

Die Küste, 58 (1996), 1-261

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-2012-00000000

Heft 58 · Jahr 1996

Herausgeber: Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen

Die Küste

Archiv für Forschung und Technik an der Nord- und Ostsee

Archive for
Research and Technology on the North Sea and Baltic Coast

Heft 58 · Jahr 1996

Herausgeber: Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen

Druck- und Kommissionsverlag:
Westholsteinische Verlagsanstalt Boyens & Co. Heide i. Holst.

ISSN 0452-7739
ISBN 3-8042-0796-0

Anschriften der Verfasser dieses Heftes:

BERGEMANN, MICHAEL, Ing.-grad., Neßdeich 120-121; 21129 Hamburg; BÜSCHING, FRITZ, Prof. Dr.-Ing., Diesselhorststraße 1, 38116 Braunschweig; BLÖCKER, GERD, Dipl.-Chem., GKSS, Max-Planck-Straße, 21502 Geesthacht; COLDEWEY, HANS-GERD, Dipl.-Ing., Gartenweg 12, 26524 Hage; EICHWEBER, GÜNTHER, Dr.-Ing., Schröderstr. 6, 24226 Heikendorf; ERCHINGER, HEIE F., Dipl.-Ing., Heinrich-Heine-Str. 23, 26506 Norden; GÖNNERT, GABRIELE, Dr., Dalmannstr. 3, 20457 Hamburg; HARMS, HEINZ, Dr., Ohnhorststr. 18, 22609 Hamburg; HOFSTEDE, JACOBUS L. A., Dr. rer.nat., Peter-Hansen-Str. 68, 24148 Kiel; KERNER, MARTIN, Dr., Zeiseweg 9, 22765 Hamburg; LANGE, DIETRICH, Dr. rer.nat., Am Alten Vorhafen 1, 27568 Bremerhaven; LASSEN, HORST, Dipl.-Ing., Alte Rabenstr. 30, 20148 Hamburg; MEYER, CORNELIUS, Dr., Schwanenpfad 11, 26506 Norden; MEYER-NEHLS, REGINA, Dr., SB 624, Dalmannstr. 1-3, 20457 Hamburg; PETERSEN, WILHELM, Dr., GKSS, Max-Planck-Straße, 21502 Geesthacht; PROBST, BERND, Dipl.-Ing., Düsternbrooker Weg 104, 24105 Kiel; SCHIRMACHER, RÜDIGER, Dahlacker 8, 25866 Mildstedt, SCHRÖDER, FRIEDHELM, Dr., GKSS, Max-Planck-Straße, 21502 Geesthacht; SIEFERT, WINFRIED, Prof. Dr.-Ing., Haydnstr. 25, 27474 Cuxhaven; SPERANSKI, NIKOLAI, Dr., Krasicova Str. 23, Moskau 117218, Russia

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, Geschäftsstelle, Hindenburgufer 247, 24106 Kiel.

Vorsitzender des Kuratoriums: Ministerialrat PROBST, Düsternbrooker Weg 104, 24105 Kiel

Geschäftsführer: Dr.-Ing. V. BARTHEL, Hindenburgufer 247, 24106 Kiel

Schriftleitung „Die Küste“: Dr.-Ing. V. Barthel, Hindenburgufer 247, 24106 Kiel

mit: Dr. Th. BORCHARDT, Landesamt für den Nationalpark Schleswig-Holsteinisches Wattenmeer, Tönning

Dr. K. FIGGE, Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie, Hamburg

Prof. Dr.-Ing. W. SIEFERT, Amt für Strom- und Hafenbau, Hamburg

Inhaltsverzeichnis

HEIE F. ERCHINGER, HANS-GERD COLDEWEY UND CORNELIUS MEYER Interdisziplinäre Erforschung des Deichvorlandes im Forschungsvorhaben „Erosionsfestigkeit von Hellern“	1
BERND PROBST Deichvorlandbewirtschaftung im Wandel der Zeit	47
JACOBUS L. A. HOFSTEDE UND RÜDIGER SCHIRMACHER Vorlandmanagement in Schleswig-Holstein	61
GABRIELE GÖNNERT Auswirkungen des Eidersperrwerkes auf die Morphodynamik des Eiderästuars ..	75
HORST LASSEN UND WINFRIED SIEFERT Tideablauf und Meeresspiegel im Bereich der südöstlichen Nordsee-Amphi- dromien	109
FRITZ BÜSCHING UND NIKOLAI SPERANSKI Dispersionseffekte bei Schwerewellen im Flachwasser	161
GÜNTHER EICHWEBER UND DIETRICH LANGE Über die Bedeutung der Reflexion von Obertiden für die Unterhaltungsaufwen- dungen in der Tiedeelbe	179
MICHAEL BERGEMANN, GERD BLÖCKER, HEINZ HARMS, MARTIN KERNER, REGINA MEYER-NEHLS, WILHELM PETERSEN UND FRIEDHELM SCHROEDER Der Sauerstoffhaushalt der Tiedeelbe	199

Interdisziplinäre Erforschung des Deichvorlandes im Forschungsvorhaben „Erosionsfestigkeit von Hellern“

Von HEIE F. ERCHINGER, HANS-GERD COLDEWEY und CORNELIUS MEYER

Zusammenfassung

Die große Bedeutung des Deichvorlandes (ostfriesisch: Heller) für den Küstenschutz, zunehmende Abbrüche sowie die angestrebte Aufgabe seiner Bewirtschaftung und Pflege im „Nationalpark Niedersächsisches Wattenmeer“ waren Anlaß für die Durchführung des interdisziplinären, durch den BMFT geförderten KFKI-Forschungsvorhabens „Erosionsfestigkeit von Hellern“. In mehreren Teilprojekten haben Küsteningenieure, Bodenkundler und Botaniker von 1989 bis 1994 umfangreiche Untersuchungen durchgeführt und für Handlungsempfehlungen wichtige Ergebnisse ermittelt.

Der zunehmende Hellerabbruch konnte als Folgeerscheinung häufigerer Sturmfluten und höherer Tidehochwasserstände erklärt werden. Für unterschiedlich hohe Lahnungen konnten die erzielte Seegangsdämpfung, die sich einstellende Auflandung und die Verringerung des Kanntenabbruchs quantifiziert werden. In einem Seewasserversuchskanal wurden die Auswirkungen einer langfristigen Strömungsbelastung auf die Helleroberfläche und die Wirkung des Seegangs auf die Hellerkante ergründet.

Auf verschiedenen Hellerflächen mit unterschiedlichem Bodenaufbau konnte der Einfluß von Begrüppung und unterschiedlich intensiver Beweidung auf die Sedimentationsraten und deren Kornzusammensetzung, auf Durchlüftung und Aggregatstabilität des Bodens, auf Entwicklung des Wurzelsystems sowie die Verteilung der unterirdischen Biomasse und damit auf den Bodenwiderstand festgestellt werden. Des weiteren wurde auch die Zunahme der Treibselmenge, die sich bei zurückgehender Hellernutzung einstellt, ermittelt.

Die Ergebnisse zeigen, daß einerseits den Managementwünschen des Naturschutzes bei breiten Hellern weit entgegen gekommen werden kann, daß aber andererseits die Entwässerung des Deiches und des deichnahen Vorlandstreifens durch Begrüppung und Pflege-Nutzung sowie die Sicherung der Hellerkante im Interesse des Küstenschutzes nicht behindert werden dürfen.

Summary

The multi-disciplinary KFKI-research project „Erosion resistance of marsh lands“ was funded by the German Ministry for Research and Technology. Basis of the project is the growing importance of the marshy dike foreshore (Heller) for coastal protection and the increasing erosion in this area provided the necessary challenge for coastal zone management in the lower Saxony Wadden Sea National Park and triggered the investigation. Coastal engineers, geologists and biologists carried out extensive investigations between 1989 and 1994. The results led to important recommendation for management.

Increasing erosion of the marsh land has been attributed to the rising frequency of storm tides and high water levels. The effect of reclamation dike elevation on wave energy dissipation, the resulting sedimentation and reduction of erosion was quantified. The long-term current load on a marshy surface and the effect of waves on the marsh land edge was investigated in a sea water experimental flume.

For marsh land surfaces with various soil structures the effect of drainage ditches and different types of live stock utilization on sedimentation rates and its grain distribution, on aeration and soil stability, on root development, the sub-soil biomass and, subsequently, on soil resistance was defined. Moreover, the increase of flotsam volume with decreasing utilization of marsh land was determined.

Results show, that the conservation and protection aspect in coastal zone management could be observed for wide marsh foreshores. On the other hand, neither drainage of the dike and its immediate foreshore through ditches nor maintenance/utilization and the protection of the marsh land edge must be neglected for reasons of coastal protection.

I n h a l t

1. Einleitung und Problemstellung	2
2. Gliederung des Forschungsvorhabens	4
2.1 KFKI-Projektgruppe	4
2.2 Teilprojekt „Koordination und Logistik, Naturmessungen, hydrologische und morphologische Untersuchungen“	4
2.3 Teilprojekt „Bodenkundliche und bodenphysikalische Untersuchungen“	5
2.4 Teilprojekt „Botanische Untersuchungen“	5
2.5 Teilprojekt „Modellversuche im Seewasserversuchskanal“	5
3. Die Untersuchungsgebiete	5
3.1 „Versuchsfelder Leybucht“	6
3.2 Buscherheller	10
3.3 Neßmerheller	11
4. Tidehochwasserstände, Sturmfluten und Überflutungshäufigkeiten	11
5. Sedimentation auf Hellern und Lahnungsfeldern	14
5.1 Sedimentation auf Hellern am Beispiel der „Versuchsfelder Leybucht“	14
5.2 Auflandung auf Lahnungsfeldern bei Lahnungen unterschiedlicher Höhe	17
6. Belastung und Abbruch von Hellerkanten	19
6.1 Strömungsmessungen	19
6.2 Seegangsmessungen	21
6.3 Abbruch der Hellerkanten	22
7. Bodenkundliche und bodenphysikalische Untersuchungen	24
7.1 Einflüsse von Geländehöhe, Begrüppung, Beweidung und Bodenart auf die Entwicklung der Hellerböden	24
7.2 Bodenphysikalische Parameter	27
8. Botanische Untersuchungen	30
8.1 Pflanzensoziologische Aspekte	30
8.2 Unterirdische Biomasse und ihre Abhängigkeit von der Beweidung der Heller	32
8.3 Einfluß der unterirdischen Biomasse auf den Bodenwiderstand der Heller	32
8.4 Treibsel	36
9. Untersuchungen im Seewasserversuchskanal	36
9.1 Strömungsbelastung	36
9.2 Wellenbelastung	39
10. Folgerungen für Handlungsempfehlungen	40
11. Verzeichnis der Berichte und Veröffentlichungen	42
11.1 Schlußberichte	42
11.2 Weitere Berichte und Veröffentlichungen	42
11.3 Schriftenverzeichnis (Auswahl)	43

1. Einleitung und Problemstellung

Die zwischen der MThw-Linie und dem Deich- bzw. Dünenfuß auf Teilen der Inselrückseiten gelegenen oder den Deichen an der Festlandküste vorgelagerten Salzwiesen werden in Ostfriesland als „Heller“ bezeichnet. Sie sind für viele Tier- und Pflanzenarten als einmaliger Lebensraum von großer ökologischer Bedeutung und stellen damit einzigartige und besonders schützenswerte Biotope dar. Darüber hinaus haben die Heller seit jeher eine große Bedeutung für den Küstenschutz und somit für die Sicherheit des Landes. Im Übergangsbereich vom Meer zum Land wird auf diesem – vielfach künstlich geschaffenen – Kulturland

durch flächenhafte Brandung bereits ein Teil der Seegangsenergie umgewandelt und somit die hydrodynamische Deichbelastung durch Wellenangriff beträchtlich reduziert. Die Gefahr des Wellenüberlaufs und der Deichzerstörung bei Sturmfluten wird somit erheblich herabgesetzt. Darüber hinaus ist das Deichvorland hinsichtlich erforderlicher Materialentnahmen oftmals unverzichtbar für die Deichunterhaltung, insbesondere für die Beseitigung von Sturmflutschäden.

Für den Erhalt einer festen Helleroberfläche mit einer kurzen, geschlossenen Grasnarbe hielt man bisher eine Beweidung für am besten geeignet. Allerdings ist im Interesse des Naturschutzes die Nutzung der Heller im letzten Jahrzehnt hinsichtlich des Flächenanspruchs und der Nutzungsintensität beträchtlich reduziert worden. Die im „Nationalpark Niedersächsisches Wattenmeer“ angestrebte völlig natürliche Entwicklung der Salzwiesen mit Aufgabe jeglicher Bewirtschaftung und Begrüppung führt zwangsläufig zu Konflikten zwischen Küsten- und Naturschutz. Die neuen Forderungen lassen die Frage aufkommen, ob Änderungen der Pflege und Bewirtschaftung in Hinblick auf die Erhaltung und die Entwicklung der Heller grundsätzlich vertretbar ist.

Zusätzliche Brisanz erhielt diese Thematik durch die Tatsache, daß seit Mitte der 80er Jahre an vielen Stellen ein verstärkter Hellerabbruch festgestellt wurde. Dies betrifft vor allem die Hellerkante des Buscherhellers in der Leybucht, die nach jahrzehntelanger Stabilität plötzlich abzubrechen begann, sowie den Neßmerheller, der vor allem im Westteil außerordentlich starken Abbrüchen unterlag.

Um die Zusammenhänge zu erforschen und die komplexen Fragestellungen zu klären, die sich aus einer Änderung der Bewirtschaftung von Vorlandflächen und den damit verbundenen Konsequenzen ergeben, wurde 1988 das interdisziplinäre Forschungsvorhaben „Erosionsfestigkeit von Hellern“ eingerichtet. Konkrete Ziele dieses umfangreichen Forschungsprojektes sollten sein, die Belastung der Hellerkante und -oberfläche zu ermitteln, Abbruch- und Sedimentationsvorgänge zu erfassen, die Wirksamkeit von Sicherheitsmaßnahmen zu bewerten sowie die Wirkung von Begrüppung und Beweidung auf die Boden- und Pflanzenentwicklung zu klären und deren Einfluß auf die Erosionsfestigkeit von Hellern zu ergründen. Die natürlichen und anthropogenen Einflußfaktoren, die die Festigkeit der Salzwiesen beeinflussen, sollten dabei im wesentlichen auf der Basis von Vor-Ort-Messungen auf repräsentativen Salzwiesenflächen, aber auch unter kontrollierten Bedingungen im Strömungs- und Wellenkanal ermittelt werden. Damit sollten schließlich grundlegende Beurteilungs- und Entscheidungskriterien gewonnen werden, die künftig als Grundlage für Empfehlungen für die Sicherung und Pflege sowie das Management des Deichvorlandes – vor allem im Interesse des Küstenschutzes – unter Beachtung der ökologischen Faktoren verwendet werden.

Die Finanzierung dieses Projektes des Kuratoriums für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI), an dem u.a. Küsteningenieure, Bodenkundler und Botaniker beteiligt waren, durch den Bundesminister für Forschung und Technologie (BMFT) hat es ermöglicht, das Forschungsvorhaben „Erosionsfestigkeit von Hellern“ durchzuführen. Dafür sei den befürwortenden und bewilligenden Personen und Stellen gedankt.

Diese Veröffentlichung wurde auf Grundlage des Verbundberichtes und der Schlußberichte der einzelnen Teilprojekte erstellt. Es versteht sich von selbst, daß in einem solchen Artikel nicht sämtliche Aspekte und Ergebnisse eines derartig umfangreichen und breit angelegten Projekts wiedergegeben und diskutiert werden können. Für weitergehende Informationen und eine intensivere Auseinandersetzung mit den Ergebnissen des Projekts stehen u.a. auch die Berichte der Teilprojekte und der auf deren Grundlage angefertigte Verbundbericht zur Verfügung (siehe Abschnitt 11). Diese liegen dem BMFT, dem KFKI und der Technischen Bibliothek Hannover vor.

2. Gliederung des Forschungsvorhabens

2.1 KFKI-Projektgruppe

Für das Forschungsvorhaben hat das Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI) eine interdisziplinäre Projektgruppe berufen. Diese setzte sich wie folgt zusammen:

- Dipl.-Ing. H. F. ERCHINGER LBD (Obmann), Norden;
- Prof. Dr.-Ing. A. FÜHRBÖTER †, Braunschweig;
- Prof. Dr. H. GEBHARDT, Oldenburg;
- Dipl.-Ing. V. PETERSEN ORBR, Husum, später Kiel;
- Dipl.-Ing. G. RAGUTZKI, Norderney, und
- Prof. Dr. D. J. VON WILLERT, Münster.

Aufgrund der komplexen Thematik und der unterschiedlichen Untersuchungsschwerpunkte empfahl sich die Bildung folgender Teilprojekte:

- Koordination des Projektes sowie Logistik, hydrologische und morphologische Untersuchungen durch das Staatliche Amt für Insel- und Küstenschutz, Norden (StAIK) mit LBD Dipl.-Ing. H. F. ERCHINGER (Obmann), Dipl.-Ing. H.-G. COLDEWEY, Dipl.-Ing. F. SCHMIDT (bis 12/91) und Dr. C. MEYER (ab 3/92).
- Bodenkundliche Untersuchungen am Fachbereich Biologie der Universität Oldenburg mit Prof. Dr. H. GEBHARDT (Obmann) und Dr. U. FRANK.
- Bodenphysikalische Untersuchungen am Niedersächsischen Landesamt für Ökologie, Forschungsstelle Küste, Norderney, mit Dipl.-Ing. G. RAGUTZKI und Dipl.-Geol. O. OTTEN (bis 1990).
- Botanische Untersuchungen am Institut für Angewandte Botanik der Westfälischen Wilhelms Universität Münster mit Prof. Dr. D. J. VON WILLERT (Obmann), Dr. F. A. AUSTENFELD und Dr. W. STEINKE.
- Modelluntersuchungen im Seewasserversuchskanal (Hydromechanik und Hydraulik) durch das Leichtweiß-Institut der TU Braunschweig mit Prof. Dr.-Ing. A. FÜHRBÖTER, Dr.-Ing. H.-H. DETTE, Dr.-Ing. H. MANZENRIEDER, Dr.-Ing. M. SCHULZE (ab 9/90), Dr.-Ing. H. H. WITTE (bis Ende 89) und Dipl.-Ing. U. KOTZBAUER (bis 12/91).

2.2 Teilprojekt „Koordination und Logistik, Naturmessungen, hydrologische und morphologische Untersuchungen“

Neben der Koordination der Teilprojekte und der Bereitstellung der Infrastruktur wurden morphologische Untersuchungen durchgeführt und hydrologische Daten erfaßt. Schwerpunkte lagen u. a. auf der Messung von Wasserständen, des Seeganges, von Strömungsgeschwindigkeiten sowie der Erfassung von Veränderungen der Hellerkanten und -oberflächen und der Sedimentation auf den Hellerflächen.

Ziele dieser Messungen waren u. a.,

- die hydrodynamische Belastung der Hellerkante und -oberfläche vor Ort zu erfassen,
- die Zusammenhänge zwischen Watthöhe, Abbruchrate, Seegangsbelastung und Schutzwirkung von Lahnungen verschiedener Höhe zu ergründen und
- die Auflandungsvorgänge in Lahnungsfeldern zu untersuchen.

2.3 Teilprojekt „Bodenkundliche und bodenphysikalische Untersuchungen“

Aufgabe dieses Teilprojektes war es, die vorkommenden Böden zu beschreiben sowie deren Entwicklungsstand und Erodierbarkeit zu begutachten. Hierzu wurden an einem breiten Spektrum von Böden unterschiedlicher Entwicklungsstufe eine Vielzahl von bodenmorphologischen sowie bodenchemischen und -physikalischen Untersuchungen durchgeführt. Dabei wurden auch die Auswirkungen der Hellerbewirtschaftung durch Beweidung und Begrüpfung auf die Prozesse der Bodenentwicklung erfaßt.

2.4 Teilprojekt „Botanische Untersuchungen“

Das Institut für Angewandte Botanik ging der Frage nach, wie sich die Pflanzen und insbesondere ihre unterirdische Biomasse (Wurzeln, Rhizome) in unterschiedlichen Böden in Abhängigkeit von Nutzung und Begrüpfung im Jahresverlauf entwickeln und inwieweit die Vegetation, einschließlich der unterirdischen Biomasse, zur Festigkeit der Salzwiesen beiträgt. Ergänzende Messungen des Wassergehaltes und des Bodenwiderstandes dienten der näheren Charakterisierung der Stabilität des Bodenkörpers. Auch die Zusammensetzung des Treibselns am Deich und auf dem Heller wurde untersucht.

2.5 Teilprojekt „Modellversuche im Seewasserversuchskanal“

Die Festigkeit von Hellerflächen wurde in physikalischen Ausschnittsmodellen im Maßstab 1:1 untersucht. Diese Untersuchungsmethode sollte eine möglichst naturgetreue Dauerbelastung eines überfluteten Hellers ermöglichen und ferner die Druckschlagbelastung einer Hellerkante durch Seegang simulieren können. Damit bei einer Dauerbelastung eines eingetauchten Hellerbodenkörpers keine erheblichen Veränderungen der Pflanzen und des Bodens etwa durch osmotische Vorgänge und dergleichen eintreten konnten, wurden diese Versuche mit Seewasser durchgeführt. Die Versuchsanlage wurde im Bereich des Speicherbeckens für die Außentiefspülung in Neßmersiel errichtet. Das Ziel dieser Untersuchungen bestand in der Beschreibung und Quantifizierung der Abläufe und Einflußgrößen, die für die Festigkeit derartiger Böden von Bedeutung sind. Ausgehend von der direkten Beobachtung erfolgten vertiefte Analysen der höherdynamischen Prozesse durch den Einsatz spezifischer, teilweise neu entwickelter Meßverfahren.

3. Die Untersuchungsgebiete

Die trittfesten Hellerflächen an der ostfriesischen Küste werden – mit Ausnahme von Teilflächen im Dollart – ausschließlich als Jungviehweide genutzt. Die Auswirkungen einer Extensivierung oder gar Einstellung der Weidenutzung konnten daher in diesem Küstenraum untersucht werden (Abb. 1). Die eingangs erwähnten starken Hellerabbrüche seit Mitte der 80er Jahre waren am Buscherheller in der Leybucht und am Neßmerheller beobachtet worden. Auch aus diesen Gründen bot es sich an, die Vor-Ort-Untersuchungen und Naturmessungen auf diesen Hellern beiderseits der Stadt Norden durchzuführen (Abb. 2).

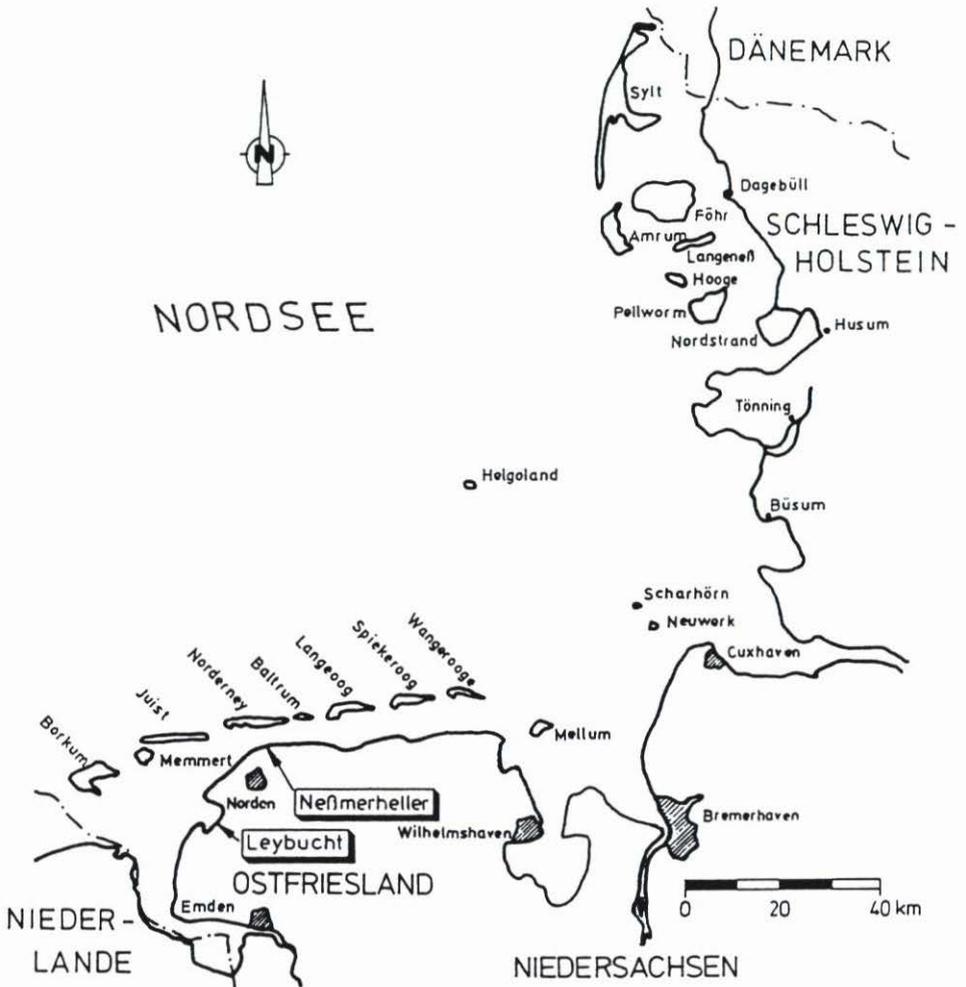


Abb. 1: Übersichtskarte mit den Untersuchungsgebieten „Leybucht“ und „Neßmerheller“ an der ostfriesischen Küste

Drei verschiedene Hellerflächen wurden als Untersuchungsgebiete ausgewählt. Dies waren:

- die „Versuchsfelder Leybucht“ (Abb. 3 u. 4), eine etwa 30 ha große Hellerfläche in der östlichen Leybucht,
- der Buscherheller in der nördlichen Leybucht (Abb. 5) sowie
- der Neßmerheller an der Nordküste Ostfrieslands (Abb. 6) hinter dem Rückseitenwatt der Insel Norderney.

3.1 „Versuchsfelder Leybucht“

Lage: Die „Versuchsfelder Leybucht“ liegen im östlichen Teil der Leybucht, einer offenen Wattenmeerbucht an der oberen Osterems (Abb. 3 u. 4).

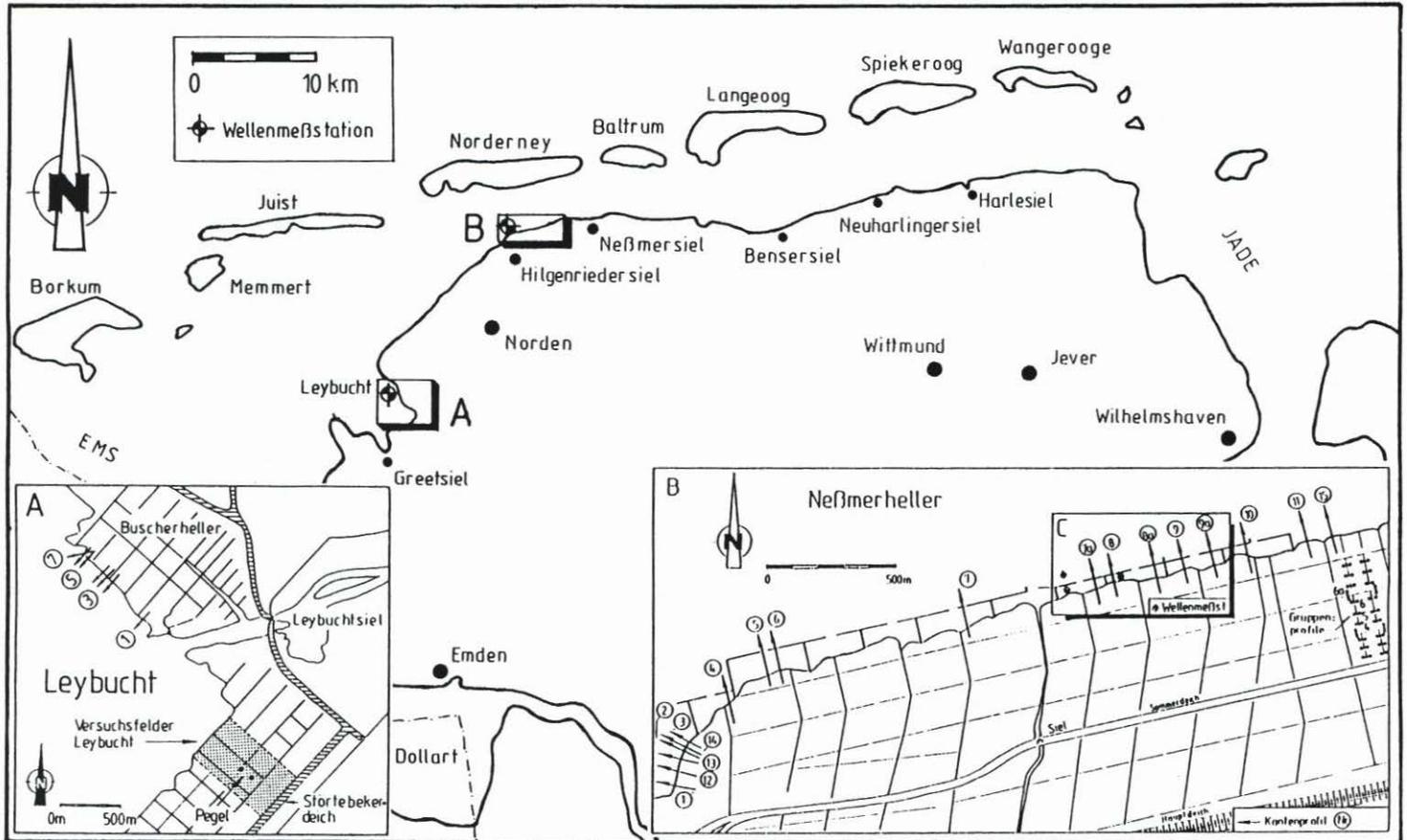


Abb. 2: Lageplan der Untersuchungsgebiete mit Pegeln, Wellenmeßstation und Vermessungsprofilen

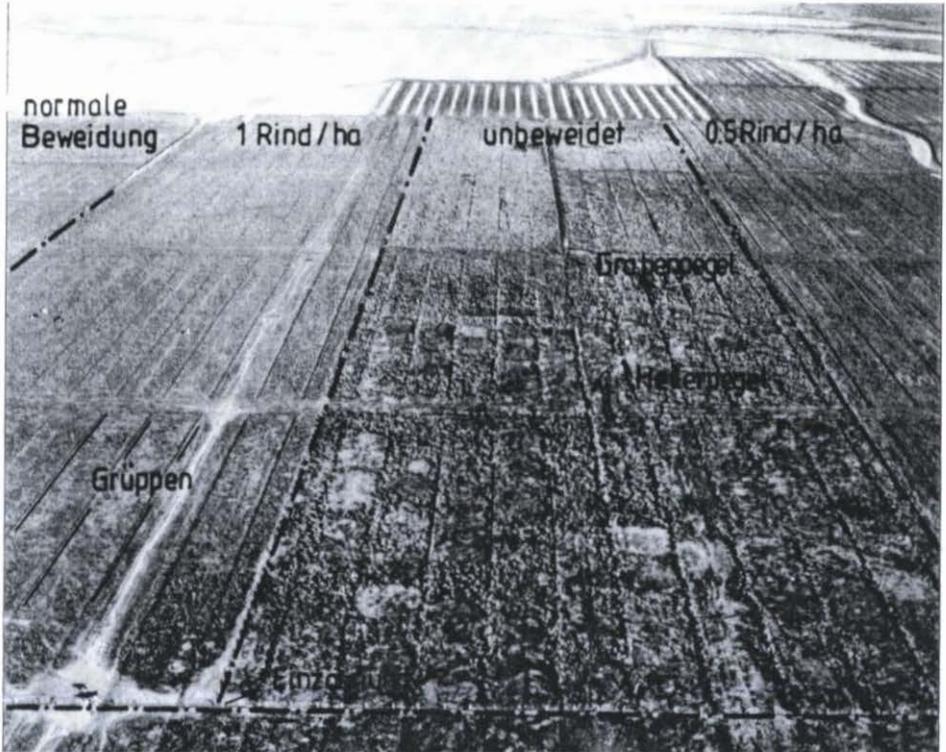


Abb. 3: Versuchsfelder Leybucht aus der Vogelperspektive

Topographie: Im unteren Bereich der Salzwiese steigt das Gelände von der MThw-Linie (NN + 1,3 m) auf rund 100 m auf NN + 1,70 m und weiter auf etwa 600 m in Richtung Hauptdeich relativ geringfügig auf ca. 1,8 m NN und dann bis zum Hauptdeich wieder stärker auf über NN + 2,0 m an. Der tiefer gelegene Bereich wird im folgenden als untere, der höhere entsprechend als obere Salzwiese bezeichnet. Die tiefer gelegenen Bereiche werden im Mittel (der hydrographischen Jahre 1988 bis 1993) 300–340mal pro Jahr, die höchsten Gebiete nur noch 20–30mal pro Jahr überflutet.

Bodenart: Tongehalte von 25 % bis über 50 % kennzeichnen den sehr bindigen Boden der Versuchsfelder. Die Böden sind – trotz deutlich zunehmenden Tongehalts von der MThw-Linie zum Deichfuß – immer der Bodenartengruppe „schluffiger Ton“ zuzuordnen.

Vegetation: Vorwiegend *Astero tripolii*-, *Agropyretum repentis*- sowie *Festucetum rubrae*-Gesellschaft in der oberen und *Puccinellietum maritimae*-Gesellschaft in der unteren Salzwiese.

Nutzung: Die „Versuchsfelder Leybucht“ wurden mit den umliegenden Vorlandflächen bis 1980 intensiv beweidet und dann für Versuchszwecke als drei ca. 10 ha große Teilflächen für eine unterschiedliche Beweidung (unbeweidet, 0,5 Rind/ha und 1 Rind/ha) eingerichtet (Abb. 4). Das sich westlich anschließende Gebiet ist in den Beweidungsvergleich eingeschlossen. Dieser Bereich wird zwar auch im Mittel mit 1 Rind/ha beweidet, jedoch führt hier der durch den Verlauf des Brutgeschehens gesteuerte Viehauftrieb zu einer differenzierten Beweidungsintensität. Die Beweidung erfolgt, wie auch in den anderen Untersuchungsgebieten, jeweils in den Monaten Mai bis September/Okttober.

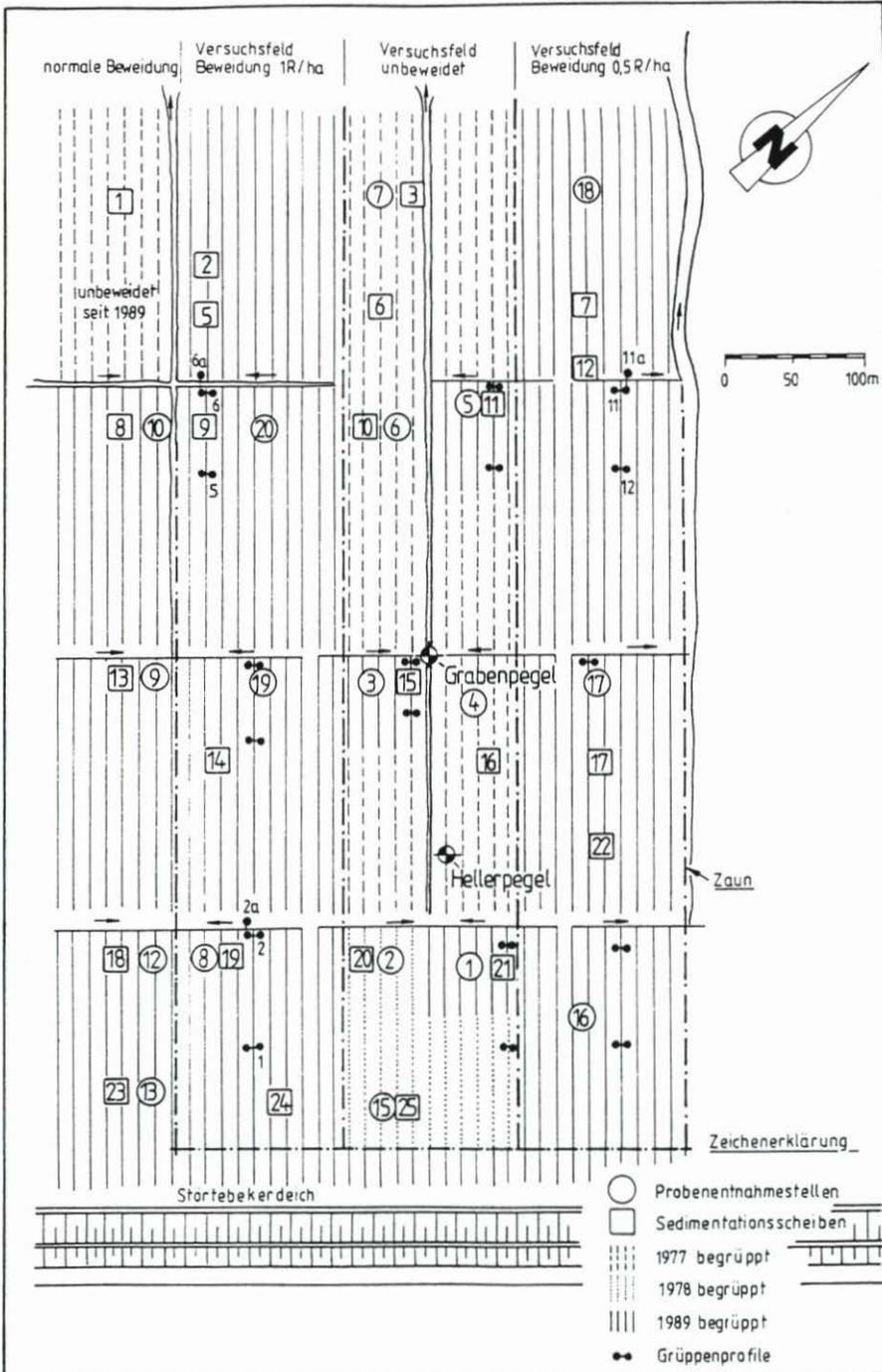


Abb. 4: Versuchsfelder Leybucht mit 4 Teilflächen unterschiedlicher Beweidungsintensität und unterschiedlichen Gruppenzustandes sowie Lage der Meß- und Beprobungspunkte. 1978 und früher begrüppt entspricht „unbegrüppt“

Begrüpfung: Die einzelnen Versuchsflächen bestehen aus jeweils 10 schmalen Beeten von ca. 11 m Breite mit dazwischenliegenden Gräben, die seit unterschiedlich langen Zeiträumen nicht mehr geräumt wurden. Während das unbeweidete Versuchsfeld 1977/78 zum letzten Mal begrüpft wurde, sind die Gräben auf den Feldern mit 0,5 und 1 Rind/ha Beweidung auf ganzer Länge, und auf dem sich westlich anschließenden „normal“ beweideten Feld bis auf den seewärtigen Bereich 1989 nochmals aufgereinigt worden. Diese Begrüpfung war notwendig, um die Flächen ausreichend trittfest für die Beweidung zu erhalten. Für die Untersuchungen boten sich damit Flächen mit und ohne Begrüpfung an.

3.2 Buscherheller

Lage: Am nördlichen Rand der Leybucht (Abb. 2 u. 5).

Topographie: Für den untersuchten Bereich des Buscherhellers läßt sich das Hellerniveau einheitlich mit durchschnittlich 1,85 m NN angeben. Die Fläche wird im Mittel (1988 bis 1993) 55mal im Jahr überflutet.

Bodenart: Lehmirger Boden mit einem Schluffanteil in der Regel von 30–55 %. In tieferen Bodenhorizonten kann der Feinsandanteil auf über 70 % steigen.

Vegetation: *Puccinellio maritimae/Salicornietum ramosissimae*-Gesellschaft. Eine Besonderheit des Buscherhellers ist die Ausbildung sogenannter Salzpflanzen. Da diese im Frühjahr vegetationsarmen Stellen mit einer Flächenausdehnung von maximal einigen Quadratmetern wenige Zentimeter unter dem Hellerniveau liegen, bleibt nach Überflutungen das Wasser in diesen muldenförmigen Vertiefungen längere Zeit stehen. Während der Vegetationsperioden können Pionierpflanzen die Salzpflanzen zeitweise wieder besiedeln.

Nutzung: Beweidung mit etwa 1 Rind/ha.

Begrüpfung: Eine Begrüpfung im Untersuchungsbereich erfolgte zuletzt im Jahr 1985.

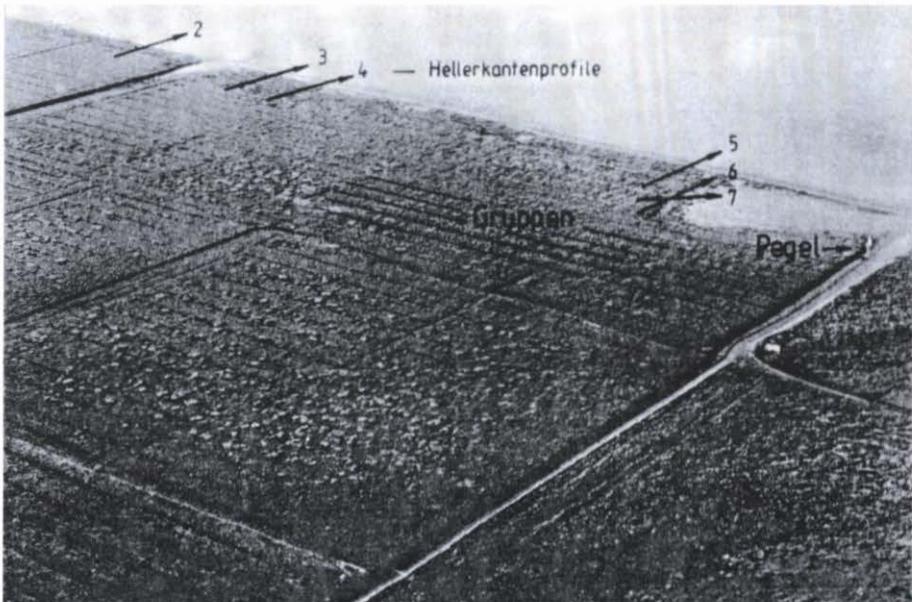


Abb. 5: Buscherheller aus der Vogelperspektive

3.3 Neßmerheller

Lage: An der Nordküste Ostfrieslands zwischen Hilgenriedersiel und Neßmersiel (Abb. 2 u. 6).

Topographie: Die Salzwiese liegt im Mittel auf etwa NN + 2,0 m. Höhenlagen an der Hellerkante von über 2,3 m NN führen streckenweise zu einem zum Deich gerichteten Gefälle.

Bodenart: Schluffig bis schluffig-lehmiger Sand, wobei der Sandanteil meist erheblich über 50 % liegt. Der Tongehalt beträgt nur selten mehr als 5 %.

Vegetation: Juncetum gerardii-Gesellschaft. Ähnlich den Salzpflanzen des Buscherhellers treten am Neßmerheller, der sich durch einen vergleichsweise sandreichen Boden auszeichnet, vegetationsarme Bereiche auf, auf denen sich aber im Laufe des Untersuchungszeitraumes die Vegetationsdecke wieder schloß.

Nutzung: War der Untersuchungsbereich bis 1990 noch durchweg mit 1 Rind/ha beweidet, sind Teile der Hellerflächen mittlerweile aus der Beweidung herausgenommen.

Begrüppung: Ein Teil des Neßmerhellers wurde 1983, der andere 1985 zum letzten Mal begrüppt.

4. Tidehochwasserstände, Sturmfluten und Überflutungshäufigkeiten

Das MThw am Pegel Neßmerheller berechnet sich für den Zeitraum 1987–1993 zu 6,31 m PN. Am Pegel Buscherheller ergibt sich für den gleichen Zeitraum ein MThw von 6,32 m PN. Für längerfristige Betrachtungen der Entwicklung des mittleren Hochwassers bietet sich der Pegel Norderney an. Das MThw für den gleichen Zeitraum beträgt hier 6,17 m PN und liegt somit um 14 bzw. 15 cm niedriger als an den genannten Festlandspegeln. Bei Betrachtung der langfristigen Entwicklung des MThw am Pegel Norderney (Abb. 7), die

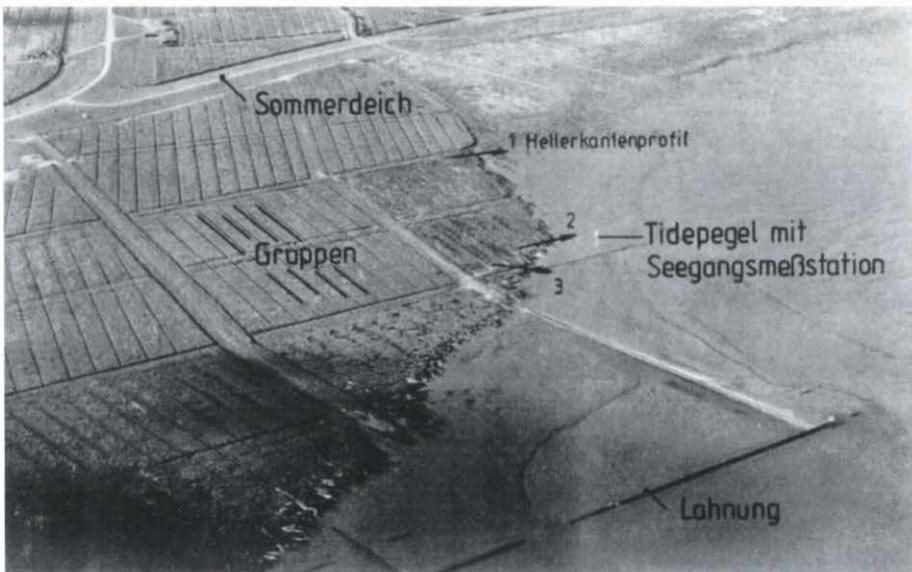


Abb. 6: Neßmerheller aus der Vogelperspektive

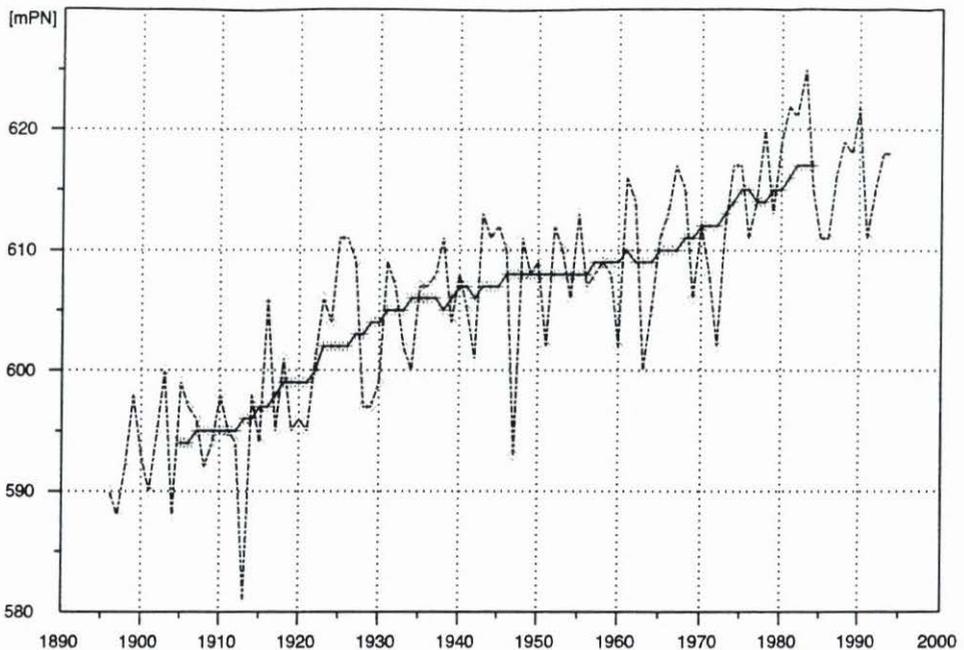


Abb. 7: MThw am Pegel Norderney (jährliche und 19jährige gleitende Mittel)

qualitativ zweifellos auch für die übrigen Pegel des Untersuchungsraumes übertragbar ist, ist die steile Anstiegsphase von 1970 bis 1983, dem Jahr des bisher gemessenen höchsten jährlichen MThw, von besonderer Bedeutung. 1983 stieg das MThw auf eine Höhe von PN + 6,25 m und lag damit 13 cm über dem zehnjährigen MThw der Vorjahre 1966/75. Nach dieser Anstiegsphase stellte sich das MThw auf einem hohen Niveau ein, das etwa dem Mittelwert des Meßzeitraums entspricht. Der in den vorausgegangenen Kapiteln erwähnte verstärkte Hellerabbruch durch höhere Seegangbelastung an der Hellerkante läßt sich somit zum großen Teil als Folge des deutlich angestiegenen MThw erklären.

Die Wasserstände am Neßmerheller wurden durch Pegel auf dem Heller und am Hellerrand ab einer Marke von 1,6 m NN erfaßt. Abb. 8 verdeutlicht, daß Sturmflutwasserstände vor allem in den Herbst- und Wintermonaten auftreten, während in den Monaten März bis August vor allem Kantenfluten (rd. MThw + 0,6 m) und vereinzelt Windfluten (rd. MThw + 1,0 m) zu erwarten sind. In den letzten Jahrzehnten haben die Häufigkeit und Schwere von Sturmfluten deutlich zugenommen. Die Zahl der Sturmtiden mit Scheitelwasserständen von mindestens NN + 2,00 m hat sich z. B. am Pegel Norderney von jährlich durchschnittlich 10 in den 50er und 60er Jahren auf je 16 in den letzten beiden Jahrzehnten, d. h. um 60 %, erhöht (Abb. 9). Im Jahr 1990 war mit 31 Sturmtiden über NN + 2,0 m die bisher höchste Sturmflutaktivität dieses Jahrhunderts zu verzeichnen. Bemerkenswert ist dabei insbesondere die überdurchschnittliche Zunahme schwerer bzw. sehr schwerer Sturmfluten (NN + 3,3 m und höher) seit Anfang der 70er Jahre.

Die Überflutungshäufigkeit von Hellerflächen ist abhängig von deren Höhenlage, die in den Untersuchungsgebieten überwiegend zwischen NN + 1,7 m und 2,2 m liegt. Entsprechend kann die Häufigkeit der Hellerüberflutungen aus Abb. 8 abgelesen werden. Dabei weist das Jahr 1990 – entsprechend der lebhaften Sturmflutaktivität – die größte Häufigkeit

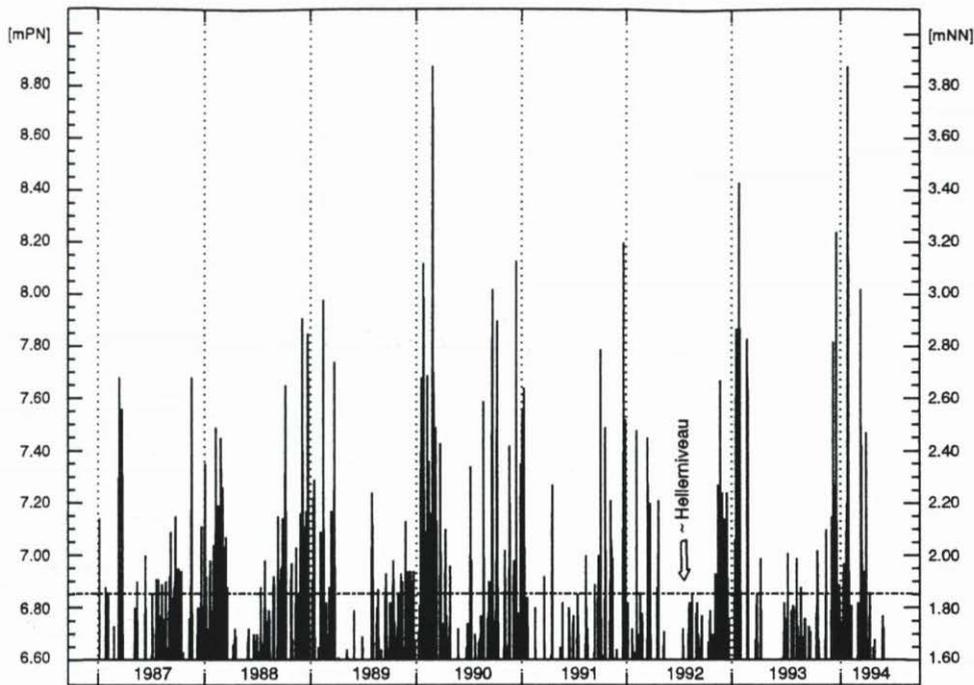


Abb. 8: Tidehochwasser über 1,60 m NN während des Untersuchungszeitraumes 1987–1994 am Pegel Neßmerheller

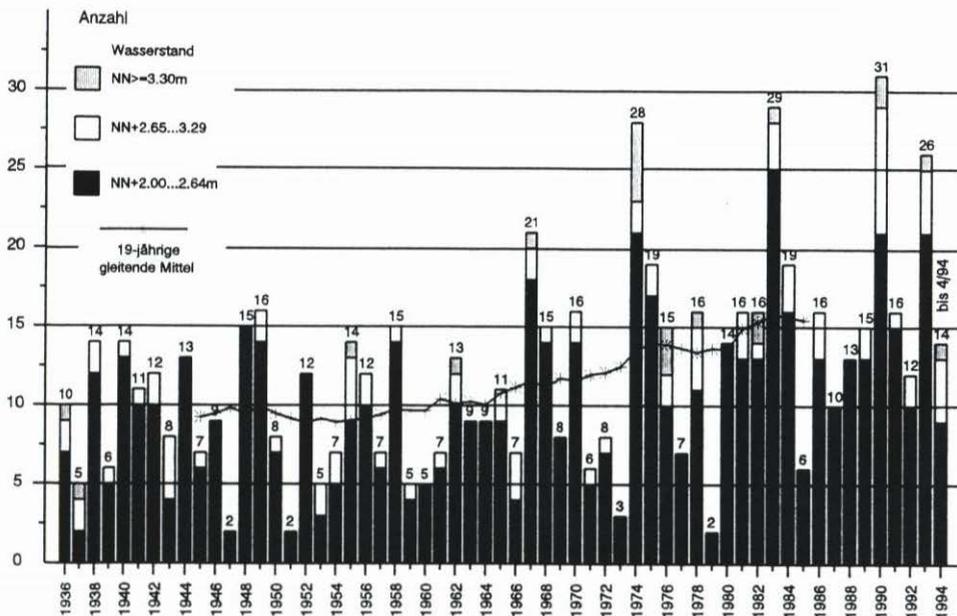


Abb. 9: Überschreitungshäufigkeit von Sturmzeiten über NN + 2,0 m am Pegel Norderney

an Hellerüberflutungen auf. So wurden die „Versuchsfelder Leybucht“ im Zeitraum 1989 bis 1994 jährlich zwischen 17 (1992) und 54 mal (1990) überflutet.

Auf den „Versuchsfeldern Leybucht“ wird seit Oktober 1988 der Wasserstand auf einem unbeweideten Feld in einer Grütpe („Grabenpegel“) und auf der Helleroberfläche eines unbeweideten und unbegrüpten Feldes („Hellerpegel“) registriert. In Abhängigkeit von Geländehöhe und Umfang der Begrüpfung sind erhebliche Unterschiede in der Überflutungsdauer festzustellen. Übersteigt der Wasserstand die Helleroberfläche, zeigen die Wasserstandsganglinien beider Pegel einen gleichförmigen Verlauf. Wird dieser Wasserstand jedoch nicht erreicht, zeichnen sich unterschiedliche Verlaufsmuster ab. Auf den unbegrüpten Salzwiesen kommt es zu einem leicht verzögerten Zufluß, aber vor allem zu einem deutlich langsameren Rückgang des Wasserstandes, so daß der Salzwassereinstau auf diesen Flächen gegenüber begrüpten Flächen erheblich länger andauert (Abb. 10). Im Untersuchungszeitraum dauerten die Überflutungen auf dem begrüpten Heller jährlich zwischen 56 und maximal 226 Stunden, wobei dieser Höchstwert 1990 registriert wurde. Auf unbegrüpten Hellerflächen dauerte die Überflutung im gleichen Jahr nach den Registrierungen des Hellerpegels dagegen 250 Stunden.

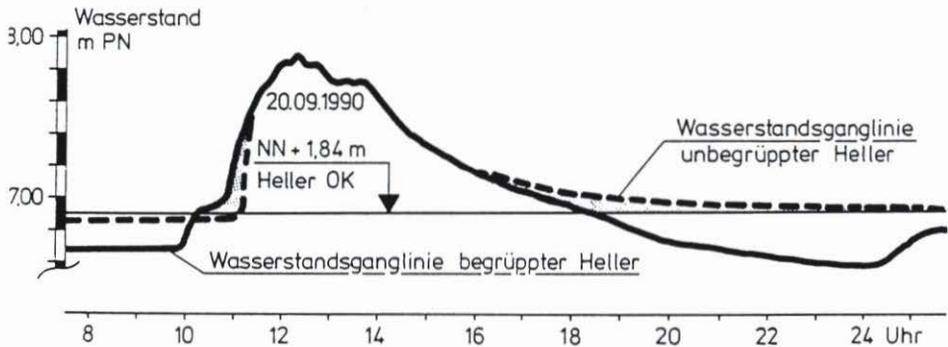


Abb. 10: Wasserstandsganglinien begrüptter und unbegrüptter Heller der „Versuchsfelder Leybucht“

5. Sedimentation auf Hellern und Lahnungsfeldern

5.1 Sedimentation auf Hellern am Beispiel der „Versuchsfelder Leybucht“

Auf den „Versuchsfeldern Leybucht“ wurde seit August 1989 die Veränderung des Hellerniveaus registriert, um zum einen generelle Aussagen über die Niveaumentwicklung treffen zu können, zum anderen den Einfluß unterschiedlicher Beweidungsintensität auf Sedimentationsprozesse zu spezifizieren.

