Gammastrahlung aus einer Co-60- bzw. einer Ra-Quelle) variiert werden.

3.2 Wahl des Verfahrens

Nach den prinzipiellen Unterscheidungsmerkmalen der beiden radiometrischen Methoden der Dichtebestimmung, wie sie im vorangehenden Abschnitt dargelegt wurden, ist es möglich, Argumente für die eine oder andere Meßgeometrie anzuführen:

- Das Rückstreuverfahren (RV) kommt bei Anwendung in einer Fiersonde für Schlickuntersuchungen mit nur einem Rohrkörper aus, in dem Strahlenquelle, Abschirmung, Detektor und Elektronik untergebracht sind. Bei der Transmissionsmethode (TM) müssen Detektor mit Elektronik und Strahlenquelle in zwei getrennten Rohren montiert werden.
- Beim RV hängt das Signal in nichteindeutiger Weise von der Dichte ab; die Doppeldeutigkeit kann allerdings durch Einengung des Meßbereichs und geeignete Wahl der Geometrie vermieden werden.
- Bedingt durch die erforderliche sorgfältige Abschirmung des Detektors vor direkter Strahlung aus der Quelle und dem damit verbundenen größeren Abstand ist beim RV die vertikale Auflösung von Fiersonden signifikant schlechter als bei der TM.
- Das Umfeld, aus dem die Streustrahlung in den Detektor gelangt, ist räumlich sehr eng, bzw. der Nahbereich um die Sonde erhält beim RV eine starke Wichtung. Dies hat zur Folge, daß kleine Inhomogenitäten (z. B. Steinchen, Gasblasen etc.) in diesem Bereich einen größeren Einfluß auf die Dichtemessung haben.
- Da die Intensität der Streustrahlung im Vergleich zur Reststrahlung bei der TM klein ist, verbietet sich beim RV eine Energiediskriminierung von selbst. Die dadurch gegebene Vermischung energie- und von der Ordnungszahl Z der Elemente abhängiger Wechselwirkungsprozesse macht das Streuverfahren grundsätzlich schwerer kalibrierbar.

Insgesamt haben diese Gründe den Ausschlag dafür gegeben, daß bei der in diesem Artikel beschriebenen Entwicklung das Rückstreuverfahren nicht in Betracht gezogen wurde.

3.3 Kalibrierbarkeit

Wegen des genannten Z/A-Faktors in der Beziehung zwischen Elektronen- und Materialdichte gibt es eine gewisse Chemismus-Abhängigkeit bei der radiometrischen Dichtebestimmung derart, daß Elemente sehr hoher Ordnungszahl die Strahlung stärker schwächen, als der

Dichte des Materials entspräche, und vor allem der Wasserstoff wegen Z = A zur Compton-Streuung rund doppelt so stark beiträgt wie Elemente bis zum Jod. Hinzu kommt, daß neben dem Compton-Streuprozeß zu einem geringeren Grade eine weitere Wechselwirkung, die sehr viel stärker Z-abhängige Photoabsorption, die Strahlung schwächt. Es ist daher keineswegs selbstverständlich, daß für beliebige Materialzusammensetzungen ein einfach kalibrierbarer Zusammenhang zwischen Transmissionssignal und Dichte besteht.

Andererseits sind aber die Massenschwächungskoeffizienten der Elemente theoretisch und experimentell sehr gut abgesichert; d. h., bei bekannter chemischer Zusammensetzung läßt sich die Schwächung von Gammastrahlung einer bestimmten Energie rechnerisch hinreichend genau vorhersagen. Solche Rechnungen wurden zu Beginn der Entwicklung mit Daten aus dem „Datenpapier Hamburger Hafenschlick" von Strom- und Hafenbau 1981 durchgeführt, wobei eine Variation der Elemente gemäß unterschiedlicher Anteile mineralischer

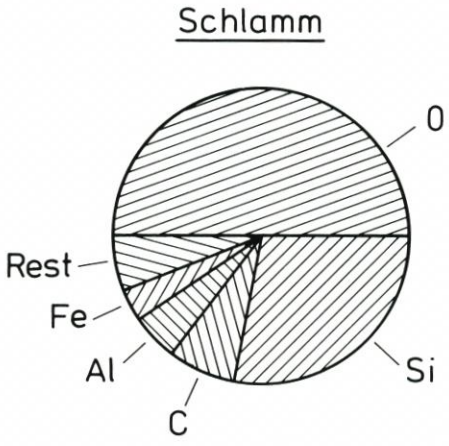


Abb. 3. Typische Elementzusammensetzung von Trockenschlick aus dem Hamburger Hafen nach „Strom- und Hafenbau, Hamburg" (1981)

(Feldspat, Quarz, Tone) und organischer Komponenten in Mischungen innerhalb des Dichtebereiches zwischen 1,0 und 1,3 g/ccm berücksichtigt wurde. Eine typische Elementverteilung für diesen Schlick ist in Abb. 3 wiedergegeben. Das Ergebnis der Rechnungen auf der Basis dieser Daten war, daß der Chemismuseinfluß unter 3 ‰ liegt und damit vernachlässigt werden kann.

Später durchgeführte Tankversuche mit der Gammasonde bestätigten diese Prognose offensichtlich: In dem Dichte-Kalibrierungs-Diagramm von Abb. 4 sind für die sicherlich nicht einheitlich zusammengesetzten Schlickproben aus der Unterweser (Nordenham) und der Elbe (Tidekanal und Seehafen 1, Hamburg) keine systematischen Abweichungen von dem erwarteten linearen Zusammenhang zwischen dem Logarithmus der Transmission und der Dichte zu erkennen.

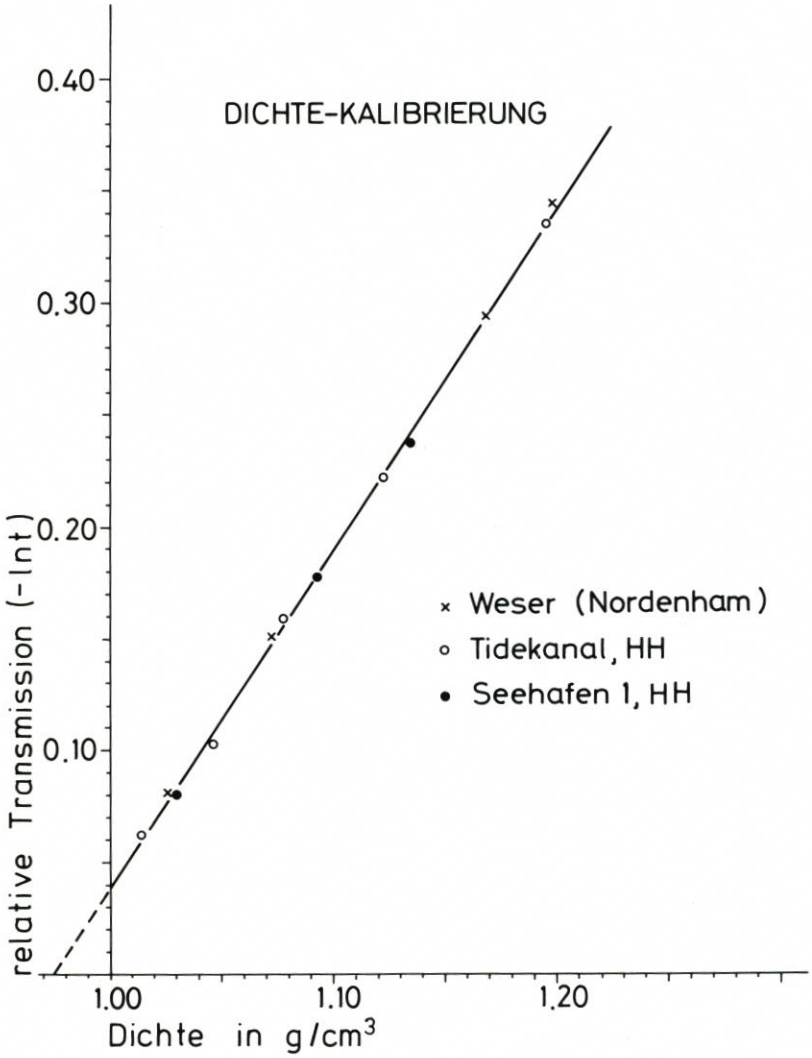


Abb. 4. Experimentelle Beziehung zwischen Schlickdichte ϱ und dem natürlichen Logarithmus der Transmission t, bestimmt durch Messungen an Schlickproben aus Weser und Elbe

4. Zum Aufbau der Gammasonde

4.1 Mechanische Ausführung und Strahlungsverhältnisse

Abb. 5 zeigt den konstruktiven Aufbau der Gammasonde. Sie besteht aus einem ca. 3 m langen Rohrkörper, der im einen Schenkel die Strahlenquelle, auf gleicher Höhe im anderen Schenkel einen Szintillationsdetektor enthält. Dabei ist die Quelle in einem Wolfram-Vollzylinder untergebracht, der zugleich als hochwertige Abschirmung und als Kollimator dient. Die Achse der konusförmigen, 25 cm langen Transmissionsmeßstrecke befindet sich etwa 20 cm oberhalb der Spitzen. Zur Gewährleistung der Längenkonstanz der Meßstrecke, die

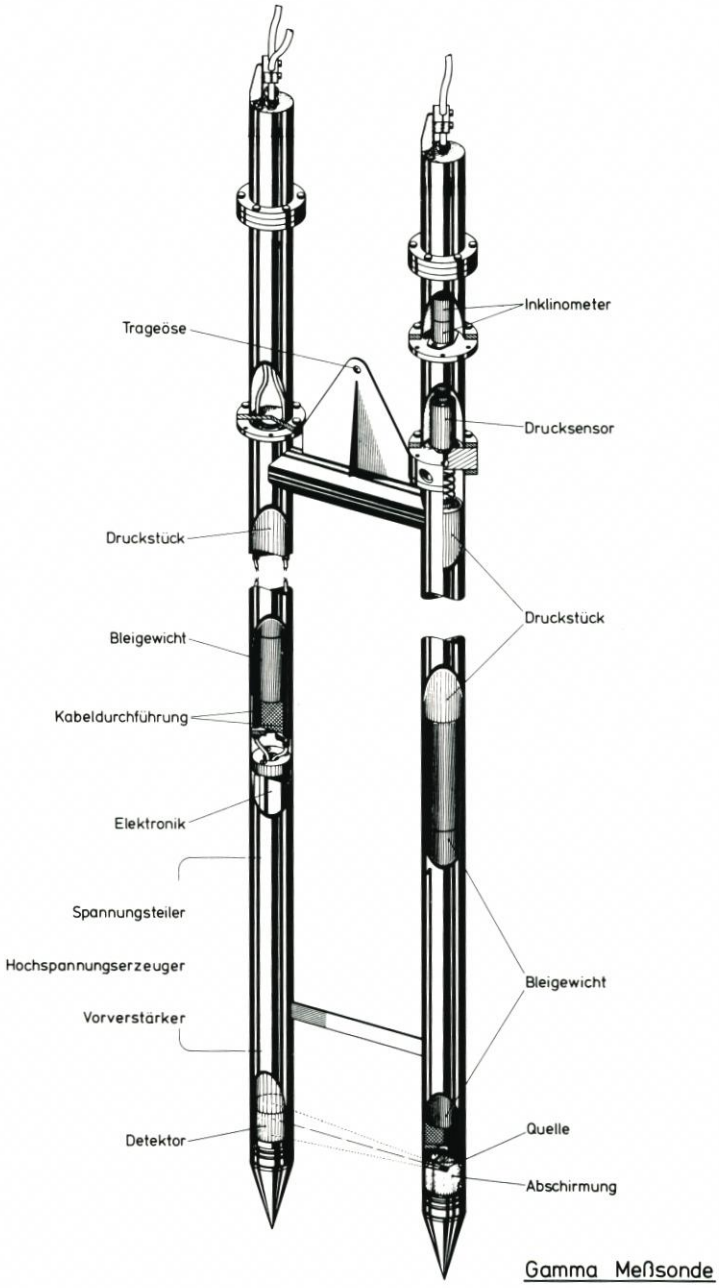


Abb. 5. Konstruktiver Aufbau der GKSS-Gammasonde

mitentscheidend für die Reproduzierbarkeit der Dichtebestimmung ist, wurde zur Versteifung ein flacher Steg in etwa doppelter Höhe angebracht. In den Freiräumen über Detektor und Elektronik bzw. über der Strahlenquelle sind zur zusätzlichen Beschwerung der Sonde Bleigewichte eingesetzt, so daß die Sonde, am Stahldraht gefiert, auch ohne kinetische Energie

Die Küste, 42 (1985), 1-318

aus der Fiergeschwindigkeit, nur aufgrund ihres Eigengewichtes, in schlickige Böden einzudringen in der Lage ist.

Über dem Querrohr befindet sich im Abstand von 234 cm oberhalb der Transmissionsmeßstrecke der Drucksensor mit einer Öffnung nach außen; mit dem Signal dieses Sensors, als Vorsichtsmaßnahme zur Vermeidung einer Verstopfung durch Schlick bewußt hoch angebracht, wird die momentane Eintauchtiefe bestimmt. Da starke Schräglagen der Gammasonde zu Fehlmessungen führen könnten und Abweichungen von der vertikalen Lage in jedem Fall für die Berechnung der Tiefendifferenz von Dichtemeßstrecke und Drucksensor berücksichtigt werden müssen, wird auch die Neigung der Sonde in der Rohrebene sowie senkrecht dazu mit zwei Inklinometern gemessen.

Als Strahlenquelle wird ein 0,37-GBq-Cs-137-Präparat mit der Gammaenergie von 662 keV und einer Halbwertszeit von 30,17 Jahren verwendet. An Luft beträgt die Äquivalentdosisleistung in 10 cm Abstand vom Quellrohr ca. 25 µSv/h, in Strahlrichtung direkt hinter dem Detektor ca. 100 µSv/h. Für den Transport wurde eine am Quersteg fixierbare, asymmetrische, ringförmige Abschirmung aus Edelstahl gefertigt. In längeren Meßpausen kann die Sonde in einem Bleibehälter oder in einer mit Wasser gefüllten Tonne gefahrlos gelagert werden.

4.2 Sensoren

Als Strahlendetektor in der Transmissionsmeßstrecke ist ein NaJ-(Tl-)Kristall für einen Temperaturbereich zwischen −20° und 100 °C sowie für eine Stoßfestigkeit bis 10 g eingebaut. Zur Wandlung der im Kristall durch die Gammastrahlung erzeugten Lichtblitze (Szintillationen) in elektrische Ströme und zu deren millionenfacher Verstärkung dient ein Photomultiplier (Sekundärelektronenvervielfacher), auf den der Kristall mit einem optischen Kitt montiert ist.

Für die Tiefenmessung wird ein Präzisionsdruckaufnehmer verwendet, der ein Stromsignal nach dem DMS-(Dehnmeßstreifen-)Verfahren erzeugt. Der Gesamtmeßbereich ist 5 bar abs. bei einer Genauigkeit von 0,1 % v. E., also ± 5 cm WS. Nach dem Prinzip eines elektromagnetisch kompensierten Pendels arbeiten die in der Sonde eingesetzten Zweiachsen-Neigungswinkelgeber (Inklinometer). Ihre Genauigkeit ist unter 0,5° bis zu 10°, unter 2,0° bis zu 90° Schräglage.

4.3 Signalverarbeitung

Bei der hier beschriebenen Version eines Vorprototyps der Gammasonde, die im Rahmen der in Kapitel 7 beschriebenen Weiterentwicklung gerade bezüglich der Datenübertragung und Signalverarbeitung merkliche Änderungen erfahren hat, wird die Spannungsversorgung und die Analogsignalübertragung über mehradrige Kabel bewerkstelligt.

Die aus dem Szintillationsdetektor der Sonde zum Bordgerät übermittelten Impulse mit energie-proportionalen Amplituden werden in einem Einkanaldiskriminator sortiert, so daß nur die dem Photopeak entsprechenden Ereignisse als Zählrate im Takt von $^1/_{10}$ s erfaßt und einem Mikroprozessor zugeführt werden. Nach jedem dieser kurzen Meßintervalle wird die Zählrate über eine einprogrammierte Kalibrierfunktion mit manuell änderbaren Konstanten in Dichtewerte umgerechnet und über DA-Wandler als analoge Größe auf einem xy-Schreiber als Funktion der Tiefe aufgetragen. Die der Tiefe entsprechende Analoggröße wird mit vorwählbarer Nullpunktsunterdrückung nach angepaßter Verzögerungszeit aus der Differenz der Druckwerte des erwähnten Sondensensors und eines zweiten Sensors im Bordgerät

abgeleitet, um auch Luftdruckschwankungen zu berücksichtigen. Der Neigungswinkel aus dem Inklinometer erscheint in digitaler Anzeige und steht für Aufzeichnungen auch analog zur Verfügung. Erst in der späteren Version wird auch die Tiefenkorrektur über den Neigungswinkel vom Rechner übernommen.

Wegen der erwähnten Einkanaldiskriminierung ist die Stabilität der Verstärkung für die Reproduzierbarkeit der Dichtemessungen von großer Bedeutung. Sie wird durch eine auf die Multiplier-Spannung einwirkende Zweikanal-Stabilisierungsschaltung auf zuverlässige Weise erreicht. – Weitere Einzelheiten können in diesem Rahmen nicht erläutert werden.

5. Tests und Erprobungen

5.1 Mechanische Eigenschaften

Da der Schenkelrohrdurchmesser der Sonde durch Detektorkristallmaße und Ausdehnung des Abschirm-Kollimators der Quelle festgelegt war, mußte durch optimale Beschwerung ein günstiges Eindringverhalten errreicht werden. Entsprechende Vorversuche mit Einzelrohren im Schlicktank ergaben dabei Richtwerte von ca. 30 kg pro Rohr mit einem Durchmesser von 70 mm, die sich bei In-situ-Tests mit dem H-förmigen Sondenkörper voll bestätigten. Die maximale Eindringtiefe ist allerdings stark von der individuellen Schichtung des Sediments abhängig. Vereinzelt wurden Dichtehorizonte über 1,60 g/ccm gemessen, mitunter kam die Sonde bei einem Endwert von 1,10 g/ccm zum Stillstand. Im Tonnenhof von Bremerhaven z. B. versank die Sonde in ihrer vollen Länge (über 3 m) im Schlick, während an anderen Stellen mit dünner Schlickschicht über hartem Grund die Spitze sehr rasch nicht weiter eindringen konnte, obwohl die 20 cm oberhalb gelegene Meßstrecke noch Dichtewerte unterhalb 1,20 g/ccm anzeigte.

Die Schräglage der Sonde, die in Hafenbecken mit wenig Strömung ohnehin vernachlässigbar klein ist, hat sich auch in Gebieten mit stärkerer Strömung, wie in der Unterweser bei Nordenham, als unproblematisch erwiesen, so daß auf dafür vorbereitete Fairings und Stabilisierungsflossen verzichtet werden konnte.

Vor dem Einsatz war die Gammasonde in einem Drucktank der GUSI beim GKSS-Forschungszentrum bei 3–4 bar Überdruck auf Dichtigkeit geprüft worden.

5.2 Auflösung und Statistik

Obwohl Fiersondenmessungen in der Schichtauflösung nicht mit Röntgenaufnahmen von Sedimentkernen konkurrieren können (sieht man von möglichen Problemen bei der Kernentnahme einmal ab), interessiert die erreichbare Trenngenauigkeit generell. Leider setzt ein entsprechender In-situ-Versuch zur Ermittlung dieser Kenngröße einen geeigneten, gutuntersuchten Gewässergrund voraus. Da diese Voraussetzung bisher nicht gegeben war, wurde in einem einfachen Tankversuch eine Sedimentschichtung durch ein Stufenprofil aus Aluminium simuliert. Die Dicke einer Stufe in Relation zur gesamten Transmissionsstrecke (25 cm) gibt dabei den Wichtungsfaktor zur Dichte 2,70 g/ccm, mit dem das Aluminium zur mittleren Dichte beiträgt. – Das Ergebnis ist in Abb. 6 dargestellt. Die gestrichelte Kurve stellt den Sollwert, die durchgezogene, fluktuierende Kurve den Meßwert dar. Obwohl das Experiment einen ungefähren Eindruck von der Auflösung gibt, darf das Ergebnis nur bedingt quantitativ beurteilt werden; denn eine 1 cm dicke Stufe aus Aluminium in Wasser beispiels-

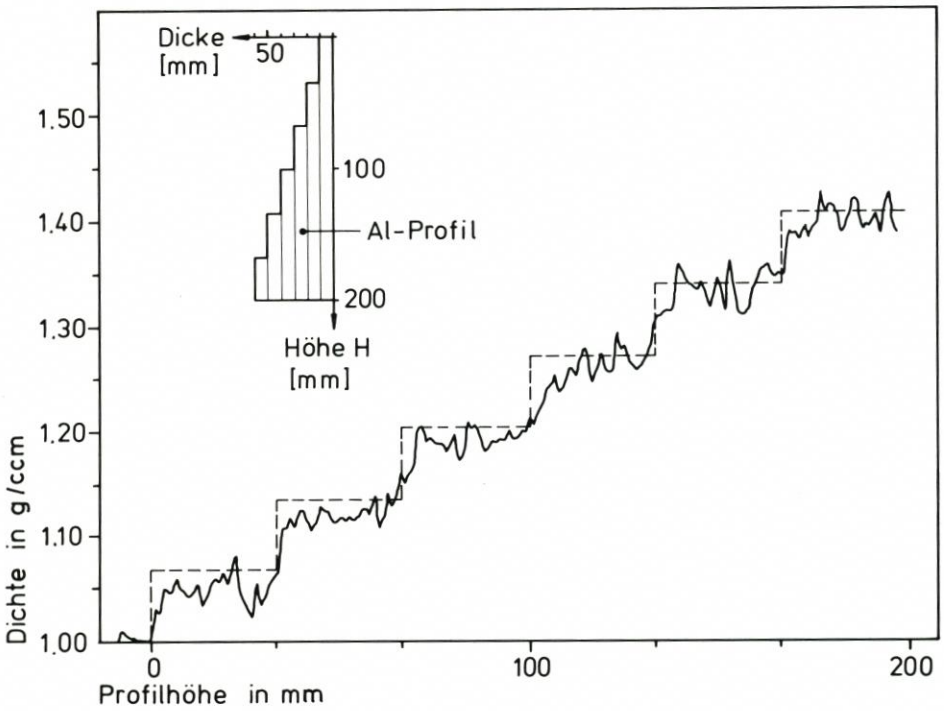


Abb. 6. Sondentest mit einem Stufenprofil aus Aluminium. Die gestrichelte Treppenkurve entspricht der rechnerisch über die anteiligen Transmissionswege in Aluminium und Wasser gemittelten Dichte, die durchgezogene Kurve den Meßwerten der für Schlick kalibrierten Sonde. Fiergeschwindigkeit war 1 cm/s

weise kann strahlengeometrisch nicht äquivalent zu einer homogenen Sedimentschicht der Dichte 1,068 g/ccm sein. Wie man erkennt, liegen die Meßwerte bei den untersten Stufen systematisch etwas zu tief. Dies ist in Kleinwinkel-Streueffekten um das Profil herum begründet.

Ein weiterer Effekt, der die Vertikalauflösung bei Fiermessungen in der Praxis beeinflußt, ist die zeitliche Meßintervallgröße von $^1/_{10}$ s. Bei empfehlenswerten Fiergeschwindigkeiten von 30–50 cm/s ergibt sich daraus ein vertikaler Meßpunktabstand von 3–5 cm.

Die Länge des Meßintervalls von $^1/_{10}$ s ist ein Kompromiß, der durch die gerade noch zulässige statistische Fluktuation der Zählrate und damit des Dichtewertes sowie durch die geforderte Vertikalauflösung bei vorgegebener Fiergeschwindigkeit bestimmt wird, wenn die Intensität der Strahlenquelle, also die Aktivität des Präparates, festgelegt ist. Obwohl höhere Aktivitäten im Prinzip denkbar sind, müßte dann das elektronische Impulsverarbeitungssystem auf höhere Zählraten ausgelegt werden, und es wären Auflagen bezüglich des Strahlenschutzes zu erwarten. Bei der jetzigen Auslegung der Gammasonde entspricht die Standardabweichung einer Einzelmessung 0,015 g/ccm, die bei der interpolierenden Glättung eines Fierprofils hinreichende Präzision gewährleistet.

5.3 Reproduzierbarkeit und Richtigkeit

Eine relativ abstrakte Meßmethode wird zumindest nach der Reproduzierbarkeit ihrer Ergebnisse beurteilt, wenn andere Möglichkeiten einer Überprüfung fehlen. Die Tankversuche mit Schlick, die das theoretisch erwartete Ergebnis einer guten Kalibrierbarkeit für Proben ganz verschiedener Herkunft lieferten, hatten zwar die prinzipielle Eignung erwiesen, aber damit nicht völlig die Möglichkeit von Artefakten bei der Messung von Fierprofilen in natura ausschließen können. So haben erste Versuche, die mitunter eine Inversion der üblichen Dichteschichtung zeigten, Spekulationen über mögliche Kompressionseffekte beim Eindringen der Gammasonde in die oberste Schlickzone oder aber „Auskolkungseffekte" in tieferen Schichten durch rasche Kippbewegungen ausgelöst. Die Kompressionshypothese kann durch eine einfache Überlegung, die vom Verdrängungsvolumen der Sonde und dem anteiligen zusätzlichen Material in der Transmissionstrecke ausgeht, leicht als bedeutungslos widerlegt werden. Die Effekte durch Kippbewegungen sind noch nicht abschließend untersucht; da aber der Neigungswinkel bei jeder Fierung fortlaufend mitregistriert wird, können „verdächtige" Profilabschnitte erkannt und u. U. in einer Wiederholungsmessung bestätigt oder verworfen werden. Als ein Beispiel für die Reproduzierbarkeit sind in Abb. 7 drei in kurzen Zeitabständen nacheinander gewonnene vertikale Dichteprofile vom Tonnenhof des WSA Bremerhaven dargestellt. Die Diagramme lassen durch den Vergleich gut erkennen, welche Strukturen echt und welche durch statistische Fluktuationen bedingt sind.

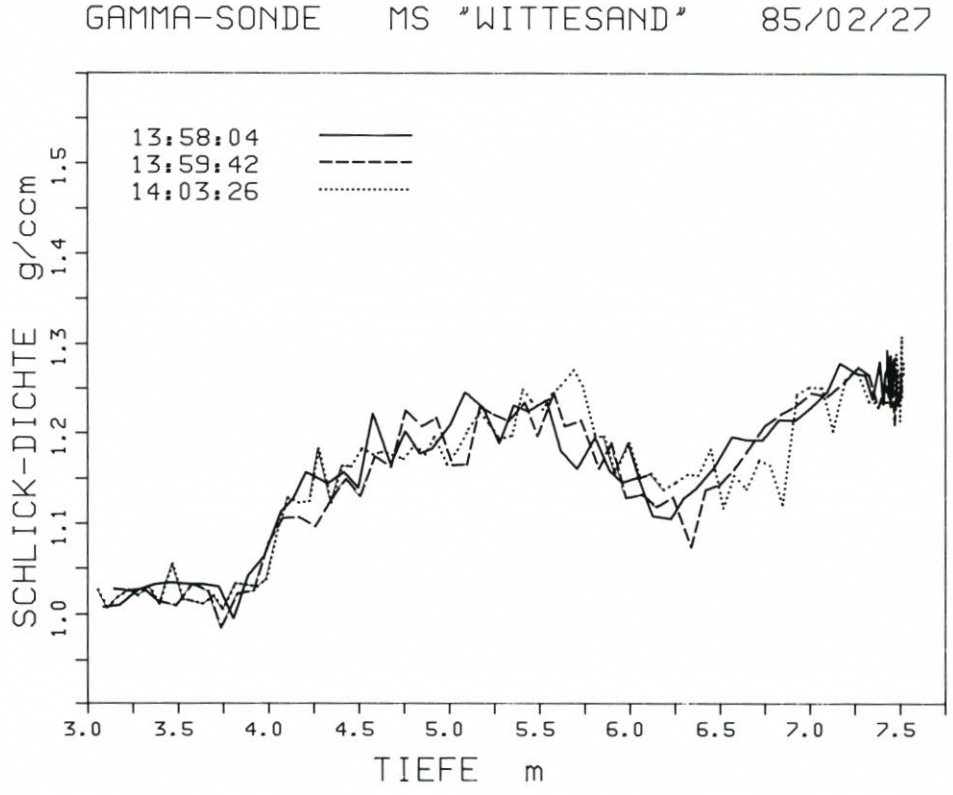


Abb. 7. Reproduzierbarkeit von Dichteprofilmessungen anhand von drei nacheinander gewonnenen Profilen im Tonnenhof des WSA Bremerhaven

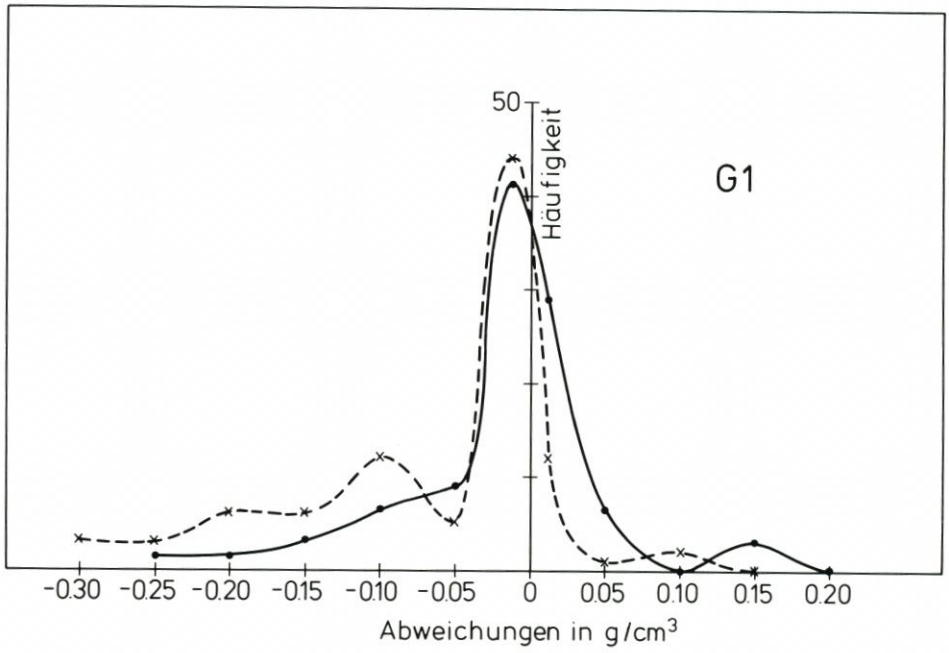
Die Küste, 42 (1985), 1-318

Als besonders schwierig hat sich im Verlaufe der Erprobung die Überprüfbarkeit der radiometrischen Dichtebestimmung durch andere Methoden herausgestellt. Eine Übereinstimmung mit den Verfahren der Echolotung war aus den eingangs erwähnten Gründen, wonach Echohorizonte grundsätzlich nur dann auch Dichtehorizonte sein können, wenn diese mit einem Gradienten verknüpft sind, selten aussagekräftig. Ähnlich verhielt es sich mit Vergleichen, die über Sedimentkernentnahme angestellt wurden. Abgesehen von den Vorbehalten, die man bei der Probennahme mit Rohren bezüglich Depression, Kompression oder Schichtenvermischung haben kann, zeigte es sich, daß auch die Identität der Lokation nicht sorgfältig genug sichergestellt war. In Abb. 8 ist der Versuch gemacht, die während der MASEX-'83-Kampagne mit dem Kernentnahmegerät des WSA Bremerhaven gewonnenen und bei GKSS abschnittsweise auf ihre Dichte analysierten Proben mit den entsprechenden Gammasondenmessungen in Verbindung zu bringen. Aufgetragen ist die Häufigkeitsverteilung der Dichteabweichungen für experimentell gleiche Tiefe (gestrichelte Kurve) bzw. für um 25 cm korrigierte Tiefe (durchgezogene Kurve), was eine entsprechende Depression bei der Kernentnahme kompensieren würde. Trotz starker Streuung einiger Werte ist die Halbwertsbreite dieser Verteilung nicht schlecht, und durch die Korrektur wird offensichtlich eine gewisse Verbesserung bezüglich der Symmetrie erreicht, was die Annahme einer Depression im Kernentnahmerohr zu rechtfertigen scheint.

6. Meßeinsätze

6.1 Unterweser

Der erste längere Einsatz der Gammasonde fand bei der MASEX-'83-Kampagne statt, über die in einem separaten Artikel dieses Heftes (Fanger et al.) ausführlich berichtet ist. Neben einer Reihe anderer Aktivitäten wurden über volle fünf Tideperioden im Tag- und Nachtbetrieb rund alle zwei Stunden an drei etwa 500 m in Stromachse auseinanderliegenden Stationen über der bekannten Schlickrinne der Unterweser bei Nordenham Fierprofile der Gammasonde gefahren. Ein typisches Beispiel solcher Profile ist in Abb. 9 wiedergegeben, in der die stärker gezeichnete Kurve den Dichteverlauf über der auf die Wasseroberfläche bezogenen Tiefe darstellt. Die aus den vertikalen Dichteprofilen dieser Messungen abgeleiteten Zeitreihen für die NN-beschickten Tiefen der Dichtehorizonte 1,02 – 1,10 – 1,20 g/ccm (Fanger, ibidem) zeigen starke Schwankungen, die darauf zurückzuführen sind, daß bei dem Quergefälle der Schlickrinne bereits Abweichungen um einige Meter von den Sollpositionen der drei Stationen genügten, um vergleichbare Bodenschichten in deutlich anderen Tiefen vorzufinden. Aus dem Ergebnis wurde die Erkenntnis gewonnen, daß zeitliche Veränderungen in der Mächtigkeit von Schlickablagerungen nur dann mit dieser Methode hinreichend sicher festzustellen sind, wenn äußerste Präzision bei der nautischen Positionierung und bei der Tiefenmessung aufgewendet wird. Bei Änderungen im cm-Bereich müssen im Mündungsbereich von Tideflüssen bei aus Druckmessungen gewonnenen Tiefenangaben auch Salzgehaltsschwankungen exakt berücksichtigt werden. Über die gesamte Einsatzdauer gab es keine Probleme im Betrieb der Gammasonde.



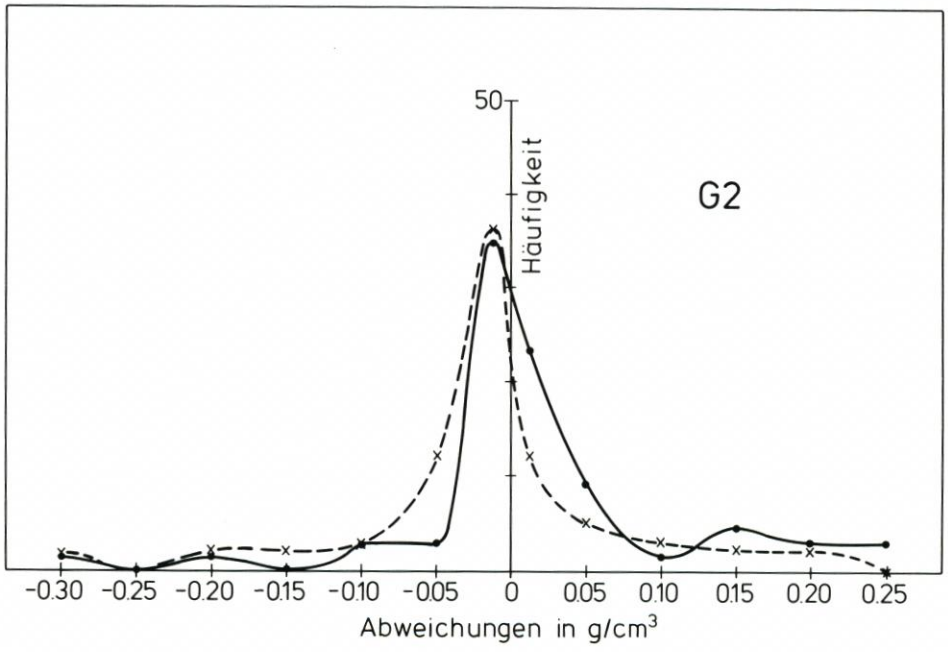


Abb. 8. Abweichungen experimentell bestimmter Dichtewerte aus Gammasonde und einem Kernentnahmegerät, aufgetragen als Häufigkeitsverteilung a) mit unkorrigiertem (gestrichelte Kurve) und b) mit korrigiertem (durchgezogene Kurve) Tiefenbezug (s. Text)

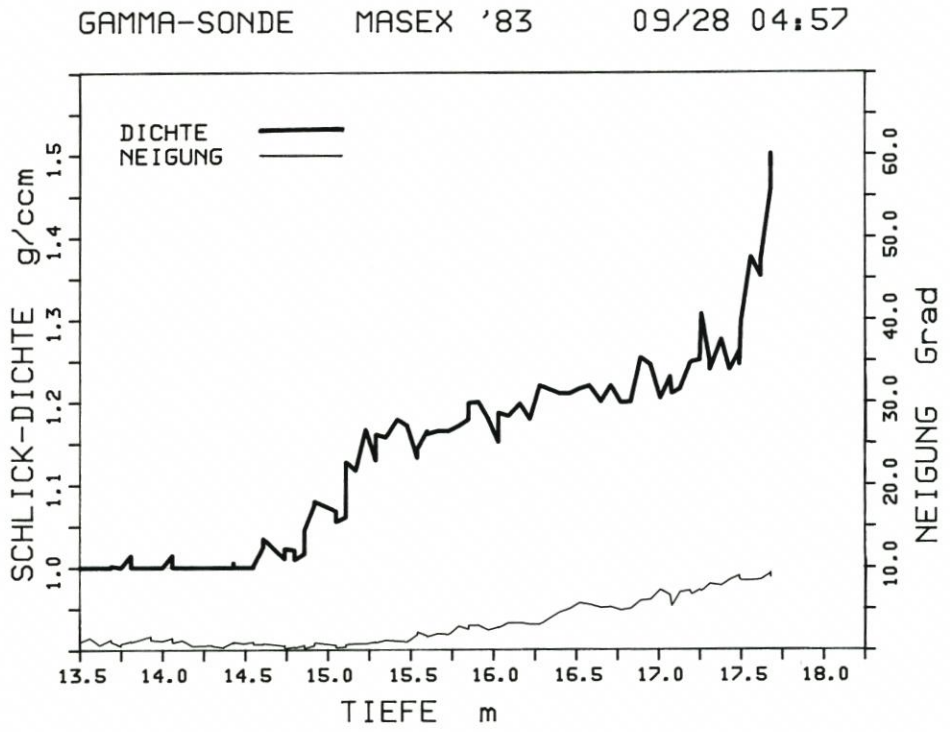


Abb. 9. Mit der Gammasonde gemessenes Vertikalprofil der Dichte in der Schlickrinne bei Nordenham (Unterweser). Zusätzlich aufgetragen ist die Neigung der Sonde gegen die Vertikale (dünne Kurve)

6.2 Hamburger Hafen

Zahlreiche Erprobungen erfolgten auch – über einen Zeitraum von ca. zwei Jahren verteilt – in verschiedenen Becken des Hamburger Hafens, die fast alle vom Amt für Strom- und Hafenbau, Hamburg, angeregt und auf Schiffen dieses Amtes mit tatkräftiger Unterstützung der Besatzungen durchgeführt wurden. Dabei nahmen die Erprobungen mehr und mehr den Charakter von systematischen Vermessungen an. Als erstes Beispiel für ein Ergebnis von Messungen im Kuhwerder Vorhafen ist in Abb. 10 eine Schlicklinse durch drei Isopyknen dargestellt. Als Abszisse ist die Entfernung von der Pier (Kuhwerder Höft) angegeben. Die bezifferten Pfeile kennzeichnen die Fierstationen bei der geradlinigen Querfahrt in nordwestlicher Richtung durch das Hafenbecken.

Das zweite Beispiel (Abb. 11) dokumentiert eine im November 1984 durchgeführte Meßaktion in den Becken Köhlfleethafen bis Dradenauhafen. Die Fierprofilmeßdichte (etwa 50 m Abstände in verschiedenen Längsprofilen) ist dem oberen Teil der Abbildung zu entnehmen. Im unteren Teil ist eine aus den Vertikalprofilmessungen abgeleitete Isoliniendarstellung für die Schlickmächtigkeit in 0,5-m-Schritten wiedergegeben. Über Einzelheiten, auch über Vergleiche mit Peilungen und daraus deduzierten Ablagerungsraten, wird an anderer Stelle berichtet (Christiansen et al.).

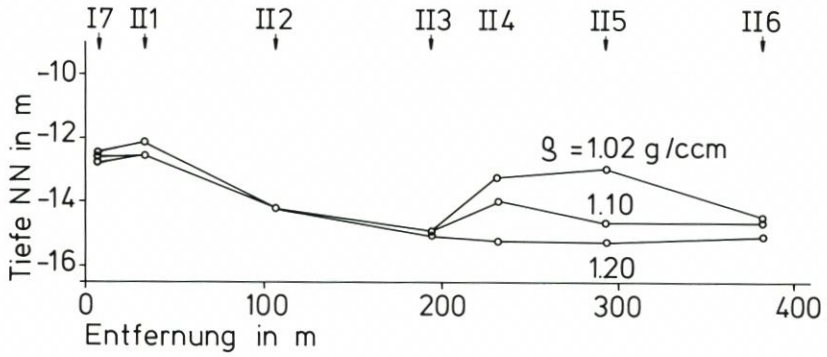


Abb. 10. Schlicklinse im Hamburger Hafen/Kuhwerder Vorhafen, dargestellt durch Isopyknen aus Dichteprofilmessungen mit der Gammasonde

7. Weiterentwicklung

Angeregt durch das rege Interesse verschiedener Ämter an der Entwicklung der Gammasonde, zuletzt auch durch den Auftrag zum Bau einer zweiten Sonde für das WSA Bremerhaven, wurde das ursprüngliche Konzept im Hinblick auf einen praxisgerechten Einsatz in einigen Punkten wesentlich verbessert, ohne daß entscheidende Merkmale, die sich offensichtlich bewährt hatten, preisgegeben worden wären.

Die Signalübertragung und Stromversorgung für die Sonde erfolgt bei der neuen Version durch ein Einleiterkabel, das zugleich mechanisch tragende Funktion hat. Dies bringt beim Handling an Bord und bezüglich der Verschleißfestigkeit bedeutende Vorteile, erfordert allerdings eine Winde mit Schleifringen. Mit der damit notwendig gewordenen Telemetrie, die nach dem FSK-(Frequency shift key-)Verfahren arbeitet, mußte die Analogimpuls-Elektronikstufe, die bisher im Bordgerät untergebracht war, in die Sonde integriert werden. Die Telemetrie ist ein praxiserprobtes Signalübertragungssystem, das kommerziell von der Firma Meerestechnik und Elektronik (ME), Trappenkamp, gefertigt wird und multisonden-kompatibel ist; d. h., es können ohne Schwierigkeiten weitere Sensoren (z. B. für Leitfähigkeit etc.) an die Gammasonde mit angeschlossen werden.

Mit der gänzlich überarbeiteten Datenerfassung wurde die Möglichkeit geschaffen, die vertikalen Dichteprofile schon während der Messung on-line auf dem Bildschirm darzustellen und bei Interesse auf Plotter auszugeben; parallel dazu werden die Daten auf Floppy abgespeichert.

Im Hand-shake-Verfahren mit einem zweiten, zum Schiffsbetrieb gehörenden Rechner werden Positionsdaten, Zeiten und vorgewählten kritischen Dichten zugeordnete Tiefenwerte („nautische Tiefen") ausgetauscht.

Die neue Version ist bereits im Einsatz (s. Abb. 12), und es werden im praktischen Betrieb voraussichtlich weitere Erfahrungen gesammelt werden, die bei der künftigen kommerziellen Fertigung durch die Firma ME zu berücksichtigen sind. Damit dürfte mit der Gammasonde ein brauchbares Gerät für Schlickuntersuchungen zur Verfügung stehen.

Dem Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen, insbesondere den beteiligten Ämtern: dem Amt für Strom- und Hafenbau, Hamburg, und dem Wasser- und Schiffahrtsamt Bremerhaven, sei für die gute Zusammenarbeit bei der Erprobung und den Feldeinsätzen an dieser Stelle gedankt. Dank gilt auch Herrn Dr. H. Christiansen von Strom- und Hafenbau

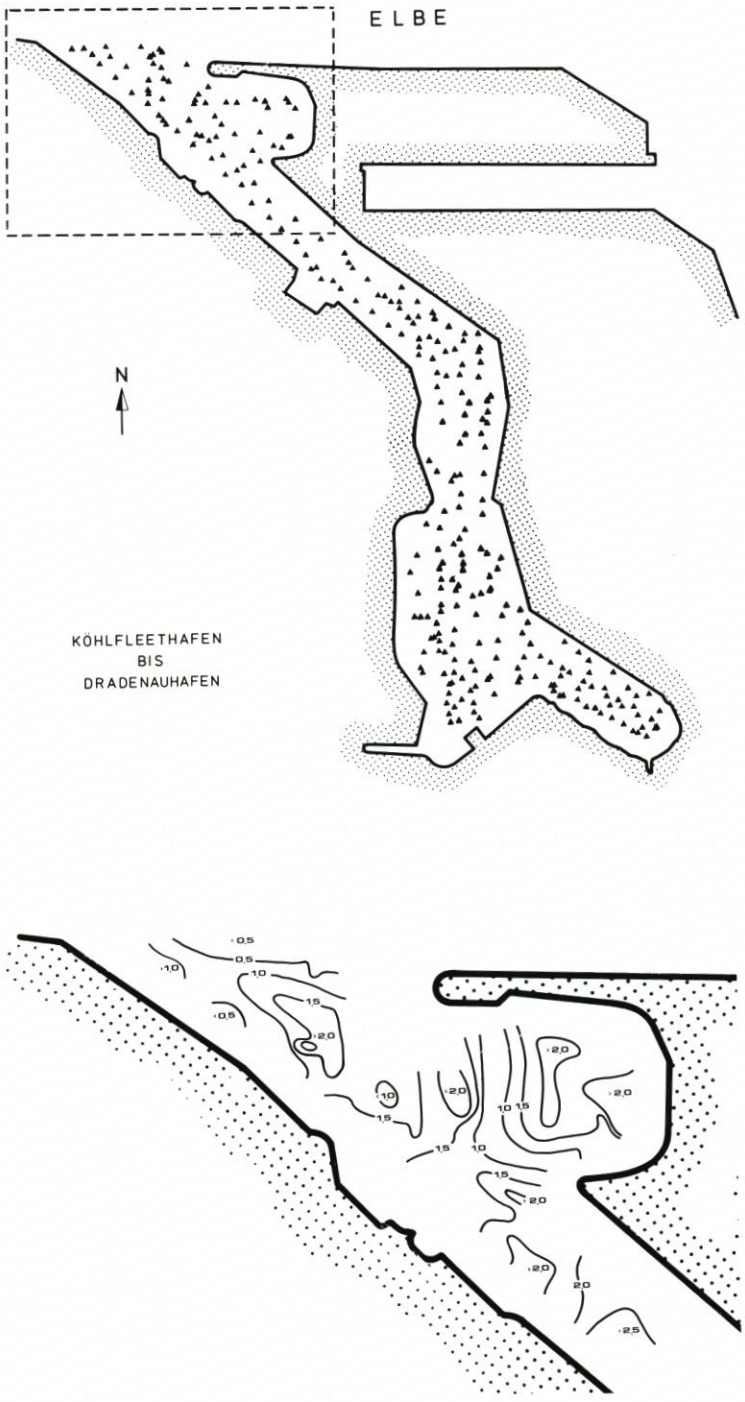


Abb. 11. Vermessung eines Hafenabschnitts von Hamburg (Köhlfleethafen bis Dradenauhafen).
Oben: Stationsplan der Fierprofile
unten: Isolinien der Schlickmächtigkeit im vorderen Bereich des Köhlfleethafens (Einfahrt)

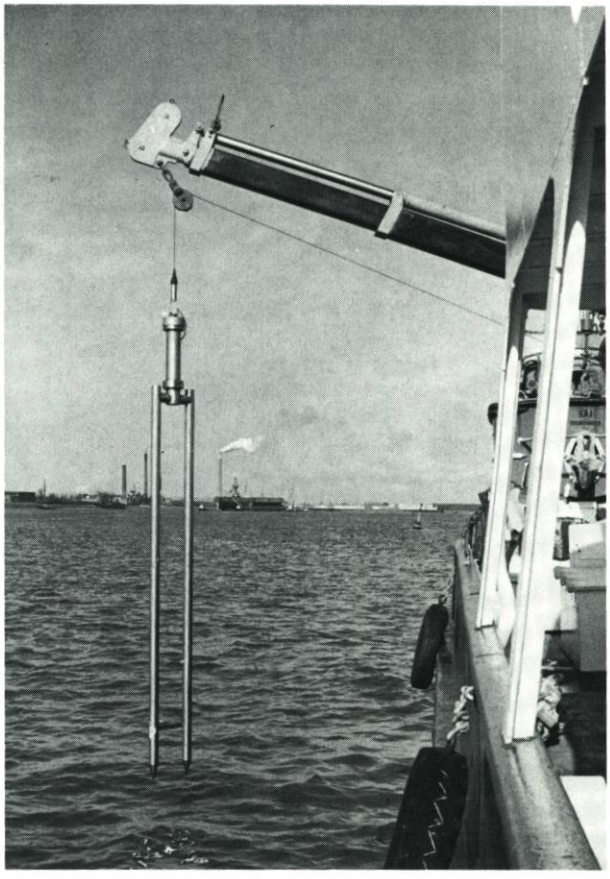


Abb. 12. Photographie der Gammasonde II auf der „Wittesand"

für das fördernde Interesse und zahlreiche anregende Diskussionen. Ferner soll das stete Interesse von Herrn Dr. J. Hülsemann an der Entwicklung der Gammasonde hervorgehoben werden. Herrn Dipl.-Oz. W. Horn wird für die Mitarbeit an der Auswertung der Hafenmessungen gedankt.

8. Schriftenverzeichnis

Barczewski, B. u. Grimm-Strele, J.: Echolotung in verschlammten Gewässern. DVWK-Nachrichten, H. 76, Nov. 1984.

Beckmann, H. u. Abdullah, H.: Erforschung des Meeresbodens mit radioaktiven Meßmethoden. Berichte INTEROCEAN '73, Vol. 2, Nr. 259, Düsseldorf, 1973.

Christiansen, H., Bössow, E., Fanger, H.-U. u. Horn, W.: Bericht in Vorb.

Führböter, A. u. Mittelstädt, M.: Strahlungsmessungen zur Klassifikation von Baggergut aus dem Hamburger Hafen. Leichtweiß-Inst. f. Wasserbau der TU Braunschweig, Bericht Nr. 575, Mai 1984.

Hartmann, W.: Meßverfahren unter Anwendung ionisierender Strahlung. Handbuch der Meßtechnik in der Betriebskontrolle, Band V, AVG, Leipzig, 1969.

HELLEMA, J. A.: Density measurements in situ. Report of the Lower Reaches Directorate of the Netherlands' Public Works Department, Dordrecht (Holland), Nov. 1979.

JURASCHEK, M., BARCZEWSKI, B. u. GRIMM-STRELE, J.: Untersuchungen zur Schlammdickenmessung mit Echoloten. Inst. f. Wasserbau der Univ. Stuttgart, Wissenschaftl. Ber. 81/14 (HWV 030), Dez. 1981.

MOXHAM, R. M., TANNER, A. B. u. SENFTLE, F. E.: In situ neutron activation analysis of bottom sediments, Anacostia River. Washington D.C., Mar. Technol. Soc. J. 11, 1 (p. 14), 1976.

Die Küste, 42 (1985), 1-318

Vergleichende Vermessung der Sohllage in einem Unterweserquerschnitt innerhalb der Schlickstrecke bei Nordenham

Von Helmut Müller

Zusammenfassung

Veranlaßt durch die Untersuchungsergebnisse einer im Rahmen des KFKI-Projektes „Schlick und Schwebstoffe in Ästuaren" im Frühjahr 1984 durchgeführten Rasterpeilung im Bereich der Schlickstrecke der Unterweser bei Nordenham, sind im Herbst 1984 vom Wasser- und Schiffahrtsamt Bremerhaven nochmals umfangreiche Vermessungen der Gewässersohle in einem ausgewählten Querschnitt durchgeführt worden. Diese Untersuchungen hatten zum Ziel, mit zwei unterschiedlichen Echolotfrequenzen die Schlickmächtigkeit und ihre zeitliche Veränderung zu ermitteln und Abhängigkeiten zwischen beobachteten Schlickerosionen oder -sedimentationen und gleichzeitig gemessenen möglichen Einflußparametern aufzuzeigen.

Die sich ergebenden Schwierigkeiten aus den Genauigkeitsanforderungen an die Meßwerterfassung bei der Vermessung werden anhand der Meßergebnisse erläutert und Zusammenhänge zwischen Sohlveränderungen und mehreren Einflußfaktoren dargelegt.

Summary

Based on the measurement results obtained in the spring of 1984 in the context of the KfKI research project "Mud and Suspended Matter in Estuaries", extensive surveys of the bottom topography of a selected cross section of the Weser Estuary were repeated in the fall of 1984 by the Water and Shipping Authority, Bremerhaven. The goals of these investigations were to measure the mud thickness based on sonar measurements using two different frequencies and to determine temporal changes associated with erosion and deposition as well as the parameters affecting these processes.

Problems associated with the required accuracy in the data acquisition are illustrated using measurement results. Dependencies between morphological changes and several parameters are indicated.

Inhalt

1. Einführung 210
2. Veranlassung 211
3. Wiederholungspeilungen während einer Halbtide 211
   3.1 Durchführung der Peilungen 211
   3.2 Strömungsgeschwindigkeit, Salzgehalt und Wassertemperatur 213
   3.3 Vorstellung der Peilergebnisse 213
   3.4 Interpretation der Ergebnisse 214
4. Querpeilungen zu unterschiedlichen Terminen 218
   4.1 Veranlassung und Durchführung 218
   4.2 Vorstellung der Peilergebnisse 219
   4.3 Oberwasserabfluß, Tideparameter, Leitfähigkeit, Wassertemperatur 219
   4.4 Diskussion der Ergebnisse 223
   4.5 Einfluß von Baggerungen auf die Ergebnisse 224
5. Schlußbemerkungen 225

1. Einführung

Zu den Hauptaufgaben der Wasser- und Schiffahrtsverwaltung des Bundes (WSV) im Küstenbereich zählt die ständige Vorhaltung einer festgelegten Solltiefe der Hauptschiffahrtswege zur Gewährleistung einer sicheren und leichten Abwicklung des Schiffsverkehrs zu den deutschen Seehäfen. Der Zuständigkeitsbereich des Wasser- und Schiffahrtsamtes Bremerhaven innerhalb der WSV erstreckt sich von Weser-km 40 (Brake) bis über die Ansteuerungstonne der Außenweser hinaus. Die Erhaltung und Verbesserung bestehender Ausbauzustände der Unter- und Außenweser erfordern fortwährende kostenintensive strombauliche Unterhaltungs- und Neubaumaßnahmen sowie Unterhaltungsbaggerungen.