Da durch Hellerüberflutungen Sediment zugeführt wird, bestimmen die Zahl der Überflutungen und die vom Sedimentgehalt abhängigen Ablagerungen den Anstieg des Hellerniveaus. Auf den „Versuchsfeldern Leybucht“ ist eine deutlich positive Sedimentbilanz in den überflutungreichen Herbst- und Wintermonaten feststellbar. Demgegenüber kann eine negative Entwicklung des Hellerniveaus in den Sommermonaten beobachtet werden (Abb. 11). Seltene Überflutungsereignisse, geringe Niederschlagsmengen und hohe Temperaturen im Sommer führen zu einer Schrumpfung und Kompaktion des sehr tonreichen Sediments und

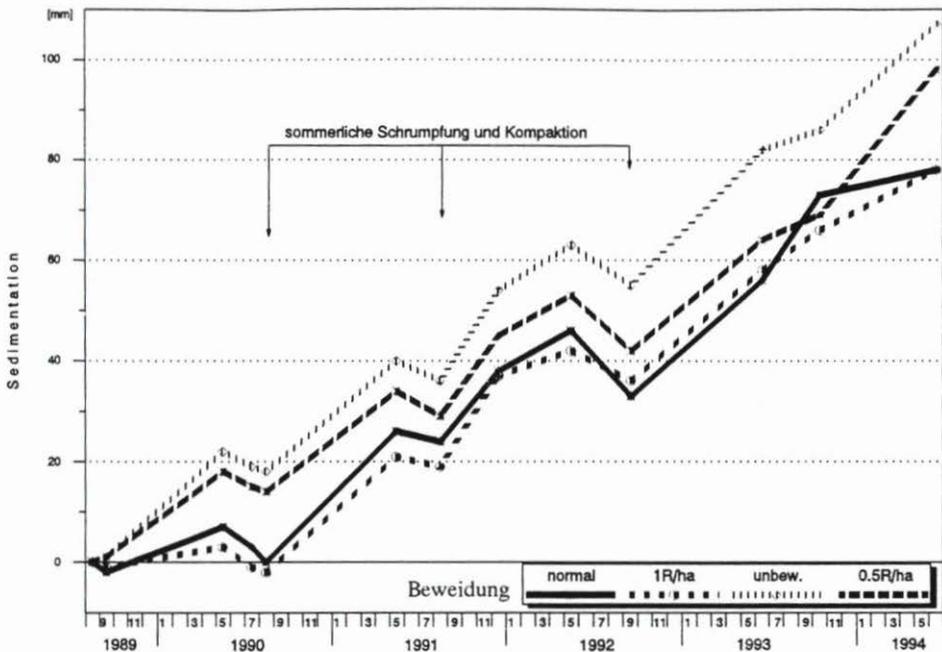


Abb. 11: Sedimentation auf den „Versuchsfeldern Leybucht“ bei unterschiedlicher Beweidungsintensität

verursachen dadurch den Rückgang im Hellerniveau. Auffallend ist, daß das Hellerniveau nicht in linearer Abhängigkeit von der Zahl und Dauer der Hellerüberflutungen ansteigt. So wurden z. B. im Winter 1989/90 bei häufigen Hellerüberflutungen mit insgesamt 141 Stunden Dauer über NN + 2,0 m (Abb. 12) nur 21 mm auf unbeweidetem Heller abgelagert, während im Winter 1991/92 bei nur 92 Stunden Überflutungsdauer über NN + 2,0 m die Sedimentationshöhe 28 mm betrug. Vielmehr dürften die besonders hohen Sedimentfrachten, die bei einzelnen schweren Sturmfluten bewegt und auf dem Heller abgelagert werden, die Ablagerungsraten einzelner Jahre erheblich beeinflussen.

Die Sedimentation betrug auf den Versuchsflächen Leybucht von 8/89 bis 6/94

- auf unbeweideten Hellerflächen 107 mm,
- auf mit 0,5 Rind/ha beweideten 98 mm und
- auf mit 1 Rind/ha und „normal“ beweideten 78 mm.

Dennoch zeichnet sich eine signifikante Abhängigkeit der Sedimentationsrate von der Beweidungsintensität insgesamt undeutlicher ab, als diese Zahlen vermuten lassen. Nachdem im Sommer 1990 die erheblich höheren Sedimentationsbeträge auf dem unbeweideten und dem mit 0,5 Rind/ha beweideten Feld eine klare Abhängigkeit von der Beweidungsintensität andeuteten, verlief die Niveauentwicklung bis Mitte 1992 auf allen vier Versuchsfeldern ähnlich. Erst für den Zeitraum von September '92 bis Juni '94 ist auf dem unbeweideten Versuchsfeld gegenüber den anderen Versuchsfeldern wieder eine deutlich höhere Sedimentation festzustellen. Die Vermutung liegt nahe, daß nach Orkanfluten auf dem Vorland im höheren und dichteren Bewuchs unbeweideter Hellerflächen mehr und vielleicht auch größeres Sediment verbleibt als auf beweideten Flächen. Allerdings sind die Meßzeiträume zu gering, um bereits generalisierende Aussagen treffen zu können. Insbesondere bei ungenutzten Hellern

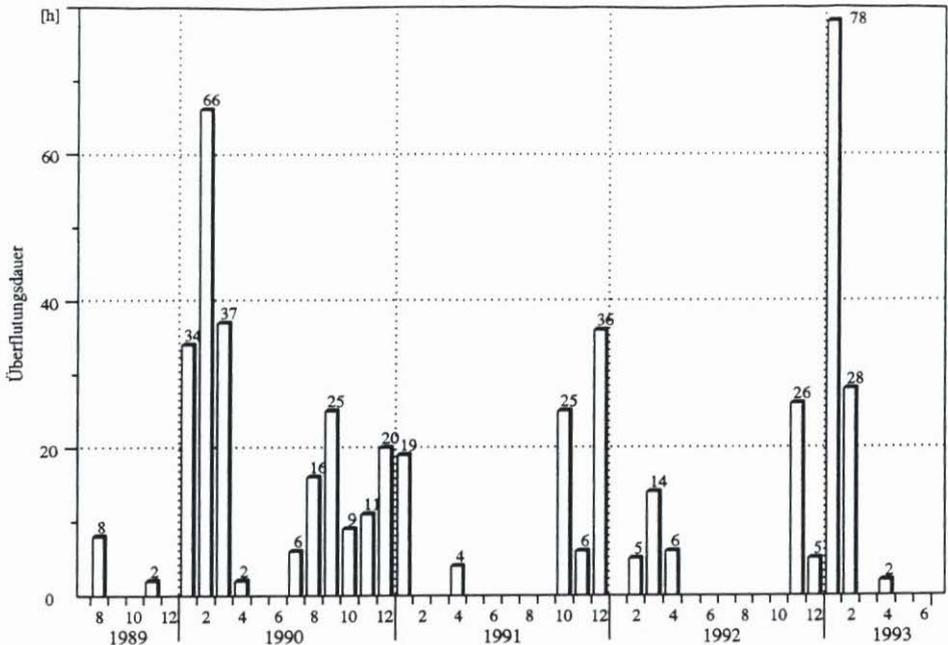


Abb. 12: Überflutungsdauer der „Versuchsfelder Leybucht“; Wasserstände am Grabenpegel über NN + 2,00 m

konnten zwischen den Sedimentablagerungen jeweils Schichten abgestorbener Pflanzen festgestellt werden, die ohne Beweidung in erheblich größerem Umfang anfallen und nicht durch den Viehtritt zertreten und vermengt werden. Diese Schicht wird jeweils bei der Messung der Sedimentationsraten mit erfaßt und bildet damit einen gewissen Anteil der höheren Sedimentationsraten bei ungenutzten Hellern.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß in den vier Jahren auf diesen etwa 0,4 m über MThw liegenden Hellerflächen in der östlichen Leybucht die Auflandungsrate etwa 1,5 bis 2,0 cm/Jahr betrug. Auf den anderen Versuchsflächen wurde sie nicht ermittelt, kann aber als wesentlich geringer angenommen werden.

Die auf den Versuchsfeldern bei Hellerüberflutungen abgelagerten Sedimente wurden in den Jahren 1990 und 1991 wiederholt granulometrisch untersucht und die Korngrößenspektren untereinander und mit denen des Oberbodens (Ablagerungen vor 8/89) verglichen. Die Ergebnisse werden hier am Beispiel der Probeentnahmestellen 10, 6 und 5 (siehe Abb. 4), die parallel zur Hellerkante in einem Abstand von 230 m liegen, vorgestellt:

Im Zeitraum 8/89 bis 5/90 kamen mit einem 5–20 % niedrigeren Tongehalt deutlich grobkörnigere Sedimente als in den vorangegangenen Jahren zur Ablagerung, während sich in der Zeit von 8/90 bis 5/91 wieder feinkörnigeres Sediment auf dem Heller absetzen konnte, das sich in der Korngrößenzusammensetzung dem ursprünglichen Oberboden annähert. Diese zeitabhängige Varianz in der Körnung dürfte im wesentlichen auf Unterschiede in der Sturmflutaktivität zurückzuführen sein. So haben die im 1. Quartal 1990 überdurchschnittlich oft aufgetretenen Sturmfluten, darunter zwei Orkanfluten, offensichtlich zur Auflandung eines grobkörnigeren Materials geführt als die relativ selteneren Hellerüberflutungen bei weniger schweren Sturmfluten im Winter 1990/91.

Es kann davon ausgegangen werden, daß sich auf dem Heller in Wintern ohne Orkanfluten relativ feines Material unabhängig von der Nutzungsintensität relativ gleichmäßig ablagert. Bei Orkanfluten mit großer Wasserturbulenz lagert sich auch gröberes Material ab. Dieses Prinzip ist anhand von Sturmflutschichtungen an Abbruchkanten alter Heller gut nachvollziehbar. Das abgelagerte, sehr feine Material wird bei solchen schweren Sturmfluten offenbar durch die starke Turbulenz z. T. wieder resuspendiert, und zwar bei niedrigem Bewuchs stärker als bei hohem, so daß unbeweidete Flächen mit entsprechend höherem Bewuchs nach stürmischen Wintern eine höhere Sedimentationsrate aufweisen als stärker genutzte Flächen.

5.2 Auflandung auf Lahnungsfeldern bei Lahnungen unterschiedlicher Höhe

Im März 1993 wurden drei Wellenmeßstationen am Neßmerheller installiert, wobei ein Gerät unmittelbar vor der die Hellerkante schützenden Lahnung und je ein weiteres Gerät in zwei benachbarten Lahnungsfeldern mit unterschiedlichen Lahnungshöhen eingerichtet wurden. Die Oberkante des westlichen Feldes lag auf MThw, die des östlichen auf MThw + 0,3 m. Die durchgeführten Messungen ermöglichten es, die Seegangsverhältnisse im freien Watt vor den Lahnungen zu ermitteln und die Wellendämpfung durch die unterschiedlichen Lahnungshöhen zu vergleichen.

Es konnte festgestellt werden, daß durch die westliche, niedrige Lahnung (Oberkante auf Niveau des MThw) bei Wasserständen zwischen MThw und MThw + 0,85 m die signifikante Wellenhöhe H_s um ca. 25 % und durch die Lahnung mit der „klassischen“ Lahnungshöhe von MThw + 0,3 m H_s um ca. 50 % abgenommen hat (Abb. 13). Bei den höchsten Wellen innerhalb der einzelnen Meßzyklen fällt der Dämpfungsgrad naturgemäß noch stärker aus: Für H_{max} ergibt sich ein Dämpfungsgrad von bis zu 35 % bei der niedrigen bzw. 60 % bei der höheren Lahnung. Die Bauhöhe der Lahnungen hat folglich einen ganz erheblichen Einfluß auf die Wellendämpfung.

Abb. 14 verdeutlicht die Seegangsdämpfung durch die niedrige Buschlahnung (Oberkante = MThw) für Wasserstände bis zu 0,85 m über der Lahnung. Die signifikante Wellenhöhe im Lahnungsfeld (H_{SL}) wird im dimensionslosen Verhältnis zur signifikanten Wellenhöhe im vorgelagerten Watt (H_{SW}) als Ordinate aufgetragen und in Beziehung gesetzt zum Verhältnis H_{sw}/d_L auf der Abszisse. Dabei bezeichnet d_L die Wassertiefe über der Lahnung zur Meßzeit. In dem Diagramm sind die Werte H_s/d (Ausgangswellenhöhe/Wassertiefe im Watt) für vier Stufen unterschieden.

Der Transmissionsgrad T_0 (H_{SL}/H_{SW}) nimmt mit steigendem H_{sw}/d_L -Wert ab. Entsprechend nimmt der Dämpfungsgrad $T = 1 - T_0$ zu. Trotz der geringen Höhe und Breite des Lahnungsbauwerkes wird die Wellenhöhe H_s für alle Fälle, in denen sie das 0,6fache der Wassertiefe über der Lahnung überschreitet ($H_{sw}/d_L > 0,6$), deutlich verringert. So betrug der Dämpfungsgrad bei

$$\begin{aligned} 0,6 < H_{sw}/d_L < 1,0: & T = 0 \text{ bis } 80 \% \\ 1,0 \leq H_{sw}/d_L < 1,5: & T = 20 \text{ bis } 80 \% \\ H_{sw}/d_L \geq 1,5: & T = 35 \text{ bis } 80 \%. \end{aligned}$$

Lediglich bei sehr niedrigen Wellenhöhen mit $H_{sw}/d_L < 0,6$ kann für einen Teil der Werte im Lahnungsfeld eine Aufsteilung des Seegangs beobachtet werden ($H_{SL}/H_{SW} > 1,0$). Die Lahnung führt zu einem ganz erheblichen Abbau der Seegangenergie, fördert folglich einen deutlichen Rückgang des Hellerabbruchs und bewirkt eine starke Auflandung.

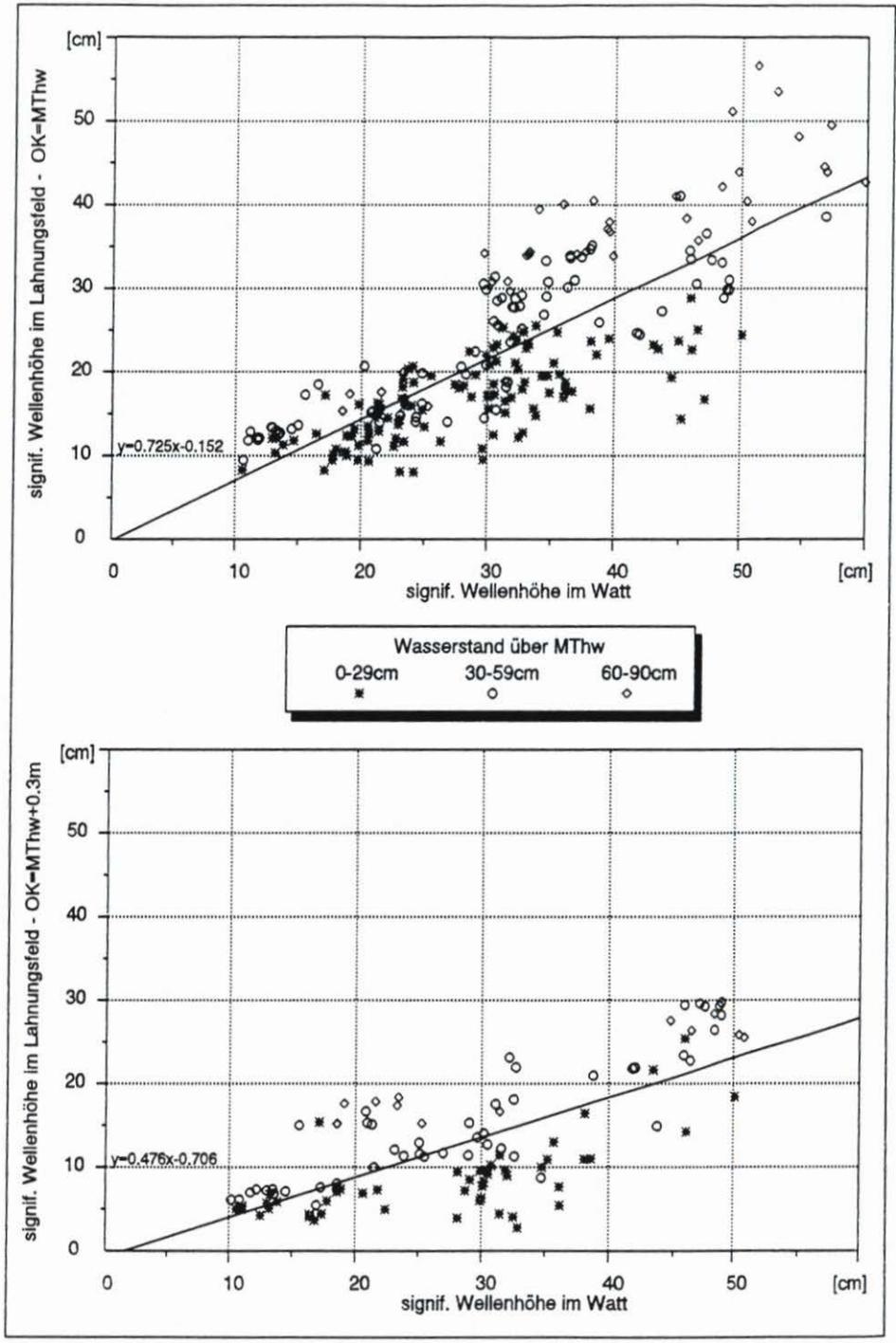


Abb. 13: Einfluß von Lahnungen unterschiedlicher Höhe auf die Wellendämpfung; signifikante Wellenhöhe H_s bei Lahnungsoberkante = MThw (oben) bzw. = MThw + 0,3 m (unten)

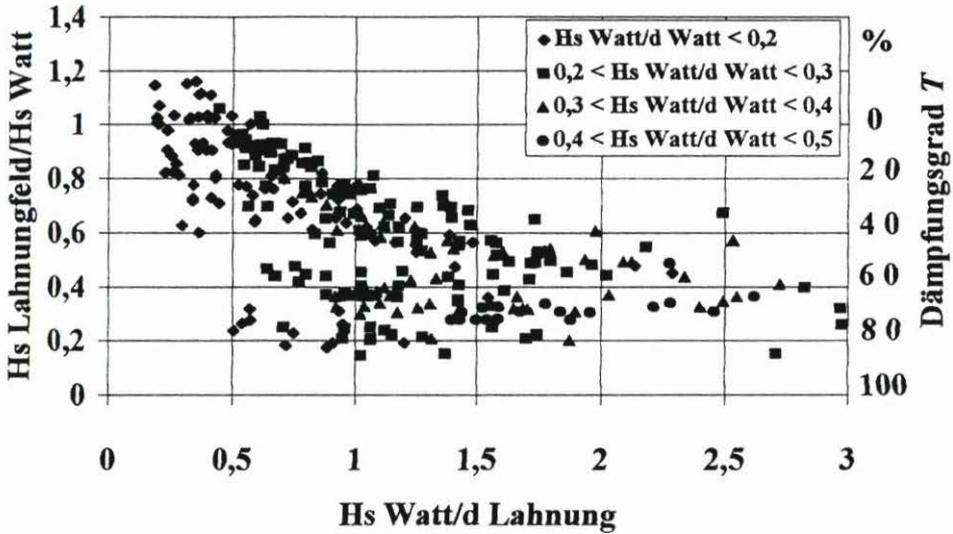


Abb. 14: Seegangsdämpfung durch eine Buschlahnung mit einer Oberkante auf Höhe des MThw

Dieses konnte auch am Beispiel des Baus einer Lahnung im Bereich des Neßmerhellers mit einer Oberkante von 1,6 m NN, also etwa 30 cm über dem MThw, nachvollzogen werden. Dieser Lahnungsbau ermöglichte es, die Veränderung des Wattniveaus innerhalb der Lahnungsfelder über die Zeit zu registrieren. Während der Bauzeit führten Störungen zu einer anfänglich uneinheitlichen Entwicklung der Wattoberfläche. Nach weitgehender Fertigstellung der Lahnung Ende Oktober '91 war ein starker Anstieg des Wattniveaus – einhergehend mit einer deutliche Abnahme des Hellerabbruches – zu beobachten, der bis Anfang Mai 1992 fast unvermindert anhielt (Abb. 15). Daran schlossen sich in den Sommermonaten 1992 Zeiten mit Watthöhenabnahmen an, die ihre Ursache in der Kompaktion des rasch sedimentierten und wasserübersättigten Sediments haben dürften und begünstigt waren durch die langanhaltenden ruhigen und warmen Witterungsbedingungen mit Ostwindlagen und niedrigen Tidewasserständen. Ein Anstieg des Wattniveaus war dann erst wieder ab Anfang Oktober '92 festzustellen. Durch die erheblich gestiegene hydrodynamische Belastung des Watts durch winterliche Sturmzeiten wurde das Sedimentangebot um ein Vielfaches erhöht und stand somit für die Ablagerung in der künstlichen Sedimentfalle „Lahnungsfeld“ zur Verfügung. Die Wellendämpfung durch die Lahnung bewirkte eine erhebliche Wasserberuhigung, so daß unmittelbar hinter der Lahnung ein Großteil der Sedimentfracht ausfiel. Dadurch stellte sich innerhalb des Lahnungsfelds auch ein Oberflächengefälle in Richtung auf die Hellerkante ein.

6. Belastung und Abbruch von Hellerkanten

6.1 Strömungsmessungen

Die Strömungsmessungen wurden an verschiedenen Standorten am Neßmer- und Buscherheller durchgeführt. Auf der Helleroberfläche wurde die Strömung in Abständen von 1 bis 6 m zur Abbruchkante bei Überflutung des Hellers gemessen. Auch am Fuß der Ab-

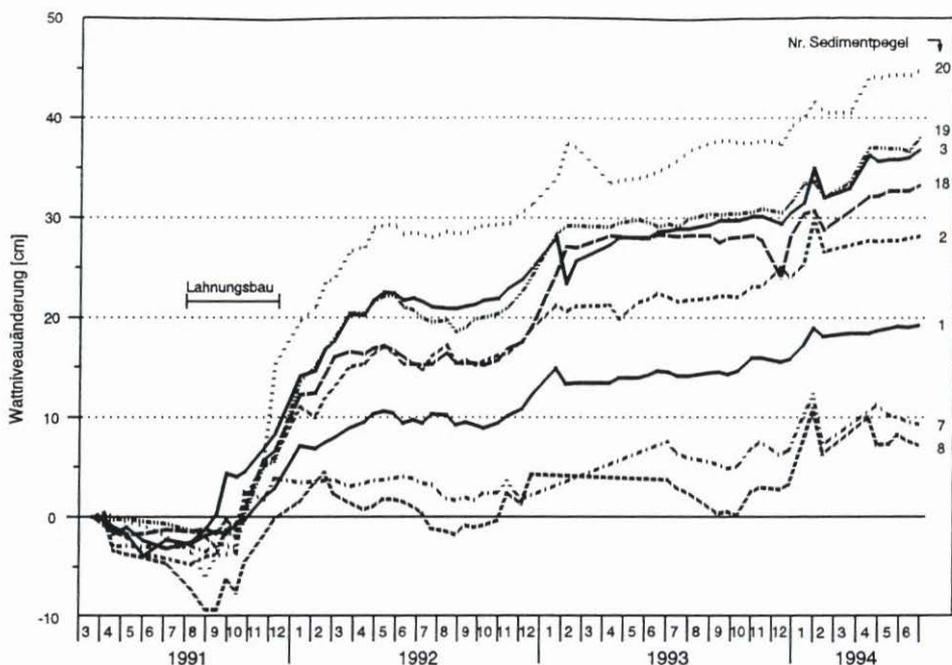


Abb. 15: Entwicklung des Wattniveaus in den Lahnungsfeldern nach dem Bau der Lahnung

bruchkante und auf dem Wattboden, etwa 50 m vor der Hellerkante, wurden die Strömungen registriert. Der fortschreitende Abbruch der Hellerkante erforderte von Zeit zu Zeit ein Umsetzen der Sensoren.

Im Watt wird Strömung durch Tide und Winddrift sowie durch seegangsbedingte Orbitalbewegungen hervorgerufen. Die gemessenen Geschwindigkeiten überschreiten Beträge von 20 cm/s nur ausnahmsweise. Am Fuß der *Hellerkante* des Neßmerhellers schwanken die Strömungsgeschwindigkeiten im Tideverlauf dagegen zwischen 10 und 50 cm/s, können aber durchaus Spitzenwerte von 60 cm/s erreichen. Mit steigenden Wasserständen ist auch ein Anstieg der Strömungsgeschwindigkeit zu beobachten, der seine Ursache hauptsächlich in der zunehmenden Wellenaktivität hat. Die zum Zeitpunkt der Stromkenterung kurz nach Erreichen des maximalen Wasserstandes zu erwartende leichte Strömungsberuhigung ist nur selten und dann undeutlich erkennbar. Auf der *Helleroberfläche* wird das Strömungsbild durch Schwallströmungen brechender Wellen bestimmt, die Geschwindigkeiten mit Spitzen von über 500 cm/s verursachen können. Derartige Werte werden aber nur dann erreicht, wenn bei entsprechendem Seegang der Heller nur wenige Dezimeter hoch überflutet ist. In den Phasen zwischen den Brechern treten als Folge des Gegengefalles zum Wellental Rückströmungen auf, die Geschwindigkeiten von weniger als 20 cm/s aufweisen. Mit steigenden Wasserständen geht die Belastung der Helleroberfläche durch seegangsinduzierte Strömungsspitzen erheblich zurück, da die zunehmende Wasserbedeckung die Schwallströmung abpuffert. Die maximalen Strömungsgeschwindigkeiten liegen nun in der Regel unter 120 cm/s, können aber noch Werte von 200 cm/s erreichen. In Sturm- und Orkanfluten werden die höchsten Strömungsbeträge gemessen, wenn der Wasserstand auf bzw. geringfügig über dem Hellerniveau (1,6–1,8 m NN) liegt und der Boden durch Schwallströmung belastet wird.

Nachdem der Heller mehr als etwa 4 dm mit Wasser bedeckt ist, fällt die Strömungsgeschwindigkeit deutlich ab. Die Maximalgeschwindigkeiten innerhalb eines einminütigen Zeitintervalls erreichen Spitzen von 200 cm/s nur noch ausnahmsweise und liegen im Mittel bei 85 cm/s. Für die mittlere Strömungsgeschwindigkeit, integriert über einen entsprechenden Zeitraum, ergeben sich höchstens noch Beträge von 60 cm/s, in der Regel werden 35 cm/s nicht überschritten.

Die maximalen Strömungsgeschwindigkeiten auf dem Buscherheller überschreiten nur selten Werte von 240 cm/s und liegen damit etwa 50 % niedriger als auf dem Neßmerheller. Die im Vergleich zum Neßmerheller insgesamt wesentlich geringere Strömungsbelastungen sind auf das wesentlich höhere Niveau des vorgelagerten Watts und die daraus resultierende deutlich geringere Seegangbelastung zurückzuführen.

6.2 Seegangsmessungen

Am *Neßmerheller* wurde die Seegangmeßanlage ursprünglich im Oktober 1989 in einem Abstand von etwa 10 m vor der Hellerkante installiert. Im Laufe der Zeit hat sich der Abstand durch den Kantenabbruch auf fast das Doppelte vergrößert, was allerdings keine wesentliche Veränderung des Wattniveaus mit sich brachte. Die Meßwerterfassung erfolgte ab einem Wasserstand von 6,0 m PN, entsprechend einer Wassertiefe von etwa 50 cm am Meßpfahl.

Die naturgemäß zu erwartende Zunahme der Wellenhöhen mit steigenden Wasserständen zeichnet sich auch hier deutlich ab (Abb. 16). Die maximale Wellenhöhe H_{MAX} beträgt bei ausgereiftem Seegang etwa 50 % der Wassertiefe, die signifikante Wellenhöhe $H_{1/3}$ etwa 30 % der Wassertiefe. Dieses Verhältnis von Wellenhöhen zu Wassertiefen ist auch von anderen Seegangsmessungen bekannt und deutet auf einen Gleichgewichtszustand hin (NIE-MEYER, 1987). Eine Belastung der Hellerkante stellen vor allem solche Wellen dar, die die Kante unmittelbar treffen und ihre Energie hier mehr oder weniger schlagartig abgeben. Während sogenannter Kantenfluten entstehen bei Wassertiefen von z. B. $d = 1,3$ m signifikante Wellenhöhen von etwa 40 cm, Einzelwellen können noch bis zu einer maximalen Höhe von 1 m vorkommen. Der Verhältniswert $H/d = 1$ (FÜHRBÖTER, 1974) ist jedoch nicht erreicht worden. Es ist jedoch nicht auszuschließen, daß dieser Wert in Kantennähe bei weiter abnehmender Wassertiefe in Einzelfällen erreicht werden kann. Die bei weiter steigenden Wasserständen auftretenden Spitzengeschwindigkeiten für die Strömung dürften von Wellen mit $H_{1/3}$ von 40 bis 60 cm und H_{MAX} bis 120 cm verursacht werden, die bei etwa 1,5 m Wassertiefe im Watt auf der Helleroberfläche nahe der Hellerkante brechen.

Am *Buscherheller* erfolgte die Wellenregistrierung in einem kleinen Priel in einem Abstand von etwa 20 m zum Heller. Da hier der Übergang vom Watt zum Heller nicht als ausgeprägte Kante, sondern als Böschung geformt ist, kann eine Beeinflussung der Wellenaufzeichnungen durch reflektierte Wellen noch im stärkeren Maße als am Neßmerheller vernachlässigt werden. Aufgrund des hohen Wattniveaus von etwa NN + 1,0 m erfolgt die Wellenmessung erst ab einem Wasserstand von 6,60 m PN (28 cm über MThw). Da am Buscherheller der Seegang erst seit Mitte 1991 aufgezeichnet worden ist und das sturmreiche Frühjahr 1990 somit nicht erfaßt wurde, konnten Wellenmessungen nur bis zu maximalen Wasserständen von etwa 8,10 m PN, entsprechend Wassertiefen am Wellendraht von etwa zwei Metern, durchgeführt werden. Die unter diesen Bedingungen registrierten maximalen Wellenhöhen lagen bei etwa 80 cm. Es deutet sich jedoch an, daß der Seegang bei größeren Wassertiefen nicht die Mittelwerte des Neßmerhellers $H_{MAX}/d = 0,5$ erreicht. Unter Berück-

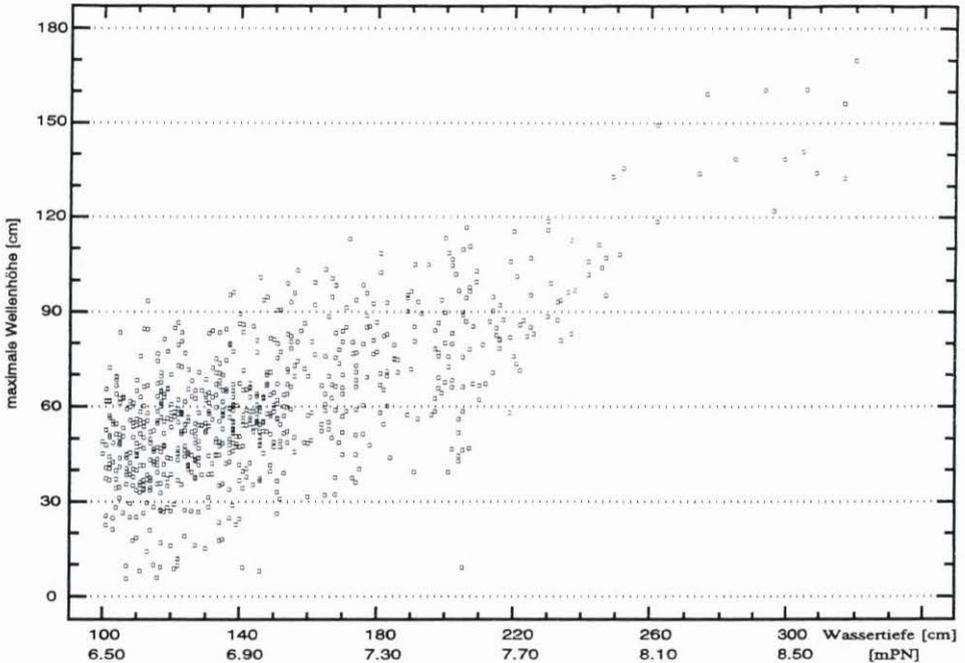


Abb. 16: Abhängigkeit der maximalen Wellenhöhe vom Tidewasserstand (Neßmerheller)

sichtigung des gegenüber dem Neßmerheller um 50 bis 70 cm höheren Wattniveaus ergibt sich eine um mindestens 30 % geringere Seegangsbelastung des Hellers bei Kantenfluten.

Bei Kantenfluten mit Wasserständen zwischen 6,60 und 6,80 m PN liegt das im Priel gemessene H_{MAX} meist zwischen 30 und 40 cm, im Einzelfall auch bis zu 60 cm. Mit steigendem Wasserstand wird der Zustand erreicht, bei dem das Niveau der Hellerkante (ca. 1,9 m NN) überschritten wird. Die auch zuweilen am Buscherheller registrierten hohen Strömungsgeschwindigkeiten bei Wasserständen um 2,0 m NN, entsprechend einer Wassertiefe von einem Meter am Wellendraht, werden durch den Auflaufschwall von Wellen mit Höhen von maximal 70 cm verursacht.

6.3 Abbruch der Hellerkanten

Zur Überwachung und Beurteilung der Hellerkantenabbrüche wurden bereits seit 1985 am Neßmerheller 20, am Buscherheller seit 1987 sieben Kantenprofile regelmäßig vermessen. Um den Einfluß unterschiedlich hoher Lahnungen auf den Kantenabbruch erfassen zu können, wurden im August 1991 drei weitere Kontrollprofile angelegt. Die morphologische Ausbildung der Hellerkante sowie das Niveau der vorgelagerten Wattflächen stellten nicht nur deutliche Unterscheidungsmerkmale zwischen Neßmerheller und Buscherheller dar, sondern begründeten auch das verschiedene Abbruchverhalten der Kanten. So bestehen im Abbruchverhalten deutliche Unterschiede zwischen Hellerkanten hinter niedrigem Watt (NN + 0,5 m) und hohem Watt (NN + 0,9 m) sowie zwischen durch Lahnungen geschützten und ungeschützten Hellerkanten.

Die ermittelten exakten Abbruchraten des *Neßmerhellers* sind in Abb. 17 dargestellt. Nach der von der Topographie und dem Schutzfaktor „Lahnung“ bestimmten Abbruchintensität können drei Gruppen von Hellerprofilen unterschieden werden. Diese sind in Tab. 1 aufgeführt. In dieser Tabelle sind zwei Zahlen besonders bemerkenswert: Die Hellerkante brach nach den Messungen von 1985 bis 1991 hinter *niedrigem* Watt und *ohne* schützende Lahnung etwa 3 m pro Jahr ab. 1991 wurde dieser Bereich durch eine

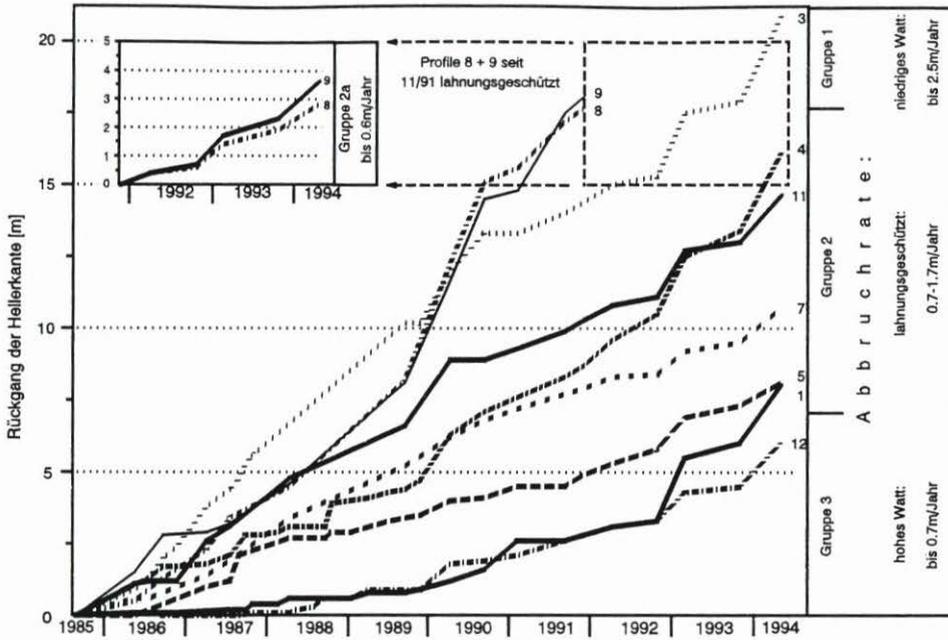


Abb. 17: Summenlinien des Kantenabbruchs in Meßprofilen des *Neßmerhellers* (Lage siehe Abb. 2)

Tab. 1: Abbruchraten des *Neßmerhellers* in Abhängigkeit von dem Schutzsystem (Topographie und Lahnungsschutz)

Gruppe	Profil	Schutzsystem	mittlere Abbruchrate
1	3	Niedriges Watt (ca. NN + 0,5), ohne vorgelagerte Buschlahnung	rd. 2,5
1 a	8, 9	Niedriges Watt (ca. NN + 0,5), bis 1991 ohne vorgelagerte Buschlahnung	rd. 3,0
2	4, 11, 7 5, 1	Niedriges Watt (ca. NN + 0,5 m) mit vorgelagerter Buschlahnung (OK = MThw)	bis 1,7
2 a	8, 9	Niedriges Watt (ca. NN + 0,5 m) ab 1991 mit vorgelagerter Buschlahnung (OK = MThw + 0,3 m)	rd. 0,6
3	12	Hohes Watt (ca. NN + 0,9 m) ohne vorgelagerte Buschlahnung	bis 0,7

Buschlahnung mit einer Oberkante von MThw + 0,3 m geschützt. Das Abbruchverhalten veränderte sich seit der Fertigstellung dieser Lahnung schlagartig: Die Abbruchrate ging auf 0,6 m pro Jahr zurück, auch ohne daß die Wathöhe sich im schützenden Lahnungsfeld schon auf ein höheres Niveau eingestellt hatte. Der wesentlich bessere Schutz der Hellerkante durch eine Lahnung mit einer „klassischen“ Oberkantenhöhe von MThw + 0,3 m wird dadurch deutlich hervorgehoben.

Die Hellerkante des *Buscherhellers* unterscheidet sich nicht nur in der Form, sondern auch in der Abbruchintensität grundlegend von der des *Neßmerhellers*. Der Übergang vom relativ hoch gelegenen Watt (ca. NN + 1,1 m) zum Heller ist nicht durch die Ausbildung einer Steilkante, sondern vielmehr durch einen flachen, etwa 1:50 geneigten Geländeanstieg auf NN + 1,8 bis 2,0 m charakterisiert. Innerhalb des fünfjährigen Erfassungszeitraumes von 7/87 bis 8/92 ist an sieben Profilen mit festgelegten Meßpunkten nur eine geringfügige, kaum meßbare Erosion festzustellen. Das ist in erster Linie darauf zurückzuführen, daß hier – im Gegensatz zur schlagartigen Energieabgabe an der Kante des *Neßmerhellers* – die Wellenenergie durch das hohe Wattniveau und den allmählichen Übergang zum Heller mehr oder weniger gleichmäßig abgegeben und dadurch auf einen breiteren Streifen verteilt wird.

7. Bodenkundliche und bodenphysikalische Untersuchungen

7.1 Einflüsse von Geländehöhe, Begrüppung, Beweidung und Bodenart auf die Entwicklung der Hellerböden

Die Böden der drei Untersuchungsgebiete sind nach der „Bodenkundlichen Kartieranleitung“ dem Bodentyp „See- oder Salzmarsch“ zuzuordnen. Eine weitere Klassifizierung der untersuchten, semiterrestrischen Marschenböden auf der Subtypenebene ist wegen der geringen Divergenz der Gliederungsmerkmale und deren Veränderbarkeit im Jahresverlauf nicht sinnvoll. Entscheidende Bedeutung für die Entwicklung der Grundwasserböden des Deichvorlandes haben die Faktoren Geländehöhe, Begrüppung, Beweidung und Bodenart. Die bestehenden Unterschiede in der Bodenentwicklung sind an der in Tab. 2 aufgeführten Horizontierung der Profile zu erkennen und werden im folgenden kurz skizziert.

Die *Geländehöhe* gibt die Mächtigkeit des über dem ständig nassen, reduktomorphen Unterboden (Gr-Horizont) anstehenden extrovertiert redoximorphen Oberbodens vor und bestimmt den Meereseinfluß auf bodenbildende Prozesse wie Belüftung, Oxidation, Entsalzung, Umladung der Sorbenten, Sackung und Gefügeausbildung. Im Gegensatz zu den Versuchsflächen *Buscherheller* und *Neßmerheller* sind auf den „Versuchsfeldern *Leybucht*“, die sich durch einen besonders bindigen Boden auszeichnen, bereits markante, von der Geländehöhe abhängige Unterschiede in der Bodenentwicklung festzustellen; diese können anhand der Horizontabfolge bei zwei verschiedenen Standorten auf der unbeweideten und unbegrüpften Fläche beschrieben werden.

Das Bodenprofil aus der unteren Salzwiese der „Versuchsfelder *Leybucht*“ (Standort 4, siehe Abb. 4) zeigt einen erst sehr geringen Entwicklungsstand. Der AiGo-Horizont weist durch Eisenoxide hervorgerufene, rostrot gefärbte Konkretionen und Rostflecken auf. Der sich anschließende Gro-Horizont mit seinen Oxidations- und Reduktionsmerkmalen geht in ungefähr 45 cm Tiefe in einen durch reduzierte Schwefeleisen-Verbindungen geprägten, tiefschwarzen Gr-Horizont über. Im höher gelegenen, deichnahen Bereich (Standort 2, siehe Abb. 4) ist der Boden deutlich weiter entwickelt. Hier hat sich bereits ein ca. 15 cm

Tab. 2: Bodenhorizonte der untersuchten Hellerprofile für die Standorte (St. Nr.) gem. Abb. 4³

„Versuchsfelder Leybucht“														
unbeweidet unbegrüpft			unbeweidet begrüpft			0,5 R/ha begrüpft		1 R/ha begrüpft		normal begrüpft				
St. Nr.	Horiz.	Tiefe (cm)	St. Nr.	Horiz.	Tiefe (cm)	St. Nr.	Horiz.	Tiefe (cm)	St. Nr.	Horiz.	Tiefe (cm)	St. Nr.	Horiz.	Tiefe (cm)
2	Ah	-15	1	Ah	-15	16	AiGo	-6	8	AiGo	-6	12	AiGo	-8
	Go1	-40		Go1	-35		Go1	-40		Go	-23		Gro	-25
	Go2	-75		Go2	-60		Go2	-60		Gor	-60		Gor	-60
	Gr	> 75		Gr	> 60		Gr	> 60		Gr	> 60		Gr	> 60
4	AiGro	-20	3	Ah	-7	17	AiGro	-6	19	AiGro	-5	9	AiGro	-6
	Gro	-45		Go	-30		Go	-40		Go	-22		Gro	-20
	Gr	> 45		Gor	-45		Gro	-60		Gor	-37		Gor	-50
			Gr	> 45		Gr	> 60		Gr	> 37		Gr	> 50	
6	AiGro	-10	5	Ah	-7	18	AiGo	-5	20	AiGo	-5	10	AiGo	-6
	Go	-20		Go	-30		Go	-35		Go	-22		Gro	-18
	Gro	-45		Gor	-45		Gro	-48		Gor	-35		Gor	-35
	Gr	> 45		Gr	> 45		Gr	> 48		Gr	> 35		Gr	> 35
7	AiGo	-13												
	Gro	-45												
	Gr	> 45												

Buscherheller						Neßmerheller					
außerhalb der Salzpfannen			innerhalb einer Salzpfanne			seit 1988 unbeweidet			1 R/ha		
St. Nr.	Horiz.	Tiefe (cm)	St. Nr.	Horiz.	Tiefe (cm)	St. Nr.	Horiz.	Tiefe (cm)	St. Nr.	Horiz.	Tiefe (cm)
1	AiGo	-8	2	Gro	-5	3	Ai	-5	4	Ai	-5
	Gor1	-30		Gor1	-20		Go1	-35		Go1	-35
	Gor2	-65		Gor2	-55		Go2	-80		Go2	-80
	Gr	> 65		Gr	> 55		Gr	> 80		Gr	> 80

³Ah: Mineralischer Oberboden mit 0,6–15,0 Gew.% org. Substanz (h = humos)

Ai: Initialstadium der Humusanreicherung im Oberboden mit < 0,6 Gew.% org. Subst., oder < 2 cm Mächtigkeit bei > 0,6 Gew. % org. Subst.

Go: Grundwasserbeeinflusster Oxidationshorizont mit > 10 Flächen% Rostflecken oder/und Carbonatflecken; entstanden im Grundwasserschwankungsbereich, einschließlich des geschlossenen Kapillarraums (o = oxidiert)

Gr: im ständigen Grundwasserbereich des Bodens unter Reduktionsbedingungen entstandener G-Horizont, < 5 Flächen% Rostflecken (r = reduziert), ausschließlich an Wurzelbahnen

Gro: G-Horizont mit 5–10 Flächen% Rost- und/oder Carbonatflecken außerhalb von Wurzelbahnen

Gor: G-Horizont mit < 5 Flächen% Rost- und/oder Carbonatflecken außerhalb von Wurzelbahnen

mächtiger, humoser Ah-Horizont ausgebildet, der keine Rostflecken und Konkretionen mehr aufweist. Darunter folgt ein gut durchlüfteter und entsprechend nur Fe-geprägter Go-Horizont, der erst in 75 cm Tiefe in einen Gr-Horizont übergeht. Außer in ihrer Horizontabfolge unterscheiden sich die Böden profilmorphologisch auch in ihrer Gefügeform. So weist der Boden der unteren Salzwiese noch kein Aggregatgefüge auf, während im Oberbo-

den der oberen Salzwiese bereits eine deutliche Krümelgefügebildung auftritt und der Go-Horizont hier Übergänge vom Kohärent- zum Polyedergefüge zeigt.

Kurz zusammengefaßt: Mit ansteigendem Hellerniveau nimmt die Mächtigkeit der durchlüfteten, über dem ständig nassen Reduktionshorizont anstehenden Bodenschicht zu und gleichzeitig die Überflutungshäufigkeit und -dauer logarithmisch ab. Durch die sich mit zunehmender Geländehöhe verbessernde Belüftung des Bodens werden die Prozesse der Pedogenese intensiviert und das Wurzelwachstum gefördert. Beide Vorgänge führen zur Stabilisierung des Hellers.

Die *Begrüpfung* bewirkt eine schnellere Entwässerung des Deichvorlandes, eine Absenkung des Grundwasserspiegels sowie eine im Jahresmittel deutlich verbesserte Bodendurchlüftung und ist somit ebenfalls von signifikanter Bedeutung für die bodenbildenden Prozesse und damit für die Festigkeit des Hellers. Außerdem bewirkt der Aushub eine Erhöhung der Hellerfläche, die wiederum zu einer verbesserten Bodenentwicklung führen kann. Auf der *unbeweideten* Versuchsfläche ist dieser Einfluß aufgrund der geringfügigen Niveauunterschiede (1 bis 3 cm) zwischen den begrüpten und unbegrüpten Standorten jedoch zu vernachlässigen. Dies gilt vor allem für Flächen der oberen Salzwiese, während im tiefer gelegenen Gelände (Standort 3) deutlich positive Auswirkungen der Begrüpfung auf pedogenetische Prozesse zu beobachten sind. Während bei einer fehlenden Begrüpfung der Oberboden starken Grundwassereinflüssen ausgesetzt ist und sich noch im Initialstadium seiner Entwicklung befindet, hat das intakte Grüppensystem hier zu Ausbildung eines ca. 7 cm mächtigen Ah-Horizonts mit Übergängen vom Subpolyeder- zum Krümelgefüge geführt.

In bezug auf *Beweidung* ist auf den begrüpten Versuchsflächen eine Abnahme der Bodenentwicklung mit zunehmender Beweidungsintensität festzustellen. Sie ist im wesentlichen auf den oberen Profilbereich beschränkt und dort sowohl in den Böden der unteren als auch der oberen Salzwiese zu beobachten. Stärkere Beweidung führt dabei auf stark bindigen Böden zu Bodenverdichtung, reduziert die Durchlüftung des Bodens und erhöht den Grad der Wassersättigung. Eine Beweidung der Hellerfläche mit mehr als 1 Rind/ha hat im Oberboden von stark bindigen Böden im Bereich der „Versuchsfelder Leybucht“ sogar zur Ausbildung einer sauerstoffarmen Reduktionszone geführt, die mit einer Verringerung der Wurzelentwicklung verbunden ist.

Im Gegensatz dazu führt eine extensive Beweidung mit 0,5 Rind/ha auf den stark bindigen Böden der „Versuchsfelder Leybucht“ zu deutlich gemäßigten Veränderungen der Bodeneigenschaften und -entwicklungen. So weisen die Profile der mit 0,5 Rind/ha beweideten Fläche nur einen schwach ausgebildeten, noch deutlich grundwasserbeeinflussten AiGo-Horizont mit dichtgelagertem Polyeder- bis Subpolyedergefüge auf und unterscheiden sich damit aufgrund des geringen Viehbesatzes im mäßigen, aber erkennbaren Umfang von den Profilen der unbeweideten und begrüpten Versuchsflächen, die gut strukturierte Ah-Horizonte aufweisen. Mit Zunahme der Beweidungsintensität von 0,5 auf 1 Rind/ha auf dem Buscher- und Neßmerheller sind keine profilmorphologisch markanten Auswirkungen verbunden. Erst bei sehr intensiver (normaler) Beweidung kommt es zu einer weiteren, morphologisch erkennbaren Veränderung im Profil.

Beim Faktor *Bodenart* sind Aussagen zur körnungsabhängigen Bodenentwicklung auf den verschiedenen Untersuchungsflächen nur sehr begrenzt möglich, da sowohl der Buscherheller als auch der Neßmerheller – letzterer mit Ausnahme des aus der Beweidung herausgenommenen Bereiches – auf ihrer gesamten Fläche mit 1 Rind/ha beweidet werden. Allgemein ist eine mit zunehmender Körnung geringfügig abnehmende Entwicklung des Oberbodens von der mit 1 Rind/ha beweideten Versuchsfläche Leybucht über den Buscherheller

zum Neßmerheller zu beobachten. Das Initialstadium der Genese (Ai/AiGo-Horizonte) wurde aber auf keiner der Untersuchungsgebiete überschritten. Auf den unbeweideten Teilbereichen des Neßmerhellers konnten über einen Zeitraum von vier Jahren keine Veränderungen in der Bodenentwicklung festgestellt werden. Dagegen haben sich auf der unbeweideten Versuchsfeldfläche Leybucht in einem ähnlichen Zeitraum sehr deutliche bodenmorphologische Unterschiede zwischen den unbegrüpften und begrüpften Bereichen ausgebildet. Es kann damit gefolgert werden, daß die Entwicklung des tonigen Bodens der Leybucht bei der Konstellation „unbeweidet/begrüpft“ bedeutend schneller abläuft als die Entwicklung des sandigen Bodens des Neßmerhellers.

7.2 Bodenphysikalische Parameter

Die *Korngrößenanalysen* verdeutlichen, daß auf den „Versuchsfeldern Leybucht“ ausschließlich schluffig-tonige Sedimente – Bodenartengruppe schluffiger Ton (uT) – zur Ablagerung gekommen sind. Dennoch ist eine vom Standort und der Bewirtschaftung abhängige Varianz in der Körnung ersichtlich. So nimmt erwartungsgemäß mit abnehmender Strömungsgeschwindigkeit der Tonanteil auf allen Versuchsfeldern deichwärts deutlich zu (Abb. 18). Aber auch die Beweidung übt einen Einfluß auf das Kornspektrum aus. So nimmt der Tonanteil von der unbeweideten Fläche in Seenähe zur beweideten um 5 %, in Deichnähe sogar um 17 % zugunsten des Schluffanteils ab. Dagegen beeinflußt die Begrüpfung offensichtlich das Kornspektrum nur geringfügig, führt aber in der oberen Salzwiese immerhin zu einer leichten Erhöhung des Tonanteils, während in der unteren Salzwiese die Schluffablagerung begünstigt wird.

Im Boden des Neßmerhellers dominieren die Feinsandanteile. Sie nehmen mit der Tiefe von 70 auf 50 % ab, bei gleichzeitiger Zunahme der Ton- und Schluffgehalte. Die Bodenartengruppe ist dem schluffigen/schluffig-lehmigen Sand zuzuordnen. Eine Beeinflussung des Korngrößenspektrums durch Begrüpfung konnte nur in der unteren Salzwiese auf den „Versuchsfeldern Leybucht“ festgestellt werden.

Auf allen Standorten der drei Untersuchungsgebiete steigt die *Lagerungsdichte* als Resultat der Bodenentwicklungs- und Setzungsprozesse vom Oberboden (A-Horizont) zum Unterboden (G-Horizont) deutlich an (Abb. 19). Für die „Versuchsfelder Leybucht“ ist eine signifikante Abnahme der Lagerungsdichte im Oberboden mit zunehmender Geländehöhe charakteristisch. Auf den beweideten Flächen ist hierfür hauptsächlich die deichwärts abnehmende Korngröße der Sedimente und die damit verbundene Zunahme des Porenvolumens verantwortlich zu machen. Weiterhin ist mit zunehmender Beweidungsintensität ein deutlicher Anstieg der Lagerungsdichte im Oberboden erkennbar. Lediglich auf dem normal beweideten Feld ist eine auffällig starke Zunahme im obersten Horizont des Unterbodens charakteristisch, dann sinkt die Lagerungsdichte auf das Niveau der weniger intensiv beweideten Flächen (Abb. 19). Offensichtlich wird der Viehtritt auf den mit 0,5 und 1 Rind/ha beweideten Parzellen durch die Vegetationsnarbe zum größten Teil abgepuffert und eine stärkere Verdichtung des Unterbodens verhindert. Dagegen werden Vegetation und Oberboden bei intensiverer Beweidung stark beansprucht. Die Hufe sinken tiefer ein und führen zu der beschriebenen Kompression im oberen Bereich des Unterbodens.

Erwartungsgemäß nimmt die Lagerungsdichte von den tonigen Böden der „Versuchsfelder Leybucht“ über den lehmigen Boden des Buscherhellers zum sandigen Boden des Neßmerhellers sowohl im Ober- als auch im Unterboden signifikant zu, im Unterboden aber auf einem deutlich höheren Niveau. Offensichtlich hat die Genese des Oberbodens – obwohl

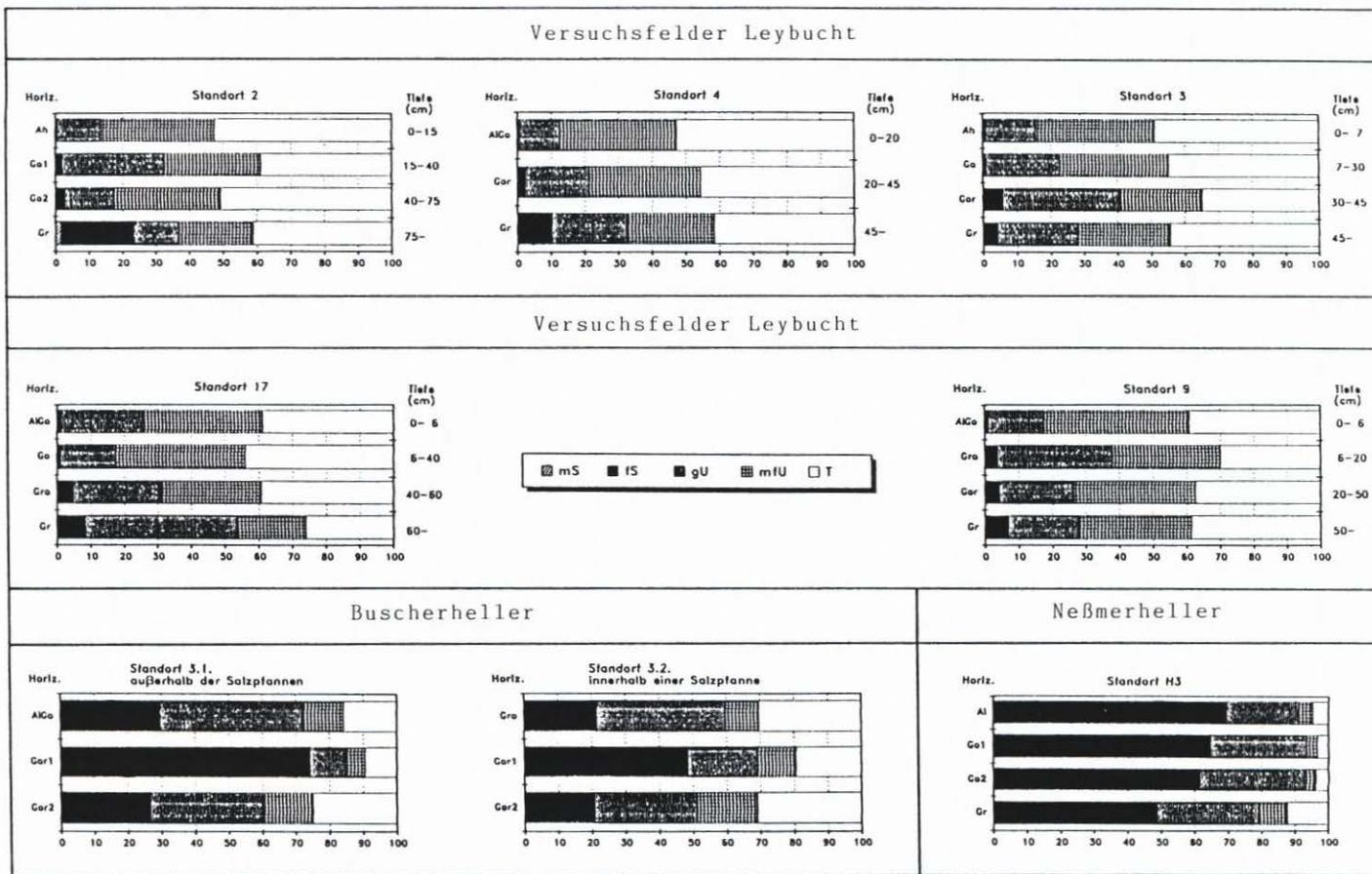
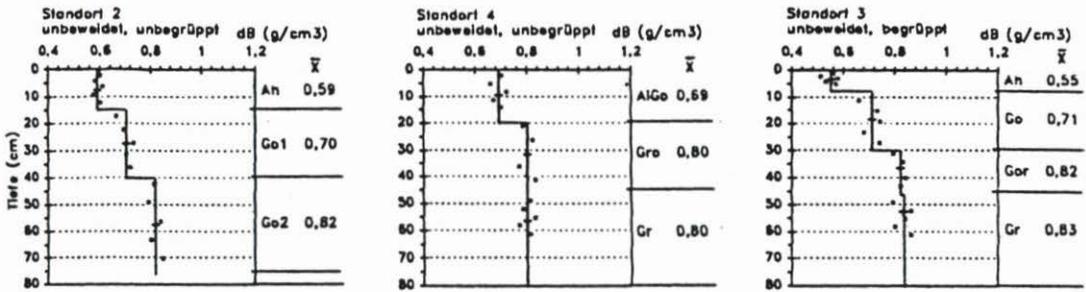
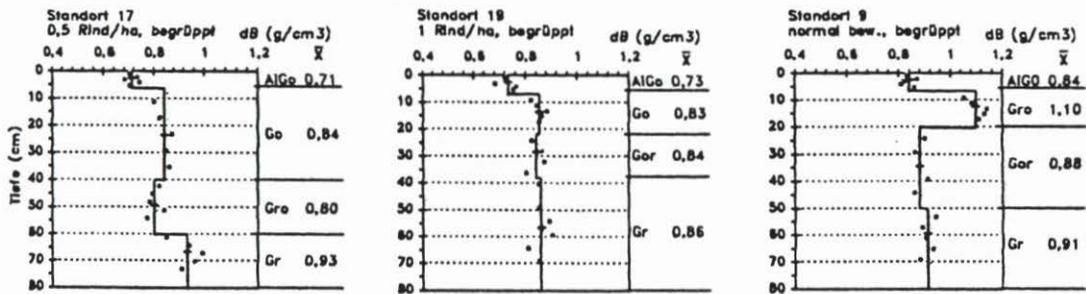


Abb. 18: Korngrößenverteilung repräsentativer Standorte auf den drei Untersuchungsgebieten

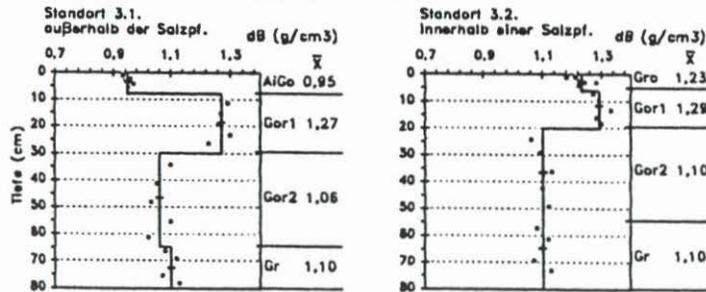
Versuchsfelder Leybucht



Versuchsfelder Leybucht



Buscherheller



Neßmerheller

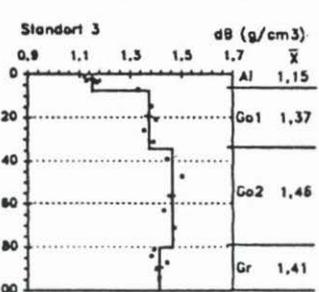


Abb. 19: Lagerungsdichte repräsentativer Standorte auf den drei Untersuchungsgebieten

auf allen Untersuchungsflächen noch im Initialstadium befindlich – bereits eine Abnahme der Lagerungsdichte induziert.

Der *Wassergehalt* der untersuchten Böden unterliegt, in kausaler Beziehung zu den Witterungsbedingungen und den Hellerüberflutungen, jahreszeitlichen Schwankungen. Sie führen zu den niedrigsten Wassergehalten in den trockenen Sommermonaten und den höchsten in den niederschlags- sowie überflutungsreichen Wintermonaten. Zunehmende Geländehöhe bedingt stets, Begrüpfung in den meisten Fällen eine Abnahme des Wassergehaltes. Jedoch zeigt sich, daß ein Grüppensystem nicht nur eine entwässernde, sondern z. T. auch

eine bewässernde Funktion ausüben kann und dadurch sogar zu einem über dem Niveau der unbegrüpften Parzellen liegenden Wassergehalt führen kann. Entsprechend der körnungsbedingten Abnahme des Porenvolumens von den „Versuchsfeldern Leybucht“ über den Buscherheller zum Neßmerheller ist auch ein Rückgang im Wassergehalt zu verzeichnen.

Die *Aggregatstabilität* gibt Auskunft über die Widerstandskraft eines Bodengefüges gegen erhöhte Beanspruchung, wie sie durch Strömung und Wellenschlag verursacht wird (KUNTZE et al., 1983). Sie ist daher ein wichtiges Maß für die Erosionsfestigkeit der untersuchten Deichvorlandböden.

Mit Ausnahme der normal beweideten Versuchsfläche in der Leybucht nimmt die Aggregatstabilität auf allen Untersuchungsgebieten vom Unter- zum Oberboden deutlich zu, was im wesentlichen auf die verklebende Wirkung der im Oberboden akkumulierten organischen Substanzen zurückzuführen ist. Trotz der deutlichen Beziehung zwischen organischer Substanz und Aggregatstabilität ist diese nicht statistisch sicherbar. Hierfür sind zum einen die auf das Bodengefüge bzw. die Bodenentwicklung einflußnehmenden Faktoren Geländehöhe, Bewirtschaftungsform und Bodenart verantwortlich zu machen, zum anderen zeigen erhebliche jahreszeitliche Schwankungen, daß die Aggregatstabilität von weiteren, sehr variablen Bodenparametern, wie z. B. dem Wassergehalt (Schrumpfung bzw. Quellung), abhängig ist (Abb. 20).

Auf der im natürlichen Zustand belassenen Versuchsfläche Leybucht ist die mit ansteigendem Gelände zunehmende Bodenentwicklung mit einer deutlichen Erhöhung der Aggregatstabilität verbunden. Eine der höheren Geländelage gleichwertige Bedeutung ist der Begrüppung beizumessen, die sich durch die Bildung eines Subpolyeder-/Krümelgefüges ebenfalls positiv auf die Aggregatstabilität im Oberboden auswirkt.

Beweidung verursacht auf den „Versuchsfeldern Leybucht“ durch die Zerstörung des Bodengefüges eine erhebliche Abnahme der Aggregatstabilität, so daß auf der normal (= intensiv) beweideten Fläche die geringsten Werte erreicht werden. Weiterhin nimmt mit zunehmender Korngröße die Aggregatstabilität von den Versuchsfeldern zum Neßmerheller stark ab. Parallel dazu gewinnt die stabilisierende Wirkung der organischen Substanzen im Oberboden an Bedeutung.

8. Botanische Untersuchungen

8.1 Pflanzensoziologische Aspekte

Die Ergebnisse der pflanzensoziologischen Untersuchungen, die im August 1990 durchgeführt wurden, lassen sich wie folgt zusammenfassen:

In den nicht beweideten Flächen der „*Versuchsfelder Leybucht*“ trat die typische Zonierung der Pflanzengesellschaften des Deichvorlandes am deutlichsten auf. Nach der Verlandungszone, die von der Queller-Gesellschaft, aber auch von Salzschlickgras-Wiesen geprägt war, folgten die verschiedenen Stadien des Andelrasens (Standorte 5 u. 6, siehe Abb. 4), die flächenmäßig den größten Teil der Versuchsfelder einnahmen. Auf den höher gelegenen Bereichen der Versuchsfelder waren hauptsächlich Rotschwingel-Andelrasen ausgebildet (Standorte 1 u. 2, siehe Abb. 4). An diesen beiden unbeweideten Standorten war *Agropyron repens ssp. mar.* eindeutig dominant. Diese Art fand unter Ausschluß der Beweidung hier anscheinend optimale Wachstumsbedingungen vor und entwickelte dichte, vitale Bestände. Gegenüber diesen unbeweideten Bereichen zeichneten sich Standort 20 (Bereich des Andelrasens) und 8 (Rotschwingelwiese) im beweideten Areal der „*Versuchsfelder Ley-*

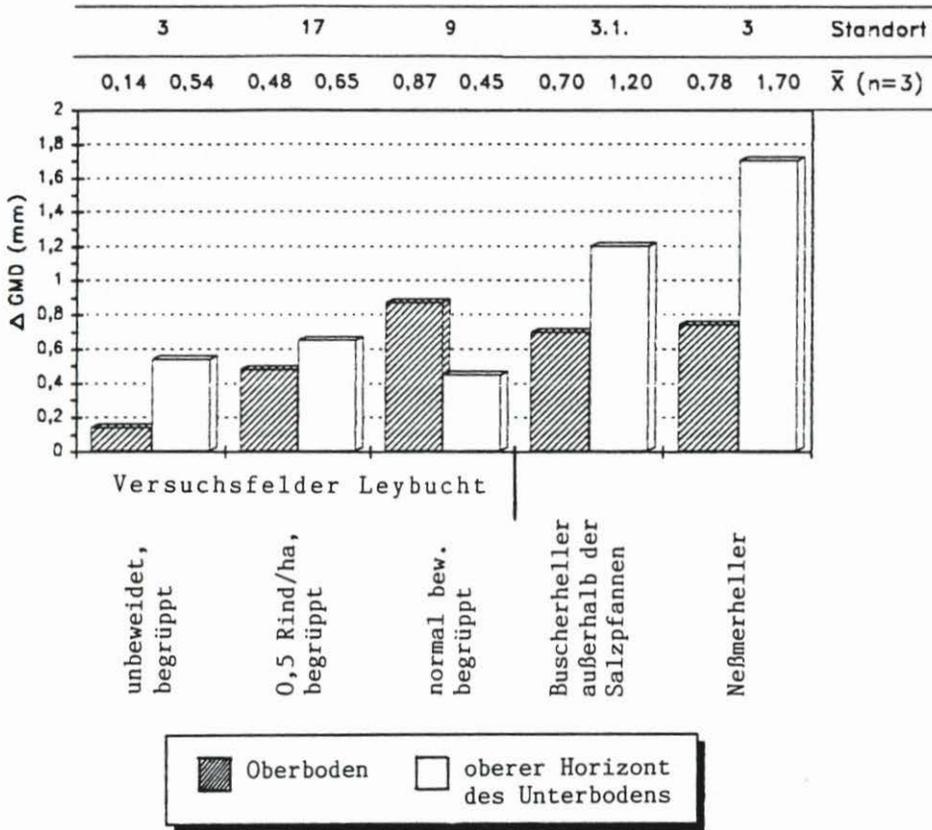


Abb. 20: Aggregatstabilität im Boden repräsentativer Standorte auf den drei Untersuchungsgebieten

bucht“ durch eine Erhöhung der Artendichte aus. Die Pflanzengemeinschaft von Standort 20 war durch das *Puccinellietum maritimae* charakterisiert, wobei im Vergleich zu Standort 5 und 6 zusätzlich *Suaeda maritima*, *Salicornia stricta*, *Cochlearia anglica* und *Spergularia salina* vertreten waren.

Auf dem *Buscherheller* kam die typische Ausprägung des Andelrasens nur sehr vereinzelt und kleinflächig vor. Im Bereich der Salzpflanzen (eingesenkte, vegetationsarme Bereiche) war die Zusammensetzung der Vegetation charakterisiert durch die Assoziation des *Puccinellio maritimae*-*Salicornietum ramosissimae*, in der *Puccinellia maritima*, *Suaeda maritima*, *Aster tripolium*, *Spergularia maritima* und *Salicornia stricta* dominierten.

Ein Teil des *Neßmerhellers* wurde 1989 aus der Beweidung herausgenommen. Hier war mit einer mittleren Artenzahl von 8 das bei weitem breiteste Artenspektrum vorhanden. Der Vegetationstyp konnte durch die Assoziation des *Juncetum gerardii* beschrieben werden. Der Heller war insbesondere in Nähe der Abbruchkante durchsetzt von vegetationsarmen Bereichen. Dabei waren nicht nur die Gesamt-Deckungsgrade der beiden Standorte unterschiedlich hoch, auch die Anteile der Arten variierten. So war z. B. im Inneren der vegetationsarmen Stellen die Deckung von *Festuca rubra* und *Agrostis stolonifera* geringer als außerhalb, dagegen traten *Salicornia stricta*, *Suaeda maritima*, *Triglochin maritimum*, *Spergularia salina* und *Puccinellia maritima* vermehrt auf.

8.2 Unterirdische Biomasse und ihre Abhängigkeit von der Beweidung der Heller

Die unterirdische Biomasse setzt sich aus Mikroorganismen, tierischen Organismen und Pflanzenteilen zusammen. Im Rahmen dieses Projektes wurde nur der Beitrag der Vegetation zur unterirdischen Biomasse bearbeitet. Er umfaßt lebende und tote Wurzeln, Rhizome und überschlickte bzw. eingetretene oberirdische Pflanzenteile. Die vertikale Verteilung der unterirdischen Biomasse wurde im Rahmen dieses Projektes an zehn Standorten kontinuierlich untersucht. Es galt die Frage zu beantworten, ob sich in Abhängigkeit von Standortfaktoren wie Beweidung oder Begrüpfung ein bestimmtes vertikales Verteilungsprofil ergibt. Obwohl deutlich gezeigt werden konnte, daß die vertikale Verteilung der Biomasse auf den Hellerflächen (jahres-) zeitlich nicht stabil ist, ergaben sich standorttypische Verteilungsprofile.

So ließ sich der Einfluß der Begrüpfung auf den unbeweideten Versuchsfeldern Leybucht untersuchen, wo die Standorte 1 und 5 (Abb. 4) vor Beginn der Untersuchungen im April 89 neu begrüpft wurden, die Standorte 2 und 6 dagegen nicht. Wie aus Abb. 21 hervorgeht, wies der begrüpfte Standort bis auf den Bereich von 10 bis 16 cm Bodentiefe den höheren Biomassegehalt auf als der unbegrüpfte Standort. Diese Abweichungen sind allerdings nicht im statistischen Sinne signifikant.

Der Einfluß der Beweidung auf die vertikale Verteilung der unterirdischen Biomasse konnte auf den Versuchsfeldern Leybucht an unbeweideten und begrüpften bzw. beweideten und begrüpften Standorten erarbeitet werden. Dabei waren die vertikalen Verteilungen unterirdischer Biomasse an den unbeweideten und beweideten Standorten in typischer Weise voneinander verschieden. Abb. 22 zeigt, daß an den unbeweideten Standorten mit 70 % der größte Teil der unterirdischen Biomasse in der Bodenschicht von 0 bis 10 cm konzentriert war. Der Gehalt an Biomasse in der Bodenschicht von 10 bis 20 cm war mit ca. 30 % dagegen nur noch gering. In ca. 10 cm Tiefe befand sich eine markante Übergangszone, die zwei Bodenschichten mit unterschiedlichem Biomassegehalt voneinander trennte. Eine derartige Übergangszone war an den beweideten und begrüpften Standorten nicht vorhanden. Hier nahm der Gehalt an unterirdischer Biomasse mit zunehmender Bodentiefe zwar ebenfalls ab, doch nicht so rapide wie an den unbeweideten Standorten. Im Bereich von 10 bis 20 cm Bodentiefe waren hier immer noch mehr als 40 % der Gesamt-Biomasse vorhanden.

8.3 Einfluß der unterirdischen Biomasse auf den Bodenwiderstand der Heller

Die unterirdische Biomasse, der Bodenwassergehalt, der Bodenwiderstand und weitere Parameter des Bodens sind deutlichen jahreszeitlichen Änderungen unterworfen. Sie alle tragen in komplexer Weise und mit gegenseitigen Abhängigkeiten zur Festigkeit des Salzwiesenbodens bei. Dies erschwert die Quantifizierung des Beitrages der unterirdischen Biomasse. Geht man davon aus, daß der Penetrationswiderstand in erster Linie von der Textur und dem Wassergehalt des Bodens sowie der Durchwurzelungsintensität bestimmt wird, sollte es möglich sein, in einer multiplen Analyse den Einzelbeitrag der unterirdischen Biomasse am gemessenen Gesamtwiderstand des Bodens abzuschätzen. Diese Analyse wird im folgenden für Sommer- und Winterhalbjahr getrennt vorgestellt:

Die Situation im Winterhalbjahr (Oktober bis März) ist durch einen relativ niedrigen Bodenwiderstand gekennzeichnet, dessen erstes Maximum in 7 cm Bodentiefe liegt. Erst ab 15 cm Tiefe führt eine erneute Zunahme des Bodenwiderstandes zu vergleichbar hohen Wer-

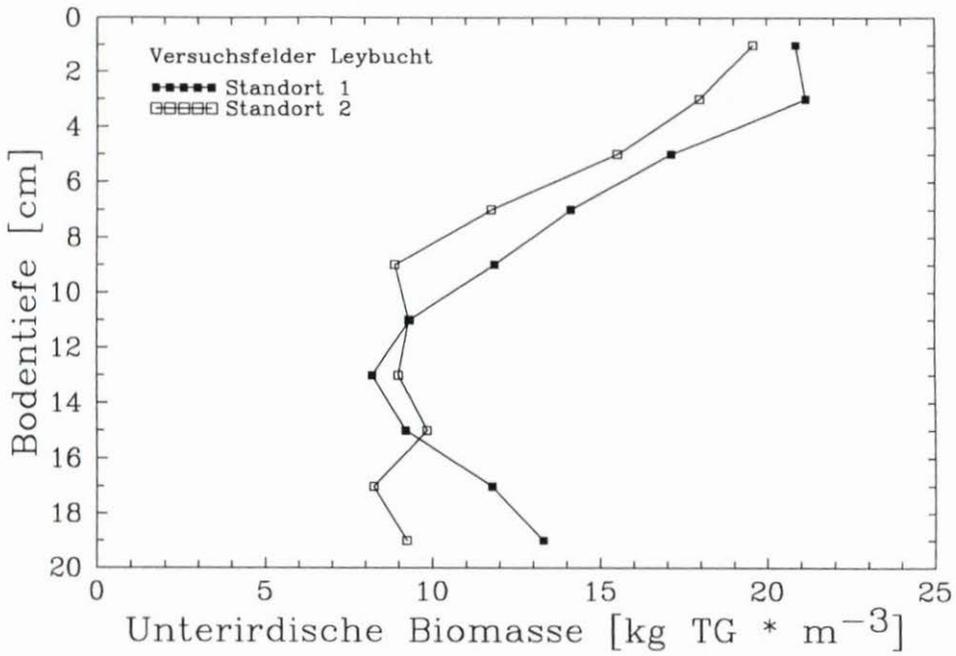


Abb. 21: Durchschnittliche vertikale Verteilung der unterirdischen Biomasse an den Standorten 1 (be-grüpft) und 2 (unbe-grüpft)

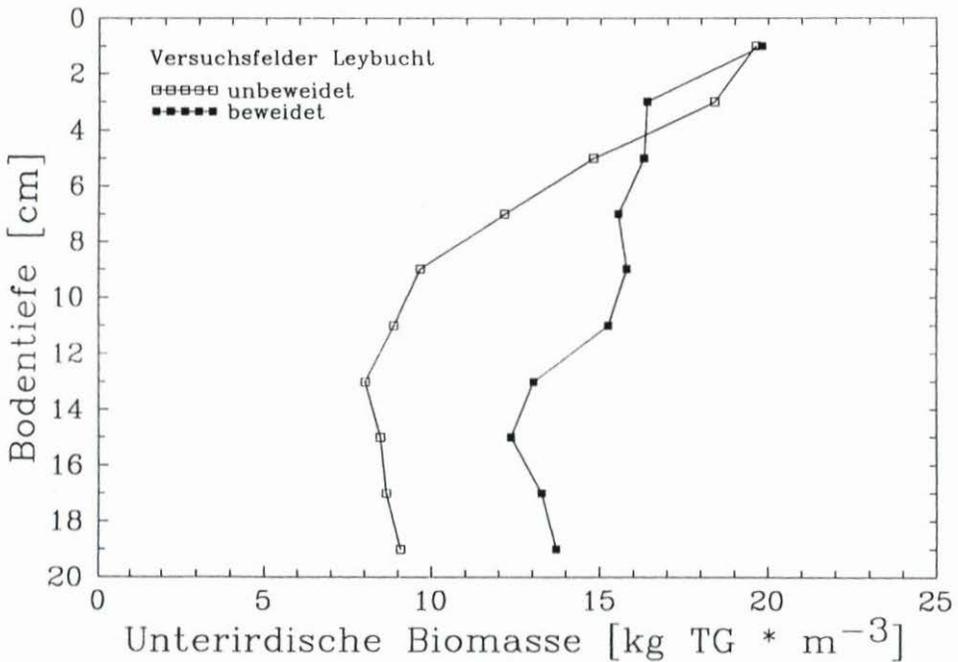


Abb. 22: Durchschnittliche vertikale Verteilung der unterirdischen Biomasse von unbeweideten und beweideten Standorten der Versuchsfelder Leybucht

ten. Der Gehalt an unterirdischer Biomasse nimmt bis 13 cm Bodentiefe ab, um danach wieder anzusteigen. Der Bodenwiderstand sinkt mit zunehmender Bodentiefe, während die Lagerungsdichte stetig ansteigt (Abb. 23). Im Sommerhalbjahr (April bis September) ist der Bodenwiderstand relativ hoch, sein Maximum liegt deutlich in 3 cm Bodentiefe, danach nimmt er ab. Der maximale Gehalt unterirdischer Biomasse befindet sich direkt unter Bodenoberfläche. Mit zunehmender Bodentiefe geht der Gehalt unterirdischer Biomasse zurück. Der Bodenwassergehalt nimmt ab 7 cm Tiefe geringfügig ab, und in der Lagerungsdichte hat sich im Vergleich zum Winterhalbjahr nichts verändert. Sie nimmt mit zunehmender Bodentiefe stets zu.

Der Bodenwassergehalt wirkt als dominierender Faktor auf den Bodenwiderstand ein. Erreicht der Wassergehalt im Boden extrem niedrige oder hohe Werte, so können Einflüsse der unterirdischen Biomasse leicht überdeckt werden. Die Lagerungsdichte, ein weiterer Pa-

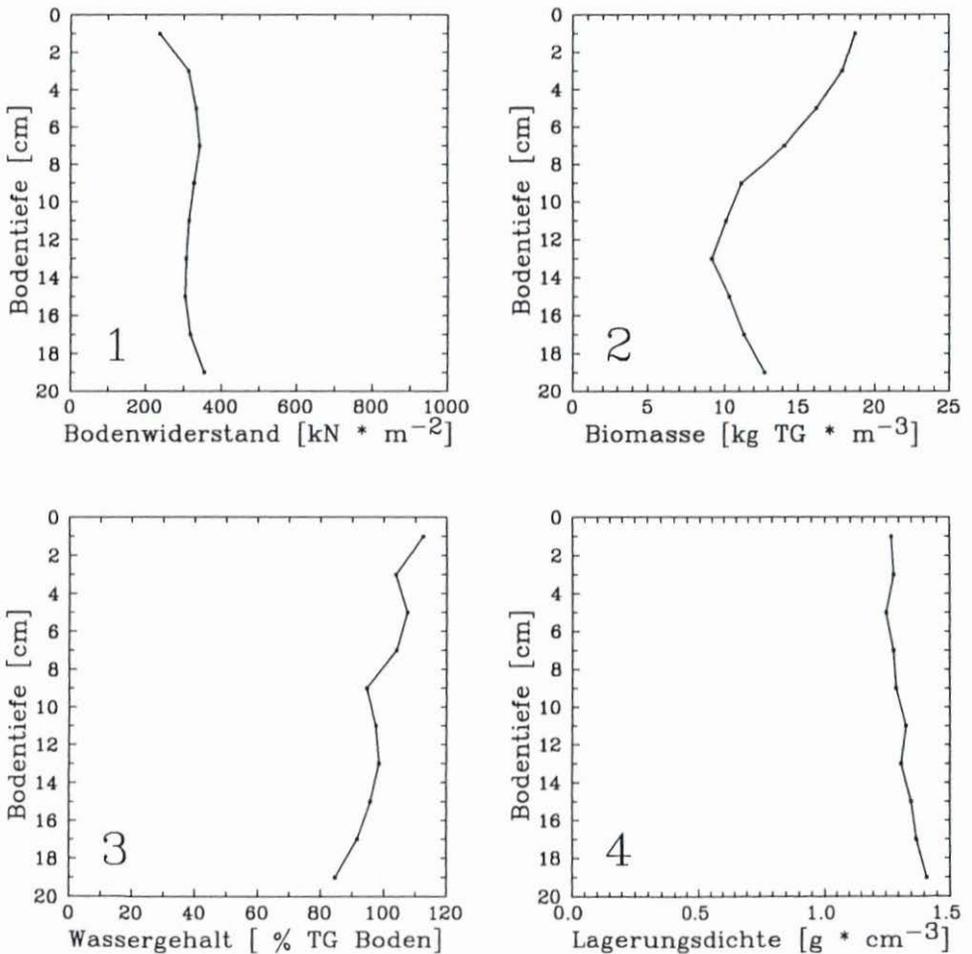


Abb. 23: Verlauf von Bodenwiderstand (1), Gehalt unterirdischer Biomasse (2), Bodenwassergehalt (3) und Lagerungsdichte (4) im Winterhalbjahr (Oktober bis März)

parameter, der den Bodenwiderstand beeinflusst, kann vernachlässigt werden, da keine bedeutende Änderungen im Verlauf des Jahres beobachtet werden konnten. Bei der Beschränkung auf den Einfluß des Wassergehaltes müßte ohne Berücksichtigung anderer Parameter der Bodenwiderstand sowohl im Winterhalbjahr als auch – etwas weniger deutlich – im Sommerhalbjahr mit zunehmender Bodentiefe stetig ansteigen. Tatsächlich ist aber diese Stetigkeit nicht gegeben: Im Winter befindet sich das Maximum des Bodenwiderstandes in 7 cm Bodentiefe, im Sommer ein sehr ausgeprägtes Maximum in 3 cm Tiefe. Auch unter ausschließlicher Berücksichtigung der Lagerungsdichte wäre ein anderer als der gemessene Verlauf des Bodenwiderstands zu fordern. Aufgrund einer Exponentialbeziehung zwischen Lagerungsdichte und Bodenwiderstand bewirkt eine Erhöhung der Lagerungsdichte stets eine Erhöhung des Bodenwiderstandes. Tatsächlich aber wurden die maximalen Bodenwiderstände in den oberen Bodenschichten gemessen.

Auf den unbeweideten „Versuchsfeldern Leybucht“ war es am ehesten möglich, einen positiven Zusammenhang zwischen der unterirdischen Biomasse und dem gemessenen Bodenwiderstand herzuleiten. Abb. 24 stellt das Ergebnis der Regressionsanalyse dar, das auf den Mittelwerten dieser Parameter beruht. Danach war auf den „Versuchsfeldern Leybucht“

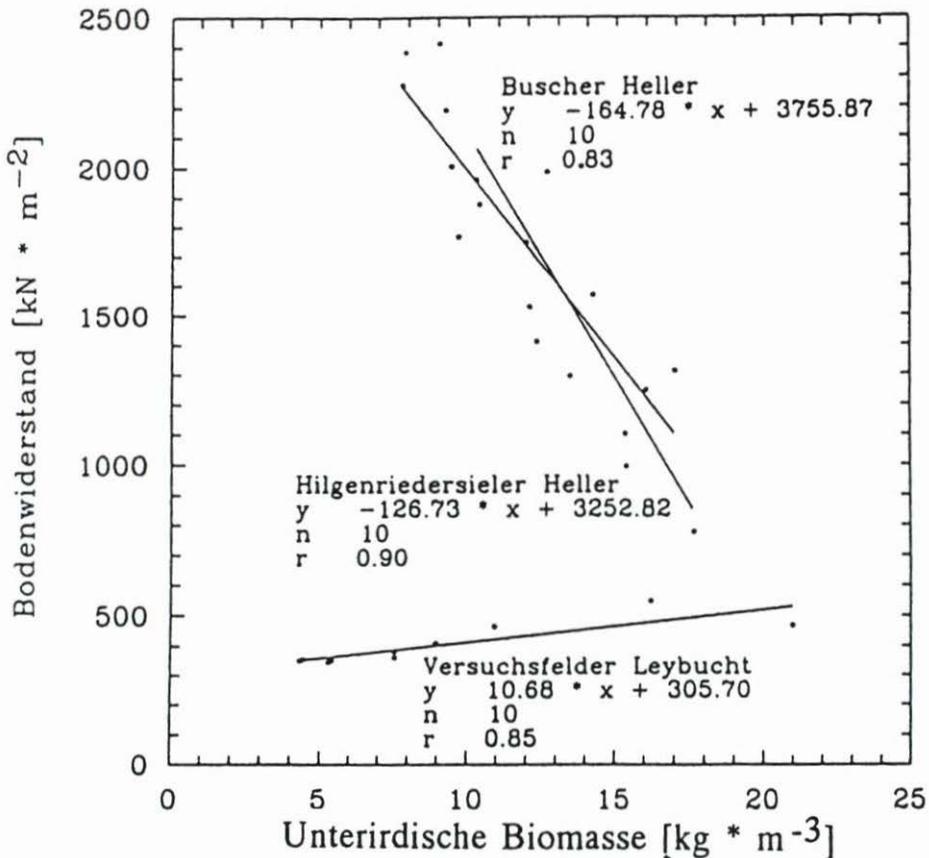


Abb. 24: Zusammenhang zwischen unterirdischer Biomasse und gemessenem Gesamtwiderstand des Bodens in den Untersuchungsgebieten „Versuchsfelder Leybucht“, Buscherheller und Neßmerheller

mit einer Zunahme an unterirdischer Biomasse eindeutig ein Anstieg im Bodenwiderstand verbunden. In den beiden anderen Untersuchungsgebieten war ein derartiger Zusammenhang dagegen nicht zu beobachten. Der Bodenwiderstand dieser Salzwiesen war im Vergleich zu dem der „Versuchsfelder Leybucht“ aufgrund von Bodenentwicklung und Bewirtschaftung bereits um den Faktor 2 bis 5 erhöht; Bodenwiderstände in dieser Höhe können das Penetrationsvermögen der Wurzeln bereits erheblich begrenzen. Dies führte zu einem gänzlich verschiedenen Zusammenhang: Bei einer Zunahme im Bodenwiderstand ist hier eine Abnahme im Gehalt an unterirdischer Biomasse zu verzeichnen.

8.4 Treibsel

Die Rücknahme der Beweidungsintensität bzw. der gänzliche Verzicht auf Beweidung im Deichvorland hat aus der Sicht des Küstenschutzes und nicht zuletzt auch unter ökonomischen Gesichtspunkten eine bisher noch nicht genannte Relevanz für die Zunahme von Treibsel an den Deichen. Der sich nach Hellerüberflutungen entlang des Spülsaums abgelagerte Teek führt zur Beschädigung oder gar zum Absterben der Grasnarbe. Damit ist die Stabilität der Deichaußenböschung in diesen Bereichen reduziert, und potentielle Schwachstellen bei Sturmfluten werden geschaffen.

Die Gegenüberstellung der seit 1978 vorliegenden Daten über die jährlich anfallenden Teekmengen in der Leybucht und der Anzahl an Weidetieren zeigt, daß der Rückgang in der Beweidungsintensität zu einer deutlichen Treibselzunahme geführt hat (Abb. 25). So hat sich die Teekmenge der Jahre 1990/93 gegenüber dem Zeitraum 1978/84 verdoppelt, während sich die Zahl der Weidetiere hingegen halbiert hat. Weitere Untersuchungen im Bereich der Leybucht haben u. a. ergeben, daß sich der Teek aus Pflanzen der Salzwiesen zusammensetzt, und daß bei Sturmfluten keine größeren Treibselmengen in die Leybucht eingetragen werden. Das durch Sturmfluten auf den Salzwiesen der Leybucht angespülte Pflanzenmaterial stammt von den Vorländern der Leybucht selbst.

9. Untersuchungen im Seewasserversuchskanal

9.1 Strömungsbelastung

Die Untersuchungen im Seewasserversuchskanal bzw. Wellenkanal hatten das Ziel, den Einfluß der botanischen und pedogenen Faktoren auf die Erosionsfestigkeit der untersuchten Hellerflächen qualitativ und quantitativ darzustellen.

Mit einer ausgedienten Schöpfwerkspumpe konnten bis zu 2,5 m³/s abgesetztes Seewasser in die 50 m lange Betonversuchsrinne gefördert werden. Die großvolumigen, jeweils etwa 500 kg schweren Hellerbodenproben (Länge:Breite:Höhe = 100:70:40 cm, d. s. 0,3 m³) wurden als ungestörte Proben mit einer speziell dafür gefertigten Form im Heller gewonnen und in einer Reihe von drei Proben auf drei Meter Länge in den Kanal, der mit seitlichen Sichtscheiben ausgestattet war, eingebaut (Abb. 26). Der Querschnitt des Versuchskanals von 0,7 x 1,4 m war durch allmähliche Einschnürung zur Sichtstrecke soweit verringert, daß über den Proben im Druckgerinne Strömungsgeschwindigkeiten bis 4,5 m/s erzeugt werden konnten. Auch bei längeren Versuchseinstellungen konnte das salzige Milieu für Pflanzen und Boden erhalten bleiben. Es wurden Bodenproben aus den drei Versuchsgebieten von Flächen mit unterschiedlicher Nutzung untersucht.

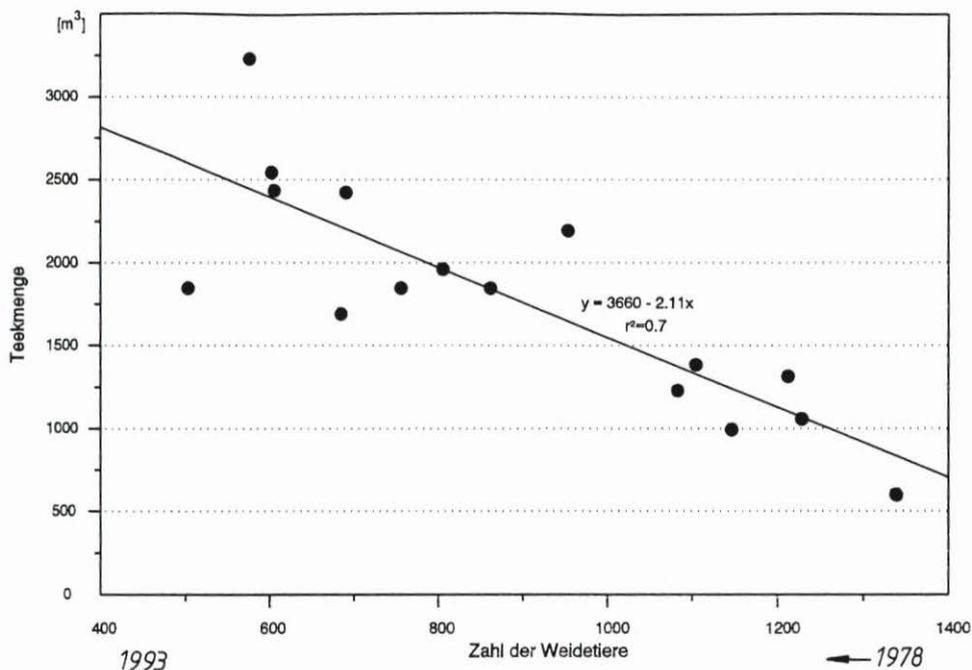


Abb. 25: Abhängigkeit der Teekmenge von der Beweidungsintensität bezogen auf die östliche Leybucht



Abb. 26: Der Seewasserversuchskanal am Spülbecken für die Außentiefräumung in Neßmersiel. Im Vordergrund: Meßstrecke mit Sichtscheiben

In einer ersten Versuchsphase wurden die unterschiedlichen Bodenproben mit einer Strömungsgeschwindigkeit von bis zu 3,0 m/s belastet. Die Strömungsgeschwindigkeit entspricht der maximalen Geschwindigkeit innerhalb des gemessenen Strömungsprofils. Diese Strömungsgeschwindigkeit wurde als Dauerbelastung ca. 15 Stunden beibehalten. Die hydraulischen Parameter wie Strömungsgeschwindigkeit und Druckschwankungen sowie der Zustand des Bewuchses und Bodens wurden anhand von Messungen bzw. Foto- und Videoaufnahmen festgehalten. Anschließend wurde die Strömungsgeschwindigkeit bis zu einer Extrembelastung von 4,5 m/s gesteigert. In einer abschließenden Versuchsreihe wurde die in Strömungsrichtung gesehen dritte und letzte Probe so angehoben, daß im Übergang von der zweiten zur dritten Probe ein Geländesprung von 6 cm und anschließend von 10 cm entstand (Kantenversuche). Hierdurch wurden ausgeprägte Störstellen simuliert und der Boden dem direkten Strömungsangriff ausgesetzt.

Im Laufe der Strömungsversuche an einer Bodenprobe konnten infolge der Ausspülung von Bodenteilchen zunächst gewisse Einblicke in den Bodenaufbau gewonnen und Rückschlüsse auf die Bodenentwicklung gezogen werden. So weist der Boden des unbeweideten Versuchsfeldes eine Schichtung aus aufgeschlicktem Sediment und dazwischen eingeschlossenem, weitestgehend unverrottetem ehemaligen Bewuchs auf. Dieser geschichtete Bodenaufbau war vor Ort noch in Tiefen bis zu 60 cm unterhalb der Oberfläche zu erkennen. In den beweideten Versuchsfeldern wird diese Schichtung zum Teil durch den Viehtritt zerstört und das Pflanzenmaterial in den Boden eingearbeitet. Der Vergleich der Bodenproben aus dem unbegrüpften Bereich (Standort 6) und einem vergleichbaren begrüpften Bereich (Standort 5) zeigt einen unterschiedlichen Bodenaufbau. Da für das Bodenleben durch die Entwässerung günstigere Bedingungen geschaffen worden sind, ist die in den begrüpften Bereichen festzustellende Schichtung sowie die fehlende Verbindung der Schichten untereinander nicht so ausgeprägt.

Die Untersuchungen zur Belastungswirkung durch Strömung zeigten durchgehend, daß eine Erosion der Hellerböden durch eine stationäre bzw. quasi-stationäre Überströmung nahezu ausgeschlossen werden kann. Dies gilt auch für Bodenproben, die für entsprechende Untersuchungen durch künstliche Bewuchsreduzierungen gezielt geschwächt wurden. Die Probenkörper wurden bei den Versuchen über mehrere Stunden mit Strömungsgeschwindigkeiten von bis zu 4,5 m/s belastet. Derartige Geschwindigkeiten liegen oberhalb der in der Natur gemessenen Dauerwerte bzw. der zu erwartenden Belastungsgrößen. Zugeordnete Naturmessungen in den Untersuchungsgebieten weisen einen Wertevorrat bis ca. 1,0 m/s aus, Strömungsspitzen von über 5 m/s treten allein als singuläre und kurzfristige Belastungsspitzen unter Seegangsbedingungen auf.

Auch die Ausbildung eines positiven Geländesprunges als ausgeprägte größere Störstelle führte unter stationärer Strömung nur bei wenigen Proben zu Auswaschungen. Die lokalen Erosionen kamen bei den untersuchten Bodenproben im Anschluß an eine Stabilisierungsphase dauerhaft zum Stillstand. Dem Wurzelwerk und dem schichtweise eingeschlossenen Pflanzenmaterial ist dabei zweifelsfrei die maßgebende erosionsmindernde Wirkung beizumessen. Die mit der Bodenentwicklung verbundene biogene Sedimentstabilisierung führt zu einer Erhöhung der Hellerfestigkeit. Mit zunehmender Aggregatstabilität des Krümelgefüges im Laufe der Bodenentwicklung in Verbindung mit einem ausgeprägten Wurzel- bzw. Kornfaserwerk sowie durch die gute Abschirmung des Bewuchses gegenüber den Strömungskräften bildet sich ein Verbundwerk, das auch bei partiellen Störungen in seiner Gesamtheit erhalten bleibt; die überdeckten älteren Horizonte weisen dies unter Belastung aus.

Da sowohl die Bodenentwicklung als auch die Beweidungsart und die Entwässerung die Bodenstruktur und die Wurzelaktivität bestimmen, führt eine abnehmende Beweidungs-

tensität trotz geringerer Bodenverdichtung nicht zwangsläufig zu einem Verlust an Festigkeit. Im Vergleich der unterschiedlich bewirtschafteten Standorte auf den Versuchsfeldern Leybucht zeigten die Bodenproben aus dem extensiv beweideten, deichnahen Bereich die höchsten Festigkeiten. Bei geringer Bodenentwicklung konnten insbesondere an Proben aus den niedriger gelegenen, unbegrüpften Bereichen des unbeweideten Versuchsfeldes vereinzelt Auswaschungen hervorgerufen werden. Die hier auftretende Wechsellagerung aus Sediment und abgestorbenen Pflanzen bzw. ehemaligen Hellerhorizonten zeigte nur einen geringen Verbund untereinander und reagierte daher auf die Strömungsbelastung empfindlich. Bei Strömungsgeschwindigkeiten um etwa 3 m/s trat bei einigen dieser Proben schlagartig flächenhafte Erosion auf. Der Boden wurde dabei in einer 10 cm dicken Schicht abgeschoben bzw. „teppichartig“ aufgerollt. Vergleichbare begrüpfte Bereiche zeigen hingegen eine höhere Festigkeit.

Die durch den oberirdischen Teil des Bewuchses beeinflusste Strömung kann zu Turbulenzen führen, die bereits oberhalb der Helleroberfläche eine Reduzierung der Strömungsgeschwindigkeit bewirken. Die optimale Abschirmung wird dabei von einem Bewuchs erreicht, der möglichst hoch und elastisch ist, ohne daß sich aber die damit verbundene Abnahme der Bestandsdichte negativ bemerkbar macht. Diese Voraussetzungen werden auf den Versuchsfeldern Leybucht bei einer Beweidung mit 0,5 Rind/ha und 1 Rind/ha erfüllt, aber auch auf den unbeweideten Parzellen am Neßmerheller. Der Bewuchs auf den normal beweideten Flächen übt eine geringere abschirmende Wirkung aus, so daß hier eine höhere Strömungsbelastung für den Boden abgeleitet werden kann.

9.2 Wellenbelastung

Die Seegangsbelastung der Hellerkante wurde in einer Wellenrinne im Leichtweiß-Institut der Technischen Universität Braunschweig ebenfalls im Maßstab 1:1 simuliert.

Die Ergebnisse zeigen, daß im Gegensatz zur Strömungsbelastung, die nur in Ausnahmen zu einer nennenswerten, begrenzten Erosion der Hellerflächen führt, durch den Seegang auf verschiedene Weise eine instationäre Belastung des Hellers hervorgerufen werden kann. Die Größe der Belastung in Verbindung mit der Wirkdauer kann die Hellerfestigkeit partiell überschreiten. So weisen die Untersuchungen im Wellenkanal aus, daß der Heller bei Wellenbelastung besonders an der Hellerkante gefährdet ist. Die flächenhaften Belastungen durch Strömungen an der Helleroberfläche werden somit bei Wellenwirkung auf eine kritische Linienlast an der Hellerkante zurückgeführt. Dies ist für den Bestand der Hellerflächen von substantieller Bedeutung.

Ausgehend von den Ergebnissen der Strömungsuntersuchungen und den Naturmessungen konzentrierten sich die Untersuchungen zur Wellenbelastung auf Proben aus der Hellerkante vom Neßmerheller und vom Buscherheller. Diese Großproben wurden verschiedenen Belastungsformen ausgesetzt. Die stärksten Belastungen der Hellerkante traten bei vor der Hellerkante brechenden Wellen auf, die mit ihrer Brecherzunge direkt auf die Kante schlugen (Druckschlagbelastung). Bei den anderen Belastungsformen wird der Heller und insbesondere die Hellerkante allein durch die Schwallströmung brechender Wellen beansprucht.

Die zugehörigen Naturmessungen weisen aus, daß für die entsprechenden extremen Belastungen der Hellerkante relativ kleine Wellen bei entsprechenden Wasserständen, i. d. R. auf dem Niveau des mittleren Tidehochwasserstandes (MThw), die Voraussetzung bilden. Ausgehend von diesen Ergebnissen wurden die Großproben mit mittleren Wellenhöhen von

0,2 m und Wellenperioden von 2 s beansprucht. Die gemessene, mittlere Druckschlaghöhe in den Versuchen betrug rd. 0,4 bar. Dies entspricht einer Flächenbelastung von 4 t/m^2 , die Spitzenwerte erreichten sogar ein Belastungsniveau bis ca. 18 bar bzw. 180 t/m^2 . Die zugehörigen maximalen Strömungsgeschwindigkeiten des Auflaufschwalls der brechenden Welle lagen in diesen Untersuchungen bei ca. 3 m/s.

Sowohl an Proben vom Neßmerheller als auch vom Buscherheller führte der Seegang bereits nach einigen Minuten zu ausgeprägten Erosions- und Auflösungserscheinungen in Form von Erosionsmulden. In bezug auf Entwicklungsfortschritt und -intensität sind deutliche Unterschiede festgestellt worden. Durch Auswaschen des sandigen Bodenmaterials bildete sich am Neßmerheller bereits nach einigen Minuten knapp unterhalb des Ruhewasserspiegels im Bereich der maximalen Druckschlagbelastung eine Erosionsmulde. Die in diesen Hohlräumen wirkenden Druckschläge in Verbindung mit der starken aufwärts gerichteten Strömungskomponente führten dazu, daß der Boden nach oben hin durchbrochen und zusammen mit der Grasnarbe ausgetragen wurde. In diesem Falle ist eine negative Wirkung des Verbundes zu erkennen. Nachdem die Grasnarbe einmal zerstört war, wurde die Probe auf annähernd der gesamten Höhe abgetragen. Die Auswaschungen der freiliegenden ehemaligen Hellerhorizonte als Teil der Wechselschichtungen bewirkten nachfolgend eine auffällige Erosionshemmung, indem sie die Druckschläge durch die Gesamtelastizität und die gebundenen Wasserflächen dämpften und zugleich die Stabilität der Oberfläche gegenüber der Strömungsbelastung absicherten.

Der bindigere Boden des Buscherhellers wies bei den Wellenversuchen eine vergleichsweise hohe Stabilität auf. Im Gegensatz zu den sandigen Bodenproben vom Neßmerheller wurde hier der Boden weniger durch Auswaschung als vielmehr durch das Ausbrechen größerer Brocken erodiert. Auch bei diesen Proben kam es im Bereich des Ruhewasserspiegels zu Auskolkungen. Die Druckschlagwirkung und der Strömungsangriff der an der Böschung hochschießenden Wassermassen führten dann ebenfalls zu einem Durchbrechen der Grasnarbe. Die Auflösungsprozesse nahmen über die Zeit ab und kamen während der Versuche zum Stillstand.

10. Folgerungen für Handlungsempfehlungen

Auf der Grundlage der skizzierten Forschungsergebnisse sollen für die Pflege und Sicherung von Deichvorland bzw. Salzwiesen Folgerungen für Handlungsempfehlungen entwickelt werden. Dabei werden die Erkenntnisse aus den hydrologischen, morphologischen, bodenkundlichen und botanischen Forschungsergebnissen zugrunde gelegt und in die relevanten natur- und ingenieurwissenschaftlichen Fragestellungen eingearbeitet.

Die große Bedeutung der Hellerflächen für die Belange des Küsten- und Naturschutzes sowie der relativ geringe Bestand solcher Areale erfordern eine verantwortungsvolle Sicherung der vorhandenen Hellerflächen. Allen auftretenden Kantenabbrüchen sollte daher entgegen gewirkt bzw. die Neubildung von Hellerflächen unterstützt werden. Hierfür eignen sich nach den vorliegenden Erfahrungen Lahnungen vor den Abbruchbereichen. Sie sollten mit der Oberkante auf 0,3 m über MThw angelegt werden, da sie so zu einer stärkeren Wellendämpfung und einer verstärkten Auflandung der Lahnungsfelder führen und gefährdete Hellerkanten deutlich wirksamer gegen Abbruch schützen. Vor dem Neßmerheller betrug die Abbruchrate hinter derartigen Lahnungen rund 0,6 m/Jahr. Ohne Lahnung wurde bei nahezu gleichen Verhältnissen die fünffache, bei Lahnungen mit der Oberkante auf MThw die dreifache Abbruchrate ermittelt.

Mit einem Lahnungssystem, ggf. aus mehreren Lahnungsfeldern hintereinander bestehend, können die das Deichvorland belastenden Seegangskräfte bei Kanten- und normalen Fluten erheblich verringert werden und – insbesondere bei einem mehrfeldrigen System – ein allmählicher Übergang vom niedrigen Watt zum höher gelegenen, begrünten Deichvorland erreicht werden. Da die Seegangsbeanspruchung der Hellerkante durch die Lahnung und die im gleichen Sinne wirkende Aufhöhung im Lahnungsfeld verringert wird, sollten die Aufhöhung und Stabilisierung der Sedimente im Lahnungsfeld sowie die Wasserauf- und -ableitung sichergestellt werden.

Die Beanspruchung der Hellerkante durch Wellenwirkung ist abhängig von der Höhenlage des vorgelagerten Wattes sowie von der Häufigkeit erhöhter Wasserstände und wirksamer Seegangsenegie. Regelmäßige Vermessungen sind daher zur Erfassung der morphologischen Entwicklung des Wattes notwendig.

Eine Gefährdung der untersuchten Hellerflächen durch Oberflächenerosion als Folge reiner Überströmung kann nach den vorliegenden Forschungsergebnissen für breite Hellerflächen mit einer gesicherten Oberflächenentwässerung als gering eingestuft werden. Aufpflegerische Maßnahmen sollte jedoch nicht gänzlich verzichtet werden, um auch bei langandauernder bzw. zunehmender Belastung den Bestand zu erhalten.

Generell ist eine ausreichende Wasserableitung vom gesamten Heller sicherzustellen, da die Begrüpfung sich in vielerlei Hinsicht positiv auswirkt. Dies gilt in ganz besonderem Maße für den deichwärtigen Vorlandbereich, der bei schweren Sturmfluten infolge der Wellenreflexion und durch Turbulenzen besonders stark beansprucht wird. Dies ist ferner wichtig für den seeseitigen Streifen der Hellerkante, auf dem bei Überflutung von wenigen Dezimetern hohe Schwallströmungen auftreten. Eine zügige Entwässerung unterstützt nicht zuletzt auch das schnelle Absickern des Salzwassers aus dem während der Sturmfluten durchfeuchteten Deichkörper. Die Gruppen sollten bei dafür geeigneten Böden mit dem schonenden Trapezprofil hergestellt werden. Quergräben und Hauptgräben müssen eine ausreichende Tiefe erhalten, um eine kurzfristige Wiederholungsbegrüpfung und entsprechend häufige Störungen der Lebensgemeinschaften auf Beeten und in Gruppen zu vermeiden. Die Begrüpfung wirkt sich ebenfalls positiv auf die Bodenstruktur aus und fördert die Aggregatstabilität und Krümelstruktur des Bodens sowie die Wurzelbildung und verbessert so die Erosionsstabilität. Diese günstige Wirkung der Begrüpfung ist bei der Hellerpflege zu berücksichtigen.

Da bei Deichschäden durch Sturmfluten vielfach salzverträgliche Soden und geeigneter Kleiboden im deichnahen Vorlandstreifen gewonnen werden müssen, ist hier neben einer guten Entwässerung auch die Bildung eines festen Bodens mit einer geschlossenen und tiefwurzelnden Grasnarbe zu fördern. Im Konsens zu den Forderungen nach einer Begrüpfung steht auch der Einfluß einer extensiven Beweidung mit 0,5 bis 1 Rind/ha. Dieses fördert die stabilisierende Wirkung der Boden- und Pflanzenentwicklung. Um sowohl eine Schwächung des Deichfußes als auch der Hellerkante zu vermeiden, sollten die Entnahmebereiche für Kleiböden bei derartig erforderlichen Maßnahmen in einem Abstand von mindestens 50 m vom Deichfuß bzw. von der Hellerkante gewählt werden. Durch einen Anschluß an das Grüppensystem muß die Wiederaufschlickung wirkungsvoll unterstützt werden.

Die Auflandung der Hellerflächen ist von Bedeutung für die Entwicklung höherer Hellerbereiche, da

- ihre Wirkung für den Küstenschutz dadurch zunimmt,
- sie auch bei einem stärkeren MThw-Anstieg eine Flächenbrandung fördern und
- sie eine positive Wirkung auf Boden- und Pflanzenentwicklung haben und damit zur Stabilisierung beitragen.

Die Auflandung sollte daher durch eine strukturierte Wasserauf- und -ableitung in einem intakten Grüppensystem gefördert werden.

Bei stärker auflandenden äußeren Hellerbereichen ist die Entwässerung des niedriger liegenden Deichfußes besonders zu beachten. Auch zur Vermeidung von Salzpflanzen, die in der Helleroberfläche einen Schwachpunkt mit verminderter Widerstandskraft darstellen, ist eine ausreichende Begrüppung wichtig.

Den Pflanzenwurzeln kommt bei der Erosionsfestigkeit der Hellerflächen eine erhebliche Bedeutung zu. Sie bilden mit dem Boden ein Verbundsystem (bewehrte Erde) und erhöhen so die Widerstandskraft des Bodens beträchtlich. Durch eine Begrüppung wird die Wurzelbildung in der Tiefe und Menge deutlich gefördert. Die festgestellte jahreszeitliche Wurzelndynamik mit stärkerer Wurzelentwicklung im Winter ist in Anbetracht der analog verlaufenden stärkeren Sturmflutbelastung im Winterhalbjahr ein Vorteil. Diesem Ergebnis des Projektes ist bei der Pflege der Heller ebenfalls Rechnung zu tragen.

Eine extensive Beweidung des Hellers – auf stark bindigen Böden von 0,5 Rind/ha, im übrigen von 1 Rind/ha – wirkt sich positiv auf ein breiteres Artenspektrum, auf die Bodenentwicklung mit stabilerem Bodengefüge und auf eine gleichmäßigere Verteilung der Biomasse im Boden aus. Sie bewirkt ferner den intensiven Verbund der Schichten aus Sediment und abgestorbenen Pflanzen auf dem Heller und die endogene Festigkeit innerhalb des Bodens. Dies erhöht wiederum die partielle und integrale Erosionsfestigkeit. Sie vermindert darüber hinaus den Anfall an organischem Treibsel von den Deichvorländern beträchtlich.

11. Verzeichnis der Berichte und Veröffentlichungen

11.1 Schlußberichte

- ERCHINGER, H. F., COLDEWEY, H.-G., FRANK, U., MANZENRIEDER, H., MEYER, C., SCHULZE, M. u. STEINKE, W.: Verbundbericht zum KFKI-Forschungsvorhaben „Erosionsfestigkeit von Hellern“. Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen, Kiel, und Staatl. Amt für Insel- und Küstenschutz, Norden, und Technische Bibliothek Hannover, 1994.
- ERCHINGER, H. F., COLDEWEY, H.-G. u. MEYER, C.: Hydrologische und morphologische Untersuchungen, Endbericht. – Staatl. Amt f. Insel- u. Küstenschutz, Norden, 1994.
- FRANK, U. u. GEBHARD, H. U.: Bodenkundliche Untersuchungen, Endbericht. – Abt. Bodenkunde des Fachber. Biol., Univ. Oldenburg, 1992.
- FÜHRBÖTER, A., KOTZBAUER, U., MANZENRIEDER, H. u. SCHULZE, M.: Hydromechanik und Hydraulik, Bericht Nr. 732. – Leichtweiß-Inst. f. Wasserbau der TU Braunschweig, 1992.
- STEINKE, W. u. VON WILLERT, D. J.: Botanische Untersuchungen, Endbericht. – Inst. f. Angew. Botanik, Univ. Münster, 1993.

11.2 Weitere Berichte und Veröffentlichungen

- COLDEWEY, H.-G. u. ERCHINGER, H. F.: Deichvorland: Seine Entwicklung zwischen Ems und Jade und die Untersuchungen im Forschungsvorhaben „Erosionsfestigkeit von Hellern“. – Die Küste, 54, 1992.
- ERCHINGER, H. F.: Intaktes Deichvorland für Küstenschutz unverzichtbar. – Wasser und Boden, H. 2, 1994
- ERCHINGER, H. F., COLDEWEY, H.-G., MEYER, C. u. SCHMIDT, F.: Hydrologische und morphologische Untersuchungen, Teilbericht 3. – Staatl. Amt f. Insel- u. Küstenschutz, Norden, 1992.