Besonders in der Brackwasserzone der Unterweser mit der Hauptschlickfallstrecke zwischen km 51 und km 65 müssen jährlich erhebliche Mengen Baggergut mit einem Laderaum-Saugbagger (Hopperbagger) zur Erhaltung der Solltiefe in der Fahrrinne aufgenommen werden (1984: rd. 3 Mio. m^3).

Aufgrund der Auswertung der Baggerergebnisse wurde 1978 das bis dahin angewandte Überlaufverfahren bei der Schlickbaggerung, bei dem der Schlick nur aufgenommen und anschließend dem Strom gleich wieder zugeführt wurde, umgestellt auf eine Verklappung des Schlickes in der Außenweser unter Hinnahme der zeitaufwendigen längeren Transportwege.

Baggerungen werden immer dann erforderlich und umgehend veranlaßt, wenn aufgrund der Auswertung sogenannter Verkehrssicherungspeilungen Mindertiefen in der Fahrrinne festgestellt werden. Zur Erfüllung der Peilaufgaben verfügt das Wasser- und Schiffahrtsamt Bremerhaven über ein Vermessungsmutterschiff mit zwei Peiljollen, die mit 15-kHz- und 100-kHz-Echoloten ausgerüstet sind.

In der Schlickstrecke der Unterweser wird die „feste" Gewässersohle von einer Schlickschicht unterschiedlicher Mächtigkeit und Dichte überlagert. Da bei der Echolotung mit den beiden verwendeten Schallfrequenzen die höherfrequenten Schallimpulse ein geringeres Eindringvermögen aufweisen und schon an der Sprungschicht im Übergangsbereich Wasser-Schlick reflektiert werden, kann die Schlickmächtigkeit erfaßt werden. Da aber bisher noch keine genauen Kenntnisse über die Schlickdichte in Höhe des Reflexionshorizontes und über den Dichtegradienten bis zur festen Sohle sowie über das Manövrierverhalten von Schiffen beim Durchfahren von Schlick vorliegen, wird bei den Verkehrssicherungspeilungen in der Unterweser der erfaßte 100-kHz-Horizont aus Sicherheitsgründen für die Großschiffahrt als Ist-Tiefe angenommen.

In Unkenntnis der tatsächlichen Schlickdichteverhältnisse an der Gewässersohle sowie der zeitlichen Veränderung der Höhenlage des erfaßten Schlickhorizontes führt diese praktizierte Verfahrensweise zu einem erhöhten Baggerbedarf, da nach den bisherigen Erfahrungen davon ausgegangen werden kann, daß auch „scheinbare Mindertiefen" von der Echolotanlage aufgezeichnet und als solche bei der weiteren Auswertung nicht immer erkannt werden.

Der heutige geringe Kenntnisstand über die Bildung und Erscheinungsform von Schlick, die Kausalitäten der Schlickablagerung und Schlickerosion, das Konsolidierungsverhalten von Schlick und die Schlickdichte an der Gewässersohle sowie die Schwebstofffracht in einem Gewässerabschnitt werfen etliche Fragen auf, an deren Beantwortung die Wasser- und Schiffahrtsverwaltung ein großes Interesse hat. Es werden geeignete praxisgerechte Lösungsvorschläge zur Minimierung der Kosten von Unterhaltungsbaggerungen u. a. durch eine Optimierung des Baggerbetriebes und Verringerung der Baggermengen erwartet. Das seit einigen Jahren geförderte KFKI-Projekt „Schlick und Schwebstoffe in Ästuaren" mit dem Ziel systematischer Untersuchungen zu einigen der o. a. Fragestellungen muß als ein Weg angesehen werden, die „Schlickprobleme" weiter aufzuhellen. Die Aktivitäten innerhalb

Die Küste, 42 (1985), 1-318

dieses Projektes im Bereich der Unterweser sind daher vom Wasser- und Schiffahrtsamt Bremerhaven personell und in Form von Geräte- und Schiffsgestellungen aktiv unterstützt worden.

Die folgenden Ausführungen betreffen jedoch Untersuchungen, die vom Wasser- und Schiffahrtsamt Bremerhaven in der Unterweser im Herbst 1984 unabhängig vom laufenden KFKI-Projekt durchgeführt worden sind.

2. Veranlassung

Im Rahmen des laufenden KFKI-Schlickprojektes sind im Frühjahr 1984 in der Schlickfallzone der Unterweser bei Nordenham u. a. flächenhaft ausgewertete Sohlpeilungen (Rasterpeilungen) mit einem 15-kHz- und einem 100-kHz-Echolot durchgeführt worden. Diese auf einen mehrwöchigen Zeitraum ausgelegten Untersuchungen sollten Aufschluß geben über die Schlickmächtigkeit und ihre zeitliche Veränderung in Abhängigkeit von der Oberwasserführung, dem Tidegeschehen und weiteren an der Dauermeßstation Nordenham gemessenen Parametern wie Wassertemperatur, Leitfähigkeit und Sauerstoffgehalt. Die Darstellung der erfaßten Reflexionshorizonte und der Vergleich der Ergebnisse mehrerer, in zeitlicher Folge durchgeführter Peilungen ließen bald den Verdacht aufkommen, daß die ermittelten Sohlveränderungen, die innerhalb weniger Tage bis zu mehreren Dezimetern betrugen, nicht nur auf die ständig im Gewässer ablaufenden Sedimentations- und Erosionsprozesse zurückzuführen waren. Vielmehr wurde vermutet, daß die Genauigkeitsanforderungen an die Echolotung und Ortung während dieser Peilungen für quantitative Aussagen über mögliche Sohlveränderungen nicht hinreichend erfüllt wurden.

Diese Überlegungen haben das WSA Bremerhaven dazu veranlaßt, nochmals umfangreiche Peilungen mit einem genaueren Ortungsverfahren (Mini-Ranger) und einer modernen Peiljolle in der Schlickstrecke bei Nordenham durchzuführen.

3. Wiederholungspeilungen während einer Halbtide

3.1 Durchführung der Peilungen

Am 17. 9. 1984 sind in der Zeit von 8.40 Uhr mit Beginn der Ebbphase bis 14.30 Uhr mit Beginn der Flutphase 25 Querpeilungen im Querschnitt Weser-km 57,5 und 4 Längspeilungen zwischen Weser-km 57,0 und Weser-km 58,0 mit einem 15-kHz- und einem 100-kHz-Echolot (Typ Fahrentholz) durchgeführt worden (Abb. 1).

Um Ungenauigkeiten auszuschließen, die sich aus unterschiedlichen Fahrtrichtungen ergeben könnten, wurde für die Peilungen eine immer beibehaltene Richtung gewählt. Bei den Querprofilen erfolgte die Meßwertaufnahme von Ost nach West, bei den Längsprofilen von Süd nach Nord.

Es wurde weiterhin versucht, möglichst langsam und gleichmäßig unter Beibehaltung des Sollkurses die Peilstrecken abzufahren. Die digitale Meßwertaufnahme erfolgte alle 2 m. Gleichzeitig wurde zur späteren Kontrolle der Digitalaufzeichnungen die Peiltiefe analog aufgezeichnet. Die Beschickung mit den Ist-Wasserständen erfolgte anhand der Tidekurve am Pegel Nordenham bei Weser-km 57,7.

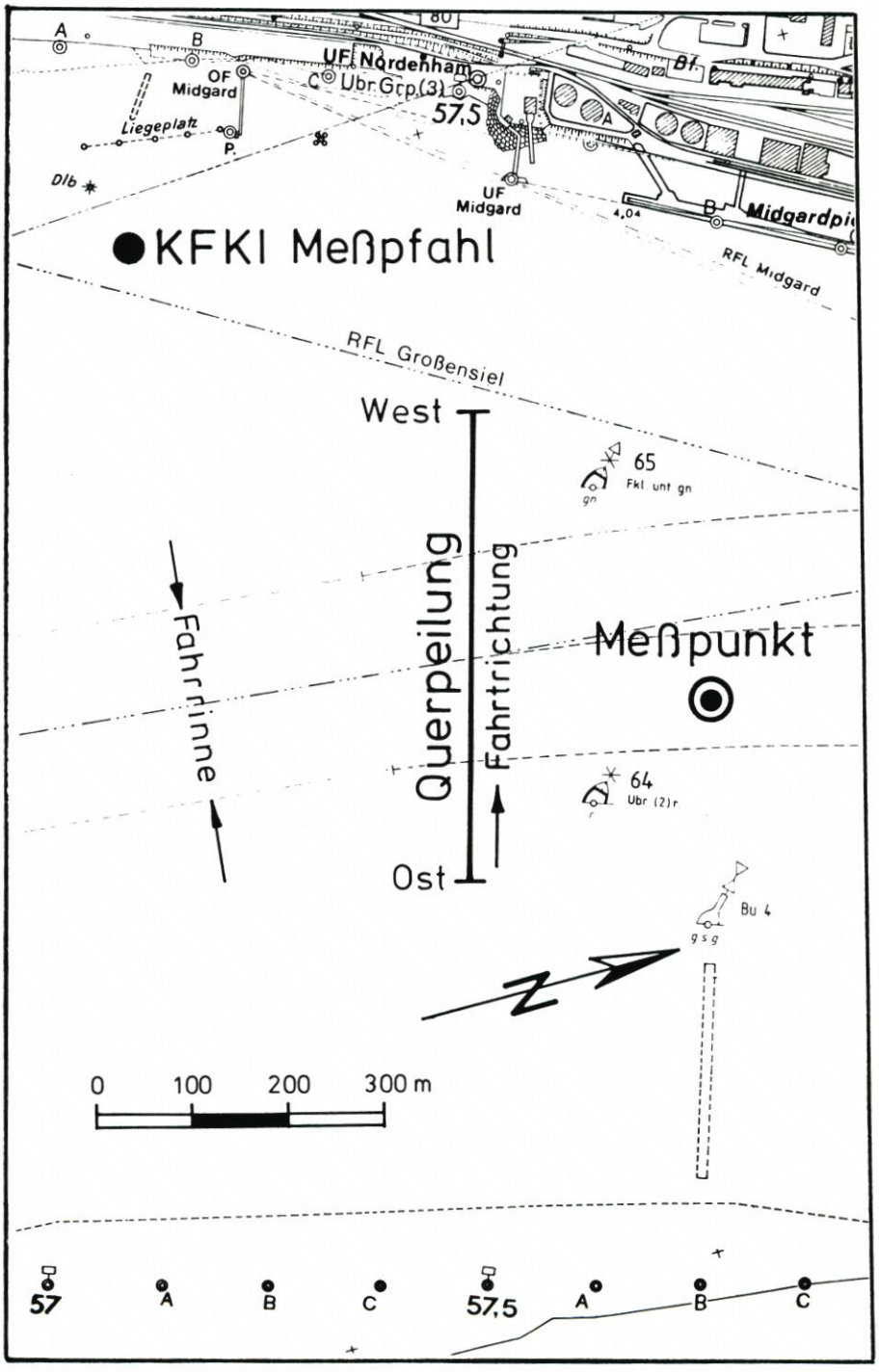


Abb. 1. Lageplan des Querprofiles und der Meßstellen in der Unterweser

Die Küste, 42 (1985), 1-318

3.2 Strömungsgeschwindigkeit, Salzgehalt und Wassertemperatur

Zur Erfassung der Strömungsgeschwindigkeit und -richtung, des Salzgehaltes und der Wassertemperatur während dieser Peilungen wurden neben einem vor Anker liegenden Schiff vier Aanderaa-Meßgeräte in unterschiedlicher Wassertiefe ausgesetzt.

Auf Abb. 2 sind die während des Meßzeitraumes vorgefundenen Strömungsgeschwindigkeiten, Salzgehalte und Wassertemperaturen in zwei Meßebenen dargestellt.

Die max. Ebbstromgeschwindigkeit beträgt rd. 190 cm/s in 9 m Höhe und rd. 115 cm/s in 3,25 m Höhe über der Sohle.

Die festgestellten Geschwindigkeitsdifferenzen bei dieser Höhendifferenz von 5,75 m betragen etwa mit Beginn des vollen Ebbstromes bis annähernd 1 Stunde vor Kenterung Ebbe 60 bis 80 cm/s. Der Kenterzeitunterschied zwischen den beiden dargestellten Meßhöhen beträgt etwa 10 Minuten.

Der zu der Meßtide festgestellte Salzgehalt in der Unterweser ist relativ gering. Nur zu Beginn der Ebbphase ist ein Salzgehaltsgradient über die Tiefe festzustellen. Die Veränderung des Salzgehaltes über die Zeit läßt darauf schließen, daß nur ein geringes Salzgehaltslängsgefälle in diesem Weserbereich aufgetreten sein kann.

Bei der Wassertemperatur ist ähnliches festzustellen. Hier sind ganz geringe Temperaturschichtungen über die Tiefe gemessen worden. In diesem Weserbereich herrscht jedoch zum Zeitpunkt der Messung ein nach Oberstrom gerichtetes Temperaturlängsgefälle vor.

3.3 Vorstellung der Peilergebnisse

Die verwendeten Echolote sind vor Beginn der Peilungen anhand der zu diesem Zeitpunkt gemessenen Dichte des Weserwassers kalibriert worden. Die relativ geringen Salzgehalts- und Temperaturänderungen und sich daraus ergebende Dichteänderungen während des Meßzeitraumes dürften daher nur einen unbedeutenden Einfluß auf die Genauigkeit der nachfolgend dargestellten Peilergebnisse gehabt haben.

Abb. 3 zeigt zur Demonstration der graphischen Auswertung von Querpeilungen im Ausschnitt einen Plot mit dem 15-kHz- und 100-kHz-Horizont unter Seekartennull (SKN) im Weser-Querschnitt km 57,5. Von den insgesamt 25 während der Halbtide aufgenommenen Querpeilungen sind 16 in dieser Art mit Hilfe einer DV-Anlage ausgewertet worden. Die unterschiedlichen Horizonte sind auf dieser Darstellung sehr deutlich zu erkennen. Die Schlickmächtigkeit in diesem betrachteten Querschnitt weist bis auf einen Bereich östlich der Feuerlinie kaum größere Höhen auf. Hier befindet sich eine häufig mit Schlick aufgefüllte, etwa 2 km lange „Rinne".

Der auf der Darstellung oben aufgetragene Linienzug stellt die Abweichung vom Sollkurs dar.

Um nun festzustellen, welche Horizontveränderungen sich im Verlauf der Meßtide einstellen, wurden die Horizontdifferenzen über den Querschnitt zwischen jeweils zwei Peilungen ermittelt und aufgetragen. Es zeigte sich jedoch sehr bald, daß diese Art der Auswertung und Darstellung zu keinem aussagefähigen Ergebnis geführt hätte.

Dies soll anhand der folgenden Darstellung (Abb. 4) belegt werden. Hier sind die Ergebnisse der 16 ausgewerteten Querpeilungen zusammenfassend aufgetragen worden. Die Ergebnisse der Längspeilungen sind auf Abb. 5 in gleicher Weise als Ausschnitt dargestellt.

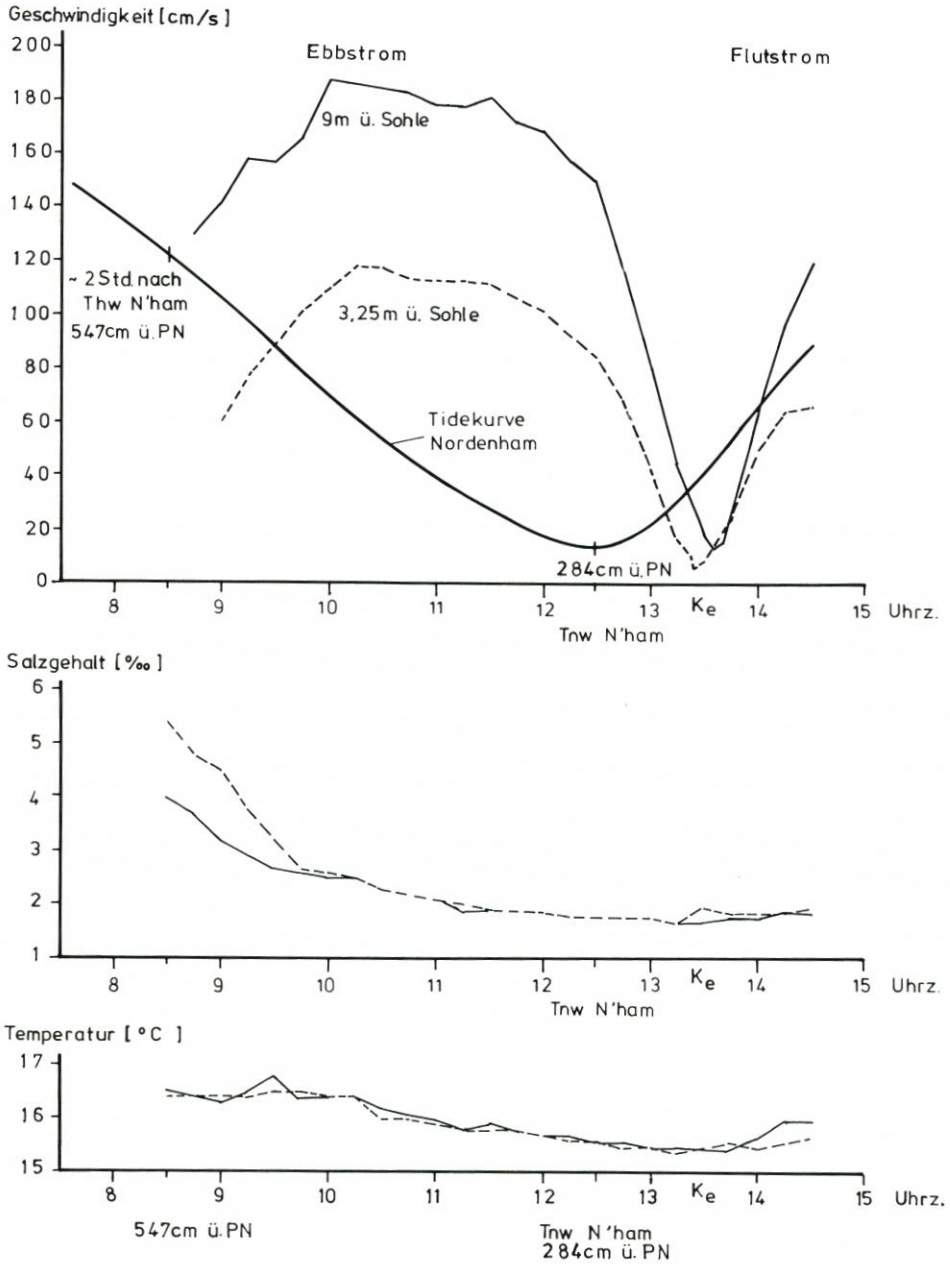


Abb. 2. Strömungsgeschwindigkeit, Salzgehalt und Wassertemperatur in zwei Meßebenen

3.4 Interpretation der Ergebnisse

Die sich ergebenden Schwankungen der Horizonte sind zeitlich nicht einzuordnen. Offensichtlich führen die Zufälligkeit der reflektierten Schallsignale bei der Echolotung und die Abweichung vom Sollkurs zu diesen interessanten Bildern.

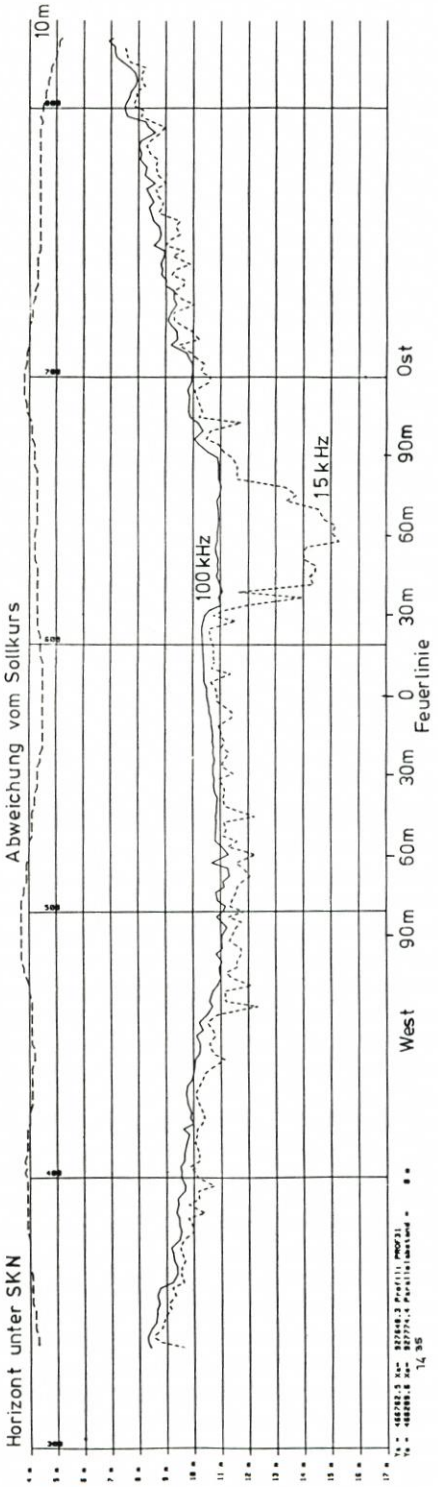


Abb. 3. Typisches Querprofil im Weserquerschnitt km 57,5

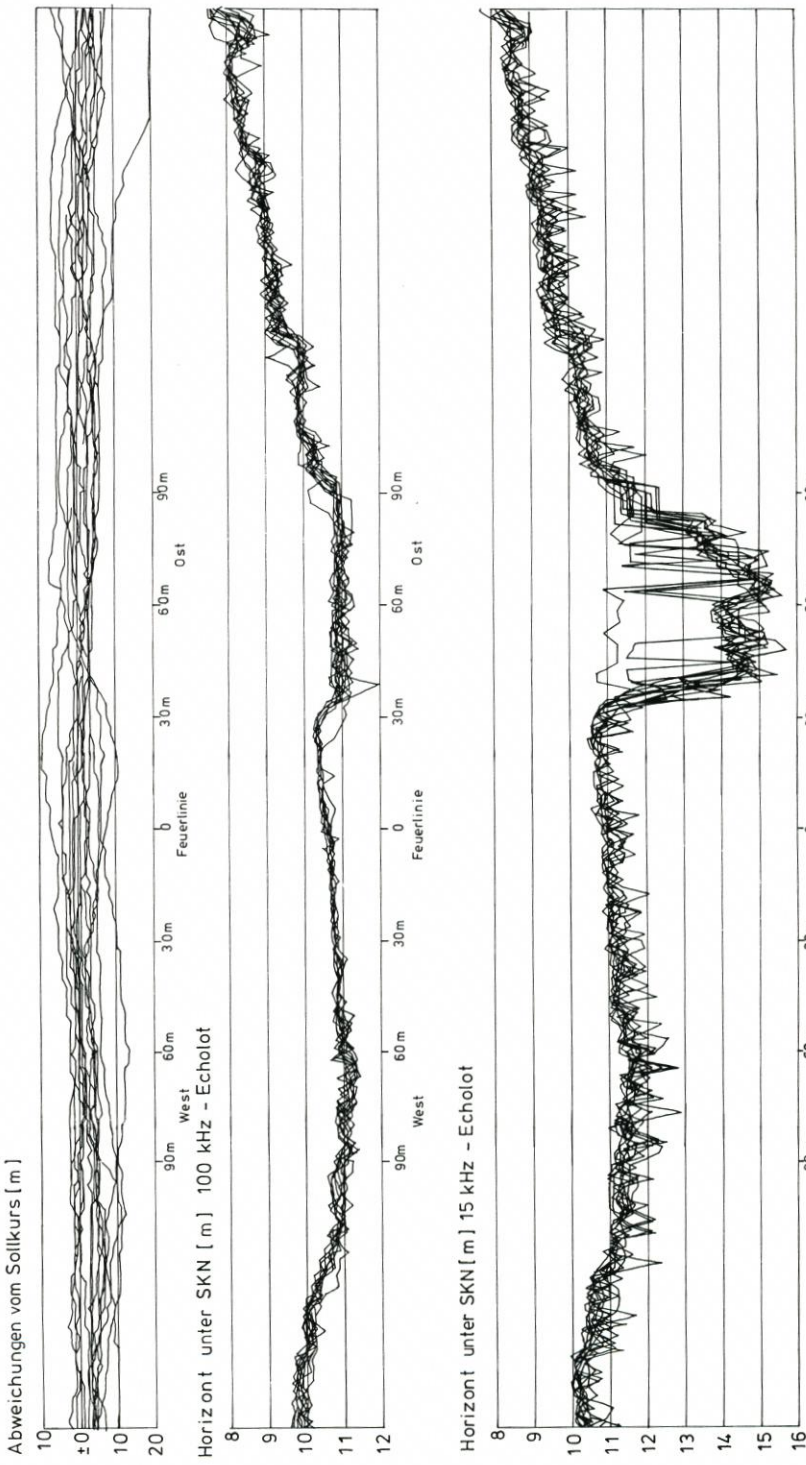


Abb. 4. Querpeilungen während einer Halbtide im Weserquerschnitt km 57,5 am 17. 9. 1984

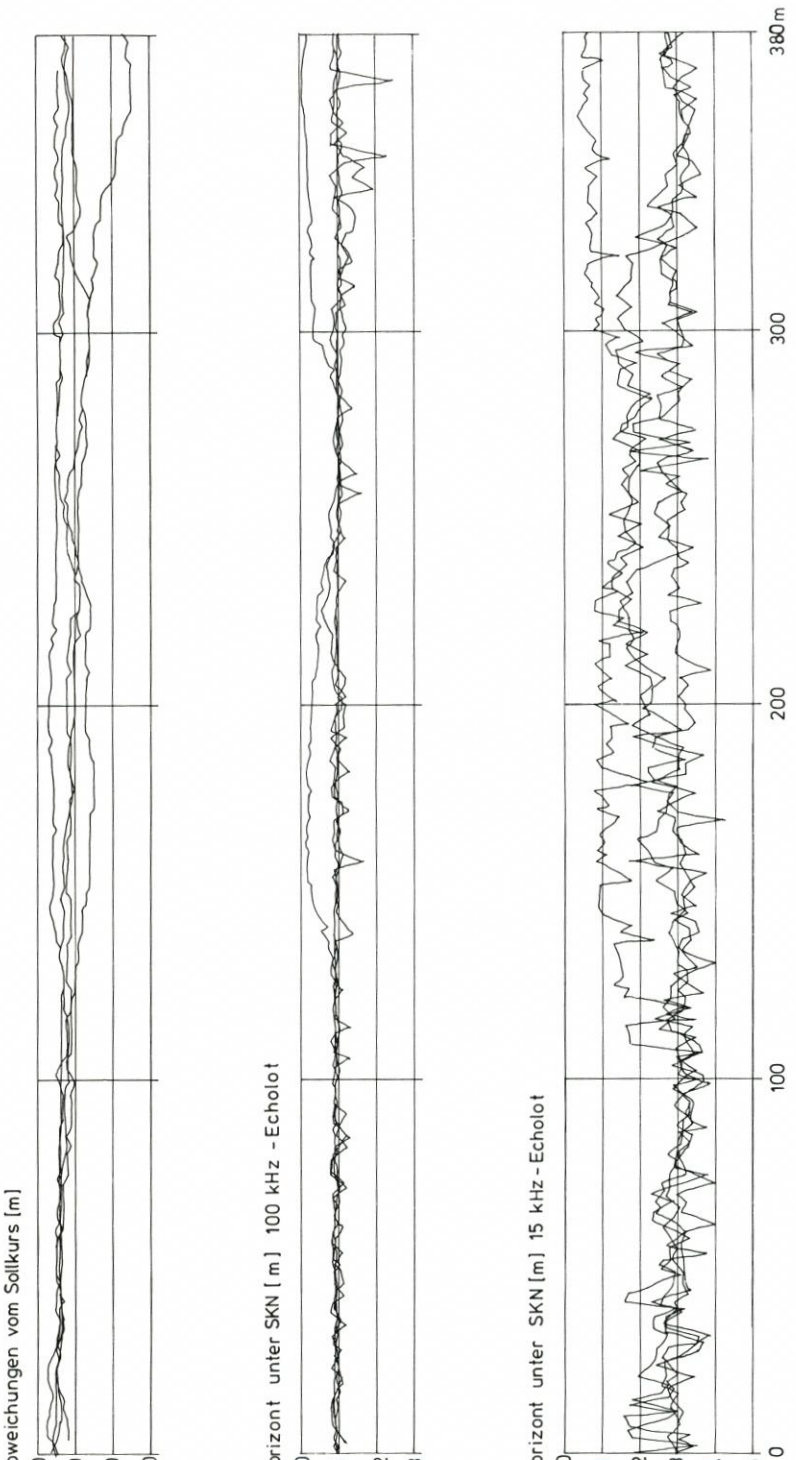


Abb. 5. Längspeilungen während einer Halbtide zwischen Weser-km 57,0 und 58,0; 60 m östlich der Feuerlinie am 17. 9. 1984

Die in Schlickfallgebieten an der Gewässersohle vorzufindenden unkonsolidierten „Schlicklinsen" und Trübungswolken, die mit der Strömung versetzt werden und dabei auch eine Veränderung des Dichtegradienten erfahren, führen bei der Echolotung zu einer vertikalen Verschiebung des Reflektionshorizontes und damit zu unterschiedlichen Lottiefen. Die Streuung der Lottiefen mit der 100-kHz-Ultraschallfrequenz ist jedoch nicht so groß wie bei den 15-kHz-Lotungen. Die niederfrequenten Schallimpulse durchdringen die Schlickschicht und werden erst an Bodenschichten mit höherer Dichte reflektiert. Da das Eindringvermögen größer ist, ist auch die Wahrscheinlichkeit des Antreffens von Sprung- oder Streuschichten größer, so daß hiermit die größere Bandbreite der 15-kHz-Meßergebnisse erklärt werden kann.

Eine weitere Ursache der erzielten unterschiedlichen Meßergebnisse liegt in der Art der Meßwerterfassung mit dem Vermessungsschiff begründet. Es besteht heute noch nicht die Möglichkeit, mit den im üblichen Peilbetrieb zur Verfügung stehenden Schiffsgeräten und Ortungssystemen eine Strecke mit der für diese Untersuchung erforderlichen Genauigkeit abzufahren. Ein vorgegebener Sollkurs kann nicht exakt eingehalten werden, so daß Kursabweichungen in einer Größenordnung von ± 10 m nicht zu vermeiden sind. Bei einer stark profilierten Gewässersohle, differenzierten Dichte-Sprungschichten infolge Salinität, Wassertemperatur und Schwebstofführung, wie sie in der Schlickstrecke der Unterweser vorzufinden sind, zeigen die in ihrer Lage unterschiedlichen Tiefenprofile auch ein unterschiedliches Bild.

Andere Ursachen, die ebenfalls die Peilergebnisse beeinflussen, sind u. a. die unterschiedliche Eintauchtiefe des Vermessungsschiffes in Abhängigkeit von der Fahrgeschwindigkeit und die Eigenbewegungen des Schiffes wie z. B. Rollen und Stampfen.

Die vorgestellten Ergebnisse zeigen, daß die Vermessung einer Gewässersohle von einem fahrenden Schiff aus trotz des Einsatzes moderner Echographenmeßtechnik und Ortungsverfahren etliche Probleme beinhaltet, wenn die Genauigkeitsanforderungen für vergleichende Betrachtungen sehr hoch gestellt werden. Die Hauptursachen der unterschiedlichen Ergebnisse werden jedoch bei den unvermeidbaren Kursabweichungen und Ortungsunzulänglichkeiten zu suchen sein.

4. Querpeilungen zu unterschiedlichen Terminen

4.1 Veranlassung und Durchführung

Die oben unter Pkt. 3 angeführte Vermessung der Sohllage im Querschnitt Weserkm 57,5 während etwa einer Halbtide hat zwar zu keiner Aussage über die mögliche Veränderung des Schlickhorizontes geführt, längerfristig jedoch werden in der Schlickstrecke immer wieder Sohlumformungen größeren Ausmaßes festgestellt.

Um den Nachweis für die Veränderung des Schlickhorizontes zu erbringen und mögliche Abhängigkeiten aufzuzeigen, wurden im November/Dezember 1984 zu fünf unterschiedlichen Terminen jeweils zwei Querprofile in gleicher Weise wie am 17. 9. 1984 aufgenommen. Gleichzeitig erfolgte während dieses Untersuchungszeitraumes eine Aufzeichnung der Strömungsgeschwindigkeit, Wassertemperatur und elektrischer Leitfähigkeit am Meßpfahl Nordenham.

Die Küste, 42 (1985), 1-318

4.2 Vorstellung der Peilergebnisse

Die in digitaler Form vorliegenden Peildaten wurden in schon dargelegter Weise ausgewertet; auf Abb. 6 sind die Ergebnisse zusammengestellt. Im Meßzeitraum vom 5. 11. 1984 bis 3. 12. 1984 ist eine sehr deutliche Abnahme des erfaßten Schlickhorizontes im östlichen Bereich der Fahrrinne zu verzeichnen. Etwa innerhalb eines Monats müssen hier Veränderungen der Schlickmächtigkeit in einer Größenordnung bis zu 3 m erfolgt sein. Die schon angesprochene „Schlickrinne" ist förmlich leergeräumt worden. Im nachfolgenden Zeitraum muß es wieder zu verstärkten Schlickablagerungen gekommen sein; der Schlickhorizont ist um etwa 1 m angestiegen. Eine Veränderung des Schlickhorizontes westlich und östlich der Schlickrinne ist während des gesamten betrachteten Zeitraumes nicht eindeutig erkennbar. Die dargestellten Horizonte schwanken in einem Bereich von etwa 0,5 m. Auch diese dargestellten Ergebnisse zeigen die Schwierigkeit einer Interpretation der zeitlichen Sohlveränderung auf.

Zur Verdeutlichung der im östlichen Fahrrinnenbereich festgestellten Veränderung des 100-kHz-Horizontes sind auf Abb. 7 die einzelnen Profile ausschnittsweise unter Einbeziehung der Peilergebnisse vom 17. 9. 1984 noch einmal dargestellt. Hier erkennt man deutlich nicht nur die Tiefenveränderung, sondern auch eine Umbildung der erfaßten Schlickhorizonte in den Randbereichen der Schlickrinne. Mit zunehmender Vertiefung scheint auch eine Verbreiterung dieser Rinne einherzugehen.

Bei der Betrachtung dieser Meßergebnisse stellt sich die Frage, welche Ursachen zu dieser erheblichen Veränderung des Schlickhorizontes geführt haben können. Anhand der nachfolgend dargestellten und näher erläuterten Meßergebnisse einiger sicherlich maßgebender Randbedingungen wird der Versuch unternommen, mögliche Erklärungen dieser beobachteten Horizontveränderungen aufzuzeigen.

4.3 Oberwasserabfluß, Tideparameter, Leitfähigkeit, Wassertemperatur

Auf Abb. 8 ist der Oberwasserabfluß am Pegel Intschede dargestellt. Die Angabe P auf der Zeitachse soll die Tage der Querpeilungen kenntlich machen. Demnach ist am Pegel Intschede eine fast stetige Abnahme des Oberwasserabflusses bis zum 22. 11. 1984 beobachtet worden. Dann folgt eine steil ansteigende Hochwasserwelle, die am 27. 11. 1984 ihr Maximum erreicht und dann schnell wieder abklingt.

Auf Abb. 9 sind die Scheitelwasserstände am Pegel Bremerhaven „Alter Leuchtturm" während des Untersuchungszeitraumes aufgetragen. Auf der Zeitachse sind die Mondphasen kenntlich gemacht. Auffallend sind die geringen Thw-Scheitelwerte am 16./17. 11. 1984 und die hohen Scheitelwasserstände im Zeitraum vom 22.–26. 11. 1984. Hier hat sich eine leichte Sturmflut ereignet.

Auf den folgenden Abbildungen werden Daten unterschiedlicher Parameter dargestellt, die während des Untersuchungszeitraumes am Meßpfahl Nordenham in etwa 1 m Höhe über Grund ermittelt worden sind. Abb. 10 zeigt den Verlauf der mittleren Ebb- und Flutstromgeschwindigkeit sowie der Ebb- und Flutstromdauer, Abb. 11 den zeitlichen Gang der Wassertemperatur und der elektrischen Leitfähigkeit (temperaturkompensiert) zu den Kenterzeiten k_e und k_f. Die Sprünge in den Geschwindigkeitsganglinien auf Abb. 10 sind dadurch zu erklären, daß innerhalb des Meßzeitraumes das Meßgerät zweimal gewechselt werden mußte und dabei das Gerät einmal in einer höheren Ebene über Grund positioniert wurde. Diese unterschiedliche Geräteanordnung – die Höhendifferenz betrug rd. 1 m – macht sich vor-

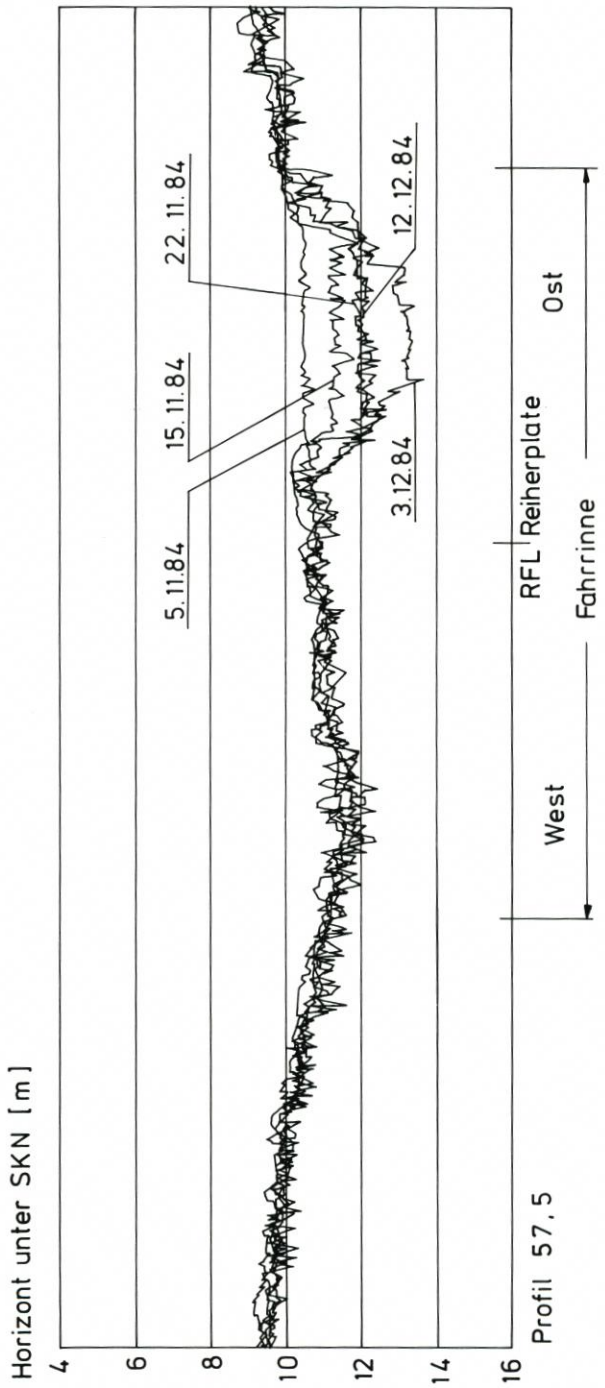


Abb. 6. Querpeilungen mit einem 100-kHz-Echolot im Weserquerschnitt km 57,5 zu unterschiedlichen Terminen

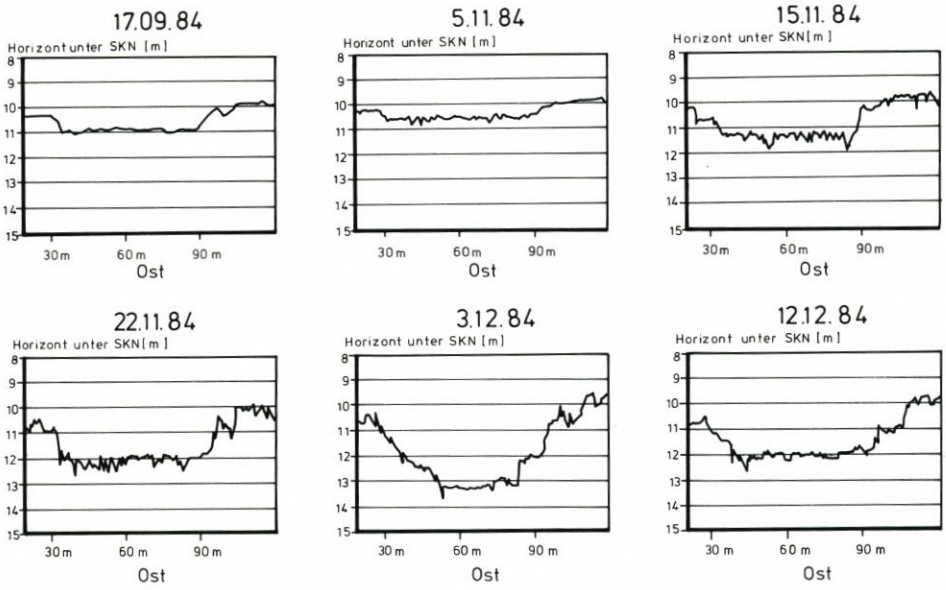


Abb. 7. Ausschnitt der Querprofile im Weserquerschnitt km 57,5

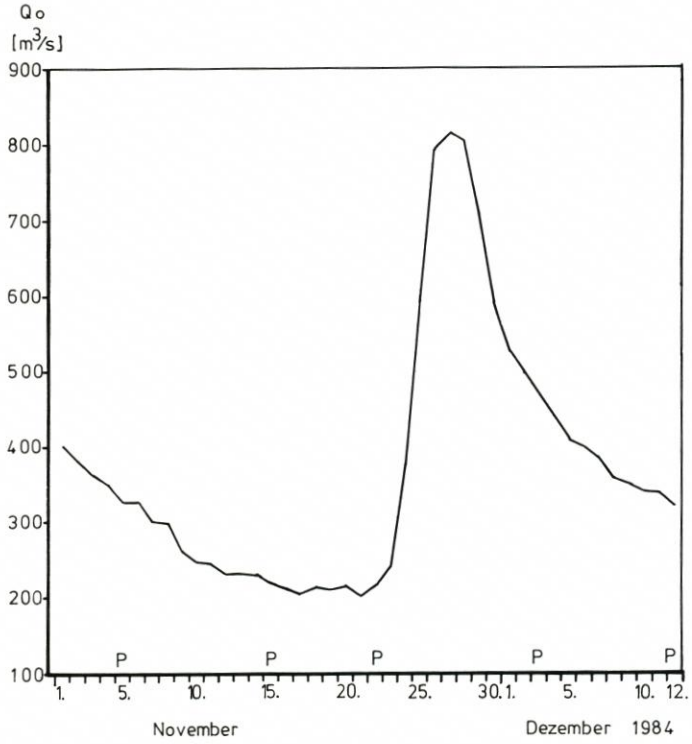


Abb. 8. Oberwasserabfluß bei Intschede

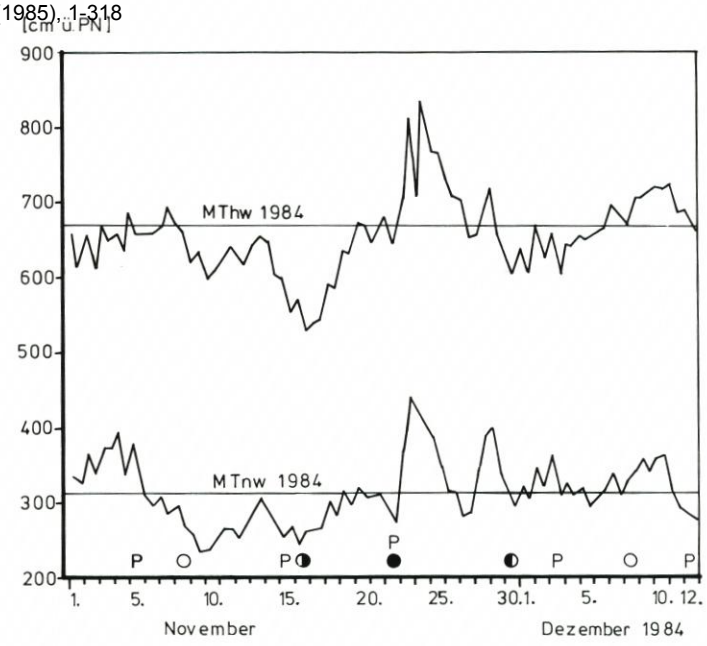


Abb. 9. Scheitelwasserstände am Pegel Bremerhaven (A. L.)

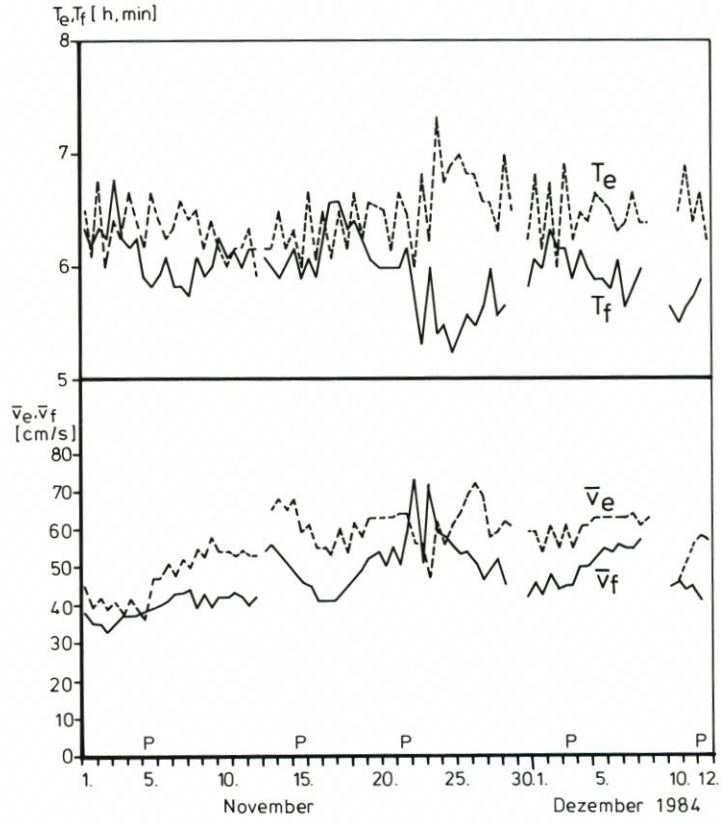


Abb. 10. Mittlere Ebb- und Flutstromgeschwindigkeit, Ebb- und Flutstromdauer am Meßpfahl Nordenham

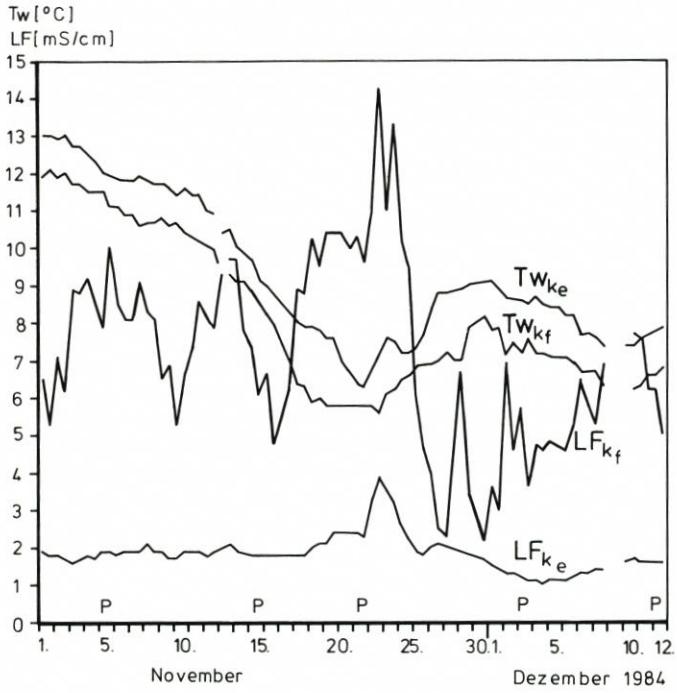


Abb. 11. Wassertemperatur und elektrische Leitfähigkeit am Meßpfahl Nordenham zum Zeitpunkt der Kenterungen

nehmlich bei der gemessenen Strömungsgeschwindigkeit bemerkbar (~ 10 cm/s). Bei den anderen Parametern sind keine größeren Unterschiede erkennbar.

4.4 Diskussion der Ergebnisse

Wenn die hier dargestellten Meßergebnisse an der Pfahlstation Nordenham auch nicht auf den gesamten Querschnitt und damit auch nicht auf die Verhältnisse im Bereich der „Schlickrinne", in der die zeitliche Veränderung des Schlickhorizontes anhand der Echolotaufzeichnungen nachgewiesen werden konnte, direkt bezogen werden können, so lassen sich doch aus den zur Verfügung stehenden Daten Rückschlüsse ziehen auf mögliche Zusammenhänge zwischen Einflußgrößen und den beobachteten Horizontveränderungen.

Im Zeitraum vom 5. 11. bis 22. 11. 1984 – also vor dem Sturmflutereignis – nimmt die Schlickmächtigkeit um rd. 1,5 m ab. Gleichzeitig sinkt der Oberwasserabfluß unter das langjährige Mittel. Die Scheitelwasserstände liegen in diesem Zeitraum fast ausschließlich unter dem 84er Mittelwert. Bei der mittleren Ebb- und Flutstromgeschwindigkeit ist eine allgemeine Zunahme zu erkennen. Die Stromdauer unterscheidet sich nur zu Beginn des Untersuchungszeitraumes, dann erfolgt eine Angleichung, wobei der Flutstrom teilweise länger läuft als der Ebbstrom, wahrscheinlich hervorgerufen durch den geringen Oberwassereinfluß auf die Ebbphase.

Bei der Leitfähigkeit sind zum Kenterzeitpunkt k_e kaum größere Schwankungen festzustellen, zum Kenterzeitpunkt k_f alterniert die Leitfähigkeit in Abhängigkeit von den eingetre-

tenen Hochwasser-Scheitelwasserständen. Die Wassertemperatur nimmt während dieses betrachteten Zeitraumes stetig ab.

Unter der Annahme, daß einige der aufgeführten Parameter zu der Veränderung des Schlickhorizontes beigetragen haben und gleichzeitig erfolgte Baggerungen in diesem Zeitraum in dem betrachteten Weserabschnitt unberücksichtigt bleiben, kommen vorwiegend folgende Einflußgrößen und ihr zeitliches Verhalten in Betracht:

die relativ hohen Ebb- und Flutstromgeschwindigkeiten,
der relativ lange laufende Flutstrom,
die Abnahme der Wassertemperatur und damit Zunahme der kinematischen Zähigkeit des Wassers.

Es ist zu vermuten, daß alle drei Faktoren im Zusammenwirken zu einer Verminderung der Schlickmächtigkeit beigetragen haben könnten.

Die am 3. 12. 1984 festgestellte weitere Ausräumung der Schlickrinne wird auf die abgelaufenen Sturmtiden zurückgeführt. Damit einhergehend haben sich die Ebb- und Flutstromgeschwindigkeiten erhöht. Die Flutstromdauer ist während dieser Periode relativ kurz, dagegen die Ebbphase relativ lang. Der Einfluß des erhöhten Oberwasserabflusses auf die Schlickerosion in diesem betrachteten Zeitraum kann nicht abgeschätzt werden, eine indirekte Abhängigkeit liegt jedoch nahe.

Die am 12. 12. 1984 beobachtete Wiederzunahme der Schlickmächtigkeit untermauert die aufgezeigten Abhängigkeiten zwischen möglichen Einflußfaktoren und der Veränderung des Schlickhorizontes. Das Tidegeschehen und der Oberwasserabfluß sowie die Wassertemperatur und die Leitfähigkeit haben sich bei jetzt normalen Verhältnissen stabilisiert. Als Folge lagert sich wieder vermehrt Schlick in der Fahrrinne ab.

Die obigen Ausführungen und Rückschlüsse auf mögliche Einflußfaktoren für das Verhalten von Schlick in einem Tidestrom wie der Unterweser enthalten zweifellos Unsicherheiten, stellen jedoch einen Versuch dar, anhand beobachteter Veränderungen des Schlickhorizontes und zeitgleich gemessener Randbedingungen mehr Kenntnisse über das Schlickverhalten an der Gewässersohle zu erhalten. Für genauere Betrachtungen ist der Untersuchungszeitraum sicherlich zu kurz. Ein langfristig angelegtes Meßprogramm dürfte jedoch zu Ergebnissen führen, die genauere Aussagen zu Fragen der Schlickerosion und -sedimentation erlauben.

4.5 Einfluß von Baggerungen auf die Ergebnisse

Bei den bisherigen Betrachtungen sind die Baggerungen in der Schlickstrecke innerhalb des Untersuchungszeitraumes nicht berücksichtigt worden. Abb. 12 zeigt Baggermengen, hier dargestellt durch die Anzahl der Baggerladungen, die während des betrachteten Zeitraumes im Weserabschnitt km 56 bis 58, also im Bereich des untersuchten Querschnitts km 57,5, der Fahrrinne entnommen worden sind.

Die Baggerladungen sind hier nur nach Fahrrinnenbereichen aufgeschlüsselt; es liegen aber genauere Angaben zu den Entnahmestellen vor. Die Kornverteilung des aufgenommenen Baggergutes und die Lagerungsdichte im Baggerraum sind jedoch nicht bekannt. Somit stellen die Mengenangaben in der Darstellung der Baggerladungen nur einen rechnerischen Wert dar; die tatsächlich gebaggerten Mengen, bezogen auf eine Massenbilanzbetrachtung an der Gewässersohle, werden geringer sein.

Dennoch sind die in dem betrachteten Weserabschnitt aufgenommenen Mengen – besonders auf der Ostseite der Fahrrinne – nicht unerheblich. Jedoch sind diese Mengen nur zu einem geringen Teil aus der im Querschnitt km 57,5 liegenden Schlickrinne entnommen

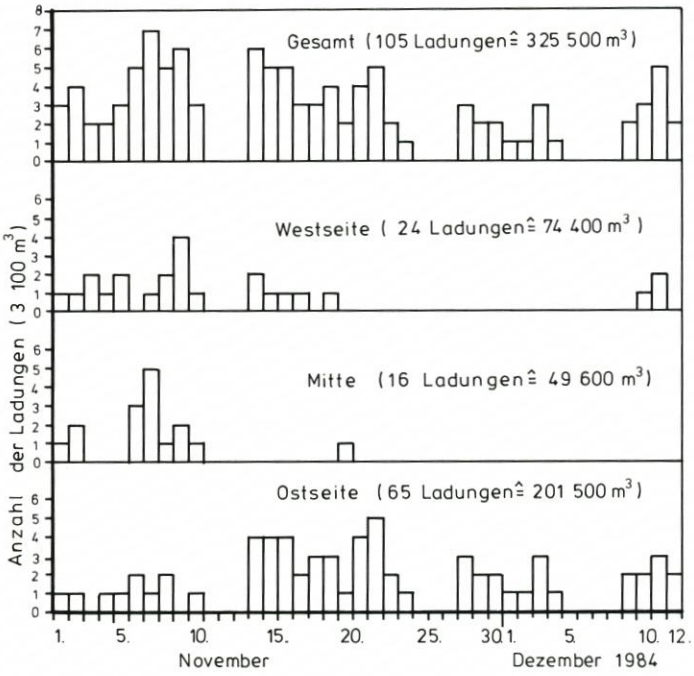


Abb. 12. Anzahl der Baggerladungen Weser-km 56 bis 58

worden. Längspeilungen in diesem Bereich zeigen sehr deutlich, daß der Schlickhorizont sich überwiegend durch die natürlichen Gegebenheiten im Gewässer verändert haben muß. Eine Beeinflussung durch die Baggerungen ist jedoch nicht auszuschließen.

Diese Vermutung verdeutlicht die Schwierigkeit, Kausalitäten der zeitlichen Veränderung der Schlickmächtigkeit in einer Schiffahrtsrinne festzustellen, wenn neben den natürlichen Mechanismen von Erosion und Sedimentation erforderliche Baggerungen für die Belange der Schiffahrt die Gewässersohle fortlaufend verändern.

5. Schlußbemerkungen

Die dargestellten Peilergebnisse zeigen, mit welchen Unzulänglichkeiten die Vermessung einer Gewässersohle in Schlickstrecken trotz des Einsatzes moderner Vermessungsschiffe, Echographenmeßtechnik, Ortungsverfahren und DV-Anlagen heute noch behaftet sein kann. Dies ist den betroffenen Stellen bekannt, und man ist ständig bemüht, durch gezielte Maßnahmen die Genauigkeit bei der Seevermessung zu erhöhen.

So läuft z. B. beim Wasser- und Schiffahrtsamt Bremerhaven zur Zeit ein Untersuchungsprogramm zur Ermittlung der Parameterungenauigkeiten beim Peilen. Des weiteren bemüht man sich um eine Verbesserung der digitalen Erfassung, Aufzeichnung und Auswertung der Peildaten.

Zur Ermittlung vertikaler Schlickdichteprofile verfügt das Wasser- und Schiffahrtsamt Bremerhaven seit Anfang des Jahres 1985 über eine Gammasonde, die vom GKSS-Forschungszentrum Geesthacht entwickelt und gebaut worden ist. Hiermit besteht die Möglichkeit, innerhalb der Schlickfallstrecke der Unterweser den Dichtegradienten in Schlickablagerungen zu bestimmen und zu Vergleichen mit den Peilergebnissen heranzuziehen.

Die Küste, 42 (1985), 1-318

Optische Messungen zur Bestimmung von Schwebstofftransporten

Von Klaus Ohm

Zusammenfassung

Es werden die Grundlagen der Schwebstoffkonzentrationsbestimmung mittels Trübungs- und Attenuationsmessung dargestellt. Im Ästuar ist bei den hohen Konzentrationen die Attenuationsmessung geeigneter; der dieser Methode prinzipiell anhaftende Meßfehler kann durch eine Messung am Formazinstandard beurteilt werden. Die Proportionalitätskonstante zwischen Attenuationskoeffizient und Schwebstoffkonzentration ist zur Zeit für Bilanzierungsprobleme nur unzureichend bestimmt. Hier könnten zusätzliche Streulichtmessungen die Korngrößenverteilung der Suspension ermitteln und damit die entscheidende Fehlerursache verringern.

Summary

The basic principles of optical measurements of concentrated suspended matter, as is often found in estuaries, are discussed. Attenuation measurements are easier to use as an indicator of concentration than turbidity measurements. Formacine can be used to evaluate systematic errors associated with different instruments due to angular spreading of the light beam. Insufficient knowledge of the correlation between the attenuation coefficient and concentration yields the largest uncertainty in calculating the concentration. This could be reduced by additional scattered light measurements which would then lead to the determination of the suspended sediment particle size distribution.

Inhalt

1. Einführung 227
2. Grundlagen der optischen Verfahren 228
   2.1 Begriffe 228
   2.2 Optische Eigenschaften von Hydrosolen 229
   2.3 Meßkonzepte 230
      2.3.1 Trübungsmessung 230
      2.3.2 Attenuationsmessung 231
3. Zusammenhang von Stoffkonzentration und Attenuationskoeffizient 233
   3.1 Experimentelle Befunde und ihre Ursachen 233
   3.2 Eine empirische Korrektur des Beerschen Gesetzes 234
4. Schriftenverzeichnis 235

1. Einführung

Die Kenntnis des Schwebstofftransports ist besonders im Ästuarbereich von grundlegender Bedeutung. Einerseits beobachtet man in der Vermischungszone von Flußwasser und Meerwasser besonders große Mengen von Schwebstoffen im Wasser und am Boden, andererseits sind die Flußmündungen dicht besiedelt und durch Schiffahrt und Industrie intensiv genutzt. Daraus ergeben sich zwei Schwerpunkte des Interesses am Schwebstofftransport. Um die Schiffahrtswege freizuhalten, wird Sediment aus der Fahrrinne gebaggert. Das soll

möglichst geringe Kosten verursachen. Chemische Produkte liefern einen wesentlichen Beitrag zur Umweltbelastung von Gewässern. Das Schicksal chemischer Schadstoffe ist wegen der großen spezifischen Oberfläche des Schwebstoffs eng mit seinem Transport und Verbleib verknüpft.

2. Grundlagen der optischen Verfahren

Der Transport wird ermittelt, indem die Konzentration eines Stoffes an einem Ort mit der dort herrschenden Strömungsgeschwindigkeit multipliziert wird. Die so erhaltene Flußdichte kann über einen Gewässerquerschnitt und über die Zeit integriert werden, um zu transportierten Mengen zu gelangen. Verlangt man eine höhere Genauigkeit des Ergebnisses oder schwanken die Meßgrößen Konzentration und Geschwindigkeit, müssen diese entsprechend örtlich und zeitlich dichter genommen werden. Hier liegt der wesentliche Grund für die Einführung optischer Methoden.

Schwebstoffkonzentrationen werden direkt bestimmt, indem man eine Wasserprobe bekannten Volumens filtriert und das getrocknete Filter wägt oder indem der Schwebstoff einer meist größeren Wassermenge zentrifugiert, getrocknet und gewogen wird. Solche Messungen können nur punktuell durchgeführt werden und sind verhältnismäßig aufwendig. Mit optischen Methoden kann dagegen automatisch kontinuierlich gemessen werden. Damit kann man eine wesentlich größere Dichte der Meßpunkte erzielen und damit höhere Verläßlichkeit oder bessere Auflösung erreichen.

Optische Messungen sind indirekte Verfahren; man erhält als Ergebnis z. B. den Attenuationskoeffizienten der Probe oder den Vergleich mit einem künstlichen Trübungsstandard. Die Grundlagen dieser Verfahren werden im ersten Teil dargestellt. In einem zweiten Schritt muß diese optische Größe mit der Stoffkonzentration verknüpft werden. Das geschieht mittels Eichmessungen, deren Problematik im zweiten Teil diskutiert werden soll.

2.1 Begriffe

Die Wellenlänge λ ist eine wesentliche Qualität des Lichtes, und sie beeinflußt seine Wechselwirkung mit der Materie. Da diese Arbeit sich nicht mit der Wellenlängenabhängigkeit von Prozessen beschäftigt, wird davon ausgegangen, daß monochromatisch bei einer bestimmten Wellenlänge gearbeitet wird. Entsprechend wird der Index λ von wellenlängenabhängigen Größen auch weggelassen. Weiterhin wird keine Wellenlängenumwandlung durch Fluoreszenz betrachtet. Die betrachteten Prozesse sind die Absorption und die Streuung. Das bedeutet, daß Licht, das in einen Meßraum fällt, diesen zu einem Teil unbeeinflußt wieder verläßt, ein zweiter Teil durch Streuung in veränderten Richtungen heraustritt und ein dritter Teil durch Absorption in Wärme umgewandelt wird und damit seinen Charakter als Licht verliert.

Dieser Beschreibung entsprechend werden auch die Begriffe verwendet (Abb. 1): Die Materieeigenschaft, die Licht durch Absorption vernichtet, wird durch den Absorptionskoeffizienten a beschrieben, die Eigenschaft, die Licht aus seiner Richtung ablenkt, durch den totalen Streukoeffizienten b. Die Summe der beiden wird, übereinstimmend mit der Terminologie der optischen Ozeanographie, Attenuationskoeffizient c genannt (Jerlov, 1976).

$$c = a + b \tag{1}$$

Die Küste, 42 (1985), 1-318

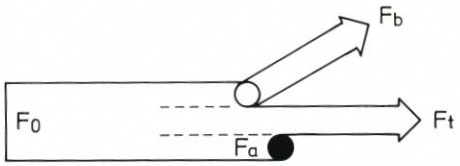


Abb. 1. Aufteilung des Strahlungsflusses F_0 bei Absorption und Streuung. Der Teil, der weder absorbiert (F_a) noch gestreut (F_b) wird, tritt unbeeinflußt aus dem Meßraum (F_t)

Die für c auch verwendete Bezeichnung „Extinktionskoeffizient" wird aus Gründen der Eindeutigkeit vermieden. Wegen des hier betrachteten Konzentrationsbereichs wird nur die Wirkung der Partikeln betrachtet, nicht die sehr viel geringere des reinen Wassers; eine entsprechende Indizierung kann entfallen.

2.2 Optische Eigenschaften von Hydrosolen

Diese grobe Begriffsbestimmung soll an Hand der wichtigsten optischen Eigenschaften des zu untersuchenden Mediums noch etwas präzisiert werden. Absorption ist an gefärbte Lösungen oder gefärbte Teilchen gebunden. Die Streuung wird durch Wechselwirkung des Lichts mit Teilchen von anderer Brechzahl als der des Wassers verursacht. Für Teilchen, die sehr klein gegen die Wellenlänge sind, hat Lord RAYLEIGH (1871) eine Theorie der Streuung geliefert. Für größere homogene Kugeln hat MIE (1908) eine grundlegende Arbeit veröffentlicht, in deren Folge auch für andere Partikelformen die Streuung berechnet wurde. Wichtig für unsere Zwecke ist dabei die Streufunktion $\beta(\varphi)$, die die Winkelverteilung des gestreuten Lichts beschreibt. Den totalen Streukoeffizienten b erhält man durch Integration über den vollen Raumwinkel.

Abb. 2 stellt eine typische Streufunktion $\beta(\varphi)$ dar; in Richtung des Winkels φ ist die auf den einfallenden Strahlungsfluß F_0 und das Streuvolumen ΔV bezogene Strahldichte aufgetra-

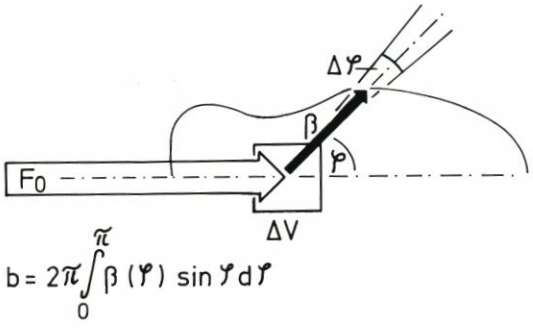


Abb. 2. Eine typische Streufunktion $\beta(\varphi)$. ΔV ist der Meßraum, φ der Winkel, unter dem das gestreute Licht beobachtet wird, und b der totale Streukoeffizient

gen. Typisch ist ein starker Anteil an Vorwärtsstreuung und ein Minimum unter etwa 90°. Bei einer festen Wellenlänge wird die Form von $\beta(\varphi)$ von Brechzahlen des Wassers und der Partikeln und vom Durchmesser der Partikeln bestimmt. Diese liegen im allgemeinen nicht in einer Fraktion vor, sondern in einer Größenverteilung. Entsprechend dieser Verteilung

überlagern sich die zu den einzelnen Größen gehörenden Streufunktionen zu einer resultierenden. Die Intensität des gestreuten Lichts oder die Größe des totalen Streukoeffizienten ist proportional zur Anzahl der Partikeln im Volumen ΔV. Eine ausführliche Darstellung und Anwendung der Theorie auf meereskundliche Probleme, allerdings bevorzugt auf Plankton, findet man in den Arbeiten von REUTER (1980) und DIEHL u. HAARDT (1980).

2.3 Meßkonzepte

Um größtmögliche Kenntnisse über die Konzentration und Art der Schwebstoffe zu erhalten, ist eine Messung der erwähnten Größen nötig, des absorbierten Lichtflusses und der Streufunktion, darüber hinaus aber auch der Polarisationsebenen des in die verschiedenen Winkel gestreuten Lichts, und das alles in einem größeren Wellenlängenbereich. Der damit verbundene Aufwand kommt für Feldmessungen nicht in Betracht. Vielmehr wendet man Verfahren an, bei denen nur eine Größe gemessen wird und deren Aussage dementsprechend nicht eindeutig interpretiert werden kann. Das gleiche optische Ergebnis kann von verschiedenen Stoffkonzentrationen erzeugt werden.

2.3.1 Trübungsmessung

Die eine Gruppe von Verfahren faßt man unter dem Begriff Trübungsmessung zusammen. Dabei wird der unter einem Winkel φ in einem Winkelbereich $\Delta\varphi$ gestreute Strahlungsfluß gemessen und durch den eingestrahlten Fluß F_0 geteilt. Die Ergebnisse zweier Geräte, die unterschiedliche Strahlengänge aufweisen, sind offensichtlich nicht vergleichbar. So hat man auch keinen Sinn darin gesehen, bei kommerziellen Geräten die Meßergebnisse in Einheiten des physikalischen Maßsystems anzugeben. Wünschenswert wäre ein Einheitsgerät. Allerdings hat sich bei der Vielzahl von möglichen Winkeln, von denen keiner besonders ausgezeichnet ist, jeder Hersteller einen anderen Strahlengang ersonnen. Um die Messungen mit verschiedenen Gerätetypen doch vergleichbar zu machen, bezieht man sich auf den Standard Formazin, wie er in den deutschen Einheitsverfahren festgelegt ist (Deutsche Einheitsverfahren, 1975), und gibt das Ergebnis in Trübungseinheiten Formazin TE/F an. Der Schluß von Trübung auf die Stoffkonzentration ist bei unterschiedlichem Strahlengang der Geräte im allgemeinen nicht möglich. Nur wenn die Streufunktion des untersuchten Stoffes der von Formazin gleicht, liefern verschiedene Geräte das gleiche Ergebnis. Einen Eindruck von der Streufunktion von Leitungswasser und Formazin geben ALBERT u. SMIRICZ (1976). Bei unbekannten Stoffen muß also den eigentlichen Messungen eine Kalibrierung von Stoffkonzentrationen gegen Trübung vorangehen, die nur für einen bestimmten Gerätetyp gilt.

Beachtet man die dargestellten Einschränkungen, so hat die Trübungsmessung die vorteilhafte Eigenschaft, daß das Meßsignal, bei 0 beginnend, mit steigender Stoffkonzentration wächst. Dadurch ist die Trübungsmessung besonders geeignet, im Bereich geringer Konzentrationen zu arbeiten. Steigt dagegen die Konzentration zu hohen Werten, so fällt der Meßwert wieder, weil die Streuung des einfallenden Lichtes auf dem Weg zum Meßraum und die des austretenden Lichts nicht mehr vernachlässigt werden kann, ebensowenig wie die Mehrfachstreuung im Meßraum. Dieses Verhalten zeigen ALBERT u. SMIRICZ (1976) am Beispiel des Formazin. Durch einen Kunstgriff kann man zwar den Zusammenhang von Trübung und Signal linearisieren (FISCHER u. SCHNABEL, 1976), aber dieses Verfahren ist durch die größtmögliche Leistung der Lichtquelle auch beschränkt.

Die Küste, 42 (1985), 1-318

2.3.2 Attenuationsmessung

Die zweite Gruppe von Geräten mißt die Lichtschwächung, die ein Lichtstrahl entlang einer Meßstrecke der Länge L durch Streuung und Absorption erfährt. Der ungestört hereintretende Strahlungsfluß F_t wird gemessen und durch F_0 geteilt, Transmission T genannt. Der negative Logarithmus der Transmission ist, bezogen auf die Streckenlänge L, der Attenuationskoeffizient c.

$$T = F_t/F_0 \quad (2)$$

$$c = (-\ln T)/L \quad (3)$$

Seine Einheit ist m^{-1}. So wie der totale Streukoeffizient b bei einer Partikelgröße proportional zur Teilchendichte ist, ist es auch der Absorptionskoeffizient a und mit Gleichung (1) auch c. Einen typischen Strahlengang zeigt Abb. 3.

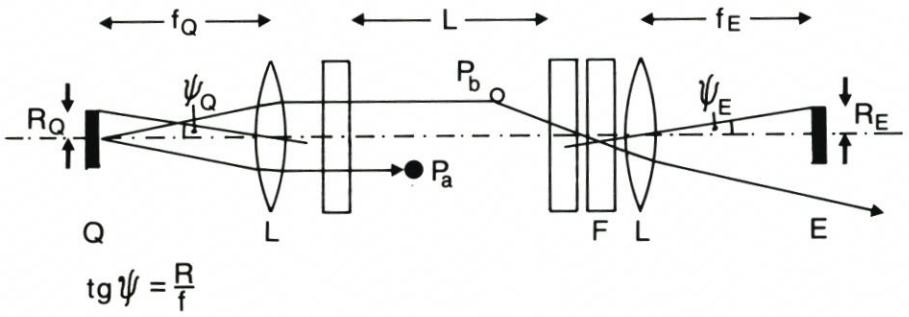


Abb. 3. Strahlengang eines Attenuationsmeßgerätes. Q und E sind Lichtquelle bzw. Empfänger mit dem Radius R, f die Brennweiten der Linsen L, ψ die Öffnungswinkel der Systeme. Das Filter F vermindert das Streulicht aus der Umgebung

Die monochromatische Lichtquelle Q ist wie der Empfänger E im Brennpunkt der Linsen angebracht, die Strahlen verlaufen im Meßraum parallel. Lichtstrahlen, die auf absorbierende Partikeln P_a oder streuende P_b treffen, erreichen nicht den Empfänger.

Eine Fehlerquelle soll im folgenden diskutiert werden: Durch die Fläche des Empfängers mit dem Radius R_E bedingt, erreicht allerdings auch das im Winkelbereich ψ_E vorwärtsgestreute Licht den Empfänger. Dadurch wird T systematisch zu groß und damit c zu klein gemessen. In gleicher Weise wirken auch die Größe der Lichtquelle und der Linsenfehler der sphärischen Aberration. Die Winkel ψ_Q und ψ_E können zwar klein, aber nie zu 0 gemacht werden, ebensowenig wie die Linsenfehler, so daß nie das wahre c gemessen werden kann, sondern immer ein zu kleines. Für das im Institut für Meeresforschung Bremerhaven (IfMB) entwickelte Gerät liegt eine Fehlerabschätzung vor (Ohm, 1979). Diesem prinzipiellen Mangel der Definition von c als Grundlage einer Meßvorschrift steht eine günstige Eigenschaft gegenüber. Man kann an Hand der Meßwerte beim Vergleich zweier Geräte entscheiden, welches das – im optischen Sinn – bessere ist, nämlich das, welches für die gleiche Probe den größeren Wert für c liefert. Ein solcher Vergleich wurde zwischen dem Laborphotometer ELKO II und dem schon erwähnten Attenuationsmeßgerät des IfMB angestellt, indem der Attenuationskoeffizient von hohen Formazinkonzentrationen in beiden Geräten gemessen wurde. Abb. 4 zeigt, daß das ELKO II einen halb so großen bezogenen Koeffizienten mißt, was auch augenscheinlich gestützt wird, weil der Strahlengang stark divergent ist. Zum Vergleich wurde noch ein Wert aus der Literatur herangezogen, der noch kleiner ist, über dessen Zustandekommen aber nichts gesagt werden kann.

Gerät/Autor	λ/nm	Öffnungs-winkel	Trübung TE/F	c/Trübung
ELKO II, Zeiss	Filter RG 610	?	200	0,2/m TE/F
Attenuations-meßgerät, IfMB	665	1,5°	10–200	0,475 ± 0,055/m TE/F
Albert u. Smiricz (1976)	600	?	0,015	0,15/m TE/F

Abb. 4. Vergleich des auf Trübung bezogenen Attenuationskoeffizienten verschiedener Geräte mit einer Literaturangabe

Bis auf Abweichungen im Rahmen dieses Meßfehlers sind aber bei der Attenuationsmessung die Ergebnisse verschiedener Geräte vergleichbar, vorausgesetzt, sie arbeiten mit der gleichen Wellenlänge. Der resultierende Öffnungswinkel des Strahlengangs sollte zur Fehlerabschätzung bei der Beschreibung eines Gerätes angegeben werden.

Bei der Attenuationsmessung wird das maximale Meßsignal bei reinem Wasser erreicht und fällt mit zunehmender Konzentration gegen 0. Im Bereich des Vollausschlages hat aber auch die Drift der elektrooptischen Wandler den größten Einfluß, so daß dort nur ungenau gemessen werden kann, was die Brauchbarkeit des Verfahrens bei geringen Konzentrationen beschränkt. Um ein Gerät für einen Einsatzzweck mit geschätzten Attenuationskoeffizienten c zu dimensionieren, berechnet man die Transmission in Abhängigkeit von c mit der Meßstreckenlänge als Parameter (Ohm, 1979). Für den Ästuarbereich kommen Streckenlängen von 100 bis 10 mm in Betracht, bei kürzerer Meßstrecke wird die Durchströmung behindert. Im IfMB sind eine Reihe von Geräten entstanden, die alle den gleichen Strahlengang aufweisen und je nach Einsatzzweck mit anderen Meßaufnehmern gekoppelt sind. Für die Erforschung des Schwebstofftransports hat sich neben der profilierenden Ästuarsonde für viele Meßgrößen als besonders nützlich eine Version erwiesen, die an den Strömungsmesser von Aanderaa gekoppelt ist (Abb. 5).

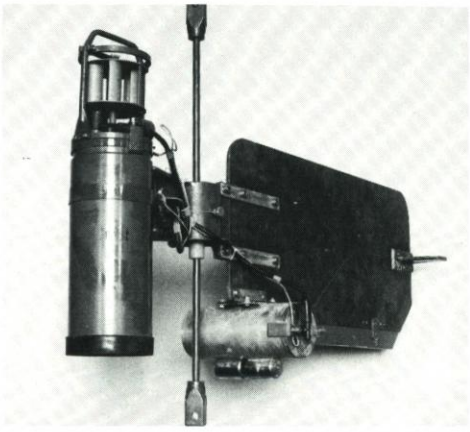


Abb. 5. Attenuationsmeßgerät des IfMB, gekoppelt an das Strömungsmeßgerät von Aanderaa. Die Meßstrecke wird durch die Fahne quer zur Strömungsrichtung gestellt

Die Meßdaten werden im Strömungsmesser zusammen mit der Leitfähigkeit und der Temperatur gespeichert, so daß die eingangs geschilderte Multiplikation von Konzentration mit der Strömungsgeschwindigkeit durchgeführt werden kann (KRAUSE u. OHM, 1984).

3. Zusammenhang von Stoffkonzentration und Attenuationskoeffizient

Nach dem Konzept der Attenuationsmessung kann also weitgehend unabhängig vom Gerätetyp der Koeffizient c gemessen werden. Um auf die Stoffkonzentration K zu schließen, wurden viele Messungen an natürlichen und an synthetischen Proben gemacht, z. B. von LÜNEBURG (1953), RAGUTZKI (1975), REINEMANN et al. (1982) und KRAUSE u. OHM (1984). Diesen Ergebnissen entnimmt man, daß das BEERsche Gesetz von der Proportionalität, also

$$K = e\,c \qquad (4)$$

gut erfüllt ist, wenn man eine Probe mit konstanter Größenverteilung, von hohen Konzentrationen (1 g/l) ausgehend, verdünnt. Liegen dagegen Proben mit unterschiedlichen Größenverteilungen oder von unterschiedlichen Zusammensetzungen vor, so schwanken die Proportionalitätsfaktoren e beträchtlich.

3.1 Experimentelle Befunde und ihre Ursachen

Einer Darstellung von HAARDT et al. (1979) kann man für Schlicksuspension mit einer Konzentration von 5 mg/l die Werte der Tab. 1 entnehmen.

RAGUTZKI (1975) hat verschiedene natürliche Sedimente analysiert und zu Suspensionen zwischen 20 und 120 mg/l verarbeitet; die Ergebnisse sind in Tab. 2 wiedergegeben.

Tabelle 1
Abhängigkeit der Proportionalitätskonstanten e vom Durchmesserbereich der Partikeln d (nach HAARDT et al. [1979])

d/µm	e/g m^{-2}
< 2	2,1
2– 6	2,6
6–20	10

Tabelle 2
Abhängigkeit der Proportionalitätskonstanten e vom mittleren Korndurchmesser d_{50} (nach RAGUTZKI [1975])

d_{50}/µm	Korngrößen / %		e/g m^{-2}
	< 63 µm	< 2 µm	
3	100	40	2,7
12	99	9	5,4
21	89	3	7,6
70	0	0	45
160	4	0	25

Die Beobachtung von e während einer Tide bei Blexen ergab Schwankungen zwischen 1,8 und 4,2 g m^{-2}. Aus den erwähnten Veröffentlichungen sowie aus unveröffentlichten Messungen des Wasser- und Schiffahrtsamtes Bremerhaven (WSA) sind die Proportionalitätskonstanten aus den Abbildungen ermittelt und in Tab. 3 zusammengefaßt worden. Die Extremwerte wurden ebenfalls graphisch geschätzt, wobei Ausreißer nicht berücksichtigt wurden. Man erkennt, daß die Werte bei jedem der Autoren stärker schwanken, als die Abweichung der Autoren voneinander beträgt.

Tabelle 3
Die von verschiedenen Autoren beobachteten Werte für die Proportionalitätskonstante e und ihr Schwankungsbereich

Autor/Gebiet	e_{min}/g m^{-2}	e/g m^{-2} bei K/g l^{-1}		e_{max}/g m^{-2}
Lüneburg (1953) Unterweser	2,4	4,3	0,6	11
WSA Unterweser	2,6	5	1,4	7
Reinemann (1982) Ems	2,5	6,3 13	0,25 0,5	20
Ragutzki (1974) Norderney	3,5	6,7	0,13	10

Die Diskussion dieser starken Schwankungen erstreckt sich auf apparative Einflüsse, zu denen auch die Art der Probennahme gerechnet werden muß, und auf die von der Natur vorgegebenen Ursachen. Der Hinweis auf den Einfluß der Bauart des Meßgerätes wurde bereits in Abb. 4 gegeben; allerdings sind dort extrem verschiedene Bauarten verglichen worden. In der Praxis sollten solche Unterschiede nicht vorkommen, zumal man sich durch das Ausmessen einer Formazinprobe leicht vergewissern kann, mit welchen Fehlern man zu rechnen hat. Das Ergebnis dieses Quotienten aus Attenuationskoeffizient und Trübung, gemessen mit Formazin, sollte – wie z. B. auch die Wellenlänge des Meßlichtes – zur Kennzeichnung der Geräteeigenschaften jede Methodenbeschreibung enthalten.

Durch die Probennahme für die direkte Konzentrationsbestimmung wird das Korngrößenspektrum verändert. Christiansen (1974) hat das anhand von Untersuchungen von Nicols und Benedict diskutiert für den Fall, daß das Probengut durch einen Stutzen abgepumpt wird. Eine Fehlerabschätzung für die Bestimmung von e läßt das Material aber nicht zu. Auf diese Weise haben Reinemann et al. (1982) und das WSA gearbeitet. Dagegen wurden die Proben der beiden anderen Autoren der Tab. 3 mit einem Wohlenberg-Schöpfer genommen. Für die Veränderung des Korngrößenspektrums durch Schöpfer liegt kein Zahlenmaterial vor; sicher werden aber von einer verringerten Turbulenz die größeren und schwereren Anteile eher betroffen als die feineren Partikeln.

3.2 Eine empirische Korrektur des Beerschen Gesetzes

Während die bisher diskutierten Einflüsse zur fehlerhaften Bestimmung der Proportionalitätskonstante e führen, verändern die im Ästuar natürlich auftretenden unterschiedlichen Strömungsgeschwindigkeiten die Zusammensetzung des Schwebstoffes und damit die Propor-

tionalitätskonstante. Es ist nicht sinnvoll, eine Beziehung zwischen ihr und der Strömungsgeschwindigkeit anzugeben, da bei den zeitlich veränderlichen Strömungsverhältnissen keine stationären Gleichgewichtszustände zwischen Turbulenz und Schwebstofffracht erreicht werden. Um der Tatsache Rechnung zu tragen, daß bei geringen Strömungsgeschwindigkeiten niedrige Konzentrationen mit großem Anteil an kleinen Korngrößen vorliegen und damit die Proportionalitätskonstante zu klein gemessen wird, hat GRABEMANN (1985) aus 418 Kalibrierungsmessungen eines Jahres anstelle des BEERschen Gesetzes die empirische Formel ermittelt

$$K = (1{,}39 + 0{,}23 \ln(c/c_0)\ g\,m^{-2} \cdot c;\ c_0 = 1/m \qquad (5)$$

Hiermit errechnete Konzentrationen weichen von den gemessenen um nicht mehr als ± 15 % ab, ermittelt nach den gleichen Kriterien wie die Extremwerte der Tab. 3. Gleichung (5) gilt nur für Kornverteilungen, wie sie in der Unterweser bei Blexen auftreten, wo die Proben entnommen wurden.

Diskussion

Die Darstellung der Grundlagen der einfachen optischen Meßverfahren hat gezeigt, daß die Trübungsmessung für geringe Konzentrationen große Vorteile hätte, wenn man mittels eines einheitlichen Strahlenganges die Meßwerte vergleichbar machte. Die Attenuationsmessung ist für hohe Konzentrationen, wie sie für Transportbetrachtungen im Ästuar bedeutungsvoll sind, das geeignete Werkzeug. Leider sind auch hier die Ergebnisse verschiedener Geräte kaum vergleichbar, weil selbst in der neueren Literatur oft Daten über den Meßfehler durch die endlichen Öffnungswinkel der optischen Systeme fehlen. Sind die Angaben der Hersteller unzureichend, kann der auf Formazin bezogene Attenuationskoeffizient leicht gemessen werden; seine Größe ist ein Maß für die optische Qualität des Strahlenganges. Historische Messungen sind wegen fehlender Angaben nur bedingt mit neueren zu vergleichen, sosehr man die alten Werte zur Ermittlung von Trends auch braucht.

Die starken Schwankungen der Proportionalitätskonstanten e, die wesentlich größer als der Meßfehler des Attenuationskoeffizienten sind, werden auf die wechselnde Korngrößenverteilung zurückgeführt, die wiederum wesentlich von der Turbulenz gesteuert wird.

Zur Beurteilung vieler Transportprobleme genügt ein Mittelwert dieser Konstanten. Will man aber im Ästuar mit wechselnden Transportrichtungen die Bilanz ermitteln, bei der die Differenz großer Zahlen gebildet werden muß, steigen die Anforderungen an die Genauigkeit der Proportionalitätskonstante beträchtlich. Auf dem bisher verfolgten Weg sind nennenswerte Steigerungen kaum noch zu erreichen. Um die Genauigkeit zu verbessern, müssen weitere optische Parameter gemessen werden, die Aufschluß über die Korngrößenverteilung geben. Einen Schritt in dieser Richtung taten die Arbeiten von KLOTZ (1978) und REUTER (1980), in denen diskrete Werte der Streufunktion ausgemessen wurden und aus ihnen auf die Korngrößenverteilung der vorliegenden Probe geschlossen wurde. Ob das auch mit einem robusten Instrument im hohen Konzentrationsbereich des Ästuars möglich ist, wo Streulichtmessungen Probleme aufwerfen, muß noch erforscht werden.

4. Schriftenverzeichnis

ALBERT, G. u. SMIRICZ, G.: Physikalische Grundlagen der Trübungsmessung. In: Haberer u. Witt, 1976.

CHRISTIANSEN, H.: Über den Transport suspendierter Feststoffe in Ästuarien am Beispiel der Elbmündung bei Neuwerk. Hamburger Küstenforschung, H. 28, 1974.

DEUTSCHE EINHEITSVERFAHREN ZUR WASSER-, ABWASSER- UND SCHLAMMBEHANDLUNG. Trübung. 7. Lieferung, Weinheim, 1975.

DIEHL, P. u. HAARDT, H.: Measurement of the spectral attenuation to support biological research in a "plankton tube" experiment. Oceanol. Acta, Vol. 3, No. 1, 1980.

FISCHER, H. J. u. SCHNABEL, D.: Trübungsmessungen und Bestimmung der ungelösten Stoffe in Abwässern. In: Haberer u. Witt, 1976.

GRABEMANN, I.: Untersuchungen zum Schwebstofftransport in der Unterweser. (Unveröff.), 1985.

HAARDT, H., DIEHL, P. u. KNOPPERS, B.: Messungen des spektralen Attenuationskoeffizienten an Latexsuspensionen, Phytoplanktonkulturen und natürlichen Wasserproben aus der Ostsee. Reports Sonderforschungsbereich 95, Wechselwirkung Meer-Meeresboden, Kiel, Nr. 52, 1979.

HABERER, K. u. WITT, K.: Trübungsmessung in der Wasserpraxis. DVGW, Eschborn, 1976. (DVGW-Schriftenreihe Wasser, Nr. 12)

JERLOV, N. G.: Marine Optics. Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York, 1976.

KLOTZ, R.: Untersuchungen über Streufunktionen im optischen Spektralbereich an künstlichen und natürlichen marinen Partikelsuspensionen mit Beispielen aus der Kieler Bucht. Reports Sonderforschungsbereich 95, Wechselwirkung Meer-Meeresboden, Kiel, Nr. 46, 1978.

KRAUSE, G. u. OHM, K.: A Method to Measure Suspended Load Transports in Estuaries. Estuar. Coast. Shelf Sci., Vol. 19, 1984.

LÜNEBURG, H.: Die Probleme der Sinkstoffverteilung in der Wesermündung. Veröff. Inst. Meeresforsch. Bremerh., Bd. 2, 1953.

MIE, G.: Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen. Ann. Phys., Bd. 25, 1908.

OHM, K.: An In-Situ-Attenuance Meter for very Turbid Waters. Dt. Hydrogr. Z., Bd. 32, 1979.

RAGUTZKI, G.: Untersuchungen zur Ermittlung suspendierter Feststoffe durch Trübungsmessungen. Jahresber. Forschungsstelle Norderney, 1975.

RAYLEIGH, Lord: On the scattering of light by small particles. Philos. Mag., Vol. 41, 1871.

REINEMANN, L., SCHEMMER, H. u. TIPPNER, M.: Trübungsmessungen zur Bestimmung des Schwebstoffgehalts. DGM, Bd. 26, H. 6, 1982.

REUTER, R.: Characterization of marine particle suspensions by light scattering. I. Numerical predictions from Mie theory. II. Experimental results. Oceanol. Acta, Vol. 3, No. 3, 1980.

Die Küste, 42 (1985), 1-318

Umfang und Häufigkeit topographischer und fotografischer Erfassung des Wattenmeergebietes zwischen Hever- und Elbemündung von 1934 bis 1984

Von Peter Wieland

1. Zusammenfassung

Die Wasserwirtschaftsverwaltung des Landes Schleswig-Holstein hat im Rahmen ihrer gewässerkundlichen Aufgaben zum frühzeitigen Erkennen nachteiliger Entwicklungen und als Grundlage für regulierende Planungen den aktuellen morphologischen Zustand des Küstenvorfeldes zu erfassen, darzustellen und zu vergleichen. Dazu wird vom ALW Heide/Dezernat Gewässerkunde das knapp 800 km² umfassende Wattenmeergebiet zwischen Eiderstedt und der Elbemündung (Abb. 1) seit 1934 je nach Aufgabenschwerpunkten topographisch vermessen und kartiert (Dolezal, 1974) sowie als Niedrigwasser-Luftbild erfaßt (Dolezal, 1972).

Nachfolgend wird aufgezeigt, wann, wo, in welchem Flächenumfang, mit welcher Methode und wie häufig dieses Gebiet aufgenommen worden ist. Dies soll der lückenlosen Information aller an diesen Unterlagen interessierten Dienststellen, Hochschulen und dem KFKI für ihre Planungen und Forschungsprojekte dienen und einen gezielten Zugriff erleichtern.

Summary

The Schleswig-Holstein Water Management Authority has the responsibility for determining, mapping and evaluating the present morphological situation of the near shore coastal zone. This is then used to detect negative developments at an early stage and as a basis for control planning. The ALW Heide Hydrology Division has surveyed and mapped the nearly 800 km² inter-tidal zone between Eiderstedt and the Elbe since 1934. Low water areal surveys have also been made.

This paper shows when, where, to what extent, with which technique and how often this region has been surveyed. This provides a complete listing of the available information and eases access for interested authorities, universities and the KFKI for their planning and research projects.

Inhalt

1. Zusammenfassung 237
2. Methoden 238
   2.1 Terrestrische Vermessung 238
   2.2 Nautische Vermessung 238
   2.3 Aerooptische Vermessung 238
   2.4 Kartierung 238
3. Umfang und Häufigkeit der topographischen Aufnahmen 242
4. Umfang und Häufigkeit der aerooptischen Vermessungen 243
5. Schriftenverzeichnis 244

2. Methoden

2.1 Terrestrische Vermessung

Die rd. 66 % bei Tnw trockenfallenden Watten, Außensände und Vorländer wurden bis etwa zur Tideniedrigwasserlinie von 1934 bis 1972 nivellitisch nach dem Profilverfahren vermessen. Basis dafür bildeten Standlinien im Abstand von je 200 m, rechtwinklig dazu Profillinien mit Punkteabständen von mindestens 50 m.

Die mittlere Meßgenauigkeit beträgt hierbei in der Punktelage ± 2,5 m und in der Punktehöhe ± 3,5 cm (WIELAND u. THIES, 1975).

2.2 Nautische Vermessung

Die Flächen (Priele) unter Tnw wurden anfangs durch einfache Profillotungen vom Schiff oder Boot aus mittels tachymetrisch eingemessener Markierungsstangen, Lotleine und Handlot, später Echograph, topographisch vermessen. Seit 1969 wird das DECCA-Hi-Fix-Verfahren angewendet, wobei für das nördliche Dithmarscher Küstenvorfeld die „Eiderkette", für das südliche die „Hamburger Kette" benutzt wird.

Mit dem Einsatz des in Büsum entwickelten, extrem flachgehenden Watten-Meßbootes „ALWALOT" 1973 werden in gleicher Weise auch die bis auf etwa +1,0 m NN heraufreichenden Watten nautisch vermessen (WIELAND, 1974).

Die mittlere Meßgenauigkeit beträgt bei dieser Methode in der Lage ± 5 m und in der Höhe ± 5 cm (WIELAND u. THIES, 1975).

2.3 Aerooptische Vermessung

Luftbildreihenaufnahmen: Als Hilfsmittel für die Interpretation von flächigen Veränderungen auch der kleinsten Prielzweige werden seit 1936 Niedrigwasser-Luftbilder im Maßstab 1 : 10 000, 1 : 25 000 und seltener 1 : 50 000 (DOLEZAL, 1972; KOENIG, 1972) hergestellt.

Wasserlinienverfahren: Über Tnw heraufragende Watten sind vereinzelt (Bielshövensand, Außeneider) auch durch Serien-Einzelbildaufnahmen des jeweiligen Tidesaumes in Zeitintervallen von 10 bis 20 Minuten vom Flugzeug aus topographisch erfaßt und nach Wasserstandsbeschickung 1 : 10 000 kartiert worden.

2.4 Kartierung

Die Kartierung der topographischen Aufnahmen erfolgte im Maßstab 1 : 10 000. Ausgehend von der Höhenpunktekarte wurde die im Wattenbereich 10 cm, darunter 50 bis 100 cm gestufte Höhenlinienkarte entwickelt.

Die Kartiergenauigkeit richtet sich nach dem jeweiligen Wattrelief, der Höhenpunktedichte, den aktuellen Geländekenntnissen und der für die Isohypsen gewählten Strichstärke im Original (DOLEZAL, 1974; HAKE et al., 1982).

Die Küste, 42 (1985), 1-318

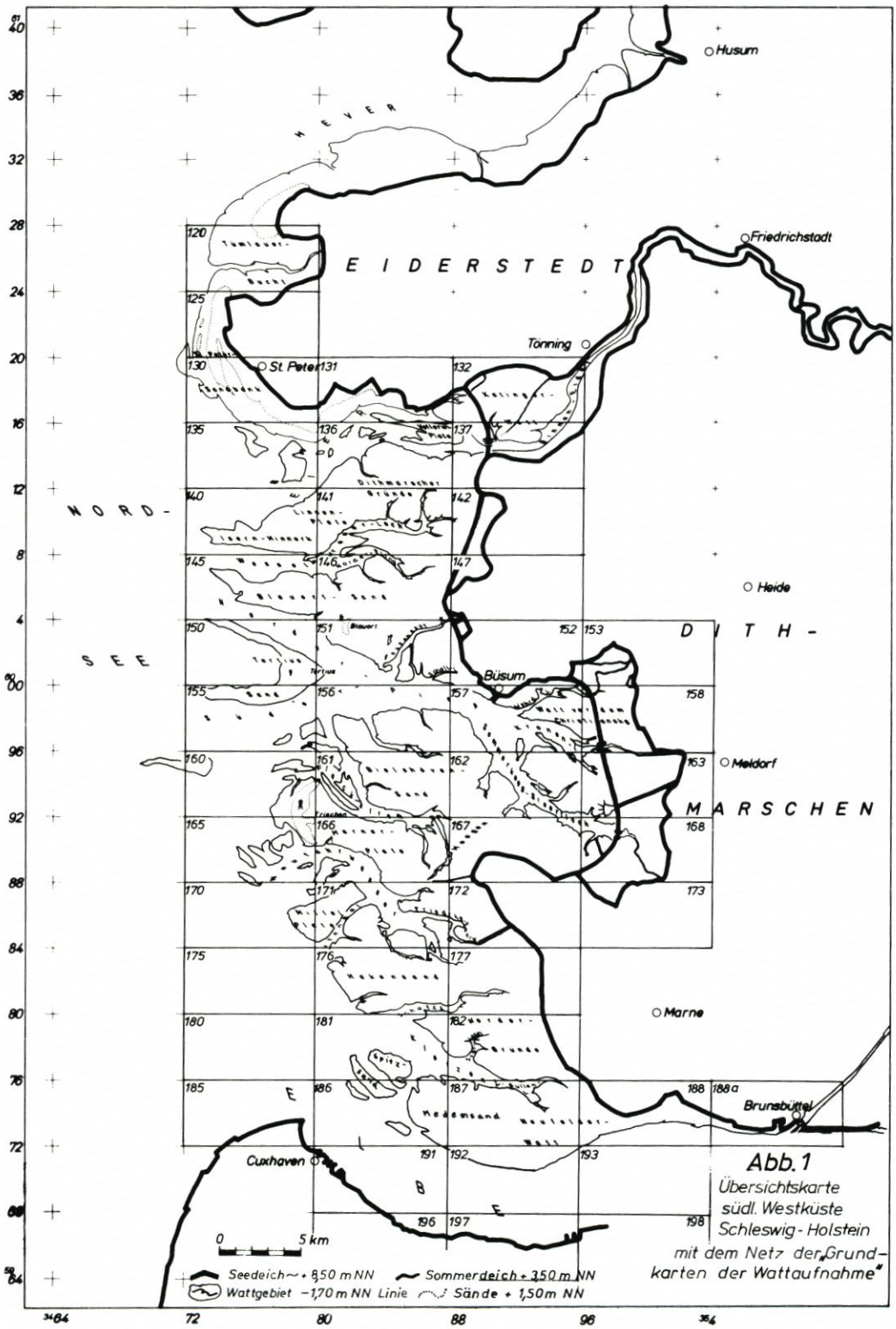
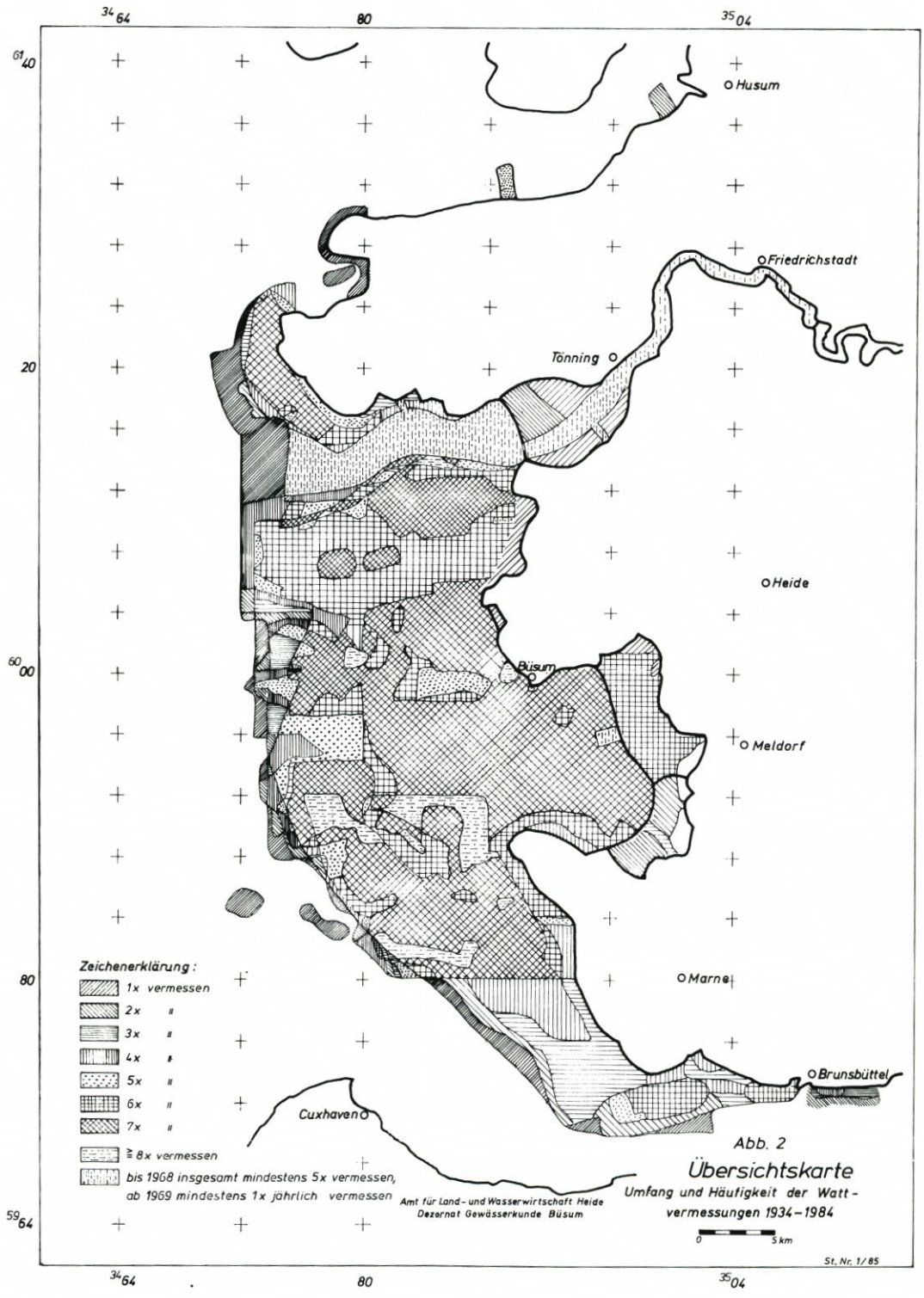


Abb. 1
Übersichtskarte südl. Westküste Schleswig-Holstein mit dem Netz der „Grundkarten der Wattaufnahme"


34 64
80
35 04
61 40
20
60 00
80
59 64
Husum
Friedrichstadt
Tönning
Heide
Büsum
Meldorf
Marne
Brunsbüttel
Cuxhaven
Zeichenerklärung :
1x vermessen
2x "
3x "
4x "
5x "
6x "
7x "
≧ 8x vermessen
bis 1968 insgesamt mindestens 5x vermessen,
ab 1969 mindestens 1x jährlich vermessen
Amt für Land- und Wasserwirtschaft Heide
Dezernat Gewässerkunde Büsum
Abb. 2
Übersichtskarte
Umfang und Häufigkeit der Watt-
vermessungen 1934–1984
0
5 km
St. Nr. 1/85

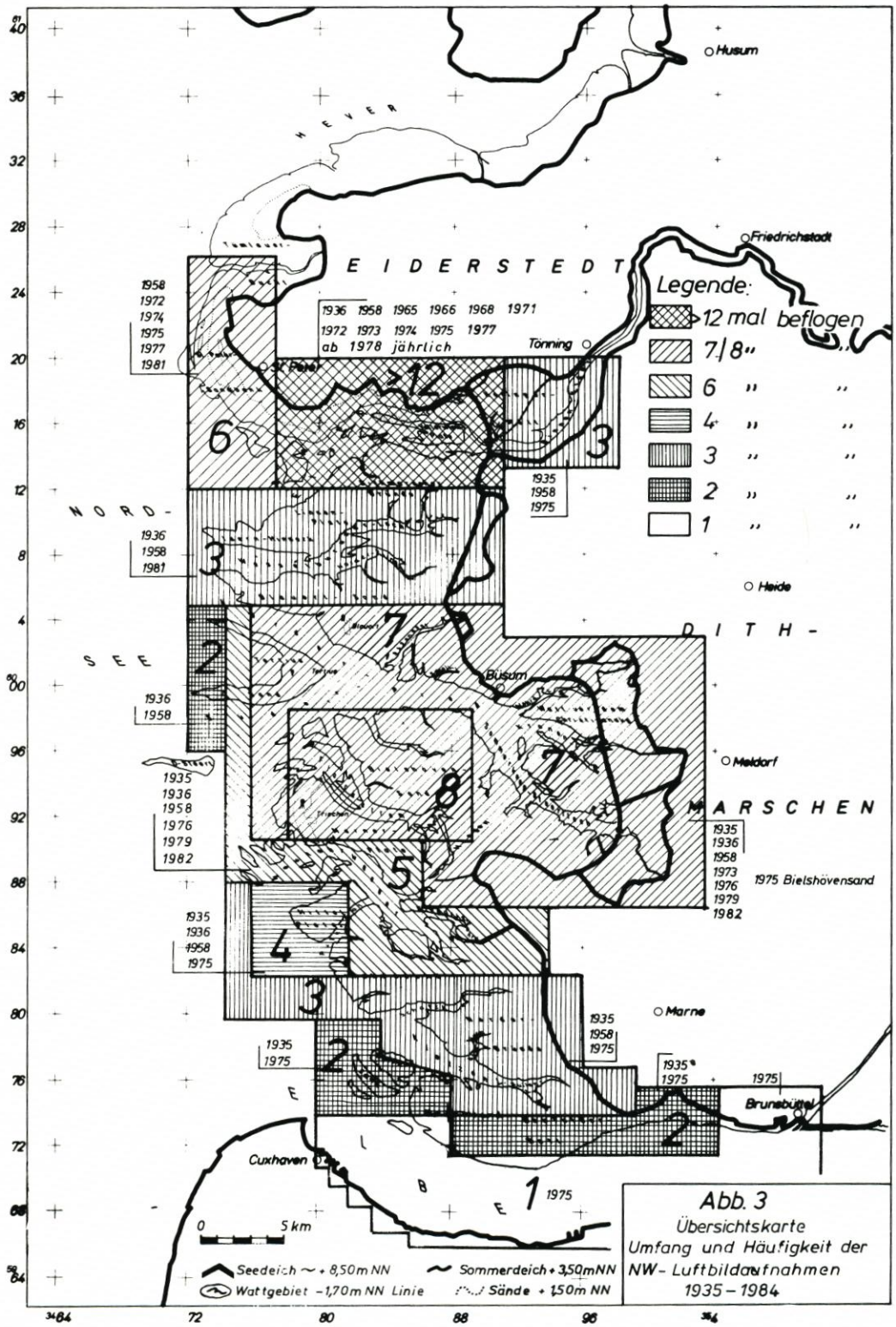
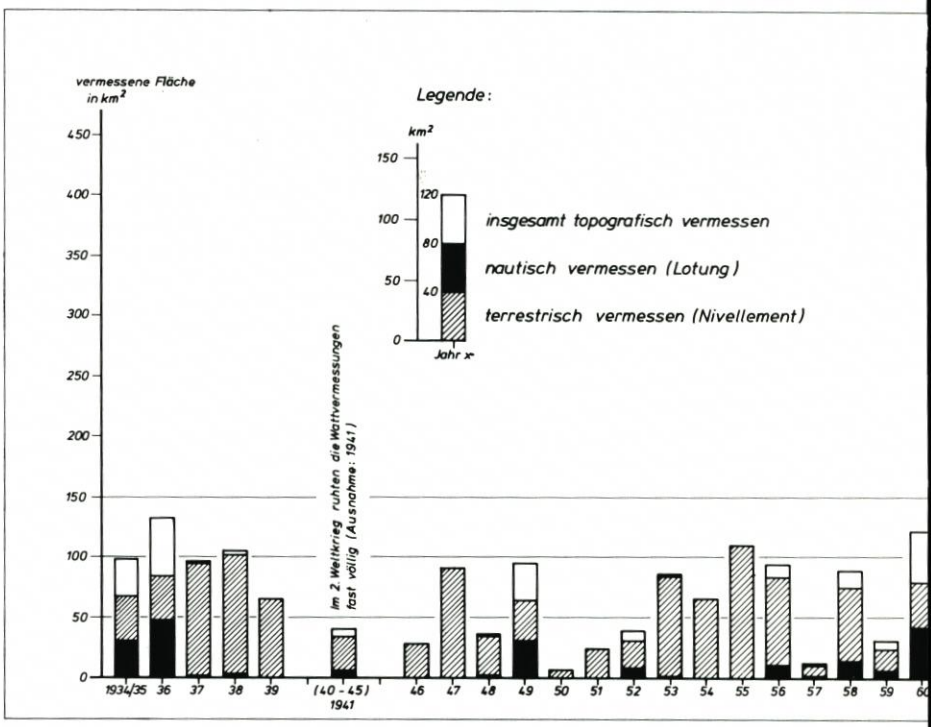


Abb. 3
Übersichtskarte
Umfang und Häufigkeit der
NW-Luftbildaufnahmen
1935 – 1984



3. Umfang und Häufigkeit der topographischen Aufnahmen

Die topographische Vermessung der Watten an der schleswig-holsteinischen Nordseeküste begann im Jahre 1934 unmittelbar nach Gründung der „Staatlichen Forschungsstelle Westküste" im Herbst 1934 in Büsum (WIELAND, 1982).