- ERCHINGER, H. F. u. MEYER, C.: Hydrologische und morphologische Untersuchungen, Teilbericht 4. – Staatl. Amt f. Insel- u. Küstenschutz, Norden, 1993.
- ERCHINGER, H. F. u. SCHMIDT, F.: Hydrologische und morphologische Untersuchungen, Teilbericht 1. – Staatl. Amt f. Insel- u. Küstenschutz, Norden, 1990.
- ERCHINGER, H. F. u. SCHMIDT, F.: Hydrologische und morphologische Untersuchungen, Teilbericht 2. – Staatl. Amt f. Insel- u. Küstenschutz, Norden, 1990.
- FRANK, U.: Einfluß von Nutzungsänderungen auf die initiale Marschbodenentwicklung im Deichvorland der Leybucht / Ostfriesland. – Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch., 72: 895–898, 1993.
- FRANK, U. u. GEBHARD, H. U.: Bodenkundliche Untersuchungen, Zwischenbericht 1991. – Abt. Bodenkunde des Fachber. Biol., Univ. Oldenburg, 1992.
- FRANK, U., GEBHARD, H. u. WINKLER, U.: Bodenkundliche Untersuchungen, Zwischenbericht 1989. – Abt. Bodenkunde des Fachber. Biol., Univ. Oldenburg, 1990.
- FRANK, U., GEBHARD, H. u. WINKLER, U.: Bodenkundliche Untersuchungen, Zwischenbericht 1990. – Abt. Bodenkunde des Fachber. Biol., Univ. Oldenburg, 1991.
- FÜHRBÖTER, A. u. KOTZBAUER, U.: Hydromechanik und Hydraulik, 1. Zwischenbericht. – Leichtweiß-Inst. f. Wasserbau der TU Braunschweig, 1990.
- FÜHRBÖTER, A., KOTZBAUER, U. u. SCHULZE, M.: Hydromechanik und Hydraulik, 2. Zwischenbericht. – Leichtweiß-Inst. f. Wasserbau der TU Braunschweig, 1991.
- KAMP, T.: Analyse der Vegetationsstruktur im Deichvorland mit Hilfe der Rhizotron-Technik. – unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Münster, 1991.
- OTTEN, O.: Die sedimentologische Kartierung des Hilgenriedersieler Watts. – unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Kiel, 1990.
- RICHTER, S.: Zusammensetzung und Herkunft des Teeks in der Leybucht. – unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Münster, 1990.
- RIESE, C.: Charakterisierung der unterirdischen Biomasse einer Salzwiese (Hilgenriedersieler Heller). – unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Münster, 1991.
- SCHOLAND, M., AUSTENFELD, F. A. u. VON WILLERT, D. J.: Underground biomass and its influence on soil shear strength in a grazed and an ungrazed German coastal marsh. In: D. Atkinson (Hrsg.), *Plant Root Growth – An Ecological Perspective*: 341–348, 1991.
- SCHULZE, M. u. MANZENRIEDER, H.: Erosionsfestigkeit von Deichvorländern – Untersuchungen im Seewasserversuchskanal Neßmersiel. – Mitt. Leichtweiß-Inst. der TU Braunschweig, H. 132, 1994.
- STEINKE, W. u. VON WILLERT, D. J.: Botanische Untersuchungen, Zwischenbericht 1989. – Inst. f. Angew. Botanik, Univ. Münster, 1989.
- STEINKE, W. u. VON WILLERT, D. J.: Botanische Untersuchungen, Zwischenbericht 1990. – Inst. f. Angew. Botanik, Univ. Münster, 1990.
- STEINKE, W. u. VON WILLERT, D. J.: Botanische Untersuchungen, Zwischenbericht 1991. – Inst. f. Angew. Botanik, Univ. Münster, 1991.

11.3 Schriftenverzeichnis (Auswahl)

- BAKKER, J.: Effects of grazing and hay-making on Waddensea saltmarshes. Proc. of the Sec. Trilat. Working Conf. on Saltmarsh Management in the Wadden Sea Region, 1989 in Romo, Denmark. Ed. C. H. Ovesen. Hsg. Ministry of the Environment, The National Forest and Nature Agency, 1990.
- BRONGERS, M., DE VRIES, Y. u. BAKKER, J. P.: Der Einfluß unterschiedlicher Beweidungsintensitäten auf die Salzwiesenvegetation in der Leybucht (Niedersachsen). *Natur und Landschaft* 65, Nr. 6, 311–314, 1990.
- COLDEWEY, H.-G.: Morphologische Entwicklung von Hellern/Deichvorländern zwischen Ems und Jade in den letzten 25 Jahren. – Workshop Küstenmorphologie, Oldenburg, 1989.
- DIECKMANN, R.: Bedeutung und Wirkung des Deichvorlandes für den Küstenschutz. In: N. KEMPE, J. LAMP u. P. PROKOSCH. *Salzwiesen: Geformt von Küstenschutz, Landwirtschaft oder Natur?* – WWF-Deutschland, Tagungsbericht 1, Husum, 1987.
- ERCHINGER, H. F.: Dünen, Watt und Salzwiesen. Norden, 1985.

- ERCHINGER, H. F.: Salzwiesenbildung und -erhaltung – Lahnungsbau und Begrüppung für den Küstenschutz. – In: KEMPF, N., LAMP, J. u. PROKOSCH, P. (Hrsg.), Salzwiesen: Geformt von Küstenschutz, Landwirtschaft und Natur?, WWF-Tagungsbericht 1.
- ERCHINGER, H. F.: Funktion und Bedeutung der Salzwiesen. In: Umweltvorsorge Nordsee. Hsg. Niedersächsisches Umweltministerium, Hannover, 1987.
- ERCHINGER, H. F.: Saltmarsh Management in respect of coastal protection demands in Niedersachsen. Proc. of the Sec. Trilat. Working Conf. on Saltmarsh Management in the Wadden Sea Region, 1989 in Rømø, Denmark. Ed. C. H. OVESEN. Hsg. Ministry of the Environment, The National Forest and Nature Agency, 1990.
- ERCHINGER, H. F.: Sturmfluten, eine zunehmende Bedrohung der Küste als Folge von Klimaveränderungen. – Hansa, H. 12/1992.
- ERCHINGER, H. F.: Küsteningenieurwesen. – In: Bretschneider, Lecher, Schmidt: Taschenbuch der Wasserwirtschaft. 1993.
- ERCHINGER, H. F., COLDEWEY, H.-G. u. PROBST, K.: Empfehlungen für eine wirksame Außen- tiefräumung als Ergebnis des Forschungsvorhabens „Tiefenstabilisierung von Außen- tiefs“. – Die Küste, H. 47, 1988.
- FÜHRBÖTER, A.: Einige Ergebnisse aus Naturuntersuchungen in Brandungszonen. In: Mitt. Leichtweiß-Inst. für Wasserbau der TU Braunschweig, H. 40/1974, S. 331–371.
- FÜHRBÖTER, A.: Über mikrobiologische Einflüsse auf den Erosionsbeginn von Sandwatten. – Wasser und Boden, 35 (3): 106–116, 1983.
- GIANI, L.: Entwicklung und Eigenschaften von Marschböden im Deichvorland der südlichen Nordseeküste. – unveröff. Habil., Univ. Oldenburg, 1991.
- HABER, B.: Über den Erosionsbeginn bei der Überströmung von flexiblen Rauigkeitselemen- ten. – Mitt. d. Leichtweiß-Inst. der TU Braunschweig, H. 74, 1982.
- HEINZELMANN, C. H.: Hydraulische Untersuchung über den Einfluß benthischer Diatomeen- filme auf den Strömungswiderstand und Transportbeginn ebener Sandsohlen. – Techn. Ber. Ingenieurhydrol. u. Hydraul., Inst. für Wasserbau, Tech. Hochschule Darmstadt, 48: 1–153, 1992.
- IRMLER, U. u. HEYDEMANN, B.: Die ökologische Problematik der Beweidung von Salzwiesen an der Niedersächsischen Küste – am Beispiel der Leybucht. – Naturschutz u. Landschafts- pflege in Nieders., 15, 1986.
- IRMLER, U., HEYDEMANN, B. u. WRAGE, H. A.: Veränderungen der Wirbellosenfauna in Salzwie- sen durch Beweidung. – In: Salzwiesen, geformt von Küstenschutz, Landwirtschaft oder Natur?, WWF-Tagungsbericht, 1: 243–254, 1987.
- JENSEN, A.: The effect of cattle and sheep grazing on salt marsh vegetation at Skallingen, Den- mark. – Vegetat., 60: 37–48, 1986.
- KAMP, W. D.: Foreland management in regard of coastal protection at the North Frisian Coast. Proc. of the Sec. Trilat. Working Conf. on Saltmarsh Management in the Wadden Sea Re- gion, 1989 in Rømø, Denmark. Ed. CLAUS HELWEG OVESEN. Hsg. Ministry of the Envi- ronment, The National Forest and Nature Agency, 1990.
- KUNTZE, H., NIEMANN, J., ROESCHMANN, G. u. SCHWERDTFEGER, G.: Bodenkunde. – Stuttgart, 1983.
- MANZENRIEDER, H.: Die biologische Verfestigung von Wattflächen aus der Sicht des Ingenieurs. – Mitt. Leichtweiß Inst. für Wasserbau, TU Braunschweig, 79: 135–195, 1983.
- NIEMEYER, H.: Seegang und Biotopzonierung in Wattgebieten. In: Umweltvorsorge Nordsee, Niedersächsischer Umweltminister, S. 171–184, 1987.
- RAHMANN, M., RAHMANN, H., KEMPF, N., HOFFMANN, B. u. GLOGGER, H.: Auswirkungen un- terschiedlicher landwirtschaftlicher Nutzung auf die Flora und Fauna der Salzwiesen an der ostfriesischen Wattenmeerküste. – Senckenb. maritima., 19 (3/4): 163–193, 1987.
- ROOK, B.: Landschaftsökologische Untersuchung eines anthropogen gestörten amphibischen Lebensraumes – am Beispiel der Salzwiesen und der Verlandungszone im Bereich der Leybucht. – unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Hannover, 1986.
- SCHERFOSE, V.: Salzmarsh-Pflanzengesellschaften der Leybucht – Einflüsse der Rinderbewei- dung und Überflutungshäufigkeit. – Drosera, 89 (1/2): 105–112, 1989.
- SCHOLAND, M.: Einfluß der Beweidung auf die Wurzelarchitektur von Hellerpflanzen der Ley- bucht. – unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Münster, 1988.
- STÄHLER, D.: Jahreszeitlicher Verlauf des Gesamtstickstoffgehaltes in Biomasse und Boden von Hellerflächen. – unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Münster, 1990.

- STEINKE, W.: Direkte und indirekte Bestimmung von Wurzelbiomasse. – unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Münster, 1989.
- WILKENS, H., ANDRES, H. G., FAUBEL, A., GILLANDT, L., HARTWIG, E., HÜPPOP, O., MARTENS, J. M. u. SCHULZ, K.: Ökologische Analyse der Leybucht. – Arb. Forsch. Norderney, 8: 144 S., Norderney, 1983.
- ZANKE, U.: Grundlagen der Sedimentbewegung. – Berlin, 1982.

Deichvorlandbewirtschaftung im Wandel der Zeit

Von BERND PROBST

Zusammenfassung

Das Deichvorland hat heute wie früher eine hohe Bedeutung für den Lebensraum in den Küstenmarschen. Entsprechend dieser Bedeutung hatte der Mensch schon früh begonnen, die Anlandung im Wattenmeer nach seinem Willen zu beeinflussen. Er versuchte, die Flächen möglichst schnell zu vergrößern, um eine Verbesserung der landwirtschaftlichen Erträge zu erreichen. Dabei hatte man bereits erkannt, daß das Vorland auch sehr wichtig für die Sicherung der Deiche ist.

Nach zunächst planlosem Vorgehen an einzelnen Stellen, begann man unter der Preussischen Regierung ab Mitte des 19. Jahrhunderts mit systematischen und planmäßigen Vorlandarbeiten. Die anfangs rein landwirtschaftliche Funktion hat sich im Lauf der Geschichte mehrfach gewandelt. Heute liegt die Bedeutung von Vorland und Watt in ihrem hohen Wert für Ökologie und Küstenschutz. Ohne Anspruch auf chronologische Vollständigkeit sollen wichtige Positionen der Ziele und Motive von Vorlandarbeiten aufgezeigt werden.

Summary

The foreland in front of the dykes (saltmarsh) is today as well as in former times very important for the living space in the coastal marshes. According to this importance people began very early to influence the accretion in the wadden area. In order to rise the agricultural yields, they tried to enlarge the foreland areas. At the same time they recognized, that the foreland is even very important for the safety of the dyke.

After first singular and unsystematical approaches engineers began in the middle of the nineteenth century with systematical land reclamation. Several changes of the importance of the forelands occurred in the course of history. Today they have an extremely high value for the ecology (as part of a national park) as well as for the coastal protection. Without a claim to completeness there will be shown important positions of objectives and motives of land reclamation works.

Inhalt

1. Anfänge	47
2. Planmäßige Landgewinnung	49
3. Systematische Arbeitstechnik	51
4. Nationalsozialistische Einflüsse	55
5. Krieg und Nachkriegsjahre	56
6. Wandel der Landwirtschaft	57
7. Naturschutzbelange	58
8. Bewertung	59
9. Schriftenverzeichnis	59

1. Anfänge

Die frühe Besiedlung der Marsch, seien es Flachsiedlungen oder erhöhte Siedlungen auf Strandwällen und Warften, hat die natürlichen Grenzen zwischen Meer und Land nicht beeinflusst. Auch die ersten Deiche, die um das Jahr 1100 als flache Überlaufdeiche ausschließ-

lich auf dem grünen Vorland errichtet wurden, haben nicht wesentlich in Tiden und Strömungen und somit in das Sedimentationsgeschehen eingegriffen. Die Priele, die gleichzeitig die wichtigsten Verkehrswege waren, blieben offen. Die Verlandung geschah allein durch die Naturvorgänge.

Mit den ersten Deichbauten konnte die landwirtschaftliche Nutzung nach und nach von Weidewirtschaft auf Ackerbau umgestellt werden. In Süderdithmarschen wird z. B. um das Jahr 1140 schon Ackerbau erwähnt (PRANGE, 1986). Die einzige Flächennutzung war die Landwirtschaft. Da die Marschflächen sehr fruchtbar und ertragreich waren, trachtete man danach, sie zu vergrößern. So begann man etwa im 14. Jahrhundert, Priele mit „Strauchkisten“ zu durchdämmen, um sie auflanden zu lassen und Deiche über die Priele hinweg bauen zu können. Dabei wurde gebündeltes Strauchwerk an Land mit Pfählen in Kistenform gebracht. Diese Kisten wurden bei Niedrigwasser in Doppelreihen im Priel verlegt, mit Pfählen und Riemen befestigt und mit Busch- und Erdlagen verfüllt. Bekannt sind die Dammbauten zur Landfestmachung der Horsbüllharde, der Wiedingharde, die Abdämmung des Bottschlotter Tiefs u. a.

Mit zunehmender Erfahrung wurden die Maßnahmen umfangreicher. Es entstanden die ersten Pläne, die Inseln und Halligen zu sichern, indem sie landfest gemacht wurden. Die erste Entwurfsskizze für einen Damm zur Insel Alt-Nordstrand ist aus dem Jahre 1553 überliefert. Bereits zu dieser Zeit hatte man erkannt, daß ein hohes Vorland nicht nur der Landgewinnung dient, sondern auch sehr wichtig für den Küstenschutz ist. Im Jahre 1615 schreibt der aus den Niederlanden stammende Deichgraf J. ROLLWAGEN wegen dieses Vorhabens an Herzog Johann Adolf: „Die Untertanen haben dadurch großen Vorteil zu erwarten, nicht nur, daß von den bösen (gefährdenden) Deichen wie Lonnenberg (Lundenberg), Simonsberg, Ulsbüll und Nordstrand dadurch die Gefahr abgewendet wird, sondern auch große Landanwüchse zu erwarten sind“ (PETERSEN, 1979). Im Bereich der Eider wurde im Jahre 1615 der Lundener (Neue) Koog eingedeicht. Hierbei handelte es sich teilweise um ein Vorland, dessen Entstehung mit Landgewinnungsmaßnahmen gefördert worden war.

Im Jahre 1731 hatte eine hierfür eingesetzte Kommission festgestellt, daß bei Nordstrand „das Vorland ziemlichermaßen zu wachsen“ anfängt, aber noch nicht deichreif sei. Es wird darauf hingewiesen, daß 1730 vier große und lange „Dükkeldämme“ (überströmbare Dämme) oder „Löhnen“ (Lahnungen) zur Beförderung des Anwuchses angelegt wurden, und daß durch „Unterhaltung, Verlängerung und Vermehrung“ dieser Lahnungen der Anwachs gefördert werden könne. Für einen anderen Bereich wird vorgeschlagen, daß die für die Nutzung erzielte Pacht „zur Beförderung der Aufschlickung und zur Verhinderung des Abbruchs verwendet werden könnten“, und daß das Vorland vordringlich „gegen Nordwesten durch anzulegende Lahnungen und andere Werke“ gesichert werden müßte. Um die gleiche Zeit wird berichtet, daß z. B. vor dem Dagebüller Koog durch die Anlage von Dükkeldämmen der Anwachs planmäßig gefördert wurde, so daß deichreifes Vorland entstanden war.

Die Nachrichten über Arbeiten zur Aufhöhung von Vorländern sind sicher unvollständig, da diese wohl nur Vorarbeiten für Eindeichungen waren. Eine zusammenfassende Darstellung des Deichwesens hat J. N. TETENS im Auftrag der Landesherrschaft erarbeitet und im Jahre 1788 vorgelegt. Er beschreibt darin u. a. den Stand der Vorlandarbeiten (MÜLLER u. FISCHER, 1955). Er hatte bereits erkannt, daß ein breites Vorland nicht nur der Landgewinnung dient, sondern den besten Schutz für die Deiche darstellt, und fordert, daß zur Sicherung gegen Wellenschlag nicht nur die Deichböschung möglichst flach, sondern auch das Watt „durch Vorwerke“ erhalten und verbessert werden muß. Als technische Maßnahmen beschreibt er folgende Bauweisen:

- „Höfter“ – Strömungsabweiser aus Busch und Pfählen,
- Lahnungen oder Buschzäune – („Sie schwächen die Bewegung des Wassers auf dem Watt, befördern den Ruhestand und dadurch den Schlickfall“),
- „Dickeldämme“ – niedrige, aus dem Schlick aufgeworfene Dämme, 1,5 Fuß hoch und „so flach als der Schlick von selbst sich legt“. Sie werden mit Stroh bestickt und nur dort für sinnvoll angesehen, wo eine Aufschlickungstendenz vorhanden ist,
- „Schlickpumpe“ – eine mit einem strohbestickten Kajedeich eingefasste Wattfläche, die in der letzten Hälfte der Flut mit Schlickwasser gefüllt wird. Durch ein verzögertes Auslassen des Wassers wird ein verstärkter Schlickfall erreicht,
- Gruppen.

Daß die Vorlandarbeiten als bedeutend angesehen wurden, zeigt sich auch darin, daß bei Verpachtungen von Vorländern den Pächtern die Unterhaltung der Lahnungen zur Pflicht gemacht wurde. Trotzdem war das Hauptmotiv für Vorlandarbeiten in dem „Hang zum Eindeichen“ zu sehen. Dies führte soweit, daß dabei vielfach „unreifes Land“ mit eingenommen worden ist. TETENS spricht sich in solchen Fällen für eine nachträgliche Aufschlickung mittels Einstau von Seewasser durch Schleusen aus.

Insgesamt beklagt TETENS die Uneinheitlichkeit im Deichwesen, das Fehlen von Rechtsgrundlagen und einer „sachverständigen Direktion des Deich- und Uferbaus“. Daraufhin wurden durch Erlaß von König Christian VII. im Jahre 1800 sämtliche Marschen Schleswig-Holsteins einer staatlichen Deichaufsicht durch drei Deichinspektoren unterstellt. Außerdem wurde 1805 eine umfassende Vereinheitlichung des Deichrechts mit dem „Allgemeinen Deichreglement“ (ADR) durchgeführt. In diesem wird u.a. im § 7 bestimmt:

„Als außerordentliche Arbeiten an den Deichen sollen in Zukunft angesehen werden:

- a) Die zur Vertheidigung und Erhaltung des Vorufers und des Watts erforderlichen Einrichtungen, insofern diese nicht bloß den Anwachs und die Gewinnung eines beträchtlichen Vorlandes, sondern zugleich und vorzüglich die Sicherheit des Deichs zum Zweck haben, also alle Arten der Uferbefestigung vor dem Deich, als Höfter, Schlingen, Lahnungen aus Busch, Holz und Steinen.“

Damit wurden Vorlandarbeiten Bestandteil der Deichunterhaltung und unterlagen insoweit der staatlichen Deichaufsicht. Außerdem hatte man verstärkt Vorlandarbeiten im überwiegenden Interesse der Landgewinnung durchgeführt. Das Eigentumsrecht am Vorland lag zwar grundsätzlich beim Staat, war jedoch teilweise durch besondere Privilegien einzelnen Interessenten oder Deichverbänden überlassen.

2. Planmäßige Landgewinnung

Im Jahre 1847 begannen planmäßige Landgewinnungsarbeiten aufgrund einer kgl. Resolution im Watt vor den Reußenkögen (Abb. 1) und an anderen Stellen in Nordfriesland. Aus der Abb. ist ersichtlich, daß ein Vorlandstreifen zum Deichschutz bereits vorhanden war. Die Arbeiten bestanden im wesentlichen aus Grüpparbeiten. Die Gruppen wurden senkrecht zum Ufer mit etwa 100 m Länge angelegt. Sie mündeten einseitig in küstenparallele Gräben, die ihrerseits in Priele entwässerten. Später entstanden einige strohbestickte Erdlahnungen sowie Buschlahnungen senkrecht zur Küste im Abstand von 400–500 m. Außerdem begann man 1857 mit dem Bau des Damms zur Hamburger Hallig als „Verbindungslahnung“ (MÜLLER u. FISCHER, 1917). Die Fachleute hatten bereits – bewußt oder unbewußt – eine Linie im Bereich der Wasserscheide gewählt. Eine Sturmflut zerstörte die nahezu fertiggestellte Erdlahnung im Jahre 1860 etwa zur Hälfte. Die Reste wurden auf beiden Seiten zur Unter-

stützung der Anlandung erhalten und durch weitere Lahnungen ergänzt. Nach entsprechender Auflandung gelang der Dammbau 1874/75 (KNOP, 1961). Ähnlich verfuhr man in anderen Bereichen. So wurde 1864 der Pächter der Padelackshallig (Lundenbergharde), die wenige Jahre vorher mit Lahnungen landfest gemacht wurde, verpflichtet, jährlich 1000 Ruten Begrüppelung zur Verbesserung des Anwachsens auszuführen und den Damm zum Festland in 1,5 Fuß Höhe über dem Gelände zu erhalten.

In Dithmarschen herrschten teilweise andere Voraussetzungen als in Nordfriesland: Die Sedimentzufuhr war reichlicher und stetiger (Schwemmstoffe aus der Elbe), aber auch insgesamt sandiger. Dies beeinflusste die Landgewinnungsarbeiten. Die natürliche Auflandung (oder Aufsandung, wie der Domänenrat Müllenhoff sie bezeichnete), bedurfte nur geringer Unterstützung. Neben einzelnen sehr langen Grütten wurden strohbestickte Erddämme, Buhnen aus Ziegelbrocken und vereinzelt Faschinendämme errichtet. Die Begrüppung erfolgte großflächig (Abb. 2 aus: MÖLLER, 1926). Diese Auflandungsverhältnisse in Verbindung mit einem erhöhten Bedarf an Weideland führten dazu, daß in Dithmarschen in großem Umfang Sommerdeiche errichtet wurden. Diese konnten schon bei relativ geringer Anwachshöhe gebaut werden, weil sie als Überlaufdeiche eine spätere Aufschlickung ermöglichten und dabei gleichzeitig die unerwünschten sandigen Ablagerungen reduzierten.

Im Jahre 1878 beschreibt HAGEN Arbeitstechniken für Anlandungsarbeiten. Dabei wird deutlich, daß es viele regional unterschiedliche Techniken gab. Die Unterschiede erkennt man sowohl bei den Lahnungsbauweisen (Flechtzäune, Lahnungen oder Erddämme in verschiedenen Abmessungen und Abständen) als auch bei den Grütten, die vorzugsweise unterhalb der Quellerzone mit oder ohne Abfluß gegraben wurden (HINRICHS, 1931).

3. Systematische Arbeitstechnik

Die preußische Regierung setzte ab 1866 die Arbeiten fort. 1882 wurden die Wasserbauämter Husum, Tönning und Glückstadt als staatliche Deichinspektoren zuständig für den Küstenschutz. Die Landgewinnung wurde der Domänenverwaltung mit den Domänenrent- und -bauämtern in Husum und Marne übertragen. Um 1900 wurde das Anwachsrecht zunehmend durch Abtretungen auf den Staat übertragen. Dies war die Voraussetzung für die Aufnahme von systematischen und einheitlichen Landgewinnungsarbeiten durch den Staat.

Die Entwicklung eines solchen Systems ist dem Domänenrentmeister W. HINRICHS zu verdanken. HINRICHS hat sich mit den Mechanismen von Wellen, Strömungen und Sedimentation auf Watten und Vorländern befaßt und aus seinen Erkenntnissen Techniken entwickelt, die im Grundsatz auch heute noch angewandt werden. Er erkannte, daß weder Lahnungen allein noch Grütten allein zufriedenstellende Ergebnisse brachten. Daraus entstand das quasi normierte System von Dämmen, Lahnungen, Grütten und Entwässerungsgräben. Interessanterweise schlägt er aus Gründen der Wirtschaftlichkeit ein Lahnungsnetz von 400 m Maschenweite vor, wobei der Abstand der küstenparallelen Querlahnungen je nach örtlichen Verhältnissen und der gewünschten Anlandungsgeschwindigkeit geringer sein konnte (Abb. 3). Zur Berücksichtigung unterschiedlicher Gegebenheiten wurden verschiedene Querschnitte von Lahnungen und Erddämmen entwickelt (Abb. 4). HINRICHS erkennt: „Mit dem Bau von Lahnungen muß eine gute Entwässerung Hand in Hand gehen, damit die sich lagernden Sinkstoffe vollkommen trocken fallen und durch den Einfluß von Wind und Sonne rechtzeitig genügend Festigkeit erhalten und nicht von der nächsten Flut wieder aufgewühlt und fortgeführt werden. Dies erfordert die Herstellung von Grütten, Quer- und Hauptgräben. Grütten werden fast ausschließlich nur im hohen Watt, das bereits Vegetation

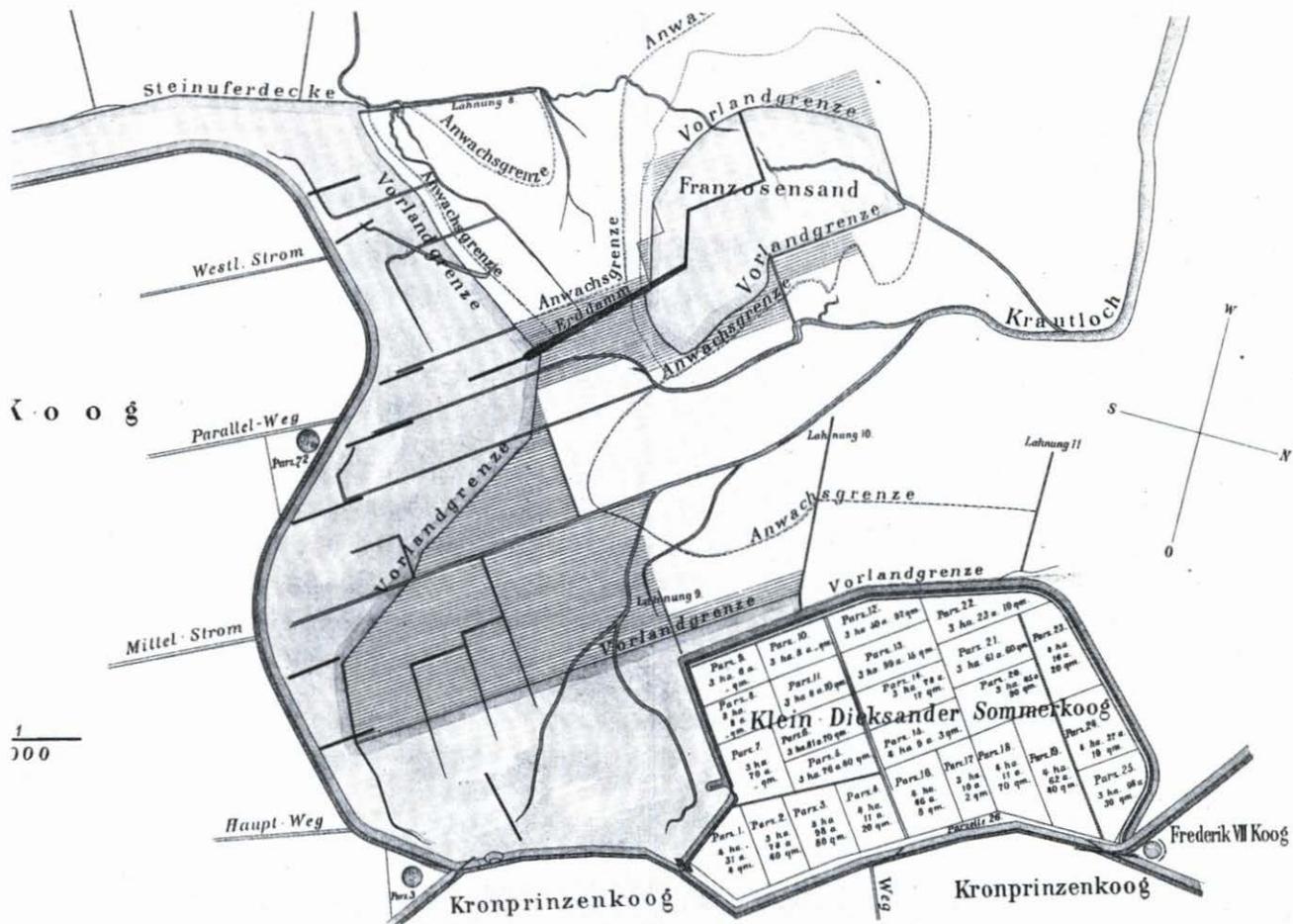


Abb. 2

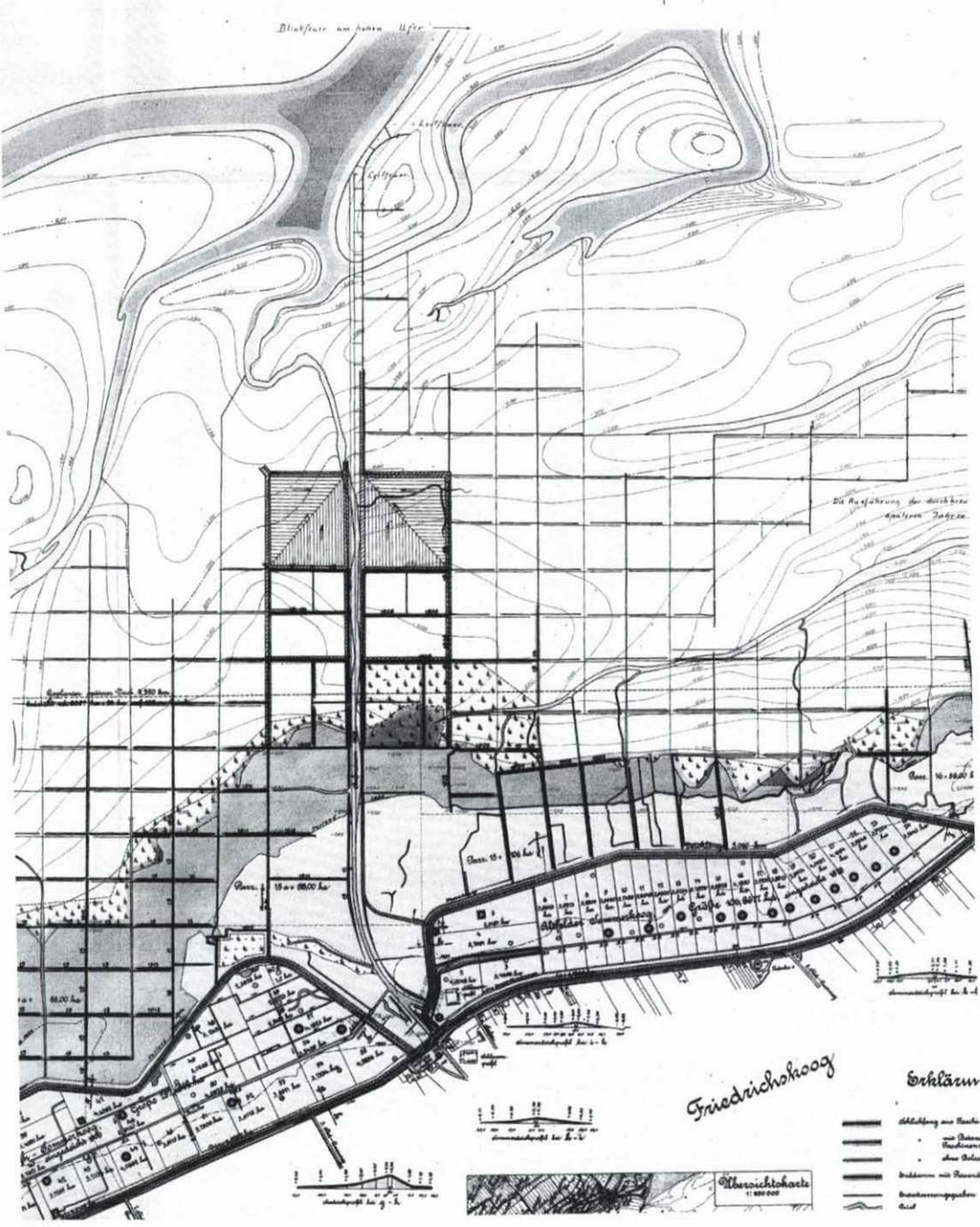


Abb. 3

zeigt, angelegt.“ Lediglich bei besonders weichem Schlick empfiehlt er das Grüppeln schon unterhalb der Quellerzone. Schließlich weist HINRICHS darauf hin, daß Vorlandarbeiten Saisonarbeiten sind, die noch vor Eintritt der Winterfluten genügend Zeit haben müssen, um sich zu stabilisieren. Er schreibt: „Die Erde aus den im Spätherbst ausgehobenen Gruppen wird nicht mehr genügend eingeschlämt. Bei allen spät ausgeführten Arbeiten sind deshalb große Winterschäden zu erwarten. Die Hauptarbeitszeit ist diejenige vor der Ernte“ (LAFRENZ, 1957).

Der planmäßige Fortgang der Küstenschutz- und Landgewinnungsarbeiten ist durch die Kriegs- und Inflationsjahre 1914 bis 1923 unterbrochen worden. Weil die vorhandenen Bauwerke nicht ordnungsgemäß unterhalten werden konnten, war ein Rückschlag infolge der Zerstörung der Landgewinnungswerke unvermeidlich. Nachdem das Preußische Landwirtschaftsministerium 1919 die Aufgaben des Küstenschutzes vom Ministerium für öffentliche Arbeiten übernommen hatte, gab es im Jahre 1929 eine Denkschrift aus Anlaß seines zehnjährigen Bestehens heraus, in der u.a. die Position des Küstenschutzes dargestellt wird. So heißt es: „Der Schutz der Küsten in Preußen beruht nicht auf einer rechtlichen Verpflichtung, sondern stellt lediglich eine hoheitliche Aufgabe dar, der sich der Staat im Interesse der Erhaltung seines Gebietes gegenüber den Angriffen der Meeresgewalten unterzieht, soweit es ihm seine finanziellen Kräfte erlauben.“ Bei der Aufgabe der Domänenverwaltung im Vorland handelt es sich um „die Wiedergewinnung von Land, das im Laufe der Zeit durch Sturmfluten verloren gegangen ist.“ Die technische Beschreibung der Vorlandarbeiten entspricht dem von Hinrichs entwickelten System. Als Erfahrung aus den Kriegsjahren wird erkannt: „Stillstand ist gleichbedeutend mit Rückgang. Diesen zu verhüten, das schon Gewonnene zu erhalten und zu sichern und immer größere Gebiete fruchtbareren Landes dem Meer abzurufen, sind bedeutsame Aufgaben des Staates, die auch in Zukunft die Domänenverwaltung zielbewußt fördern wird.“

4. Nationalsozialistische Einflüsse

Nach der Machtübernahme durch das nationalsozialistische Regime wurden diese Ziele aufgegriffen und erweitert. Im Jahr 1933 stellte die Verwaltung einen „10-Jahres-Plan“ auf. Dieser faßte unter den Begriffen Landerhaltung und Landgewinnung die wasserwirtschaftlichen und landeskulturellen Aufgaben an der Küste zusammen. LORENZEN schreibt: „Die Aufgabe ist: Die Verteidigung des Bestandes an Land und Menschen gegen die zerstörende Kraft des Meeres, die Entwässerung des Gebietes hinter den Deichen zur Sicherung und Steigerung der Ernteerträge und besonders die Förderung der aufbauenden, anlandenden Tätigkeit des Meeres, die Landgewinnung, die zugleich der Verteidigung der Küste dient, die Ernährungsgrundlage unseres Volkes verbreitern hilft und Raum für Siedlungen schafft“ (LORENZEN, 1938). Neben intensivem Deichbau einschließlich Binnenausbau beinhaltet der Plan die ununterbrochene, beschleunigte Arbeit der Landgewinnung, und zwar auch an den Küstenstrecken, an denen sie bis dahin aus Mangel an Mitteln und wegen geringerer Sedimentation nicht betrieben wurde.

Der Ministerialrat STADERMANN schreibt 1937: „Endziel dieser Landgewinnungsarbeiten ist die Eindeichung des gewonnenen Landes. ... Durch die Bedeichung der fruchtbareren Vorländerien wird neues Bauerntum geschaffen. Darin liegt in erster Linie der nicht hoch genug einzuschätzende volkswirtschaftliche Wert der Landgewinnung, und ihm gegenüber können privatwirtschaftliche Bedenken nicht maßgebend sein.“ Und er hat die Vision: „Wenn die Landgewinnung in dem erforderlichen Umfang fortgeführt wird, ist bestimmt damit zu rechnen, daß in etwa 80 bis 90 Jahren der nördliche Teil der schleswig-holsteinischen

Küste bis zur inneren Reihe der Inseln und Halligen vorgerückt sein wird.“ Wenngleich er auch zugesteht: „Die Natur läßt sich nur bis zu einem gewissen Grade in den Dienst des Menschen zwingen“, blickt er noch weiter zu „späteren Geschlechtern, denen es vielleicht einst beschieden sein wird, ... das große Werk der Verlandung des gesamten Wattenmeeres zu vollenden.“

Man hat den Eindruck, daß diese überzogenen Pläne nicht einer echten ökonomischen Betrachtung entsprangen, sondern man wollte unter politisch-ideologischen Vorgaben das vermeintlich Machbare machen, wobei die Selbstüberschätzung der politischen Führung auch in diesen Plänen zum Ausdruck kam. Der 10-Jahres-Plan wurde tatkräftig in Angriff genommen. Über den Stand 1936 wird stolz berichtet, „daß seit dem Umbruch im Jahre 1933, also in 3 Jahren, für die Landerhaltungs-, Landgewinnungs- und Deicharbeiten öffentliche Mittel von rd. 32 Mill. RM bereitgestellt worden sind. Zum Vergleich sei angeführt, daß im Zeitraum von 1900 bis 1932 für alle diese Zwecke etwa 30 Mill. RM zur Verfügung standen.“

In diesen wirtschaftlich schwierigen Jahren bekam unter dem Gesichtspunkt, daß Vorlandarbeiten sehr lohnintensiv sind, der Aspekt der Arbeitsbeschaffung eine hohe Bedeutung. In den Jahren 1933 und 1934 wurden etwa 8000 Erwerbslose eingestellt, zu denen noch etwa 1500 Arbeitsdienstmänner des Reichsarbeitsdienstes hinzukamen.

Wegen der Befürchtung, daß die Sinkstoffe nur begrenzt vorhanden sein könnten, ist viel über das Problem der „Deichreife“ nachgedacht worden. Nach IWERSEN (1943) muß „das Bestreben der praktischen Landgewinnung sein, mit den anfallenden Sinkstoffen hauszuhalten und diese so zu lenken, daß eine Verschwendung auf bereits genügend eindeichungswürdigen Wattflächen auf das geringstmögliche Maß beschränkt bleibt.“ Er strebte an, die Vorlandarbeiten individuell zu steuern, um eine weitere Aufschlickung solcher Flächen weitgehend zu unterbinden. Hieraus wird deutlich, daß in dieser Phase die Eindeichung das Hauptmotiv der Vorlandarbeiten war. Zur weiteren Beschleunigung der Vorlandarbeiten und damit zur Verkürzung der Zeit bis zur möglichen Eindeichung ist diskutiert worden, den Abstand der Gruppen nach einem Vorschlag von IWERSEN von 10 m auf 7 m zu reduzieren. Nach einer Stellungnahme des MBA Husum von 1939 bedeutet dies wegen der intensiveren Entwässerung dann einen Erfolg, „wenn auf die entstehenden Mehrkosten nicht geachtet zu werden braucht.“ Dieser Vorschlag wurde offensichtlich nicht aufgegriffen. Dagegen ist der Abstand der Lahnungen später von 400 m auf 200 m reduziert worden.

BOTHMANN schreibt 1941: „Die Landgewinnung wurde früher, wenn man sich auch über ihre günstige Wirkung auf den Küstenschutz klar war, in erster Linie zu dem Zweck betrieben, Neuland an den Stellen des günstigsten Anwachs zu gewinnen, um es für Besiedlung und Nutzung möglichst vorteilhaft eindeichen zu können. Die Erfahrungen ... führen jedoch dazu, auf weite Sicht die Belange des Küstenschutzes weitaus stärker zu berücksichtigen. ... Dort, wo die Landgewinnung ausgesprochen der Sicherung der Küste dient, ist sie mit stärkstem Nachdruck zu fördern. Sie darf sich also nicht auf die Strecken des günstigsten Anwachs beschränken, sondern ist vielfach wichtiger an gefährdeten Stellen der Küste.“

5. Krieg und Nachkriegsjahre

In den Kriegsjahren kamen die Küstenschutzarbeiten jäh zum Erliegen. In den ersten, besonders strengen Kriegswintern 1939 und 1940 traten ungewöhnlich starke Eisschäden auf. Ihre Reparatur und die laufende Unterhaltung konnten nicht durchgeführt werden. Zunächst wurden die seewärtigen Lahnungsfelder zerstört. Danach traten umfangreiche Beschädigungen der Erddämme ein. Im Zusammenhang mit den nicht geräumten Gruppen

führte dies zu einer „Verwilderung in der Wasserführung“ und zu schädlichen Prielbildungen. Als Folge ist die Vorlandkante allmählich abgebrochen und teilweise bis in die Deichkörper gerückt. Unmittelbar nach dem Krieg sind die noch vorhandenen Küstenschutzwerke dadurch weiter zerstört worden, daß sie, soweit sie Holzbaustoffe enthielten, wegen des Brennstoffmangels zum Heizen abgebrochen wurden (BOTHMANN 1946).

Auch 1946 fehlte es noch an Material und Arbeitskraft für eine Instandsetzung. Bis 1948 konnten lediglich die gravierendsten Schäden behoben werden. Erst nach 1949 waren wieder genügend Baustoffe und – durch den Einsatz von zusätzlichen Notstandsarbeitern – Arbeitskräfte vorhanden, um die Vorlandarbeiten in größerem Umfang wieder aufzunehmen. Sie wurden fast ausschließlich von der staatlichen Bauverwaltung (Marschenbauämter) ausgeführt. Nur noch einzelne Verbände führten Grüpparbeiten zur Verbesserung ihrer eigenen Vorländer aus.

Interessanterweise ist während des Krieges zuweilen die Frage gestellt worden, „ob Landgewinnungsarbeit in Zukunft nicht entbehrlich sei, da die außenpolitischen Verhältnisse sich so geändert hätten, daß nach dem Kriege an Land kein Mangel sein ... werde.“ Auch in diesen Gedanken spiegelt sich die seinerzeitige politische Situation wider. Der tatsächliche Kriegsausgang hat solche Gedanken ad absurdum geführt! Im Jahr 1948 gab es infolgedessen eine neue Aufgabenstellung: „Heute hat dieses Land die Aufgabe, alle Kräfte zu entfalten, um nicht nur seine durch den Flüchtlingsstrom fast um das Doppelte vermehrte Bevölkerung zu ernähren, sondern darüber hinaus zu einem beträchtlichen Anteil für die Ernährungslage des übrigen Deutschlands beizutragen. Zu diesem Zweck ... muß der Bestand des Landes durch ständigen Küstenschutz gegen den Seeangriff verteidigt und schließlich soll durch Landgewinnung aus dem Meere die Ernährungsgrundlage verbreitert werden.“

In diesem Sinne sind in den folgenden Jahren intensive Vorlandarbeiten durchgeführt worden. Da durch den Einsatz von Erwerbslosen genügend Arbeitskräfte zur Verfügung standen, kam die Mechanisierung nur langsam voran. Auch 1955 war die Eindeichung noch das Ziel der Landgewinnungsarbeiten. WOHLBERG schwärmt: „Heute wächst mit Hilfe von Landgewinnungsmaßnahmen neues Land aus dem Meer. Neue Deiche umschließen jungen wertvollen Boden.“ Dabei betont er aber auch, daß der eigentliche Schwerpunkt der Landgewinnung im Küstenschutz liegt.

6. Wandel in der Landwirtschaft

Die Landwirtschaft blieb bei der zunehmenden Industrialisierung und dem beginnenden Wirtschaftsaufschwung gegenüber der übrigen Volkswirtschaft deutlich zurück. Um dieses auszugleichen, um die Landwirtschaft auch in der EWG wettbewerbsfähig zu machen und gleichzeitig die soziale Lage der landwirtschaftlichen Bevölkerung zu verbessern, wurde im Jahre 1955 die Landwirtschaftspolitik einschneidend geändert. Es wurde das Landwirtschaftsgesetz erlassen und eine Reihe von Plänen wie Küstenplan, Grüner Plan und Programm Nord aufgestellt und umgesetzt. Das oberste Ziel war nicht mehr die Steigerung der Produktion, sondern der Produktivität in der EWG (CLAUSS, 1965). Mit dieser neuen Zielsetzung war es nicht mehr erforderlich, neue landwirtschaftliche Nutzflächen zu erschließen. Die Vorlandarbeiten konnten sich auf den Küstenschutz konzentrieren. Unter diesem Gesichtspunkt sind sie von da an durchgeführt worden. Im Rahmen des wirtschaftlichen Aufschwunges in der Industrie, gab es 1960 teilweise Probleme bei der Bereitstellung von Notstandsarbeitern. Dies führte zu einer Verstärkung der Mechanisierung der Vorlandarbeiten. Als Folge der Sturmflut vom 16./17. Februar 1962 wurden in diesem Jahr alle Arbeitskräfte

für die Instandsetzung der beschädigten Deiche eingesetzt, so daß Vorlandarbeiten in reduziertem Umfang nur mit Gruppenbaggern durchgeführt werden konnten. Aufgrund der Erfahrungen aus der Sturmflut wurde vom Küstenausschuß Nord- und Ostsee empfohlen, „wo es irgend möglich ist, ein breites und hohes Vorland vor Hauptdeichen zu erhalten und vor scharliegenden Deichen zu gewinnen“ (KÜSTENAUSSCHUSS, 1962). Daraus wird deutlich, daß mit dem Wegfall des Ziels der Gewinnung von landwirtschaftlichen Flächen die Bedeutung des Vorlands für den Küstenschutz sich kaum gewandelt hatte:

- Verringerung der Wellenbelastung des Deiches,
- Schutz des Deichfußes (Einsparung von Deckwerken),
- nach einem Deichbruch wesentlich höhere Restsicherheit durch Verhinderung eines Strombruches,
- Entnahmemöglichkeit von Boden und Soden für Deichbau und -unterhaltung.

Der letztgenannte Punkt ist eine traditionelle Vorlandnutzung, die seit dem Beginn des Deichbaus durchgeführt und bereits im Spadelandsrecht von 1557, im Allgemeinen Deichreglement von 1803 (§ 27) sowie in den späteren entsprechenden Verordnungen geregelt wurde. Eine weitere traditionelle Nutzung ist die Beweidung mit Schafen.

7. Naturschutzbelange

In den letzten Jahrzehnten hat sich ein zunehmendes Umweltbewußtsein entwickelt, welches sich auch auf die Gestaltungsziele für die Vorländer auswirkt. Man erkannte den ökologisch hohen Wert des Wattenmeeres, wobei besonderes Gewicht auf das Vorland gelegt wurde. In den siebziger Jahren sollten Vorlandflächen, die durch Küstenschutzmaßnahmen verloren gingen, nach einvernehmlicher Auffassung durch intensive Vorlandarbeiten ausgeglichen werden. Damit war eine konzeptionelle Änderung der Vorlandarbeiten noch nicht nötig.

Anfang der achtziger Jahre wandelten sich die Naturschutzziele in Richtung einer vom Menschen unbeeinflussten Entwicklung der natürlichen Potentiale. Die internationale Bedeutung des Wattenmeeres für den Naturschutz wurde unterstrichen durch die Errichtung des Nationalparks Schleswig-Holsteinisches Wattenmeer. In der Folge waren wirtschaftliche Nutzungen und Vorlandarbeiten grundsätzlich als Eingriffe zu betrachten. Die Vorlandbeweidung im Nationalpark ist nunmehr untersagt. Bodenentnahmen aus dem Vorland werden nur noch in Notsituationen zugelassen. Vorlandarbeiten wurden in Art und Umfang in Frage gestellt. Somit ergab sich ein Zielkonflikt zwischen Küsten- und Naturschutz für diese Arbeiten.

Es mußte daher ein Weg gefunden werden, die Vereinheitlichung der unterschiedlichen Ziele zu ermöglichen. Dabei mußte der Küstenschutz akzeptieren, daß von den als Eingriffe geltenden Arbeiten nur noch diejenigen ausgeführt werden können, die für den Küstenschutz notwendig sind. Eine eindeutige Abgrenzung von Arbeiten, die dem Küstenschutz dienen, gegen solche, die für den Naturschutz notwendig sind, ist jedoch teilweise sehr schwierig. Eine vom MELFF eingerichtete Arbeitsgruppe hat in dreijähriger Arbeit ein entsprechendes Konzept aufgestellt (HOFSTEDE et al., 1996). Dessen Hauptaussage lautet: „Es ist gemeinsames Ziel von Küsten- und Naturschutz, vorhandenes Vorland zu erhalten und vor scharliegenden Deichen Vorland zu schaffen.“ Hiermit konnte der beschriebene Zielkonflikt grundsätzlich gelöst werden. Das Ergebnis ist auch deshalb von Bedeutung, weil es das erste Mal ist, daß in dem gesamten Spannungsfeld zwischen Küstenschutz und Naturschutz eine einvernehmliche Lösung gefunden wurde.

8. Bewertung

Ursprünglich allein aus dem Motiv der Verbesserung und Vergrößerung von landwirtschaftlichen Nutzflächen entstanden, hatte man schon bald die positive Wirkung der Vorlandarbeiten für den Küstenschutz erkannt. In der Folge dominierten beide Zielsetzungen wechselweise je nach politischer und wirtschaftlicher Lage. In den wirtschaftlich problematischen Situationen vor und nach dem Zweiten Weltkrieg dominierte die Landgewinnung, und es trat noch der Gesichtspunkt der Arbeitsbeschaffung hinzu. Es ist auch festzustellen, daß die Äußerungen der örtlichen Fachleute (HINRICHS, LORENZEN) mehr die Bedeutung der Vorlandarbeiten für den Küstenschutz sahen, während Funktionsträger, die der Politik näherstanden (STADERMANN, LOHSE), mehr den Gesichtspunkt der Landgewinnung hervorhoben hatten. In den letzten Jahrzehnten hat der Wandel in der Landwirtschafts- und Naturschutzpolitik zu einer Anpassung der Zielvorstellungen für die Vorlandbewirtschaftung geführt. Durch die lange und wechselvolle Tradition der Vorlandarbeiten wurde auch das Bild der Vorländer im Bewußtsein der Marschenbewohner geprägt. Sie waren und sind für viele Familien oft über mehrere Generationen hinweg Grundlage des Broterwerbs und zugleich Sinnbild für den jahrhundertelangen Kampf gegen das Meer. Auch unter diesem Gesichtspunkt muß die Bewirtschaftung der Vorländer zu ihrer Erhaltung im Interesse von Küsten- und Naturschutz weiter betrieben werden. Jedoch haben die Haushalte bei Bund und Ländern zunehmend weniger Spielraum. Die Vorlandarbeiten müssen daher nicht nur einer Zielüberprüfung, sondern auch einer Wirtschaftlichkeitsüberprüfung unterzogen werden.

9. Schriftenverzeichnis

- Allgemeines Deichreglement, Broschüre, 1805.
- Der Grüne Plan, MELF, 1958.
- BOTHMANN, W.: Die Bedeutung der Landgewinnungsarbeiten für den Küstenschutz, Zeitschr.: Landwirtschaft. Wasserbau, H. 6, 7, 8, 1941.
- BOTHMANN, W.: Küstenschutz und Landgewinnung im Ber. d. MBA Heide, 1946.
- CLAUSS, W. u. a.: 10 Jahre Landwirtschaftsgesetz, MELF, 1965.
- ENGEL, H.: Über die Landgewinnung im Wattengebiet, Mitt. des Franzius-Instituts, H. 22, 1963, 3.
- ERCHINGER, H. F.: Küstenschutz durch Vorlandgewinnung, Deichbau und Deicherhaltung in Ostfriesland, Die Küste, H. 19, 1970.
- HINRICHS, W.: Nordsee/Deiche Küstenschutz und Landgewinnung, 1931.
- HOFSTEDE, J. et al.: Vorlandmanagement in S.-H., 1996.
- IWERSEN, J.: Zur bodenkundlichen Kartierung des nordfriesischen Wattgebietes, Westküste Kriegsheft, 1943.
- KNOP, F.: Untersuchungen ü. Gezeitenbew. u. morph. Veränderungen ... als Vorarb. für Dammbauten, Mitteil. aus d. Leichtweiß-Institut d. TH Braunschw., 1961.
- KÜSTENAUSSCHUSS NORD- UND OSTSEE: Empfehlungen für den Deichschutz nach d. Feb.stfl. 1962, Die Küste, H. 1, 1962.
- LAFRENZ, P.: Über die Pflege und Nutzung des Anwachsens und der Deiche an der Dithmarscher Küste, Die Küste, H. 2, 1957.
- LOHSE: Trutz blanke Hans, Broschüre, 1935.
- LORENZEN, J. M.: Planung und Forschung im Gebiet der s.-h. Westküste, Westküste, Bd. I, H. 1, 1938.
- MÖLLER, N.: Eindeichungs- und Landgewinnungsarbeiten, Vortrag, 1926.
- MÜLLER, F. u. FISCHER, O.: Das Wasserwesen an der s.-h. Nordseeküste, Teil I: Die Halligen, 2 Bände, 1917.
- MÜLLER, F. u. FISCHER, O.: Das Wasserwesen an der s.-h. Nordseeküste, Teil II: Die Inseln, 7 Bände, 1936.

- MÜLLER, F. u. FISCHER, O.: Das Wasserwesen an der s.-h. Nordseeküste, Teil III: Das Festland, 7 Bände, 1955.
- PARTENSKY, W. et al.: Vorlandbildung an Deichen und Sicherungsdämmen, Franzius-Institut, 1983.
- PETERSEN, M.: Über die Grundlagen zur Bemessung der schleswig-holsteinischen Landes-schutzdeiche, Die Küste, H. 1/2, 1955.
- PFEIFFER, H.: Die Arbeiten an der schl.-holst. Westküste seit 1933, Westküste, Bd. I, H. 1, 1938.
- PRANGE, W.: Die Bedeichungsgeschichte der Marschen in S.-H., Probl. der Küstenforschung im südl. Nordsgeb., B. 16, 1986.
- SCHERENBERG, R.: Küstenschutz in Vergangenheit, Gegenwart und Zukunft, Vortrag – BWK, 1988.
- STADERMANN, R.: Landerhaltung und Landgewinnung an der deutschen Nordseeküste, Werden-des Land am Meer, 1937.
- WOHLENBERG, E. u. SNUIS, H.: Anwachs, Landgewinnung und Deichbau in Nf, Friesisches Jahr-buch, 1955.

Vorlandmanagement in Schleswig-Holstein

Von JACOBUS L. A. HOFSTEDE und RÜDIGER SCHIRMACHER

Zusammenfassung

Seit über einem Jahrhundert werden in Schleswig-Holstein aus landwirtschaftlichen und Küstenschutzgründen Arbeiten zur Erhaltung und Gewinnung von Vorländern durchgeführt. Heute ist die Bedeutung der Vorländer für die Landwirtschaft nur noch gering, sehr hoch dagegen ist der ökologische Wert. Dies spiegelt sich im Mitte 1993 verabschiedeten schleswig-holsteinischen Landesnaturschutzgesetz, das Salzwiesen und Watten als vorrangige Flächen für den Naturschutz bezeichnet, wider.

Um diese neuen gesetzlichen Bestimmungen umzusetzen, wurde in kooperativer Zusammenarbeit zwischen den Küstenschutz- und Naturschutzbehörden in Schleswig-Holstein ein Vorlandmanagementplan erstellt, der als Grundlage für die künftigen Vorlandarbeiten dient. Der Plan enthält eine Leitlinie für das künftige Management, regionale Managementpläne im Maßstab 1:10.000, eine Bestandsaufnahme und Bewertung der Arbeitstechniken sowie ein Monitoringprogramm. In der gemeinsam erarbeiteten Leitlinie heißt es, vorhandenes Vorland zu erhalten und neues Vorland vor scharliegenden Deichen zu schaffen. Die hierzu notwendigen Maßnahmen sind möglichst naturverträglich in Abhängigkeit von den örtlichen Verhältnissen auszuführen.

Summary

In Schleswig-Holstein works to stabilise existing saltmarshes as well as to enhance saltmarsh accretion for agricultural and coastal defence purposes began more than one century ago. Today the agricultural role of saltmarshes is insignificant. The ecological importance on the other hand has gained increasing attention. This change in attitude mirrors in the Schleswig-Holstein State Environmental Act of 1993. According to this Act saltmarshes have a very high ecological value. Hence, they are protected and natural processes must prevail.

In order to realise these regulations a saltmarsh managementplan was established in co-operation between coastal defence and environmental authorities. This plan contains a common principle for future management, a number of regional managementplans as maps, an examination of techniques used and a monitoring programme. Common principle is to preserve existing saltmarshes. Where no saltmarshes exist in front of dikes they must be created. The techniques used to reach this goal depend upon local circumstances and must be carried out as ecologically sound as possible.

Inhalt

1. Einführung	62
2. Geographischer Überblick	62
3. Das Vorlandmanagementkonzept	64
3.1 Einführung	64
3.2 Gemeinsame Leitlinie	65
3.3 Regionale Managementpläne	66
3.4 Managementtechniken	70
3.5 Vorlandmonitoringprogramm	70
4. Schlußbemerkungen	73
5. Schriftenverzeichnis	73

1. Einführung

Entlang der Westküste von Schleswig-Holstein wird seit über einem Jahrhundert die Tradition der Vorlandgewinnung und -erhaltung durch Lahnungsbau und Begrüppung gepflegt (PROBST, dieses Heft). Bis etwa 1950 wurden diese Vorlandarbeiten zwecks Neugewinnung von landwirtschaftlichen Nutzflächen und aus Gründen des Küstenschutzes durchgeführt, danach nur noch für den Küstenschutz. Die große Bedeutung der Vorländer für den Küstenschutz spiegelt sich im Landeswassergesetz (LWG) wider. Nach § 63 LWG ist die Sicherung des Vorlandes, soweit dies für die Erhaltung der Schutzfunktion der in der Unterhaltungspflicht des Landes stehenden Deiche erforderlich ist, im Interesse des Wohls der Allgemeinheit und eine öffentliche Aufgabe des Landes.