Bis 1939 betrug der jährliche Umfang der Vermessungen und Kartierungen durchschnittlich knapp 100 km²/a. Kriegsbedingt ruhten die Vermessungen von 1940 bis 1945 ganz, ausgenommen 1941 (40 km²). Ab 1946 bis 1965 lag der jährliche Umfang zwischen 10 und 120 km². Nur 1961 bis 1963 sind wegen Bindung der Meßkapazitäten vor allem zur Sturmflutschäden-Beseitigung weniger als 10 km² Wattenmeerfläche vermessen worden. Von 1966 bis 1972 nahm der Umfang auf 60 bis 150 km²/a zu. Von 1973 bis 1984 erhöhte sich die jährliche Vermessungsleistung, mitbedingt durch die Beweissicherungsaufgaben aus den großen Küstenschutzmaßnahmen (Eider, Dithmarscher Bucht), auf rd. 130 bis 420 km² (Abb. 4).

Der Anteil nautischer Vermessungen an der Gesamtleistung betrug bis 1965 im Durchschnitt rd. 8 km² (maximal knapp 50 km² im Jahre 1936). Danach wurden bis 1970 im Mittel 35 km²/a vermessen, wobei die terrestrische Vermessungsleistung von der nautischen erstmals fast erreicht wurde. Mit dem Einsatz des Wattenmeßbootes „ALWA-LOT" überschritt ab 1971 (Mittel 1971/84) der nautisch vermessene Anteil mit durchschnittlich rd. 218 km²/a den terrestrisch vermessenen mit rd. 37 km²/a um fast das Sechsfache (Abb. 4).

Die Häufigkeit der topographischen Vermessungen im Gesamtgebiet zwischen Eiderstedt und der Elbemündung war entsprechend den jeweiligen morphologischen Veränderungen und aktuellen Aufgabenstellungen unterschiedlich. Mit Ausnahme der Eider, die

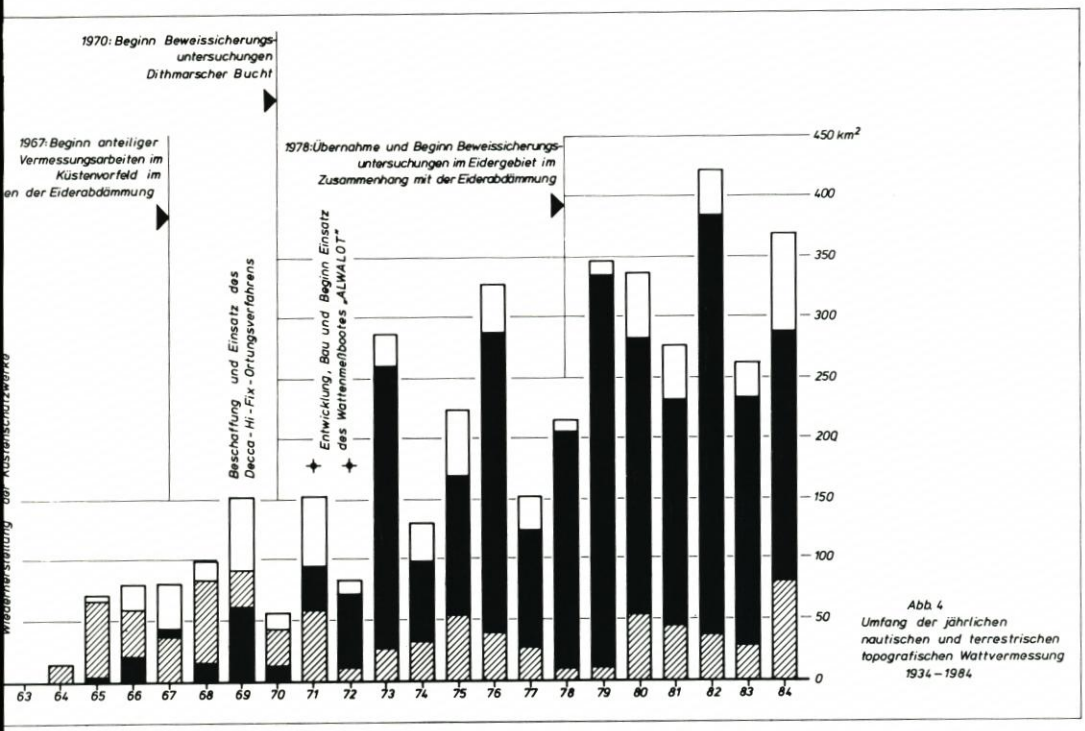


Abb. 4
Umfang der jährlichen nautischen und terrestrischen topografischen Wattvermessung 1934–1984

mindestens jährlich einmal erfaßt wird, ist das Wattenmeergebiet bisher dreimal (Randgebiete) bis zu achtmal topographisch vermessen und kartiert worden (Abb. 2).

4. Umfang und Häufigkeit der aerooptischen Vermessungen

Die topographische Vermessung nach dem Wasserlinienverfahren (HAKE et al., 1982; WIELAND, 1975) erfolgte ausschließlich im Rahmen der Untersuchungen zur Eiderabdämmung bis 1977 im Außeneidergebiet durch das WSA Tönning. Darüber hinaus wurde es im Sonderforschungsbereich 149 „Vermessungs- und Fernerkundungsverfahren an Küsten und Meeren" im Teilprojekt R 1 „Topographie und Kartographie im Küstenbereich" von der Universität Hannover, Fachrichtung Vermessungswesen, auf dem Wattgebiet „Bielshövensand" angewendet und vertiefend untersucht.

Die flächig-optische Erfassung der Watten durch NW-Luftbild-Reihenaufnahmen begann 1935/36 vom Gesamtgebiet zwischen St. Peter-Ording und etwa der Linie Neufeld/Medemsand. Eine zweite Gesamtaufnahme von rd. 800 km² einschl. der Tideeider bis Tönning folgte 1958. Danach wurde 1965 die Außeneider aufgenommen, und diese von da ab mindestens einmal jährlich. Im übrigen Gebiet folgte nach 1958 die erste Aufnahme 1973 vom Watteinzugsgebiet der „Piep" (rd. 350 km²), das von da ab zur Überwachung der Vordeichung in der Dithmarscher Bucht dreijährlich erfaßt wurde. Das Gebiet südlich der „Marner Plate" ist in unterschiedlich großen Teilflächen 1975, 1976, 1979 und 1982 aufgenommen worden. Die Sandbänke vor St. Peter-Ording wurden außer 1958 noch 1972, 1974, 1975, 1977 und 1981 erfaßt, das Einzugsgebiet des „Wesselburener Loch" nur noch im Jahre

1981. Die Häufigkeit beträgt somit seit 1935, ausgenommen das öfter erfaßte Außeneidergebiet, ein- bis siebenmal (Abb. 3).

Der Maßstab der Luftbilder war in der Regel 1 : 10 000, die Gesamtaufnahme 1958 liegt im Maßstab 1 : 25 000 vor. Vom Einzugsgebiet der „Piep" wurde 1979 und 1982, von der Außeneider 1981 ein Übersichts-Luftbild im Maßstab 1 : 50 000 hergestellt.

Sämtliche Luftbilder liegen als Positiv in Einzelblättern überwiegend in der Größe 50 × 50 cm vor. Die Aufnahmen von 1936, 1958 und 1981 sowie die Übersichten 1 : 50 000 sind außerdem als lichtpausbares Transparent vorhanden.

5. Schriftenverzeichnis

Dolezal, R.: Photogrammetrie der Westküste Schleswig-Holsteins. Die Küste, H. 22, 1972.

Dolezal, R.: Erfassung der Topographie von Küsten. Zeitschrift für Vermessungswesen, H. 12, 1974.

Gierloff-Emden, H. G.: Luftbild und Küstengeographie am Beispiel der deutschen Nordseeküste. Landeskundliche Luftbildauswertung im mitteleuropäischen Raum, H. 4, Bad Godesberg, 1961.

Hake, G., Heildorn, D. u. Wegener, B.: Wattkarten als Luftbildkarten – Gestaltung und Herstellung. Wissenschaftl. Arbeiten der Fachr. Vermessungswesen der Univ. Hannover, Nr. 110, 1982.

König, D.: Deutung von Luftbildern des schleswig-holsteinischen Wattenmeeres, Beispiele und Probleme. Die Küste, H. 22, 1972.

Lorenzen, J. M.: Sandbewegung im Küstenraum. Zwischenbericht Deutsche Forschungsgemeinschaft, Bonn-Bad Godesberg, 1971.

Ministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten Schleswig-Holstein (Hrsg.): Wasserwirtschaft zwischen Nord- und Ostsee. Druckerei Rathmann, Kiel, 1976.

Newton, R. S. u. Werner, F.: Luftbildanalyse und Sedimentgefüge als Hilfsmittel für das Sandtransportproblem im Wattgebiet vor Cuxhaven. Hamburger Küstenforschung, H. 8, 1969.

Wieland, P. u. Thies, E.: Methoden der Wattvermessung an der schleswig-holsteinischen Westküste. Wasserwirtschaft, H. 7/8, 1975.

Wieland, P.: Entwicklung, Bau und Funktion eines extrem flachgehenden Wattenmeßbootes. Die Küste, H. 25, 1974.

Wieland, P.: Gewässerkunde und Küstenforschung in Büsum – Einblick und historischer Rückblick. Büsumer Gewässerkundliche Berichte Nr. 42, ALW Heide, 1982.

Die Küste, 42 (1985), 1-318

Quantitative Morphodynamik im Sohlenregime der Unterelbe

Von Hans-Joachim Dammschneider

Zusammenfassung

Mittels flächenhaft-quantitativer Kartenauswertung und Einbeziehung bekannter Daten aus Baggerungen und Verklappungen wird für den Zeitraum 1972–1979 im Bereich der Unterelbe – Kilometer 640–689 – das sogenannte „morphologische Volumen" im Sohlenregime unter Kartennull ermittelt. In der Analyse ergibt sich eine rhythmische Verlagerung von Material stromauf. Die Geschwindigkeit der dabei auftretenden relativen Akkumulations- und Erosionszonen ist nach Sohlenregion sowohl im Quer- wie im Längsschnitt unterschiedlich stark. Die sich verlagernden Materialfelder überwandern unterschiedslos Kolk- wie Bankbereiche bisher unbekannter Dimension. Ihre Abfolge ist ausschließlich im gesamtmorphologischen Bild der gemittelten Tiefen feststellbar. Die im Längsriß sichtbare Schwingungsfolge zeigt stromauf abnehmende Frequenz und Amplitude, deren Grundform offenbar bereits in historischer Vergangenheit gleichartig zu verzeichnen gewesen ist. Im flächenhaften Querprofil existiert nachweisbar ein Materialkreislauf, der verklapptes Baggergut teilweise zurück in die Fahrrinne führt und somit den Baggerwirkungsgrad deutlich beeinflußt. Ein Materialverlust in Abhängigkeit von den Baggermengen ist speziell unmittelbar seitlich der Fahrrinne zu beobachten, während die Ufersohlenregionen Akkumulation bzw. gleichbleibende Tendenzen in der Materialbilanz zeigen.

Summary

A so-called "morphological volume" has been calculated for the regime below sea chart null in the Lower Elbe Estuary between kilometer 640–689. This is based on a qualitative areal evaluation of sea charts, dredging data and spoil records from 1972–1979. The analysis shows a rhythmic upstream transport. The development rate of the associated relative accumulation and erosion zones varies both longitudinally and laterally from region to region. The transported material migrates over scoured regions and bank areas of undetermined extent. Its evolution can only be determined from mean depths in the total morphological situation. The frequency and amplitude of the longitudinal oscillations decrease in the upstream direction. This is apparently attributable to the geological history of this region. A closed cycle is apparent, in that dumped dredged material is transported in part back into the shipping channel, thus affecting the dredging efficiency. A loss of material due to dredging is especially apparent near the shipping channel. Accumulation or no net material transport is observed in the near shore bottom region.

Inhalt

1. Einleitung 246
2. Verfahren 246
3. Quantitative Auswirkungen morphodynamischer Prozesse im Sohlenregime der Unterelbe
   3.1 Kolk-Bank-Abfolge 247
   3.2 Materialverlagerung als Schwingungsphänomen 253
   3.3 Fahrwasserbaggerungen und ihre Wirkung auf die angrenzenden Flachwasserbereiche 259
4. Fazit 265
5. Schriftenverzeichnis 266

1. Einleitung

Weltweit besteht im Bereich seeverkehrsmäßig genutzter Tideästuarien das Problem, das zur Unterhaltung der seeschifftiefen Wasserstraßen ein meist enormer Aufwand an Geld und Technologie erforderlich ist, um die notwendigen Sollwassertiefen zu erhalten.

Die Schwierigkeit liegt dabei vor allem im Sandtransport, den es gilt zu beobachten und, wenn möglich, so zu beeinflussen, daß seine Wirkung für die Schiffahrt ungefährlich bleibt. Allerdings ist es bisher noch nicht gelungen, dieses Phänomen umfassend in seinen Funktionszusammenhängen und Wechselwirkungen zwischen Tidedynamik und Morphologie klarzulegen: Das morphologische Verhalten der Tideflüsse kann bisher nur über notwendigerweise lokale Beobachtungen interpretiert werden. Qualitativ wurden zwar gerade im letzten Jahrzehnt Fortschritte auch mit Hilfe von Modellversuchen erzielt, jedoch können quantitative Aussagen nur mit Einschränkungen gewonnen werden.

Diese offensichtliche Lücke zu füllen ist vorliegende Untersuchung konzipiert: Durch Verwendung vorhandener, flächendeckender Kartenunterlagen soll eine verbesserte und vor allem lokal differenzierte Aussage über quantitative Abläufe im Sohlenregime (Morphodynamik) möglich werden.

2. Verfahren

Die Untersuchung wird am Beispiel der Unterelbe durchgeführt, und zwar auf einer Strecke von rd. 50 Kilometern. Aufgrund des sehr großen Untersuchungsareals (es entspricht dem Amtsbereich des WSA Hamburg, km 689 – km 640) sind repräsentative Ergebnisse zu erwarten, während bisherige Forschungen zum Materialverhalten bzw. zur Morphodynamik durch relativ kleine Teststrecken Gefahr laufen, zur Erfassung singulärer Vorgänge zu kommen. Auch der Untersuchungszeitraum ist mit sieben Jahren, d. h. den Peilkartenjahrgängen 1972, 1974, 1977 und 1979, länger als üblich gewählt worden.

Der Begriff Kartenauswertung bedeutet hier eine Volumen-(Massen-)analyse des Raumkörpers Unterelbe, d. h. eine Analyse der quantitativen Veränderungen am Sohlenbett. Eingearbeitet in die Kartenauswertung werden die Bagger- und Verklappmengen, so daß im Hinblick auf lokale Materialumlagerungen neue Erkenntnisse örtlich differenzierter morphologischer Vorgänge gewonnen werden können. Dies soll im Unterschied zum herkömmlichen Verständnis nicht über Querschnitte erfolgen, da deren Konstruktion notgedrungen morphologische Informationen zwischen den Lageorten unterschlägt. Die gewählte Methode erfaßt das Sohlenbild flächenhaft deckend im Grundriß, womit Raumeinheiten konstruiert und ins Detail gehende Verhaltenskontrollen von Ufer- und Fahrrinnenregionen über längere Abschnitte vorgenommen werden können.

Abb. 1 gibt am Beispiel der Kilometer 657 bis 670 an, daß die getroffene Einteilung in Untersuchungsfelder pro Quadrant eine Größe von 400 × 1000 m aufweist. Ausgehend von der Fahrrinne mit der Feldbezeichnung F wird das gesamte Areal zwischen den KN-Uferlinien erfaßt. Darin ermittelt werden über einen elektronischen Planimeter bzw. ein digitales Bildverarbeitungsverfahren die Werte der Isobathenflächen. Durch die Verrechnung mit den jeweils zugeordneten mittleren Tiefen gelangt man zu den gewünschten Grunddaten des sogenannten „morphologischen Volumens": Aufgrund des über die Zeit gleichbleibend gewählten Bezugshorizontes (KN) können Änderungen im Volumen des Wasserkörpers als quantitative morphologische Änderungen interpretiert werden.

Die Fehlerquote des Verfahrens beträgt nach sorgfältiger Überprüfung nicht mehr als

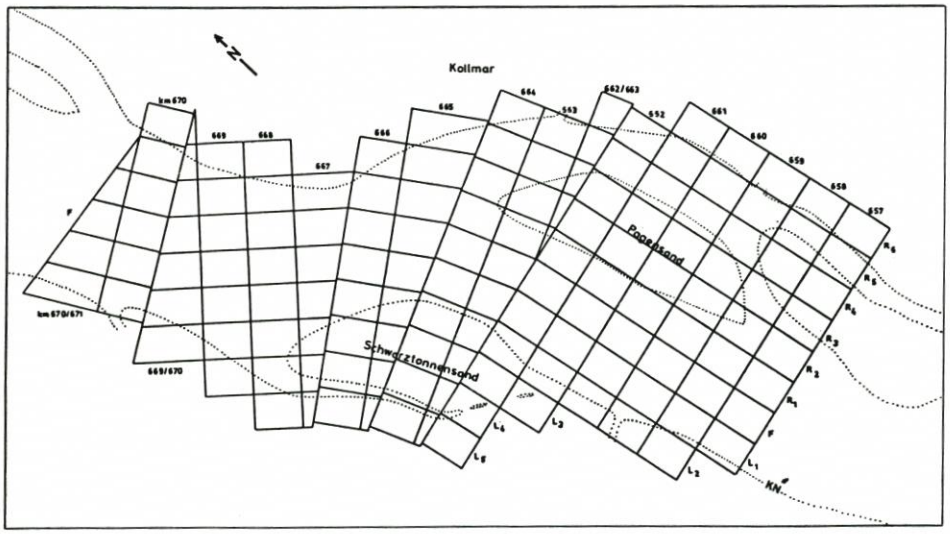


Abb. 1. Einteilung der Untersuchungsfelder im Elbabschnitt km 657 – km 670. Feldgröße jeweils 400 × 1000 m. F = Fahrwasserbereich, R = rechte Ufersohlenregion, L = linke Ufersohlenregion

1 %, was damit einer morphodynamischen Trendanalyse einen sehr guten Vertrauensbereich schafft.

Da die Auswertefelder in Kurvenabschnitten teilweise kleinere Flächen als 400 × 1000 m bedecken, trotzdem jedoch in morphologischen Trendinterpretationen von großer Bedeutung sind, ist zunächst mit den gemittelten Tiefen unter KN gearbeitet worden.

Wie die dabei insgesamt ermittelten Untersuchungsergebnisse nach Abschluß der umfangreichen Auswertungen dokumentieren können (es wurden ca. 10 000 Einzel-Volumenwerte errechnet), müssen wir in Zukunft unsere allgemeinen Vorstellungen vom sichtbaren, d. h. unmittelbar wahrnehmbaren morphologischen Gesamtbild der Unterelbe um einen nur nach Volumenanalyse im Bild der gemittelten Tiefen feststellbaren morphologischen Zustand ergänzen.

Die folgenden Abschnitte werden diese bisher unbekannten morphologischen Dimensionen näher erläutern sowie die Ergebnisse der quantifizierenden Sohlenanalyse im einzelnen darstellen.

3. Quantitative Auswirkungen morphodynamischer Prozesse im Sohlenregime der Unterelbe

3.1 Kolk-Bank-Abfolge

Bekannterweise tritt bei richtungskonstanten Strömungen in kohäsionslosem Bettmaterial regelmäßig eine im Längsprofil sichtbare Abfolge geringerer bzw. größerer Wassertiefen in Erscheinung. Diese als Kolk-Bank-Abfolge bezeichnete Rhythmik kann allerdings sehr unterschiedlich dimensioniert sein, von kleinsten Strömungsriffeln über Groß-Rippel bis zu ganzen Sandbank-Abfolgen. Daß auch in nicht richtungskonstanten Strömungen eines Tideflusses sich solche typischen Formenfolgen ergeben können, ist ebenfalls durch vielfache

Untersuchungen belegt (FÜHRBÖTER, 1967; DILLO, 1960, u. a.). Zum dabei in Naturmessungen registrierbaren, allerdings nicht näher untersuchten Großformenschatz gehören auch lokale Übertiefen (Kolke), die z. B. in der Unterelbe im Bereich Scheelenkuhlen gut zu beobachten sind, jedoch scheinbar keiner übergeordneten Abfolge zugerechnet werden können.

Ausgehend von letzteren, eben wenig bekannten morphologischen Erscheinungen, wird mit dem vorhergehend beschriebenen methodischen Ansatz der Versuch unternommen, einen besseren Überblick über Großformen im Sohlenregime der Unterelbe zu erhalten und, wenn möglich, über eine Zeitreihenuntersuchung Aussagen zu deren dynamischem Verhalten zu finden. Schon nach Abschluß der ersten Berechnungen stellte sich aus der lokalen Verteilung der Zahlenwerte unerwartet eine deutlich erkennbare, aber bisher unbekannte Dimension von Schwingungslagen im Sohlenlängsprofil dar: eine regelmäßige Folge von K o l k und B a n k im Längsprofil der Unterelbe, die weder den über KN aufragenden und dabei relativ stationären Sandbänken (z. B. Brammer-Bank), noch den leichter beweglichen Riesenrippeln der Fahrwassersohle zuzuordnen ist. Durch Recherchen der veröffentlichten Unterelbe-Literatur sind dazu genausowenig Erkenntnisse zu erlangen wie über Durchsicht der Unterlagen des WSA Hamburg.

Es muß sich also um eine mittels herkömmlicher Methoden nicht oder nur vereinzelt (s. o. Scheelenkuhlen) feststellbare Sohlenformation handeln. Anders formuliert: In direkter Aufzeichnung (Echolot) sind diese Kolk-Bank-Abfolgen nicht differenzierbar. Sie müssen sich demnach aus dem gesamtmorphologischen Zustand des Raumkörpers unter KN zusammensetzen, einer morphologischen Einheit, die der unmittelbaren Wahrnehmung weitestgehend entzogen ist.

Zur Dimensionsbeschreibung der zu beobachtenden Makro-Folge Kolk – Bank kann ein digitales Längsprofil der gemittelten Tiefen unter KN des ausgewerteten Peiljahres 1979 dienen.

Abb. 2 macht deutlich, daß sich aus der flächenhaften Berechnung eine Größenordnung

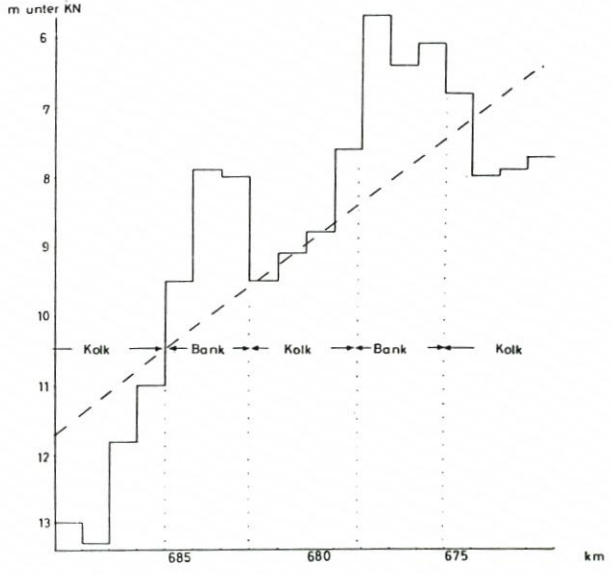


Abb. 2. Digitales Längsprofil der mittleren Tiefen unter KN, km 689 – km 672 (km-Querschnitte, Peiljahr 1979, nach Auswertung der Tiefenkarten der Unterelbe)

der Bänke von rd. 3 km Längserstreckung und ca. 4 m Höhe herausbildet. Damit unterscheiden sie sich signifikant von den ihnen aufgesetzten Riesenrippeln, deren ∅ Länge 50 m und ∅ Höhe 2,5 m beträgt. Interessanterweise bleibt die Lage dieser Kolk-Bank-Abfolge über die Zeit relativ stabil: Sowohl 1972, 1974, 1977 als auch 1979 kann bis auf Feinheiten eine identische Aneinanderreihung ermittelt werden.

Da die Längsprofil-Abfolge der gemittelten Tiefen sowohl im rechten Uferbereich R, im Fahrwasser F und auch im linken Ufersohlenbereich L jeweils gleichermaßen auf Kolk- bzw. Bank-Bereich hinweisen, kann keine alleinige Ursache in den sichtbaren (über KN aufragenden) Sandbänken, Freiburg-Bank und Brammer-Bank, gesehen werden.

Interessant ist denn auch, daß sich ebenfalls im gebaggerten Fahrwasser die Tiefenunterschiede erhalten: Die Unterhaltsbaggerungen wirken also keineswegs einebnend bzw. nivellierend im Sinne einer durchgehend identischen Wassertiefe unter KN.

Auch im Bereich km 674 bis km 657, d. h. im stromauf anschließenden Untersuchungsgebiet, ergibt sich im digitalen Längsprofil der gemittelten Tiefen eine Kolk-Bank-Abfolge.

Wie Abb. 3 für das Jahr 1979 zeigt, ändern sich jedoch Frequenz und Amplitude: Während km 689 bis km 675 rd. 3 km Bank auf 4 km Kolk folgen, sind die Verhältnisse hier

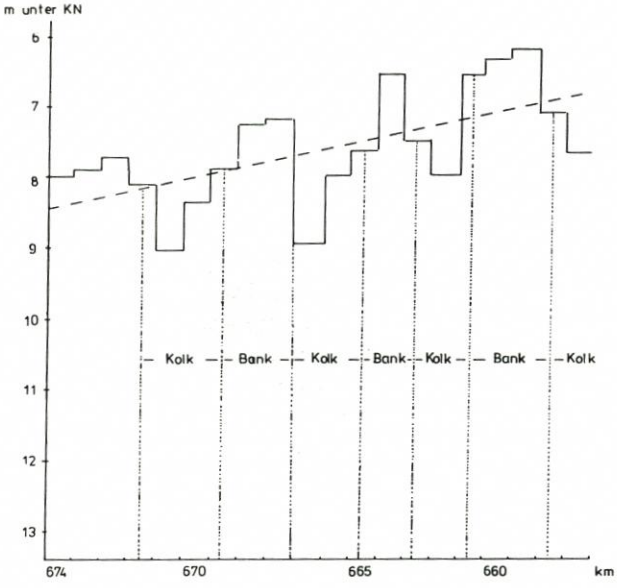


Abb. 3. Digitales Längsprofil der mittleren Tiefen unter KN, km 674 – km 657 (km-Querschnitte, Peiljahr 1979)

differenzierter zu sehen. Es ergibt sich nämlich eine Abnahme der Kolk-Längserstreckung von rd. 3 km auf 2 km, während die Längserstreckung der Bänke im Vergleich zu km 689 bis km 675 zwar auch abnimmt, jedoch weniger kontinuierlich. Ihre mittlere Länge ist bei rd. 2,5 km anzusetzen. Ebenso sinkt die mittlere Höhe der Bänke von rd. 4 m in den km 689–675 auf rd. 2 m in diesem Bereich ab. Entsprechend ist die mittlere Tiefenabnahme ab km 674 stromauf deutlich geringer als im mündungsseitig anschließenden Abschnitt: Während dort die Steigung (1979) 0,3 ‰ beträgt, liegt sie ab km 674 stromauf nur noch bei 0,08 ‰.

Unter Berücksichtigung der bisher nicht dargestellten Kilometer 656–640 ergibt sich in der zusammenfassenden Betrachtung des digitalen Längsprofils der gemittelten Tiefen ein

überraschendes Bild, das sonst aus keinem unmittelbar gemessenen Echolotprofil erkennbar wird: Es zeigen sich drei in etwa gleich große Abschnitte der Unterelbe, die jeweils einen charakteristischen Wechsel von Kolk und Bank aufweisen. An ihrem jeweiligen Kamm besitzen diese Abschnitte einen regelrechten Profilsprung, in dessen Anschluß es zu einem vergleichsweise moderaten Sohlenanstieg kommt. Die „Absturz"-Höhe beträgt in allen Fällen ca. 3 m der gemittelten Tiefen. Die Kammhöhen, d. h. die Abschnitte geringster mittlerer Tiefe unter NN, sinken dabei stromauf leicht von 6,9 m (km 678) über 7,3 m (km 659) auf 7,4 m (km 641) ab.

Mit Blick auf die abnehmende Steigung der gemittelten Tiefen ergibt sich ein Trend zur stromauf reduzierten Sohlenneigung.

Die sich herauskristallisierenden, deutlich getrennten Sohlenabschnitte

1. km 689–km 675
2. km 674–km 657
3. km 656–km 640

müssen jeweils als Bank, in diesem Fall als „Super"-Bank aufgefaßt werden. Ihr flacher Anstieg verläuft stromauf und bricht mit einem Steilhang ab. Die Amplitude nimmt stromauf von rd. 6,5 m auf rd. 2,5 m ab, die Wellenlänge beträgt durchgehend rd. 16 km.

Die gedanklich wie labormäßig von Physikern und Wasserbauingenieuren entwickelten Theorien zwischen Schubspannung, Fließgeschwindigkeit und Sohlenform müssen bei den in dieser Untersuchung gewonnenen neuen Erkenntnissen über enorm große Wellenlängen von Strombänken allerdings versagen. Aber auch ohne direkte physikalische Definition wird im Überblick klar, daß es sich nur um eine allgemeine Gesetzmäßigkeit handeln kann: Von Kleinstrippeln bis zu „Super"-Bänken besteht ein kontinuierlicher Übergang, der alle Dimensionen von Sand-Wellenbildungen in der Unterelbe miteinander verbindet.

Bislang mit größerer Genauigkeit untersucht sind allerdings nur jene Formen, die bis zur Gruppe der „Riesenrippeln" gehören. Darüber hinausgehende Untersuchungen in Richtung von Groß- und Größtformen der Wellenbildung sind für Tideästuarien unbekannt. Wie erwähnt, sind ausschließlich qualitative Aussagen zu unmittelbar wahrnehmbaren, d. h. über KN aufragenden Sandbänken zu finden (z. B. Schulz, 1954).

Es stellt sich nunmehr die Frage nach den Ursachen, die zu diesem charakteristischen Sohlenbild geführt haben. Dabei drängt sich die z. Zt. nicht zu verifizierende Vermutung auf, daß die zu beobachtenden Schwingungsfolgen jeweils übergeordneten „inneren" Impulsen zugezählt werden können. Die Lage der „Super"-Bänke beispielsweise scheint nach Abb. 6 auch in historischer Zeit ähnlich existiert zu haben, was darauf hinweist, daß diese Form einem langfristig weitgehend unverändert gebliebenen Einfluß zuzuschreiben sein muß.

Welcher Art eine endgültige Deutung sein wird, muß momentan noch offen bleiben.

Registriert werden kann formal nur ein sicherlich rein physisch bedingter Prozeß, der als Ausschwingen der Kolk-Bank-Abfolge bezeichnet werden soll. Die Frequenz nimmt dabei stromauf von 4 km Länge Kolk und 3 km Länge Bank (km 689 – km 675) auf 1,5 km Länge Kolk und 2 km Länge Bank (km 656 – km 640) kontinuierlich ab.

Ebenfalls sinkt die Amplitude von 4 m Höhe der Bänke (km 689 – km 675) auf 1 m Höhe (km 656 – km 640) ab.

Die Abb. 6 gibt jedoch auch einen Hinweis auf wasserbauliche Beeinflussung der sohlenmorphologischen Großformen: Die rezente Kammhöhe der „Super"-Bänke sinkt stromauf ab, während sie vor Beginn der allgemeinen Stromregulierung stromauf ansteigt. Es kann nach Prüfung der vorhandenen Unterlagen davon ausgegangen werden, daß diese historisch bekannten Untiefen im Streckenverlauf der Unterelbe mit zunehmender Sollwasser-

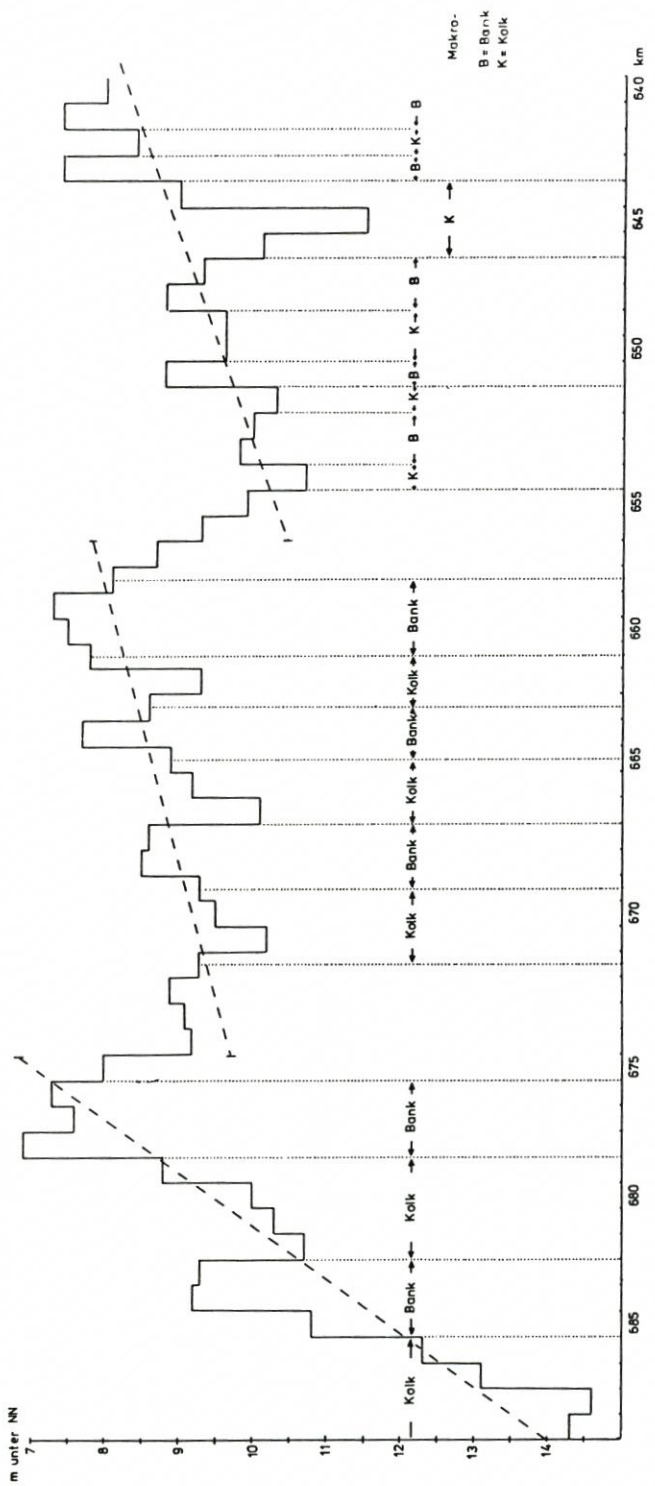


Abb. 4. Digitales Längsprofil der mittleren Tiefen unter NN, km 689 – 640 (km-Querschnitte, Peiljahr 1979)

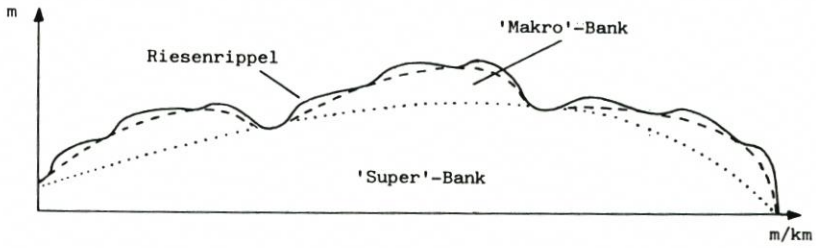


Abb. 5. Dimension von Sandwellen in der Unterelbe (schematisch)

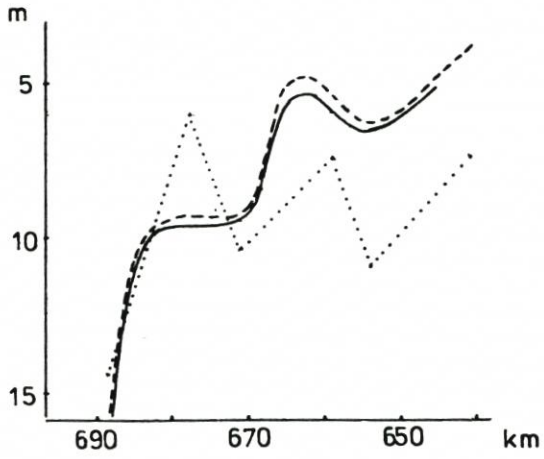


Abb. 6. Fahrwassertiefe der Unterelbe nach – – – SÖRENSEN (1695), —— BEAUTEMPS-BEAUPRÉ (1812), · · · · mittlere Tiefe unter NN schematisch nach Abb. 4

Tab. 1. Mittlere Höhe und Länge der Kolke und Bänke nach Interpretation des digitalen Längsprofils der km-Querschnitte der Unterelbe km 689 – km 640

	mittlere Länge Kolk in km	mittlere Länge Bank in km	mittlere Höhe Bank in m	Länge des Abschnitts in km
km 689 - km 675	4	3	4	14
km 675 - km 657	3 - 2,5	2,5	2	18
km 656 - km 640	1,5	2	1 - 1,5	16

tiefe tendenziell abgebaggert worden sind. Dennoch darf die Wirksamkeit des Baggerbetriebes nicht überschätzt werden: Trotz gewaltiger Massenbewegungen und Stromkorrekturen in Form von Fahrrinnenbegradigungen bzw. Kurvenausbauten bleibt eine eigenständige, weitgehend unbeeinflußbare Morphodynamik erhalten. Die beispielhaft für den Jahrgang 1979 dargestellten gemittelten Tiefen mit ihrer charakteristischen Abfolge sind in allen untersuchten Jahren (1972, 1974, 1977) im wesentlichen genauso vorhanden. Die Lage der Kolke und Bänke ist praktisch festgeschrieben; eine Veränderung der relativen Abfolge kann nicht erkannt werden.

Die Wirkung des Baggerbetriebes, zumal auf die Fahrrinne beschränkt, kann nur als a u s g l e i c h e n d auf krasse Untiefen bezeichnet werden.

Die Küste, 42 (1985), 1-318

3.2 Materialverlagerung als Schwingungsphänomen

Es ist jedoch ein Trugschluß zu glauben, der Baggereingriff und das im Großformenbild sich darstellende Beharrungsvermögen der Kolk-Bank-Abfolge auf gleichbleibender Position seien Ursache bzw. Indiz für eine geringfügige Morphodynamik. Ganz im Gegenteil wird die statische Position der Großformen trotz laufender Unterhaltungsbaggerungen überlagert von gerichteten Tendenzen einer Bewegung relativer Erosions- und Akkumulationszonen, d. h., dieses über Zeit und Raum ablaufende Phänomen überwandert die sichtbaren Kolk- wie Bankbereiche gleichermaßen regelmäßig. Die Abbildungen 7 und 8 zeigen, wie man sich diesen Vorgang vorzustellen hat: Eine Akkumulationszone, beispielsweise 1972–1974 noch im Kilometer 679 gelegen, erweitert sich 1974–1977 stromauf bis zum Kilometer 678 und verschiebt sich 1977–1979 auf Kilometer 676, wobei in Kilometer 679 bereits wieder Erosion eingesetzt hat. 1972–1974 wie auch in den folgenden Zeiträumen befindet sich jeweils im stromaufwärts anschließenden Kilometerabschnitt einer Erosionszone ein Akkumulationszentrum. Die Vermutung liegt nahe, daß es sich bei letzteren um die Auffanggebiete der stromab (benachbart) erodierten Materialmengen handeln könnte. Der in diesen Abbildungen besonders deutlich erkennbare Ablauf ist dabei offenbar vollkommen unabhängig von der

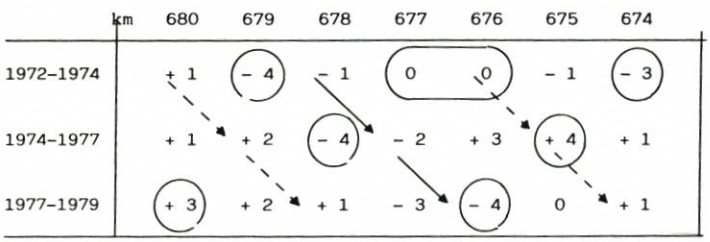


Abb. 7. Verlagerung der Schwerpunkte mittlerer Tiefenänderung unter KN. ○ = relatives Maximum (Angaben in dm)

Großform „Kolk" oder „Bank". Beide werden unterschiedslos sowohl von Erosions- wie Akkumulationszentren überwandert.

Besonders hervorgehoben werden soll noch einmal: Dadurch werden Kolke wie Bänke in ihrer Lage und Abfolge nicht verändert, außer vergleichsweise geringfügig in ihrer momentanen Höhe bzw. Tiefe zu Kartennull bzw. NN.

Zur Verdeutlichung der Hypothese vom „stromaufwärts gerichteten Verlagerungstrend erosiver und akkumulativer Sohlenbereiche" soll weiterhin der Elbabschnitt km 687 bis km 680 in differenzierter Darstellung vorgestellt werden: Im Strombereich L der Kilometer 687–680, d. h. im linksseitig an das Fahrwasser anschließenden Sohlenregime, verlagert sich nach Abb. 9 vom Zeitraum 1972/1974 bis zum Zeitraum 1977/1979 jeweils das Maximum von Tiefenzunahme unter KN wie auch das Maximum der Tiefenabnahme unter KN stromauf. Von Kilometer 687 mit + 2,3 % Zunahme der mittleren Tiefe als relativem Maximum im Zeitraum 1972–1974 bewegt sich diese Sequenz über + 13,3 % bei Kilometer 686 bis zu + 8,8 % Zunahme der mittleren Tiefe als relativem Maximum im Kilometer 685 des Zeitraums 1977–1979. Gleichartig ist das Bild für die maximale Tiefenabnahme unter KN. Diese Bedingungen gelten ebenso auch für den Strombereich R. Für den Fahrwasserabschnitt F sind aufgrund der ständigen Unterhaltungsbaggerungen die Zonen der Tiefenabnahme verständlicherweise so gut wie kaum oder undeutlich ausgebildet.

Von Bedeutung ist, daß nach Abb. 10 die Verlagerungsgeschwindigkeit im Fahrwasserbereich (also dem Bereich größter Strömungsgeschwindigkeiten) am schnellsten verläuft, wäh-

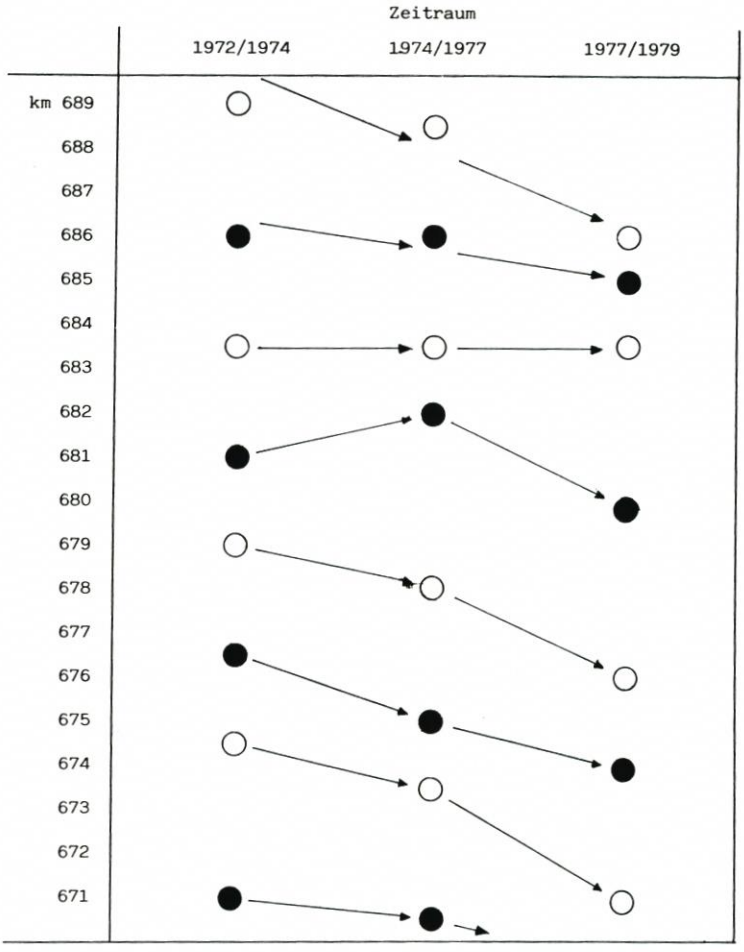


Abb. 8. Verlagerung der Schwerpunkte mittlerer Tiefenänderung unter Kartennull (km-Querschnitte). ● = relative Maxima Zunahme der mittleren Tiefen u. KN, ○ = relative Maxima Abnahme der mittleren Tiefen u. KN

rend die Uferregionen geringere Raten aufweisen. Für den Gesamtuntersuchungsraum ist eine mittlere Fortschrittsgeschwindigkeit von

1,1 km pro Jahr im Fahrwasser und
0,6 km pro Jahr in den Ufersohlenbereichen

festzustellen.

Damit schreiten die großräumigen Bewegungsvorgänge der Kilometer 689 bis 640 im Fahrwasser rd. doppelt so schnell voran wie in den Uferbereichen. Damit wird aber gleichzeitig offenkundig, daß auch bei herabgesetzten Strömungsgeschwindigkeiten im Bereich links und rechts der Fahrrinne beachtliche Materialumlagerungen stattfinden müssen.

Die durchaus naheliegende Spekulation über eine N i v e l l i e r u n g der Fahrwassersohle durch Baggerungen gilt nicht: Relative Unterschiede der Erosionsvorgänge bleiben ebenso wie in den Ufersohlenregionen sichtbar. Die offenbar in Pulsationsform ablaufenden

Die Küste, 42 (1985), 1-318

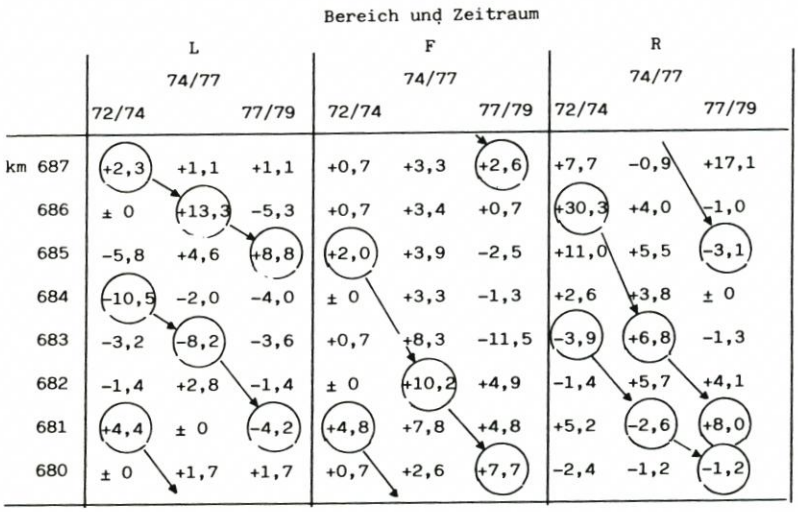


Abb. 9. Veränderungen der mittleren Tiefen unter KN in %. ⊖ relatives Zentrum der Akkumulation, ⊕ relatives Zentrum der Erosion

Bewegungsvorgänge sind selbst von Vertiefungsbaggerungen des Zeitraums 1974–1977 kaum beeinflußt. Ihre Rhythmik bleibt erhalten und wird vermutlich auch durch wesentlich verstärkte Baggerleistungen in der Dynamik nicht zu stoppen sein.

Nun ist es eine logische Konsequenz, daß mit Verlagerung der zunächst rein beschreibend „Erosions"- bzw. „Akkumulationszentren" genannten Prozeßfelder auch ein Materialtransport verbunden sein muß. Wie zuvor bereits angedeutet, könnte es dabei im Sinne der Abb. 11 zu einer Bewegung von Material stromauf kommen: Stromab gelegene Erosionszonen verlieren Substanz an stromauf befindliche Akkumulationszonen. Da die geschilderten Vorgänge kontinuierlich fortschreiten, muß es nach einer definierten Zeitspanne dazu führen, daß zuvor in einem Akkumulationszentrum abgesetztes Material von einer nach-eilenden Erosionszone eingeholt und erneut in Bewegung gebracht wird.

Generell ist für alle Dimensionen von Riffeln, Rippeln oder Bänken bekannt, daß der Hauptmaterialtransport in Richtung ihres flachen Anstiegs erfolgt. Es ist damit sehr wahrscheinlich, daß beide in dieser Untersuchung für die Unterelbe näher bekannt gewordenen Großformen von Bänken als flutstromorientiert zu gelten haben: flacher Luvhanganstieg mit steilem, stromauf abbrechendem Leehang. Die Verlagerung von Erosions- und Akkumulationszentren stromauf stimmt mit diesem Bild überein. Ein krasser Gegensatz ergibt sich allerdings zu der Gruppe der „Riesenrippeln": Sie sind mehrfach von NASNER, 1974, VOLLMERS und WOLF, 1969, u. a. eindeutig als sich stromab bewegende Gebilde identifiziert worden. Ihre Form unterstützt dies ebenso (Leehang stromab). Für diese zunächst miteinander unvereinbar erscheinenden Fakten kann zur Zeit keine eindeutige Erklärung gegeben werden, denn die Widersprüche deuten an, daß es offensichtlich einige unbekannte Größen gibt, die ein klares Bild der Morphodynamik verhindern. Zur Sinnfindung seien die für die Unterelbe bekannten und gesicherten Tatsachen kurz aufgeführt:

1. Materialtransport stromauf durch Geschiebebewegung (MUNDSCHENK, 1979)
2. Materialtransport durch a) Suspensions- und b) Geschiebetransport, wobei a) überwiegend ebbstrom- und b) flutstrom wirksam ist (LUCHT, 1953)

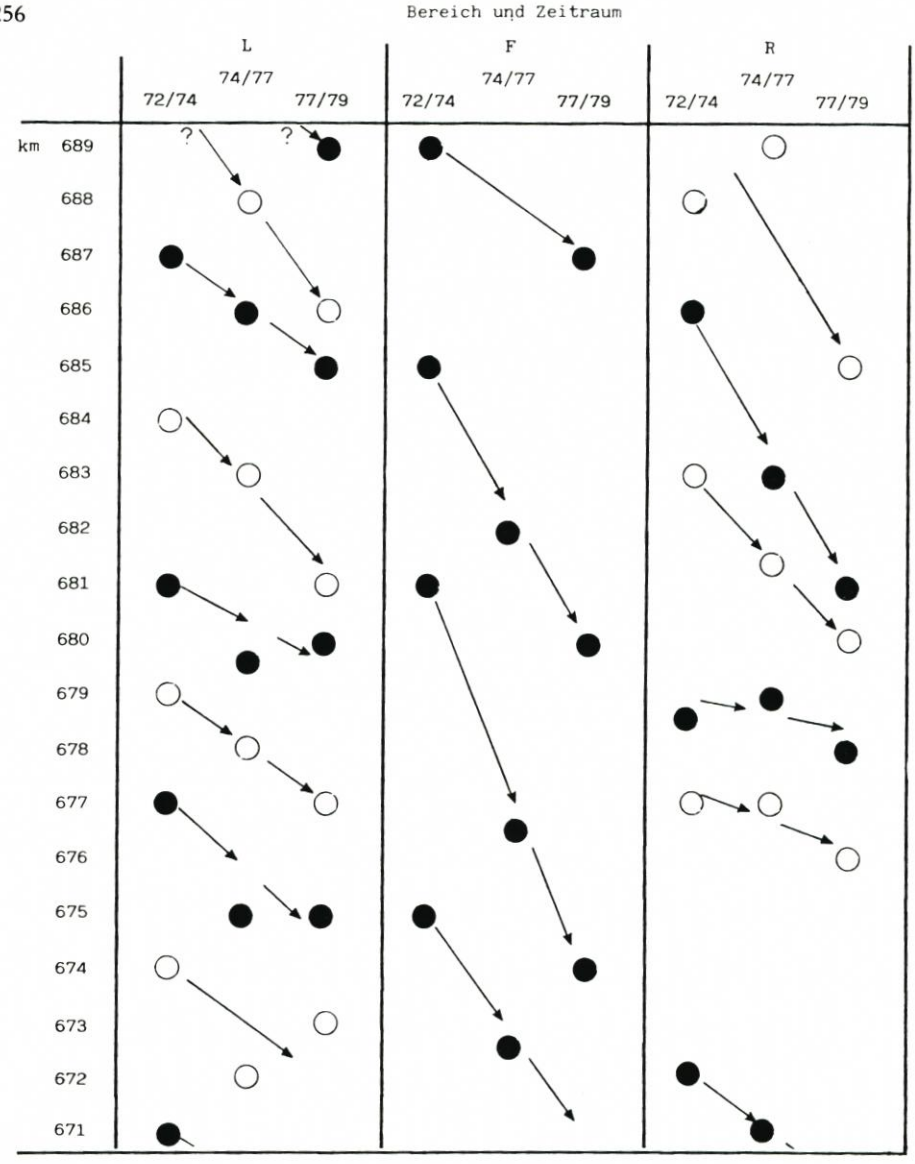


Abb. 10. Zeit-Weg-Diagramm für die Verlagerung relativer Zentren mittlerer Tiefenänderung unter KN

Abb. 11. Schematisierte Darstellung des Materialtransports durch stromaufwärts wandernde Erosions- und Akkumulationszentren. — — Erosionszone, — — Akkumulationszone (jeweils zum Zeitpunkt t_1 und t_2)

Die Küste, 42 (1985), 1-318

3.3 Fahrwasserbaggerungen und ihre Wirkung auf die angrenzenden Flachwasserbereiche

Von Interesse ist nunmehr, wie sich eine mögliche Materialumlagerung im flächenhaften Querprofil verteilt. Dazu werden Änderungstrends im morphologischen Volumen über die Zeit je Längsprofilreihe (siehe Abb. 1) aufgetragen. Tab. 2 gibt die Ergebnisse für den Bereich der Kilometer 689 (St. Margarethen) bis 671 (Rhinplatte Süd) wieder. Man erkennt zwei Dinge besonders deutlich:

1. In Abhängigkeit von der Baggermenge (Tab. 3) nimmt der prozentuale Anteil an Erosion im Fahrwasser zu bzw. ab.
2. Nur im Zeitraum 1974–1977 ist bei sehr hoher Baggermenge und damit „Erosion" im Fahrwasser auch Materialverlust (Erosion) in allen Ufersohlenregionen zu beobachten.

Ausgehend von der Stärke des Baggereingriffs in F, scheint von dort also eine Wirkung auf den morphologischen Verhaltenstrend der Ufersohlenregionen auszugehen.

Im stromauf anschließenden Streckenabschnitt Kilometer 673–659 (Bielenberg–Grauerort) ist dies zuvor noch sehr klare Bild differenzierter zu sehen (siehe Tab. 4 und 5):

1. Es kommt wiederum die Wirkung des über die Zeit unterschiedlich starken Baggereingriffs zum Ausdruck. Im Zeitraum 1972–1974 ist auch in F bei geringen Entnahmemengen eher Akkumulation als Erosion zu erkennen, während sowohl 1974–1977 als auch 1977–1979 bei hohen Baggermengen klar „Erosion", d. h. Zunahme im morphologischen Volumen, auftritt.
2. Die Ufersohlenregionen zeigen bei einem großen Anteil der Volumenzunahme in F (durch Baggerungen) nur in den unmittelbar links und rechts an diesen Bereich anschließenden Längsprofilzonen Erosion, keineswegs jedoch über den Gesamtstreckenquerschnitt.

Tab. 2. Anteil der Längsprofilfelder km 689 – km 671 am Trend der Veränderung der mittleren Tiefen unter KN in %. E = Erosion (Werte in % pro Bereich und Zeitraum), A = Akkumulation (Werte in % pro Bereich und Zeitraum), N = neutral bzw. ohne Veränderung (Werte in % pro Bereich und Zeitraum), ○ = relatives Maximum je Längsprofilbereich und Zeitraum

Zeitraum	Längsprofilbereich							Verhalten
	L_3	L_2	L_1	F	R_1	R_2	R_3	
	19	31	21	(58)	26	33	10	E
1972–1974	(50)	(53)	(68)	21	(53)	(44)	(50)	A
	31	16	11	21	21	23	40	N
	(47)	(84)	(47)	(89)	(68)	(55)	(60)	E
1974–1977	29	10	42	11	32	5	10	A
	24	6	11	--	--	40	30	N
	11	39	21	(63)	42	28	40	E
1977–1979	(50)	(42)	(53)	37	(47)	(61)	(60)	A
	39	19	26	--	11	11	--	N

Tab. 3. Baggermengen in „F" km 689 – km 674 im Zeitraum 1972 bis 1979 (Angaben nach Auswertung von Unterlagen des WSA Hamburg)

Zeitraum	Kilometer	Baggermengen in m³ Einzelabschnitte	Gesamt
1972–1974	689–684	190.386	674.295
	683–679	156.201	
	678–674	327.708	
1974–1977	689–684	1.080.819	4.787.194
	683–679	1.194.976	
	678–674	2.511.399	
1977–1979	689–684	538.426	1.541.890
	683–679	186.700	
	678–674	816.764	

Tab. 4. Anteil der Längsprofilfelder km 673 – km 659 am Trend der Veränderung der mittleren Tiefen unter KN in %. E = Erosion (Werte in % pro Bereich und Zeitraum), A = Akkumulation (Werte in % pro Bereich und Zeitraum), N = neutral bzw. ohne Veränderung (Werte in % pro Bereich und Zeitraum), ○ = relatives Maximum je Längsprofilbereich und Zeitraum

Zeitraum	Längsprofilbereich L_5-L_4	L_3	L_2	L_1	F	R_1	R_2	R_3	R_4-R_5	Verhalten
1972–1974	20	20	24	36	24	○59	13	12	23	E
	27	30	○53	○58	○41	35	○73	○44	○47	A
	○53	○50	33	6	35	6	14	○44	30	N
1974–1977	--	11	○53	○47	○88	○88	33	○44	29	E
	33	○45	12	35	--	6	○40	22	○47	A
	○67	○44	35	18	12	6	27	34	24	N
1977–1979	20	30	35	○71	○82	29	27	33	29	E
	--	20	○42	12	6	○59	○46	○44	18	A
	○80	○50	23	17	12	12	27	23	○53	N

Tab. 5. Baggermengen zwischen 1972 und 1979 (Werte in m³) (Nach Auswertung von Unterlagen des WSA Hamburg)

	Zeitraum 1972–1974	1974–1977	1977–1979	
km 673 – 669	412.402	3.245.642	2.064.024	
km 668 – 664	183.672	1.590.575	760.680	
km 663 – 659	304.100	555.366	1.267.873	
	900.174	5.391.583	4.092.577	km 673 – 659

Die Küste, 42 (1985), 1-318

3. Materialtransport s t r o m a u f durch Verlagerung von Erosions- und Akkumulationszentren (nach Ergebnissen der vorliegenden Untersuchung)
4. bei hohem Oberwasser verminderte Baggermengen, was auf (geminderte) Materialbewegung mit dem F l u t s t r o m schließen läßt (ROHDE, 1967)
5. rezente Foraminiferenfunde im Hamburger Hafen, d. h. mit dem Flutstrom von See transportiertes Gut (NÖTHLICH, 1967)
6. Materialtransport stromab in Form von Riesenrippeln (NASNER, 1974/1975/1977; VOLLMERS und WOLF, 1969).

Der letzte Punkt (6) ist, wie erwähnt, schwer mit den übrigen in Einklang zu bringen.

Zusammenfassend läßt sich jedoch sagen, daß ein Materialtransport in der Unterelbe in zwei voneinander zu unterscheidenden Transportrichtungen und -arten ablaufen könnte:

1. Eine pulsationsartige Materialbewegung findet in Form von relativ langsam (0,6–1,1 km pro Jahr) stromaufwärts wandernden Erosions- und Akkumulationszonen statt. Elbmündungsseitig zugeführtes Material würde somit abwechselnd akkumuliert und erodiert. Auf diese Weise geschähe eine Verlagerung stromauf schubweise bzw. phasenhaft: Ein idealisierter Materialkörper, welcher der Unterelbe zugeleitet würde, müßte sich nach Ablagerung innerhalb einer Akkumulationszone dort solange aufhalten, bis eine stromaufwärts wandernde Erosionszone ihn erfassen und erneut seinen Transport in ein stromauf gelegenes Akkumulationszentrum verursachen würde. Sichtbar wird dieser Vorgang in der Form bzw. Orientierung von l a n g f r i s t i g gebildeten, offensichtlich kaum beweglichen „Makro"- und „Super"-Bänken, deren Leehang stromauf gerichtet ist. Die stromaufwärts wandernden Erosions- und Akkumulationszonen zeigen dabei ein N a c h - und N e b e n e i n a n d e r, das eine regelhafte Ordnung ergibt. Daraus lassen sich Ansätze für morphologische Prognosen ableiten.
2. In Form wandernder Riesenrippel-Körper findet ein Sandtransport stromabwärts statt, wobei dort die Materialbewegung offenbar direkt vom Ebbstrom abhängig ist (es sei dazu auf die Arbeiten von DILLO [1960], FÜHRBÖTER [1967] und NASNER [1974] verwiesen). Dies ergibt sich auch aus der Geschwindigkeit dieser Körper, die nach VOLLMERS und WOLF (1969) mit zunehmender Oberwasserführung ansteigt.

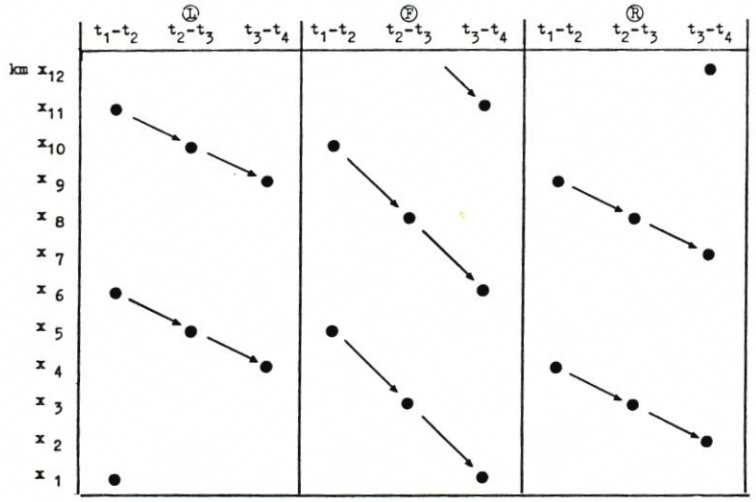


Abb. 12. Zeit-Weg-Diagramm für die Verlagerung relativer Zentren mittlerer Tiefenänderung unter Kartennull. Erstellt nach fiktiven Werten. ● = Tiefenzunahme

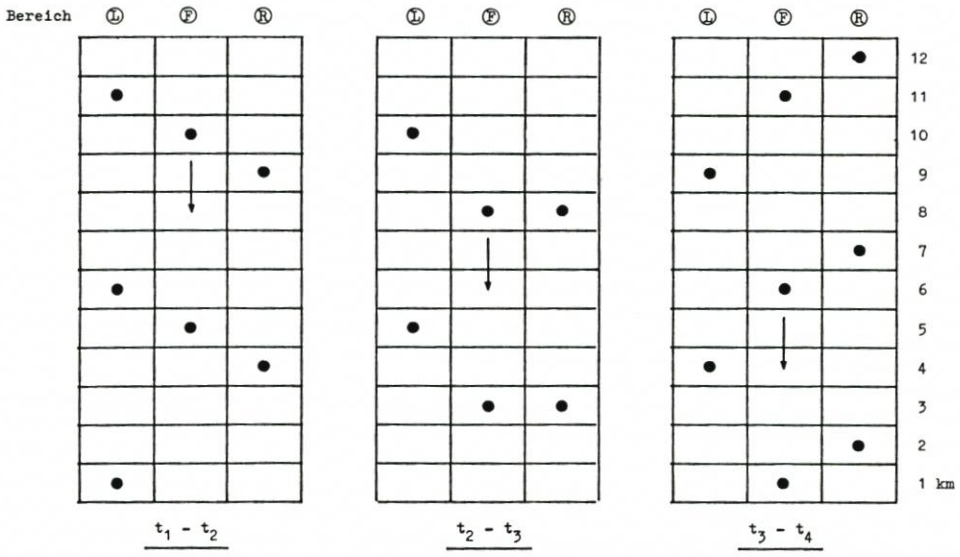


Abb. 13. Schematisierte Darstellung von stromaufwärts gerichteten Verlagerungstendenzen der Haupterosionszentren (●) im Unterelbebereich

Eine weitere Aufbereitung der dargestellten Erkenntnisse und Hypothesen wäre von sehr hoher praktischer Bedeutung: Bei einer Möglichkeit der Vorhersage der natürlichen Verlagerung von Erosions- und Akkumulationsneigungen können durch wasserbauliche Maßnahmen kurz- wie langfristiger Art entsprechend den Erfordernissen vorgebeugt und ungünstige Entwicklungen u. U. vermieden werden. So ist es z. B. außerordentlich nützlich zu wissen, an welchen Stellen Verklappungen ohne Gefährdung der Solltiefen vorgenommen werden oder Sandentnahmen sinnvoll natürliche Tendenzen unterstützen können.

Eine morphodynamische Prognose ist aber nur bei genauem Verständnis der Verlagerungsmechanismen erosiver bzw. akkumulativer Zentren möglich. Zu einer Teillösung des übergeordneten Problems sollen die Abbildungen 12 und 13 dienen:

Eine fiktive Darstellung von Erosionszentren mit der Frequenz 5 km in L, F und R gibt die Grundwerte für eine schematische Darstellung der Grundprinzipien von stromaufwärts gerichteten Verlagerungsbewegungen an. Die Geschwindigkeit ist dabei im Fahrwasser F doppelt so hoch angesetzt wie in den Uferbereichen.

Es ergibt sich ein Gesamtbild, das die Ergebnisse der faktischen Untersuchung recht genau wiedergibt:

a) Die relative Lage der Erosionszentren zueinander ist über die Zeit nicht gleichmäßig, sondern durch die doppelt so große Verlagerungsgeschwindigkeit der Erosionsmaxima von F zu R und L gegeneinander verschoben.
b) Die relativen Maxima aus R und L bleiben über die Zeit praktisch immer in versetzter Position zueinander, da ihre Verlagerungsgeschwindigkeit stromauf annähernd gleich ist.

Dies alles geschieht vermutlich im Zusammenhang mit dem Flutstrom. Nochmals soll aber auf die in Kontrapunktion stehende Wanderung der Riesenrippeln, und mit ihnen von Material, stromab hingewiesen werden. Diese Bewegung ist unmittelbar nachzuweisen (durch Tracer- und Luminophorenuntersuchungen), was für die aktuelle Verlagerung von Material durch Erosions- und Akkumulationszentren noch aussteht.

Tab. 6. Anteil der Längsprofilfelder des linken Strombereichs km 673 – km 659 am Veränderungstrend der mittleren Tiefen unter KN in % während des Zeitraums 1977–1979 (Ausschnitt aus der Tab. 4)

	L_5–L_4	L_3	L_2	L_1	F
Zunahme	20	30	35	(71)	(82)
Abnahme	--	20	(42)	12	6
± 0	(80)	(50)	23	17	12

3. Am Beispiel des herausgegriffenen Zeitraums 1977–1979 (siehe Tab. 6) kommt im linken Ufersohlenbereich sehr typisch ein ebenso bei anderen Streckenabschnitten und Auswertezeiten auftretendes Phänomen zum Ausdruck:
   - Je weiter man sich vom Fahrwasser in Richtung Uferlinie bewegt, desto schwächer wird der Erosionsanteil.
   - Je weiter der Abstand vom Fahrwasser ist, desto stärker wird der Anteil an neutralem, unverändert gleichbleibendem Sohlenverhalten.
   - Akkumulation tritt überwiegend auf halbem Wege zwischen Fahrwasser und Uferlinie in Erscheinung.

Die Gliederung findet man im Prinzip in allen Zeiträumen und auch in den stromauf gelegenen Streckenabschnitten; der Vorgang wird nur durch die Stärke der Volumenänderung bzw. den Baggerumfang in F variiert.

Bei zusammengefaßter Betrachtung des Gesamtzeitraums 1972–1979 und der Gesamtstrecke zwischen St. Margarethen und Schulau (Tab. 7) kommt dies noch einmal exemplarisch zum Ausdruck:

Mit zunehmender Entfernung von der Strommitte (F)
- sinkt der Anteil der von Erosion betroffenen Sohlenbereiche stark ab,
- steigt die Neigung zu „neutralem", d. h. gleichbleibendem Verhalten bemerkenswert an,
- ist die Akkumulation mit einem relativen Maximum auf halber Strecke zwischen Fahrwasserrand und Uferlinie vertreten.

Tab. 7. Anteil der Längsprofilfelder km 689 – km 640 am Trend der Veränderung der mittleren Tiefen unter KN in % während des Gesamt-Untersuchungszeitraums 1972–1979 (Legende siehe Tab. 4)

Zeitraum	Längsprofilbereich							Verhalten
	L_5–L_3	L_2	L_1	F	R_1	R_2	R_3–R_6	
	22	(40)	(49)	(76)	(53)	30	29	E
1972–1979	38	(37)	39	14	36	(45)	(36)	A
	(40)	23	12	10	11	25	(35)	N

Es stellt sich nun zwangsläufig die Frage nach den dabei umgesetzten Materialmengen. Dank der sehr differenzierten quantitativen Sohlenanalyse sowie den bekannten Massenangaben aus Baggerungen und Verklappungen ist es möglich, etwas über die Materialbilanz sowohl regional als auch für den Gesamtbereich auszusagen.

Tab. 8 macht deutlich, daß in der Tat auch die unmittelbar links und rechts der Fahrrinne umgesetzten Materialmengen Erosion belegen, während darüber hinaus Richtung Uferlinie

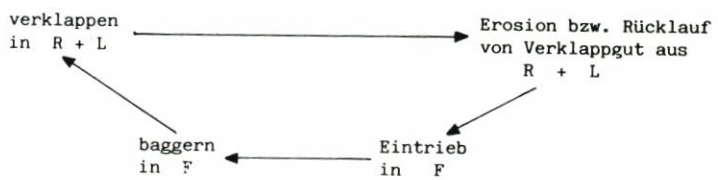
akkumuliert wird bzw. an der Uferlinie selbst nur noch sehr geringe Materialquantitäten bewegt werden. In F differiert die tatsächliche Zunahme des morphologischen Volumens (27,8 Mill. m^3) allerdings von der Baggermenge (33,0 Mill. m^3). Daraus ergibt sich ein Materialeintrieb in F (5,2 Mill. m^3), welcher sicherlich zum Teil aus dem erodierten Gut der Längsprofilbereiche R_1 bzw. L_1 stammen dürfte. Die insgesamt links und rechts der Fahrrinne zu registrierende Erosion (9,2 Mill. m^3) wird jedoch durch die ufernahen Akkumulationsmengen (9,8 Mill. m^3) mehr als ausgeglichen. Diese „Akkumulationsmengen" resultieren rechnerisch zu 100 % aus den Verklappmengen:

	13,9 Mill. m^3	Verklappmenge
−	9,8 Mill. m^3	Akkumulation
=	4,1 Mill. m^3	Erosion bzw. Rücklauf von Verklappgut

Da in den Ufersohlenregionen mehr verklappt als akkumuliert worden ist, heißt dies:

1. Die natürliche Erosion bzw. der Materialaustrieb des Untersuchungsgebietes (8,1 Mill. m^3) muß aus dem gesamten Querschnitt stammen.
2. Es findet ein Materialkreislauf im Unterelbequerschnitt statt: Vermutlich wird durch Baggerungen (speziell Vertiefungsbaggerungen) ein Materialverlust der Fahrrinnenschultern ausgelöst. Dies führt dazu, daß das aufzunehmende Baggergut aber auch zu einem gewissen Prozentsatz aus eben jenem randlich erodierten Material besteht.

Von den Gesamtbaggermengen wird beinahe die Hälfte (42 % nach Tab. 9) ufernah verklappt. Dort herrscht jedoch eine natürliche Erosion, die das Material zu 30 % (4,1 Mill. m^3) wieder wegführt, im Endeffekt vermutlich über die fahrwassernahen Bereiche zurück in die Fahrrinne (siehe dazu DAMMSCHNEIDER, 1983). Rechnerisch kommen also 13,3 Mill. m^3 erodierten Materials aus den Bereichen seitlich der Fahrrinne. 8,1 Mill. m^3 werden allerdings nur aus dem Untersuchungsgebiet abgeführt (= Gesamtmaterialaustrieb), d. h., daß eine gewisse Materialmenge sich im internen Materialkreislauf befinden muß, der wie folgt aufgebaut ist:



Die Quantität des Materialumlaufs ist allerdings nur indirekt zu bestimmen: Minimal beträgt diese Menge 5,2 Mill. m^3, unter der Annahme, daß die 8,1 Mill. m^3 Gesamtmaterialaustrieb ausschließlich aus den Uferbereichen L + R erfolgen, und maximal 13,3 Mill. m^3, wenn die 8,1 Mill. m^3 Materialgesamtaustrieb der Unterelbe ausschließlich aus dem Fahrwasser erfolgen würden (siehe Tab. 9).

Für die Tab. 9 wird mit einem angenommenen Wert von 5,4 Mill. m^3 Materialaustrieb aus L + R (= $^2/_3$ des Gesamtmaterialaustriebs) und 2,7 Mill. m^3 Materialaustrieb auf F (= $^1/_3$ des Gesamtmaterialaustriebs) gearbeitet. Daraus ergibt sich in diesem Beispiel eine Rücklaufmenge von 7,9 Mill. m^3, die als Materialeintrieb wieder in die Fahrrinne gelangt.

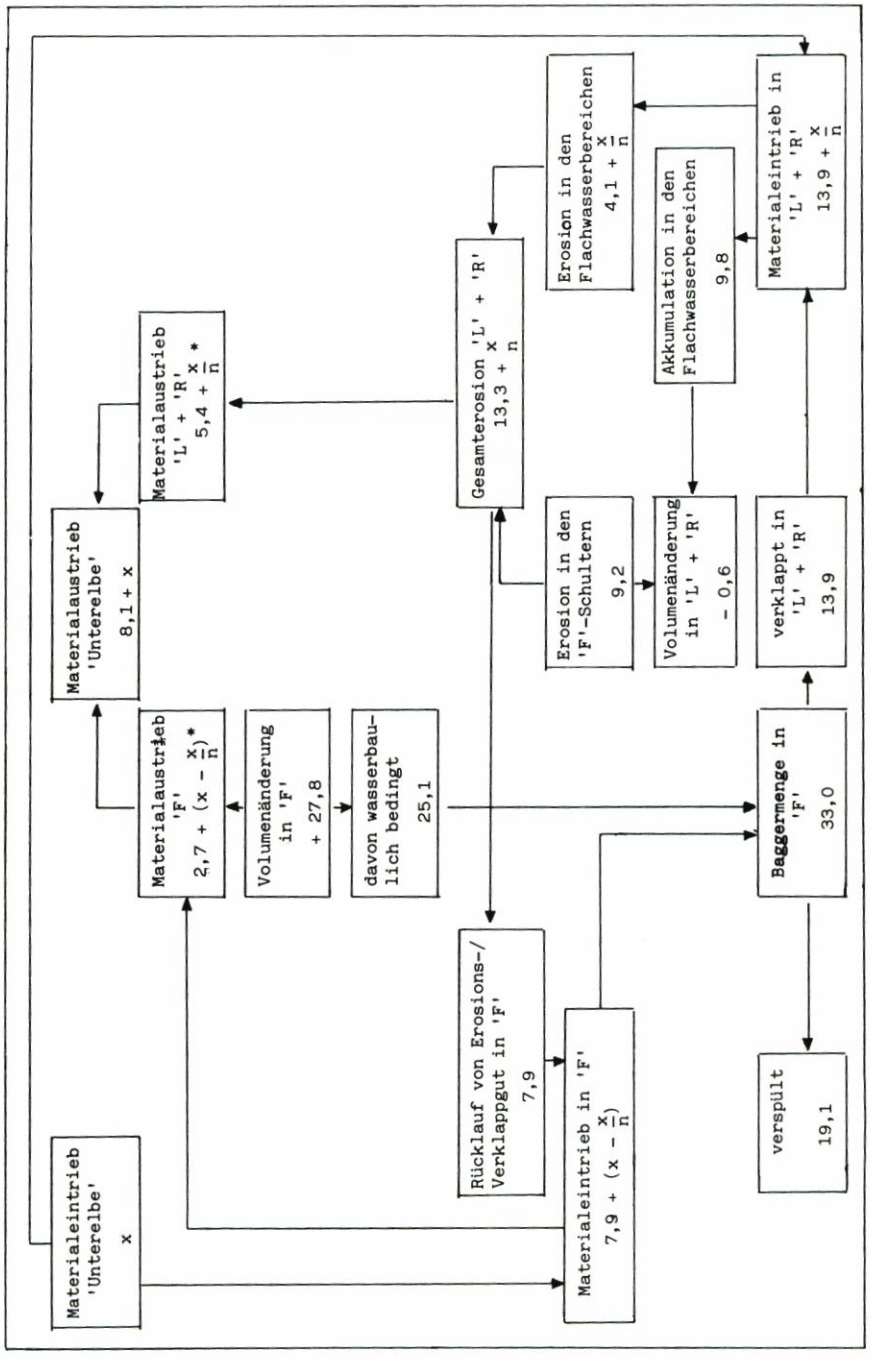
Das würde bedeuten, daß in F von 27,8 Mill. m^3 tatsächlicher Volumenzunahme zwischen 1972 und 1979 25,1 Mill. m^3 auf Baggerungen beruhen. Die Differenz von 7,9 Mill. m^3 (in diesem Beispiel!) zur tatsächlichen Gesamtbaggermenge (33,0 Mill. m^3) besteht aus der Rücklaufmenge der Uferbereiche.

Allgemein muß der Massenlängstransport stromab als mengenmäßig wesentlich größer

morphologisches Volumen (+ = Erosion / - = Akkumulation)		Bereich L_5	L_4	L_3	L_2	L_1	F	R_1	R_2	R_3	R_4	R_5	R_6
	km 689						Gesamtstrecke km 689 - km 640						
	bis												
	640												
+	je Längsprofil	- 0,1	- 3,2	- 2,3	+ 2,4	+ 2,8	+ 27,8	+ 4,0	- 2,2	- 1,0	- 0,6	- 0,3	- 0,1
	je Bereich	- 0,4					+ 27,8	- 0,2					
-	gebaggert	- - - -					- 33,0	- - - - -					
+	verklappt	6,0					- - - -	7,9					
=	Materialbilanz (- = Eintrieb + = Austrieb)	+ 5,6					- 5,2	+ 7,7					
	Gesamt	+ 8,1											

(Angaben in 10^6 Kubikmetern nach Auswertung der Tiefenkarten der Unterelbe und Unterlagen des WSA Hamburg)

Tab. 8. Materialbilanz „Unterelbe“ im Zeitraum 1972–1979



Tab. 9. Materialkreislauf in der Unterelbe km 689 – km 640 im Zeitraum 1972–1979. * angenommene Verteilung des Gesamtmaterialaustriebs: 1/3 „F“; 2/3 „R“ + „L“. 1 % Fehlermarge in „F“ = 2,9, in „R“ + „L“ = 4,1 (Werte und Angaben in 10^6 m^3 nach Tab. 8)

als der stromauf verlaufende aufgefaßt werden, da er sowohl in der Lage ist, 8,1 Mill. m^3 aus dem Untersuchungsgebiet herauszutransportieren, als auch von der Materialbewegung stromauf (siehe Abschnitt 3.2) in der Endbilanz (!) nichts im Untersuchungsgebiet beläßt. Wohl aber bleibt qualitativ Nordsee-Material in der Unterelbe: Rezente Foraminiferen im Hamburger Hafen wurden von RIEMANN (1967), Seesandanteile in der Unterelbe von SIMON (1954) nachgewiesen. Es ist anzunehmen, daß das Verhältnis zwischen „seeseitigem Sandeintrieb" und „Materialaustrieb in die Nordsee bzw. Außenelbe" keinen festen Rahmen bildet. So kann in Jahren hoher Oberwasserführung ein besonders großer Materialaustrieb nach See, in Jahren sehr geringer Oberwasserführung (= starker Flutstrom) ein besonders großer Materialeintrieb von See erwartet werden. Insbesondere wird sich dies in den Unterhaltungsbaggermengen niederschlagen, wie ROHDE (1974) in der Tat auch für die Interdependenz „Oberwasserführung – Flutstrom – Unterhaltungsbaggermenge" nachweisen kann.

4. Fazit

Aus den Fakten der quantitativen Kartenauswertung und Volumenberechnung der Bagger- und Verklappangaben für die Unterelbe km 689 bis km 640 (St. Margarethen–Schulau) im Zeitraum 1972–1979 ergibt sich im Zusammenhang mit bekannten Ergebnissen der hydrologisch-morphologischen Unterelbeforschung folgendes Gesamtbild:

Zwei Materialtransportrichtungen sorgen für Sandbewegung mit insgesamt negativer Bilanz. Richtung 1 führt tendenziell durch stromauf verlagernde Erosions- und Akkumulationszonen phasenhaft Material aus der Nordsee bzw. der Außenelbe in das Untersuchungsgebiet hinein.

Fest steht, daß die dabei bewegte Masse geringer als die Transportrate stromab sein muß, da, wie erwähnt, die Bilanz negativ ist und in die Oberelbe keine nennenswerten Sandmengen abgegeben worden sein können. Die stromab verlaufende Materialtransportrichtung 2 könnte nach Stand der Indizien u. a. durch die Wanderung der Riesenrippeln bedingt sein. Diese Bewegungsform ist die einzig unmittelbar wahrnehmbare, während der stromauf stattfindende Transport in seinem Mechanismus unklar bleibt. Nachweisbar ist er nur durch die tendenzielle Verlagerung von lokalen Erosions- bzw. Akkumulationsschwerpunkten, sichtbar in der Veränderung der gemittelten Tiefen unter KN.

Weiterhin kann eine im digitalen Längsriß erkennbare Kolk-Bank-Abfolge ermittelt werden. Deren Schwingungsamplitude und -frequenz nimmt stromauf sukzessive ab. Es könnte sich dabei um einen Prozeß des „Ausschwingens" handeln, verursacht bzw. bedingt durch abnehmenden Einfluß der Tidewassermenge (DAMMSCHNEIDER, 1983) bei zunehmendem Oberwassereinfluß im Übergangsgebiet „Tidebereich"–„Binnenfluß". Die Form der „Makro"-Sohlenbänke ist deutlich stromauf orientiert, jedoch genau wie die sie überwandernden Erosions- und Akkumulationszonen nur im Kartenbild der gemittelten Tiefen nachweisbar. Im unmittelbar wahrnehmbaren morphologischen Quer- wie Längsprofil sind nur lokale Über- bzw. Mindertiefen, über KN aufragende Sände und Riesenrippeln vertreten. Auch wird dort nicht deutlich, daß ein Materialquertransport in der Unterelbe quantitativ nachweisbar existiert: Durch Baggerung, speziell Vertiefungsbaggerungen, wird Material in den Fahrrinnenschultern gravitativ-denudativ erodiert (s. DAMMSCHNEIDER, 1983). Da ein großer Anteil der Baggerungen (42 %) seitlich (ufernah) wieder verklappt wird, überdeckt er dort den offenbar ebenfalls vorhandenen Erosionstrend. Damit zeigt sich ein interner Materialkreislauf. Aus den Zahlenwerten der Tab. 9 ergibt sich ein Anteil der in das Fahrwasser eintreibenden „Seiten"-Materialmengen von mindestens 5,2 Mill. m^3 und maximal 13,3 Mill. m^3; d. h., daß

mindestens 15 % (maximal 40 %) der Baggermengen aus seitlich eintreibendem Material bestehen und maximal 85 % (mindestens 60 %) zur reinen Fahrwasservertiefung führen. Da diverse Fakten auch auf einen seeseitigen Sandeintrieb hinweisen (SIMON, 1953; RIEMANN, 1964), s. auch Abschnitt 3.2, dieser jedoch nicht quantifiziert werden kann, ist er im Ausschlußprinzip nur wie folgt zu charakterisieren:

1. Er ist wesentlich geringer als der Ebbtransport, der eine meßbare Materialbewegung von 8,1 Mill. m^3 aus dem Untersuchungsgebiet herausführt.
2. Da der Flutstromtransport durch seine stromaufwärts wandernden Erosions- und Akkumulationszentren zu identifizieren, aber nicht direkt quantifizierbar ist, bedeutet dies, daß die vom Flutstrom transportierte Menge vom Ebbstrom „umgekehrt" wird. Dadurch verbleiben zwar Qualitäten des Seematerials in der Unterelbe, jedoch keine meßbaren Quantitäten.

Insgesamt belegt die vorliegende Untersuchung, daß mittels quantitativ-flächenhafter Kartenauswertung Ergebnisse erzielt werden können, die weit über das erreichbare Maß der Querschnittsuntersuchungen hinauswirken. Mit Hilfe der vorgestellten Methode und unter Berücksichtigung wasserbaulicher (anthropogener) Eingriffe gibt es in Zukunft in Tideflüssen die Möglichkeit, zu folgenden Arbeitsergebnissen zu kommen:

1. Erfassung quantitativer Änderungen des Wasserkörpers unter KN (siehe dazu DAMMSCHNEIDER, 1983). Daraus ergeben sich
2. die Aufzeichnung von Änderungen der Sohlentiefe in flächenhafter Verteilung und
3. die Kalkulation von Akkumulations- und Erosionsmengen. Bei Wiederholung über mehrere Jahre lassen sich daraus
4. Tendenzen einer stetigen Änderung und Periodizitäten in der Verlagerung von Akkumulations- und Erosionsbereichen ableiten sowie
5. eine Bilanzierung des Materialumsatzes unter Berücksichtigung lokaler morphologischer Bedingungen vornehmen.

Die aufgeführten Punkte zeigen: Wo bislang nur tendenzielle Vermutungen hinsichtlich der Materialbewegung existieren, lassen sich zukünftig quantitativ-flächenhafte Änderungen im Sohlenregime und damit Materialbilanzen dokumentieren.

5. Schriftenverzeichnis

DAMMSCHNEIDER, H.-J.: Morphodynamik, Materialbilanz und Tidewassermenge in der Unterelbe. Berliner geographische Studien, H. 12, 1983.

DILLO, H.-G.: Sandwanderung in Tideflüssen. Mitt. des Franzius-Inst., Hannover, H. 17, 1960.

FÜHRBÖTER, A.: Zur Mechanik der Strömungsriffeln. Mitt. des Franzius-Inst., Hannover, H. 29, 1967.

LUCHT, F.: Die Sandwanderung im unteren Tidegebiet der Elbe. DHZ, Bd. 6, 1953.

MUNDSCHENK, H.: Zur Quantifizierung von Sedimentbewegungen im Bereich alternierender Tideströmungen. DGM, Nr. 5, 1979.

NASNER, H.: Über das Verhalten von Transportkörpern im Tidegebiet. Mitt. des Franzius-Inst., Hannover, H. 40, 1974.

NASNER, H.: Zur Frage der Baggerung von Riffeln in Tideflüssen. Naßbaggerberichte, H. 4, 1975.

NASNER, H.: Transportmechanismus in Tideriffeln. Die Küste, H. 31, 1977.

NÖTHLICH, I.: Untersuchungen über den Schlickhaushalt in der Unterelbe mit besonderer Berücksichtigung der biologischen Komponenten. Mitt. der Wasser- und Schiffahrtsdirektion Hamburg, Nr. 17, 1967.

RIEMANN, F.: Bericht über mikrofaunische Untersuchungen in der Elbe. Hamburg, 1964 (unveröffentlicht).

ROHDE, H.: Strömungsgeschwindigkeit und Schwebstofftransport in einem Tidefluß. Die Küste, H. 25, 1974.

SCHULZ, H.: Sedimentation und Erosion im Elbästuar der Gegenwart. Mitt. des Geolog. Staatsinst., Hamburg, H. 23, 1954.

SIMON, W. G.: Ergebnisse petrographischer Untersuchungen an Sedimenten der Unterelbe. Mitt. des Geolog. Staatsinst., Hamburg, H. 23, 1954.

VOLLMERS, H. u. WOLF, G.: Untersuchungen von Sohlenumbildungen im Bereich der Unterelbe. Die Wasserwirtschaft, H. 10, 1969.

Die Küste, 42 (1985), 1-318

Flachwasserseegang im Weserästuar

Von Volker Barthel

Zusammenfassung

Umfangreiche Seegangsmessungen im Bereich der Rinnen und Sände der Außenweser wurden von 1976–1980 mit dem Ziel durchgeführt, einen Überblick über das Seegangsklima und eventuell eine Basis für eine Seegangsvorhersage zu gewinnen. Ein weiteres Ziel war die Korrelation morphologischer Vorgänge in diesem topographisch instabilen Gebiet mit der langzeitlichen Verteilung der freigesetzten Seegangsenergie.

Ein stark wechselndes Bodenprofil und die Folge von tiefen Rinnen und Sandbänken beeinflussen bei bestimmten Windrichtungen die aus dem tiefen Wasser einlaufenden Wellen und führen zu einem sehr komplexen Bild des Seegangs. Mit der Tide wechselnde Wassertiefen vergrößern die Schwierigkeiten der Zuordnung der gewonnenen Seegangsparameter zu den Einflußgrößen Windgeschwindigkeit, Windrichtung und Topographie.

Trotz zeitweiligen Einsatzes von bis zu sechs waverider-Meßbojen und einigen Wellenpegeln können deshalb nur Anhaltswerte für das Seegangsklima gegeben werden. Der vorliegende Bericht kommentiert bisher nicht analysierte Meßergebnisse und greift ein Phänomen auf, dem in der Fachwelt in zunehmendem Maße Aufmerksamkeit gewidmet wird: In Abweichung von der Gaussschen Normalverteilung neigt insbesondere der Flachwasserseegang dazu, in Gruppen größerer und kleinerer Wellen aufzutreten. Diese Konzentration von Energie in Gruppen größerer Wellen kann für bestimmte Küstenbauwerke oder auch Schiffe gefährlich werden. Mehr noch können die mit den Wellengruppen auftretenden langperiodischen Wellen, die als Wasserspiegelabsenkung unter der Wellengruppe und als Spiegelanhebung zwischen den Gruppen mit oft nur geringer Amplitude erscheinen, sich nachteilig auf die Bewegung schwimmender Objekte, z. B. mit geringer „underkeel-clearance" fahrender Tanker, auswirken, insbesondere, wenn bestimmte Eigenfrequenzen der Schiffe erregt werden. Beim Eindringen der stabilen langperiodischen Komponenten in Hafenregionen können Resonanzerscheinungen auftreten.

Da die im Rahmen des Meßprogramms verwendeten waverider-Meßbojen Frequenzen zuverlässig nur innerhalb bestimmter Grenzen registrieren, wird ein Verfahren angewendet, die nicht oder fehlerhaft erfaßten niederfrequenten Energieanteile zu bestimmen und in das Spektrum wiedereinzubetten.

Die Ergebnisse der fünf behandelten Meßreihen führen zu den folgenden Beobachtungen:

1. Entsprechend der Flachwassercharakteristik des Ästuars folgen die kennzeichnenden Wellenparameter mit wenigen Ausnahmen dem Windverlauf. Die Überlagerung von zwei oder mehreren Systemen an bestimmten Stellen des Ästuars ist klar zu erkennen.

2. In Abweichung von früheren Ergebnissen wurde bei Messungen im Inneren des Ästuars ebenso oft eine Übereinstimmung von Höhenverteilungen mit der Normalverteilung wie mit der früher überwiegend besser passenden Rayleigh-Verteilung festgestellt. Ebenso wurde für die Periodenverteilungen eine früher nicht bemerkbare klare Zuordnung zur Normalverteilung festgestellt. Eine Erklärung ist nur in der Besonderheit der hier untersuchten Meßreihen zu suchen.

3. Die Spektralanalyse zeigt die Existenz der bereits früher nachgewiesenen Überlagerung von mehreren Seegangssystemen und weist die Stabilität von langwelligen Komponenten beim Eindringen in das Ästuar nach.

4. Eine weitergehende Analyse unter Zuhilfenahme der SIWEH-Funktion und des Gruppierungsfaktors GF unterstreicht das Vorhandensein von Wellengruppierungen im Ästuar und weist die damit verbundenen gruppengebundenen langen Wellen (GLW) nach. Die Ergebnisse weisen darauf hin, daß

- trotz der Kompliziertheit des Seegangsklimas im Ästuar ein deutliches Gruppierungsverhalten nachzuweisen ist,
- ein Zusammenhang zwischen dem Faktor GF und dem Spektralformfaktor Qp besteht,
- die GLW, die aufgrund unzureichender Meßtechnik nicht erfaßt werden konnte, rekonstruiert und in den Wellenzug wiedereingebettet, zu einer merklichen Erhöhung der Wellenenergie im niederfrequenten Bereich des Spektrums führen kann.

Eine umfassende Analyse des vorhandenen Datenmaterials in dieser Hinsicht und die Erforschung des Einflusses langperiodischen Seegangs auf die Bewegung von Schiffen und anderen schwimmenden Konstruktionen sollte eine natürliche Konsequenz dieser ersten Ergebnisse sein. Empfohlen wird auch die Einrichtung von Dauermeßstationen in gefährdeten Bereichen der Seeverkehrswege.

Summary

Extended field investigations of waves in the outer Weser Estuary were undertaken between 1976–1980 in order to obtain a better knowledge of the wave climate and a data base for a predictive model.

An attempt was also made to correlate morphological changes with a long term wave energy distribution for this topographically unstable area. Under certain wind conditions a complex wave climate results from the interaction between deep water waves, abruptly changing bottom profiles and the associated sequence of deep channels and sand bars. Interpretation of the interrelationship between wave parameters, topography and wind velocity is complicated by the tidally dependent water depth.

In spite of the simultaneous deployment of up to 6 waverider buoys and several staff gauges, only approximations of this local wave climate can be given. This paper deals with wave records which had not been analysed as yet. Moreover, emphasis is given to a phenomenon which has received increasing attention by experts during the last few years, namely that waves (especially in shallow water) tend to form groups of greater and smaller heights as compared to those given by a Gaussian distribution. This concentration of energy can be dangerous for certain coastal structures and ships. Furthermore, the long period, small amplitude waves travelling with the group can negatively effect the motion of moored floating structures or vessels having small underkeel clearances. This is especially valid if the wave spectrum includes the vessels resonant frequency.

Since the waverider buoys used in this investigation have a reliable frequency response only between certain limits, a method needed to be applied in order to determine the low natural frequencies which could not be recorded. Results for 5 sets of measurements lead to the following conclusions:

1. With a few exceptions, shallow estuary wave parameters correlate with wind velocities. Superposition of two or more wave fields can be detected at certain locations in the estuary.

2. Wave height distributions in shallow areas are as often in agreement with a theoretically determined normal distribution as with a Rayleigh distribution. Previous investigations had indicated a trend towards a Rayleigh distribution. The period distribution is normal. This can only be explained by consideration of the particular characteristics of these measurements.

3. A spectral analysis proves the existence of two or more superimposed wave systems and shows the stability of the long wave components entering the estuary.

4. Further analysis using the SIWEH-function and the groupiness factor GF, emphasizes the grouping properties of estuarine waves and proves the existence of group-bounded long waves. Results suggest, that a distinct groupiness can be detected in spite of the complex wave climate in this estuary and that

- *a correlation exists between the groupiness factor GF and the peakedness factor Qp*
- *inclusion of group bounded long waves, which could not reliably be measured due to deficiencies of the waverider buoys, leads to a remarkable increase in the long wave energy.*

A comprehensive analysis of all existing data and an investigation of the influence of long waves on ship motion should be conducted. The results also indicate that permanent wave gauges should be installed in exposed estuarine areas.

Inhalt

1. Einführung 271
2. Meßergebnisse 272
   2.1 Ort und Zeit der Messungen 272
   2.2 Ergebnisse 273
      2.2.1 Messung vom 13.–15. 11. 1978 274
      2.2.2 Messung vom 2.–7. 12. 1978 277

Die Küste, 42 (1985), 1-318

2.2.3 Messung vom 25./26. 11. 1979 279
2.2.4 Messung vom 10.–18. 12. 1979 280
2.2.5 Messung vom 23./25. 4. 1980 283
2.3 Statistische Verteilung 283
2.3.1 Höhen 283
2.3.2 Perioden 288
2.4 Energietransfer 289
3. Wellengruppierungen und langperiodische Wellen 294
3.1 Wellengruppen 294
3.2 Gruppengebundene lange Wellen 300
3.3 Nachweis der GLW in Naturmessungen 301
4. Schriftenverzeichnis 304

1. Einführung

Seegangsmessungen an der deutschen Nordseeküste sind bis vor wenigen Jahren nur in sehr begrenztem Umfang durchgeführt worden. Bis auf einige küstennahe Messungen im Zusammenhang mit Bauvorhaben beschränkte sich das Interesse auf den Tiefwasserbereich der Nordsee, wobei Schwerpunkte mehr im Bereich der Wellendynamik und dem Zusammenwirken von Wasseroberfläche und Atmosphäre als auf dem Gebiet des für den Küsteningenieur interessanten Flachwasserseegangs mit unmittelbarem Bezug zur Anwendung lagen. Die ersten systematischen Untersuchungen größeren Umfangs im Flachwasserbereich der Nordseeküste wurden als Grundlage für Planungen für einen Tiefwasserhafen bei Neuwerk (Siefert, 1971) und mit Küstenschutzmaßnahmen auf der Insel Sylt (Dette, 1974) durchgeführt. Die Gründung des Kuratoriums für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI), die Koordination der Zweckforschung und die damit verbundene Förderung durch den BMFT boten die Basis für weitere Meßprogramme, die Informationslücken im Nordseeküstenbereich schließen sollten. So wurden mit unterschiedlicher Datenausbeute Seegangsprogramme im Weserästuar (Barthel, 1979, 1980, 1981, 1982), in der Außenjade (Ysker, 1979) und im Bereich der Ostfriesischen Inseln (Luck und Niemeyer, 1976) durchgeführt.

Der vorliegende Bericht befaßt sich mit einigen Meßreihen, die im Weserästuar gewonnen und deren Analysenergebnisse bisher noch nicht veröffentlicht worden sind. Dabei wurden im wesentlichen Auswerteverfahren benutzt, die den bereits veröffentlichten Daten zugrundeliegen. Die Übereinstimmung mit bisher getroffenen Aussagen wird überprüft. Zusätzlich wird auf einen neuen Aspekt des Flachwasserseegangs verwiesen, der in zunehmendem Maße die Aufmerksamkeit der Fachwelt erregt und als Bemessungs- bzw. Beurteilungskriterium für die Stabilität von Küstenbauwerken bereits vielfach angewendet wird:

Anhand von Beispielen wird nachgewiesen, daß unter bestimmten Bedingungen auch in einem Ästuar durch Wellengruppierungen sogenannte gruppengebundene lange Wellen (Theorie 2. Ordnung) entstehen können, die sehr stabil sind und gegebenenfalls eine Gefahr für schwimmende, verankerte Konstruktionen oder für Schiffe, die in Fahrrinnen begrenzter Tiefe fahren, bilden können (Barthel, 1983). Typisch ist die Stabilität dieser niederfrequenten Komponenten, über deren Verhalten beim Fortschreiten in extrem flaches Wasser noch nicht viel bekannt ist. Ihr Auftreten zusammen mit der Wellengruppe, die eine Konzentration von Seegangsenergie darstellt, gab Anlaß, weltweit Untersuchungen über das sogenannte „wave grouping" anzustellen (z. B. Rye, 1976; Siefert, 1976; Sand, 1981).

Eine systematische Untersuchung der zur Verfügung stehenden Meßreihen unter besonderer Berücksichtigung dieses Phänomens ist geplant. Die Ergebnisse werden in einem späteren Bericht veröffentlicht werden.

2. Meßergebnisse

2.1 Ort und Zeit der Messungen

Das Ästuarmeßprogramm in der Außenweser, das vom Wasser- und Schiffahrtsamt Bremerhaven betreut und vom Bundesminister für Forschung und Technologie (BMFT) durch das KFKI gefördert wurde, sah Messungen an zunächst fünf Stationen im Bereich der Außensände und der Schiffahrtsrinnen der Außenweser vor (Abb. 1). Die im vorliegenden Report behandelten Stationen sind:

ST: Wassertiefe ca. 18,5 m bei Tnw. Eingangsstation im tiefen Wasser.

RSW: Wassertiefe ca. 10,5 m bei Tnw. Lage am Ostrand der tiefen Rinne der Neuen Weser, Randbeeinflussung hoher Wellen durch Refraktion möglich.

RSO: Wassertiefe ca. 7,5 m bei Tnw, Lage hinter der Untiefe Roter Sand, Schutz vor Nordweststurm; jedoch Überlagerung von zwei Systemen möglich, die durch die beiden Hauptrinnen einlaufen.

TPW: Wassertiefe ca. 10 m bei Tnw, Lage am Ostrand der Hauptschiffahrtsrinne im Bereich der bei Tnw freifallenden Platen.

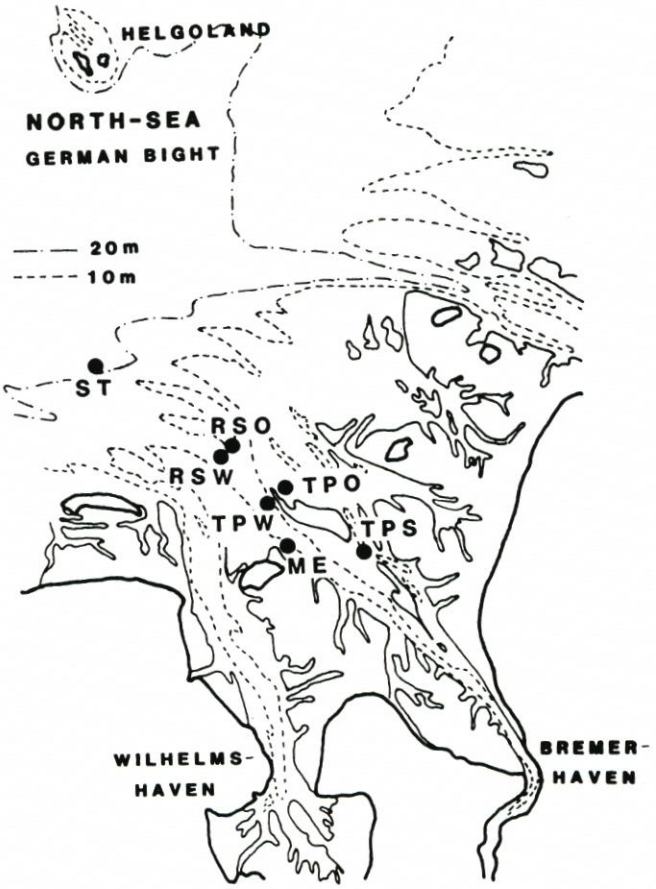


Abb. 1. Lageplan der Meßstationen

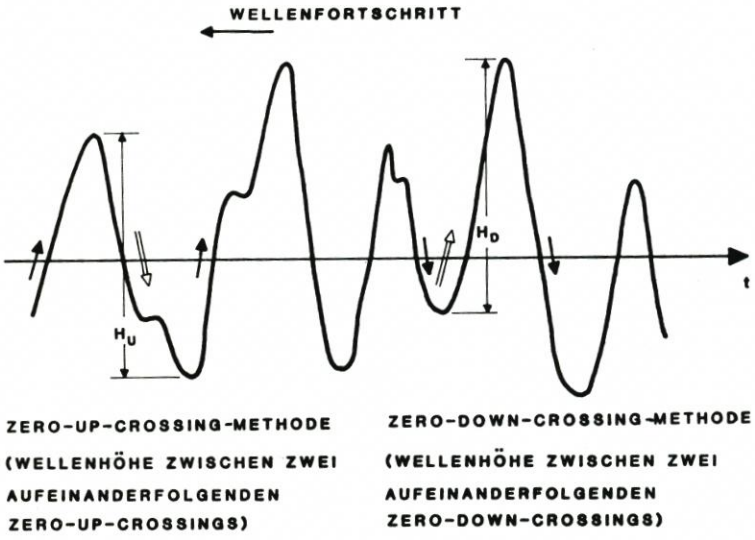


Abb. 2. Wellenauswerteverfahren

TPN: Wassertiefe ca. 8 m bei Tnw, Lage vor einer Plate im Einzugsbereich der Alten Weser. Alle hier aufgeführten Stationen waren mit der Datawell-waverider-Boje ausgestattet. Eine eingehende Beschreibung des Meßprogramms und Einzelheiten über Geräte und Gerätestandorte sind bei BARTHEL (1982) zu finden. Dort werden ebenfalls detaillierte Vergleiche zwischen den verwendeten Meß- und Auswerteverfahren gezogen.

2.2 Ergebnisse

Die Ergebnisse sind grundsätzlich in zwei Gruppen einzuteilen. Die erste Gruppe deckt alle Resultate ab, die mit Hilfe des für dieses Projekt entwickelten Programms erarbeitet wurden. Dazu gehören statistische Auswertungen mit der Ausgabe von Wellenhöhen und -perioden, deren statistische Verteilungen sowie eine Spektralanalyse mit der Fast-Fourier-Transformation (COOLEY-TUKEY, 1965) mit Ausgabe der Peakfrequenzen und Darstellung der Energiespektren. Im zweiten Teil sind die Ergebnisse zusätzlicher Auswertungen zusammengefaßt, die der Autor während eines Studienaufenthaltes beim National Research Council in Ottawa, Kanada, mit Hilfe z. T. selbst entwickelter Programme durchführen konnte. Hierunter fallen u. a. die Betrachtungen langperiodischen Seegangs und Energiebilanzen. Außerdem wurde eine generelle Überprüfung der o. a. Ergebnisse mit anderen Methoden durchgeführt. Dazu gehören die Ermittlung der Höhen- und Periodenverteilungen sowie ihre Zuordnung zu bestehenden theoretischen Verteilungen und die Spektralanalyse mit besonderer Berücksichtigung der Frequenzanteile, die von der waverider-Boje nicht zuverlässig erfaßt wurden.

Zum besseren Verständnis seien noch einmal die Bedeutungen der wichtigsten Parameter wiedergegeben:

$\overline{H}$ ist das arithmetische Mittel aller Wellenhöhen, die nach dem zero-crossing-Verfahren ermittelt wurden,

$H\ 1/3 = H_s$ ist das arithmetische Mittel der 33 % höchsten Wellen (nicht zu verwechseln mit der charakteristischen Wellenhöhe Hchar. $= 4\sqrt{mo}$ (s. auch BARTHEL, 1982)

H max	ist die höchste im Schrieb vorhandene Welle
$H_{max}/H_{1/3}$	ist das Verhältnis der höchsten zur signifikanten Wellenhöhe (Ästuarbereich: 1.6 . . . 1.88)
$\bar{T}$	ist das arithmetische Mittel aller im Schrieb vorhandenen Perioden
TH 1/3	ist das arithmetische Mittel der zu den 33 % höchsten Wellen zugehörigen Perioden
T max	ist die längste im Schrieb vorhandene Periode (nicht notwendigerweise zur höchsten Welle gehörig)
Tfo	ist die Periode im Bereich des Maximums im Energiespektrum. (Eine bessere Definition ist durch die Delft-Methode gegeben, die den Bereich des Spektrums links und rechts des Peaks in Betracht zieht und somit eine Periode im Bereich höchster Energiekonzentration darstellt.)