Mitte 1993 ist in Schleswig-Holstein das Landesnaturschutzgesetz (LNatSchG) als Konsequenz der ökologischen Umorientierung der Gesellschaft in Kraft getreten. Dieses hat erhebliche Konsequenzen für die bisherige Bewirtschaftungspraxis der Vorländer entlang der Westküste von Schleswig-Holstein. In § 15a LNatSchG werden u. a. Wattflächen und Salzwiesen als „vorrangige Flächen für den Naturschutz“ bezeichnet. Alle Handlungen, die zu einer Beseitigung, Beschädigung, sonst erheblicher Beeinträchtigung oder zu einer Änderung des charakteristischen Zustands dieser Biotope führen können, sind verboten. Ausnahmen von diesem Verbot können nur genehmigt werden, wenn die Beeinträchtigungen ausgeglichen werden können und die Maßnahmen aus überwiegenden Gründen des Allgemeinwohls notwendig sind. Befreit von dieser Regelung sind nur die notwendigen Vorlandarbeiten in den nicht im Nationalpark „Schleswig-Holsteinisches Wattenmeer“ liegenden Vorländern.

Die nach § 63 LWG erforderlichen Managementtechniken zur Sicherung des Vorlandes bedürfen somit für den Bereich des Nationalparks grundsätzlich einer Ausnahmegenehmigung. Für jede einzelne Maßnahme im Nationalpark, wie z. B. den Anwurf, Unterhalt oder Neubau einer Lahnung, müßte theoretisch eine Ausnahmegenehmigung von der Küstenschutzbehörde beantragt und von der Umweltbehörde genehmigt werden. Im Hinblick auf den vorhersehbaren Aufwand und wegen der möglicherweise bei jedem Antrag auftretenden Interessenkonflikte zwischen den Belangen des Naturschutzes und des Küstenschutzes wurde eine Arbeitsgruppe (AG) „Vorland“ gebildet. Diese setzte sich aus Vertretern der Küstenschutzbehörden und der Umweltbehörden zusammen. Die AG hatte das Ziel, die o. g. gesetzlichen Bestimmungen in einem „Vorlandmanagementplan Schleswig-Holstein“ (MELFF, 1995) umzusetzen. Der Plan ist inzwischen fertiggestellt und der Öffentlichkeit vorgestellt worden. Die Vorteile dieses Planes sind offensichtlich. Die befürchteten Interessenkonflikte konnten durch eine gerechte Berücksichtigung der gegenseitigen Belange vermieden werden. Des weiteren konnten die Jahresarbeitspläne für den Vorlandbereich der betroffenen Ämter für Land- und Wasserwirtschaft auf der Basis der erstellten Rahmenpläne festgelegt und mit der Umweltbehörde abgestimmt werden.

Im nachfolgenden werden nach einem geographischen Überblick über die Entstehung, Verbreitung und Einteilung der Salzwiesen entlang der Westküste von Schleswig-Holstein die Ziele und Inhalte des Vorlandmanagementplanes für Schleswig-Holstein dargelegt.

2. Geographischer Überblick

Die Westküste von Schleswig-Holstein (Abb. 1) läßt sich bezüglich ihrer Morphogenese in zwei Teilgebiete untergliedern. In Dithmarschen erreichte die Küstenlinie seine meist östliche Lage bereits vor 6000 Jahren. Seitdem ist die allgemeine Entwicklung akkumulativ. Vor

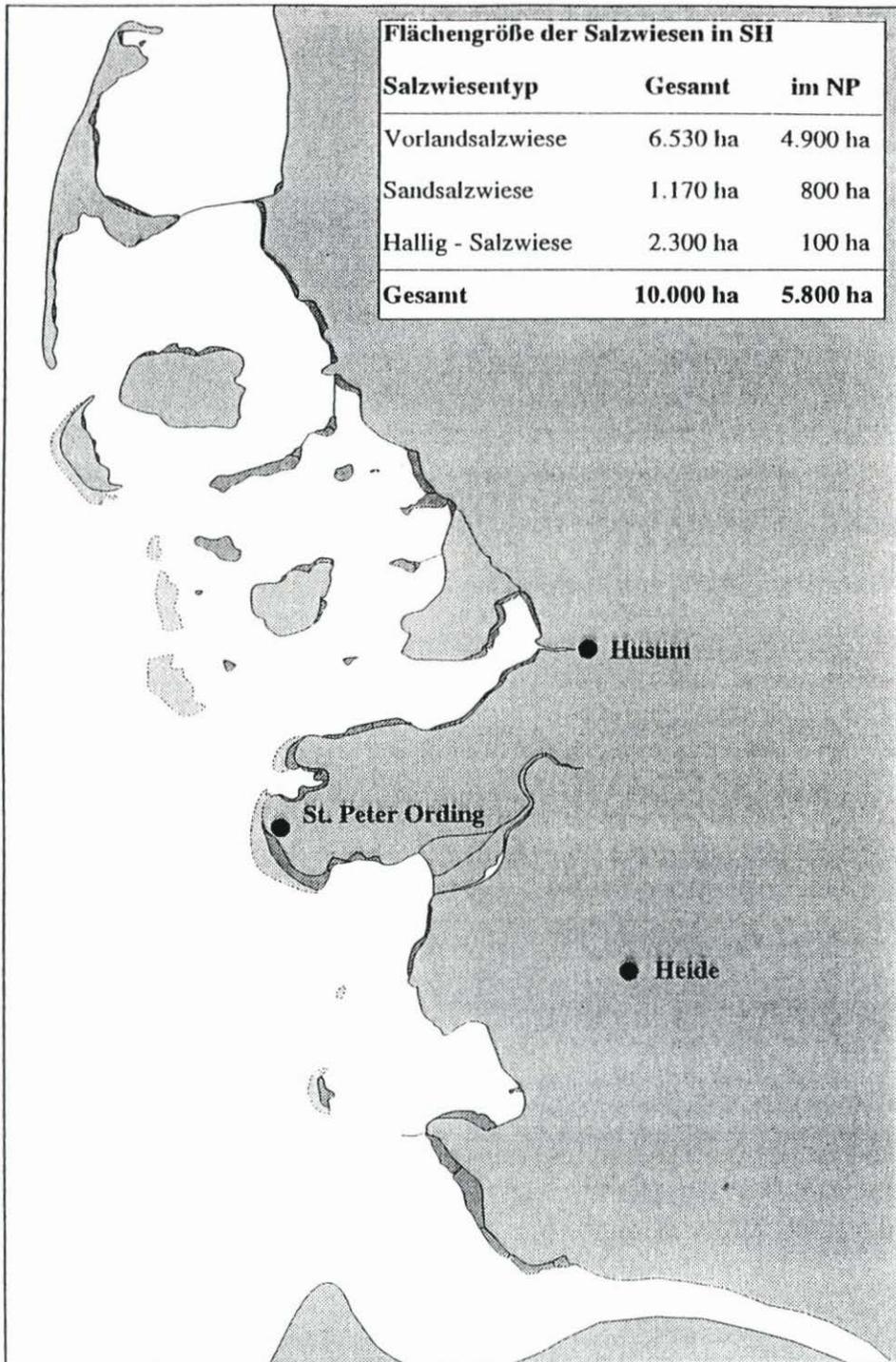


Abb. 1: Westküste von Schleswig-Holstein mit Überblick über die Lage und Größe der Salzwiesen

der damaligen Küstenlinie entwickelte sich eine Marsch- und Wattlandschaft, die bereits um Christi Geburt zunehmend besiedelt wurde. In Nordfriesland verlief die Entwicklung dagegen differenzierter. Hier entwickelte sich westlich der Geestkante seit Christi Geburt ebenfalls eine durch sandige Barrieren von der Nordsee abgeschirmte Marschlandschaft. Seit dem 12ten Jahrhundert wurden diese Barrieren jedoch zunehmend durch schwere Sturmfluten durchbrochen. Die Marsch erodierte bis auf einige Reste bis hin zur Geestkante. Es entstand eine Wattlandschaft, das heutige nordfriesische Wattenmeer.

Etwa zur gleichen Zeit mit den ersten Landeinbrüchen wurden in Schleswig-Holstein die ersten Deichbaumaßnahmen durchgeführt. Zunächst errichtete man Ringdeiche, um höherliegende Marschländer vor den Sommerfluten zu schützen (z. B. St. Johanniskoog auf Eiderstedt; MEYER, 1993, Abb. 11). Schon bald danach wurden Deiche mit dem Ziel gebaut, während Sturmfluten verlorengegangenes Land zurückzugewinnen bzw. landwirtschaftlich nutzbares Neuland zu gewinnen. Bis Mitte des letzten Jahrhunderts wurden dabei nur durch natürliche Anlandung entstandene Salzwiesen eingedeicht.

Danach fingen die Anwohner an, unter großen körperlichen Anstrengungen Lahnungen zu bauen und die Schlickwatten durch Grüppen zu entwässern (DIECKMANN, 1988). Gegen Ende des letzten Jahrhunderts wurden diese unsystematischen Versuche durch die preussische Regierung vereinheitlicht (PROBST, dieses Heft). Das eingeführte System der Vorlandarbeiten wurde unter dem Namen „Schleswig-Holstein-Methode“ bekannt und wird im wesentlichen unverändert bis heute entlang der gesamten Wattenmeerküste angewandt.

Heute befinden sich nach STOCK et al. (1994) rd. 10 000 ha Salzwiesen entlang der Westküste von Schleswig-Holstein, wovon rd. 2410 ha in Dithmarschen und rd. 7590 ha in Nordfriesland (Abb. 1) liegen. Von der Gesamtfläche liegen rd. 5800 ha im Nationalpark Schleswig-Holsteinisches Wattenmeer. Das entspricht einem Anteil von rd. 3,5% der Nationalparkfläche.

Der geomorphologischen Klassifikation von DIJKEMA (1987) folgend, können derzeit in Schleswig-Holstein drei Salzwiesentypen unterschieden werden (STOCK et al., 1994):

- Etwa 1170 ha *Sandsalzwiesen* befinden sich in größerer Ausdehnung auf den Inseln Sylt, Amrum und Trischen sowie auf dem St. Peter Ordning Sand. Wie der Name schon sagt, werden sie durch eine dünne Kleischicht auf sandigem Untergrund gekennzeichnet. In Schleswig-Holstein besitzen sie zumeist noch eine natürliche Morphologie.
- *Vorlandsalzwiesen* entwickeln sich normalerweise nur dort, wo sie durch breite Wattflächen und/oder einer Kette aus Barriereinseln vom offenen Meer abgeschirmt werden. Sie weisen eine viel dickere Kleischicht auf. Derzeit gibt es in Schleswig-Holstein zumeist entlang der Festlandküste etwa 8830 ha dieses Typs. Sie sind zum überwiegenden Teil durch Vorlandarbeiten entstanden. Auch die Halligen mit etwa 2.300 ha gehören als Reste der ehemaligen nordfriesischen Marschen zu diesem Typ.
- Schließlich existieren entlang der Westküste noch einige Reste von *Ästuarsalzwiesen*. Bedingt durch ihre Lage in den Flußmündungen sind sie mehr oder weniger stark durch Süßwassereinfluß gekennzeichnet.

3. Das Vorlandmanagementkonzept

3.1 Einführung

Wie in Kap. 1 umschrieben, haben die gesetzlichen Vorgaben bezüglich der Vorlandarbeiten in Schleswig-Holstein zur Einrichtung der AG „Vorland“ geführt. Die AG hatte sich folgende Aufgaben gestellt:

- Erarbeitung einer gemeinsamen Leitlinie für das künftige Vorlandmanagement auf der Basis der gesetzlichen Bestimmungen (Kap. 3.2),
- Erstellung von regional differenzierten 10-Jahres-Plänen in Kartenform als Grundlage für die Abstimmungen der Jahresarbeitspläne (Kap. 3.3),
- Durchführung einer bewertenden Bestandsaufnahme der Managementtechniken (Kap. 3.4) und
- Entwicklung eines gemeinsam getragenen Vorlandmonitoringprogrammes (Kap. 3.5).

Aus geographischen Gründen beschränkt sich das erstellte Managementkonzept für Schleswig-Holstein nicht nur auf den Bereich des Nationalparkes, sondern berücksichtigt das gesamte Gebiet, in dem Vorländer vorkommen. Darüber hinaus werden aus Küstenschutzgründen neben dem mit einer mehrjährigen Salzwiesenvegetation bewachsenen Vorland auch die angrenzenden Wattflächen, die sog. Anwachs- und Turbulenzzonen, behandelt.

3.2 Gemeinsame Leitlinie

Die Küsten- und Naturschutzbehörden haben wegen ihrer unterschiedlichen Aufgaben- und Zielstellungen dem Vorland gegenüber unterschiedliche Betrachtungsweisen.

Für den Küstenschutz bewirkt das Vorland in erster Linie eine Verringerung der hydrodynamischen Beanspruchung auf die Deiche bei Sturmfluten. Das Vorland dämpft die Wellen, verringert den Wellenauflauf und reduziert dadurch die Gefahr des Wellenüberlaufs während Sturmfluten. Nach Deichbrüchen verhindert es Strombrüche und bietet die Möglichkeit, kurzfristig geeigneten Boden für die notwendige Deichreparatur zu gewinnen. Es verhindert darüber hinaus die Unterspülung der Deiche durch herandrängende Priele und ersetzt aufwendige Steindeckwerke am Deichfuß. Auf besonders ausgewiesenen Flächen bietet das Vorland die für die Deichunterhaltung notwendigen Salzgrassoden.

Aus ökologischer Sicht stellen die Salzwiesen ein essentielles und verbindendes Element des Ökosystems Wattenmeer dar. Hier verzahnen sich die Lebensgemeinschaften des Meeres und des Landes in besonderer Weise und haben sich zu hochspezialisierten Lebensgemeinschaften ausgebildet. Darüber hinaus haben die Salzwiesen als Brut-, Nahrungs- und Rastgebiet für Vögel eine überregionale Bedeutung. In den Salzwiesen des Nationalparks steht die natürliche Dynamik an erster Stelle. In folgendem Zitat wird das zum Ausdruck gebracht (STOCK et al., 1994): „Das Leitbild für den Schutz der Salzwiesen ist eine von Menschen ungenutzte Salzwiese mit frei mäandrierenden Priele, einer standorttypischen geomorphologischen Struktur und einer durch die natürliche Dynamik bestimmten Verteilung der charakteristischen Pflanzengemeinschaften sowie der dazugehörigen Tierwelt.“

Als Folge der intensiven Vorlandarbeiten und subsequenten Eindeichungen seit Mitte des letzten Jahrhunderts liegen die Landesschutzdeiche und Vorländer in Schleswig-Holstein heute zum größten Teil an Stellen, an denen eine relativ starke hydrodynamische Beanspruchung vorherrscht. Natürliche Salzwiesen können sich dagegen nur an sehr geschützten, energiearmen Stellen entwickeln. Es ist daher unwahrscheinlich, daß die heutigen Salzwiesen vor den Landesschutzdeichen ohne Vorlandarbeiten entstanden wären. Im Gegenteil, Untersuchungen in den Niederlanden deuten darauf hin, daß die Einstellung der Vorlandarbeiten hier zu starken Kantenerosionen und mittel- bis langfristig sogar zu einer Aufreibung der Salzwiesen führen könnten (DIJKEMA, pers. Mitt.). Die vorhergesagten anthropogen bedingten Klimaänderungen bzw. die damit einhergehende Zunahme der hydrodynamischen Beanspruchungen auf die Küsten würden diese negative Entwicklung sogar noch verstärken und beschleunigen.

Als Konsequenz dieser Überlegungen hat die AG „Vorland“ sich entsprechend den gesetzlichen Vorgaben auf folgende Leitlinie für das künftige Vorlandmanagement geeinigt (MELFF, 1995):

„Es ist gemeinsames Ziel von Küstenschutz und Naturschutz, vorhandenes Vorland zu erhalten und vor Schardeichen neu zu entwickeln. Die Maßnahmen zur Vorlandentwicklung sind abhängig von den örtlichen Verhältnissen. Sie sind möglichst naturverträglich auszuführen. Dort, wo es die örtlichen Verhältnisse zulassen, wird auf technische Maßnahmen verzichtet. Ausgehend von diesen Grundsätzen sind regionale Küstenschutzkonzepte zu entwickeln, die künftig dem Genehmigungsverfahren nach § 15a LNatSchG zugrunde gelegt werden und die anhand eines gemeinsam getragenen Vorlandmonitoringprogrammes auf ihre Effektivität und auf ihre Naturverträglichkeit hin zu überprüfen und weiter zu entwickeln sind.“

Die als Vorrangfläche für eine natürliche Entwicklung ausgewiesenen Gebiete, in denen Küstenschutzmaßnahmen nicht bzw. nicht mehr stattfinden, sind zu beobachten und zu überwachen; Veränderungen und Entwicklungstendenzen sind im Rahmen eines Monitoringprogrammes zu dokumentieren. Im Falle bedenklicher Entwicklungen stimmen Umwelt- und Küstenschutzbehörden die zu ergreifenden Maßnahmen miteinander ab. Das oben Gesagte gilt insbesondere dort, wo eine 200 m breite Vorlandzone in ihrem Bestand aus Küstenschutzsicht gefährdet ist.“

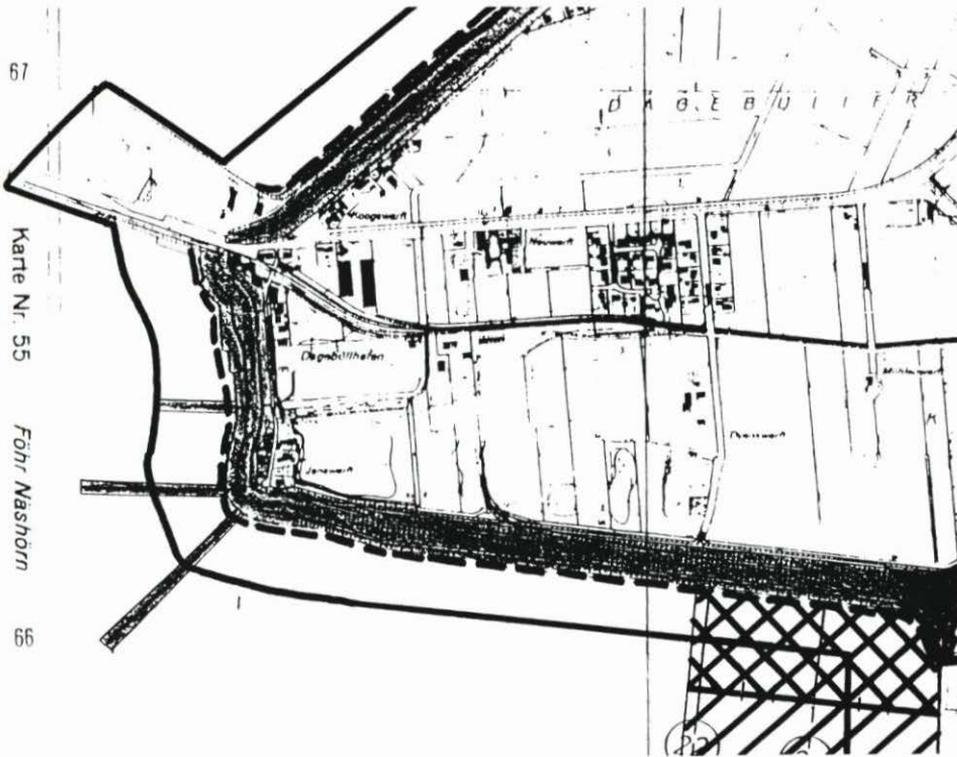
3.3 Regionale Managementpläne

Auf der Grundlage der o. g. Grundsätze und der Bestandsaufnahme der Managementtechniken sind regional differenzierte Küstenschutzpläne aufgestellt worden (Abb. 2). Sie haben grundsätzlich eine Gültigkeit von 10 Jahren. Sie werden anhand der erstellten Monitoringprogramme überprüft und wenn nötig weiterentwickelt. Alle in den Plänen aufgenommenen Maßnahmen zielen auf eine Eingriffsminimierung bei gleichzeitiger Gewährleistung der Küstenschutzfunktionen hin.

In den Plänen wird zwischen „vorhandenem Vorland“ (Abb. 3a) und „Vorland im Aufbau“ (Abb. 3b) unterschieden. Bei „vorhandenem Vorland“ werden nur noch Maßnahmen zur Sicherung der Vorlandkante, zur Haupt- und Deichfußentwässerung sowie (an besonders gekennzeichneten Stellen) zum Management von Sodenflächen ausgeführt. Das „Vorland im Aufbau“ wird in ein zeitlich und räumlich gestaffeltes System aufgeteilt. Hier wird eine Vorland-, Anwachs- und Turbulenzzone angestrebt.

In der ersten Phase wird vor dem Schardeich ein Lahnungsfeld mit dem Ziel angelegt, die Turbulenz zu reduzieren und die Sedimentation zu fördern. Wenn sich das Watt in dieser Turbulenzzone ausreichend erhöht hat, wird in der zweiten Phase ein zweites Lahnungsfeld vor dem ersten gebaut. Die Funktion des ersten Lahnungsfeldes wechselt dadurch zur Anwachszone. In dieser strömungsberuhigten Zone soll vor allem der Anwachs bzw. die Akkumulation gefördert werden. In der dritten Phase wird ein weiteres Lahnungsfeld vorgebaut. Das erste Feld wechselt nun zur Vorlandzone. In dieser wird die Ansiedlung einer mehrjährigen geschlossenen Vegetationsdecke gefördert. Das zweite Lahnungsfeld wechselt zur Anwachszone, und das dritte wird Turbulenzzone. Sobald eine 200 m breite Vorlandzone geschaffen ist, wechselt der Bereich von „Vorland im Aufbau“ zum „vorhandenen Vorland“. Die Maßnahmen zur Erhaltung und Schaffung von Vorländern sind in Abb. 4 in einer Matrix zusammengestellt.

Mit Einführung der Leitlinie sind insgesamt 10 geschützt liegenden Vorlandgebieten



Legende:	
	<p>Unterhaltung der Landesschutzdeiche</p> <ul style="list-style-type: none"> - Unterhaltung bzw. Bau der Treibselabfuhrwege und Deichverteidigungswege - Treibselabfuhr - Schädlingsbekämpfung - Auffüllen von Ausschlägen und vorläufige Sicherung - Sodenarbeiten - Ansaararbeiten - Unterhaltung, Aufbau und Abbau von Quereinfriedigungen und Längseinfriedigungen - intensive Beweidung
	<ul style="list-style-type: none"> - Sicherstellung der Deichfußentwässerung durch Hand- bzw. Fräsgrüppung - intensive Beweidung des Streifens zwischen Deich und 150m Linie bzw. Ausgrenzung - Bearbeitung abgesodeter Flächen zur Förderung der Neubegrüpfung - Unterhaltung bzw. Herstellung von Transportdämmen zwischen Deichfuß und 150m Linie bzw. Ausgrenzung - Entnahme geringfügiger Boden- und Sodenmengen
	<ul style="list-style-type: none"> - Bau- und Unterhaltungsarbeiten an den Deckwerken einschließlich Vorschüttung
	<ul style="list-style-type: none"> - Bau und Unterhaltung von Bühnen
	<ul style="list-style-type: none"> 150m Linie (Grenze Nationalpark)
	<ul style="list-style-type: none"> Unterhaltung bzw. Herstellung von Ausgrenzungen
	<p>Arbeiten im Vorland zwischen 150m Linie bzw. Ausgrenzung und Bewuchsgrenze</p> <ul style="list-style-type: none"> - Hauptentwässerung - Unterhaltung von Transportdämmen
	<p>Sodenentnahmeflächen</p> <ul style="list-style-type: none"> - intensive Beweidung - Unterhaltung der Entwässerung - Grüpparbeiten per Hand oder Fräse - Sodenentnahme - Förderung der Neubegrüpfung
	<p>Lahnungsarbeiten, Flächengrüppung</p> <ul style="list-style-type: none"> Lahnung nachpacken und aufstocken, Anwurf
	<ul style="list-style-type: none"> Lahnungsarbeiten, Anwurf, Hauptentwässerung
	<ul style="list-style-type: none"> Unterhaltung massiver Längswerke
	<ul style="list-style-type: none"> Unterhaltung der Außentiefs
	<ul style="list-style-type: none"> Spülfeldarbeiten
	<ul style="list-style-type: none"> Unterhaltung von Kastensielen
	<ul style="list-style-type: none"> Beweidungsversuchsfelder
	<ul style="list-style-type: none"> Werknumerierung
	<ul style="list-style-type: none"> Dünenarbeiten

Abb. 2: Regional differenzierter Küstenschutzplan, Beispiel

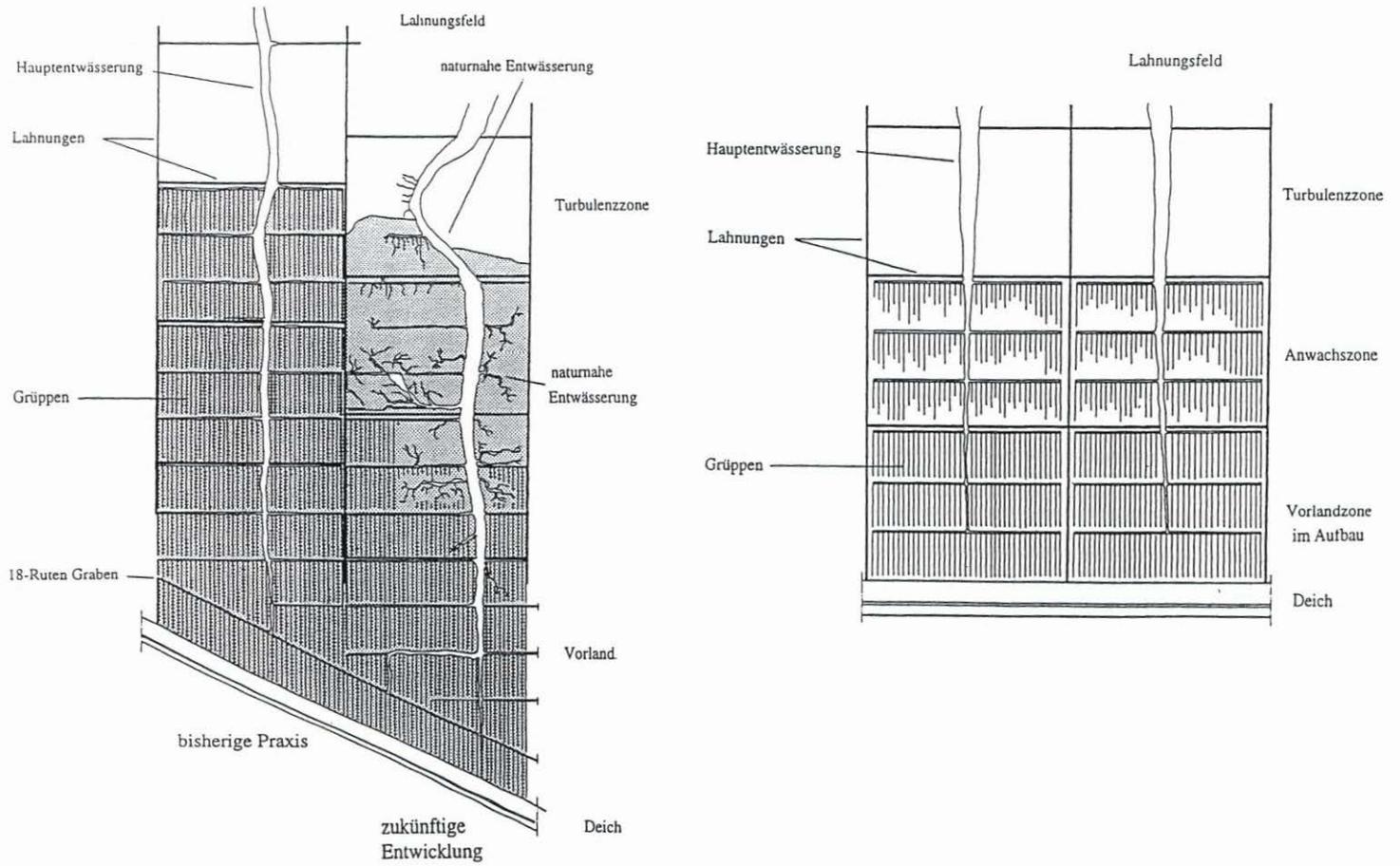


Abb. 3: a) Vorhandenes Vorland (schematisch); b) Vorland im Aufbau (schematisch)

	Bereich	Bezeichnung	Zweck	Vorlandarbeiten			Beweidung	
				Arbeiten im Lahnungsfeld	Entwässerung	Transportdämme		
Vorland im Aufbau	1. Phase	1. Lahnungsfeld	Turbulenzzone	Wellendämpfung, Strömungsberuhigung	Unterhaltung, Anwurf	Hauptentwässerung	---	---
		1. Lahnungsfeld	Anwachszone	Aufbau und Erhaltung von Watt- und Anwachsflächen	Unterhaltung, Anwurf, Begrüppung	Hauptentwässerung, Begrüppung	(X)	---
		2. Lahnungsfeld	Turbulenzzone	Wellendämpfung, Strömungsberuhigung	Unterhaltung, Anwurf	Hauptentwässerung	---	---
	3. Phase	1. Lahnungsfeld	Vorlandzone im Aufbau	Förderung einer geschlossenen Vegetationsdecke	Unterhaltung (Anwurf) Begrüppung *	Deichfußentwässerung, Hauptentw.	X	(X)
		2. Lahnungsfeld	Anwachszone	Aufbau und Erhaltung von Watt- und Anwachsflächen	Unterhaltung, Anwurf, Begrüppung *	Hauptentwässerung, Begrüppung *	---	---
		3. Lahnungsfeld	Turbulenzzone	Wellendämpfung Strömungsberuhigung	Unterhaltung Anwurf	Hauptentwässerung	---	---
	vorhandenes Vorland	18 Ruten Streifen	deichnahes Vorland	Erhaltung, Deichfußentwässerung	---	Deichfußentwässerung	X	X
		außerhalb 18 Ruten Streifen	Nationalpark Vorland	Erhaltung	Schutzlahnung/feld zur Sicherung der Vorlandkante	Hauptentwässerung	---	--- Sodenfläche

* Einzelfallentscheidung im Rahmen der Jahrespläne

Abb. 4: Maßnahmen zur Schaffung und Erhaltung von Vorländern

alle Bau- und Unterhaltungsmaßnahmen außer Deichfußentwässerung eingestellt (Abb. 5). Diese Gebiete werden intensiv beobachtet und überwacht, zum einen, um die Renaturierung einer anthropogenen Salzwiese zu erfassen, zum anderen, um in Falle negativer Entwicklungen rechtzeitig eingreifen zu können.

3.4 Managementtechniken

Wie bereits erwähnt, begann man in Schleswig-Holstein bereits im letzten Jahrhundert gestaltend in die Vorländer einzugreifen, um landwirtschaftliche Nutzflächen zu schaffen. Viele Techniken sind seitdem entwickelt und angewandt worden. Im Rahmen der Bestandsaufnahme wurden diese wie auch mögliche Alternativtechniken erfaßt und anschließend unter den Gesichtspunkten der erarbeiteten Leitlinie bewertet.

Die Managementtechniken lassen sich grob in folgende Hauptgruppen untergliedern:

- Bau und Unterhaltung von Bühnen, Lahnungen und von Erd- und Transportdämmen;
- Grüpp- bzw. Entwässerungsarbeiten;
- Sodengewinnung für den Deichbau und -Unterhaltung.

Als Ergebnis der Bestandsaufnahme und der Bewertung ist folgendes festgestellt worden:

- Bühnen und Lahnungen

Die bisherige Bauart der Steinbühnen und die Form des Lahnungsbaues haben sich bewährt und sollen für die Zukunft beibehalten werden. Die Anlage neuer Erddämme beim Neubau von Lahnungsfeldern soll nur im ersten Lahnungsfeld erfolgen. Die vorhandenen Erddämme sollen nicht ausgebaut, müssen aber unterhalten werden. Rationalisierungsmaßnahmen werden geprüft und ggf. genutzt.

- Grüpparbeiten/Entwässerung

Wo es die örtlichen Verhältnisse zulassen, ist der Baggereinsatz auf ein Mindestmaß zu reduzieren. Für die Entwässerung sind der Einsatz von Fräsen sowie manuelle Begrüppung vorzusehen. Wenn möglich, sollen umweltschonende Arbeitsgeräte und -techniken genutzt werden.

- Sodengewinnung

Um die für die Sodengewinnung notwendige Qualität zu erzielen, müssen die dafür in den Plänen ausgewiesenen Flächen weiterhin beweidet und entwässert werden. Die Entnahmeflächen sind so zu bearbeiten, daß eine schnellere Wiederbegrüppung erfolgt und die Flächen daher in kürzeren Zeitintervallen wiederverwendet werden können.

Eine genauere Beschreibung der einzelnen Managementtechniken und deren Bewertung ist der Anlage 2 des Endberichtes der AG „Vorland“ (MELFF, 1995) zu entnehmen.

3.5 Vorlandmonitoringprogramm

Bisher fehlen umfassende, systematisch erhobene und örtlich differenzierte Daten für eine ökonomische und ökologische Effizienzkontrolle der Vorlandarbeiten. Aus diesem Grund hat sich die AG „Vorland“ die Aufgabe gestellt, ein Vorlandmonitoringprogramm aufzustellen. Dazu wurde eine Kombination aus gleichmäßig verteilten Referenzflächen (Abb. 5) und -transekten, die für das Gesamtgebiet repräsentativ sind, festgelegt. Auf diesen Flächen und -transekten sollen langfristig und systematisch Daten erhoben werden, mit denen die Effizienz und Umweltverträglichkeit der durchgeführten Maßnahmen und Programme in den Vorländern sowie deren Auswirkungen auf den Nationalpark ermittelt werden können.

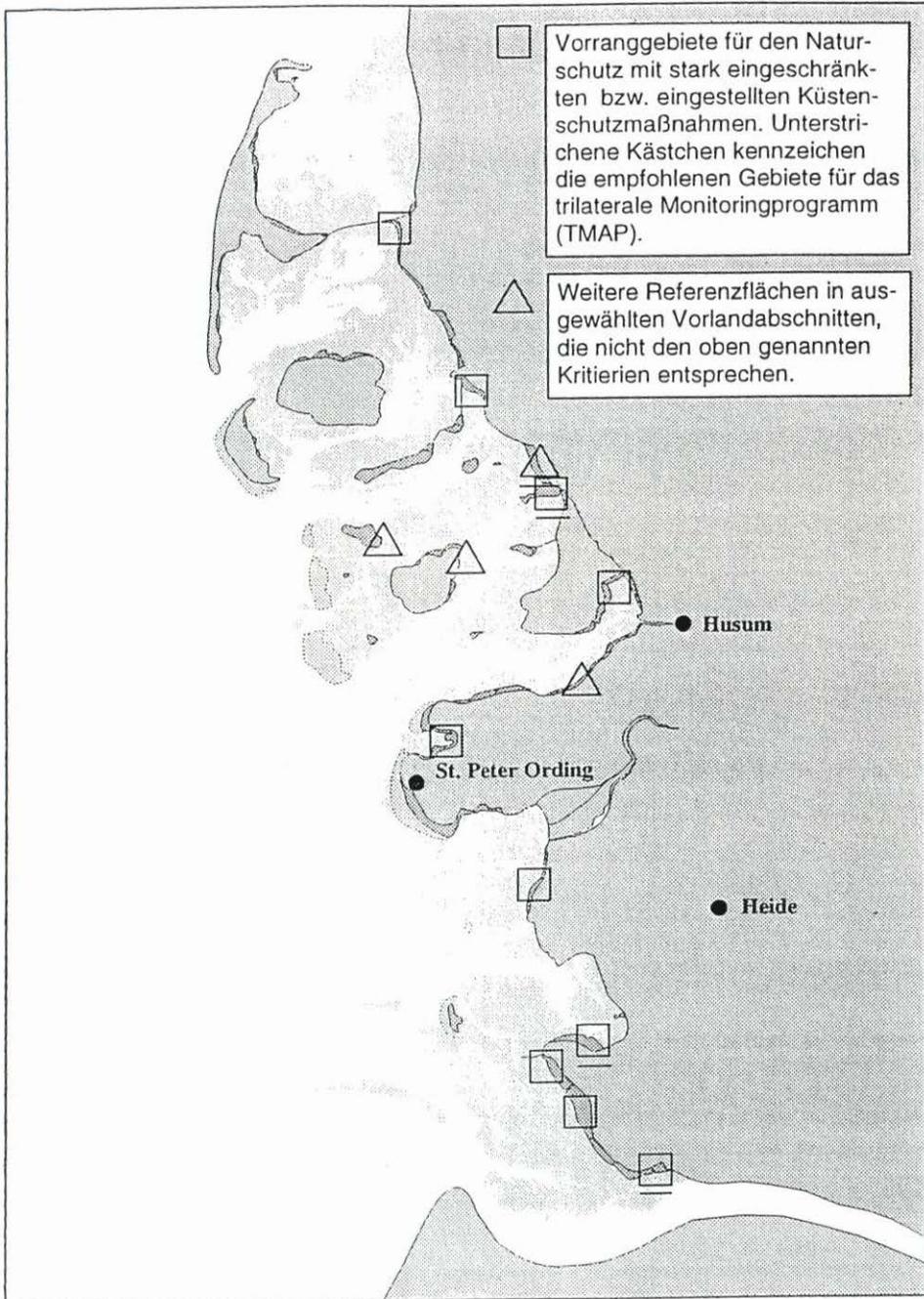


Abb. 5: Lage der Referenzflächen

Tab. 1: Übersicht über die Erhebungsparameter und -intervalle

Parameter	Fläche	Methode	Rhythmus
Hydrographie¹			
- MThw	Rt	P	5
	Rf	P	5
- MTnw	Rt	P	5
	Rf	P	5
- MThb	Rt	P	5
	Rf	P	5
- Überflutungshäufigkeit (Zeit, Anzahl, Tiden)	Rt	P	5
	Rf	P	5
Morphologie			
- Geländehöhe ²	Rt	N	5
	Rf	N	2 ³
- Vorlandkante	G	CIR	5
	Rf	CIR	2
- Topographie	G	CIR	5
	Rf	CIR	2
Sedimentologie⁴			
- Korngrößenverteilung	Rf	B	5
- C/N-Verhältnis	Rf	B	1
- Organische Substanz	Rf	B	1
- Stärke der Sauerstoffschicht	Rf	B	1
Technische Maßnahmen und Nutzungen			
- Treibselanfall	Rf	B	1
- Lahnungen, Buhnen, Längswerke	G	K	1
- Anwurf, Hauptentwässerung	G	K	1
- Gräben	G	K	1
- Aufspülung	G	K	1
- Soden- und Bodenentnahme	G	K	1
- Beweidung	G	K	1
Biologische Parameter⁵			
- Vegetation			
- Vegetationstypen	G	CIR/K	5
- Zonierung	Rf	K	5
- Dominanz/Diversität	Rf	K	1
- Vegetationshöhe	Rf	M	1
- Biomasse	Rf	B	5
- Brutvögel	G	K	5
	Rf	K	1
- Rastvögel	G	K	5
	Rf	K	1
- Raumnutzung Gänse	Rf ⁶	K	1

G = Gesamtfläche

N = Nivellement

M = Messung

Rf = Referenzfläche

K = Kartierung

1 = jährlich

Rt = Referenztransekt

P = Pegelauswertung

2 = alle 5 Jahre

CIR = Infrarotbefliegung

B = Beprobung

¹ = Datenerhebung kontinuierlich über bestehende Pegel; ² = Rt: Messung auf bestehende ALW-Transekten, Rf: Messung auf drei deichparallelen Transekten; ³ = Datenerhebung auf TMAP-Flächen jährlich; ⁴ = Datenerhebung nur auf TMAP-Flächen; ⁵ = Erhebung entsprechend TMAP-Vorgaben; ⁶ = Exemplarisch auf Hamburger Hallig

Die auf den Flächen und Transekten zu erhebenden Parameter sind in Tab. 1 zusammengefaßt. Bei der Wahl wurden die im trilateralen Wattenmeer-Monitoringprogramm vorgeschlagenen Parameter für die Salzwiesen eingebunden bzw. berücksichtigt. Zum einen werden Parameter über die technischen Maßnahmen und Nutzungen erhoben. Des weiteren werden hydrographische, morphologische, sedimentologische und biologische Parameter erfaßt, die die Effizienz bzw. die Auswirkungen der durchgeführten Maßnahmen und Nutzungen beschreiben. Je nach Frequenz der durchgeführten Maßnahmen und Dynamik der natürlichen Parameter werden sie in einem 1-, 2- oder 5jährigen Rhythmus erhoben. Die Daten sollen zentral in einer Datenbank mit Anbindung an ein Geographisches Informationssystem (GIS) archiviert und analysiert werden. Besonders im Hinblick auf die rasanten Entwicklungen im Bereich der Satellitenfernerkundung soll die Integration neuerer Datenerfassungs- und Auswertungsmethoden (z.B. die synchrone Erfassung des Vorlandareales aus Satellitenbildern) durch eine flexible Gestaltung des GIS ermöglicht werden.

4. Schlußbemerkungen

Die Vorländer entlang der Westküste von Schleswig-Holstein sind zum allergrößten Teil durch die Anwendung von Managementtechniken entstanden. Bedingt durch diese Arbeiten und die anschließenden Eindeichungen liegen die heutigen Salzwiesen in hydrodynamisch stark beanspruchten Bereichen. In Zukunft wird sich diese Situation als Folge der erwarteten Klimaänderungen noch verschlechtern. Die Erhaltung der jetzigen Vorländer hängt somit davon ab, ob und in welcher Form die Vorlandarbeiten in Zukunft weitergeführt werden. Das erstellte Managementkonzept ist in Anerkennung dieser Prinzipien sowie zur Umsetzung der gesetzlichen Bestimmungen aus dem LWG und dem LNatSchG entstanden.

Zum Schluß wird nochmals ausdrücklich darauf hingewiesen, daß das erstellte Managementkonzept für die Vorländer im Schleswig-Holsteinischen Wattenmeer in konstruktiver und pragmatischer Zusammenarbeit zwischen allen beteiligten Küsten- und Naturschutzbehörden entstanden und einvernehmlich festgelegt worden ist. Nach Auffassung der Verfasser bietet das Konzept die für Schleswig-Holstein optimale Lösung sowohl im Hinblick auf die Gewährleistung der Sicherheit der an der Küste lebenden Menschen, als auch bezüglich einer möglichst nachhaltigen und umweltgerechten Entwicklung dieses sensiblen Biotopes.

5. Schriftenverzeichnis

- DIECKMANN, R.: Entwicklung der Vorländer an der nordfriesischen Festlandküste. In: Wasser und Boden, H. 3: 146-150, 1988.
- DIJKEMA, K. S.: Geography of saltmarshes in Europe. In: Zeitschrift f. Geomorphologie N.F., H. 31: 489-499, 1987.
- MELFF (Ministerium für Ernährung, Landwirtschaft, Forsten und Fischerei des Landes Schleswig-Holstein): Vorlandmanagement in Schleswig-Holstein. Endbericht der MELFF/MNU-Arbeitsgruppe „Vorland“. MELFF, Kiel, 1995.
- MEYER, D.: Landschaftsentwicklung und Siedlungsmuster von der römischen Kaiserzeit bis zum Mittelalter in den Schleswig-Holsteinischen Marschen. In: Schriften des Naturwissenschaftlichen Vereins für Schleswig-Holstein, B. 63: 117-144, 1993.
- PROBST, B.: dieses Heft. Deichvorlandbewirtschaftung im Wandel der Zeit.
- STOCK, M., KIEHL, K. u. REINKE, H. D.: Salzwiesenschutz im Schleswig-Holsteinischen Wattenmeer: Grundlagen, Zielsetzung und bisherige Umsetzung. Bericht des Teilprojektes ÖSF-A 6.3 „Schutz- und Managementkonzept für Salzwiesen“. UBA-FB 93-101, Berlin, 1994.

Auswirkungen des Eidersperrwerkes auf die Morphodynamik des Eiderästuars

Von GABRIELE GÖNNERT

Zusammenfassung

Über das MORAN-Verfahren wird nachgewiesen, daß die Inbetriebnahme des Eidersperrwerkes (1972) – mit Ausnahme des nach der Durchdämmung verbliebenen Nordrinnenbogens – keine Störung des dynamischen Gleichgewichtes mit sich brachte, wohl aber erhebliche topographische Veränderungen. Die Aufschüttung des Sanddammes (1979) hingegen führte zu einer Störung der Morphodynamik, da aufgrund der erheblichen Nordverlagerung der Nordrinne zum Schutz des Deiches zu einem Zeitpunkt eingegriffen werden mußte, als sich das Gebiet in einer „sensiblen“ Phase befand. Es wird nachgewiesen, daß es möglich ist, „sensible“ Phasen zu definieren. In diesen Zeiträumen reagiert ein Gebiet „sensibler“ auf künstliche Störungen, d.h. mit deutlicher und sofortiger Beeinträchtigung der natürlichen Morphodynamik des Raumes.

Summary

*The area of research is influenced by human interventions, which are the building of the Sperrwerk (1972) and the construction of the sand dam (1979). In this research an analysis of the consequences of the human activities was undertaken. It was carried out with the MORAN-method (Morphological Analysis of the Northsea). It could be shown that the opening of the Sperrwerk (1972) has not influenced the dynamic balance but that the sand dam (1979) has. The reason is that the last intervention had been necessary at a moment when the area of research was in a sensitive phase. In this research it has been proved that sensitive phases have to be defined with $m * a_0$ and $(m/2) * a_0$. In this period of time an area reacts sensitively to an artificial disturbance, that means with an immediate disturbance of the morphodynamic.*

Inhalt

1. Einleitung	76
2. Die Außeneider	76
3. Arbeitsmethode – MORAN	79
3.1 Parameter zur Beschreibung der Morphodynamik von Wattengebieten	81
3.2 Die Berechnung von morphologischen Parametern in dynamischen Gebieten und bei künstlichen Eingriffen	82
3.3 Die Einheiten im Untersuchungsgebiet	83
4. Das Kartenmaterial	85
5. Entwicklung von Topographie und Wasserraum (1904–1990)	88
6. Die Morphodynamik der Außeneider	91
6.1 Differenzierung der Außeneider in Gebiete ähnlicher morphologischer Aktivität ..	93
6.2 Die Parameter der Wattströme der Außeneider im Vergleich mit Ergebnissen aus anderen Gebieten	95
6.3 Die Höhenstabilität des Raumes und die Berechnung von Sensibilitätsphasen	96
6.3.1 Diskussion: Beeinflussung der Morphodynamik aufgrund der künstlichen Störung	101
6.3.2 Berechnung der Sensibilitätsphasen für ausgewählte Einheiten im Sperrwerksbereich	102
7. Schriftenverzeichnis	106
8. Symbolverzeichnis	107

1. Einleitung

Sturmflutsperrwerke gelten gerade in Zeiten der Zunahme der Anzahl von Sturmfluten als geeignete Lösung, das Hinterland zu schützen. Die vorliegende Analyse zu den Auswirkungen des Eidersperrwerkes zeigt etwaige morphologische und topographische Veränderungen durch Inbetriebnahme eines solchen Sperrwerkes auf. Künstliche Eingriffe erfolgten in der Regel ohne Berücksichtigung der „Sensibilität“ eines Gebietes, so daß eine Baumaßnahme erhebliche Störungen im dynamischen Gleichgewicht haben kann. Die Kenntnis der „Sensibilität“ eines Gebietes kann die Störungen der natürlichen Dynamik verhindern bzw. erheblich vermindern. Im folgenden wird deshalb eine Möglichkeit vorgestellt, Sensibilitätsphasen zu berechnen.

2. Die Außeneider

Die Mündung der Eider liegt im Nordwesten Schleswig-Holsteins, südlich von Eiderstedt und nördlich von Büsum (Abb. 1). Das Untersuchungsgebiet umfaßt das Eiderästuar vom Eidersperrwerk bei Hundeknöll bis 14 km westlich des Eidersperrwerkes.

Die Eider ist gekennzeichnet durch diverse anthropogene Eingriffe, wie den Bau des Eiderkanals (1777–1784), des Nord-Ostseekanals 1887–1895, der Eiderabdämmung bei Nordfeld (1936) und – innerhalb des Untersuchungszeitraumes 1958–1990 – den Bau des Eidersperrwerkes (1969–1972) und die Aufschüttung des Sanddammes (1979).

Das Eidersperrwerk wurde in der Linie Vollerwiek – Hundeknöll errichtet mit dem Bestreben der Verbesserung des Sturmflutschutzes, der Optimierung der Vorflut und Sicherung der Schifffahrt durch Anheben des Tidewasserstandes, Spülen der Rinnen und der Schaffung von Speicherraum durch Aussperrung der Tiden bei Niedrigwasser. Aufgrund der Baumaßnahmen entstanden in der Außeneider erhebliche topographische Veränderungen, da der natürliche Verlauf der Rinne um rund 500 m nordwärts verlegt (Abb. 2) und mittels des Eidersperrwerkes auf eine Durchflußbreite von 200 m fixiert wurde. Die Rinne konnte vor ihrer Fixierung in der Linie Vollerwiek-Hundeknöll in einem 5 km breiten Bett mäandrieren und war gekennzeichnet durch starke Lageveränderungen. Mit dem Bau des Sperrwerkes (1972) richtete sich der Ebbestrom verstärkt in die Nordrinne, die sich mit zunehmender Geschwindigkeit auf den Seedeich bei Vollerwiek zubewegte. 1979 hatte der Prallhang eine Verlagerungsgeschwindigkeit von fast einem Meter pro Tide und war in diesem Jahr nur noch 60 m vom Deichfuß entfernt (WIELAND, 1990). Somit bestand zunehmend Gefahr für den Deich, so daß die Nordrinne bei Vollerwiek durch einen Sanddamm (1979) als plastisches Bauwerk durchdämmt wurde (Abb. 2). Die Nordrinne wurde so in zwei Arme geteilt. Weiterhin wurde eine künstliche Durchstichrinne in Anlehnung an die Lage einer früheren natürlichen Rinne zur Umlenkung der Ebbeströme zwischen Nord- und Südrinne geschaffen. Sollte die in letzter Zeit aufgesandete Durchstichrinne aufreißen und sich somit der Tidestromdruck in der Nordrinne wieder wesentlich erhöhen, kann dies zu einer erneuten Nordverlagerung und damit Gefährdung des Seedeiches führen.

Um über die Volumenänderungen auf die Herkunft der Sedimente in Außen- und Tideeider zu schließen, untersuchte PARTENSKY (1983) einen Bereich der Nordsee, der vor der Eidermündung liegt. In der Tideeider lag nach den Baumaßnahmen bei Nordfeld (1936) eine erhebliche Sedimentation mit 19,5 Mio. m³ von 1936 bis 1947 vor. Gleichzeitig weisen die Außeneider und das Seegebiet vor der Außeneider (dies betrifft den unmittelbar westlich der –6 m Linie anschließenden Nordseeboden; eine genaue Begrenzung gibt PARTENSKY, 1983 nicht an) eine Erosion von 31,2 Mio. m³ auf, so daß seit 1936 der Sedimentstrom seine Rich-

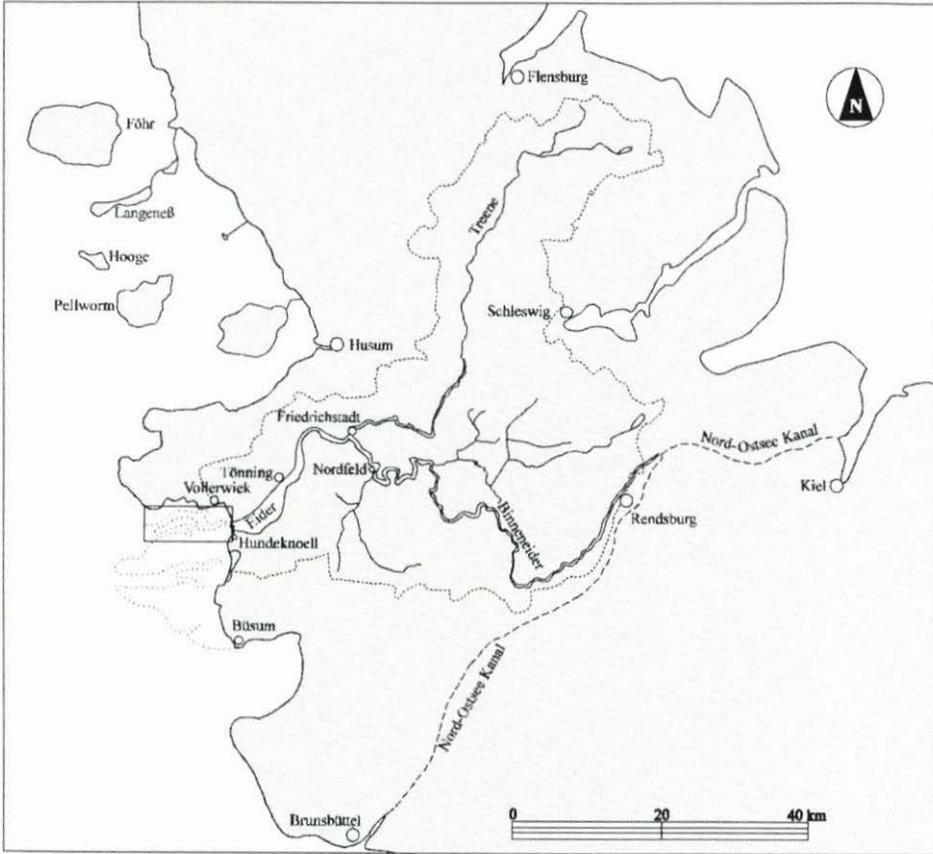


Abb. 1: Das Einzugsgebiet der Eider (verändert nach: ALW HEIDE, 1986)

tung wechselte und nunmehr von dem Seegebiet in die Tideeider verläuft. Die Herkunft der Sedimente der Tideeider ist somit der direkte Seebereich vor der Außeneider.

Seit 1947 liegt sowohl in Tide- und Außeneider als auch im Seegebiet vor der Außeneider Sedimentation vor. PARTENSKY (1983) nimmt an, daß etwa 94,6 Mio. m³ Sediment in das Gebiet verfrachtet wurden. Er folgert, daß die Sedimente im wesentlichen nur vom Meeresboden der Nordsee oder teilweise auch aus tieferen seewärts gelegenen Bereichen der Außeneider stammen, so daß hier der Sedimenttransport der Deutschen Bucht mit einbezogen werden muß.

In der inneren Deutschen Bucht liegen küstenparallele Sedimentströme vor (Abb. 3). Diese teilen sich auf in einen nordsüdlich gerichteten und in einen in westöstlicher Richtung entlang der niederländischen und niedersächsischen Küste verlaufenden Sedimentstrom. Während der nordsüdliche Sedimentstrom in der Höhe Westerland vor Sylt beginnt und im Außeneiderraum endet, reicht der westöstliche, dessen Nordseesedimente bis in die Unterelbe nachgewiesen wurden (LUCHT, 1953), bis in den Elberaum. Ein Teil des westöstlichen Sedimentstroms reicht, wie in der Abb. 3 ersichtlich, in das Gebiet der Piep, so daß hier neben dem überwiegend von Norden mit Material versorgten Außeneiderraum ein weiterer, von Westen gespeister, Sedimentationsraum vorliegt.

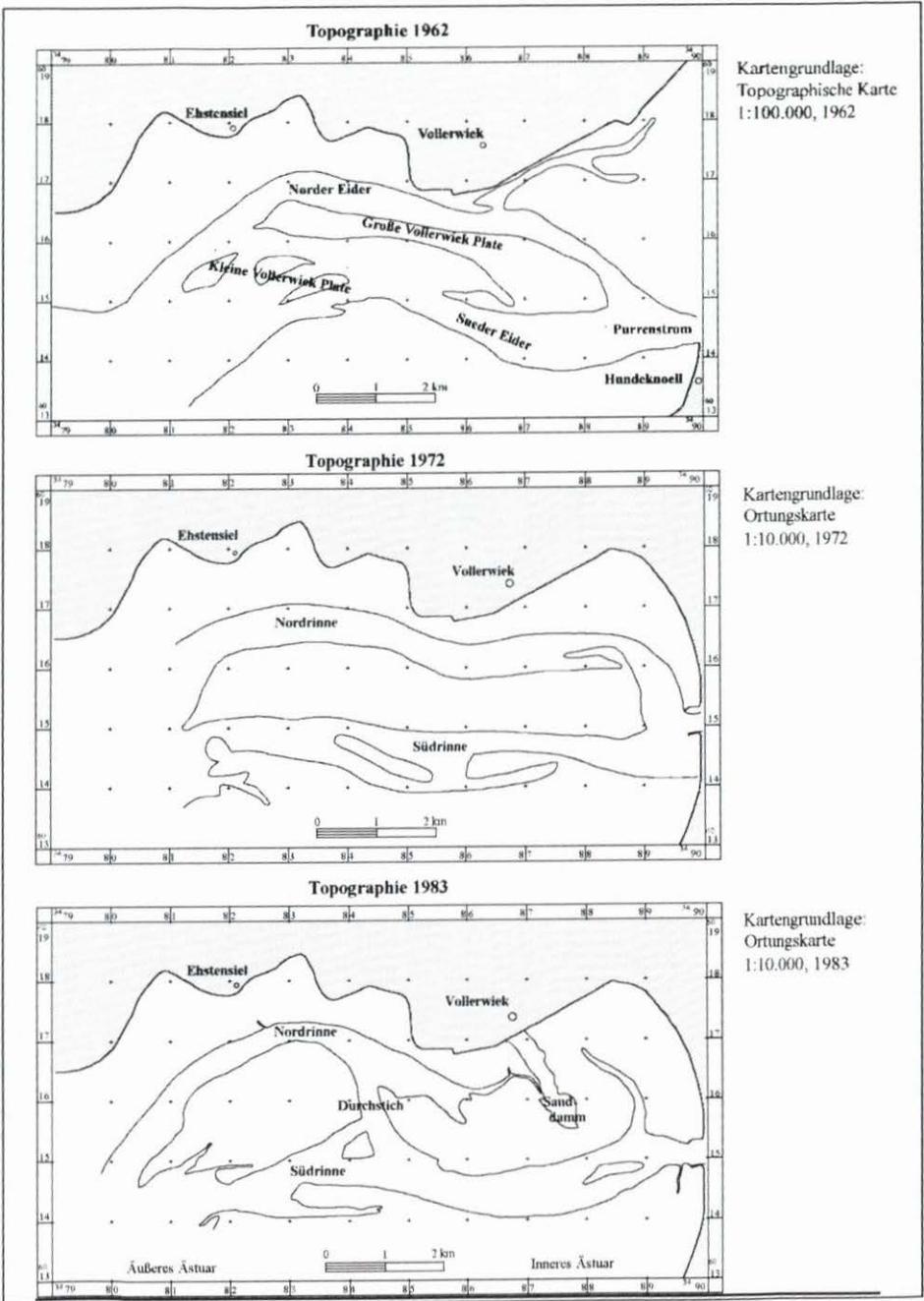


Abb. 2: Veränderungen in der Topographie des Untersuchungsgebietes

3. Arbeitsmethode – MORAN

Zur Analyse der Auswirkungen des Eidersperrwerkes auf die Morphodynamik des Untersuchungsgebietes sowie Berechnung der Sensibilitätsphase, wurde das MORAN-Verfahren angewandt. „MORAN“ ist die Abkürzung für die Projektgruppe „Morphologische Analysen Nordseeküste“, die im Rahmen des Kuratoriums für Forschung im Küsteningenieurwesen 1978 gegründet wurde. Im MORAN-Projekt wurden die Differenzen der mittleren Höhen begrenzter Felder bestimmt. Daraus ergeben sich mit den Werten von Umsatz und Bilanz zwei Kenngrößen, wobei unter dem Bilanzwert (h_b) die mittlere Höhenänderung als Differenz von Sedimentation und Erosion und unter dem Umsatzwert (h_u) der absolute Betrag der umgelagerten Materialmenge verstanden werden.

Mit der Darstellung der Umsatzhöhen h_u ist ein anschauliches Bild über die Vorgänge im Küstenvorfeld möglich, da der Umsatz sowohl die morphologische Aktivität als auch die Intensität des Materialtransportes aufzeigt.

Ausgehend von der These, daß stochastische Prozesse in der Natur zu quasi periodischen und aperiodischen Veränderungen der Topographie führen, analysierte SIEFERT (1983, 1987) deren morphologische Charakteristik, indem er Umsatz und Bilanz als Funktion der Zeit darstellte. Er bestimmte die Umsatzhöhe über einen Vergleichszeitraum als Sättigungsfunktion

$$h_u = \bar{h}_u (1 - e^{-a/a_0}).$$

Die einzige Variable ist a , welche nicht die fortlaufende Zeit, sondern den Betrachtungszeitraum zwischen zwei topographischen Aufnahmen angibt. SIEFERT ermittelte charakteristische a_0 und \bar{h}_u für einzelne energetisch ähnliche Gebiete und kam u. a. zu folgenden Ergebnissen:

- Bei kleinen a_0 und großen \bar{h}_u , also hohen asymptotischen Umsatzraten in kurzer Zeit, ist (zumeist in Prielgebieten und Brandungszonen) mit häufigen Umlagerungen zu rechnen.
- Bei großen a_0 und kleinen \bar{h}_u , also niedrigen asymptotischen Umsatzraten in langen Zeiträumen, sind wenig Umlagerungen in einem von Strömungen gering beeinflussten Gebiet (insbesondere im hohen, brandungsfreien Watt) zu verzeichnen.

Für die Praxis wurde der Beginn der asymptotischen Horizontalen mit

$$a \text{ (Asympt.)} = a_{0,9} = 2,3 * a_0$$

bei einem Zeitraum, nach dem $0,9 * \bar{h}_u$ erreicht ist, festgelegt (theoret. Voraussetzungen s. SIEFERT, 1987).

Bei Anwendung des MORAN-Verfahrens ist folgendes zu berücksichtigen:

1. Ist über einen großen Vergleichszeitraum $h_u \approx \text{const.} \approx \bar{h}_u$ erreicht, so ist davon auszugehen, daß das Gebiet höhenstabil ist. In kurzen Zeiträumen jedoch sind Höhenveränderungen möglich und meist auch vorhanden.
2. Der tatsächliche Materialumsatz liegt in der Regel höher als der aus den Kartenvergleichen über längere Zeiträume errechnete. Der realistische Wert ist nur über kurze Zeiträume – vermutlich über einjährige Kartenvergleiche – zu ermitteln. Die Höhe der Abweichung vom tatsächlichen Materialumsatz nimmt mit der Länge des Betrachtungszeitraumes zu.
3. Aussagen über größere Flächen sind problematisch, wenn a_0 und \bar{h}_u von Gebiet zu Gebiet wechseln und der Meßzeitraum zu kurz ist, so daß $h_u \approx \text{const.} \approx \bar{h}_u$ und $h_b = 0$ nicht erreicht werden. Es werden „[...] dann – je nach morphologischer Charakteristik – die Funktionen

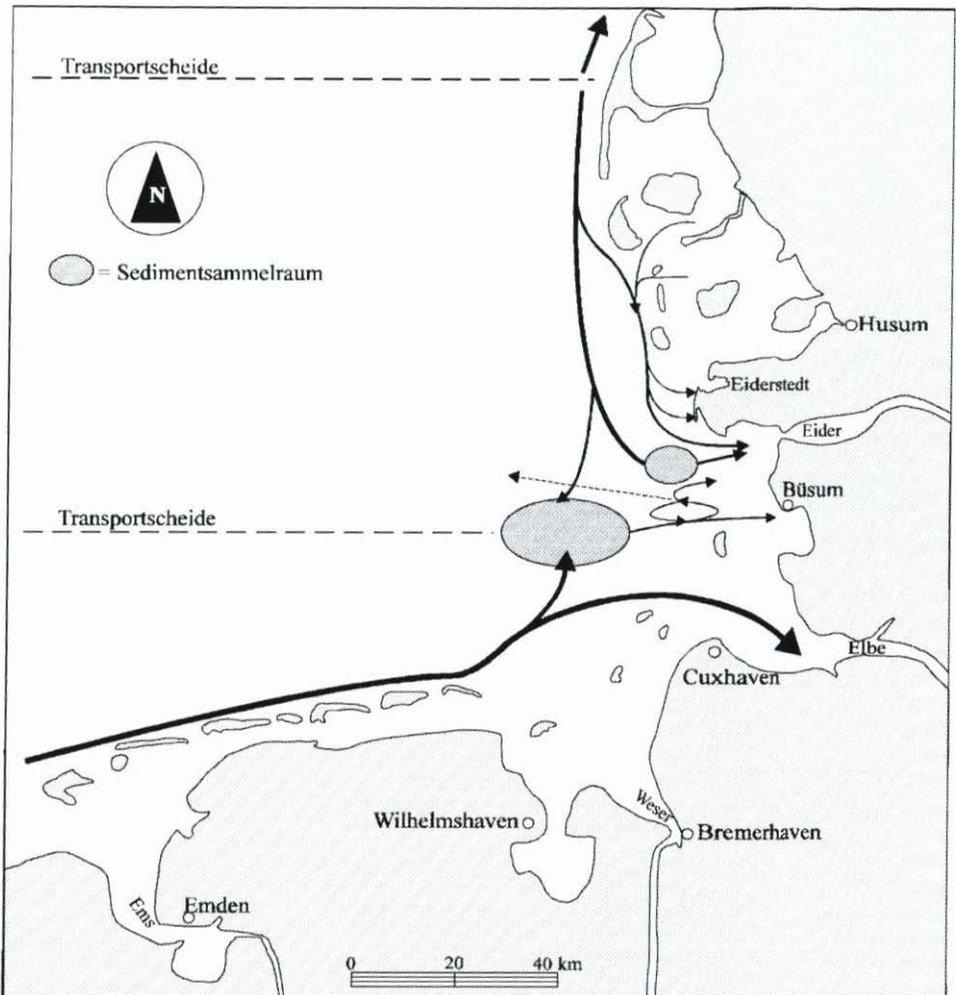


Abb. 3: Generelle Richtung der Hauptsedimentströme in der inneren Deutschen Bucht (nach PARTENSKY, 1983: 106; Kartengrundlage: Topographische Karten 1:100.000, 1986)

$h_u = f(a)$ und $|h_b|_{\max} = f(a)$ an Stellen ‚angegschnitten‘, die keine gleichgewichtigen Aussagen über h_u und h_b zulassen“ (SIEFERT, 1987: 13). Ob die Länge des Berechnungszeitraumes Aussagen über eine Höhenstabilität des Raumes zuläßt, kann über m (Vielfaches von a_0 , bei dem $h_b = 0$ wird) berechnet werden.

- Die Funktion $h_u = \bar{h}_u (1 - e^{-a/a_0})$ ist nur dann anwendbar, wenn sich das Gebiet im Gleichgewicht befindet und über einen längeren Zeitraum ein $h_b = 0$ errechnet werden kann oder sich auf einem bestimmten Niveau einpendelt. In Gebieten mit hoher Morphodynamik können die Ergebnisse der Bilanzen bis $|h_b|_{\max} = h_u$ betragen. Im allgemeinen kann für die Deutsche Bucht seit 1200 AD von einem dynamischen Gleichgewicht ausgegangen werden, so daß bei ausreichend langem Vergleichszeitraum immer ein dynamisches Gleichgewicht innerhalb eines Untersuchungsraumes berechnet werden kann (HOFSTEDTE, 1991).

Für den Raum der Außeneider muß diese Aussage insofern relativiert werden, als hier erst seit 1960 von einer gewissen Stabilität des Raumes ausgegangen wird. Um so interessanter ist es, hier die Morphodynamik des Raumes zu analysieren und das dynamische Gleich- bzw. Ungleichgewicht zu ermitteln.

5. Wächst h_b über a im Verhältnis zu h_u , so ist von einer über den Vergleichszeitraum säkulareren Höhenänderung auszugehen.

3.1 Parameter zur Beschreibung der Morphodynamik von Wattengebieten

Die Ergebnisse der Arbeiten von SIEFERT (1987) und HOFSTEDE (1991) aus dem Neuwerk-Scharhörner Wattkomplex wurden mit der Strömungs- und Seegangsenergie in Beziehung gesetzt und führten zur Untergliederung in folgende charakteristische Teilgebiete :

Tab. 1: Ergebnisse aus dem Neuwerk-Scharhörner Wattkomplex

Parameter	SIEFERT (1987)	HOFSTEDE (1991)
	Scharhörner Watt	Scharhörner Watt
	Brandungsfreies Watt	Hohes Watt
d (MThw) (m)	$d < 2$	$d < 2$
\bar{h}_u (cm)	20 (+/-8)	28 (+/-15)
a_0 (Jahre)	4 (+/-0,9)	5,2 (+/-2,8)
h_u/a_0 (cm/Jahr)	4,6 (+/-1,6)	5,3 (+/-2,7)
	Kleine Einheit mit Prielen	Wattpriele
d (MThw) (m)	$2 < d < 5$	$2 < d < 8$
\bar{h}_u (cm)	45 (+/-23)	71 (+/-35)
a_0 (Jahre)	4,1 (+/-1,4)	4,3 (+/-2,3)
h_u/a_0 (cm/Jahr)	11,3 (+/-6,6)	16,4 (+/-8,7)
	Brandungswatt	Brandungswatt
d (MThw) (m)	$1 < d < 4$	$0 < d < 3$
\bar{h}_u (cm)	41 (+/-17)	84 (+/-41)
a_0 (Jahre)	3,9 (+/-1,7)	3,3 (+/-2,3)
h_u/a_0 (cm/Jahr)	10,8 (+/-4,0)	25,5 (+/-14,1)
	Randwatt	Randwatt
d (MThw) (m)	$4 < d < 10$	$3 < d < 7,5$
\bar{h}_u (cm)	66 (+/-22)	114 (+/-48)
a_0 (Jahre)	3,2 (+/-1,2)	5,7 (+/-2,6)
h_u/a_0 (cm/Jahr)	21,3 (+/-6,7)	22,1 (+/-7,8)
	Tieferes Wasser vor dem Watt	Elbästuar
d (MThw) (m)	$6 < d < 10$	$d > 8$
\bar{h}_u (cm)	64 (+/-16)	84 (+/-33)
a_0 (Jahre)	2,0 (+/-0,7)	1,9 (+/-1,0)
h_u/a_0 (cm/Jahr)	34,6 (+/-9,7)	43,9 (+/-12,4)

Tab. 1: (Fortsetzung)

Parameter	SIEFERT (1987)	HOFSTEDE (1991)
	Platenbereich	Elb-Delta (exponiert)
d (MThw) (m)	2 < d < 13	1 < d < 16
\bar{h}_u (cm)	245 (+/-90)	273 (+/-129)
a_0 (Jahre)	6,6 (+/-3,1)	6,2 (+/-3,4)
\bar{h}_u/a_0 (cm/Jahr)	39,1 (+/-12,0)	44,1 (+/-13,2)
	Wattströme	Haupttiderinnen
d (MThw) (m)	d > 8	d > 8
\bar{h}_u (cm)	140	212 (+/-126)
a_0 (Jahre)	5,0	7,3 (+/-3,1)
\bar{h}_u/a_0 (cm/Jahr)	30	31,1 (+/-6,5)

Es zeigte sich in den Untersuchungen, daß der Bereich Wattstrom im Tideästuar noch unzureichend untersucht worden ist. Insbesondere die Spezialisierung auf Wattströme und deren separate Betrachtung ist bisher noch nicht erfolgt. So wurde zwar Tiefes Wasser vor dem Watt untersucht, womit auch die Ästuar einbezogen wurden, und es existiert die morphologische Charakteristik Wattströme, aber die Anzahl der Berechnungen für diese morphologischen Charakteristika ist bisher relativ gering. Weiterhin erfolgte bisher keine Betrachtung der Wattströme in Relation zu ihrer Bewegung, was für die Berechnung der Räume mit großer Verlagerung der Rinnen dringend erforderlich ist. Die dritte morphologische Charakteristik, die für das Tideästuar der Eider von Relevanz ist, ist der Bereich Brandungsplatten/Ränder der Wattströme. Die bisherigen Ergebnisse dieses heterogenen Bereiches, der von NN +2,0 m bis NN -13,0 m reicht, sind mit derart hoher Standardabweichung berechnet worden, daß auch hier eine Vertiefung dringend erforderlich ist.

3.2 Die Berechnung von morphologischen Parametern in dynamischen Gebieten und bei künstlichen Eingriffen

Als Hauptkritikpunkt am MORAN-Verfahren galt, daß es nur dann angewandt werden kann, wenn ein Gebiet sich im Gleichgewicht befindet und damit die Bilanzen gegen Null tendieren oder aber sich auf einem bestimmten Niveau eingependelt haben. Weiterhin wurde angezweifelt, ob das Verfahren in Gebieten mit hoher Dynamik zu aussagekräftigen Ergebnissen führt.

Bereits die Untersuchungen von SIEFERT (1984) am Beispiel des Mühlenberger Lochs zeigen, daß Störungen des dynamischen Gleichgewichtes aufgezeigt und quantifiziert werden können. Modifizierungen der MORAN-Funktion, wie etwa von MARNITZ (1991) in der Elbe über Berechnung einer Regressionsgeraden zur Berechnung der Störung oder aber von GÖNNERT (1989) für das Niederländische Watt, zeigen auf, daß über eine Modifizierung des Verfahrens die Störung quantifiziert werden kann. Beide Verfahren sind bislang jedoch nur kleinräumig angewandt worden. Die Anwendung des MORAN-Verfahrens auf die Außen-eider erwies jedoch, daß es auch in Gebieten mit hoher Morphodynamik und bei künstlichen Störungen anwendbar ist. Eine Modifizierung der MORAN-Funktion war nicht notwendig. Als erforderlich erwies sich eine Anpassung der Berechnungseinheiten an die Morphologie.

Somit ist eine Überprüfung des Kartenmaterials hinsichtlich der Verlagerung der einzelnen morphologischen Gebilde notwendig. Die Analyse muß gezielt auf eine Fragestellung hin, etwa durch Dynamisierung der Einheiten über Berechnung von Vertikalabschnitten oder durch Bildung von Großen Einheiten, erfolgen. Die Berechnung von morphologischen Parametern erlaubt so auch in Gebieten, in denen eingegriffen wurde, eine Differenzierung in Bereiche verschiedener morphologischer Charakteristik. Das MORAN-Verfahren ist somit auch in gestörten und sehr dynamischen Gebieten anwendbar.

3.3 Die Einheiten im Untersuchungsgebiet

Zur Ermittlung der Umsatz- und Bilanzwerte wird im MORAN-Verfahren das Untersuchungsgebiet in Felder von 1 km² eingeteilt, für die jeweils ein Umsatz- und ein Bilanzwert aus 100 Tiefenwerten bei den Kartenvergleichen ermittelt wird.

Im Außeneiderraum zeigte sich, daß es mit einer starr am Gauß-Krüger-Netz orientierten Unterteilung eines Gebietes problematisch ist, in dynamischen Räumen morphologische Charakteristika zu erarbeiten. Platen und Rinnen der Außeneider verlagern sich mit derart hoher Geschwindigkeit, daß bereits nach kurzen Zeiträumen die z.B. zuvor als Wattstrom/Rand der Plate deklarierten Einheiten zu reinen Platen werden und ehemalige Watt-ränder zu Wattströmen. Infolgedessen mußte das MORAN-Verfahren nach dem Kriterium Lage und Größe der Einheiten überprüft werden, weshalb die folgenden Möglichkeiten zur Bestimmung der Einheitengröße geprüft wurden:

1. Anpassung der Kleinen Einheiten an die Morphologie, d. h., es wird sich an sämtlichen Karten orientiert, und die Einheiten werden so gelegt, daß die für die jeweilige Fragestellung relevante Morphologie wie Watttrinne, Watttrinne/Ränder der Platen, Platen, Tiefes Wasser vor dem Watt etc. erfaßt werden kann. Dies muß bei dem Schwerpunkt dieser Arbeit – Watttrinne – so erfolgen, daß auch das Rinnenstadium 1990 erfaßt wird.
2. Anwendung von dynamischen Einheiten mit zeitflexiblen Grenzen, d.h. Einheiten, die mit der Bewegung – wie hier z. B. der Nordrinne – verschoben werden.
3. Bildung von Großen Einheiten.

Die Anpassung der Einheiten an die Morphologie, die Verschachtelungen, Überschneidungen und asymmetrische Lagen der Einheiten mit sich bringt, erwies sich als ungeeignet, da

1. aufgrund von Überlagerungen keine Gesamtberechnungen erfolgen können;
2. sie bei erheblichen Veränderungen im Gesamtgefüge des Untersuchungsgebietes (z. B. durch Sturmfluten) zu Problemen bei den Berechnungen führt;
3. sie sich in der praktischen Anwendung dieses Verfahren als zu inflexibel bei quasi keinem differierenden Ergebnis gezeigt hat.

Einheiten in zeitflexiblen Grenzen sollen der Dynamisierung der starren Einheiten dienen. Hierbei wird die morphologische Einheit klar definiert und im Raum verfolgt. Dies kann im Extremfall dazu führen, daß keine Veränderungen in der Bilanzentwicklung auftreten und der Umsatz nicht entsprechend der Verlagerung der Rinne berechnet wird. Meßbar ist mit diesem Verfahren beispielsweise die Bilanzentwicklung einer Rinne, die im Raum verfolgt wird, wie etwa die Versandung der Talsohle etc.

Soll aber die Morphodynamik erfaßt werden, die über den Umsatz und mit Hilfe der morphologischen Parameter a_0 , β , \bar{h}_n und h_n/a_0 analysiert werden kann, bewirkt die Verschiebung der Einheiten eine Beeinflussung der Berechnung, wodurch die Möglichkeit einer unkalkulierbaren Fehlerquelle gegeben ist.

Um diesem Problem zu entgehen, aber trotzdem eine Dynamisierung der Einheiten zu

erreichen, wird die Morphologie über gezielte Tiefenabschnitte berechnet. Eine klare Definition von Vertikalabschnitten dient der Festlegung, auf welchen Bereich sich Umsatz und Bilanz beziehen. So kann beispielsweise die Watttrinne in ihrer Bewegung durch Definition des Vertikalabschnittes von unterhalb NN -1,0 m bis zum tiefsten Punkt berechnet und im Raum verfolgt werden. Mit dieser Form der Berechnung erübrigen sich Einheiten mit zeitflexiblen Grenzen, da dieses Vorgehen der Verschiebung der Einheiten bezogen auf die Verlagerung der Rinnen entspreche. Weiterhin lassen sich nun auch in dynamischen Gebieten morphologische Parameter dadurch errechnen, daß der zu berechnende Vertikalabschnitt variiert werden kann. Soll die Umsatzrate der Watttrinne aufgrund einer hohen Verlagerungsrate untersucht werden, muß der Gesamtbereich von der höchsten Wattscheidenkante bis zum tiefsten Punkt berechnet werden.

Um in diesem Fall trotzdem die Verlagerung der Rinnen im Raum zu verfolgen, ist es unabdingbar, eine Berechnungseinheit zu definieren, die groß genug ist, um die maximale Verlagerung der Rinnen zu erfassen. Infolgedessen ist es notwendig, in Räumen mit hoher Morphodynamik und großer Verlagerungsrate Große Einheiten zu bilden. Große Einheiten sind Berechnungseinheiten, für die ein mittlerer Umsatz- und Bilanzwert bezogen auf eine Fläche, die größer als 1 km² (Kleine Einheiten) ist, ermittelt wird. Sie werden erstellt, indem Kleine Einheiten in Anlehnung an das Gauß-Krüger-Netz festgelegt und über die Software zu Großen Einheiten zusammengefaßt werden. Dabei ist die Anzahl der Kleinen Einheiten, die in die Großen Einheiten integriert werden, unbegrenzt. Weiterhin ist es möglich, die Kleinen Einheiten zu teilen, so daß sie an die Morphologie angepaßt werden können. Über die Bildung von Großen Einheiten können so bei konstanten Einheiten die weitläufigen Mäandrierungsbewegungen der Rinnen über die Jahre verfolgt werden. Weiterhin ist es möglich, die Rinnen durch flexible Einheitengrößen getrennt zu betrachten, wie im Eiderästuar die Nord- und die Südrinne. Dies ist über Berechnungen von Vertikalbereichen im Gauß-Krüger-Netz z. B. dann nicht möglich, wenn beide Rinnen sich in einer Kleinen Einheit befinden. Über Große Einheiten, notfalls mit Bildung von asymmetrischen Einheiten, ist dies jedoch möglich.

Eine Beibehaltung der Kleinen Einheiten, orientiert am Gauß-Krüger-Netz, ist dann vorteilhaft, wenn eine Vergleichbarkeit einzelner Kleiner Einheiten mit Einheiten anderer Gebiete gewährleistet werden soll. Erfolgt weiterhin über die Software die Bildung von Großen Einheiten und eine indirekte Dynamisierung durch Berechnung von Vertikalbereichen, erweist sich dieses Vorgehen in der Praxis am sinnvollsten, da

1. je nach Fragestellung die Einheiten entsprechend zu morphologischen Blöcken zusammengefügt werden können und eine Differenzierung auch sehr dynamischer Gebiete in Bereiche morphologischer Charakteristik somit möglich ist;
2. über Berechnung einzelner Vertikalabschnitte eine detaillierte morphologische Analyse einzelner topographischer Formen erfolgen kann;
3. Differenzierungen dementsprechend leicht und flexibel möglich sind.

Zusammengefaßt zeigt die Untersuchung der verschiedenen Einheitengrößen, daß es sinnvoll ist, sich am Gauß-Krüger-Netz zu orientieren und bei den Kleinen Einheiten zu verbleiben. Dem Kritikpunkt an MORAN, daß es eine zu starre, zu wenig an der Morphologie orientierte Einteilung ist, kann über die Software indirekt begegnet werden, indem morphologische Gefüge über Große Einheiten zusammengefaßt werden und zusätzlich gezielte Vertikalabschnitte berechnet werden.

Bei der Diskussion um die Einheitengröße zur Erfassung morphologischer Parameter für das Eiderästuar galt es weiterhin, folgende Kriterien der Einheitenbildung zu beachten:

1. Die Nord- und Südrinne sollten getrennt untersucht werden.

- Die Einteilung des Untersuchungsgebietes sollte unter Berücksichtigung der hydrodynamisch differierenden Bereiche erfolgen: Äußeres Ästuar und Inneres Ästuar (Abb. 2). Darüber hinaus ist der Mündungsbereich zur Nordsee separat zu betrachten.
- Nord- und Südrinne sollen erfaßt, in ihrer Lage über die Zeit verfolgt und in ihrer maximalen Nord- und Südverlagerung eingegrenzt werden. Sie sollen differenziert werden in östliche und westliche Mäanderachse sowie in die Mäanderschleife.

Die Analyse des Kartenmaterials nach morphologischen Gesichtspunkten und nach Maßgabe des vorhandenen Datenmaterials ergab die Unterteilung des Untersuchungsgebietes in neun Große Einheiten: A1-A4, B1-B4 und C1 (Abb. 4).

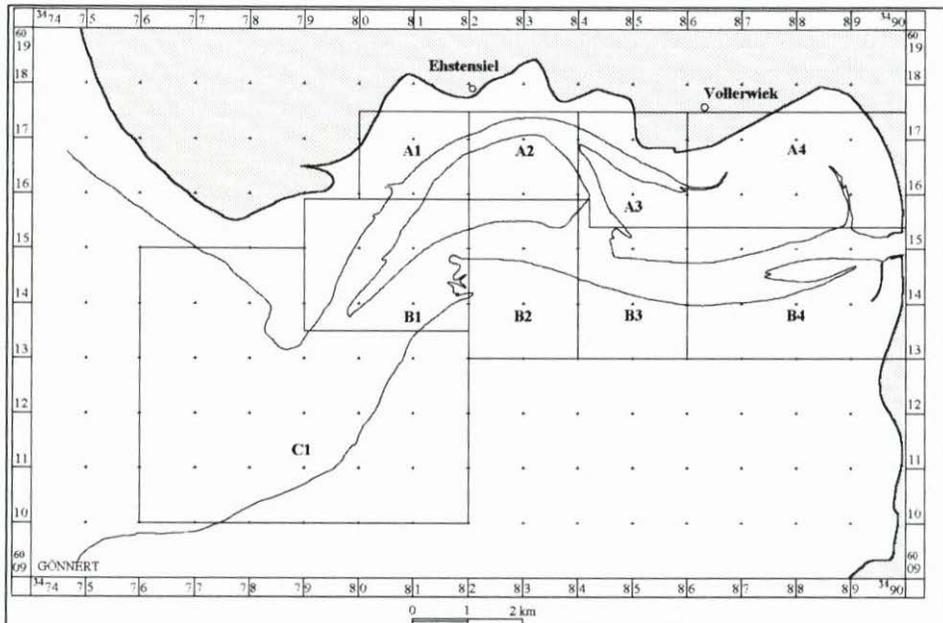


Abb. 4: Die großen Einheiten (Kartengrundlage: Ortungskarte 1:10000, 1986)

4. Das Kartenmaterial

Das Kartenmaterial der Außeneider lag für die Jahrgänge 1958 und von 1969 bis 1990 in jährlichen Abständen vor. Alle Karten weisen den gleichen Maßstab 1:10.000 auf und sind auf NN bezogen.

Zu unterscheiden sind die Karten der Außeneider in:

- Grundkarten, vorliegend als Höhenlinienkarten für 1958 und diverse, nicht immer durchgängig für alle Jahrgänge vorhandene Blätter;
- Ortungskarten, vorliegend mit Meßprofilinien und wenigen Höhenlinien für die Jahre 1969 bis 1985;
- Höhenkarten, vorliegend als Isolinienkarten für die Jahrgänge 1986 bis 1990.

Vermessen und erstellt wurden die Ortungskarten bis 1977 durch das WSA TÖNNING, seit 1978 durch das ALW HEIDE, Dezernat Gewässerkunde Büsum. Dies gilt auch für die Höhenkarten von 1986 bis 1990.

Die Möglichkeit, die Topographie eines Geländes in der Karte möglichst naturgetreu darzustellen, ist abhängig von der Dichte der Aufnahmepunkte, dem Kartenmaßstab, dem Ortungssystem und dessen Genauigkeit, der Genauigkeit der Tiefenmessung in Abhängigkeit von der Methode – wie der Echolotleistung – sowie der Genauigkeit der Beschickung.

Seit Beginn der 60er Jahre werden zur Lagebestimmung elektro-magnetisch/optische (z. B. Radiolog), optische (z. B. Sextanten), tachymetrische oder optisch/mechanische Verfahren (z. B. Deckpeilung/Peilleine) ersetzt durch elektromagnetische Verfahren. Diese benötigen jeweils einen Empfänger und eine Masterstation. Das Peilgebiet der Nordsee wird durch vier Hi-Fix-(bzw. Hydrotrac-)Ortungsketten und eine Hi-Fix-6-Ortungskette abgedeckt (SCHLEIDER, 1981). Zur Ortsbestimmung im Eiderästuar wird die „Eiderkette“ benutzt, deren Masterstation neben der „Hamburger Kette“ auf Helgoland installiert ist. Die Gewässerkunde Büsum hat erst 1969 auf das Hi-Fix-Ortungssystem umgestellt, so daß bis zu diesem Zeitpunkt die Ortsbestimmung noch mit den Sextanten erfolgt. Das weiterentwickelte Ortungssystem Syledis wird seit 1989 auch im Eiderraum verwendet. Es wird inzwischen ausschließlich zur Ortsbestimmung bei der Vermessung der Bundeswasserstraßen und der Nordsee sowie des Wattenmeeres, z. B. von der WSD Nordwest und dem ALW HEIDE, Gewässerkunde Büsum, genutzt.

Die Tiefenmessung erfolgt generell mit Echoloten. Die Genauigkeit der Lotung hängt von Faktoren wie der Anzeigegenauigkeit und Eichung des Gerätes, der Schwingerbefestigung am Schiffsboden und dessen Tiefe sowie der Schallgeschwindigkeit im Wasser ab (GROTHENN, 1964). Die entscheidende mögliche Fehlerquelle bei der Echolotung liegt im Beschickungsverfahren. Mit verschiedenen Beschickungsverfahren werden die Wassertiefen der Echolotmessung auf ein einheitliches Bezugsniveau reduziert. In Tideregimen liegt hierbei eine der Fehlerquellen in einem zu großen Abstand zwischen Peil- und Pegelort, weshalb das Netz der Pegel möglichst dicht sein sollte. In der Außeneider liegt heute eine Pegeldichte von einem Pegel/Radius von 3 km vor. Zusätzlich wird ein Pegel mitgenommen, um bei größeren Entfernungen zusätzliche Messungen vornehmen zu können. Gemessen wird eine Stunde vor bis eine Stunde nach MThw. Bezugnehmend auf die von GÖHREN (1968) angegebenen Beschickungsfehler aufgrund von Beschickungsdistanz und Tidephase heißt dies, daß der Grenzfehler bei 1 dm liegt. Dieser Wert ergibt sich aus der Kombination einer geringen Distanz unterhalb von 5 km und der Messung um Hochwasser, wodurch ein möglicher Beschickungsfehler deutlich reduziert wird.

Die nivellitische Wattvermessung erfolgt über ein Profilverfahren, bei dem in Abständen von 100 bis 200 m eine Linie durch Pfähle markiert wird. Diese über Nivellement an NN angeschlossene Standlinie bildet die Basis für die im rechten Winkel im Abstand von 50 m gesteckten Profile. Bei besonderen Oberflächenformen wie Senken, Rippeln, Prielen etc. werden Zwischenpunkte eingemessen. Die mittlere Meßgenauigkeit des Profilverfahren liegt in der Punktlage bei $\pm 2,5$ m sowie eine Höhenlage bei ± 3 cm (WIELAND u. THIES, 1975). Der Vorteil dieser Methode liegt in der großen Genauigkeit, der Nachteil in dem relativ hohen Zeitaufwand der Vermessung.

Zusammenfassend läßt sich festhalten, daß die Ortungskarten von 1969–1985 und die Höhenkarten von 1986–1990 mit Verfahren erstellt wurden, die auf hohe Genauigkeit schließen lassen. Die Fehlerangaben und ableitbaren Fehlerquellen sind weitaus geringer als die morphologischen Veränderungen.

Die Karte von 1958 lag als Höhenplan/Grundkarte im Maßstab 1:10.000 vor. Die Tiefenwerte der Karte beziehen sich auf NN. Bei Auswertung dieser Karte zeigte sich ein deutlicher Sprung zwischen den Kartenvergleichen 1958 mit 1969–1990 und den Ergebnissen der Kartenvergleiche 1969–1989 mit 1970–1990, der insbesondere in den Einheiten A1/A2/B2

Tab. 2: Mittlere Differenz zwischen Ergebnissen der Kartenvergleiche kumulativ über die Zeit von 1969–1990 und 1958–1990

Große Einheiten	Differenz Bilanz	Differenz Umsatz
A1	-516 cm	-175 cm
A2	-202 cm	-92 cm
A3	-63 cm	+/-0 cm
A4	-321 cm	-49 cm
B1	-118 cm	+75 cm
B2	+193 cm	-27 cm
B3	+213 cm	+30 cm
B4	+22 cm	+8,1 cm
		(innerhalb Trend)
C1	-99 cm	(innerhalb Trend)
Gesamt	-85 cm	-6 cm

und B3 deutlich ist, weniger dagegen in den Einheiten B1/B4/A3 und C1. Der Sprung in den Daten zeigt sich sowohl in den Ergebnissen der Umsätze als auch in denen der Bilanzen (Tab. 2).

Eine Berechnung der mittleren Differenz zwischen den Ergebnissen der Kartenvergleiche über die Zeit von 1969–1990 und 1958–1990 läßt deutlich auf einen systematischen Fehler schließen. So ist anzunehmen, daß diese hohen Abweichungen nicht mit morphologischen Veränderungen zu erklären sind, sondern vielmehr mit Abweichungen in der Erstellung des Kartenmaterials. Sicherlich sind solch hohe Abweichungen von bis zu einigen Metern auch schwerlich mit der Ungenauigkeit der Kartenerstellung wie z. B. Lotungsfehler erklärbar, doch müssen zunächst zur Analyse des Kartenmaterials die bereits genannten Punkte, wie

Tab. 3: Faktoren der Kartenerstellung für die Außeneiderkarten

Kriterien	Grundkarte	Ortungskarte	Höhenkarte
Jahrgänge	1958	1969–1985	1986–1990
Kartenmaßstäbe	1 : 10.000	1 : 10.000	1 : 10.000
Iso-/Profillinien	Höhenlinien	Profillinien	Höhenlinien
Vermessungsstelle	Büsum	1969–1977 Tönning 1978–1985 Büsum	Büsum
Meßdichte (nivellit.)	Standlinie: 200 m Profillinie: 50 m	Standlinie: 200 m Profillinie: 50 m seit '72 bis NN + 1,0 m nautisch	Standlinie: 200 m Profillinie: 50 m bis NN +1,0 nautisch
Meßdichte	Prüfungen nicht nachvollziehbar	in Anlehnung an Hyperbellinien (alle 50 m Profillinien, alle 50 m Tiefenwert)	siehe Ortungskarte
Ortungssystem	Sextant	Decca-Hi-Fix- Ortungssystem	Decca-Hi-Fix- Ortungssystem ab '89 Syledis
Beschickungsentf.	unbekannt	3 km	3 km

Dichte der Aufnahmepunkte, Kartenmaßstab, Ortungssystem, Genauigkeit der Tiefenmessung und Beschickungsverfahren, berücksichtigt werden.

Als zusätzlicher Gesichtspunkt sollte beachtet werden, von welcher Institution Vermessung und Kartierung vorgenommen wurden. Weiterhin ist für die Anwendung des MORAN-Verfahrens und dessen Anwendungsgenauigkeit relevant, ob es sich um eine Ortungskarte oder um eine Höhenlinienkarte handelt.

Wie aus Tab. 3 zu entnehmen ist, unterscheidet sich die Grundkarte 1958 von den anderen insbesondere dadurch, daß jeweils ein verschiedenartiges Ortungssystem genutzt wurde. Offensichtlich bewirken unterschiedliche Institutionen und eventuelle Unterscheidungen in Höhen- und Ortungskarten weniger eine Kartendifferenz, wenn andererseits die nautische, die nivellistische und die Ortungsmessung mit zumindest annähernd gleichen Mitteln erfolgten. Auffällig ist, daß der Wechsel vom Decca-Hi-Fix-Ortungssystem zum Syledissystem keinen Sprung im Datenmaterial verursacht hat und somit von einem übergangslosen Ortsbestimmungswechsel ausgegangen werden kann.

Anhand der Auflistung läßt sich erkennen, daß der Fehler durch den Wechsel der Ortbestimmung vom Sextanten zum Decca-Hi-Fix-Ortungssystem entstanden sein mußte. Eine detaillierte Analyse hierzu ist in GÖNNERT (1995) nachzulesen. Grundsätzlich ist zu berücksichtigen, daß bei Einbeziehung der Karte von 1958 fehlerhafte Ergebnisse vor allem in den absoluten Werten zu erwarten sind.

Um jedoch die langfristige Tendenz nicht zu vernachlässigen, wird der Vergleich mit der Karte von 1958 in der Umsatzanalyse mitberücksichtigt. Hierbei finden aber die möglichen Fehler der Karte eine besondere Beachtung. Diese Daten werden aus diesem Grunde nicht in die Berechnungen der MORAN-Funktion miteinbezogen. Ebenso sind sie nicht in der Bilanzanalyse berücksichtigt, da die Möglichkeit der Fehlinterpretation aufgrund des Datensprungs zu groß ist.

5. Entwicklung von Topographie und Wasserraum (1904–1990)

Für das gesamte Untersuchungsgebiet ist durchgängig von 1969 bis 1986 ein Wasserraumverlust, d.h. Sedimentation, festzustellen, der von Erosionsphasen 1975–1977 und 1978–1979 unterbrochen wird (Abb. 5). Weiterhin wechselt die Sedimentation seit 1986 in eine Erosion und damit in eine Wasserraumöffnung. Insgesamt liegt im Zeitraum 1969–1990 ein Sedimentgewinn von 20 Mio. m³ vor (einschließlich A1/B1 – d. h. bis 34.80, Abb. 4 – von 28,6 Mio. m³). Die in diesem Raum umgelagerte Materialmenge und die wasserraumverändernde Bilanzmenge sind für die berechneten Zeitabschnitte für den Gesamttraum (A2/B2–A4/B4) in Tab. 4 dargestellt.

Für den Zeitraum 1904 bis 1980 analysierte PARTENSCKY (1983) die Bilanzentwicklung der Außeneider. Er konstatierte für die Jahre 1904–1947, daß die Außeneider von Hundeknöll bis 10 km westlich zur Nordsee (Abb. 4) einer Erosion mit einem Materialverlust unterhalb MTnw von 37 Mio. m³ unterliegt. Der Zeitraum 1947–1969 kann hingegen in Anlehnung an PARTENSCKY (1983) als Hauptsedimentationsphase der Außeneider bezeichnet werden. Die Versandung, verursacht durch das Sperrwerk bei Nordfeld, erreicht die Außeneider mit einer Verzögerung von 10 Jahren.

1969–1975 ist ebenfalls eine deutliche Sedimentationsphase festzustellen, wobei die Intensität der Sedimentation im Vergleich zu 1947–1969 deutlich nachläßt. Das Sperrwerk hat einen weiteren Sedimentationsimpuls bewirkt, der jedoch seit 1972 stetig abnahm. So lag von

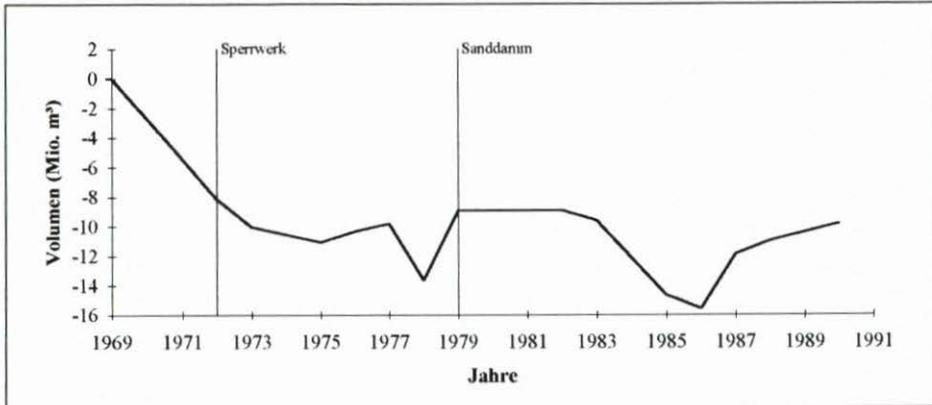


Abb. 5: Relative Wasserraumveränderung, maximale Rinnentiefe bis maximale Platenhöhe: Untersuchungsgebiet 34.82–34.90 (A2/B2–A4/B4)

1969–1972 ein Sedimentgewinn von ca. 8,1 Mio. m³ vor. Von 1972–1975 wurde mit ca. 3 Mio. m³ weit weniger als die Hälfte des Sediments abgelagert (Tab. 4). Die umgelagerte Sedimentmenge ist jedoch nicht angestiegen. Die Sedimentation ist insbesondere in der Nordrinne (4–8 km westlich des Sperrwerkes in den Großen Einheiten A1 und A2, Abb. 4) und in der Südrinne (0–6 km westlich des Sperrwerkes in den Großen Einheiten B3 und B4, Abb. 4) vorzufinden.

1975–1979 wechselte die Sedimentation in eine Erosion, unterbrochen von einem Sedimentationspeak 1977–1978. Die Erosion bewirkt eine Abflachung der Watten und z.T. eine Vertiefung der Rinnen. Dies ist jedoch nicht im gesamten Außeneiderraum der Fall. So ist Erosion in der Südrinne in den Großen Einheiten B1, B2 und B3 festzustellen, seit 1978 in der Großen Einheit B4 (0–4 km westlich des Sperrwerkes). Daneben liegt sie in der Nordrinne in den Großen Einheiten A2 und A4 vor. Auffällig ist, daß diese Erosion in A4 unterhalb NN –1,0 m nur bis 1976 zu finden ist. Das bedeutet, daß seit 1976 die Nordrinne deutliche Versandungstendenzen aufweist. Dagegen erodieren die Flachen Watten. Hier liegt

Tab. 4: Jährlich umgelagerte Material- und Bilanzmenge in der Außeneider

Zeitraum ¹	1969–1971	1971–1972	1972–1973	1973–1975	1975–1976	1976–1977	1977–1978	1978–1979
Bilanzmenge (Mio. m ³)	5,48	2,66	1,93	1,00	–0,73	–0,51	3,84	4,73
Umsatzmenge (Mio. m ³)	26,09	17,25	17,64	20,75	13,62	15,60	17,56	19,79
Zeitraum	1979–1980	1980–1982	1982–1983	1983–1985	1985–1986	1986–1987	1987–1988	1988–1990
Bilanzmenge (Mio. m ³)	0	0	0,69	5,06	0,92	–3,68	–0,92	–1,15
Umsatzmenge (Mio. m ³)	17,66	32,99	11,49	21,59	14,98	9,40	18,45	19,76

¹ Für die Jahrgänge 1970, 1974, 1981, 1984 und 1989 lag ein zu geringer Datenrahmen vor, so daß sie unberücksichtigt bleiben mußten.

auch der in der Gesamtberechnung ausgewiesene Sedimentationspeak (Abb. 5), der zwischen 1977 und 1978 hauptsächlich in der Nordrinne mit 1,37 Mio. m³ und in der Südrinne mit 2,26 Mio. m³ im Bereich 0–4 km westlich des Sperrwerkes nachzuweisen ist.

Die Kombination aus Erosion in großen Teilen der Südrinne und Sedimentation in der Nordrinne kann auf ein beginnendes dynamisches Gleichgewicht und ein sich änderndes topographisches Gefüge hinweisen. Die Südrinne zeigt an der Verbindungsstelle zur Nordrinne einen steilen Mäanderradius, der vermutlich an der Basis dieses Mäanders in nächster Zeit vom Flutstrom durchbrochen worden wäre. Damit hätte die Südrinne einen größeren Anteil des Flut- und Ebbestroms übernommen, der Strömungsdruck auf die Nordrinne hätte nachgelassen. Die Versandung der Nordrinne hat zum einen den Effekt, daß die Strömungsgeschwindigkeit in der verengten Nordrinne zunächst zunimmt, wodurch die Nordverlagerung der Nordrinne durch Erosionstätigkeit am Prallhang verstärkt wird. Zum anderen weist sie bereits auf die Änderung des topographischen Gefüges in Hinblick auf die Verlagerung des Hauptfahrwassers in die Südrinne hin. Dies wird durch die Erosionstätigkeit in der Südrinne 4–8 km westlich des Sperrwerkes deutlich. Eine weitere Möglichkeit der Veränderung des topographischen Gefüges wäre im Nordrinnenbereich gegeben. So liegt ein sehr steiler Mäander vor Vollerwiek (Abb. 6) vor, und der Flutstrom zeigt eine verstärkte Erosionstätigkeit am Fuß des Mäanders. Der sich an den Nordmäander anschließende Südmäander zeigt Barrenbildung. Der Flutstrom verlagert sich gleichzeitig in den Rinnenbereich südlich des Mäanders. Vor diesem Talweg südlich der Barre schließt sich der beginnende Durchbruch an der Basis des Vollerwieker Mäanders an. Möglich wäre hier der Durchbruch des Flutstroms bis zur Verbindung von der Nordrinne zur Südrinne gewesen. In diesem Fall wäre das Mündungsrinnensystem in zwei Rinnen geteilt geblieben, und eine erneute Nordmäandrierung der Nordrinne, als Wiederholung der Geschehnisse von 1972–1979, wäre eingetreten.

Demzufolge weisen die topographischen Veränderungen auf eine Einstellung des Gebietes auf ein erneutes topographisches Gefüge und damit auf ein beginnendes dynamisches Gleichgewicht hin. Laut PARTENSKY (1983) hat das Untersuchungsgebiet 1980 jenes Fassungsvermögen erreicht, das in der Außeneider 1904 vorlag. Inwieweit dies als ein für den Raum gleichwertiges Fassungsvermögen zu bezeichnen ist, kann nicht geklärt werden.

Im Zeitraum 1979–1986 setzt eine erneute Sedimentationsphase ein, verursacht durch die Durchdämmung der Nordrinne und Baggerung der Durchstichrinne. Bis 1983 liegt diese Sedimentation unterhalb NN –1,0 m vor, verzögert dann ab 1983 auch oberhalb NN –1,0 m. Die Sedimentation liegt vorwiegend in der Nordrinne mit 8,7 Mio. m³ (von insgesamt 13,3 Mio. m³) und ist mit der Versandung des Altarmes zu erklären. Ob hier ein verkleinertes neues Wateinzugsgebiet entstanden ist, wodurch eine Rinnenversandung erzwungen wird, bleibt offen. Daneben versandet der Durchstich, die Südrinne verzeichnet eine Wasserraumöffnung.

1986–1990 ist eine Erosionsphase nachweisbar, die wiederum auf ein sich einpendelndes dynamisches Gleichgewicht hindeuten könnte. Die Erosion zeigt sich nicht nur in der Südrinne, sondern auch in Teilbereichen der Nordrinne wie in A2. Es beginnt vom Flutstrom eine Überströmung des Bereiches westlich des Durchstichs. 1990 liegt hier bereits eine rinnenartige Mulde zur Südrinne vor, die jedoch nur eine Tiefe NN –2,0 m erreicht.

Insgesamt haben Sperrwerk und Sanddammbau jeweils einen Sedimentationsimpuls bewirkt. Dieser muß jedoch nicht unbedingt ursächlich mit den Bauwerken im Zusammenhang gesehen werden. Insbesondere die Sedimentation nach Bau des Sperrwerkes bei Hundeknöll kann auch ein Ausläufer der Versandung sein, die vom Sperrwerk bei Nordfeld ausgelöst

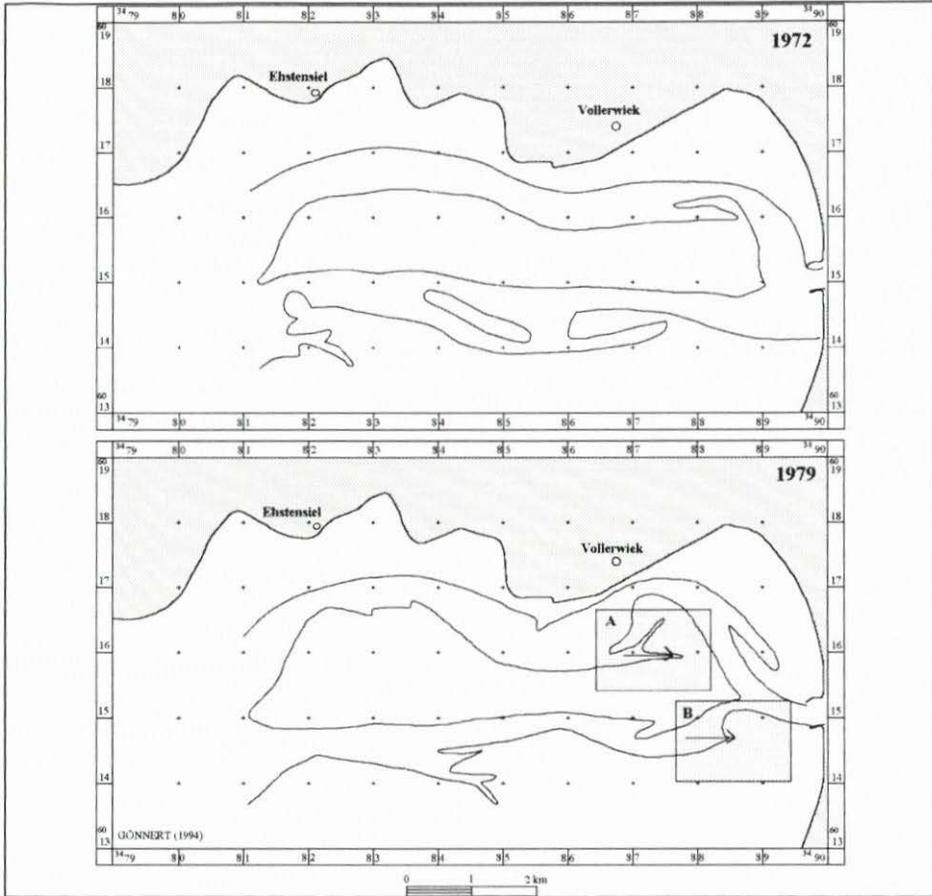


Abb. 6: Topographie der Außeneider 1972 und 1979 (Kartengrundlage: Luftbilder 1972 und 1979 des ALW HEIDE, 1986)

wurde. Inwieweit das Gebiet tatsächlich im dynamischen Gleichgewicht gestört wurde, kann nicht allein von der Wasserraumentwicklung und der Beobachtung der Topographie geschlossen werden, sondern muß über eine Analyse der Morphodynamik und des dynamischen Gleichgewichtes erfolgen.

6. Die Morphodynamik der Außeneider

Die asymptotische Umsatzhöhe für das gesamte Untersuchungsgebiet erreicht 245 cm bei einem a_0 von 4,4 Jahren und einem $a_{0,9}$ von 10,2 Jahren (Abb. 7). Die Umsatzrate liegt bei 56 cm/Jahr. Das bedeutet, daß im Eiderästuar hohe Umlagerungen bei gleichzeitig langanhaltenden, gleichbleibenden Tendenzen vorliegen. So werden 90 % der asymptotischen Horizontale erst nach knapp 10 Jahren erreicht, und β liegt bei 0,24, womit die langfristigen Tendenzen bestätigt werden.

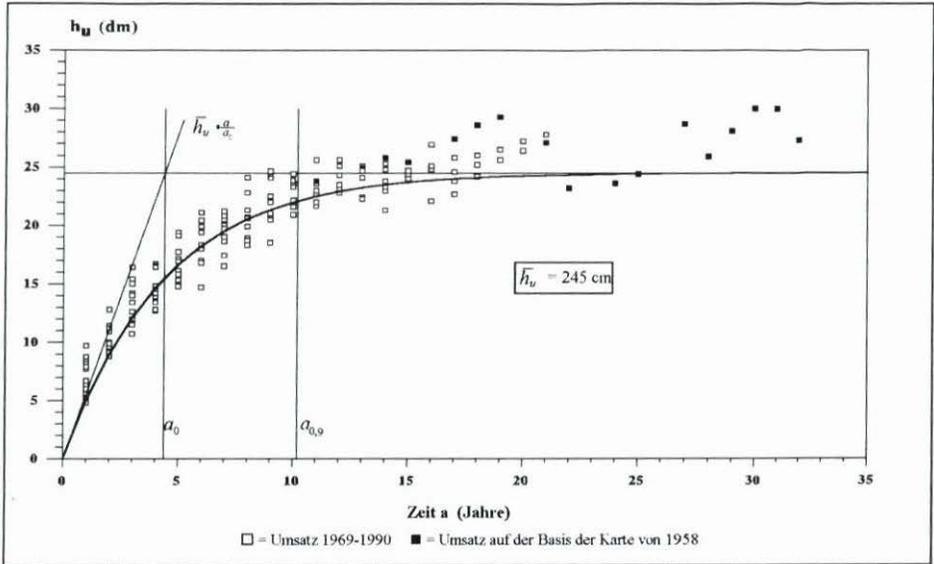


Abb. 7: Umsatzkurve Außeneider: Gesamtes Untersuchungsgebiet vom Sperrwerk (34.90) bis zur Nordseemündung (34.80)

Werden diese Ergebnisse mit den Mittelwerten großräumiger Untersuchungen von GÖHREN (1971) und BARTHEL (1981, zitiert nach SIEFERT, 1987) verglichen (Tab. 5 und Abb. 8), so zeigt sich, daß allen Untersuchungen gemeinsam ist, daß bei einem Kartenvergleich über 5 Jahre für ein Wattgebiet mit angrenzenden Wattströmen Umsatzhöhen von 70 bis 80 cm vorliegen. In der Eider ist die Umsatzhöhe weitaus größer als in den anderen Untersuchungsgebieten. Dies kann mit dem größeren Anteil der berechneten Bereiche morphologischer Aktivität auf Wattströme und Platen im Gegensatz zu den an die Wattströme

Tab. 5: Vergleich der Umsatzanalysen aus großräumigen Berechnungen anderer Untersuchungsgebiete mit der Gesamtberechnung aus dem Eiderästuar (teilw. aus SIEFERT, 1987: 43 ff.)

GEBIET	Neuwerk-Scharhörner Wattgebiet (einschl. Prielen, Wattströmen und Teilen der Außenelbe)	Knechtsandgebiet (einschl. Till und Robinsbalje)	Elbe/Weser und Jade	Eider-Ästuar (Gesamtgebiet)
Autor/in	GÖHREN (1971)	BARTHEL (1981)	SIEFERT (1987)	GÖNNERT (1995)
A	340 km ²	340 km ²	1165 km ²	45 km ²
a	5 Jahre (1965–1970)	5 Jahre (1974–1979)	rd. 5 Jahre	5 Jahre
h_u	73 cm	77 cm	80,2 cm	167 cm
h_b	7 cm (Sedimentation)	17 cm (Erosion)	+3,1 cm/+2,9 cm/ +3,3 cm; unter der Annahme, daß $h_b = 0 / -0,2 * h_u / +0,2 * h_u$	20 cm (Sedimentation)
$ h_b $	$0,10 * h_u$	$0,22 * h_u$		$0,12 * h_u$

angrenzenden Berechnungen von BARTHEL (1981, zitiert nach SIEFERT, 1987) und GÖHREN (1971) begründet werden. Dementsprechend differieren die Umsätze von denen der anderen Gebiete aufgrund der unterschiedlichen Verteilung der Bereiche morphologischer Aktivität bei $a = 5$ Jahre. Unter Berücksichtigung der topographischen Gegebenheiten, des Seegangscharakters und der Strömungsverhältnisse, die insbesondere im Vergleich Wattströme und Flaches Watt stark differieren, sind die Ergebnisse daher nur eingeschränkt vergleichbar.

Topographie und Morphologie der Außeneider sind dagegen vergleichbar mit dem Raum von Elbe/Weser und Jade. Es zeigt sich jedoch, daß die Umsätze dieser Gebiete nur 50 % der mittleren Umsatzhöhe im Eiderästuar über $a = 5$ Jahre erreichen (Abb. 8), so daß im Eiderästuar von einer weitaus höheren Morphodynamik ausgegangen werden kann.

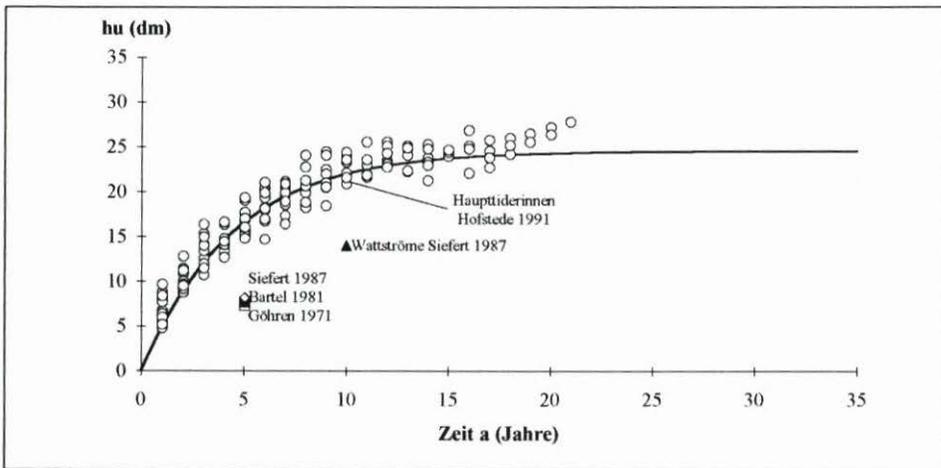


Abb. 8: Die Umsätze der Außeneider im Vergleich zu großräumigen Berechnungen anderer Untersuchungsgebiete

6.1 Differenzierung der Außeneider in Gebiete ähnlicher morphologischer Aktivität

Anhand von morphologischen Parametern ist es möglich, das Untersuchungsgebiet nach seiner Morphodynamik zu untergliedern. Es gibt zwar keinen einfachen linearen Verband zwischen den einwirkenden Energien aus Seegang und Strömung und der daraus resultierenden Materialumlagerung, was mit dem zunehmenden Anteil an der Seegangsumwandlung in Prozesse wie Reibung, Perkolation etc. bei ansteigender Leistungsabgabe zu erklären ist, allerdings erlaubt die Umsatzrate einen direkten Vergleich mit der Hydrodynamik eines Gebietes und läßt sich direkt mit dem Energiespektrum (Scherbeanspruchung) des Gebietes korrelieren (HOFSTEDÉ, 1991).