Es sei an dieser Stelle noch eine Bemerkung zur Auswertungsmethode erlaubt. In den letzten Jahren hat sich weltweit die zero-crossing-Methode durchgesetzt. Dabei wird unterschieden zwischen dem zero-up-crossing- und dem zero-down-crossing-Verfahren. In einer Empfehlung einer Arbeitsgruppe der IAHR (International Association of Hydraulic Research), der „IAHR-List of Wave Parameters", wird die zero-down-crossing-Methode als maßgebende Definition einer Welle angegeben. Es sei jedoch angemerkt, daß lt. Abb. 2 die zero-down-crossing-Methode eine Welle zwischen zwei zero-down-crossings beschreibt, d. h. eine zero-up-crossing-Welle. Es hat sich herausgestellt, daß für bestimmte Anwendungen die Höhe zwischen Wellental und nachfolgendem Wellenberg bedeutungsvoller als die Höhe zwischen Berg und nachfolgendem Wellental ist. Der Vergleich beider Methoden zeigt, daß mittlere und kennzeichnende Wellenhöhen sich kaum unterscheiden, wohl aber Unterschiede in der maximalen Wellenhöhe auftreten können. Um eine gemeinsame Basis zu schaffen, wurden die bereits vorher ermittelten Ergebnisse mit denen aus einer zero-down-crossing-Analyse beim NRC verglichen.

Ganglinien der Wellenparameter: Zur besseren Übersicht sind die Ganglinien der Parameter in den Abb. 2.1–2.7 dargestellt. Dabei muß erneut darauf hingewiesen werden, daß entsprechend der Konfiguration des Meßsystems keine Simultanaufnahme von mehreren Stationen erfolgen konnte. Die Aufnahmerate der einzelnen Stationen (je 20 Min.) hing deswegen von der Anzahl der eingesetzten und empfangenen waverider-Bojen „n" ab. Die Ganglinien stellen somit eine Verbindung der alle n × 20 Min. ermittelten Parameter dar, wobei Spitzenwerte verlorengehen können. Dennoch zeigen die Ganglinien die Entwicklung bestimmter Tendenzen und Unterschiede zwischen den einzelnen Stationen.

2.2.1 Messung vom 13. – 15. 11. 1978

Die Meßperiode vom 13.–15. 11. 1978 (Abb. 2.1) ist gekennzeichnet durch eine stabile Windrichtung zwischen SSW und WSW. Die Windgeschwindigkeit ist ebenfalls über weite Bereiche konstant und erreicht Maximalwerte von 18 m/s. Die signifikanten Wellenhöhen Hs folgen dem Verlauf der Windgeschwindigkeiten, während die Maximalwerte Ausreißer zeigen, die nicht in den Rahmen der bisherigen Verhältniswerte Hs/Hmax passen. Eine eingehende Prüfung der Zeitserien zeigte, daß – wahrscheinlich hervorgerufen durch Übertragungsstörungen – die Wellenhöhen untypische Spitzen aufweisen, die sowohl die statistische Auswertung als auch das Spektrum beeinflussen. Abb. 2.1 zeigt in vergrößerter Form einen Zeitausschnitt einer Registrierung der Station RSO mit derartigen Störungen. Es handelt sich dabei um einen Wellenzug relativ geringer mittlerer Höhen. Die Zeitserie zeigt, wie der

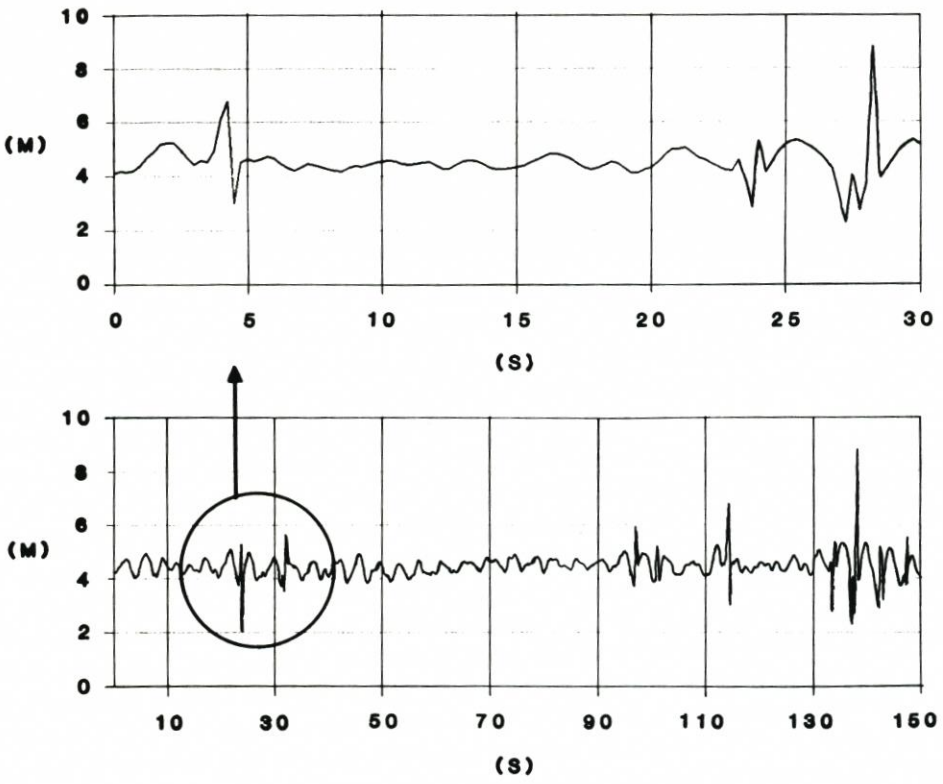


Abb. 2.1 Übertragungsfehler

normale Wellenablauf zwischen 280 und 300 s durch die kurz hintereinander auftretenden Übertragungsstörungen unterbrochen wird und Einzelwellenhöhen von 6–7 m vorgetäuscht werden können. Obwohl im ursprünglichen Auswerteprogramm ein Prüftest eingebaut war, um derartige Ausreißer zu eliminieren, erwiesen sich die angegebenen Grenzwerte als nicht ausreichend, um alle auftretenden Fehler abzudecken. Aus diesem Grunde wurden die Datensätze der hier behandelten Meßperioden einer eingehenden Prüfung unterzogen und derartige Ausreißer ausgemerzt. Darüber hinaus wurden in der Zwischenzeit im National Research Council Rechenprogramme entwickelt, die derartige statistische Ausreißer erfassen und den Wellenzug bzw. die Zeitserie der Wasserspiegelauslenkungen korrigieren. Einzelheiten hierzu werden in einem Report des NRC erscheinen. In der vorliegenden Meßserie folgen die kennzeichnenden Wellenhöhen und die mittleren Perioden mit geringer Phasenverschiebung dem Windverlauf. Kurz nach Erreichen der maximalen Windgeschwindigkeiten sind kennzeichnende Wellenhöhen von bis zu 2,5 m und mittlere Perioden bis 5 s zu verzeichnen. Da in dieser Zeit keine Übertragungsstörungen in den Wellenschrieben festgestellt werden konnten, liegen die Maximalhöhen bei 4,5 m. Zwischen den einzelnen Stationen sind auf der Basis der Ganglinien keine signifikanten Unterschiede festzustellen.

Die Ermittlung des Energiespektrums aus den 20-Min.-Schrieben gibt weiteren Aufschluß über die Eigenheiten des Seegangs. Wie bereits bei BARTHEL (1982) beschrieben, wurden eine Fast-Fourier-Transformation nach COOLEY-TUKEY (1965) verwendet und die resultierenden Spektren mit einem Hamming-Filter geglättet. Die in Abb. 2.2 dargestellte

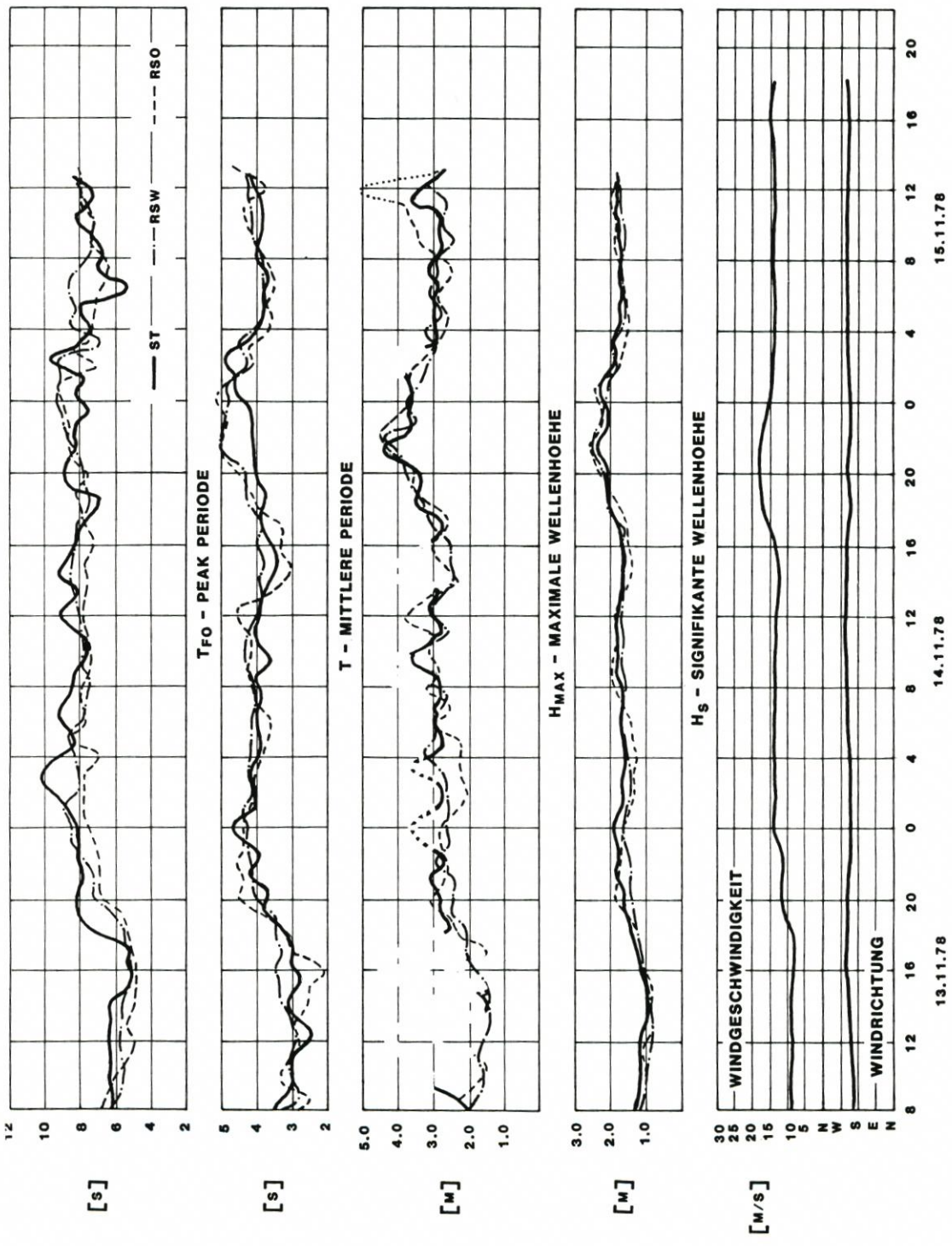


Abb. 2.2 Ganglinien 13.–15. 11. 1978

Peak-Periode bezeichnet den Frequenzbereich höchster Energiedichte im Spektrum und gibt Aufschluß darüber, in welchem Frequenz- oder Periodenbereich sich die Seegangsenergie für den besagten Wellenschrieb konzentriert.

Im allgemeinen wurden die in der Literatur (z. B. KAMPHUIS, 1969) erwähnten Verhältniswerte

$$Tfo/T = 1{,}4$$

für den Ästuarseegang weit überschritten, da bei überlagerten Wellensystemen ein breiter Frequenzbereich dieses Verhältnis stark beeinflußt. Die hier ermittelten Werte gruppieren sich um

$$Tfo/T = 2{,}0$$

Auf eine eingehende Untersuchung wurde wegen der o. a. Unsicherheiten verzichtet.

2.2.2 Messung vom 2. – 7. 12. 1978

In der hier vorliegenden Meßserie (Abb. 2.3) wurden die Stationen ST, RSW, RSO und TPN erfaßt. TPN liegt an der Nordspitze der Tegeler Plate am Rande der Tegeler Rinne. Der hier vorkommende Seegang ist durch die durch die Alte Weser einlaufenden Wellen und durch örtlich erzeugte Windsee charakterisiert. Abb. 2.3 zeigt neben der Windinformation die für die o. a. Stationen ermittelten Wellenparameter H1/3, Tfo, GF und Qp.

Während der Faktor GF, der das Gruppierungsverhalten der Wellen beschreibt, in einem späteren Kapitel erläutert wird, sei zum Faktor Qp hier nur folgendes gesagt: Der von GODA (1970) eingeführte Peakedness-Faktor Qp beschreibt die Form des Energiespektrums und wird um so größer, je mehr sich das Spektrum einem schmalen Modellspektrum, wie z. B. dem JONSWAP-Spektrum, nähert. Die mathematische Formulierung

$$Qp = 2/m_o^2 \int_0^\infty f\,[S\,(f)]^2\,df$$

beinhaltet das Integral über die quadrierte Spektralfunktion, multipliziert mit dem doppelten Kehrwert des 0.ten Moments der Spektralfunktion. Ein P-Faktor zwischen 4 und 5 beschreibt daher in den meisten Fällen ein Spektrum mit einer klaren Energiekonzentration um nur eine Peakfrequenz und mit eindeutigem Peak. Bei Werten unter 3 liegt häufig ein Multipeak-Spektrum vor, das auf eine Überlagerung von aus verschiedenen Richtungen einlaufenden Seegangssystemen hindeuten kann.

Der während der Meßperiode herrschende Wind kommt aus südöstlicher bis südlicher Richtung und erreicht, stetig anwachsend, Geschwindigkeiten bis 19 m/s. Da diese Windrichtung ablandig ist und entsprechend kurze Fetchlängen im Verhältnis zu den Meßpositionen vorhanden sind, kann sich kaum bemerkenswerter Seegang in Landnähe entwickeln. Dementsprechend erreichen die kennzeichnenden Wellenhöhen nur Werte bis zu 1,7 m und die Peak-Perioden nicht mehr als 5,6 s, ein Wert, der für schwimmende Bauwerke oder Schiffe wenig Bedeutung hat.

Auffallend ist jedoch, daß sowohl in den Ganglinien der Höhen als auch der Perioden eine langperiodische Variation erkennbar ist, die dem Rhythmus der Tidebewegung entspricht. Da Wellen dieser Größe nicht von der Wassertiefe beeinflußt werden, liegt eine Beeinflußung durch Tideströmungen nahe. Wie schon bei BARTHEL (1981) bemerkt, wachsen die Perioden mit einer Strömungsrichtung, die der Wellenfortschrittsrichtung entgegengesetzt ist. Dies ist besonders ausgeprägt bei den drei Stationen ST, RSW und RSO, während im

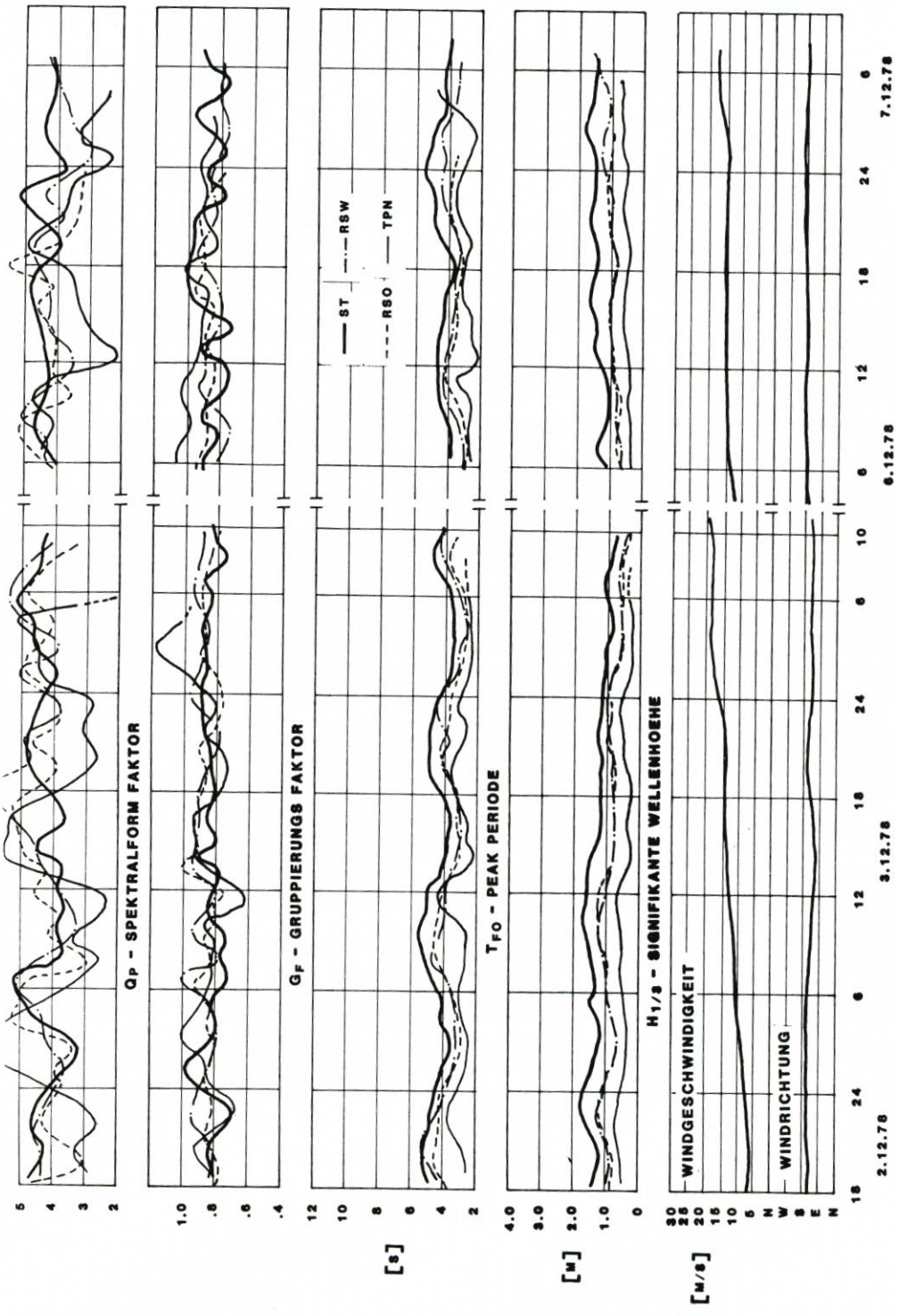


Abb. 2.3 Ganglinien 2.–7. 12. 1978

Die Küste, 42 (1985), 1-318

Bereich der Station TPN dieser Trend, offensichtlich bedingt durch während der Tidephase wechselnde Strömungsrichtungen, nicht so augenscheinlich ist.

Bedauerlicherweise lagen dem Autor zur Zeit der Abfassung dieses Berichts keine Tide- und Strömungsdaten vor, so daß eine fundierte Korrelation nicht vorgenommen werden konnte. Obwohl der Peakedness-Faktor innerhalb dieser Untersuchung und speziell für die in dieser Meßreihe gewonnenen Daten von untergeordneter Bedeutung ist, sei eine Beobachtung an der Station TPN erwähnt: Die Ganglinie für Qp scheint hier einem sehr charakteristischen Verlauf zu folgen. Trotz der geringen Wellenhöhe bildet sich während der Ebbstromphase ein Spektrum aus, das mit einem hohen Qp-Wert um eine relativ hohe Frequenz (0,4 Hz) konzentriert ist. Offensichtlich wurden reine örtliche Windwellen gemessen, die erst bei zunehmender Überstauung der umgebenden Wattenflächen durch „Fremdwellen" beeinflußt bzw. überlagert werden. Es erfolgt dann eine Energieumlagerung auf ein breiteres Frequenzband.

2.2.3 Messung vom 25./26. 11. 1979

Die Meßserie vom 25./26. November 1979 (Abb. 2.4) ist gekennzeichnet durch mäßigen Wind um 15 m/s aus Richtung SSW bis SW, der langsam zunimmt und eine Geschwindigkeit von 20 m/s erreicht. Die signifikanten Wellenhöhen folgen dieser Windentwicklung und erreichen, je nach Station, Werte von 1,5 bis 2,7 m, wobei die Messungen bei ST ($H_{1/3}$ und Hmax) zwischen 10.00 und 20.00 Uhr, bedingt durch Übertragungsstörungen, nicht zuverlässig sind. Die höchsten Werte wurden, hervorgerufen durch Refraktions- und Überlagerungseffekte, bei RSO gemessen. Auf die besondere topographische Eigenheit dieser im Bereich des Zusammenflusses zweier tiefer Rinnen gelegenen Station wurde bereits früher hingewiesen (Barthel, 1982).

In der Darstellung der Tfo-Ganglinien fällt auf, daß bei der Station TPN, wie bei allen anderen, zunächst ein leichter Anstieg zu bemerken ist, der die mit zunehmendem Wind wachsende Verschiebung des Energiemaximums in einem niedrigeren Frequenzbereich kennzeichnet. Dann aber ergeben sich gegen 4.00 und 10.00 Uhr starke Schwankungen und ein Rückgang der Peak-Periode auf 3,3 s. Dies ist darauf zurückzuführen, daß bei rechnerischer Ermittlung der Peak-Periode nur ein Peak in einem Multipeak-Spektrum berücksichtigt wird, obwohl um einen zweiten, nominell nur wenig kleineren Peak mehr Energie konzentriert sein kann. Die bei Barthel (1981) beschriebene Methode der Parametrisierung von bis zu Dreifach-Peak-Spektren mit Hilfe der „least-squares-Methode" konnte hier nicht verwendet werden. Außerdem ist noch erhebliche Entwicklungsarbeit erforderlich, um die Parametrisierung von Multi-Peak-Spektren nicht nur mit Benutzung eines, sondern mehrerer verschiedenartiger Modellspektren zu vervollkommnen.

Abb. 2.5 zeigt die zeitliche Entwicklung der Energiespektren an den Stationen TPN, RSW und RSO und demonstriert die Entwicklung und Überlagerung von verschiedenen Seegangssystemen. Bei den hier herrschenden Windverhältnissen muß die Spektralform folgendermaßen interpretiert werden: Mit zunehmender Windintensität und – bei TPN – zunehmender Überstauung der Watten gelangt Seegang aus dem Tiefwasserbereich durch die Rinnen in das Ästuar. Hier überlagert er sich mit der örtlich erzeugten Windsee, die im Energiespektrum als zweiter Peak höherer Frequenz erscheint. Diese Entwicklung kann insbesondere an all den Positionen beobachtet werden, deren Seegangsklima durch eine unter Tide mehr oder weniger überstaute Plate oder Sandbank beeinflußt wird.

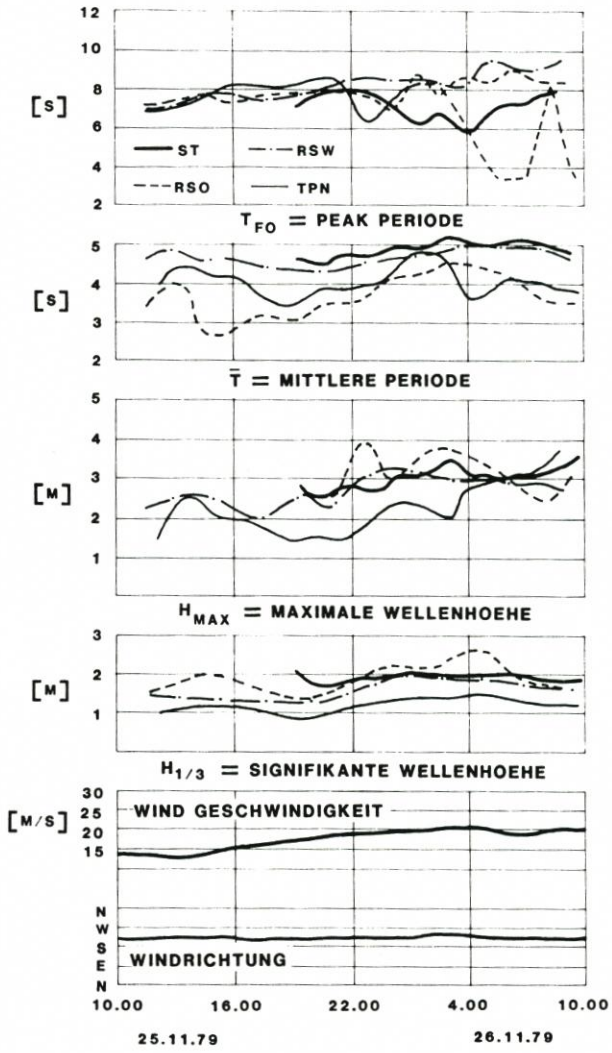


Abb. 2.4 Ganglinien 25./26. 11. 1979

2.2.4 Messung vom 10. – 18. 12. 1979

Teilergebnisse dieser Meßreihe sind bereits von BARTHEL (1981) veröffentlicht worden. Abb. 2.6 zeigt noch einmal in zusammenfassender Form die Ganglinien von H1/3, Tfo, GF und Qp für die Stationen RSW, RSO und TPN. Innerhalb der mehrfach unterbrochenen Meßreihe erweist sich der Abschnitt vom 17.–18. 12. 1979 als besonders interessant. Obwohl die Windrichtung zwischen SW und WSW schwankt und die Windstärken 25 m/s nicht überschreiten, erreichen die Wellenhöhen (H1/3) Werte bis zu 3,5 m.

Maximale Wellenhöhen innerhalb dieser Meßperiode wurden mit 5,4 m gemessen. Eine erstaunliche Entwicklung zeigt sich bei den Peak-Perioden. Bis in die Platenregion (TPN) hinein sind Perioden höchster Energiedichte bis zu 13 s zu verzeichnen. Offensichtlich wirkt

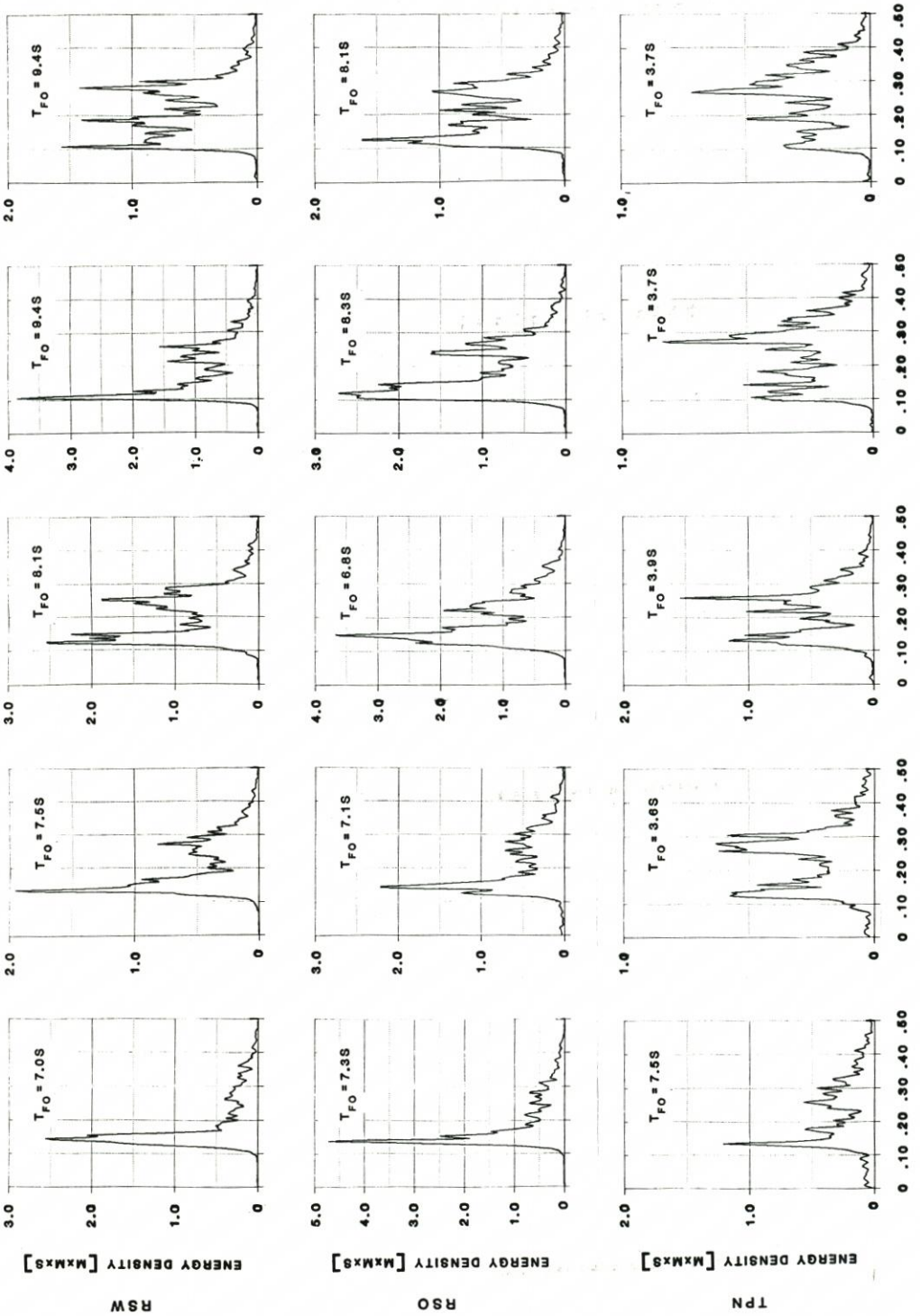


Abb. 2.5 Energiespektren 25./26. 11. 1979

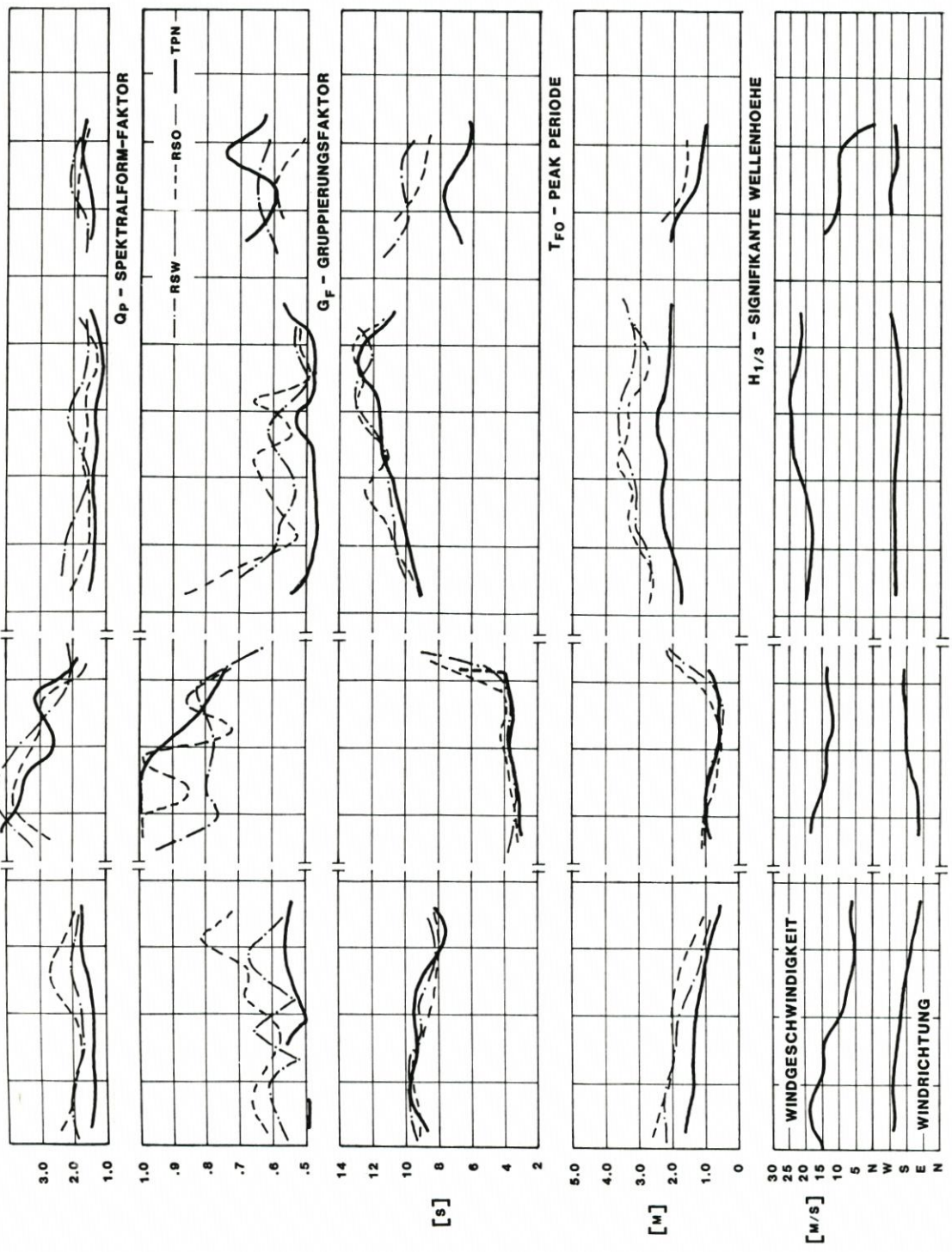


Abb. 2.6 Ganglinien 10.–18. 12. 1979

sich die Windrichtung stark auf die Gruppenbildung und die Spektralform aus. Während bei südöstlichen Winden sowohl GF als auch Qp relativ hohe Werte am 14. 12. 1979 erreichen, sinken beide Parameter am 17. 12. 1979 bei Windrichtungen um SW trotz ansteigender Windgeschwindigkeiten ab. Es liegt die Vermutung nahe, daß die relativ kurze Fetchlänge hier eine entscheidende Rolle spielt. Aus der Literatur liegen jedoch kaum Beispiele über die Zusammenhänge zwischen Gruppierungsfaktor GF und Wind vor, um einen Vergleich ziehen zu können, und die vielfältigen Einflußfaktoren des Seegangs in einem Ästuar lassen bei dem vorliegenden Datenmaterial einen eindeutigen Schluß noch nicht zu.

2.2.5 Messung vom 23./25. 4. 1980

Die Windentwicklung vom 23. bis 25. 4. 1980 (Abb. 2.7) zeigt leicht schwankende Windstärken zwischen 10 und 13 m/s für ca. 17 Stunden, einen Anstieg bis auf 18 m/s und nachfolgend ein Absinken der Geschwindigkeiten unter 10 m/s. Die Windrichtung schwankt während dieser Zeit um NW, so daß Einflüsse unterschiedlicher Fetchlängen nicht zu erwarten sind.

Entsprechend dem Windverlauf steigen die Peak-Perioden von 5 auf 8 s an, während die kennzeichnenden Wellenhöhen, die sich im Bereich 1,0–1,3 m bewegt haben, jetzt Werte bis zu 3 m erreichen. Die Wellenhöhen sinken unmittelbar mit der Windgeschwindigkeit, die Peak-Perioden sind stabiler und zeigen auch nach Abflauen des Windes noch einen leichten Aufwärtstrend. Das zeigt, daß der Energietransfer von höheren zu niedrigeren Frequenzen während und auch noch nach dem Energieeintrag durch den Wind anhält. Eine ähnliche Entwicklung wurde bereits von SIEFERT (1972) für das der Elbe vorgelagerte Wattengebiet festgestellt und anhand von einzelnen Spektren und einer Energiebilanz für verschiedene Stationen im Weserästuar bestätigt (BARTHEL, 1981). Einzelheiten werden in einem der folgenden Kapitel beschrieben.

2.3 Statistische Verteilung

Die Kenntnis der statistischen Verteilung von Seegangsparametern innerhalb einer bestimmten Aufzeichnungsdauer ist ein wertvolles Instrument, z. B. zur Bestimmung von möglichen Maximalwerten aus visuellen Beobachtungen oder signifikanten Werten aus unvollständigen Wellenschrieben. Die im Weserästuar gewonnenen Wellenschriebe wurden bisher auf ihre Zugehörigkeit zu bestimmten theoretischen Verteilungen geprüft (BARTHEL, 1982). Die dabei angewendete Methode sah einen Vergleich mit einer

a. Normalverteilung
b. Logarithmisch-Normalverteilung
c. RAYLEIGH-Verteilung

und eine Übereinstimmungsprüfung mit dem Chi2-Test vor. Abb. 2.8 zeigt den Vergleich einer Messung mit den entsprechenden theoretischen Verteilungen als Histogramm.

2.3.1 Höhen

Umfassende Untersuchungen mit allen zu diesem Zeitpunkt analysierten Meßreihen zeigten, daß in überwiegendem Maße die RAYLEIGH-Verteilung als am besten passende

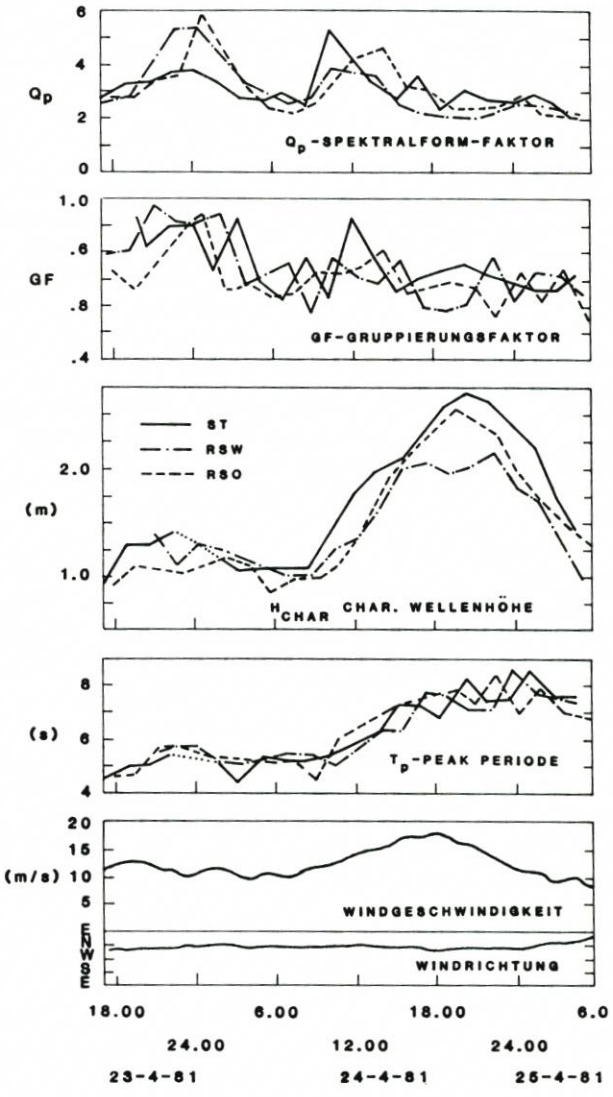


Abb. 2.7 Ganglinien 23./25. 4. 1981

theoretische Verteilung für die Wellenhöhen im Ästuar anzusetzen ist. Die Wahrscheinlichkeit des Auftretens einer bestimmten Wellenhöhe im Schrieb wird nach LONGUET-HIGGINS (1952) durch die Funktion

$$p\,(H/\overline{H}) = 1 - e^{-\frac{\pi}{4}\left(\frac{H}{\overline{H}}\right)^2}$$

beschrieben. Inzwischen wurde diese Verteilung, die ursprünglich für tiefes Wasser und ein enges Spektrum ermittelt worden war, verbessert und abgewandelt. Eine mehr ins Detail gehende Betrachtung der Wellenhöhenverteilung ergab, daß der Exponent α der RAYLEIGH-Verteilung

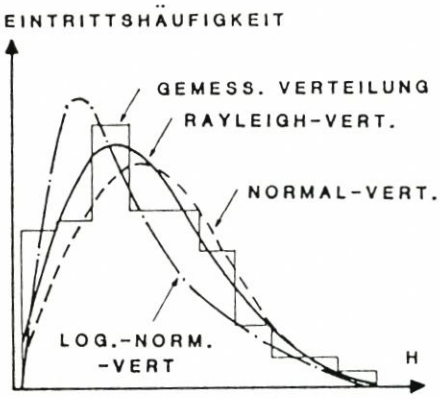


Abb. 2.8 Theoretische Höhenverteilungen

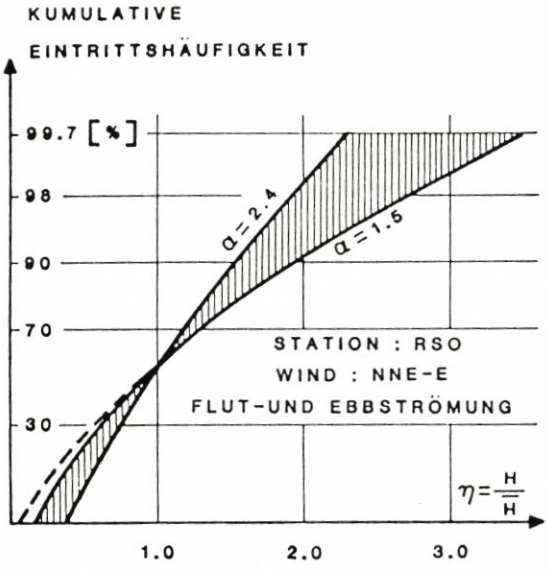


Abb. 2.9 Grenzbereiche der Werte α

$$p\left(\frac{H}{\bar{H}}\right) = 1 - e^{-\frac{\pi}{4}\left(\frac{H}{\bar{H}}\right)^{\alpha}}$$

für bestimmte Bereiche kennzeichnende Werte annimmt, die um $\alpha = 2{,}0$ schwanken (BARTHEL, 1982). Abb. 2.9 zeigt den für das Weserästuar ermittelten Bereich der alpha-Werte. Für die vorliegenden Meßreihen 2, 3 und 4 wurden die Verteilungen in ähnlicher Weise ermittelt und mit der theoretischen RAYLEIGH- und Normalverteilung verglichen. Die Normalverteilung wird allgemein benutzt, um Zufallsprozesse zu beschreiben:

$$f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}}\, e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}}$$

μ = mittlere Abweichung, σ = Standardabweichung

In gleicher Weise kann die RAYLEIGH-Verteilung ausgedrückt werden mit

$$f(x) = \frac{1}{2x\sqrt{\sigma^2 + \mu^2}} e^{-\frac{x^2}{\sigma^2 + \mu^2}}$$

Die Übereinstimmung der Modellverteilung mit der des gemessenen Datensatzes wird hier durch den Korrelationskoeffizienten ausgedrückt. Für eine weitergehende Analyse mit Berücksichtigung unterschiedlicher α-Exponenten stand keine Rechenzeit zur Verfügung.

Das in Abb. 2.10 gezeigte Auswertebeispiel zeigt sowohl die Höhen- als auch die Periodenverteilung, auf die später noch eingegangen wird. Es sind hier direkt die Verteilungsfunktionen dargestellt, wobei die dünnste, unregelmäßigste Linie die Verteilungsfunktion der Messung, die nächststärkere Linie die am besten passende Modellverteilung und die dickste Linie die übrigbleibende Modellverteilung darstellen. Die im gleichen Feld aufgeführte Beschriftung zeigt mit

a) NAME: die am besten passende theoretische Verteilung
b) CORR: den Korrelationskoeffizienten des besten Vergleichs
c) GOF (goodness of fit): die Übereinstimmungswahrscheinlichkeit nach dem CHI2-Test
d) CHI DF: die Anzahl der Freiheitsgrade für den CHI2-kritischen Wert
e) STD.VAR: die Fehlerstandardabweichung

Alle Werte wurden nach SPIEGEL (1961) ermittelt.

Im aufgeführten Beispiel paßt die Höhenverteilung der Meßserie am besten zu einer RAYLEIGH-Verteilung ($r = 0{,}92$) mit einem GOF = 25,5 nach dem CHI2-Test. Die Verteilung der Perioden folgt einer Normalverteilung mit einem Korrelationskoeffizienten von $r = 0{,}92$ und einem GOF-Faktor von 37,8.

Die Ergebnisse der auf diese Weise untersuchten Meßreihen lassen sich wie folgt zusammenfassen: In 59 % aller untersuchten Fälle sind die Höhen mit größerer Wahrscheinlichkeit entsprechend einer RAYLEIGH-Verteilung angeordnet, in 41 % der Fälle entsprechen sie einer Normalverteilung. Der dabei erzielte Grad der Übereinstimmung ist durch einen mittleren Korrelationskoeffizienten von $r = 0{,}86$ beschrieben, der, betrachtet man die grafischen Darstellungen der Verteilungsfunktion, bereits eine hohe Übereinstimmung ausdrückt. In Tab. 1 sind die Werte der einzelnen Stationen und Meßreihen zusammengefaßt. Dabei ist die relative Übereinstimmung ausgedrückt durch eine Wichtung der Auftretenshäufigkeit mit den erzielten mittleren Korrelationskoeffizienten.

Es zeigt sich, daß, obwohl in der Gesamtheit aller Fälle die RAYLEIGH-Verteilung überwiegt, bei den Stationen im Inneren des Ästuars insbesondere bei SW-Wind häufiger die Normalverteilung maßgebend ist. Wegen unterschiedlicher Auswertemethoden ist es schwierig, diese Ergebnisse direkt mit schon veröffentlichten Ergebnissen aus dem Weserästuar (BARTHEL, 1982) zu vergleichen. Es ist jedoch offensichtlich, daß für diese Messungen – insbesondere in den Flachwasserbereichen – eine weit höhere Wahrscheinlichkeit der Zugehörigkeit zu einer Normalverteilung vorliegt, als bisher festgestellt wurde. Für die untersuchten Windrichtungen SSW bis WSW muß daher festgestellt werden, daß in den Flachwasserbereichen die Höhenverteilungen mindestens ebenso oft einer Normalverteilung wie einer RAYLEIGH-Verteilung zugeordnet werden können, während im tiefen Wasser die RAYLEIGH-Verteilung überwiegt. Diese Entwicklung wird belegt durch die Darstellung der Seegangsspektren in Abb. 2.4.

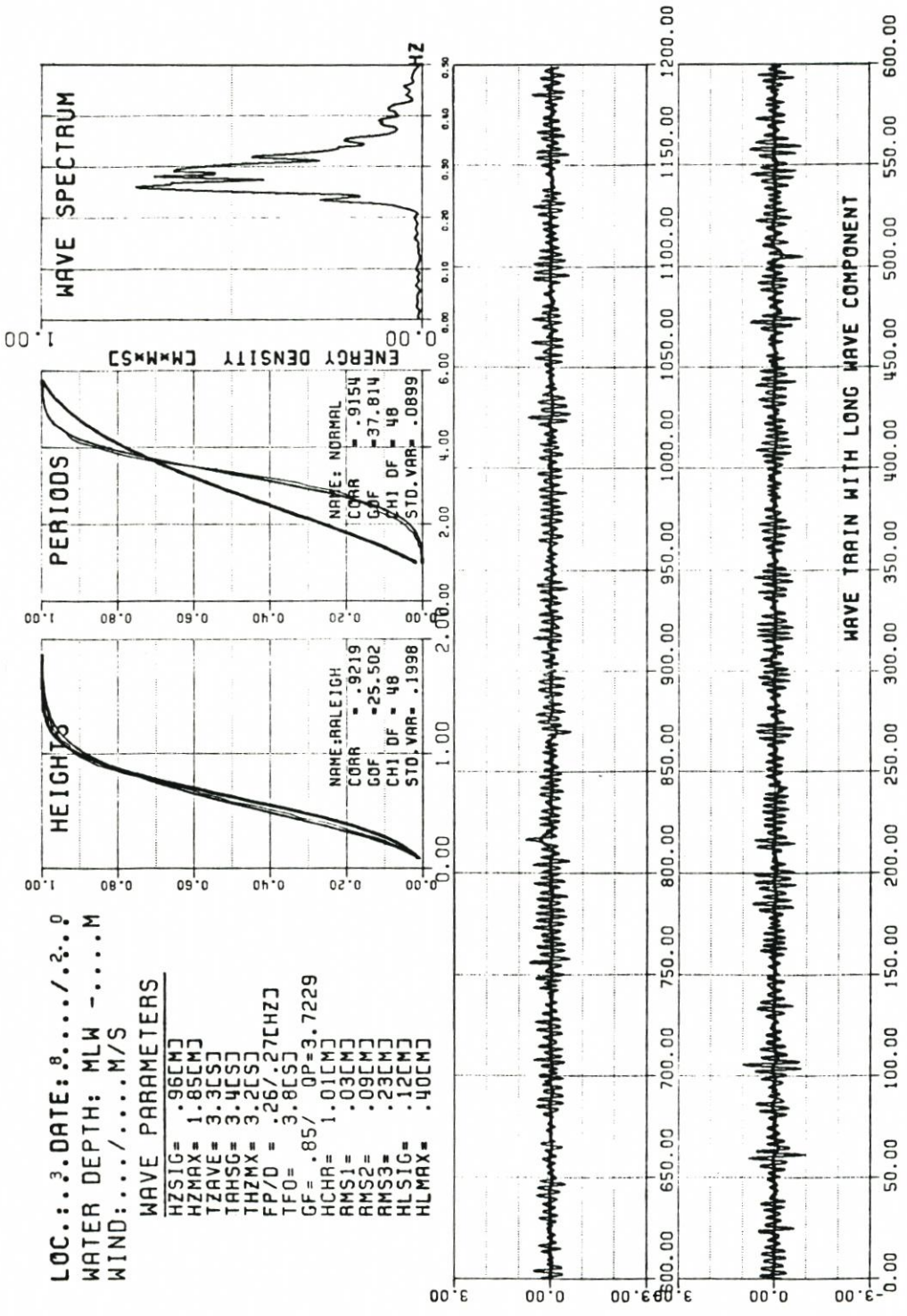


Abb. 2.10 Auswertebeispiel RSO 14. 12. 1979

2.3.2 Perioden

In gleicher Weise wurden auch die in den Meßserien gewonnenen Perioden einer Verteilungsanalyse unterzogen und mit theoretischen Verteilungen verglichen. Das Ergebnis weicht völlig von bisher im Weserästuar beobachteten Verteilungen ab. Tab. 2 gibt einen Überblick über die Zugehörigkeit der gemessenen zu den theoretischen Normal- und RAYLEIGH-Verteilungen:

Tabelle 1
Eintrittshäufigkeit von RAYLEIGH- und Normalverteilungen der Wellenhöhen für 3 Meßserien

Station	Anzahl der Meßschriebe	% Rayleigh	Rxy RA	% Normal	Rxy NO	Überwieg. Verteilg. – %
2.–7. 12. 1978 – Wind SE–S						
ST	39	56	.88	44	.86	RA 56
RSW	42	76	.88	24	.89	RA 76
RSO	40	80	.89	20	.89	RA 80
TPN	9	67	.93	33	.88	RA 67
25.–26. 11. 1979 – Wind SSW–SW						
ST	12	50	.82	50	.81	RA 50
RSW	14	57	.85	43	.88	RA 57
RSO	16	37	.86	63	.85	NO 63
TPN	14	43	.87	57	.87	NO 57
10.–18. 12. 1979 – Wind SW–WSW						
RSW	28	68	.78	32	.77	RA 68
RSO	29	75	.81	25	.79	RA 75
TPW	26	46	.87	54	.85	NO 54
TPN	28	50	.82	50	.84	NO 50

Tabelle 2
Eintrittshäufigkeiten von RAYLEIGH- und Normalverteilungen der Wellenperioden für 3 Meßserien

Station	Anzahl der Meßschriebe	% Rayleigh	Rxy RA	% Normal	Rxy NO	Überwieg. Verteilg. – %
2.–7. 12. 1978 – Wind SE–S						
ST	39	–	–	100	.89	NO 100
RSW	42	–	–	100	.90	NO 100
RSO	40	–	–	100	.91	NO 100
TPN	9	–	–	100	.89	NO 100
25.–26. 11. 1979 – Wind SSW–SW						
ST	12	8	.75	92	.74	NO 92
RSW	14	14	.64	86	.72	NO 86
RSO	16	38	.69	62	.74	NO 62
TPN	14	21	.77	79	.81	NO 79
10.–18. 12. 1979 – Wind SW–WSW						
RSW	28	25	.57	75	.77	NO 75
RSO	29	29	.71	71	.72	NO 71
TPW	26	19	.84	81	.87	NO 81
TPN	28	36	.77	64	.83	NO 64

Die Küste, 42 (1985), 1-318

Obwohl bei den schon vorliegenden und veröffentlichten Ergebnissen der Trend zur RAYLEIGH-Verteilung bei den Wellenperioden nicht so stark war wie bei den Höhen, ist das hier erzielte Ergebnis doch überraschend. In keinem der Fälle überwiegt eine RAYLEIGH-Verteilung, und in der ersten Meßserie (2./7. 12. 1978) mit SE-S-Wind ist eine Normalverteilung die am besten passende Perioden-Verteilung in 100 % aller Fälle.

Eine denkbare Erklärung liegt einmal in den unterschiedlichen Auswertemethoden und zum anderen in der Verschiedenheit der hier und dort untersuchten Meßreihen. Zur Frage der unterschiedlichen Auswertemethoden kann hier nicht abschließend Stellung genommen werden. Die Korrelation ergibt jedoch wesentlich günstigere Werte als die früher verwendete Auftretenswahrscheinlichkeit nach dem CHI2-Test. Der generelle Trend und die Zuordnung zu einer theoretischen Verteilung werden jedoch dadurch kaum beeinflußt.

Eine starke Abhängigkeit von den Windrichtungen, wie sie sich bereits im Vergleich der o. a. Meßreihen zeigt, ist wahrscheinlich. Die von BARTHEL (1981) veröffentlichten Periodenverteilungen sind vorwiegend bei Windlagen zwischen NW und SW gewonnen worden. Bei dieser Windrichtung gelangt meistens im Tiefwasser erzeugter Seegang ins Innere des Ästuars und überlagert die örtlich entstandene Windsee.