Die Unterteilung erfolgte zum einen in Bereiche, die durch anthropogene Eingriffe stark beeinflusst wurden, und zum anderen nach den morphologischen Parametern asymptotische Umsatzhöhe, Umsatzrate und morphologische Varianz β . Diese Parameter wurden ausgewählt, da sie folgende notwendige Aussagen zulassen:

1. Die asymptotische Umsatzhöhe ermöglicht in stabilen Gebieten, in denen $h_{\bar{b}}$ über größere Vergleichszeiträume um Null schwankt, eine Aussage über die maximalen Höhenänderungen, die in diesen Gebieten im langfristigen Trend auftreten können.
 2. Die Umsatzrate \bar{h}_u/a_0 , die in cm/Jahr beschrieben wird, entspricht der Steigung im Ursprung und gibt einen Anhaltswert über die mittlere jährliche Umlagerung zwischen zwei Aufnahmen.
 3. Die morphologische Varianz β entspricht dem reziproken Wert von a_0 und erlaubt eine Aussage über gleichbleibende Tendenzen und deren zeitlichen Rahmen.
- Gebiete, die durchgängig Hinweise auf anthropogene Einflüsse aufweisen, wurden separat analysiert und unter dem Aspekt „von anthropogenen Eingriffen stark beeinflusstes Gebiet mit säkularem Anstieg“ kategorisiert.

Tab. 6: Untergliederung des Außeneiderraumes in Teilgebiete unterschiedlicher Morphodynamik

Teilgebiet	\bar{h}_u (cm)	a_0 (Jahre)	$a_{0,9}$ (Jahre)	β	\bar{h}_u/a_0 (cm/Jahr)
Eiderrinnen (B1, B2, B3 / A3, A4, B4)	234 ($\pm 11,0$)	3,3 ($\pm 0,9$)	7,6	0,30 ($\pm 0,1$)	76,1 ($\pm 24,0$)
Wattstrombereich mit hoher Morphodynamik (B1/B2/B3)	233 ($\pm 14,4$)	2,5 ($\pm 0,6$)	5,8	0,42 ($\pm 0,1$)	97,2 ($\pm 24,0$)
Große Einheit B1	250 ($\pm 5,4$)	3	7	0,33	85
Große Einheit B2	225 ($\pm 3,7$)	1,8	4	0,56	125
Große Einheit B3	225 ($\pm 4,4$)	2,7	6	0,37	85
Wattstrombereich mit mittlerer Morphodynamik (A3/A4/B4)	230 ($\pm 9,0$)	3,8 ($\pm 0,4$)	8,7	0,26 ($\pm 0,02$)	60 (± 5)
Große Einheit A3	220 ($\pm 3,1$)	3,7	8,5	0,24	59
Große Einheit A4	235 ($\pm 3,9$)	4,3	10,0	0,23	55
Große Einheit B4	235 ($\pm 2,7$)	3,5	8,0	0,29	67
Bereich mit säkularem Anstieg (A1/A2)	608 ($\pm 10,6$)	12,1 ($\pm 0,2$)	27,8	0,08	50,2 ($\pm 0,3$)
Große Einheit A1	615 ($\pm 5,1$)	12	28,0	0,08	50
Große Einheit A2	600 ($\pm 12,6$)	12	27,6	0,08	50
Mündungsbereich zur Nordsee (C1)	330 ($\pm 7,3$)	8,7	20,0	0,11	38

Die Analyse der Ergebnisse ergibt eine Grobeinteilung des Gebietes in:

1. Wattströme (A3, A4, B1, B2, B3, B4),
2. Bereiche säkularen Anstiegs (A1, A2),
3. Mündungsbereich (C1).

Diese Einteilung ist bereits über eine Kategorisierung der asymptotischen Umsatzhöhen möglich. Die Parameter Umsatzrate, β und a_0 bilden eine Ergänzung der Kategorisierung. Der Bereich der Wattströme dagegen konnte insbesondere aufgrund der differierenden Morphodynamik einer weiteren Untergliederung unterzogen werden, was im Hinblick auf die

Lage der Einheiten und ihrer daraus resultierenden Dynamik und Beeinflussung durch das Sperrwerk auch ein notwendig differenziertes Bild des Eiderästuars mit sich brachte.

Wie in Tab. 6 erkennbar ist, liegt der Kernbereich höchster Morphodynamik mit einer Umsatzrate von 97 cm/Jahr 4 bis 10 km (B1/B2/B3) westlich des Sperrwerkes im Bereich der Südrinne des zweiarmigen Mündungssystems. Deutlich geringer wird die Morphodynamik im abgegrenzten Raum vom Sperrwerk bis zum Durchstich. Unterschiede im Rahmen der Kategorie Wattströme mittlerer Morphodynamik zwischen Nord- und Südrinne im Sperrwerksbereich konnten die Berechnungen nicht nachweisen, so daß das Gebiet als ein in sich geschlossener Komplex betrachtet werden kann. Im Übergangsbereich vom Eiderästuar zum Seegebiet der Nordsee (C1) ist die geringste Morphodynamik mit einer Umsatzrate von nur 40 cm/Jahr und längerfristigen gleichbleibenden Tendenzen bei einem $a_{0,9}$ von 20 Jahren zu verzeichnen. Bemerkenswert ist, daß nur in den zwei Großen Einheiten A1 und A2, die den nach Durchdämmung verbliebenen Nordrinnenbogen umfassen, ein säkularer Anstieg zu verzeichnen ist.

6.2 Die Parameter der Wattströme der Außeneider im Vergleich mit Ergebnissen aus anderen Gebieten

Die in dieser Untersuchung gewählten Großen Einheiten entsprechen, mit Ausnahme des Mündungsbereiches C1 sowie A1 und A2, welche anthropogen verursachte Störungen aufweisen, der morphologischen Charakteristik „Wattströme“. Aufgrund der gezielt nach der Fragestellung angelegten Großen Einheiten konnte hier die morphologische Charakteristik „Wattstrom“ in den Mittelpunkt von Einheit und Berechnung gelegt werden, so daß keine zeitlich und räumlich fließenden Grenzen entstanden sind und somit die Charakteristik des Wattstroms unter besonderer Berücksichtigung von anthropogenen Einflüssen und der Hydrodynamik des Raumes berechnet werden konnte.

Tab. 7: Vergleich der MORAN-Ergebnisse der Eider mit SIEFERT (1987) und HOFSTEDE (1991)

	SIEFERT (1987) Scharhörner Watt	HOFSTEDE (1991) Scharhörner Watt	GÖNNERT (1995) Eider
Parameter	Wattströme	Haupttiderinnen	Eiderrinnen (A3, A4, B1, B2, B3, B4)
\bar{h}_u (cm)	140	212 (+/-126)	234 (+/-11)
a_0 (Jahre)	5,0	7,3 (+/-3,1)	3,3 (+/-0,9)
\bar{h}_u/a_0 (cm/Jahr)	30	31,1 (+/-6,5)	76,1 (+/-24)

Während SIEFERT (1987) für Wattströme noch eine asymptotische Umsatzhöhe von 140 cm berechnete, konnte HOFSTEDE (1991) bereits für die Haupttiderinnen des Seegatbereiches einen \bar{h}_u von 212 cm berechnen, wobei er allerdings eine Standardabweichung von +/-126 cm angibt (Tab. 7). Die Ursache für die erhebliche Differenz ist darin begründet, daß SIEFERT (1987) Kleine Einheiten aufgrund ihrer charakteristischen Lage ausgewählt hat, HOFSTEDE (1991) dagegen den gesamten Wattkomplex und damit auch Einheiten an räumlich und zeitlich fließenden Grenzen zwischen den Teilgebieten berücksichtigte. Für die Eiderrinnen konnte dagegen im Mittel ein asymptotischer Umsatzwert von 234 cm berechnet werden. Dieser Wert liegt innerhalb der Standardabweichung von HOFSTEDE (1991).

Ist bei der asymptotischen Umsatzhöhe noch eine relativ gute Vergleichbarkeit mit den Ergebnissen aus dem Neuwerk-Scharhörner Wattkomplex zu verzeichnen, zeigt sich bei der Umsatzrate bereits eine große Diskrepanz. Diese ist in der Außeneider doppelt so hoch wie im Neuwerk-Scharhörner Wattkomplex, was nicht ganz unerwartet ist. Es handelt sich bei den Haupttiderinnen von HOFSTEDE (1991) bzw. Wattströmen von SIEFERT (1987) nicht um dezidiert vergleichbare morphologische Bereiche. Die Rinnen der Außeneider zeigen z. B. eine hohe Dynamik hinsichtlich ihres Mäandrierungsverhaltens. Infolgedessen bieten sie eine große Angriffsfläche für die Tideströmung, die zu einer hohen Erosionstätigkeit an den jeweiligen Prallhängen und wiederum zu einer Sedimentationstätigkeit an den Gleithängen führt. Zusätzlich hat die Corioliskraft einen großen Einfluß, wodurch die „Mäandrierungsfreudigkeit“ unterstützt wird. Weiterhin darf nicht außer acht gelassen werden, daß bei der Einheitenwahl der Schwerpunkt auf die Watrinnen gelegt wurde. Hierbei ist aber insbesondere die starke Verlagerung der Watrinnen berücksichtigt und in ihrer maximalen Nord- und Südmäandrierung eingegrenzt worden. Zusätzlich wurde auch der gesamte Platenbereich in die Berechnung der Rinnen einbezogen. Dieser ist durch hohe asymptotische Umsatzhöhen bei einer etwas höheren Umsatzrate gekennzeichnet. In der Außeneider zeigt sich, daß die große Verlagerung der Rinnen direkt mit der Verlagerung der Platen einhergeht. Insbesondere am Rand von Rinne und Plate liegt ein häufiger Wechsel von Erosion und Sedimentation vor, der sich hier in den Berechnungen bemerkbar macht.

6.3 Die Höhenstabilität des Raumes und die Berechnung von Sensibilitätsphasen

Zur Berechnung von Höhenstabilität und sensiblen Phasen eines Raumes müssen neben den Umsatzwerten die Bilanzen berücksichtigt werden. Die Bilanzwerte im Gesamttraum der Außeneider weisen zunächst einen Sedimentgewinn auf. Ab $a = 5$ Jahre sind mit Ausnahme der Kartenvergleiche mit 1958 keine negativen Bilanzen zu verzeichnen (Abb. 9). Bei genauerer Betrachtung zeigt sich jedoch, daß in der Außeneider $|b_b|_{\max}$ erstmals nach 11 Jahren erreicht wird, allerdings erwartungsgemäß nicht mit einem linearen Anstieg verbunden. Bereits bei $a = 7$ Jahre beginnt h_b in Richtung Null zu tendieren. Weiterhin wird $|b_b|_{\max}$ bis $a = 20$ Jahre wiederholt erreicht.

Laut SIEFERT (1987) ist es möglich, einen Vergleichszeitraum $a(|b_b|_{\max})$ zu definieren, bei dem die höchsten Bilanzhöhen auftreten. Bezogen auf das Elbmündungsgebiet und ersten Vergleichen aus anderen Gebieten definiert er:

$$a(|b_b|_{\max}) = \text{rd. } 8 \text{ bis } 12 \text{ Jahre.}$$

Für den Außeneiderraum zeigt sich eindeutig, daß $|b_b|_{\max}$ mit 11 Jahren innerhalb dieses Zeitraumes liegt. Innerhalb der folgenden 10 Jahre sinkt $|b_b|_{\max}$ leicht ab, um dann wieder anzusteigen auf $|b_b|_{\max}$.

Obwohl SIEFERT seine Annahme auf Kleine Einheiten von 1 km^2 Größe bezog, läßt sich diese auf die Gesamtberechnung der Außeneider übertragen. Weiterhin ergaben die Beträge der Bilanzen etwa 40 bis 50 % des Umsatzes und verzeichnen auch in den Maxima keine Steigerung. Somit läßt sich die These für die Außeneider bestätigen, daß im Zeitraum von 8 bis 12 Jahren die Maxima an Erosion und Sedimentation im Watt erfäßbar sind, „deren Beträge (für $A = 1 \text{ km}^2$) 30–100 % des Umsatzes erreichen“ (SIEFERT, 1987: 47).

Bei Diskussion der Kurve und insbesondere des dynamischen Gleichgewichts ist m als

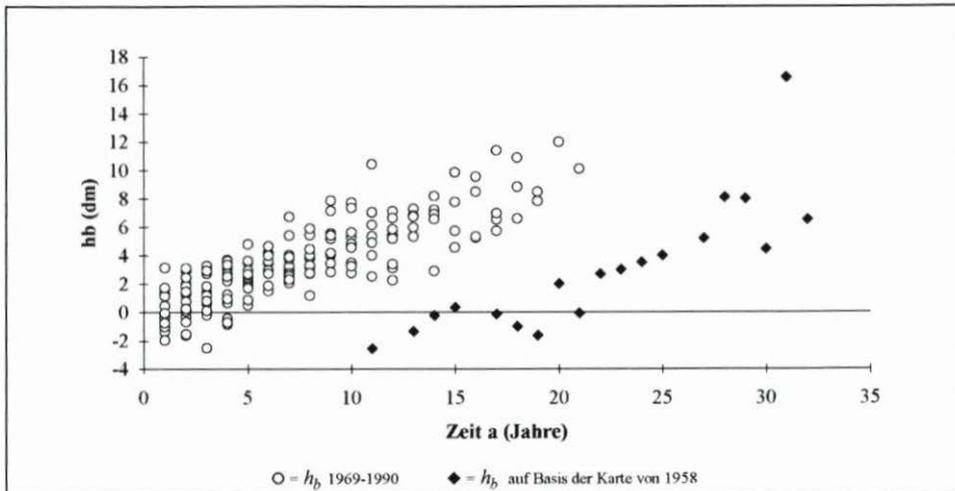


Abb. 9: Die Bilanzwerte der Außeneider: Sperrwerk (34.90) – Nordseemündung (34.80)

Vielfaches von a_0 , bei dem $h_b = 0$ angenommen werden kann, zu berücksichtigen. Dabei gilt: „Wenn ein Vergleichszeitraum so groß ist, daß die maßgebende Funktion $h_u = f(a)$ nachweislich den Bereich mit $h_u \approx \text{const.} \approx \bar{h}_u$ erreicht hat, so ist davon auszugehen, daß das Gebiet über diesen Zeitraum $a \geq m * a_0$ höhenstabil ist, kürzere Zeiträume aber durchaus Höhenänderungen zulassen“ (SIEFERT, 1987: 12) (Abb. 11). Bei Berechnungen über längere Zeiträume wird dagegen die Bilanzauswertung kleinere h_b liefern. In diesem Fall wird m definiert mit

$$m = 2 * a (|b_b|_{\max})/a_0,$$

da nach Erreichen von $|b_b|_{\max}$ die maximalen Bilanzhöhen quasi-periodischen Schwankungen unterliegen müßten (SIEFERT, 1987: 47) (Abb. 10).

Wird diese Annahme auf das Außeneidergelände übertragen, so hieße das:

$$\begin{aligned} m &= 2 * 11/4,4 \\ m &= 5. \end{aligned}$$

Bei einem Vergleichszeitraum für die Außeneider $a \geq m * a_0 = 22$ Jahre weist das Untersuchungsgebiet eine Höhenstabilität auf. Beträgt der Vergleichszeitraum dagegen, wie in der Berechnung der Jahrgänge 1969–1990, 21 Jahre, können die Funktionen $h_u = f(a)$ und $|b_b|_{\max} = f(a)$ so angeschnitten werden, daß sie keine gleichgewichtigen Aussagen für h_u und h_b zulassen. Dies ist vor allem dann relevant, wenn a_0 und \bar{h}_u von Gebiet zu Gebiet wechseln, was in der Außeneider (mit Ausnahme der Einheiten A1 und A2) jedoch nicht der Fall ist. Weiterhin zeigen die Umsätze deutlich konstante Werte um den berechneten \bar{h}_u . Werden zusätzlich die Vergleiche mit 1958 herangezogen, bleibt in der Gesamtberechnung die Ausgangsbedingung $h_u \approx \text{const.} \approx \bar{h}_u$ erhalten. Die Voraussetzungen zur Berechnung der Höhenstabilität des Raumes (a mit 32 Jahren $\geq m * a_0$) sind somit gegeben. Das Untersuchungsgebiet ist bei $a \geq 22$ Jahren höhenstabil.

Es ist zu berücksichtigen, daß innerhalb des Untersuchungszeitraumes zwei Eingriffe zu verzeichnen sind, wobei der zweite bei $a = 10$ Jahren erfolgte (d.h. in der Hälfte des berech-

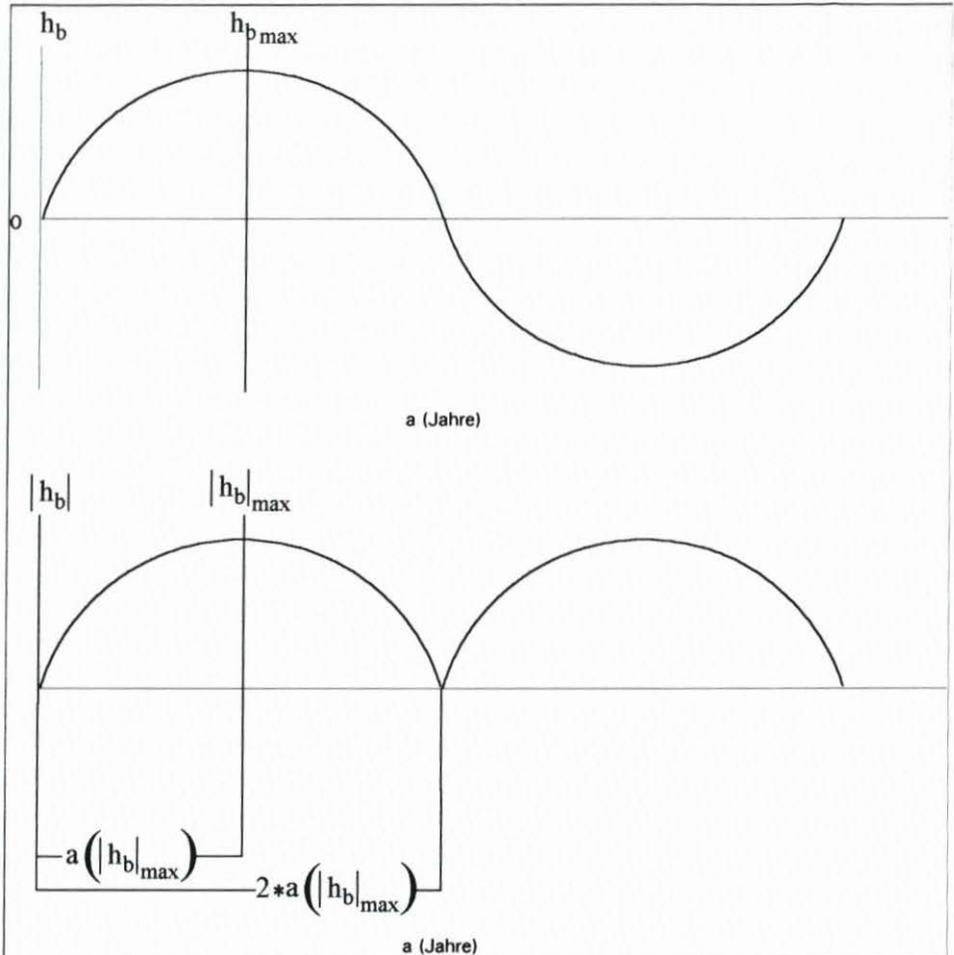


Abb. 10: Periodischer Verlauf der Bilanzen nach Erreichen von $h_{b\max}$ und $|h_b|_{\max}$

neten Zeitraumes unter Auslassung der Kartenvergleiche mit 1958). Es kann aber angenommen werden, daß

$$m = (2 * a (|h_b|_{\max}/a_0))/2$$

$$m = a(|h_b|_{\max})/a_0$$

d. h. $m = 2,5$

gewesen wäre, wenn es nicht zu einem weiteren Eingriff gekommen wäre. Verglichen mit den topographischen Ereignissen im Gelände ist auffällig, daß bis 1975 eine stetige Sedimentation vorlag, die dann erstmalig in Erosion wechselte. In einfacher Übertragung der Berechnungen bedeutet dies, daß sich bei $m = 2,5$ das Gebiet in Höhenstabilität und sich damit theoretisch in einem dynamischen Gleichgewicht bei

$$a \geq m * a_0$$

$$a \geq 2,5 * 4,4$$

$$a \geq 11 \text{ Jahre}$$

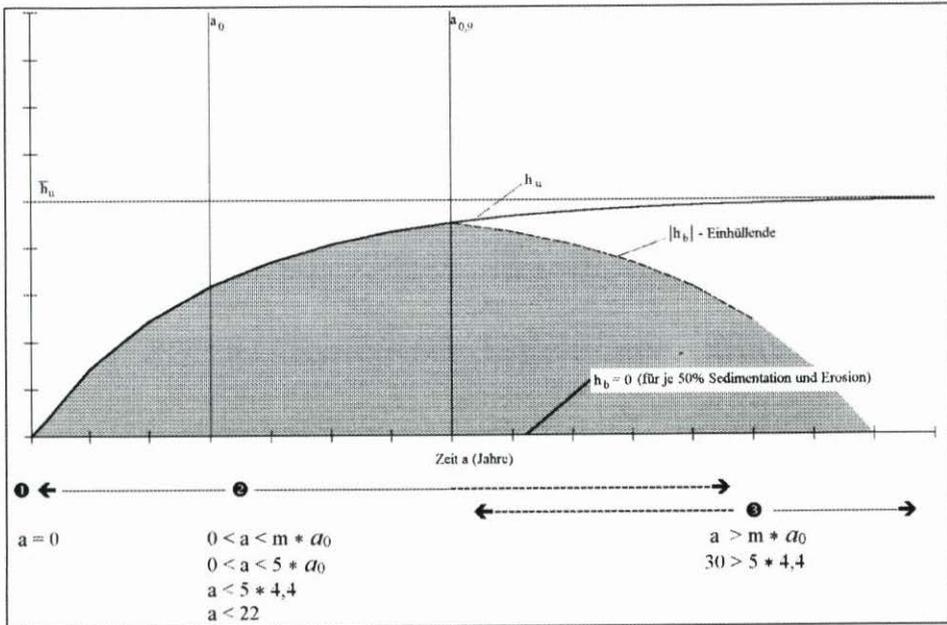


Abb. 11: Skizze zur Beschreibung der Umsatz- und Bilanzhöhen mit Sättigungsfunktion und der drei unterschiedlichen Bereiche zur Erläuterung von m (teilw. aus SIEFERT, 1987: 12)

einpendeln würde. Dementsprechend müssten die Bilanzen zum Zeitpunkt von ca. 5,5 Jahren die Richtung wechseln und gegen Null tendieren, was durch Beginn der Erosion 1975 angezeigt ist. Der Eingriff von 1979 unterbrach jedoch den Prozeß eines Einpendelns auf ein dynamisches Gleichgewicht und setzte einen erneuten Impuls in Richtung Sedimentation (Abb. 12).

Werden weiterhin die topographischen Geschehnisse zugrunde gelegt, kann an dem Teilbereich vom Sperrwerk bis zum Durchstich nachgewiesen werden, daß sich auch im Gesamtgebiet ein dynamisches Gleichgewicht und eine Änderung der Topographie eingestellt hätten (Abb. 6). Demnach kann die Erosion von 1975–1979 als ein Einstellen auf ein dynamisches Gleichgewicht gedeutet werden. Nach Aufschüttung des Sanddammes ist acht Jahre später ein erneutes Einpendeln auf ein dynamisches Gleichgewicht zu beobachten, was mit dem berechneten $a_{0,9}$ von 10,2 Jahren korreliert.

Mittels der o. g. Berechnungen kann von einer rechnerischen Höhenstabilität ab 11 Jahren und einem beginnenden dynamischen Gleichgewicht ab 10 Jahren ausgegangen werden. Werden weiterhin die Umsatzwerte betrachtet, so ist auffällig, daß für die Gesamtuntersuchung des Eiderästuars sich sowohl die Funktion

$$dh_u / da (a = 0) = \bar{h}_u / a_0$$

als auch

$$h_u = \bar{h}_u (1 - e^{-a/a_0})$$

als auch die asymptotische Horizontale durch Verlauf der Umsätze „von selbst“ ergibt: Wegen der erfüllten Voraussetzung, daß sich ein Gebiet dann in einem dynamischen Gleichge-

wicht befindet, wenn sich eine asymptotische Horizontale berechnen läßt, befindet sich das Eiderästuar nach dem Bau des Sperrwerkes und des Sanddammes wieder in einem dynamischen Gleichgewicht. Insbesondere die Berechnungen der Bilanzen zeigen, daß die Überlagerung der Auswirkungen der Abdämmung bei Nordfeld durch den Bau des Sperrwerkes ganz offensichtlich einen Impuls zu weiterer Sedimentation gegeben hat. Die Berechnung des dynamischen Gleichgewichtes erlaubt jedoch auch die These, daß die Sedimentation nach Bau des Sperrwerkes eine verspätete Auswirkung der Abdämmung bei Nordfeld bedeutet, wie es PARTENSKY (1983) sieht, das Sperrwerk selbst jedoch kaum Auswirkungen auf das dynamische Gleichgewicht des Raumes hatte. Des weiteren hat der Sanddambau das Einpendeln auf ein dynamisches Gleichgewicht erneut unterbrochen und führte zu einem erneuten Sedimentationsimpuls.

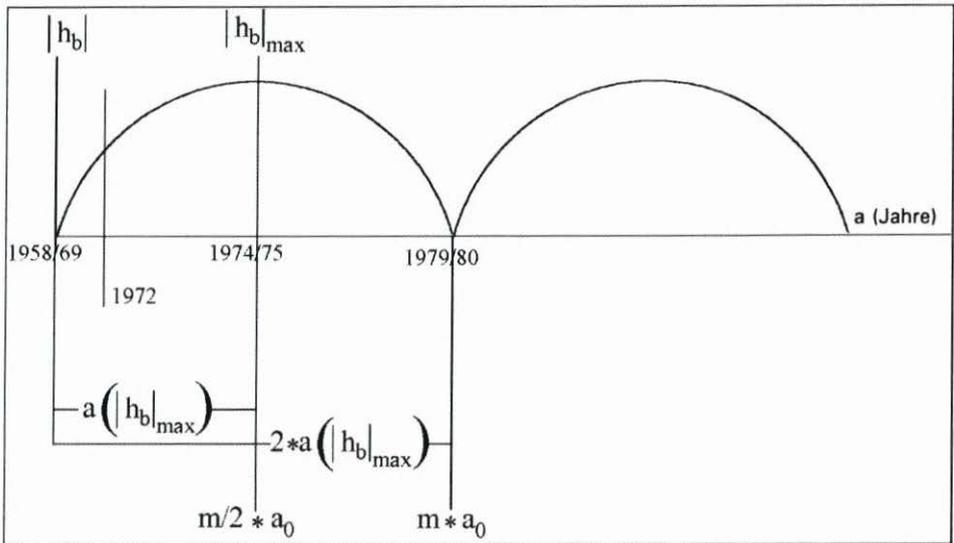


Abb. 12: Anwendung der theoretischen Betrachtung auf die Phasen der Außeneider

Wird die Grundbedingung, daß ein Gebiet im dynamischen Gleichgewicht bezogen auf Erosion und Resedimentation ausgeglichen ist (Abb. 10), mit den theoretischen Berechnungen von m und der Übertragung der topographischen Veränderung in den jeweiligen Zeiträumen in einen Zusammenhang gestellt, so kann abgeleitet werden, daß bei $(m/2) \cdot a_0$ und bei Erreichen von $m \cdot a_0$ das Gebiet sich in einer „sensiblen“ Phase befindet (Abb. 10 u. 12). Dies entspricht den Zeitpunkten, in denen sich ein Gebiet jeweils im Rahmen der periodischen Schwankungen in den Umbruchsphasen befindet, also von $|h_b|_{\max}$ in Richtung $h_b = 0$ und von $h_b = 0$ wieder zu $|h_b|_{\max}$.

Der Begriff „sensible“ Phase beinhaltet, daß sich zu diesem Zeitpunkt Eingriffe durch deutliche und sofortige Veränderungen der Morphologie bemerkbar machen. Dagegen sind Eingriffe in zwischenzeitlichen Phasen geprägt durch verspätete oder geringere morphodynamische Reaktionen. Werden z. B. die Ergebnisse der Untersuchung von PARTENSKY (1983) betrachtet, so gibt er nach Bau des Sperrwerkes bei Nordfeld für die Außeneider eine zeitliche Verzögerung der Reaktion auf die Baumaßnahme von 12 Jahren an. Die Reaktion war hier Sedimentation, wobei es sich um den Zeitraum ab 1947 handelt. Die Angabe von

12 Jahren entspricht etwa der genannten Berechnung. Im Untersuchungsgebiet lag der Bau des Sperrwerkes in einer Phase beginnender Stabilität, was sich durch die Möglichkeit der Berechnung der Asymptote nachweisen läßt. Dagegen befand sich das Untersuchungsgebiet zur Zeit des Sanddammbaus bei $m * a_0$ in einer „sensiblen“ Phase und wurde somit sofort in eine neue Instabilität versetzt.

Werden weiterhin die Ergebnisse einer Teilberechnung des Eiderästuars von HOFSTEDE (1991) mit herangezogen, kann das Ergebnis einer nur zeitweiligen Beeinflussung des dynamischen Gleichgewichtes bestätigt werden, und es zeigt sich, daß der Eingriff bei $m * a_0$ eine sofortige Beeinträchtigung des dynamischen Gleichgewichtes mit sich brachte. HOFSTEDE (1991) untersucht 13 topographische Aufnahmen aus dem Zeitraum 1971–1989 mit einer Gesamtfläche von 16 km² und teilt, in Anlehnung an SIEFERT (1984), die Umsatzwerte in drei zeitliche Abschnitte ein: 1971–1979 und 1985–1989 sowie davon getrennt 1979–1985. Für 1971–1979 und 1985–1989 postuliert HOFSTEDE ein dynamisches Gleichgewicht, für das die asymptotische Umsatzhöhe zusammengefaßt ermittelt werden kann. Er berechnet ein \bar{h}_u von 238 cm bei einem a_0 von 3,8 Jahren und einer Umsatzrate von 61 cm/Jahr. Obwohl für wenige Jahrgänge und einen kleineren Bereich berechnet, zeigen sich hier erstaunliche Parallelen zur vorliegenden Arbeit. Auffällig ist insbesondere, daß auch in dieser Untersuchung keine nennenswerte Störung des dynamischen Gleichgewichtes aufgrund des Sperrwerkbaus festgestellt werden konnte. Dagegen stellte er fest, daß aufgrund des Sanddammbaus zwischen 1979 und 1985 eine deutliche Verkleinerung von \bar{h}_u bei Verdoppelung der Umsatzrate auf 122 cm/Jahr erfolgte.

Die Darstellung der Störung des dynamischen Gleichgewichtes infolge des Sanddammbaus und der künstlichen Nordrinnenumlenkung (1979–1985) zeigt auf, daß der Eingriff bei $m * a_0$ zu einer heftigen und sofortigen Reaktion führt. Bei $m * a_0/2$, d. h. nach 5,5 Jahren, beginnt sich das dynamische Gleichgewicht ab etwa 1985 einzupendeln, weshalb HOFSTEDE den Vergleichszeitraum 1985–1989 ausgliedern und dementsprechend dem dynamischen Gleichgewicht von 1970–1979 zuordnen konnte. Insgesamt bilden diese Ergebnisse eine Ergänzung zu folgender Erkenntnis:

Das Sperrwerk bewirkte für größere Bereiche des Außeneiderraumes keine Störung des dynamischen Gleichgewichtes. Demzufolge geben die topographischen Veränderungen, die in der Außeneider zu einer Gefährdung von Deich und Mensch hätten führen können, nicht an, ob das dynamische Gleichgewicht gestört wurde oder nicht. Vielmehr können dies Veränderungen im Rahmen eines natürlichen dynamischen Gleichgewichtes sein.

6.3.1 Diskussion: Beeinflussung der Morphodynamik aufgrund der künstlichen Störung

In der vorliegenden Analyse des Außeneiderraumes konnte ein dynamisches Gleichgewicht über das MORAN-Verfahren ermittelt werden. Weiterhin konnte durch Berechnung von m und der Analyse der Bilanzergebnisse festgestellt werden, daß bei $m * a_0$ und bei $m * a_0/2$ das Untersuchungsgebiet sich in einer „sensiblen“ Phase befindet, in der durch Eingriffe stärkere Störungen des dynamischen Gleichgewichtes hervorgerufen werden als in den Zeiträumen zwischen diesen Phasen.

Diesen Erkenntnissen stehen folgende Argumente gegenüber:

1. Das Gebiet unterliegt insgesamt einem Sedimentgewinn. Von einem dynamischen Gleichgewicht kann nur dann gesprochen werden, wenn über längere Zeiträume $h_b = 0$ wird. In Gebieten mit hoher Morphodynamik kann jedoch auch $|h_b| = h_u$ werden. Als Gegen-

argument muß jedoch berücksichtigt werden, daß, wie in der Wasserraumentwicklung bereits angesprochen, der Eiderraum grundsätzlich einem Sedimentgewinn unterliegt (Abb. 3). So kann dies als ein Sedimentgewinn innerhalb eines dynamischen Gleichgewichtes betrachtet werden.

2. Der Berechnungszeitraum beginnt mit den Baumaßnahmen 1969. Es könnte somit angenommen werden, daß der Störungszeitraum in sich als ein dynamisches Gleichgewicht berechnet wurde, das von einem natürlichen dynamischen Gleichgewicht abweicht.

Dies kann nicht der Fall sein, da die Einheiten A1 und A2 deutlich eine Störung des dynamischen Gleichgewichtes aufweisen. Der Sedimentgewinn ist hier derartig hoch, daß kein \bar{h}_u berechnet werden kann. Es kann somit kein dynamisches Gleichgewicht innerhalb einer Störung berechnet werden, sondern es ist davon auszugehen, daß sich das Gebiet bei Berechnung von \bar{h}_u im Gleichgewicht befindet.

3. Demgegenüber steht die Aussage von PARTENSKY (1983), der von einer Überlagerung der Auswirkungen der Bauwerke Nordfeld und Hundeknöll spricht. Demzufolge ist die Sedimentation mit den Bauwerken in Verbindung zu setzen, und es kann nicht von einem dynamischen Gleichgewicht gesprochen werden.

Diese Ergebnisse von PARTENSKY (1983) beziehen sich allein auf die Volumenermittlung und beziehen nicht die Berechnung des dynamischen Gleichgewichtes etwa nach seinen Stabilitätskriterien oder aber, wie hier, über das MORAN-Verfahren mit ein. Wie in GÖNNERT (1995) nachgewiesen wird, kann von der Bilanzentwicklung allein nicht auf das dynamische Gleichgewicht geschlossen werden. Infolgedessen muß der Sedimentgewinn im Untersuchungsgebiet, wie in Punkt 1 diskutiert, berücksichtigt und interpretiert werden. Auf die Aussage, daß das Gebiet sich deshalb nicht im dynamischen Gleichgewicht befindet, kann damit aber nicht unmittelbar rückgeschlossen werden.

Bereits bei der Analyse des gesamten Untersuchungsgebietes wird deutlich, daß im Eiderästuar insbesondere die Wattströme eine große topographische und morphologische Dominanz aufweisen. Wie in den Ergebnissen der Gesamtberechnung deutlich zum Ausdruck kommt, bestimmen sie erheblich das morphologische Gefüge und die Morphodynamik.

6.3.2 Berechnung der Sensibilitätsphasen für ausgewählte Einheiten im Sperrwerksbereich

Am Beispiel der Einheiten A3, A4 und B4 wird die Möglichkeit geprüft, Sensibilitätsphasen für kleinere Bereiche zu berechnen. Die gewählten Einheiten liegen im Sperrwerksbereich und können als ein in sich geschlossener Komplex betrachtet werden. Sie unterlagen starken anthropogenen Eingriffen und können charakterisiert werden als Wattströme mit einer mittleren Morphodynamik.

Die Große Einheit A3, die sowohl als Bereich des Durchstichs als auch als vormaliger Bereich des Südmänders der Nordrinne bezeichnet werden kann, zeichnet sich durch eine Umsatzrate von fast 60 cm/Jahr aus (Abb. 13).

In B4 liegt die höchste Morphodynamik mit 67 cm/Jahr vor (Abb. 14). Dies ist mit der Lage der Einheit direkt am Sperrwerk zu erklären. Hier bündelt sich der gesamte Flut- und Ebbestrom und wird durch eine verengte Öffnung – das Sperrwerk – geführt. Ebbe- und Flutstrom verlaufen in einem relativ schmalen Bett aneinander vorbei. Diese Bündelung kann zu einer Beschleunigung der Strömungsgeschwindigkeit führen, die sich unmittelbar hinter dem Sperrwerk in erhöhter Morphodynamik auswirkt.

In A4 (Abb. 15) sind β mit 0,23 und die Umsatzrate mit 55 cm/Jahr für diesen Teilbe-

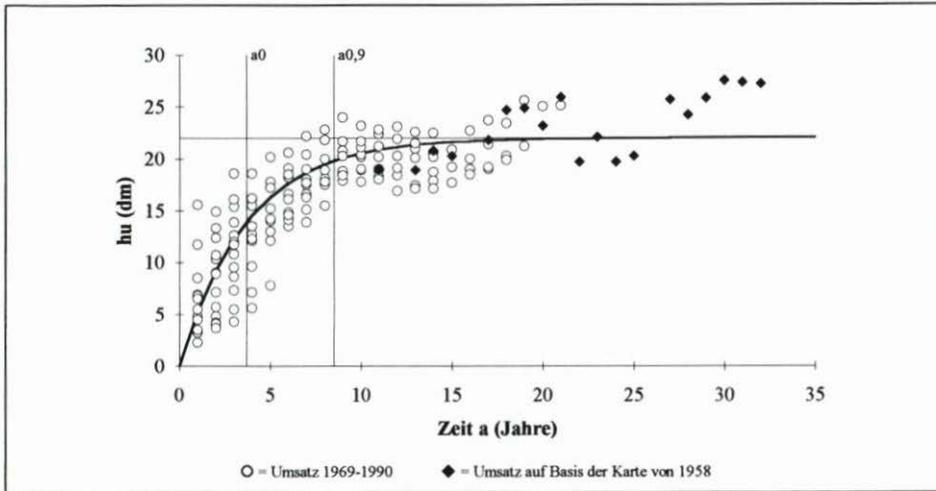


Abb. 13: Umsatzkurve A3: $\bar{h}_u = 220$ cm, $a_0 = 3,7$ Jahre, $a_{0,9} = 8,5$ Jahre, $\bar{h}_u/a_0 = 59$ cm/Jahr

reich der Außeneider am kleinsten. Dies ist zunächst erstaunlich, da auch hier hohe Scherbeanspruchung in den Rinnen vorliegt. Insbesondere nach Bau des Sanddammes entstand jedoch ein mehr oder minder geschlossenes System zwischen dem Sanddamm und der Deichlinie bei Hundeknöll, welches zu einer Verringerung des Energiespektrums geführt hat. Vermutlich wird sich nach Beendigung der Sedimentation ein neues dynamisches Gleichgewicht in Anpassung an den erneuten Volumenbedarf mit verringertem Energieeinfluß einstellen.

Die Einheiten A4 und B4 stehen in enger Wechselbeziehung zueinander. Während in A4 (Nordrinne) zunächst Erosion und Verlagerung der Watrinne erfolgte, lag in B4 (Südrinne) eine Verengung und Sedimentation vor. Seit 1979 übernahm die Südrinne nach dem Sand-

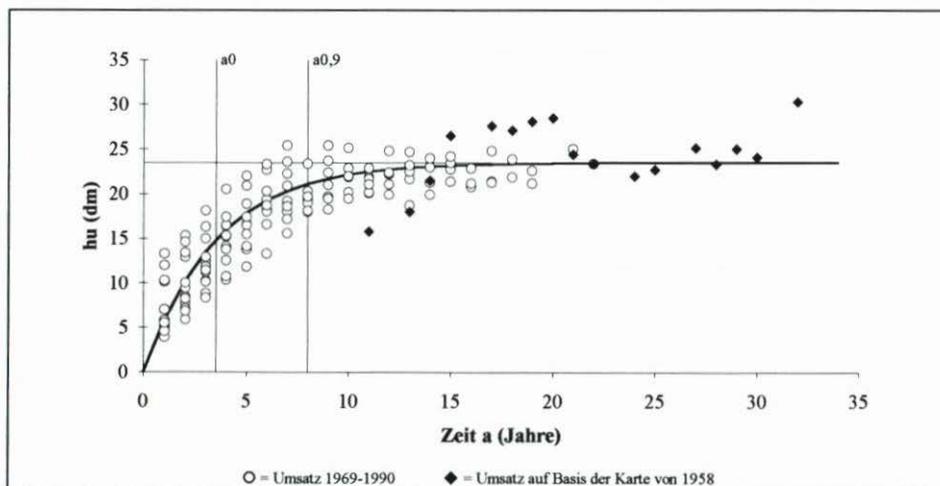


Abb. 14: Umsatzkurve B4: $\bar{h}_u = 235$ cm, $a_0 = 3,5$ Jahre, $a_{0,9} = 8$ Jahre, $\bar{h}_u/a_0 = 67$ cm/Jahr

dammbau den Großteil des Ebbestroms und verbreiterte sich, während die verminderte Strömung in der Nordrinne eine Sedimentation bewirkte. Demzufolge unterlagen die Einheiten anthropogenen Beeinflussungen, die jeweils entgegengesetzte Impulse bewirkten. Es ist hier jedoch anzumerken, daß diese Tendenzen bereits vor dem Bau des Sperrwerkes vorlagen. So zeigte sich in der Nordrinne bereits seit 1958 eine deutliche Erosion bei einem Sedimentgewinn für den gesamten Raum. Weiterhin lag bereits vor Aufschüttung des Sanddammes eine Sedimentation in der Nordrinne seit 1977 vor und eine beginnende Erosion in der Südrinne seit 1976. Somit befand sich das Gebiet auch topographisch vor Aufschüttung des Sanddammes in einer „sensiblen“ Umstrukturierungsphase, was durch die Berechnung von m nachweisbar ist.

In den Einheiten A4 und B4 zeigt sich, daß der asymptotische Umsatzwert mit 235 cm in beiden Einheiten gleich hoch ist (Abb. 15 u. 13). Dies bestätigt die Annahme, daß dieser Bereich, trotz auf den ersten Blick völlig differierender topographischer Reaktionen, ähnlichen Einflußfaktoren und einer daraus resultierenden maximalen Umlagerung unterliegt. Das Ergebnis liegt trotz der massiven Eingriffe deutlich im Bereich der asymptotischen Umsatzhöhen der Wattströme.

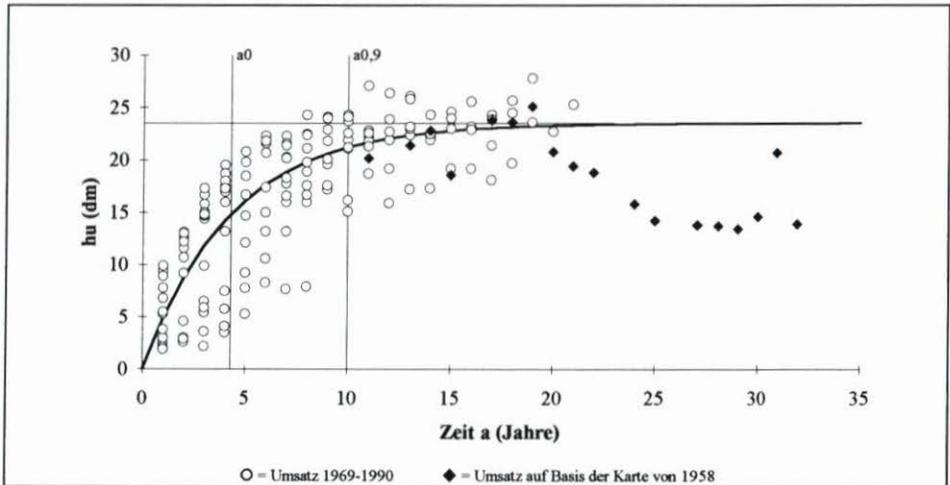


Abb. 15: Umsatzkurve A4: $\bar{h}_u = 235$ cm, $a_0 = 4,3$ Jahre, $a_{0,9} = 10$ Jahre, $\bar{h}_u/a_0 = 55$ cm/Jahr

Für $a_{0,9}$ liegen in A4 mit 10 Jahren und in B4 mit 8 Jahren längerfristige, gleichbleibendere Tendenzen als im Übergangsbereich A3 vor. Es wäre somit anzunehmen gewesen, daß der gleichbleibende Trend der Nordverlagerung nur noch im geringen Umfang angehalten hätte, wäre der Sanddamm nicht gebaut worden, da das dynamische Gleichgewicht in A4 zu 90 % innerhalb von 10 Jahren erreicht worden wäre, in B4 nach 8 Jahren, und damit wäre auch ein Wechsel in der gleichbleibenden Tendenz erfolgt. Dies kann über Berechnung von m bestätigt werden. In A4 wäre $m = 2$, was ein $h_b = 0$ bei 8,4 Jahren bedeuten würde. Für die ersten 8 Jahre trifft dies in A4 auch zu. Das würde bedeuten, daß der Bereich vom Sperrwerk bis 4 km westlich eine Höhenstabilität und ein dynamisches Gleichgewicht aufweist. Es kann damit abgeleitet werden, daß die beschriebene Tendenz der Verlagerung der Nordrinne nach Norden innerhalb der nächsten Jahre geendet und sich ein neues morphologisches Gefüge gebildet hätte. Erst bei $2 * (m * a_0)$ trifft dies nicht zu, was mit dem Sanddammbau im Zu-

sammenhang steht. Das jetzt einsetzende Einpendeln auf ein dynamisches Gleichgewicht muß bei Verkleinerung des Wateinzugsgebietes aufgrund des Sanddammbaus länger andauern als in „ungestörten“ Phasen, da hier völlig neue topographische und morphodynamische Bedingungen geschaffen wurden. Offensichtlich hat das Gebiet auf das Sperrwerk ohne jegliche Störung reagiert, auf den Sanddamm jedoch mit deutlicher Irritation des dynamischen Gleichgewichtes.

In B4 ist $a_0 = 3,5$ Jahre. Der Faktor $m = 2$, d. h. das Gleichgewicht tritt über einen Zeitraum von 7 Jahren ein. Dies bestätigt, daß die Südrinne sich bereits in einem Gleichgewicht befindet, wobei entsprechend der Umlagerungsintensität Änderungen der Topographie eingeschlossen sind. Die Bilanz bewegt sich in dieser Einheit um Null mit negativem Trend. Dies ist damit zu erklären, daß aufgrund der Durchdämmung der Nordrinne eine neue morphologische Situation entstanden ist, die insbesondere die Südrinne mit Aufnahme des Großteils der Wassermengen und damit verbundener Erosion betrifft. Daher gibt der anthropogen induzierte Wechsel von Sedimentation zu Erosion in der Südrinne ein scheinbares Schwanken um Null, d. h. ein dynamisches Gleichgewicht an.

In der Nordrinne (A4) hingegen weisen die Bilanzen einen positiven Trend auf. Die anthropogen induzierte Sedimentation aufgrund des Sanddammbaus und die damit verbundene künstliche Entstehung eines neuen, verkleinerten Wateinzugsgebietes liefern hierzu Erklärungen.

In A3 zeigt sich ein kontinuierlicher Kurvenverlauf, der durch eine gleichmäßige Punkterverteilung vorgegeben wird (Abb. 14). Insbesondere die Vergleiche des Jahrgangs 1969 mit den Jahrgängen von 1988, 1989 und 1990 ergeben, bezogen auf die Bilanz, daß die Punkte bei diesen Jahresvergleichen deutlich die Tendenz haben, gegen Null zu gehen.

Aus den Umsatz- und Bilanzvergleichen ergibt sich, daß die Inbetriebnahme des Sperrwerkes im Bereich A3 kaum Einfluß auf das dynamische Gleichgewicht hatte, obwohl die topographischen Folgen für den Menschen ausgeprägt waren. Dies wird besonders ersichtlich, wenn die Daten von 1958 unter Berücksichtigung des Datensprunges miteinbezogen werden. Hier spiegeln die Bilanzvergleiche des Jahrgangs 1958 mit den Jahrgängen 1969–1979 die periodischen Schwankungen wider, die Kartenvergleiche von 1958 mit denen von 1980–1990 einen von den periodischen Schwankungen abweichenden Trend. Auch die Kartenvergleiche der Umsätze weisen bei Inbetriebnahme des Sperrwerkes $\bar{h}_u \approx \text{const.} \approx h_u$ auf. Dagegen bestätigt HOFSTEDE (1991) die Störung durch Nachweis einer Steigerung der Morphodynamik nach Durchdämmung der Nordrinne. Entsprechend der Analyse der Höhenstabilität für das gesamte Untersuchungsgebiet läßt sich auch für A3 nachweisen, daß sich das Untersuchungsgebiet bei Aufschüttung des Sanddammes und Schaffung einer neuen Verbindung zwischen Nord- und Südrinne (1979) in einer „sensiblen“ Phase befand. In A3 wird $|b_b|_{\text{max}}$ bei 10 Jahren erreicht; es liegt ein a_0 von 3,7 Jahren vor. Das bedeutet, daß

$$\begin{aligned} m &= 2 * a (|b_b|_{\text{max}}/a_0) \\ m &= 2 * 10/3,7 \\ m &= 5,4 \end{aligned}$$

für den gesamten Untersuchungszeitraum beträgt. Da zwei anthropogene Eingriffe vorlagen, ist

$$m = 2,7.$$

Bei $m * a_0$ kann von einer Höhenstabilität des Raumes ausgegangen werden, nach der das Gebiet periodischen Schwankungen unterliegen müßte und sich in der Umbruchsituation in einer „sensiblen“ Phase befindet. Dies trifft demzufolge in A3 bei 10 Jahren und bei $m/2 * a_0$ zu, also bei 5 Jahren. Die Störung 1979 erfolgte somit im Umbruch der periodischen

Schwankungen, die im Untersuchungsgebiet stark ausgeprägt sind. Der Untersuchungsabschnitt A3 befand sich in einer „sensiblen“ Phase, als der Sanddamm aufgeschüttet wurde, was zu einer Störung der Morphodynamik führte. Aus den Ergebnissen wird daneben deutlich, daß die aufgeführten topographischen Veränderungen nicht zwingend mit einer Störung der Morphodynamik erklärt werden können bzw. dürfen.

Zusammenfassend läßt sich somit festhalten, daß es sowohl für großräumige Untersuchungen als auch für kleinräumige möglich ist, Sensibilitätsphasen mit dem MORAN-Verfahren für ein Gebiet zu ermitteln. Notwendig sind hierzu jedoch langfristige Berechnungen, um die quasi stochastischen Prozesse im Gleichgewicht erfassen zu können. Anzumerken ist, daß die vorliegende Untersuchung sich auf das kleinste Ästuar in der Deutschen Bucht bezieht und vertiefende Studien in anderen Ästuarien und Tideflüssen notwendig sind.

7. Schriftenverzeichnis

- ALW HEIDE (= Amt für Land- und Wasserwirtschaft Heide), Abteilung Wasserwirtschaft: Teilsachstandsbericht Eider. Büsum, (Büsumer Gewässerkundliche Berichte, 52, unveröffentlicht), 1986.
- GÖHREN, H.: Über die Genauigkeit der küstennahen Seevermessung nach dem Echolotverfahren. In: Hamburger Küstenforschung, 2: 67–100, 1968.
- GÖHREN, H.: Untersuchungen über die Sandbewegungen im Elbmündungsgebiet. Hamburg, (Hamburger Küstenforschung, 19), 1971.
- GÖNNERT, G.: Morphologische Untersuchungen für das Seegat Vlie. In: Essener Geographische Arbeiten, 17: 57–89, 1989.
- GÖNNERT, G.: Mäandrierung und Morphodynamik im Ästuar am Beispiel der Eider. Berlin (Berliner geographische Studien, 42), 1995.
- GROTHENN, D.: Untersuchungen zur Wattvermessung. Hannover (Wissenschaftliche Arbeit des Institutes für Geodäsie und Photogrammetrie der Technischen Hochschule Hannover, 23), 1964.
- HOFSTEDE, J. L. A.: Hydro- und Morphodynamik im Tidebereich der Deutschen Bucht. Berlin (Berliner geographische Studien, 31), 1991.
- LUCHT, F.: Die Sandwanderung im unteren Tidegebiet der Elbe. In: Deutsche Hydrographische Zeitschrift, (6)4/5/6: 186–207, 1953.
- MARNITZ, U.: Über den Einfluß baulicher Veränderungen in der Elbe auf die Morphologie im Gebiet Mühlenberger Loch/Hahnöfer Nebenelbe. Hamburg (Staatsexamensarbeit, unveröffentlicht), 1991.
- PARTENSKY, H. W.: Untersuchungen über die Herkunft der Sedimente infolge von flutraumverändernden Baumaßnahmen in Watt-Priel-Systemen und Morphologische Untersuchungen im Außeneiderbereich. Hannover, (unveröffentlicht), 1983.
- SCHLEIDER, W.: Das Peilwesen der Wasser- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes im Küstengebiet. In: Der Seewart, 6: 261–270, 1981.
- SIEFERT, W.: Morphologische Analysen für das Knechtsandgebiet (Pilotstudie des KFKI-Projektes MORAN). In: Die Küste, 38: 1–57, 1983.
- SIEFERT, W.: Hydrologische und morphologische Untersuchungen für das Mühlenberger Loch, die Außeneste und den Neßsand. Hamburg (Hamburger Küstenforschung, 43), 1984.
- SIEFERT, W.: Umsatz- und Bilanzanalysen für das Küstenvorfeld der Deutschen Bucht. In: Die Küste, 45: 1–57, 1987.
- WIELAND, P.: Die Eiderabdämmung. Büsum (unveröffentlicht), 1990.
- WIELAND, P. u. THIES, E.: Methoden der Wattvermessung an der schleswig-holsteinischen Westküste. In: Wasserwirtschaft, 65: 194–198, 1975.

8. Symbolverzeichnis

Symbol	Begriffsbestimmung	Einheit
a	Vergleichszeitraum (Zeitdifferenz zwischen zwei topographischen Aufnahmen)	Jahr
a_0	Zeitraum, in dem \bar{b}_u bei gleichsinniger, linearer Veränderung der Topographie der Teilflächen einer Einheit erreicht würde	Jahr
$a_{0,9}$	Zeitraum bis zum Erreichen von $0,9 * \bar{b}_u$	Jahr
h'	Höhenänderung einer Teilfläche von 1 ha Größe ($h'_u = h'_b = h'_s =$ bzw. h'_c)	cm
h_e	mittlere Erosionshöhe einer definierten Fläche	cm
h_s	mittlere Sedimentationshöhe einer definierten Fläche	cm
h_b	mittlere Bilanzhöhe einer definierten Fläche	cm
\bar{h}_b	h_b hervorgehend aus Kartenvergleichen 1958 mit 1969–1990	cm
\hat{h}_b	h_b hervorgehend aus Kartenvergleichen 1969–1989 mit 1970–1990	cm
$a (h_b _{\max})$	Zeitraum für das Erreichen der höchsten Bilanz-Beträge	Jahr
h_u	mittlere Umsatzhöhe einer definierten Fläche	cm
\bar{h}_u	asymptotischer Grenzwert von h_u (= mittlere asymptotische Umsatzhöhe)	cm
$\bar{\bar{h}}_u$	h_u hervorgehend aus Kartenvergleichen 1958 mit 1969–1990	cm
$\hat{\bar{h}}_u$	h_u hervorgehend aus Kartenvergleichen 1969–1989 mit 1970–1990	cm
β	morphologische Varianz (reziproker Wert von a_0)	–
m	Vielfaches von a_0 , bei dem $h_b = 0$ angenommen werden kann	–

Tideablauf und Meeresspiegel im Bereich der südöstlichen Nordsee-Amphidromien

Von HORST LASSEN und WINFRIED SIEFERT

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wird der Tideablauf für den seewärtigen Bereich der südöstlichen Nordsee vorgestellt, wie er sich durch die Auswertung der Gezeitenaufzeichnungen von 55 Hochseepegeln und 12 Schreibpegeln zeigt. Im Mittelpunkt der Berechnungen steht der mittlere Meeresspiegel als Referenzfläche für höhenabhängige Gezeitenparameter. Die Tidephasen werden durch Zeitdifferenzen zum Bezugspegel Helgoland angegeben. In der anschließenden Interpretation werden verschiedene Gezeitenparameter in flächendeckenden kartographischen Abbildungen bis zum Sockel des Küstenvorfeldes dargestellt.

In Verbindung mit der NN-Höhenbestimmung der Pegel Helgoland und Forschungsplattform Nordsee (Institut für Erdmessung der Universität Hannover) wird anhand der Wasserstände beider Pegel der Versuch unternommen, erstmals auf dieser Basis die Anpassung des relativen Meeresspiegels an das Geoid im freien Seegebiet abzuschätzen.

Summary

The tidal dynamics in the North Sea are characterized by amphidromic points of the M_2 and S_2 tides in the southeastern part. Prototype data from 67 stations off the German coast were analyzed in order to identify the real tidal behaviour in this area. The main gage is on the rock island Helgoland. The figures of this article show the variances of different tide parameters.