2.4 Energietransfer

Das Energie- oder Powerspektrum des Seegangs stellt eine frequenz- bzw. periodenabhängige Energieverteilung des Seegangs dar. Sowohl die lineare Wellentheorie als auch Vorgänge 2. Ordnung beschreiben den Energietransfer von hohen zu niedrigen Frequenzen, wenn ein Wellenzug über ein ansteigendes Bodenprofil in flaches Wasser eindringt. Demzufolge werden an Stellen mit unterschiedlichen topographischen Eigenschaften sehr unterschiedliche Typen von Spektren beobachtet. In gleicher Weise baut sich ein Spektrum mit zunehmender Windgeschwindigkeit auf, und Energie wird vom hochfrequenten zum langwelligen Teil verschoben, wie Windenergie in die Wasseroberfläche eingetragen wird. Stabile, vorwiegend langwellige Anteile des Spektrums laufen ohne sichtbare Energieverluste in das Ästuar ein und beeinflussen wesentlich das örtliche Seegangsgeschehen. Die „Geschichte" eines Sturmseegangs konnte an Hand einer Meßserie vom April 1979 unter Berücksichtigung der in den einzelnen Frequenzbereichen enthaltenen Energieanteile hinreichend genau „nachvollzogen" werden (BARTHEL, 1979).

Bei den hier diskutierten Messungen liegt die Hauptwindrichtung quer zum Ästuar; es ist jedoch nicht auszuschließen, daß langwellige Anteile durch Refraktion, Diffraktion und die Tendenz, tiefen Rinnen zu folgen, quer zur Hauptwindrichtung landwärts laufen. Abb. 2.11 bis 2.16 zeigen die Ergebnisse dieser Untersuchungen. Tatsächlich dargestellt ist die prozentuale Verteilung der RMS-Werte für die Frequenzbereiche

a) 0–0,125 (0–8 s Perioden)
b) 0,125–0,25 (8–4 s Perioden)
c) 0,25–0,5 (4–2 s Perioden)

$$RMS = \sqrt{m_o}, \quad m_o = \int_o^{fmax} S(f)\, df$$

wobei der RMS (root-mean-square)-Wert als Ergebnis der Spektralanalyse ein Maßstab der im jeweiligen Frequenzband enthaltenen Seegangsenergie ist.

Die Serie vom 2./7. 12. 1978 (Abb. 2.11), die bei SE- bis S-Wind gewonnen wurde, zeigt, daß an den drei dargestellten Stationen deutlich ein Tide- bzw. Tideströmungseinfluß zu

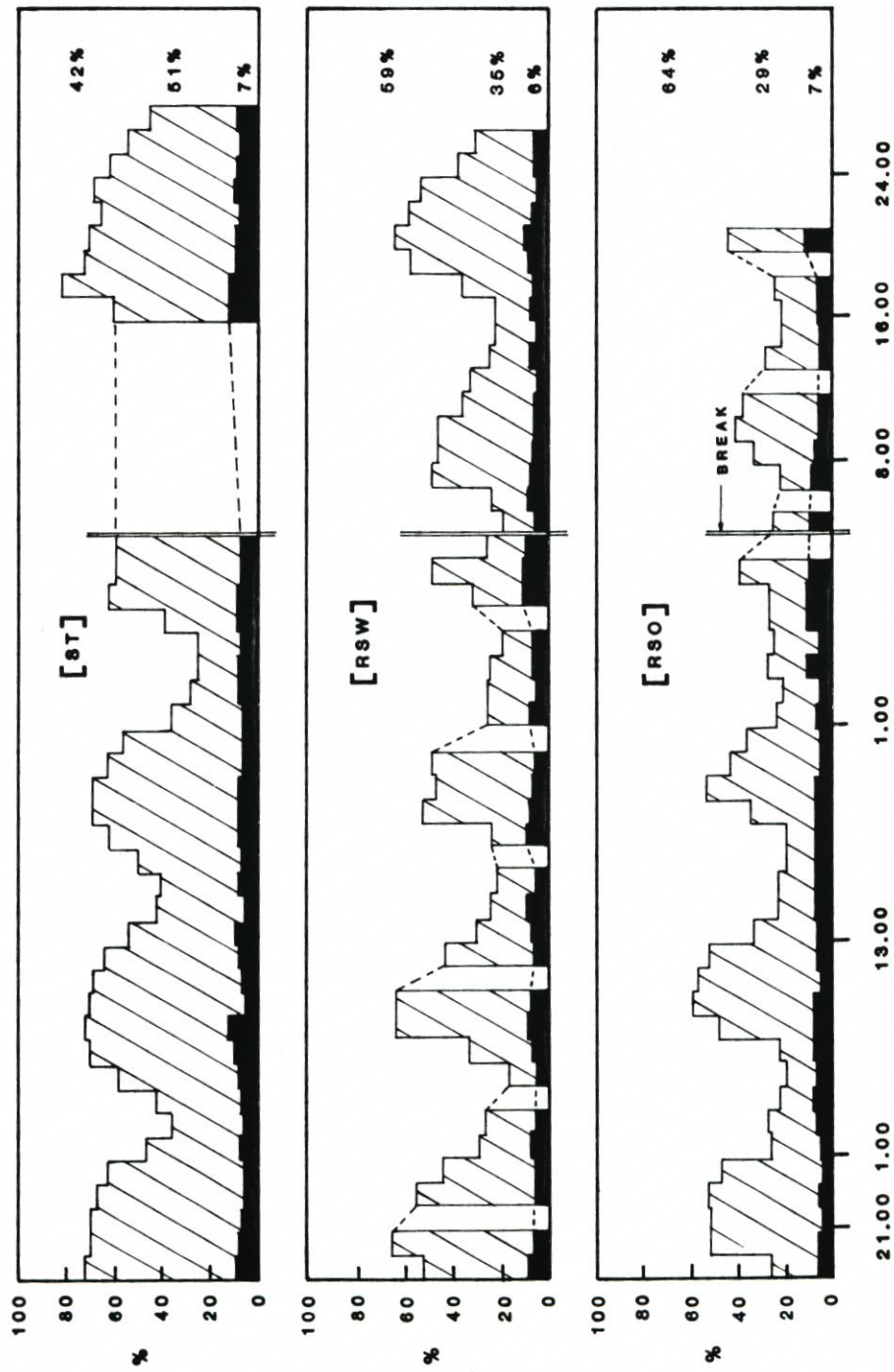


Abb. 2.11 Energieverteilung 2.–7. 12. 1978

erkennen ist. Da die signifikanten Wellenhöhen im Bereich 0,5 bis 1,5 m liegen, deckt sich diese Beobachtung mit früher gemachten, wo Strömungseinflüsse bis H s = 1,0 m nachgewiesen werden konnten. Die Zunahme der Peak-Periode, wie auch in Abb. 2.2 zu erkennen, ist bei nur leicht und stetig ansteigendem Wind auf Flutstrom zurückzuführen. Obwohl die Peak-Perioden für die drei dargestellten Stationen im Bereich 3 bis 5 s bleiben, ist ein langwelliger Anteil in allen Spektren vorhanden. Wegen der fehlenden Richtungsinformation kann nur angenommen werden, daß es sich hierbei um stabile Schwellkomponenten handelt, die aus der freien See unverändert einlaufen.

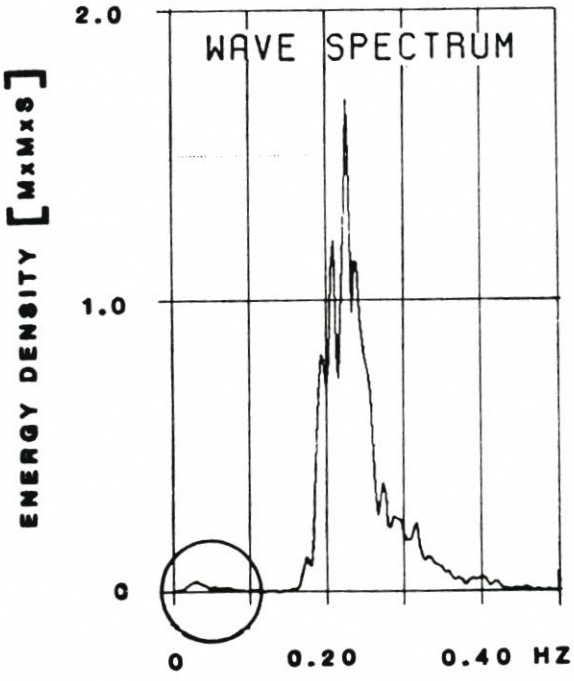


Abb. 2.12 Spektrum RSW $H_{L\,MAX}$ = 0,58 m; $H_{L\,SIG}$ = 0,19 m

Abb. 2.12 zeigt die in einem Spektrum der Station RSW enthaltene langwellige Energie. Bei entsprechender Filterung der Zeitserie der Wasserspiegelauslenkungen, wobei alle Frequenzen > 0,125 Hz unterdrückt werden, ergibt eine Analyse der resultierenden Zeitserie eine maximale Wellenhöhe von 58 cm, genug, um bei wiederholtem Auftreten ein fahrendes Schiff oder eine schwimmende, verankerte Konstruktion in horizontale und vertikale Bewegung zu versetzen, insbesondere wenn die Periode dieser Wellen weit über 8 s liegt. Die in der gleichen Zeitserie an der Station ST gemessenen „langwelligen" Anteile erreichten Höhen bis zu 22 cm (Abb. 2.13).

Abb. 2.14 stellt in gleicher Weise die Energieverteilung für die Meßserie vom 25./26. 11. 1979 dar (vgl. Abb. 2.3). Bei einer stetigen Windrichtung, jedoch vergleichsweise höheren Windgeschwindigkeiten und demzufolge höheren Wellen mit längeren Perioden, ist der Einfluß der Tide weitaus geringer. Im Gesamtbild weisen alle vier Stationen keine wesentlichen Unterschiede in der Energieverteilung auf. Betrachtet man jedoch den zweiten Teil der Messung (Abb. 2.3 und 2.14) ab ca. 22 Uhr, so ist ein leichter Anstieg im langwelligen Teil des Energiespektrums zu erkennen. In jedem Fall dringt jedoch langperiodischer Seegang auch bei

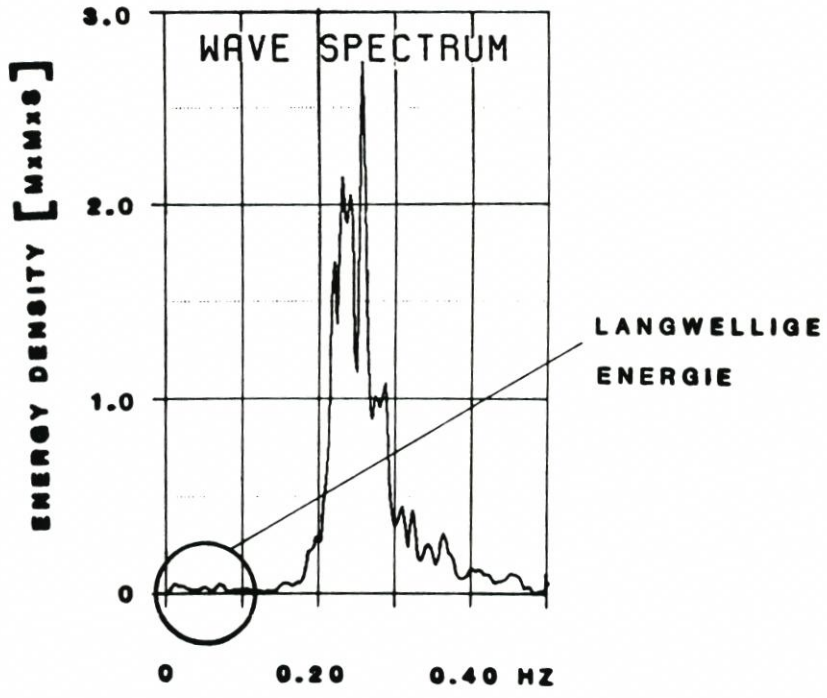


Abb. 2.13 Spektrum ST H_{LMAX} = 0,22 m; H_{LSIG} = 0,14 m

dieser Windrichtung in das Ästuar ein und kann selbst bei der im Schutz der Tegeler Plate gelegenen Station TPN nachgewiesen werden.

Abb. 2.5 zeigt Spektren von Messungen, die kurz hintereinander an den Stationen ST, RSW, RSO und TPN gewonnen wurden. Teile des Hauptspektrums liegen im Bereich des Frequenzbandes 0–0,125 Hz. Es sind jedoch auch Energieanteile in noch niedrigeren Frequenzen zu erkennen. Auf diese Erscheinung wird später eingegangen werden. Die im Bereich dieses Frequenzbandes liegenden Wasserspiegelauslenkungen erreichen maximale Höhen von

ST: Hmax = 1,32 m
RSW: Hmax = 1,81 m
RSO: Hmax = 1,66 m
TPN: Hmax = 0,90 m

Ein erheblich höherer Anteil langwelliger Energie kann in der Meßserie vom 10.–18. 12. 1979 festgestellt werden. Mit einem mittleren Anteil von 29 % und maximalen Werten von bis zu 44 % aller Energie im langwelligen Bereich bei RSW werden Wellenhöhen von 4,3 m erreicht (Abb. 2.6 u. 2.15). Diese Energie ist als langperiodische Windsee jedoch im Hauptpeak des Spektrums angesiedelt, und der prozentuale Anteil nimmt wegen geringer Fetchlängen im inneren Ästuar (TPW) ab. Maximale Wellenhöhen des ersten Frequenzbandes erreichen bei RSO 5,04 m, bei TPW nur noch 1,52 m und bei TPN immerhin noch 2,73 m.

Auffallend ist jedoch der Energietransfer zu ganz niedrigen Frequenzen. In einem Vergleich fast simultaner Meßschriebe in Abb. 2.16 hat zwischen den Stationen RSW/RSO und TPW/TPN eine nichtlineare Energietransformation stattgefunden und zur Entstehung langwelliger Anteile geringer Amplituden geführt. Dies deutet darauf hin, daß gewisse

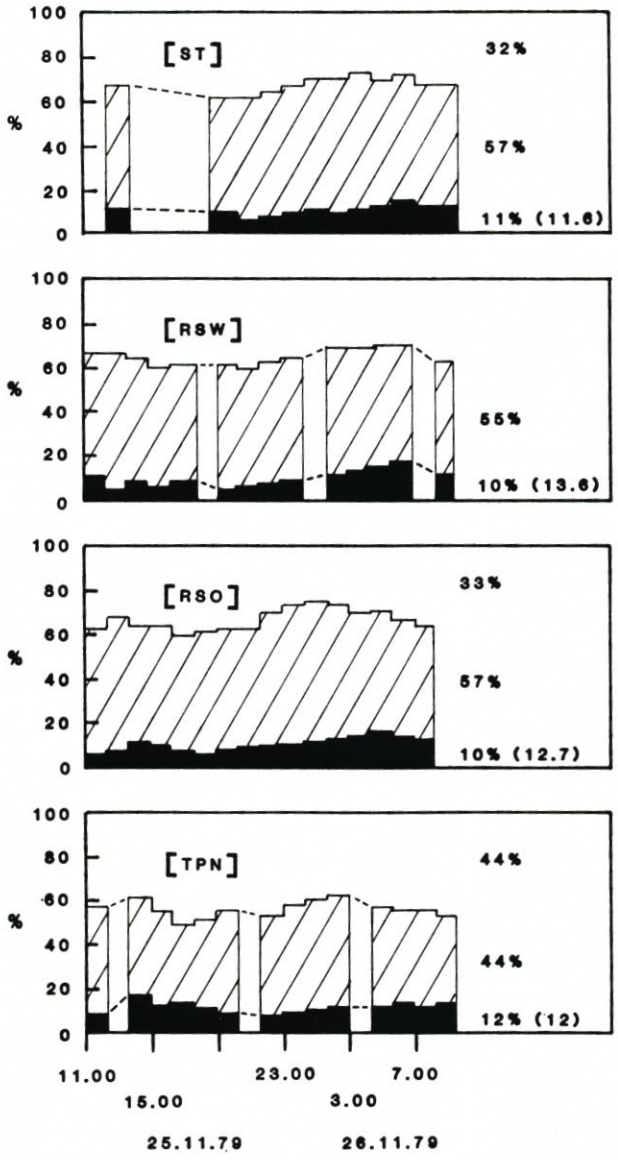


Abb. 2.14 Energieverteilung 25./26. 11. 1979

Seegangsanteile, an die tiefen Rinnen gebunden, unter Zunahme der Periode und damit Wellenlänge ins Ästuar eindringen. Da über die Dynamik dieser langen Wellen und ihr Verhalten im flacher werdenden Wasser noch relativ wenig bekannt ist, kann nur vermutet werden, daß sie, ähnlich wie eine Tidewelle, unter Zunahme der Amplitude den Hauptrinnen folgen und durch die Wasserspiegelauslenkungen und die damit verbundenen Orbitalströmungen zu unerwarteten und unerwünschten Bewegungen verankerter und fahrender Schiffe bzw. zur Hafenbeckenresonanz führen können. Eine eingehende Untersuchung anhand von zusätzlichen Naturmessungen, z. B. entlang der Hauptschiffahrtsrinne des Weserästuars bis in die Hafenregion, wäre geeignet, Aufschluß über derartige Fragen zu geben.

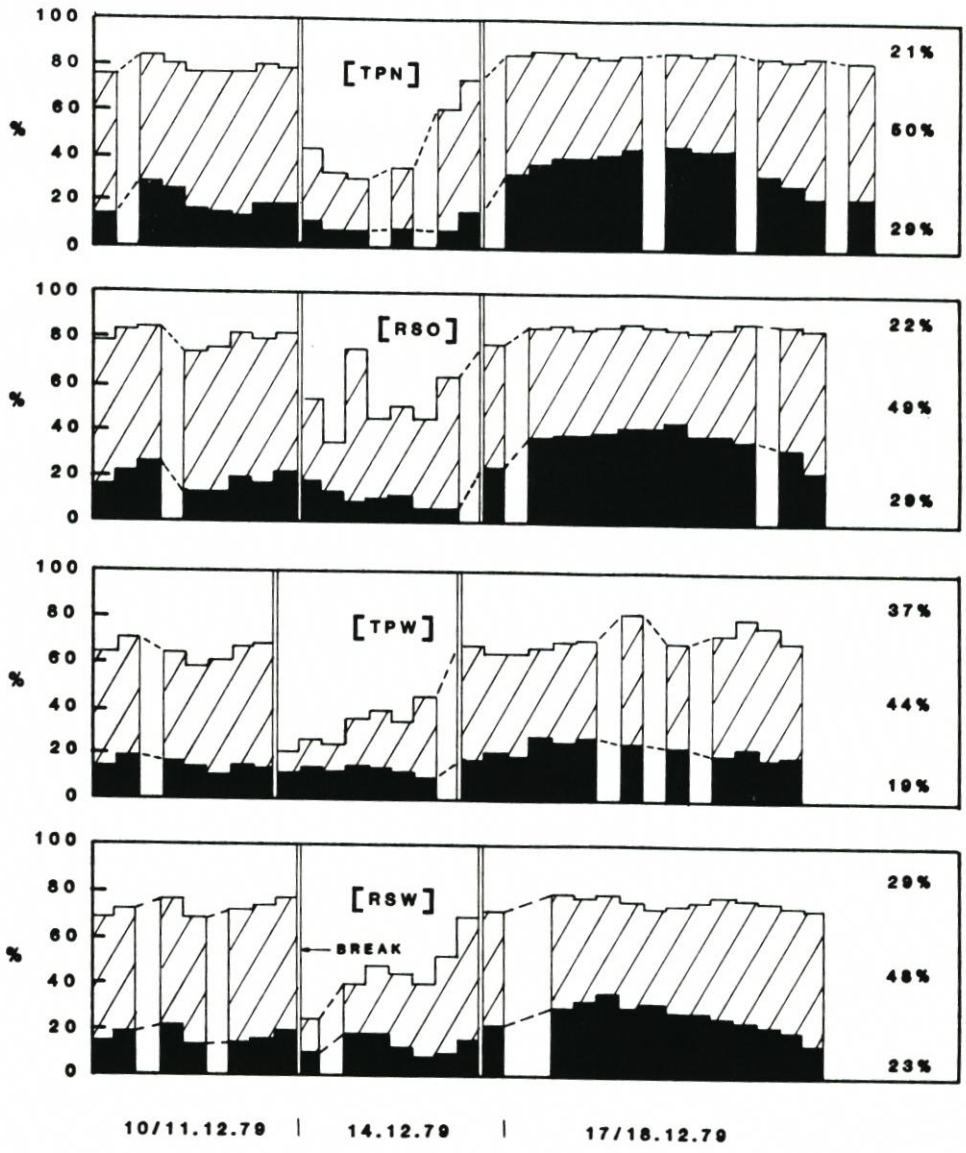


Abb. 2.15 Energieverteilung 10.–18. 12. 1979

3. Wellengruppierungen und langperiodische Wellen

3.1 Wellengruppen

Untersuchungen der letzten Jahre haben gezeigt, daß besonders im flachen Wasser Wellen nicht immer bestimmten Verteilungen unterliegen, sondern oft – z. B. in Abweichung vom Gaussschen Prozess – in Gruppen höherer und kleinerer Wellen auftreten. Die Bedeutung dieser Erkenntnis und des Wissens um bestimmte Gruppierungen ist offensichtlich,

bedenkt man, daß in einer Gruppe von Wellen, die eine bestimmte Höhe (z. B. H1/3) überschreiten, eine Energie konzentriert ist, die sonst über einen größeren Zeitraum verteilt ist. Diese plötzliche Belastung von Bauwerken kann zum Versagen oder zur Zerstörung führen, insbesondere wenn die Frequenz der beteiligten Wellen die charakteristische Frequenz eines Bauwerkes abdeckt. Schiffe oder andere schwimmende Konstruktionen, die vielleicht bei der Normalverteilung von Wellen nur eine geringe Bewegung ausführen würden, reagieren plötzlich heftig und können außer Kontrolle geraten, insbesondere wenn mit der Wellengruppe eine langperiodische Wasserspiegelauslenkung zweiter Ordnung verbunden ist.

Verschiedene Ansätze zur Beschreibung des Gruppierungsverhaltens von Wasserwellen wurden von RYE (1974) und SIEFERT (1976) für Nordseemessungen geliefert. Dabei diente die Anzahl der aufeinanderfolgenden Wellen mit einer Höhe, die die kennzeichnende Höhe überschritt, und ihre Auftretenshäufigkeit als Maßstab für die Gruppierung. In gleicher Weise wurden Messungen im Weserästuar auf Wellengruppen untersucht (BARTHEL, 1982). Alle drei Ergebnisse stimmten weitgehend mit einer von GODA (1976) erarbeiteten Auftretenshäufigkeit überein, die auf theoretischen Überlegungen basiert. Eine andere Methode wird von NOLTE und HSU (1972) vorgeschlagen. Die Verbindung von Wellenbergen und Wellentälern in der Zeitfunktion der Wasserspiegelauslenkungen ergibt eine Hüllkurve, die ein annäherndes Bild von Wellengruppierungen im jeweiligen Meßschrieb darstellt. Eine physikalisch bedeutungsvollere Interpretation, die die Konzentration von Energie in einer Wellengruppe berücksichtigt, wird von FUNKE und MANSARD (1979) durch die SIWEH-Funktion gegeben (SIWEH = Smoothed Instantaneous Wave Energy History). Die Funktion wird beschrieben durch

$$E(t) = 1/Tp \int_{\tau=-Tp}^{Tp} \eta^2 (t+\tau) \cdot Q_e(\tau)\, d\tau \text{ für } Tp \leq t \leq Tn-Tp$$

mit Tn = Länge der Zeitserie
Tp = Peak-Periode des Spektrums
Q_e = Glättungsfunktion (Tiefpaßfilter)

und stellt die Verteilung der Wellenenergie längs der Zeitachse dar. Dabei ist die Wellenenergie als Quadrat der Wasserspiegelauslenkungen definiert. Die Spektralanalyse dieser Funktion ergibt das SIWEH-Spektrum, das bei der Wellensynthese für Modellversuche eine wichtige Rolle spielt.

Abb. 3.1 zeigt in einem Beispiel die Aussagekraft der SIWEH-Funktion eines Wellenzuges für seine Wellengruppierung. Extremwerte in der Funktion weisen auf die Existenz von Gruppen höherer Wellen und somit Energiekonzentration hin. Die Intensität dieses Gruppierungsverhaltens wird durch den Gruppierungsfaktor

$$GF = \frac{\sqrt{m_{o_\varepsilon}}}{m_o}$$

beschrieben. Dabei sind m_o = 0-tes Moment des Seegangsspektrums
m_{o_ε} = 0-tes Moment des SIWEH-Spektrums.

Ein GF = 0,9 beschreibt einen hohen Grad der Gruppenbildung. Werte bis zu GF = 1,1 sind in Naturmessungen ermittelt worden. Typische GF-Werte bewegen sich jedoch zwischen 0,5 und 0,8. Weitere bedeutende Parameter in der Beschreibung der Wellengruppenbildung sind

- die Länge der Wellengruppe
- die Gruppenperiode
- die Variation der Gruppenperiode.

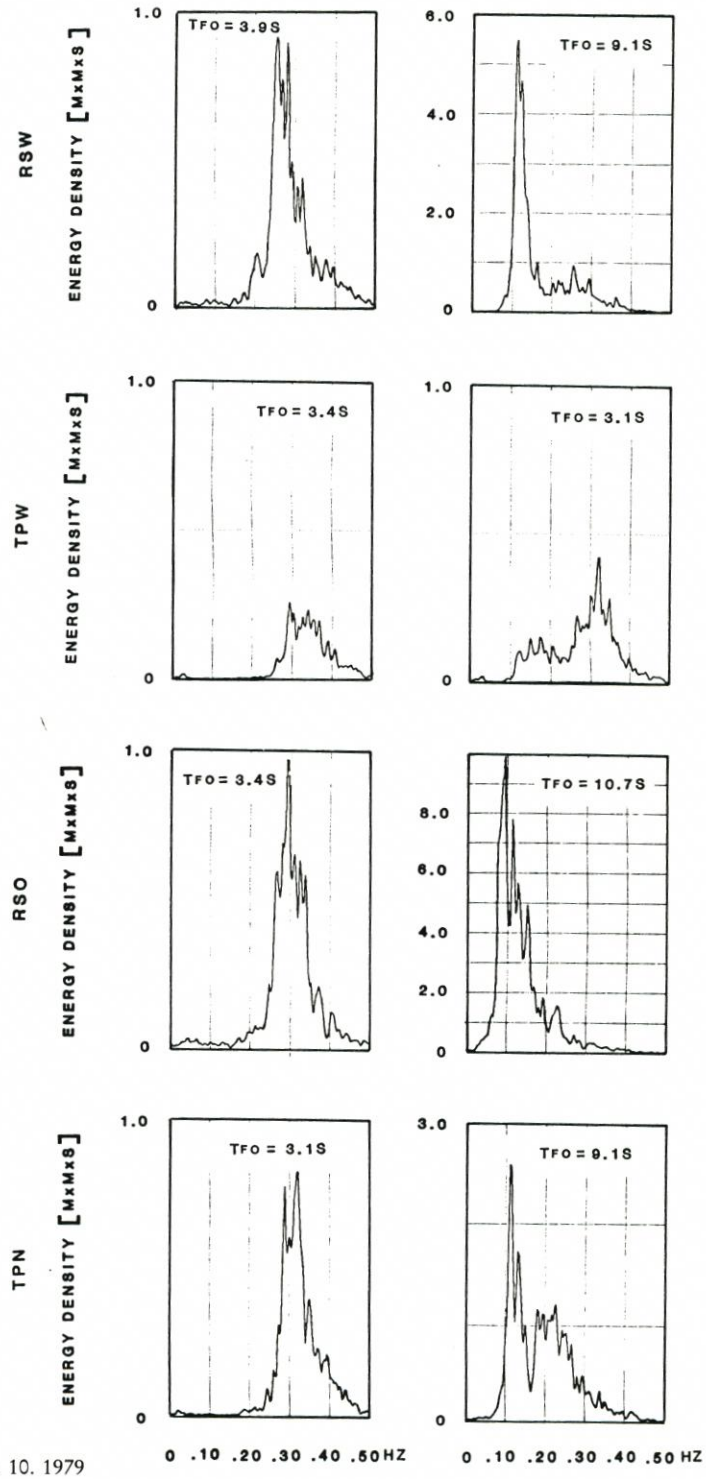
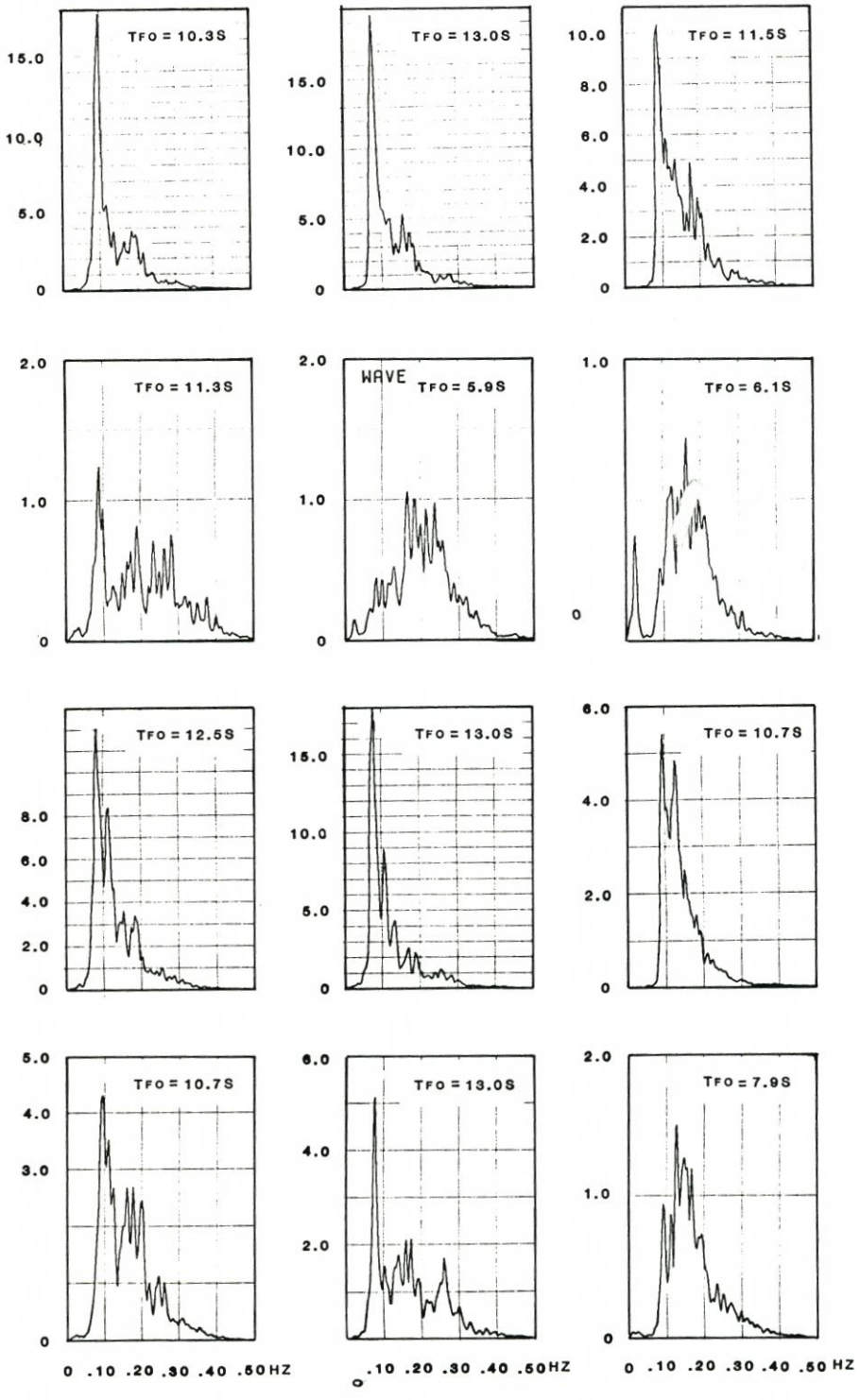


Abb. 2.16 Spektren 14.–18. 10. 1979


TFO = 10.3S
TFO = 13.0S
TFO = 11.5S
TFO = 11.3S
WAVE
TFO = 5.9S
TFO = 6.1S
TFO = 12.5S
TFO = 13.0S
TFO = 10.7S
TFO = 10.7S
TFO = 13.0S
TFO = 7.9S
0 .10 .20 .30 .40 .50HZ
0 .10 .20 .30 .40 .50HZ
0 .10 .20 .30 .40 .50 HZ

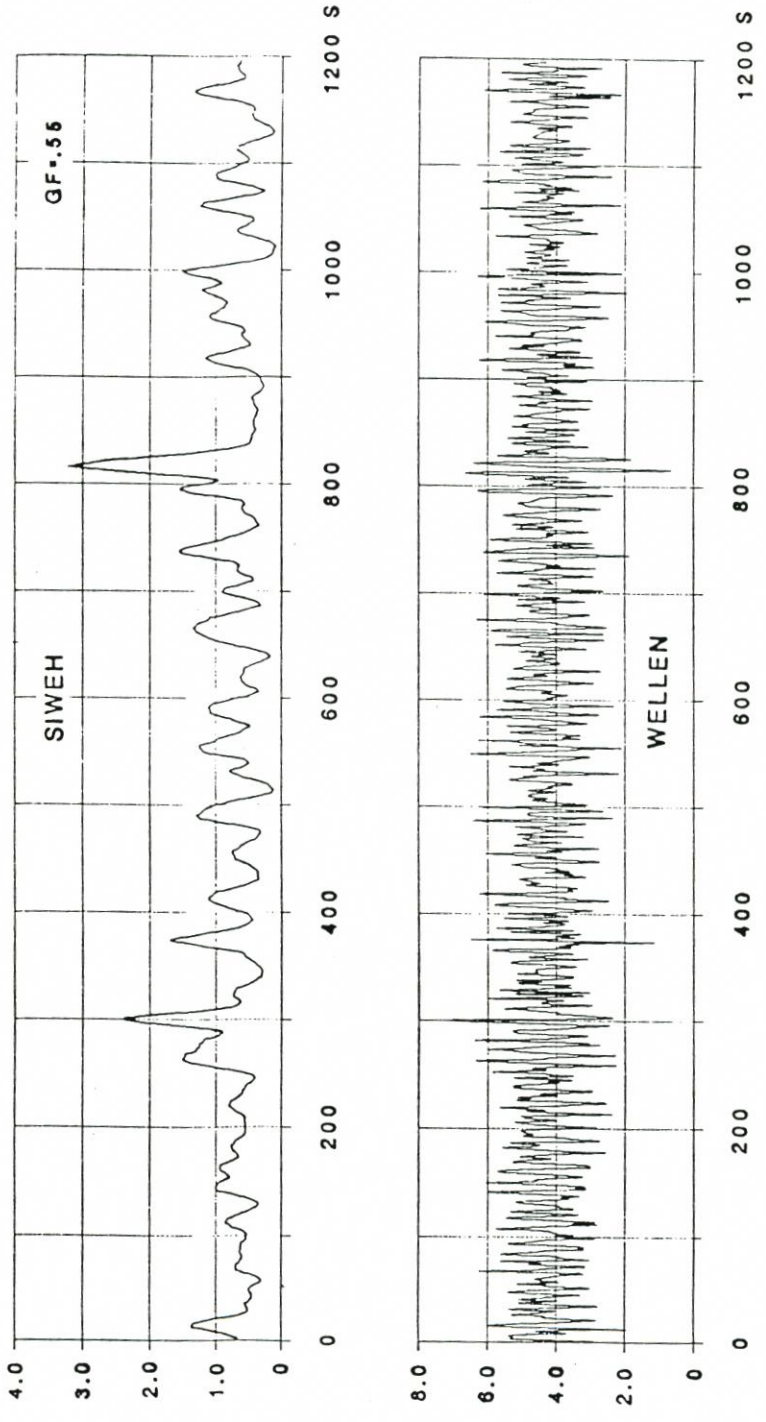


Abb. 3.1 Beispiel SIWEH-Funktion

Die Küste, 42 (1985), 1-318

Um die Gruppierungseigenschaften des Ästuarseegangs zu bestimmen, wurden drei der hier behandelten Meßreihen untersucht. Die Ergebnisse sind in den Abb. 2.2, 2.5 und 2.6 dargestellt.

In Abb. 2.2 sind bei stetig wachsendem Wind aus SE-S keine außergewöhnlichen Tendenzen in den GF-Werten an allen Stationen zu bemerken, obwohl alle Werte ungewöhnlich hoch sind und teilweise GF = 1,0 erreichen bzw. überschreiten. Wegen der insgesamt geringen Wellenhöhen ist der Einfluß tidebedingter Wasserspiegelschwankungen ausgeschlossen. Es ist jedoch eine schwache Variation der GF – Mittel aller Stationen in Abhängigkeit von den unter Tideströmungseinfluß stehenden Wellenhöhen und besonders -perioden – zu erkennen. Diese Schwankungen sind auch bei den Ganglinien der Spektralformfaktoren Qp zu bemerken.

Schwankende Windgeschwindigkeiten und -richtungen prägen die Messung vom 10.–18. 12. 1979 (Abb. 2.5). Entsprechend schwanken und streuen die GF-Werte. Eine Abhängigkeit von den Wellenhöhen bzw. -perioden ist wiederum dadurch gegeben, daß mit ansteigenden Peak-Perioden (14. 12. 1979 – 20.00 Uhr) GF absinkt (ebenso 17. 12. – 12.00 Uhr bis 18. 12. – 4.00 Uhr), während offensichtlich bei sinkenden Höhen und Perioden (10./11. 12.) GF ansteigt. Inwieweit dieser Prozeß, insbesondere bei größeren Wellenhöhen, mit einem Einfluß der Topographie zusammenhängt, kann aufgrund dieser Messungen nur vermutet werden. In jedem Fall spielt der kurzfristige Energieeintrag des Windes und damit die Böigkeit des Windes eine Rolle. Entsprechende Windmessungen stehen jedoch leider für diese Meßserien nicht zur Verfügung.

Die Messungen vom 23./25. 4. 1980 passen in den Rahmen des zuvor Gesagten. Weitgehend unabhängig von der Lage der Meßstation sinken die GF-Werte bei steigenden Höhen und Perioden vom 0,9 bis 0,6 ab (Abb. 2.8). Die drei o. a. Abbildungen zeigen neben GF auch den Spektralformfaktor Qp. Trotz starker Schwankungen ist in beiden Parametern eine einheitliche Tendenz festzustellen. Rye (1974) hat festgestellt, daß die Wellengruppierung mit ansteigender Windgeschwindigkeit zunimmt. Dies scheint jedoch nur bis zu einem gewissen Sättigungsgrad zu gelten, da bei noch zunehmendem Wind am 24. 4. 1980 zwischen 12.00 und 18.00 Uhr GF deutlich abnimmt. Dies zeigt, daß nicht nur stündliche Windmittel für derartige Untersuchungen benutzt werden sollten, sondern eine Aufzeichnung auch der Böigkeit von besonderer Bedeutung bei zukünftigen Messungen ist.

Obwohl die Existenz von Wellengruppen in einem engen Spektrum mit scharf ausgebildetem Peak wahrscheinlicher ist als in breiteren Spektren (Rye, 1977; Goda, 1976), konnte eine Beziehung zwischen GF und Qp bisher in Naturmessungen nicht festgestellt werden (Mogridge et al., 1982). Die Tatsache, daß bei Modelluntersuchungen synthetische Spektren

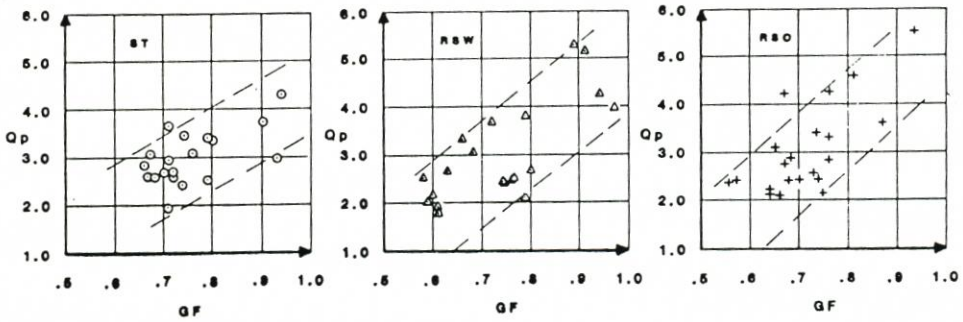


Abb. 3.2 Qp–GF

ihre Form für verschiedene GF beibehalten können, spricht ebenfalls gegen eine derartige Beziehung. In Abb. 3.2 sind die Parameter Qp in Abhängigkeit von GF für die drei Stationen ST, RSW und RSO dargestellt. Trotz der Streuung scheint eine deutliche Abhängigkeit zu bestehen. Die Korrelationskoeffizienten Rxy schwanken zwischen 0,75 und 0,78.

Wie bereits oben gesagt, ist ein erheblich umfangreicheres Datenkollektiv nötig, um unter Ausschaltung anderer Einflußfaktoren diese Beziehung nachzuweisen. Eine theoretische Untersuchung liegt noch nicht vor.

3.2 Gruppengebundene lange Wellen

Wie bereits erwähnt, ist die Kenntnis über die im Seegang enthaltenen langwelligen bzw. niederfrequenten Anteile ein bedeutender Faktor für die verschiedensten Bereiche. Wie LONGUETT-HIGGINS und STEWART (1964) für einfache Wellengruppen nachgewiesen haben, bilden sich als Folge nichtlinearer interner Wellenprozesse (radiation stress) gruppengebundene lange Wellen, die als Wasserspiegelabsenkung unter der Wellengruppe und als Anhebung zwischen den Gruppen höherer Wellen auftreten (Abb. 3.3). Diese langen Wellen zweiter Ordnung schreiten mit der Gruppe fort und können, oft als Welle visuell nicht erkennbar, zu erheblichen Reaktionen besonders verankerter schwimmender Konstruktionen führen. Unglücklicherweise sind einige der heute verwendeten Meßinstrumente nicht in der Lage, diese niederfrequenten Wasserspiegelauslenkungen zuverlässig zu registrieren. So verfälscht z. B. die häufig benutzte waverider-Boje Registrierungen unter 0,1 Hz, so daß eine Kompensationsfunktion bei der Auswertung benutzt werden sollte. Und zwischen 0,05 und 0,03 Hz wird die Reaktion des Meßgeräts so schlecht, daß die registrierten Werte nicht mehr

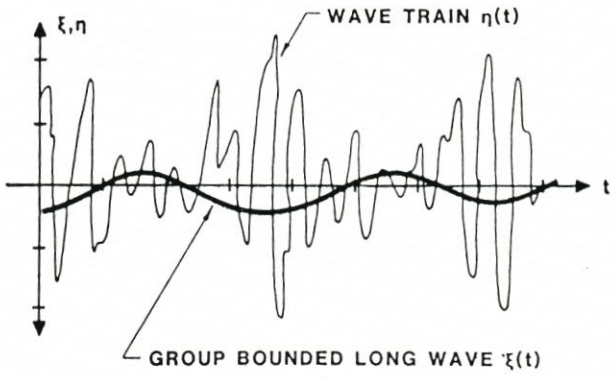


Abb. 3.3 GLW-Systemskizze

akzeptabel sind. Daher sollten, falls keine anderen Meßgeräte zur Verfügung stehen, die niederfrequenten Anteile des Seegangs für diese Bereiche nachträglich ermittelt werden. BOWERS (1980), DEAN und SHARMA (1981) benutzten die LAPLACE-Gleichungen, um diese gruppengebundenen Wellen zu bestimmen, während OTTENSEN-HANSEN (1978) auf der Basis der Impulserhaltungsgleichungen eine befriedigende Beschreibung gibt:

Grundsätzlich erzeugt jedes Frequenzpaar in einem Wellenzug eine Komponente der gruppengebundenen langen Welle (GLW). Die GLW wird daher auf der Basis der Fourieranalyse des eigentlichen Wellenzuges als Summe der Ergebnisse der Fourierkoeffizientenpaare zu

Die Küste, 42 (1985), 1-318

$$\xi_{nm}(t) = G_{nm}(f, \Delta f)\,\{[a_n a_m + b_n b_m]\cos(\Delta\omega_{nm} t) + (a_m b_n - a_n b_m)\sin(\omega_{nm} t)\}$$

bestimmt. Dabei ist G_{nm} die Übertragungsfunktion, erläutert bei OTTENSEN-HANSEN (1978) und SAND (1982).

a, b = Fourier-Komponenten
ω_{nm} = Phasenwinkel
t = Zeit

Die korrekte Reproduktion dieses GLW-Phänomens für Modellversuche ist mit erheblichem Aufwand verbunden und wird bei BARTHEL et al. (1983) beschrieben. Dabei wurde nachgewiesen, daß die Bedeutung dieser langperiodischen Wellen zweiter Ordnung mit abnehmender Wassertiefe zunimmt, d. h. unter Flachwasserbedingungen, wie sie in einem Ästuar vorherrschen, sind die physikalischen Voraussetzungen für eine deutlich ausgebildete GLW besonders günstig.

3.3 Nachweis der GLW in Naturmessungen

Im vorhergehenden Abschnitt wurde bereits erwähnt, daß viele der für größere Wassertiefen eingesetzten Meßgeräte nicht in der Lage sind, niederfrequente Seegangsanteile korrekt zu registrieren. Um einen Anhalt über die Größe dieser langperiodischen Wasserspiegelauslenkungen zu bekommen, wurden verschiedene Meßschriebe einem ausgedehnten Test unterzogen:

a. Nach Behandlung mit einem Bandpaßfilter, der die hohen Frequenzen (Störungen) eliminiert, wird eine Fouriertransformation der Zeitserie vorgenommen.
b. Alle Fourierkomponenten mit einem Energiegehalt, der kleiner als ein vorgegebener Grenzwert ist (z. B. 10 %) und alle Komponenten, die unter der Vertrauensschwelle (z. B. für die waverider-Boje = .04 Hz) liegen, werden = 0 gesetzt.
c. Die Fourierkomponenten für die GLW werden mit den o. a. Gleichungen berechnet.
d. Durch Inversion der Fouriertransformation werden die Zeitserien sowohl der langen als auch der modifizierten kurzen Wellen ermittelt.
e. Überlagerung beider Zeitserien ergibt die gesuchte Zeitreihe der realen Wasserspiegelauslenkungen.
f. Spektral- und Zero-crossing-Analyse ergeben den gewünschten Vergleich zwischen gemessenem und theoretischem Wellenzug.

Die für diesen Vergleich erforderlichen FORTRAN-Programme wurden teils vom Autor selbst entwickelt, teils sind sie Bestandteil eines im „Hydraulics Laboratory" des National Research Council entwickelten Wellenanalyse-Auswertungspakets, das laufend auf den neuesten Stand gebracht wird (MANSARD und FUNKE, 1983). Von den untersuchten Wellenschrieben werden hier nur zwei ausgesuchte Beispiele gebracht. Abb. 3.4 zeigt einen Wellenzug, der bei Nordwind von 17 m/s an der Station RSO registriert wurde. Der GF-Wert ist 0,9, und in der Darstellung der Zeitserie mit der überlagerten GLW kann man deutlich die Wasserspiegelabsenkung unter den Wellengruppen erkennen. Entsprechend den o. a. Analyseprogrammen wurden Spektralanalysen sowohl für die ursprünglich gemessenen Zeitserien als auch für den Zustand nach Überlagerung mit der berechneten langwelligen Komponente durchgeführt. Der obere rechte Teil der Abb. 3.4 zeigt beide Gesamtspektren, wegen des Maßstabs ohne bemerkenswerte Unterschiede. Links davon ist der langwellige Teil des Spektrums vergrößert dargestellt. Abhängig von dem festgelegten niederfrequenten Bereich des Spektrums liegt der RMS-Wert des rekonstruierten Spektrums (RMSc) weit über dem des tatsächlich gemessenen

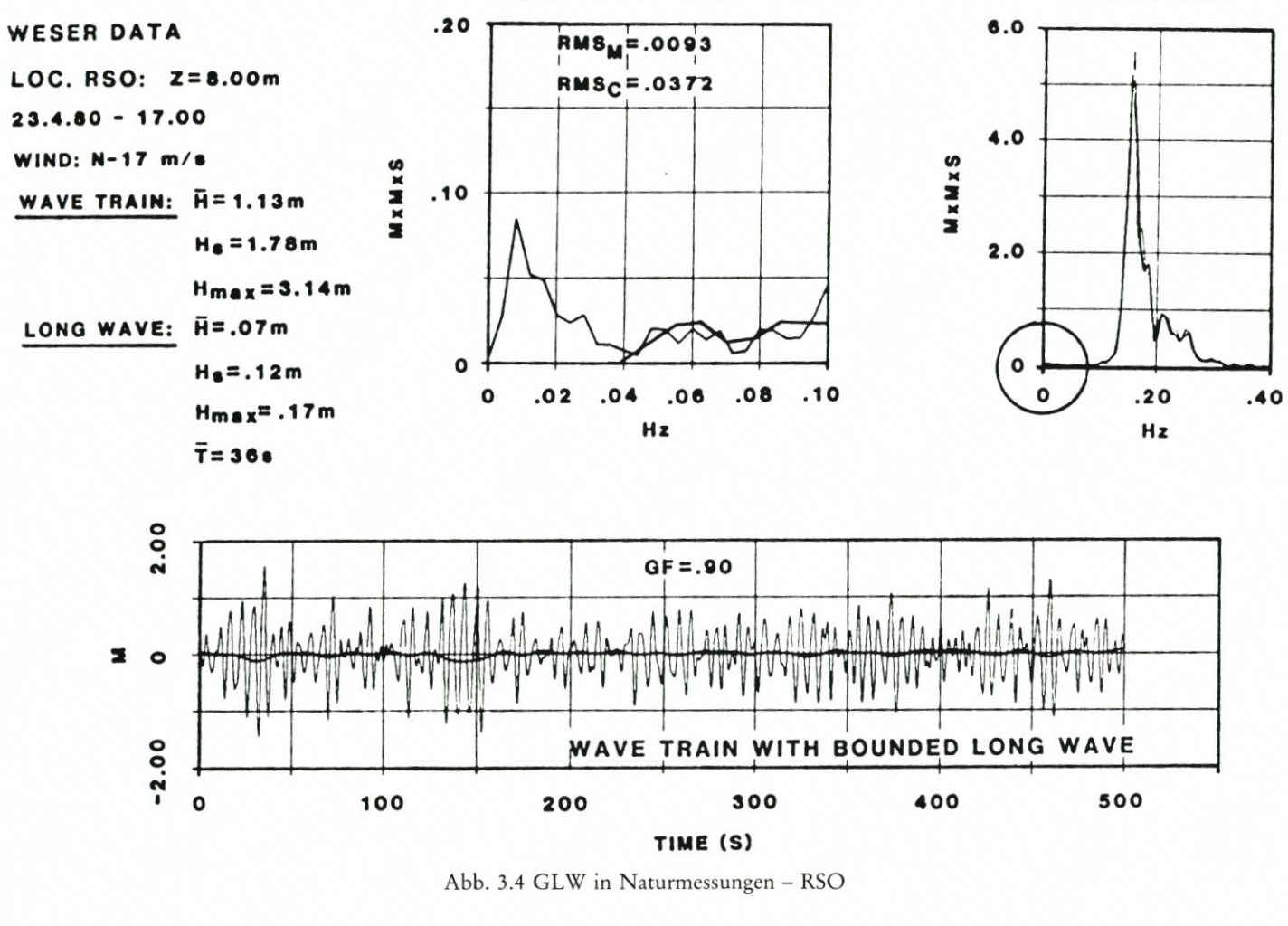


Abb. 3.4 GLW in Naturmessungen – RSO

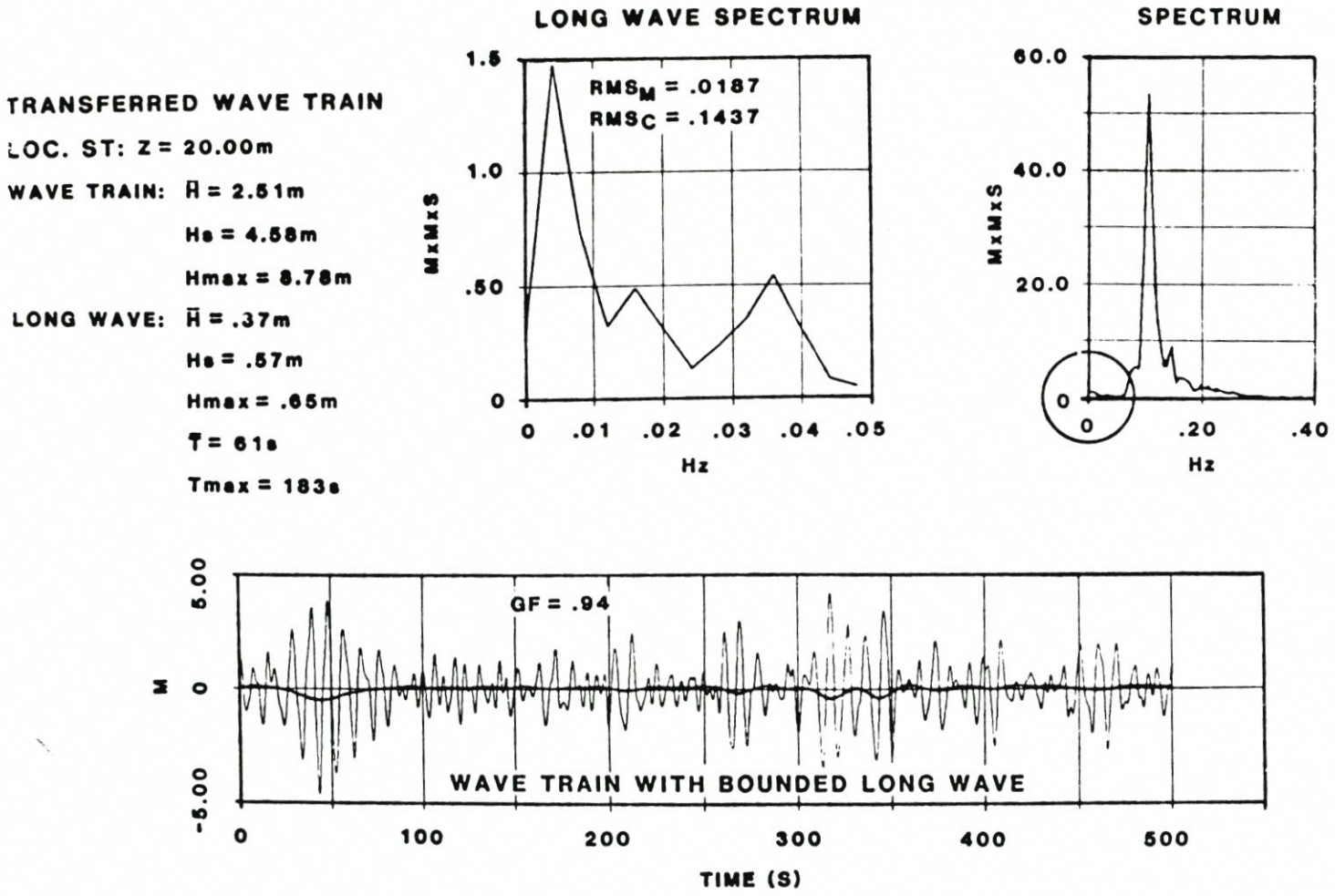


Abb. 3.5 GLW in Naturmessungen – Tiefwasser

(RMSM) und zeigt damit, daß bei dem verwendeten Meßsystem wertvolle Informationen verlorengegangen sind. Ein deutlich ausgebildeter Peak im Bereich 0,01 Hz deutet darauf hin, daß – obwohl im hier dargestellten Zeitausschnitt nicht erkennbar – sehr lange Wellen vorkommen können, die sich selbst auf Tidepegeln nachweisen lassen müßten. Es sei daher dahingestellt, ob die im Sprachgebrauch und gelegentlich in der Literatur erscheinenden „Fernwellen aus der Nordsee" nicht auf derartige Ereignisse zurückgeführt werden können. Die Ablösung der GLW von der Wellengruppe in flachem Wasser und ihr weiteres Verhalten sind jedoch noch weitgehend ungelöste Probleme.

Die mittlere Periode des niederfrequenten Wellenzuges liegt bei 36 s mit $\overline{H}$ = 0,07 m, Hs = 0,12 m und Hmax = 0,17 m.

Obwohl im Weserästuar schon maximale Wellenhöhen von Hmax > 13,0 m nachgewiesen worden sind (BARTHEL, 1978), standen für diese Analyse keine rechnerkompatiblen Meßreihen mit höheren Wellen zur Verfügung. Deswegen wurde aus verfügbaren Meßschrieben, die vor der Küste Neufundlands, Kanada, registriert wurden, eine 20-Min.-Zeitreihe ausgesucht, die in ihren signifikanten Werten vergleichbar denen des Außenästuars der Weser ist.

Abb. 3.4 zeigt das Ergebnis für diesen Wellenzug mit GF = 0,94, $\overline{H}$ = 2,52 m, Hs = 4,58 m und Hmax = 9,78 m.

Wiederum zeigt sich, daß unter den Wellengruppen eine deutlich ausgebildete GLW als „set-down" (Wellental) erscheint, während unter Gruppen kleinerer Wellen der „set-up" als Wellenberg zu entdecken ist. Der Anteil langwelliger Energie, der bereits im Gesamtspektrum zu sehen ist, wird erheblich erhöht durch den rekonstruierten GLW-Anteil.

Die RMS-Werte, ermittelt bis zu einer COF (cut-off-frequency) von 0,05 Hz, zeigen einen fast 600prozentigen Anstieg der Energie. Die Zero-crossing-Analyse des langwelligen Teiles ergibt H = 0,37, H = 0,57 m und Hmax = 0,65 mit einer mittleren Periode von T = 61 s.

Es ist nicht bekannt, in welchem Umfang diese langen Wellen die Bewegung von Schiffen anregen können. Hierzu sind ausgedehnte Modellversuche erforderlich. Es muß jedoch erwartet werden, daß eine plötzliche Abnahme der erforderlichen Wassertiefe für Schiffe, die nur mit geringer „underkeel-clearance" fahren, zusammen mit der Bewegung, die durch die Einwirkung einer Gruppe höherer Wellen verursacht wird, zu gefährlichen Situationen führen kann. Die mit langen Wellen verbundene Änderung der Strömungsgeschwindigkeiten könnte unter Umständen das Steuerverhalten eines Schiffes beeinträchtigen. Wie groß die Wahrscheinlichkeit des Auftretens dieser GLW und eventuell eine Überlagerung mit ohnehin vorhandenen Schwellkomponenten ist, kann nur durch eine eingehende Analyse des vorhandenen und zusätzlichen umfangreicheren Datenmaterials festgestellt werden. Darüber hinaus sollten Dauermeßstationen in gefährdeten Bereichen das Seegangsklima für einen Warndienst registrieren.

4. Schriftenverzeichnis

BARTHEL, V.: Sturmflutseegang in einem Ästuar. Die Küste, H. 34, 1979.

BARTHEL, V.: Seegang in einem Ästuar am Beispiel der Außenweser. Die Küste, H. 35, 1981.

BARTHEL, V.: Wave Energy Distribution in an Estuary. Proc. 17th ICCE, Sydney, Australia, 1980.

BARTHEL, V.: Über den Seegang in einem Ästuar. Forschungsbericht des Bundesministeriums für Forschung und Technologie, M 82-001, 1982.

BARTHEL, V.: Height Distribution of Estuarine Waves. Proc. 18th ICCE, Cape Town, South Africa, 1982.

BARTHEL, V., MANSARD, E. P. D., SAND, S. E. u. VIS, F. C.: Group Bounded Long Waves in Physical Models. Ocean Engineering, Vol. 10, No. 4, 1983.

Bowers, E. C.: Long Period Disturbances Due to Wave Groups. Proc. 17th ICCE, Sydney, Australia, 1980.

Cooley, J. W. u. Tukey, J. W.: An Algorithm for the Machine Calculation of Complex Fourier Series. Math. of Computation, Vol. 19, 1965.

Dean, R. G. u. Sharma, F. N.: Simulation of Wave Systems Due to Nonlinear Directional Spectra. Proc. Hydrodyn. in Ocean Eng., 2, Trondheim, Norway, 1981.

Dette, H. H.: Wellenmessungen und Brandungsuntersuchungen vor Westerland/Sylt. Mitt. d. Leichtweiß-Inst., H. 40, 1974.

Funke, E. R. u. Mansard, E. P. D.: On the Synthesis of Realistic Sea States in a Laboratory Flume. National Research Council, Techn. Report LTR-HY-66, Ottawa, Canada, 1979.

Goda, Y.: Numerical Experiments on Wave Statistics with Spectral Simulation. Rep. of Port and Harbour Res. Inst., Vol. 9, No. 3, 1970.

Goda, Y.: On Wave Groups. Proc. Conf. Behaviour of Offshore Structures, Trondheim, Norway, 1976.

Kamphuis, W.: Wave Spectrum Analysis Revisited. Civil Eng. Rep. No. 64a, Queens Univ., Kingston, Ontario, Canada, 1969.

Longuet-Higgins, M. S.: On the Statistical Distribution of the Heights of Sea Waves. Journal Marine Research, 11 (3), 1952.

Longuet-Higgins, M. S. u. Stewart, R. W.: Radiation Stresses in Water Waves; a Physical Discussion with Application. Deep Sea Res., No. 11, 1964.

Luck, G. u. Niemeyer, H. D.: Seegangsmessungen im Bereich der Ostfriesischen Inseln und Watten. Meerestechnik, No. 4, Bd. 7, 1976.

Mansard, E. P. D. u. Funke, E. R.: The NRC Advanced Wave Data Analysis Package. National Research Council, Techn. Rep. TR-HY-003, Ottawa, Canada, 1983.

Mogridge, G. R., Funke, E. R., Baird, W. F. u. Mansard, E. P. D.: Analysis and Description of Wave Energy Resources. Proc. Hydrodyn. in Ocean Engineering, Trondheim, Norway, 1982.

Nolte, K. G. u. Hsu, F. H.: Statistics of Ocean Wave Groups. Proc. 4th Annual Offsh. Techn. Conf., Houston, USA, 1982.

Ottensen-Hansen, N. E.: Long Period Waves in Natural Wave Trains. Progr. Rep. No. 46, Inst. f. Hydrodyn. and Hydr. Eng., Techn. Univ. of Denmark, 1978.

Rye, H.: Wave Group Formation Among Storm Waves. Proc. 14th ICCE, Copenhagen, Denmark, 1974.

Rye, H.: The Stability of Some Currently Used Wave Parameters. Coast. Eng., 1, Amsterdam, 1977.

Sand, S. E.: Long Wave Problems in Laboratory Models. Journ. of Waterways, Ports, Coast. and Ocean Eng., ASCE, Vol. 108, WW4, 1982.

Sand, S. E.: Wave Grouping Described by Bounded Long Waves. Ocean Eng., Vol. 9, No. 6, 1982.

Siefert, W.: Über Formen, Längen und Fortschrittsrichtungen von Wellen in küstennahen Flachwassergebieten. Hamb. Küstenforschung, H. 24, 1972.

Siefert, W.: Consecutive High Waves in Coastal Waters. Proc. 15th ICCE, Honolulu, USA, 1976.

Spiegel, M. R.: Theory and Problems of Statistics. McGraw Hill, New York, 1961.

Ysker, J. S.: Seegangsmessungen in der Jade. Die Küste, H. 34, 1979.

Die Küste, 42 (1985), 1-318

Hydrodynamisch-numerische Simulation der Fernwellenentwicklung im Nordatlantik während der Sturmflutlagen des 19.–21. Januar 1976

Von Hans Peter Schmitz und Hans Volkert

Zusammenfassung

Die Entstehung und Verlagerung einer „external surge" wird in einem barotropen Modell des Nordatlantiks simuliert unter Vorgabe der Luftdruckverteilung zwischen dem 19. und 22. Januar 1976.

Die Rechnung benutzt eine verengte Version des kartesischen Gitternetzes in einer stereographischen Projektionsebene, wie es vom Deutschen Wetterdienst in seinem laufenden baroklinen Wettervorhersagemodell BKF verwendet wird. Damit legen wir eine einfache, tägliche, deterministische Vorhersage von external surges zwischen Schottland und Norwegen und im Kanal nahe, die im Anschluß an das BKF laufen sollte.

Summary

The generation and propagation of an external surge was simulated using a tidally averaged numerical barotropic model of the North Atlantic Ocean for the atmospheric pressure conditions between January 19–22, 1976.

The computation uses a compacted version of the stereographic plane Cartesian grid used by the German Weather Service for its baroclinic weather prediction model BKF. In this manner, daily deterministic predictions of external surges between Scotland and Norway, and in the English Channel can be made following up the BKF-model.

Inhalt

1. Einleitung 307
2. Gitternetz und Ausgangsgleichungen 308
3. Randbedingungen und Anfangswerte 310
4. Die Wetterlage 311
5. Ergebnisse 313
6. Schriftenverzeichnis 317

1. Einleitung

Seit der numerischen Simulation der Holland-Sturmflut von 1953 (durch W. Hansen, 1956) wurde von zahlreichen Autoren die prinzipielle Möglichkeit einer physikalisch-numerischen Nordsee-Sturmflutvorhersage für 24 bis 48 Stunden demonstriert. Doch einem operationellen Verfahren stellen sich auch heute noch Schwierigkeiten in den Weg:

(a) Die Unsicherheit in der Wettervorhersage bezüglich des Eintretens, der Stärke und Richtung kräftigen Windschubs, insbesondere in genauer zeitlicher Relation zur astronomischen Tide.

(b) Das Fehlen eines synoptischen Netzes für die Wasserstandsbeobachtungen und deren

Übermittlung rund um die Nordsee, u. a. nützlich zur Bereitstellung realistischer Anfangsbedingungen, an denen es mangelt.

(c) Das Fehlen einer Fernwellenvorhersage für die seeoffenen Grenzen des Nordseemodells im Vorhersagezeitraum.

Der Schwierigkeit a sucht man durch physikalisch vollkommenere Wettervorhersagemodelle mit Schrittweiten um 100 km zu begegnen. Den Mangel b umging man bislang, teilweise durch die umstrittene Verwendung vorausberechneter Feldgrößen als Anfangsfeld (HEAPS, 1977; DAVIES u. FLATHER, 1977; FLATHER, 1981), teilweise durch den Beginn mit einem zum Luftdruckfeld inversen Residualwasserstand (s. a. DOLATA u. ENGEL, 1979) und verschwindender Residualgeschwindigkeit.

Das hier zur Diskussion stehende Problem c wurde bislang von mehreren Autoren (TIMMERMAN, 1977; HEAPS, 1977; DAVIES u. FLATHER, 1977; DAVIES, 1980) mit Hilfe eines Schelfmodells gelöst, das die meteorologisch erzeugten Wasserstandsänderungen rund um den europäischen Schelf (mit einer größeren Schrittweite als im Nordseemodell) vorausberechnet. Leider benötigt es an seiner zum Ozean offenen Grenze eine Vorhersage von Randwerten, z. B. der Wasserstände oder gleichwertiger anderer Bedingungen, die, weil erdacht, nur entfernt der Realität entsprechen können. Da aber Fernwellen nach Erfahrung (z. B. TIMMERMAN, 1975) und Theorie (SCHMITZ, 1980) relativ hohe Amplituden (erklärbar durch Konvergenzen) am Kontinentalabhang annehmen, können die schelfrandnahen (Entfernung eine Schrittweite) erdachten Randbedingungen des Schelfmodells die Simulation der Fernwellenentwicklung realitätsfremd beeinflussen.

Diesen Mangel sucht das vorgelegte Atlantikmodell durch die beträchtliche Entfernung (> 15 Schrittweiten) seiner seeoffenen Grenze vom europäischen Schelfrand zu vermeiden (SCHMITZ, 1978, 1982; DOLATA u. ENGEL, 1979). Dabei könnte der operationelle Aufwand recht niedrig gehalten werden durch den Anschluß dieses Atlantik-Fernwellenmodells an die numerische Wettervorhersage, wie er hier simuliert wird.

2. Gitternetz und Ausgangsgleichungen

Eingebettet in das Gitternetz des baroklinen Wettervorhersagemodells „BKF" des Deutschen Wetterdienstes, rechnet das Atlantikmodell in einem kartesischen x,y-Netz mit äquidistanter Schrittweite von 127 km (Abb. 1) innerhalb der stereographischen Projektionsebene (Wetterkartenprojektion) in der geographischen Breite von 60° (mit der y-Richtung nordwärts auf der Länge von 10° E). Das ermöglicht eine direkte Übergabe meteorologischer Daten an das Atlantikmodell an übereinstimmenden Netzpunkten und vermindert Interpolationsfehler für Punkte, welche zwischen den BKF-Netzpunkten liegen.

Von einem Ausschnittsmodell „BKN" des Deutschen Wetterdienstes mit 127 km Schrittweite, Ostatlantik-Europa erfassend, wäre eine interpolationslose Wetterdatenübergabe an das Fernwellenmodell möglich. Auch die Ausrichtung eines engermaschigen Nordseemodells auf das BKF-Gitter wurde bereits erprobt (RÜHLAND u. SCHMITZ, 1973).

Wegen Rechnung in der stereographischen Projektionsebene mit der dortigen „Bildgeschwindigkeit" gelten entsprechende Formen der Bewegungs- und Kontinuitätsgleichung (HOLLMANN, 1959), welche im Modell vertikal gemittelt unter Berücksichtigung der kinematischen Grenzflächenbedingung angewandt werden. Die vertikal gemittelten Bildgeschwindigkeiten sind mit Hilfe des lediglich breitenabhängigen Maßstabsfaktors (= Verhältnis entsprechender Horizontalentfernungen in der Projektionsebene und auf der Kugel, wegen konfor-

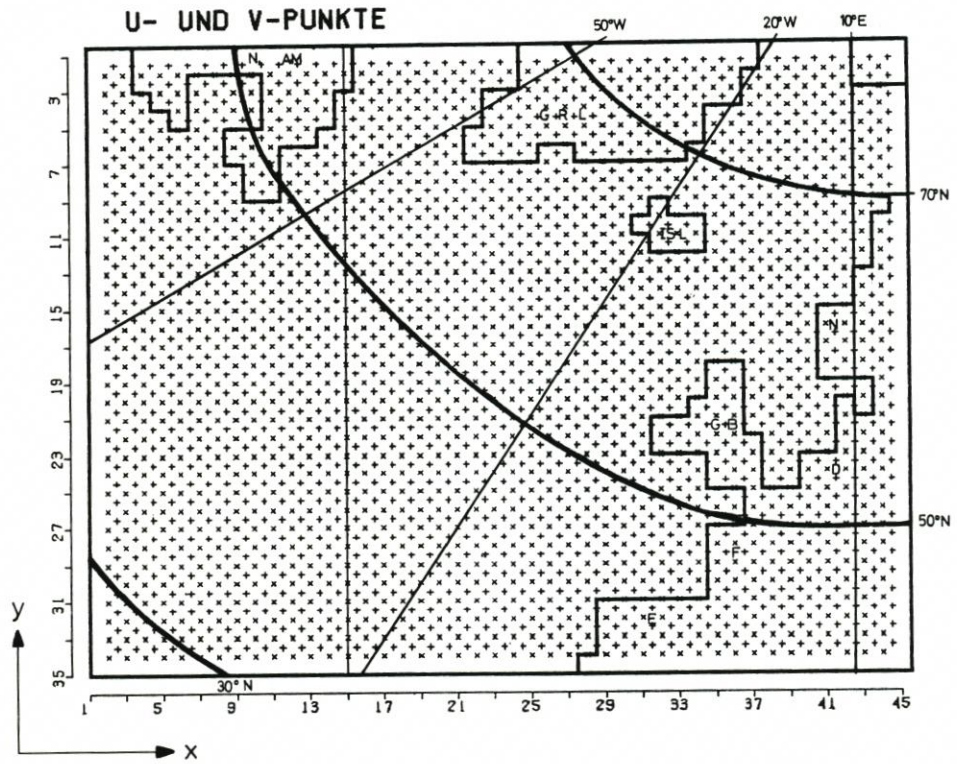


Abb. 1. Geographie des Modells und (gebräuchliche) versetzte Gitterpunktverteilung der Geschwindigkeitskomponenten in x- und y-Richtung (+ und ×). Die Wasserstände werden links von den +Punkten und oberhalb × gerechnet. Das beschriebene Modell hat seine linke (seeoffene) Grenze bei x = 15

mer Abbildung richtungsinvariant) jederzeit völlig korrekt in solche des Ozeans umzurechnen.

Derartiges Vorgehen war in der numerischen Wettervorhersage seit Beginn derselben (z. B. in den USA und beim Deutschen Wetterdienst) erfolgreich, nicht zuletzt wegen der Vorteile des kartesischen Gitternetzes und des handlichen Gleichungssystems. In ihm tritt an die Stelle der metrischen Beschleunigungsterme im Kugelkoordinatensystem lediglich ein metrischer Term mit dem Quadrat der vertikal gemittelten Bildgeschwindigkeit, multipliziert mit dem analytisch vorgebbaren Horizontalgradienten des quadratischen Maßstabsfaktors.

Das mehrfach bewährte, hier mit einem Zeitschritt von 5 min angewandte Differenzenschema (SCHMITZ, 1965b, 1967; HANTEL, 1968, 1969) erfordert im Hinblick auf die (wegen der großen Wassertiefen auf dem Atlantik) fehlende Bodenreibung eine Horizontaldiffusion des vertikal gemittelten Impulses (z. B. proportional dem LAPLACE der Geschwindigkeitskomponenten) zur Unterdrückung der kurzen Wellen. Diese erscheinen u. a. infolge nichtlinearer Wellen-Wellenwechselwirkung durch die berücksichtigten advektiven Beschleunigungsterme und den ebenfalls nichtlinearen metrischen Term. Mit einem konstanten Horizontaldiffusionskoeffizienten von $5 \cdot 10^5$ m^2/s, welcher allerdings fast so hoch ist wie derjenige in einer analytischen Simulation des antarktischen Zirkumpolarstroms (HIDAKA u. TSUCHIYA, 1953), lieferte das Modell ausgeglichene Verteilungen für die fünf gerechneten Vorhersagetage.

Die (üblicherweise) aus numerischen Gründen einzuführende Horizontaldiffusion läßt

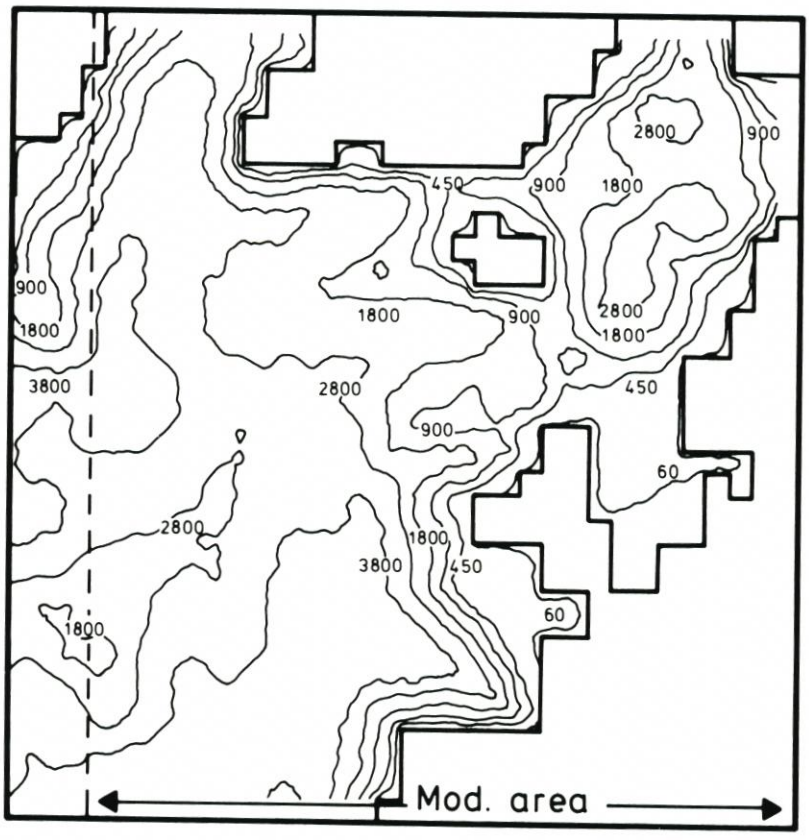


Abb. 2. Tiefenverteilung im Modell mit Tiefenlinien 60, 450, 900, 1800, 2800 und 3800 m

sich physikalisch als behelfsmäßige Parameterisierung der Eddy-Terme rechtfertigen, welche durch die vertikale Mittelung der Bewegungsgleichungen aus den nichtlinearen Termen hervorgehen.

Voraussetzend, daß die nichtlineare Wechselwirkung zwischen Gezeit und atmosphärisch erzeugten Wasserstandsänderungen im Atlantik klein ist, scheint uns für die Fernwellenvorhersage entlang der Nordsee-Eingänge ein Modell ausreichend, das auf eine Berücksichtigung der Gezeit, z. B. auf Einbeziehung der Hauptteiltiden von Mond und Sonne, verzichtet.

3. Randbedingungen und Anfangswerte

Die Küsten im Gitternetz werden durch Punkte gebildet, an denen das Differenzenverfahren die (hier verschwindenden) küstennormalen Geschwindigkeitskomponenten berechnen würde.

An den seeoffenen Netzgrenzen mit zugelassenen Normalgeschwindigkeiten müßten eigentlich korrekt prognostizierte oder – im Falle dieser Nachrechnung – beobachtete Werte, z. B. der Wasserstände, für den abzudeckenden Vorhersagezeitraum vorliegen. Hiervon abweichende, erdachte Bedingungen implizieren eine Differenz zur Wirklichkeit, zumindest in der Umgebung des seeoffenen Randes. Wirksamer Abstand desselben vom Entwicklungs-

Die Küste, 42 (1985), 1-318

gebiet kräftiger Fernwellen, dem mitteleuropäischen Schelfrand, reduziert dort mögliche unrealistische Einflüsse erdachter Randbedingungen, zu denen es im Vorhersagefall keine Alternative gibt. Aus diesen Gründen scheint uns ein Nordatlantikmodell zur Fernwellenprognose im Nordsee-Eingang wesentlich geeigneter als ein Schelfmodell.

Im Bereich der seeoffenen Modellgrenzen (eine Schrittweite), wie z. B. x = 15 in Abb. 1, wurde eine im Hinblick auf die Atmosphäreneffekte erweiterte Version (Kompensation der lokalen Druckänderung im Meer durch die advektive) der sog. radiation boundary condition in Charakteristikenform (Kompensation der lokalen Wasserstandsänderung durch die advektive; s. z. B. VASTANO u. REID, 1967) trivial erfüllt durch Vorgabe einer zum beobachteten Luftdruckgradienten inversen Wasserspiegellage während der gesamten Modellzeit. Damit verschwindet der geostrophische Transportanteil am Rand, aber ageostrophische, z. B. windschubbedingte Transporte sind zugelassen.

Die Bodenreibung, proportional dem Quadrat der mittleren Geschwindigkeit und umgekehrt proportional der Wassertiefe (z. B. SCHMITZ, 1964), liefert nur im flachen Schelfbereich spürbaren Effekt in den Bewegungsgleichungen.

Der Windschub an der Wasseroberfläche, proportional dem Quadrat der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe und in Richtung derselben, wurde mit einem konstanten Schubspannungskoeffizieten von $1{,}3 \cdot 10^{-3}$ ermittelt, wenngleich nach unserer Meinung ein Routinemodell eine Koeffizientenvergrößerung mit dem Wind bis auf das Doppelte (WU, 1980; AMOROCHO u. DE VRIES, 1980; SMITH, 1981) berücksichtigen sollte.

Sofern das dem Fernwellenmodell vorgeschaltete Wettervorhersagemodell nicht den Wind in 10 m Höhe bereitstellt, ist dieser wie hier aus dem geostrophischen zu ermitteln, z. B. als Normalwind wie SCHMITZ (1967), RÜHLAND u. SCHMITZ (1973), TIMMERMAN (1977) oder aufgrund äquivalenter Relationen, angewandt von DUUN-CHRISTENSEN (1975), DOLATA u. ENGEL (1979). Bei dem hier modellierten Effekt eines Kaltluftvorstoßes über warmem Nordatlantik ist die verwendete einfachste Näherung, der mit einem Faktor 0,65 reduzierte geostrophische Wind, durchaus brauchbar, weil bei der in diesem Falle herrschenden Labilität der anisobare Winkel des Windvektors klein ist und weil infolge mittlerer Oberflächenströmung sowie infolge des Seegangs die Richtung der Schubspannung von der des Windes in 10 m Höhe sowieso ein wenig differieren kann (SCHMITZ, 1983).

Das Modell beginnt mit ruhendem Nordatlantik mit Residuen $\zeta = 0$ und ruhender Atmosphäre. Luftdruck- und Windfeld des 19. 1. 0^h werden allmählich im Laufe von 24^h aufgebaut, um unrealistische Anstöße zur Wellenbildung im Meer zu vermeiden. Ein zum Luftdruckfeld des 19. 1. inverses Residuum allein würde zwar den Anfangsdruckgradienten im Meer Null setzen (DOLATA u. ENGEL, 1979), aber eine spontane Windschubwirkung zulassen.

Im Falle einer operationellen Fernwellenvorhersage könnte man mit einem Hindcasting, entsprechend unserem Vorgehen, das Anfangsfeld herstellen unter Nutzung des zum Prognoseanfang als Beobachtung analysiert vorliegenden Wetters vom vorausgegangenen Zeitraum $-36^h \leq t \leq 0^h$. Die für dieses Zeitintervall zuvor prognostizierten Wetterdaten können Fehler enthalten, welche in das Anfangsfeld der Fernwellenprognose nach DAVIES und FLATHER (1977; s. Einleitung) unnötigerweise hineinwirken.

4. Die Wetterlage

Das Nordatlantikwetter vom 19. zum 22. 1. 1976 wurde durch drei stürmische Zyklonen T_1, T_2, T_3 bestimmt (KRUHL, 1976). T_1 entwickelte sich an einer Luftmassengrenze zwischen

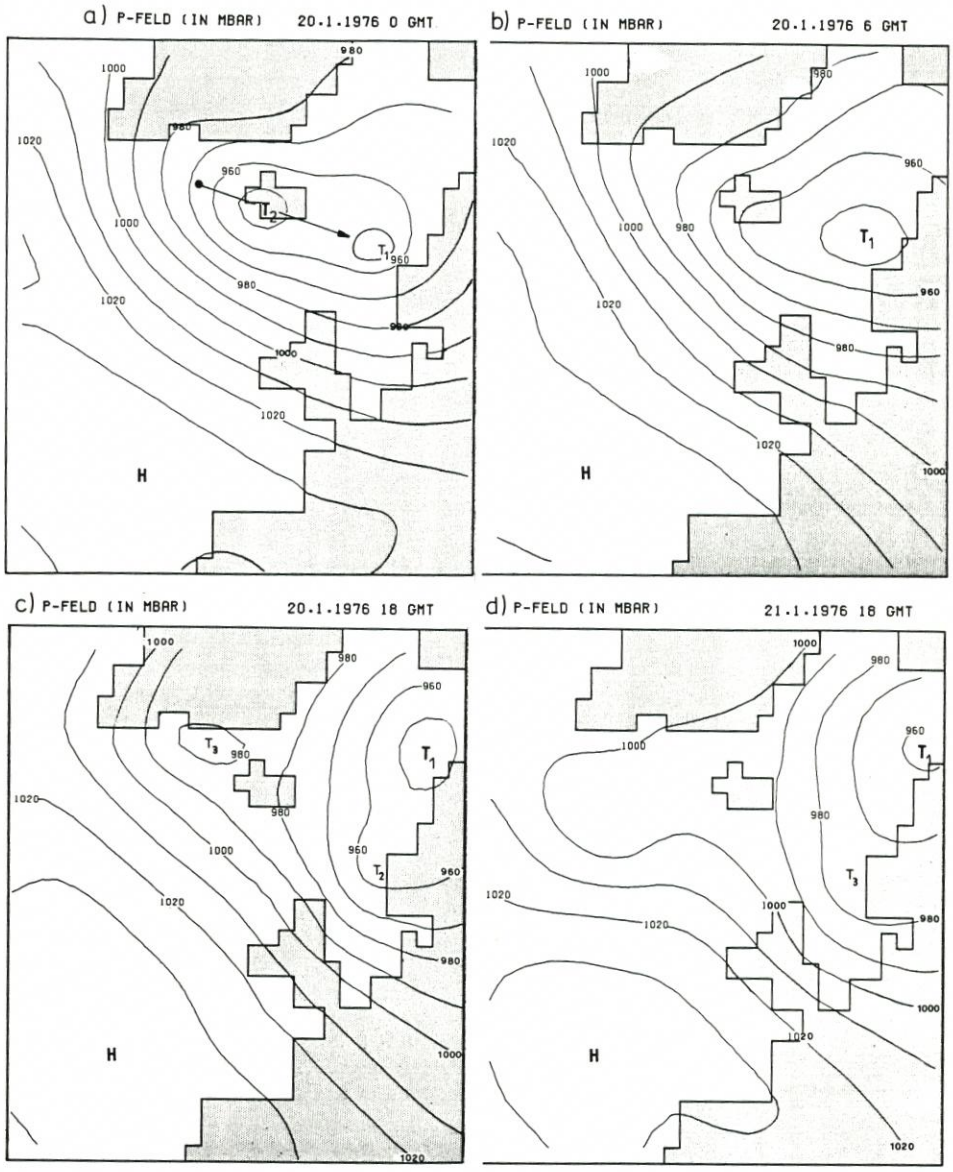


Abb. 3a–d. Luftdruckverteilung vom 19. bis 21. 1. 1976, maschinell gezeichnet aufgrund der vom Modell verwendeten Werte an Gitterpunkten. Bei dem 127-km-Gitter werden analisierbare Isobarenknicke und resultierende Windsprünge an Fronten nicht mehr aufgelöst. Aber diese würde auch die numerische Vorhersage kaum liefern

Grönland und Island (Punkt in Abb. 3a), erreichte Island am 19. 1. 12^h mit einem Kerndruck von 955 mbar, wanderte bis Mitternacht in die südliche Norwegische See unter Druckfall auf 940 mbar (Abb. 3a) und drehte anschließend nach Norden ab (Abb. 3b). Der Warmsektor von T_1 brachte stürmischen Südwest-, der Kaltsektor Nordwestwind bis Bft 9. T_1 erzeugte eine kräftige, in die Nordsee wandernde Fernwelle, deren dortige Ausbreitung durch die nachfolgenden Tiefs begünstigt wurde.

Die Küste, 42 (1985), 1-318

T_2 mit 950 mbar Kerndruck (Abb. 3a) entwickelte sich am 20. 1. bei Island und zog bis zum 21. 1. über die Faröer zum Skagerrak (Abb. 3c) auf südlicherer Bahn als T_1. Es verstärkte den mit T_1 vorausgegangenen Nordweststurm in der Nordsee auf Bft 10 in der Nacht vom 20. zum 21. 1.

T_3, zwischen Grönland und Island entstanden, wanderte ähnlich wie T_2 (Abb. 3c, 3d) und brachte weiterhin Nordweststurm, der in der Nacht vom 21. zum 22. 1. in der Nordsee Bft 9 erreichte.

5. Ergebnisse

Unter dem Kern von T_1 steigt der Wasserspiegel um 40 cm an (Abb. 4), während in der weiteren Umgebung eine Tendenz zur Absenkung besteht, östlich des Golfs von Biscaya sogar eine auf -30 cm. Diese geht auf die nahezu stationäre Antizyklone zurück, welche sich dort während des gesamten Vorhersageintervalls mit einem Kerndruck von 1030 bis 1035 mbar hält. Da dem Anfangsfeld ein horizontal gemittelter Luftdruck von 1002,8 mbar zugeordnet wurde, entspricht das Residuum ζ von $-32 \leq \zeta \leq -27$ cm unter dieser Antizyklone weitgehend dem inversen Wasserstand.

Der Bewegung von T_1 und dem weiter südlich nachziehenden Tief T_2 folgend, breitet sich die anfängliche „surge" unter T_1 ostwärts aus (Abb. 5) und bedeckt am Nachmittag des 20. 1. die gesamte Norwegische See und die Nordsee (Abb. 6 u. 7).

Im Faröer-Shetland-Bereich entwickelt sich ein deutlicher Transport in Richtung auf den Nordsee-Eingang. Es ist der Beginn eines Fernwelleneffekts in der Nordsee, der am 20. 1. (Abb. 5 u. 6) intensiver wird. Zur gleichen Zeit findet man eine recht kräftige südwärtige

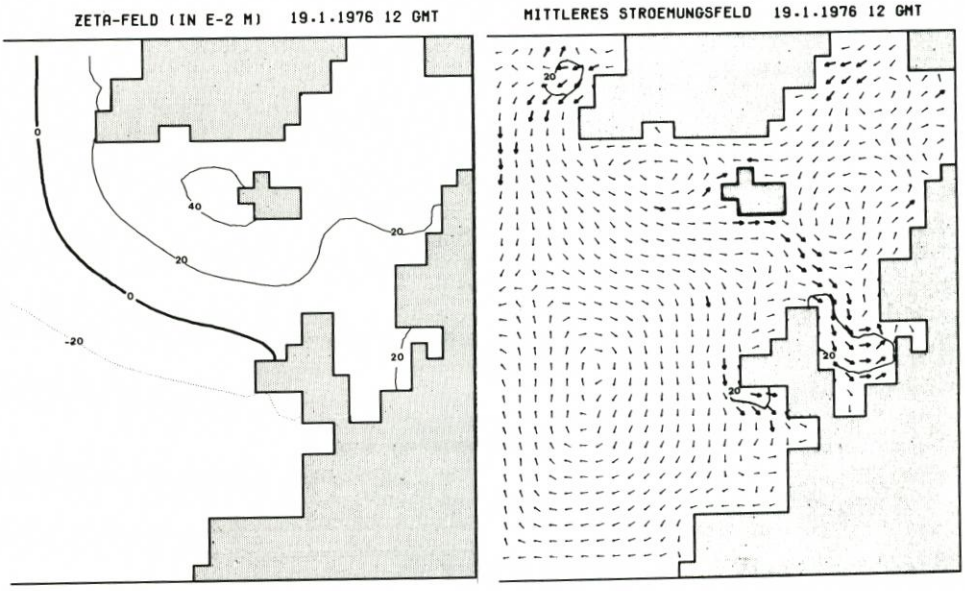


Abb. 4–9. Berechnete Residualwasserstände ζ und vertikal gemittelte Geschwindigkeiten $\mathbf{v}$ im Meer, dargestellt durch Isotachen und
kräftige Pfeile mit $|v| \geq 100$ mm/s,
mittlere Pfeile mit $100 > |v| \geq 10$ mm/s,
dünne Pfeile mit $|v| < 10$ mm/s.
Die Ziffern an den Isotachen geben $|v|$ in mm/s an.

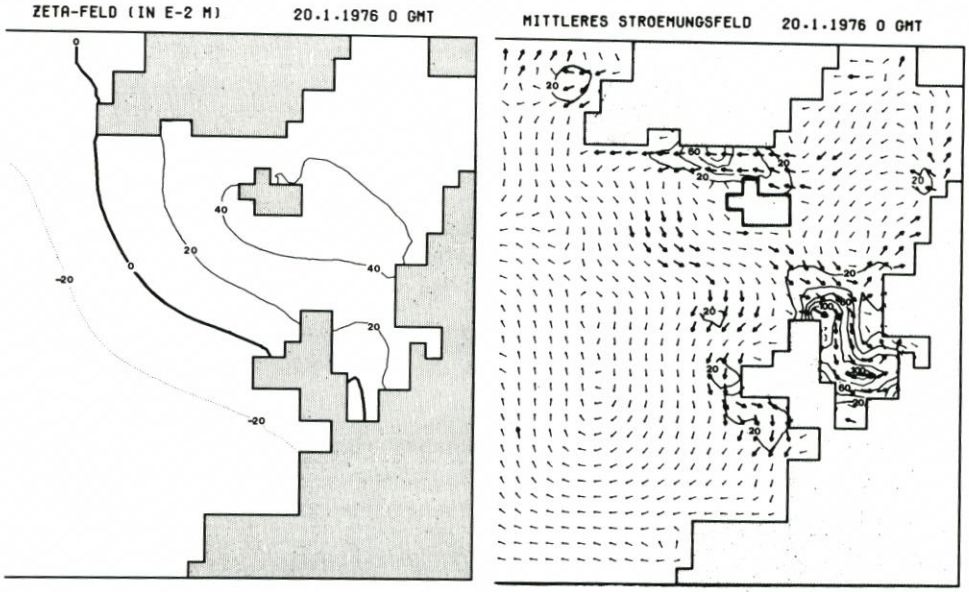


Abb. 5

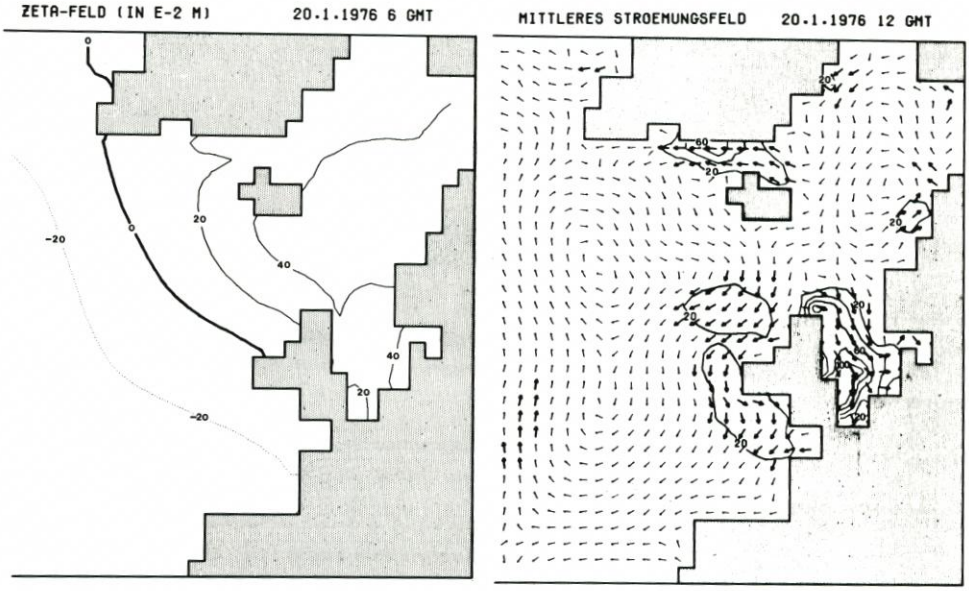


Abb. 6

Strömung in der Dänemarkstraße, außerdem Strömungen mit Südkomponente weit südwestlich von Island und westlich der Britischen Inseln, welche zwar zum 21. 1. 6^h schwächer werden, aber unter Einwirkung des Tiefs T_3 bis zum Abend wieder zunehmen.

Da die internen Effekte von Luftdruck und Windschub in der Nordsee simultan mit der Ausbreitung der Fernwelle berechnet wurden, muß – entsprechend der Windschubrichtung (Abb. 3b u. 3c) – die Wasserstandsanhebung an der britischen Ostküste (Abb. 4 u. 5) vornehmlich ein Fernwelleneffekt sein. Der zugehörige Wassertransport findet überwiegend

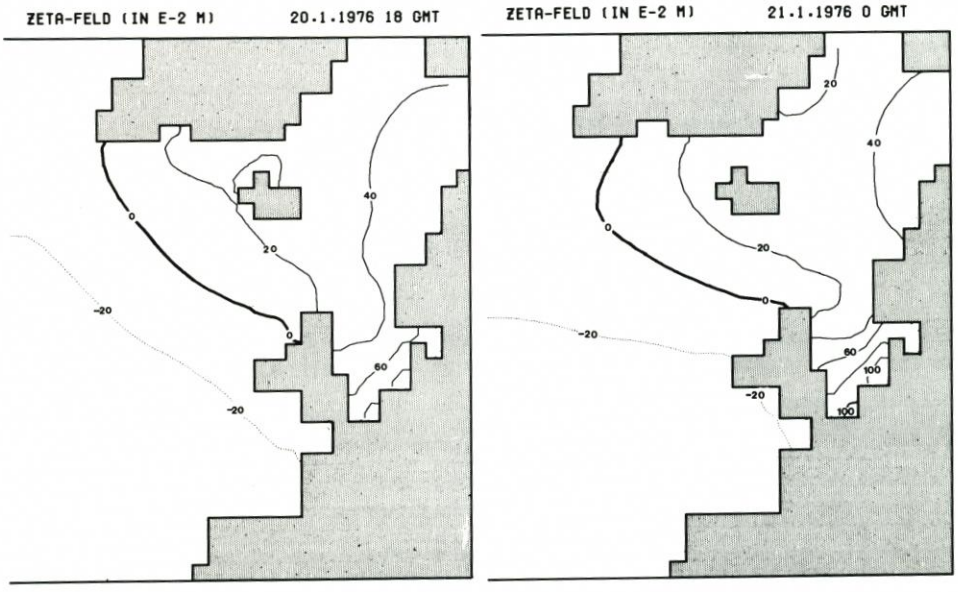


Abb. 7

im Vorfeld der schottischen und englischen Küste statt (Abb. 4 u. 5); das entspricht bisherigen Beobachtungen und früheren Modellrechnungen (SCHMITZ, 1965a; TIMMERMAN, 1977) zur Fernwellenausbreitung in der Nordsee mit adäquaten engeren Gitternetzen.

Trotz seines für die Nordsee zu groben Gitters liefert das Modell in den Hoofden, in der Deutschen Bucht und an der jütländischen Küste eine deutliche interne Wasserstandsanhebung von über 1 m (Abb. 7 u. 8), welche aufgrund der Windschubwirkung vom Tief T_2 (Abb. 3c) auf die flachen Küstengewässer, unterstützt durch den vorausgegangenen Zustrom

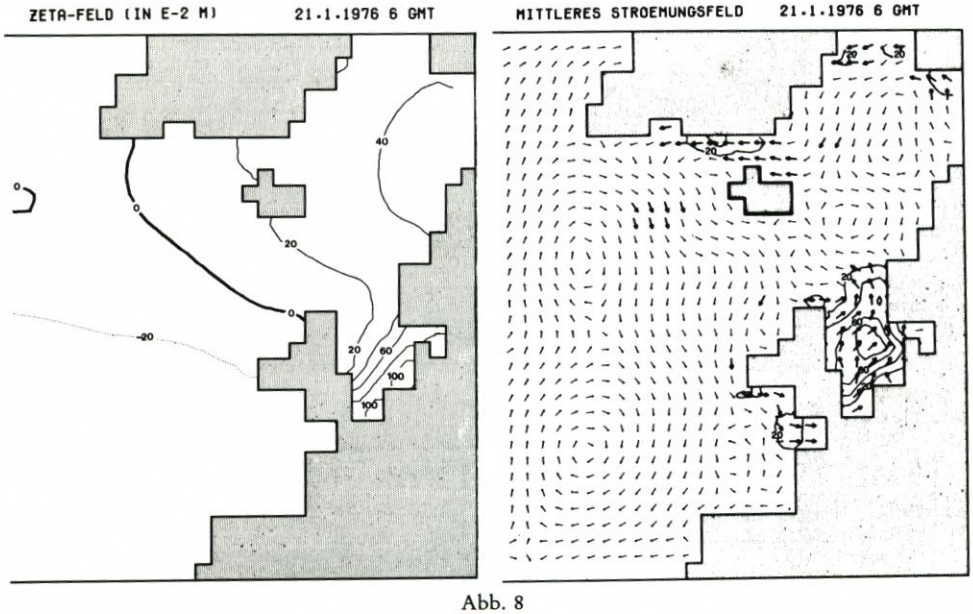


Abb. 8

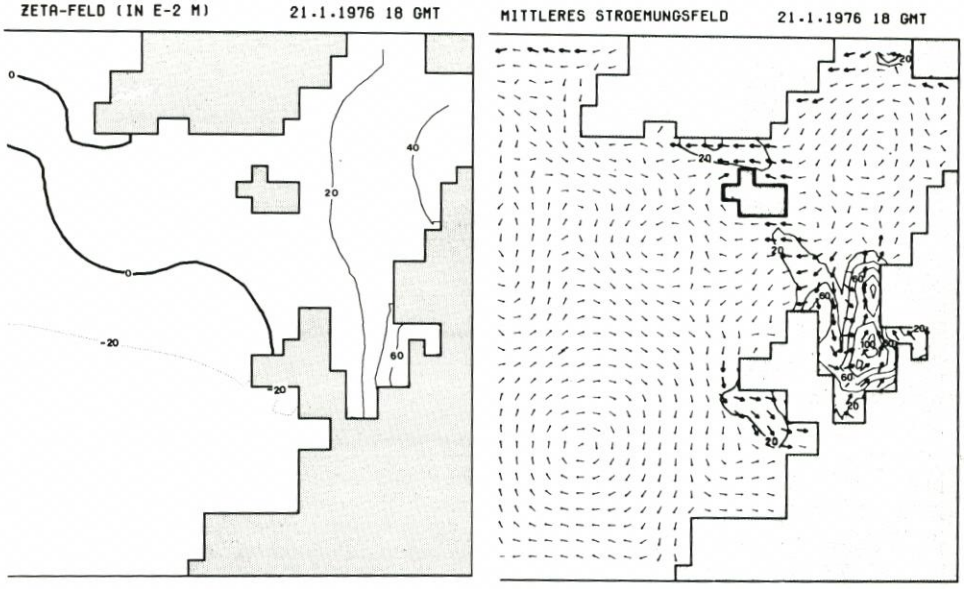


Abb. 9

von Wassermasse aus Nordwesten (Abb. 5 u. 6), erklärbar ist. Fast gleichzeitig – in den Morgenstunden des 21. 1. – weisen die Strömungen zwischen Schottland und Norwegen eine überwiegend nordwärtige Komponente auf. Diese für ein Nordsee-Sturmflut-Vorhersagemodell bedeutungsvolle Ausstromtendenz wird zeitweilig wieder umgekehrt am Abend des 21. 1. infolge des Vorüberzugs von T_3 (Abb. 9 u. 3d), welcher im Modell einen Windstaueffekt in den Hoofden und in der Deutschen Bucht bis zu 70 cm am Morgen des 22. 1. verursacht; das entspricht dem letzten Sturmflutereignis in dieser Serie (KRUHL, 1976).

Zur Modellkontrolle müßten Beobachtungen vom Nordsee-Eingang verfügbar sein. Man ist jedoch auf Wasserstandsvergleiche mit Küstenpegeln angewiesen wie dem in Abb. 10, der den realistischen Gang der Wasserbilanz in der Deutschen Bucht andeutet.

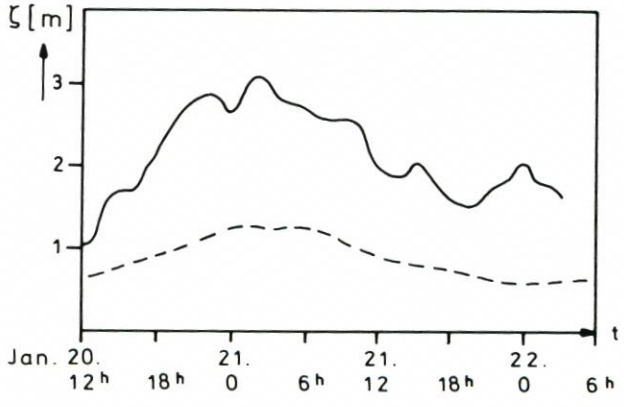


Abb. 10. Wasserstand (gestrichelt) im Modell bei x = 41, y = 22,5 in Abb. 1 (Helgoland) und Residuum vom Pegel Cuxhaven (ausgezogen)

Die Küste, 42 (1985), 1-318

6. Schriftenverzeichnis

Amorocho, J. u. De Vries, J. J.: A new evaluation of the wind stress coefficient. J. Geophys. Res., 85, 1980.

Davies, A. M.: Application of numerical models to the computation of the wind-induced circulation of the North Sea during JONSDAP '76. „Meteor"-Forsch.-Ergebnisse. Ser. A., No. 22, Berlin-Stuttgart, 1980.

Davies, A. M.: Three-Dimensional Modelling of Surges. In: Floods due to High Winds and Tides (Ed. D. H. Peregrine), London–New York, 1981.

Davies, A. M. u. Flather, R. A.: Computation of the storm surge of 1–6 April 1973, using numerical models of the North West European Continental Shelf and the North Sea. DHZ, 30, 1977.

Dolata, L. u. Engel, M.: Sturmflutvorhersagen mit mathematisch-physikalischen Modellen. Die Küste, 34, 1979.

Duun-Christensen, J. T.: The representation of the surface pressure field in a two-dimensional hydrodynamic numeric model for the North Sea, the Skagerrak and the Kattegat. DHZ, 28, 1975.

Flather, R. A.: Practical surge prediction using numerical models. Floods due to High Winds and Tides (Ed. D. H. Peregrine), London-New York, 1981.

Hansen, W.: Theorie zur Errechnung des Wasserstandes und der Strömungen in Randmeeren nebst Anwendungen. Tellus, 8, 1956.

Hantel, M.: Ein lineares zeitabhängiges Einschichtenmodell der windgetriebenen Meeresströmungen für den äquatorialen Indischen Ozean. Dissertation, Univ. Bonn, 1968.

Hantel, M.: A numerical investigation of the linear primitive equations applied to the wind-driven circulation of the northwestern Indian Ocean between 16° N–16° S. Ann. Meteorol. N. F. Nr. 4, 1969.

Heaps, N. S.: Development of storm-surge models at Bidston. Rpt. No. 53, Institute of Oceanographic Sciences, Bidston Observatory, Birkenhead, U.K., 1977.

Hidaka, K. u. Tsuchiya, M.: On the Antarctic Circumpolar Current. J. Mar. Res., 12, 1953.

Hollmann, G.: Transformation der Grundgleichungen der dynamischen Meteorologie in Koordinaten der stereographischen Projektion zum Zwecke der numerischen Vorhersage. Betr. Physik Atm., 31, 1959.

Kruhl, H.: Die Sturmflutwetterlagen im Januar 1976. Die Küste, 30, 1976.

Martinsen, E. A., Gjevik, B. u. Röed, L. P.: A numerical model for long barotropic waves and storm surges along the western coast of Norway. J. Physical Oceanogr., 9, 1979.

Rühland, D. u. Schmitz, H. P.: Vorausberechnung winderzeugter Wasserspiegellagen in der Nordsee im Anschluß an die numerische Wettervorhersage. Beitr. Physik. Atm., 46, 1973.

Schmitz, H. P.: Modellrechnungen zu winderzeugten Bewegungen in einem Meer mit Sprungschicht. DHZ, 17, 1964.

Schmitz, H. P.: Modellrechnungen zur deep-water-surge-Entwicklung – das external surge Problem. DHZ, 18, 1965a.

Schmitz, H. P.: Ein Differenzengleichungssystem zur Ermittlung instationärer Bewegungen in einem Meer mit geringer Turbulenzreibung. DHZ, 18, 1965b.

Schmitz, H. P.: Eine numerische Approximation der monsunerzeugten Zirkulationen im Arabischen Meer. DHZ, 20, 1967.

Schmitz, H. P.: Vorhersageverfahren und ihre Probleme. Promet, 8, H. 4, 1978.

Schmitz, H. P.: The combined effect of bottom topography, wind stress, and air pressure gradient on the generation of internal and external surges. Beitr. Physik Atm., 53, 1980.

Schmitz, H. P.: Numerical forecast of storm surges in the North Sea following the numerical weather prediction. Proc. Sympos. on Current Problems of Weather Prediction, Vienna, June 23–26, 1981; Aust. Met. Soc., Central Inst. Met. Geodyn., Am. Met. Soc., Publ. No. 253 der Zentralanst. Met. Geodyn. Wien, 1982.

Schmitz, H. P.: A three dimensional Prandtl layer conception for air currents over moving rough water surfaces. DHZ, 36, 1983.

Smith, S. D.: Comment on „A new evaluation of the wind stress coefficient over water surfaces". Journ. Geophys. Res., 86, No. C 5, 4307, 1981.

Timmerman, H.: On the importance of atmospheric pressure gradients for the generation of external surges in the North Sea. DHZ, 28, 1975.

TIMMERMAN, H.: Meteorological effects on tidal heights in the North Sea. Mededelingen en Verhandelingen, No. 99, Koninkljk Nederlands Met. Inst., De Bilt, 1977.

VASTANO, A. C. u. Reid, R. O.: Tsunami response for islands: Verification of a numerical procedure. J. Marine Res., 25, Nr. 2, 1967.

WU, J.: Wind-stress coefficients over sea surface near neutral conditions – a revisit. J. Physical Oceanogr., 10, 1980.