The second aim of the analysis was to fix the mean sea level in this offshore area relative to the geoid.

Inhalt

1. Einleitung	110
2. Verfahrensablauf	110
2.1 Allgemeines	110
2.2 Hochseepegel	112
2.3 Bezugspegel Helgoland	115
2.4 Genauigkeitsabschätzung	115
3. Mittlere Tidekurve und mittlerer Meeresspiegel	116
3.1 Mittlere Tidekurve	116
3.2 Mittlerer Meeresspiegel	117
3.3 Beispiel	126
4. Ergebnisse	128
4.1 Allgemeines	128
4.2 Amphidromien der Partialtiden	128
4.3 Knotenbereich der natürlichen Tide	130
4.4 Mittlere Tidehöhen und -eintrittszeiten	132
4.5 Mittlere Verhältnisse von Steig- und Falldauern	138
5. Ausblick	140
6. Danksagung	142
7. Schriftenverzeichnis	143
Anhang	
A. Stationsverzeichnis	144
B. Tidedaten	147
C. Mittlere Gezeitenparameter	149
D. Partialtiden M_2 , S_2 , K_1 , O_1 , M_4	151

1. Einleitung

Im Küstenbereich der südöstlichen Nordsee ist der Tideablauf durch die teilweise sehr umfangreichen Datenkollektive der Küstenpegel bekannt (LASSEN u. SIEFERT, 1991). Dagegen beziehen sich die in den Gezeitentafeln des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) veröffentlichten kartographischen Darstellungen zum Gezeitenablauf in der Nordsee auf internationale Zusammenarbeit der Nordseeanrainerstaaten unter Verwendung vorhandener Gezeitenbeobachtungen aus unterschiedlichen Zeiträumen bis etwa 1975. Die Lösungsansätze zur Gezeitenbestimmung beruhen essentiell auf Ergebnissen, die auf der Grundlage von Tide- und Gezeitenstommessungen im Küsten- und Seebereich, der Gestalt der Nordsee, der Meeresbodentopographie und den Randwerten im Atlantik erstellt worden sind. Die letzte Überarbeitung der Gezeitendarstellung erfolgte 1984 und wird in dieser Arbeit mit Gezeit 84 bezeichnet. Die Lokalisierung der geographischen Lage des Knotenbereiches der Amphidromie erfolgte aus dem maßgebenden entwickelten Verlauf von Linien gleicher mittlerer Hoch- und Niedrigwasserzeitunterschiede gegen den Durchgang des Mondes durch den Meridian von Greenwich und aus Ergebnissen von Rechenmodellen. Wegen fehlenden Datenmaterials hat eine Überprüfung dieses lokalisierten Bereiches nicht stattgefunden. Sie ist jedoch im Hinblick auf die Akzeptanz der vorliegenden Gezeitendarstellungen von großer Bedeutung. Ein solcher Zuverlässigkeitennachweis ist nur mit beobachteten Tidedaten aufwendiger Hochseepegelmessungen unter Einbeziehung des mittleren Meeresspiegels (MSL) zu erbringen.

Daß vorliegende Ergebnisse von Hochseepegelkampagnen ab 1976 bisher noch nicht zur großräumigen Gezeitenbetrachtung herangezogen worden sind, mag auf den ersten Blick überraschen und kann nur mit der vorherrschenden Meinung erklärt werden, daß das vorgegebene Ziel wegen der angeblichen Ungenauigkeit von Hochseepegelmessungen kaum zu verbessern ist. Zu einer präzisen großräumigen Erfassung von Meeresspiegeländerungen sind Hochseepegeldaten aus dem Tiefwasserbereich allerdings eine Voraussetzung. Bisher vorliegende Darstellungen zum Gezeitenablauf im freien Meer reichen für eine MSL-Analyse nicht aus, es sei denn, sie werden durch weitere Hochseepegelmessungen mit der nötigen Detailauflösung aktualisiert. Auf Veranlassung des BSH ist daher 1988 und 1992 mit Hochseepegelmessungen auf einer Linie angenommener gleicher Amplitude und einer Linie angenommener gleicher Phase die Kenntnis erweitert worden, um mit den bereits vorliegenden Meßergebnissen ab 1976 und denen aus diesen Meßperioden eine zuverlässige Formveränderungsanalyse der Gezeiten abzuleiten. Weiter wird in diesem anstehenden Projekt auch eine großräumige Überprüfung der in den Gezeitentafeln veröffentlichten Gezeiten einschließlich der geographischen Lage des Knotenbereiches der Amphidromie angestrebt. Erste Erfahrungen zur Erstellung einer Gezeitenanalyse aufgrund von Hochseepegelmessungen in Verbindung mit MSL-Betrachtungen liegen mit der Veröffentlichung „Mittlere Tidewasserstände in der südlichen Nordsee – säkularer Trend und Verhältnisse um 1980“ (LASSEN u. SIEFERT, 1991) vor und ermutigen zu dieser Untersuchung.

2. Verfahrensablauf

2.1 Allgemeines

In der südöstlichen Nordsee arbeiteten von 1976 bis 1993 43 Hochseepegel des BSH, 8 Hochseepegel im KFKI-Programm DEBEX (Deutsche Bucht Experimente) und 4 Hochseepegel des Amtes für Land- und Wasserwirtschaft Husum (ALWH) (Abb. 1).

Bis auf die Jahre 1988, 1992 und 1993 entsprachen die durchgeführten Hochseepegelkampagnen durch andersgeartete Veranlassungen nicht immer den prinzipiellen Anforderungen an die Kriterien, die für eine großräumige Gezeitenanalyse für erforderlich gehalten werden. Das hat zur Folge, daß z.B. keine zeitliche Analogie zwischen den Datenbeständen vorhanden ist. So reichen Aufzeichnungsdauern im Analysezeitraum von drei Wochen bis zu einem Jahr.

Bei der kartographischen Darstellung der Gezeitenform ergeben sich weitere Erschwernisse durch das Fehlen eines flächendeckenden Punktrasters, das wegen unterschiedlicher Zweckbestimmungen der Hochseemefaktivitäten nicht erstellt werden konnte. Besonders im nordwestlichen Analysebereich und um den Bereich der/des amphidromischen Knotenpunkte/s können daher die Gezeitendarstellungen wegen geringer Datendichte nur als begrenzt allgemeingültig angesehen werden. Weitere Schwierigkeiten ergeben sich daraus, daß sich mit einem Hochseepegel wohl örtliche Tideverhältnisse bestimmen lassen, die jedoch keine Beziehung zu einer Referenzfläche haben, die für zeitabhängige Vergleiche von Wasserständen unerlässlich ist. Da sich die vorliegende Arbeit die Aufgabe stellt, eine möglichst zuverlässige synoptische Gezeitenstruktur für die südöstliche Nordsee zu erstellen, mußten eine Höhenvernetzung sowie eine zeitliche Zusammenführung aller bereinigten Meßdaten erreicht werden.

Zum Verständnis der Ausführungen zum vorliegenden Gezeitenkonzept sind einige grundsätzliche Ausführungen voranzustellen:

1. Um die graphischen Darstellungen der Gezeitenbewegungen in dem Format der Zeitschrift übersichtlich zu gestalten, erhalten die Hochseepegelstationen Bezeichnungen, die aus fortlaufenden Zahlen mit dem Index des Meßjahres bestehen. Den Küstenpegeln werden Namensabkürzungen zugeordnet.
2. Das Stationsverzeichnis der Hochsee- und Küstenpegel im Anhang A enthält neben den geographischen Koordinaten der Pegelorte auch die o.g. Stationsbezeichnungen (Spalte 3), ferner die ausführende Dienststelle (Spalte 1) sowie deren Stationsbezeichnung (Spalte 2). So ist es möglich, bei Bedarf den Zugang zu den Meßprotokollen zu finden.
3. In der tabellarischen Zusammenstellung der Gezeitendaten im Anhang B sind die aus dieser Analyse entwickelten individuellen mittleren Gezeitenparameter nach Meßjahren geordnet zusammengefaßt.
4. Grundlage der Bearbeitungsstrategie sind die auf NN beschickten Helgoländer Wasserstände. Zwischen Helgoländer Null (HN) und NN besteht nach LASSEN (1991) folgende Beziehung:

$$HN = NN + 26 \text{ cm}$$

Das davon geringfügig abweichende Helgoländer NN, veröffentlicht vom Institut für Erdmessung der Univ. Hannover im Juni 1995, konnte für diese Gezeitenbetrachtung nicht mehr berücksichtigt werden.

5. Umrechnung von Druckdaten in Meter: $1000 \text{ hPa} = 100 \text{ cm}$
6. Der k-Faktor ist ein Maß für die Verschiebung des Tidehalbwassers gegenüber MSL und gibt damit Hinweise auf die Kontinuität der örtlichen Tideverhältnisse:

$$k = \frac{MThw - MSL}{MThb} \quad MSL = MThw - (MThb \cdot k)$$

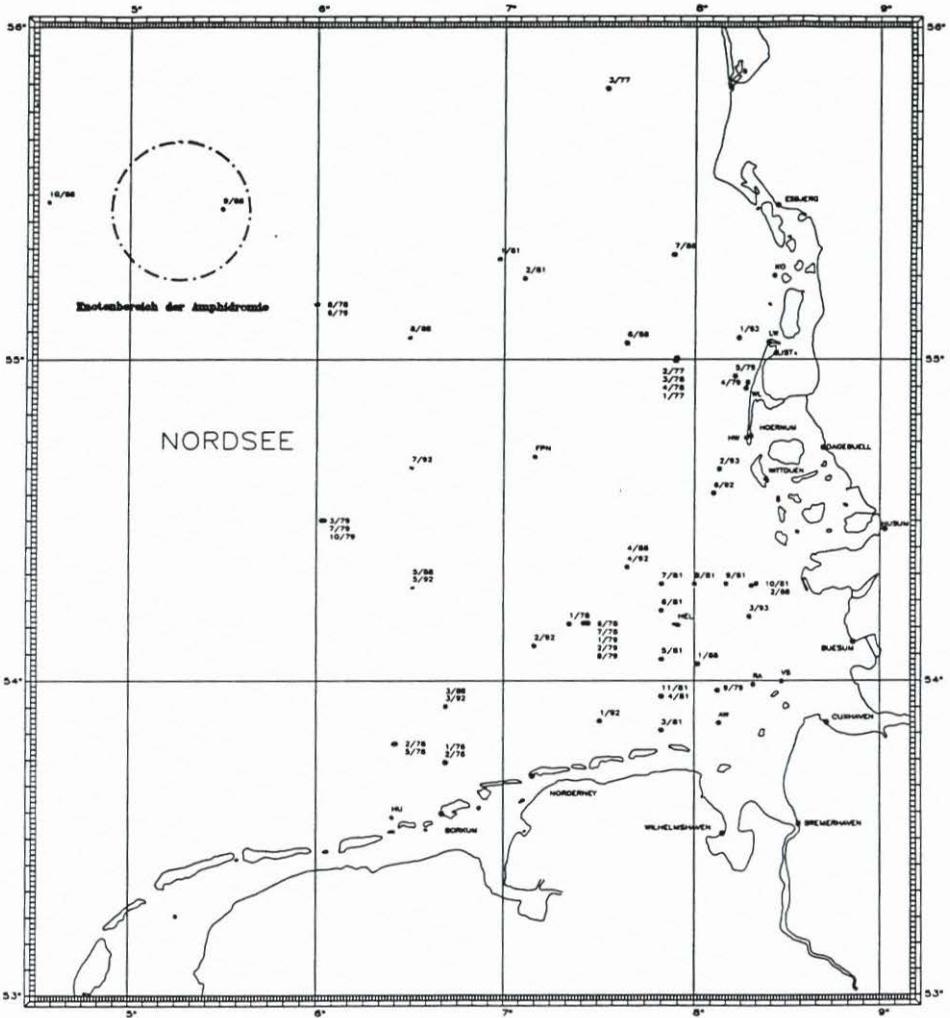


Abb. 1: Übersichtsplan ausgelegter Hochseepegel von 1976 bis 1993

2.2 Hochseepegel

Hochseepegel sind Druckpegel. Am Meeresgrund wird der Gesamtdruck der über dem Druckaufnehmer liegenden Wassersäule einschl. Luftdruck registriert. Abb. 2 zeigt das Schema einer ausgelegten Hochseepegelstation des BSH. Aus fortlaufenden Druckänderungen lassen sich nach Elimination der Schwankungen von Luftdruck, Wassertemperatur und Salzgehalt lokale Wasserstandsverhältnisse ableiten. In Abb. 3 ist der Tideverlauf der um die Wirkung der zuvor genannten Einflußfaktoren bereinigten Druckdaten einer Hochseestation graphisch dargestellt. Deutlich sind die Änderungen der Amplituden und die Charakteristik der täglichen sowie halbmonatlichen Ungleichheiten erkennbar.

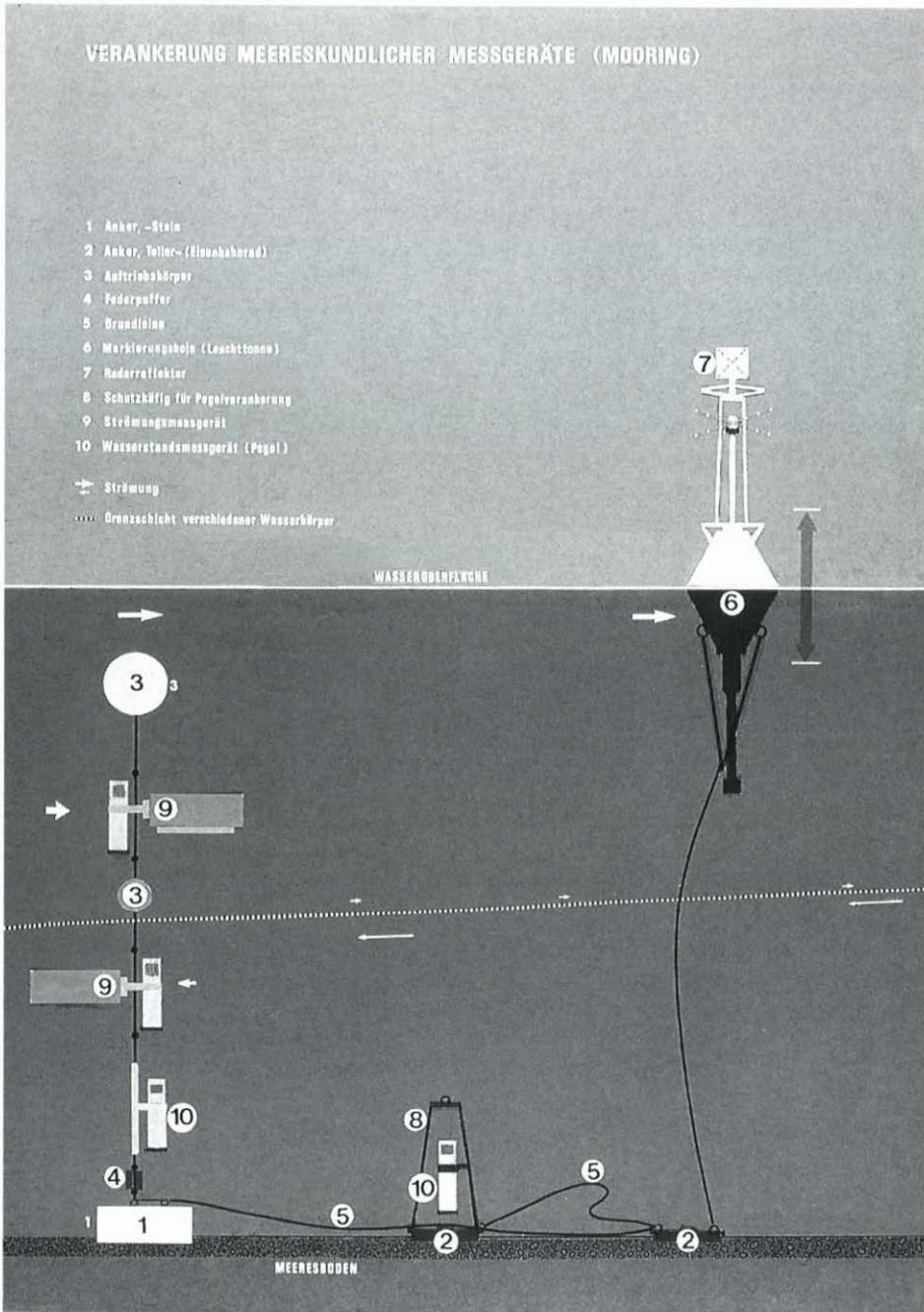


Abb. 2: Hochseepegelstation

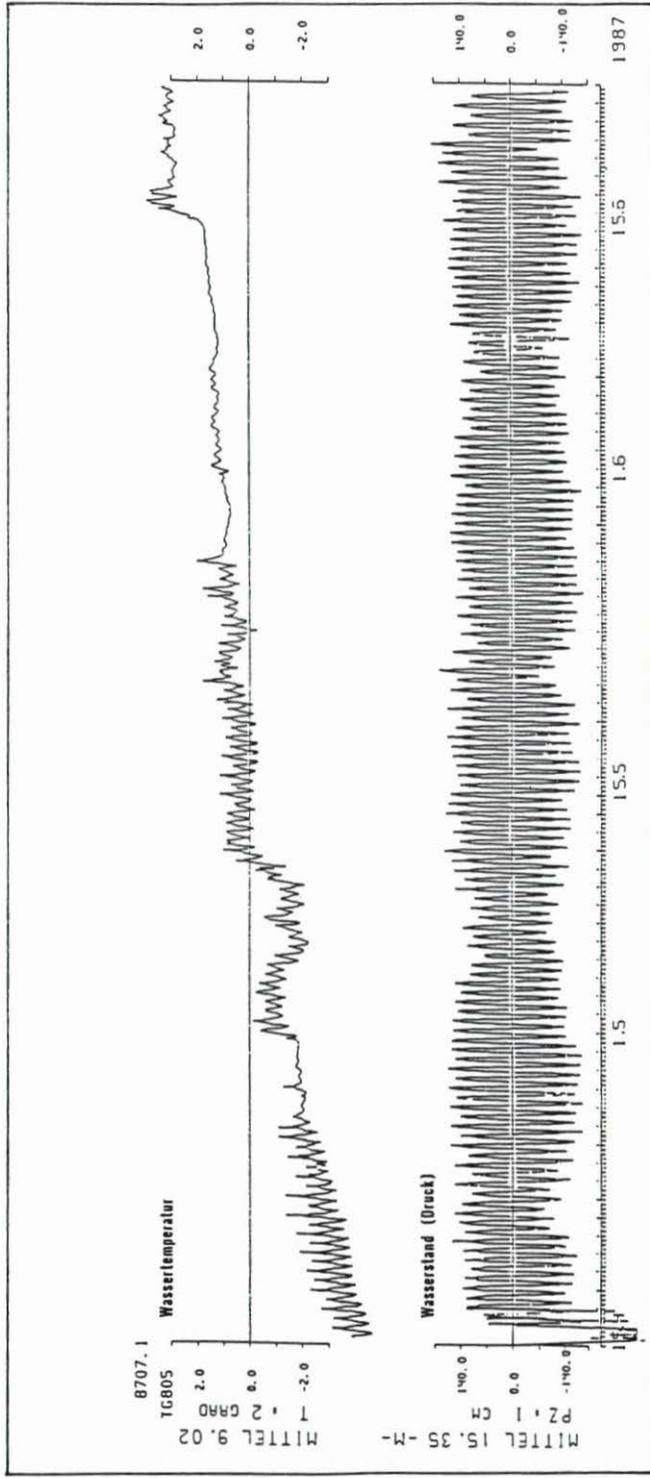


Abb. 3: Aufbereitete Registrierung einer Hochseepegelstation

2.3 Bezugspegel Helgoland

Der Pegel Helgoland, eine Pegelstation im freien Meer mit ganzjähriger Tideaufzeichnung, wird wegen seiner zentralen Lage als Referenzpegel für alle Hochseepegel eingeführt, außer für die Hochseepegel nördlich von Borkum (1/76, 2/76, 2/78, 5/78) und den Pegel Hui-bergtat; deren mittlere Tidekurven beziehen sich nach früheren Berechnungen auf den Pegel Borkum. Eine Umrechnung auf den Pegel Helgoland ist nicht erforderlich, da sich nur geringfügige Unterschiede zwischen den nach beiden Verfahren entwickelten mittleren Tidekurven einstellen, die keinen nachteiligen Einfluß auf die Homogenität der Gezeitendarstellung haben.

Bei einer Gezeiteninterpretation sind verschiedene Aspekte zu bedenken, die das Gesamtbild und die Aussagen hierzu entscheidend prägen. Als erstes müssen funktionale Beziehungen zwischen den verschiedenen Datenkollektiven der Hochseepegel mit den entsprechenden Wasserständen des Bezugspegels Helgoland durch mathematisch-statistische Rechenverfahren hergestellt werden, um mit den ermittelten Regressionsfunktionen und den dazugehörigen Jahreswerten MThw und MTnw des Bezugspegels Helgoland die jeweiligen örtlichen gewässerkundlichen Jahreswerte abzuleiten. Aus den so gewonnenen Jahreswerten wird MSL der betreffenden Meßstation berechnet. Die verfahrensbedingten Ungenauigkeiten im Rechengang liegen im Rahmen der Meßgenauigkeit. Die mathematischen Grundlagen für diese Methode zur Ermittlung fehlender Wasserstände sind in mehreren Beiträgen veröffentlicht.

Die Eintrittszeiten von Thw und Tnw des Bezugspegels Helgoland dienen als Referenzzeiten zur Ableitung der örtlichen Eintrittszeitdifferenzen (Bezugspegel minus Hochseepegel). Die berechneten Thw- bzw. Tnw-Eintrittszeitdifferenzen (dZF und dZE) geben also mittlere Zeitunterschiede zwischen Helgoland und den Hochseorten an.

2.4 Genauigkeitsabschätzung

Nicht alle Tideparameter der Hochseepegel lassen sich in dieser Analyse gleich gut bestimmen. Meßzeiträume von 3 Wochen bis zu einem Jahr, um Jahre abweichende Tidebeobachtungen, Tidehübe zwischen 250 cm und etwa 30 cm und vermutete Fehlereinflüsse wirken sich auf eine präzise Gezeitenerfassung aus. Es kann also wahrscheinlich nicht von einer konstanten Meß- und Auswertegenauigkeit über den gesamten Analysezeitraum ausgegangen werden.

Eine realistische Genauigkeitsabschätzung der abgeleiteten Tideparameter MThw und MTnw aus dem Meßzeitraum geben die augenscheinlich hohen Korrelationskoeffizienten zwischen dem Bezugspegel und dem jeweiligen Hochseepegelort an. Mit Ausnahme der Pegel 1/76 und 2/76 beträgt der Korrelationskoeffizient $r = > 0,85$. Die Vertrauensbereiche der Mittelwerte MThw und MTnw variieren zwischen ± 4 cm und ± 9 cm. Sie sind damit nur unerheblich schlechter als die Genauigkeit von Saisonpegeln im Küstenvorfeld.

Ein kleiner Thb hat beachtliche Auswirkungen auf die Qualität der zu bestimmenden Thw- und Tnw-Eintrittszeiten. So erschweren z.B. meteorologisch bedingte Wasserstandsänderungen in einem sehr flachen Scheitelbereich einer Tidekurve die exakte Festlegung des Scheiteleintritts.

Dieses Auswerteproblem wirkt sich auch auf die Bestimmungsgüte der Mittelwerte von dZF und dZE aus. Bei einer Tideaufzeichnungsdauer ab 5 Wochen und einem Tidehub über 80 cm betragen die Standardabweichungen der Mittelwerte ± 6 min. bis ± 20 min. Für die

Hochseepegel 8/78, 6/79 und 10/88, drei Pegel im Umfeld der Amphidromie mit einem Thb um 35 cm und einer Tideerfassung von drei bis fünf Wochen, variieren die Standardabweichungen von dZF zwischen ± 30 min. und ± 35 min. und von dZE zwischen ± 20 min. und ± 26 min. Diese Genauigkeitsanalyse ist jedoch nicht so hoch zu bewerten, da sich hier im genannten Umfeld die Phasenänderungen auf kleineren Entfernungen vollziehen als in der Küstenregion. Dies bestätigen die übereinstimmenden mittleren Eintrittszeitdifferenzen der Jahre 1978 und 1979 der Hochseepegel 8/78 und 6/79, ausgelegt an etwa gleicher geographischer Position. Die Ergebnisse sind trotz der größeren Standardabweichungen als allgemeingültig anzusehen und bestätigen weiter, daß es auch mit 20tägigen Tidebeobachtungen bei einem kleinen Thb möglich ist, repräsentative Resultate zu erzielen.

Einen besonderen Gesichtspunkt, der bei Gezeitenaufbereitungen von Hochseepegel-daten zu beachten ist, stellen systematische Zeitfehler dar, die bei der Auslegung eines Pegels durch Auslöseunsicherheiten des ersten Zeitkontaktes hervorgerufen werden können. Sie bewirken eine gleichmäßige Zeitverschiebung der Meßwerte über die Meßepoche. Im Einzelfall ist dieser Fehler nicht zu bemerken; er läßt sich nur durch Gegenüberstellung von Ergebnissen paralleler Hochseepegelmessungen oder bei der kartographischen Ausarbeitung und eventuell in schrittweise geänderten Beobachtungsintervallen aufdecken. Auf diesem Wege gelangen für zwei Pegel Zeitberichtigungen, deren Werte nach Korrektur mit den tatsächlichen Verhältnissen gut übereinstimmen. Für den Pegel 6/88 konnten die Ursachen für die fehlerhaften Eintrittszeiten nicht geklärt werden.

Die Genauigkeitsabschätzungen für die Steig- (TF) und Falldauer (TE) entsprechen denen bei den Tideeintrittszeiten.

3. Mittlere Tidekurve und mittlerer Meeresspiegel

3.1 Mittlere Tidekurve

Die mittlere Tidekurve eines Pegelortes ist von großer praktischer Bedeutung, da sie einmal den graphischen Überblick über die ortsgebundene Gezeitenbewegung liefert und durch die Integration der Fläche unter der mittleren Tidekurve den Parameter MSL. Die mittleren Tidekurven für die Hochseepegelorte sowie für die Küstenpegel wurden nach dem Verfahren von LÜDERS (1950) entwickelt. Hierzu dienen die jeweiligen Mittel halbstündiger Wasserstände von Tnw über Thw bis Tnw aus 20 Tiden, deren Scheitelwerte den zuvor ermittelten Jahreswerten – abgeleitet aus den Regressionsfunktionen zum Bezugspegel Helgoland – näherungsweise entsprechen. Die Anwendung und Fortentwicklung dieser Methode ist schon mehrfach veröffentlicht und wird daher nicht weiter behandelt (GÖHREN, 1968; SIEFERT u. LASSEN, 1985). Im Rahmen dieser Analyse erforderten die Bestimmung und Ableitung halbstündiger Wasserstände sowie deren Differenzen zur Konstruktion mittlerer Tidekurven leider noch einen hohen manuellen Aufwand. Das umfassende Gezeitenbild für den Meeresbereich setzt sich aus den Ergebnissen von 55 mittleren Tidekurven der Hochseepegelorte sowie aus denen von 12 mittleren Tidekurven der Küstenpegel zusammen. Zwei Hochseepegel (8/88 und 1/92) waren bei den Meßkampagnen als Verlust zu buchen. Da die Kurven (insgesamt 67) hier nicht komplett veröffentlicht werden können, ist der Hinweis angebracht, daß sie auf Wunsch von Interessenten über das KFKI oder den Autoren zur Verfügung gestellt werden.

MSL ist somit eine dynamische Bezugsfläche, die nur für einen definierten Ort und Zeitraum Gültigkeit hat und legt dafür den Abstand der mittleren Meeresoberfläche zur Äquivalenzfläche fest. Nach der Auswertung von Saisonpegeln im Küstenvorfeld der deutschen Nordseeküste steigt MSL hier, bedingt durch den Einfluß der Meeresbodentopographie, vom offenen Meer zur Küste hin an und weicht mit einer leichten Krümmung von der Äquivalenzfläche ab (LASSEN u. SIEFERT, 1989). Über den weiteren Verlauf des mittleren Meeresniveaus im seewärtigen Bereich lagen bisher keine Informationen auf Datenbasis vor. Diesem Umstand kommt die GPS-Messung „Präziser Höhenanschluß des Pegels Helgoland“ – Institut für Erdmessung, Univ. Hannover 1995 – entgegen, denn sie erlaubt nunmehr, den Pegel Forschungsplattform Nordsee (FPN) in die Höhenbestimmung der MSL-Analyse zwischen den Pegelorten auf der Grundlage von Wasserständen im Tiefwasserbereich einzu beziehen. Die Station mußte leider 1992 abgewrackt werden.

Die Ableitung der aktuellen MSL-Höhe erfolgte über die mittleren Tidekurven der Pegel Helgoland und FPN. Die Ergebnisse resultieren aus ungleichem Datenmaterial. Dem Pegel Helgoland lagen die ganzjährigen Tidedaten von 1988 und 1992 zugrunde, während aus dem umfangreichen Datenmaterial des Blasenpegels auf der FPN nur die Tiden vom 17. 7. 1988 bis 8. 11. 1988 und vom 1. 2. 1992 bis 30. 6. 1992 zur Auswertung herangezogen werden konnten.

Bei der Höhenbestimmung des Blasenpegels – installiert in einem Standbein der FPN – ergaben sich insofern Schwierigkeiten, weil der Nullpunkt des Blasenpegels nicht direkt zugänglich war. Demzufolge wurde zusätzlich ein Hochseepegel auf das Fundament der FPN abgesenkt, um aus den Wasserstandsdifferenzen der Pegel die benötigte Höheninformation zwischen den Pegelnullpunkten abzuleiten (Abb. 5). PN des Hochseepegels ist durch umfangreiche und teilweise schwierige Messungen an die Höhe des GPS-Punktes auf dem Helikopterdeck angeschlossen worden. Durch verfahrensbedingte Fehlereinflüsse ist die angegebene Höhendifferenz zwischen den Pegelnullpunkten in dem Schlußbericht der Univ. Hannover um 16 cm zu groß ermittelt worden. Diese Korrektur ergab sich aus der nachträglichen Berücksichtigung der niedrigen gewässerkundlichen Monatswerte im Mai und Juni 1992 gegenüber den entsprechenden Jahresmitteln.

Mit den Hochseepegelmessungen steht für die angestrebte MSL-Analyse bei der FPN eine vom Blasenpegel unabhängige Gezeitenerfassung vom 6. 5. 1992 bis 16. 6. 1992 zur Verfügung, um die MSL-Qualität beurteilen zu können. Die Tabelle enthält Tidedaten für beide Pegel, die sich aus deren mittlerer Tidekurven (Abb. 6 bis 11) ergeben (bezogen auf örtl. MSL):

FPN	MThw	MTnw	MThb	TF	TE	TF/TE	k
Blasenpegel 88	60,9 cm	- 64,1 cm	125 cm	5h 41 m	6h 44 m	0,844	0,487
Blasenpegel 92	61,7 cm	- 64,3 cm	126 cm	5h 44 m	6h 41 m	0,858	0,490
Hochseepegel 92	60,4 cm	- 62,6 cm	123 cm	5h 44 m	6h 41 m	0,858	0,491

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß sowohl die Form der mittleren Tidekurven sowie deren Lage zum MSL von 1988 bis 1992 bei der FPN übereinstimmt, als auch eine konforme Aufzeichnungsgenauigkeit von Blasenpegel und Hochseepegel besteht. Bei Pegel Helgoland ist eine ausreichende Genauigkeit für Wasserstandsaufzeichnungen gegeben. Die Ansätze zur Berechnung aktueller MSL-Höhen ergeben für Pegel Helgoland, den Blasenpegel (B) und Hochseepegel (H) der FPN folgende Höhen:

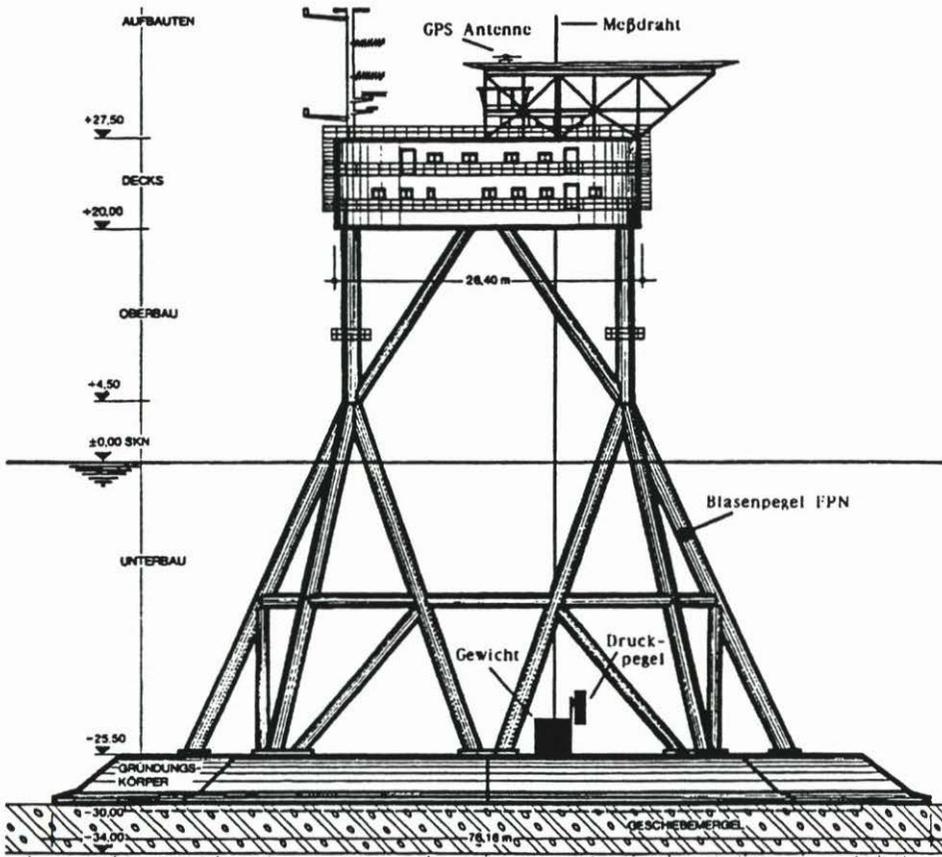


Abb. 5: Forschungsplattform Nordsee (aus dem Bericht „Präziser Höhenanschluß des Pegels Helgoland“ entnommen)

Jahr	MSL in cm NN	
	Helgoland	FPN
1988	+ 5	+ 9 B
1992	- 4	- 2 B
1992	- 3	- 3 H

Die äquivalenten MSL-Höhen der Pegel Helgoland und FPN bestätigen für den Meeresbereich der südöstlichen Nordsee den übereinstimmenden Verlauf von Geoid und mittlerem Meeresspiegel. Da andererseits MSL auf NN-Höhen bezogen ist, muß auch der Verlauf der NN-Fläche mit dem des Geoid übereinstimmen. Zur Überprüfung des MSL sollten jedoch noch weitere Vergleichsmessungen mit abgesenkten Hochseepegeln auf das Fundament der ehem. FPN, dessen Höhe bekannt ist, angestrebt werden. Im Rahmen dieser Untersuchung abgeleitete Gezeitenhöhen auf MSL-Basis lassen sich damit bei Bedarf in geeigneter Form durch entsprechendes Anbringen der Differenz Helgoländer NN minus zeitlicher MSL-

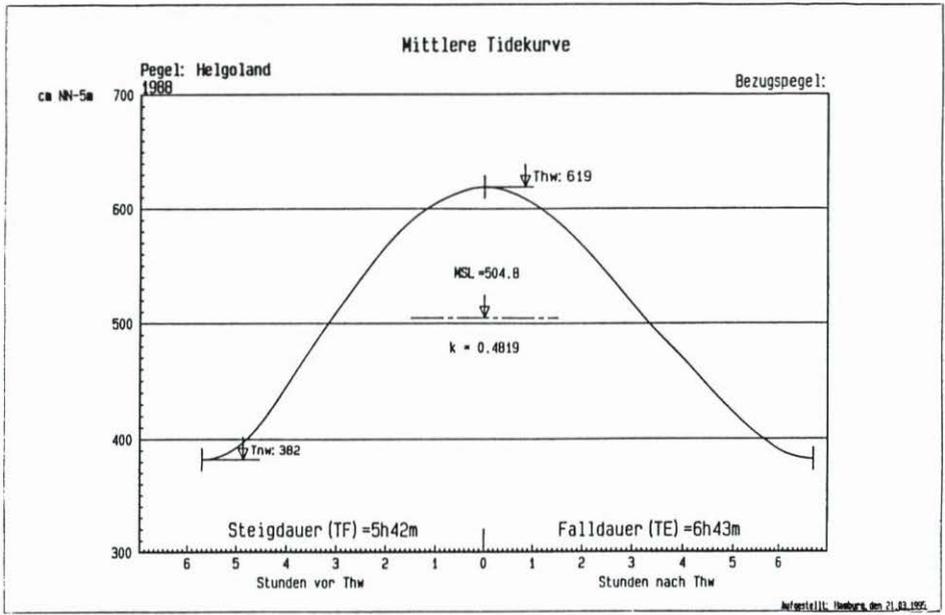


Abb. 6: Pegel Helgoland (Scheitelhöhen bezogen auf NN)

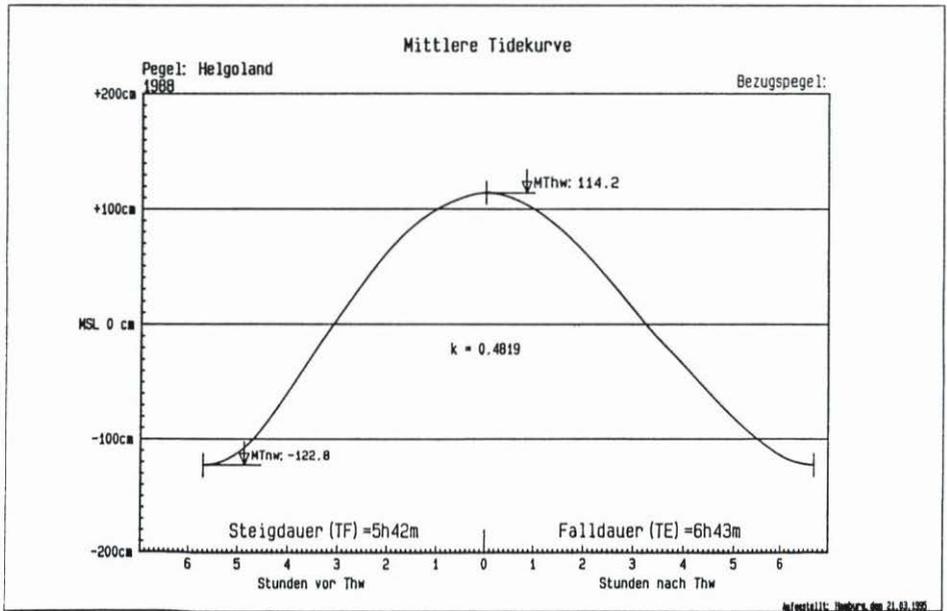


Abb. 6a: Pegel Helgoland (Scheitelhöhen bezogen auf MSL)

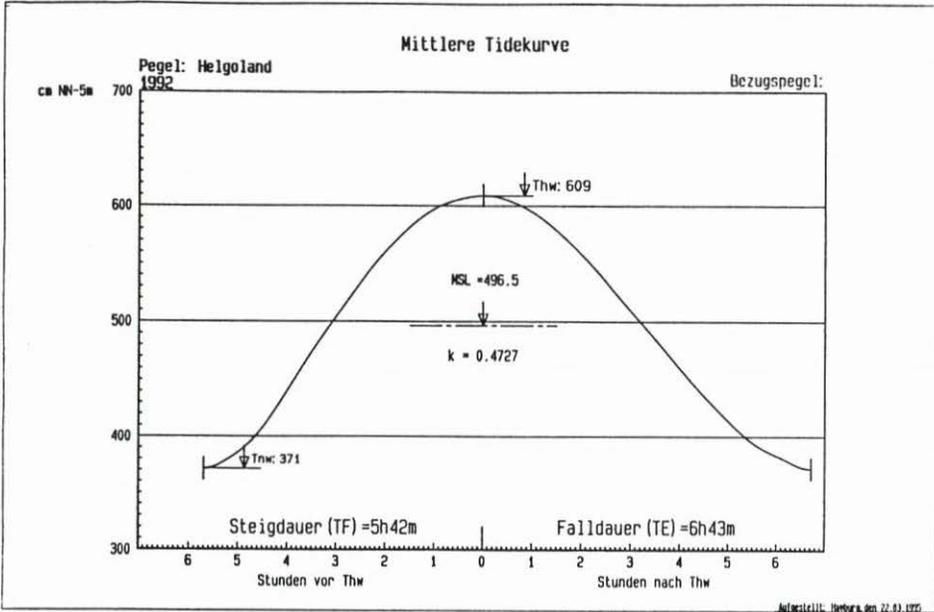


Abb. 7: Pegel Helgoland (Scheitelhöhen bezogen auf NN)

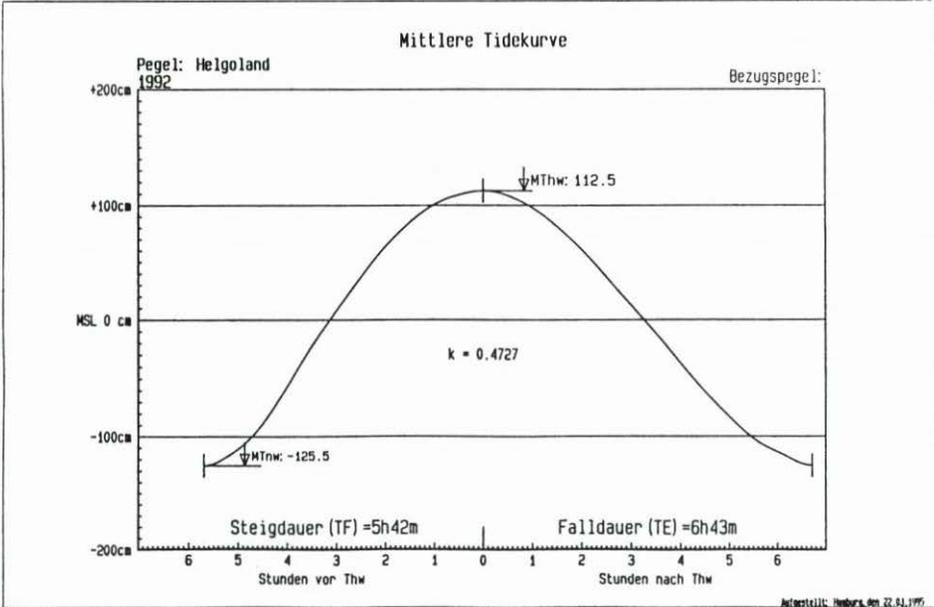


Abb. 7a: Pegel Helgoland (Scheitelhöhen bezogen auf MSL)

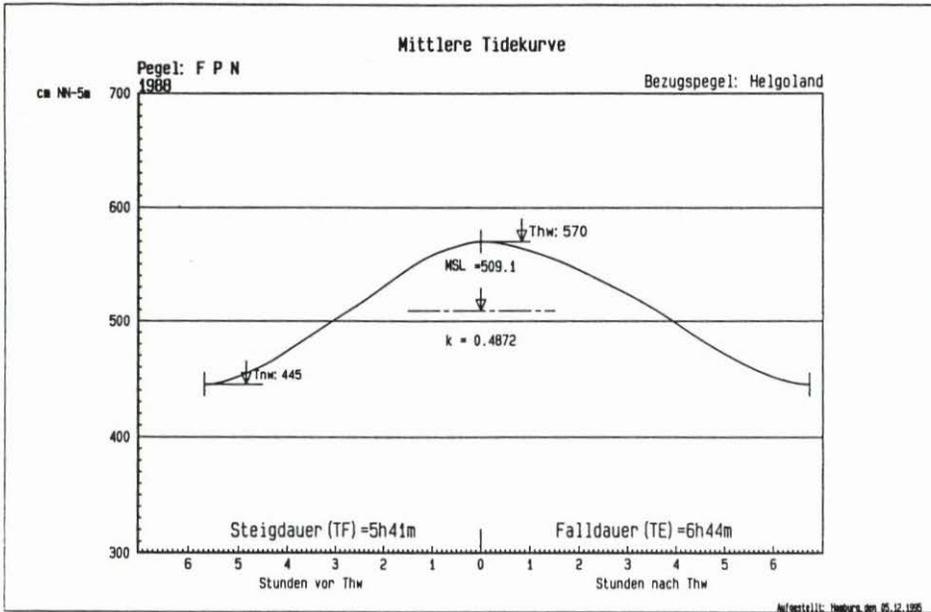


Abb. 9: Blasenpegel FPN (Scheitelhöhen bezogen auf NN)

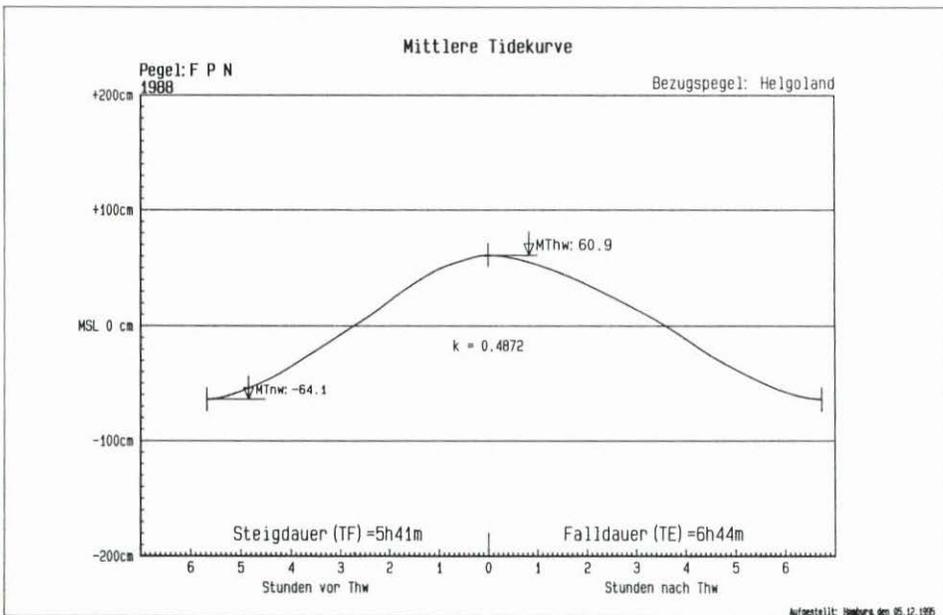


Abb. 9a: Blasenpegel FPN (Scheitelhöhen bezogen auf MSL)

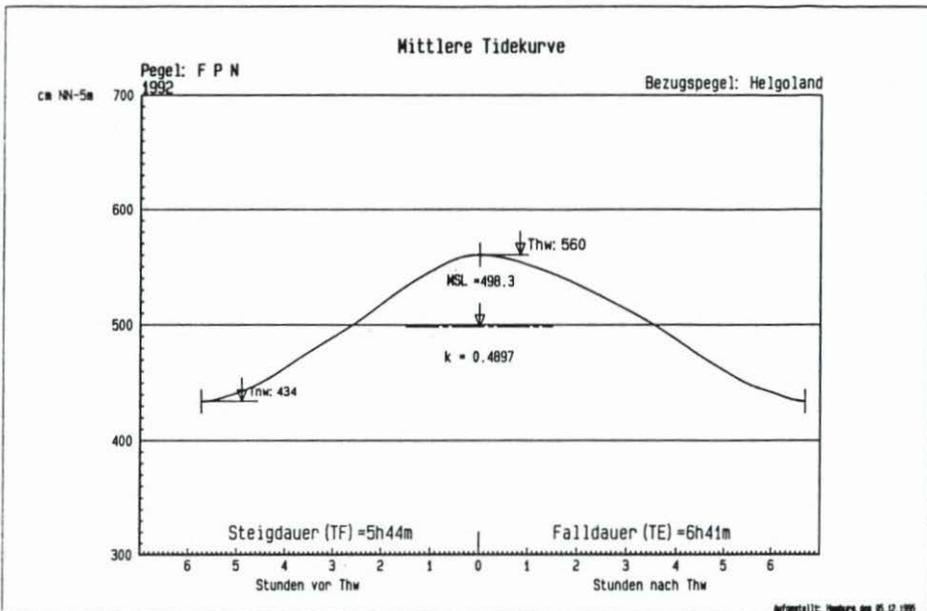


Abb. 10: Blasenpegel FPN (Scheitelhöhen bezogen auf NN)

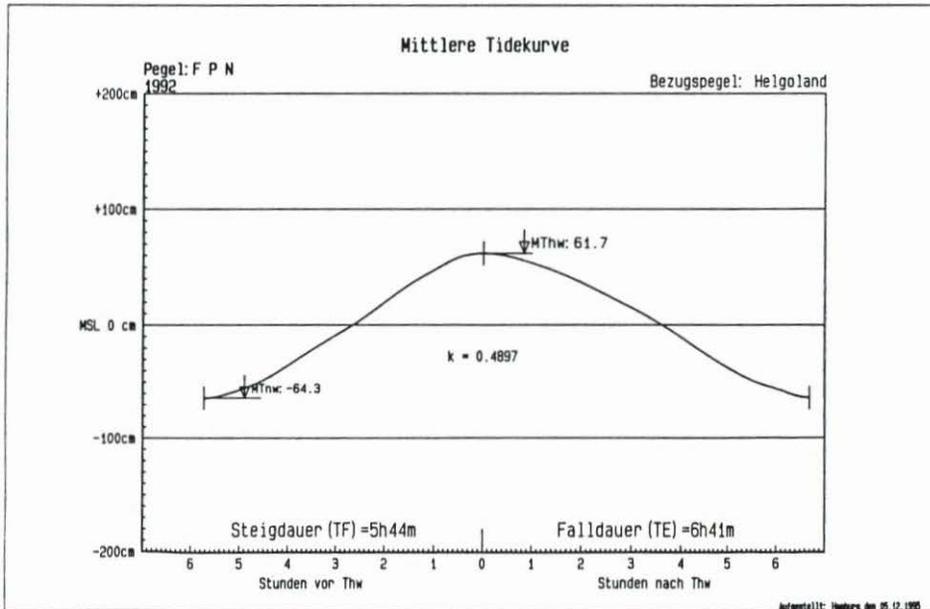


Abb. 10a: Blasenpegel FPN (Scheitelhöhen bezogen auf MSL)

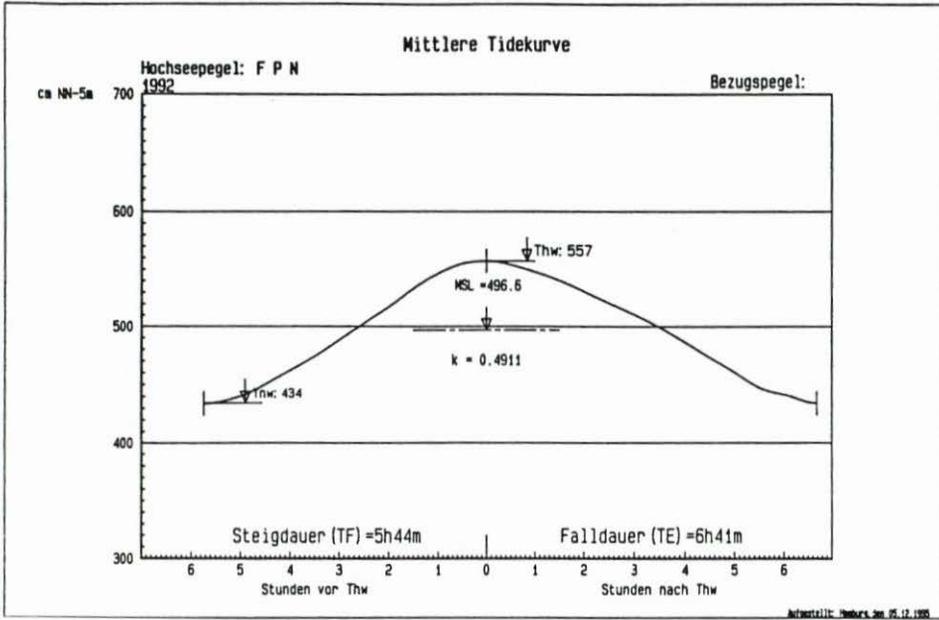


Abb. 11: Hochseepegel FPN (Scheitelhöhen bezogen auf NN)

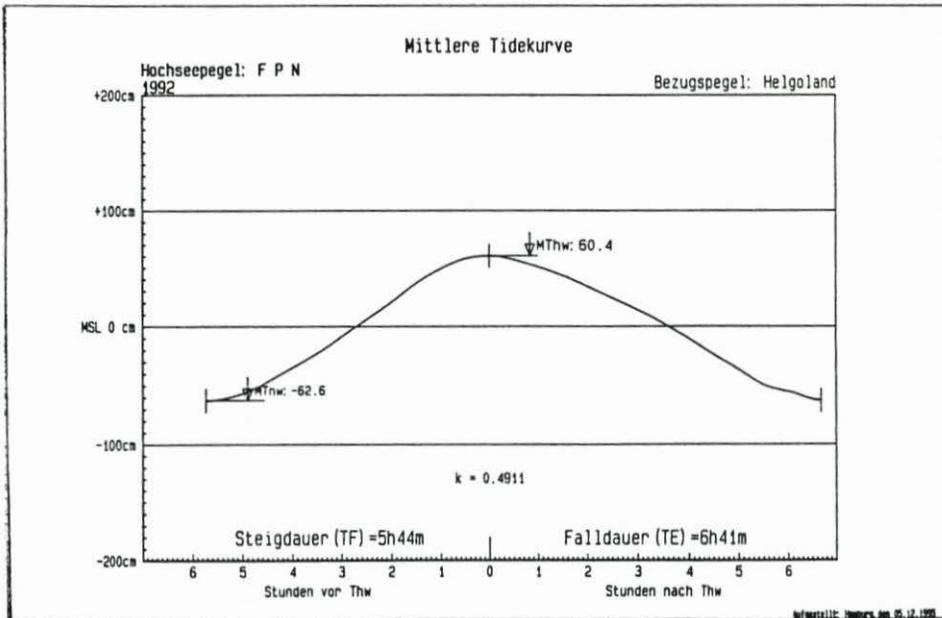


Abb. 11a: Hochseepegel FPN (Scheitelhöhen bezogen auf MSL)

Höhe näherungsweise großräumig in das Höhensystem der Landesaufnahme integrieren und eröffnen damit neue Perspektiven für die Gestaltung von Gezeitenmodellen. Von maßgebender Bedeutung ist es daher, daß Hochseepiegel im Meßzeitraum genügend mittlere Tiden aufzeichnen (≥ 5 Wochen, mindestens jedoch 4 Perioden halbmonatlicher Ungleichheiten), um aus diesem Datenkollektiv im Vergleich zum Bezugspegel Helgoland mit ganzjähriger Tidaufzeichnung die für die Meßperiode gültige örtliche MSL-Höhe im Tiefwasserbereich zu entwickeln. MSL wird aufgrund der zuvor getroffenen Aussagen als großräumige homogene Bezugsfläche zur Gezeitenhöhenableitung dieser Analyse gewählt, wobei in Kauf genommen wird, daß MSL beim Übergang vom Seebereich zum Küstenvorfeld hin gegenüber dem Geoid leicht ansteigt. Objektive Genauigkeitskriterien hierzu liegen außer bei LASSEN u. SIEFERT (1991) nicht vor. Nach weiteren vorliegenden Betrachtungen überschreiten die Abweichungen bis zum Küstenvorfeld hin kaum 1 dm, d.h. die vorliegenden mittleren Gezeitenhöhen genügen den Genauigkeitsanforderungen vollkommen.

3.3 Beispiel

Die Bedeutung des örtlichen MSL als wertvolle Interpretationshilfe für Gezeitenanalysen im freien Meer soll an einem Beispiel erläutert werden, das auch für die anderen Hochseepiegel Gültigkeit hat. So erleichtert der Parameter MSL den Vergleich der relativen Tidedaten der Hochseepiegel 8/78 und 6/79 (Abb. 12 u. 13). Die angegebenen mittleren Gezeitenparameter resultieren aus den unabhängigen Meßergebnissen der Hochseepiegel östlich der Amphidromie an näherungsweise gleicher geographischer Position:

Pegel	MThw	MTnw	MThb	TF	TE	TF/TE	k
8/78	15 cm	- 17 cm	32 cm	6h 42 m	5h 43 m	1,18	-
6/79	14 cm	- 19 cm	33 cm	6h 41 m	5h 44 m	1,17	-

Trotz beschränkter Datenbasis – bei einem Thb von etwa 30 cm standen nur Tidedaten aus Messungen von jeweils 20 Tagen zur Verfügung – stimmen die Ergebnisse überein und werden den tatsächlichen Gezeitenverhältnissen gerecht.

Weitere Gegenüberstellungen von mittleren Gezeitenparametern, ermittelt aus mehrfachen Hochseepelmessungen an näherungsweise gleichen geographischen Positionen, enthält Anhang C. Die Scheitelhöhen beziehen sich auf den betreffenden örtlichen MSL.

Die vorliegenden Ermittlungen mittlerer örtlicher Gezeiten aus kurzen Meßreihen lassen erkennen, daß diese über Jahre hinaus äquivalente Ergebnisse liefern. Offensichtlich sind die örtlichen relativen Gezeitenhöhen über bzw. unter MSL aus abweichenden Jahren nicht von der absoluten MSL-Höhe unabhängig. Die Stabilität der Mittelwerte über längere Zeiträume ist im wesentlichen darauf zurückzuführen, daß hier im freien Meer der Einfluß von küstenspezifischen Einwirkungen auf das Tidegeschehen fehlt (s. Pegel Helgoland, Bake A und weitere Hochseepiegelgruppen). Diese Aussage führt auch zu der Erkenntnis, daß sich keine Probleme bei der Zusammenführung zeitlich auseinanderliegender örtlicher Gezeitenbeobachtungen zu einem Gesamtmittel ergeben, und daß sich die Ergebnisse aus nur einer Meßkampagne in den Rahmen des gesamten Untersuchungszeitraumes einpassen.

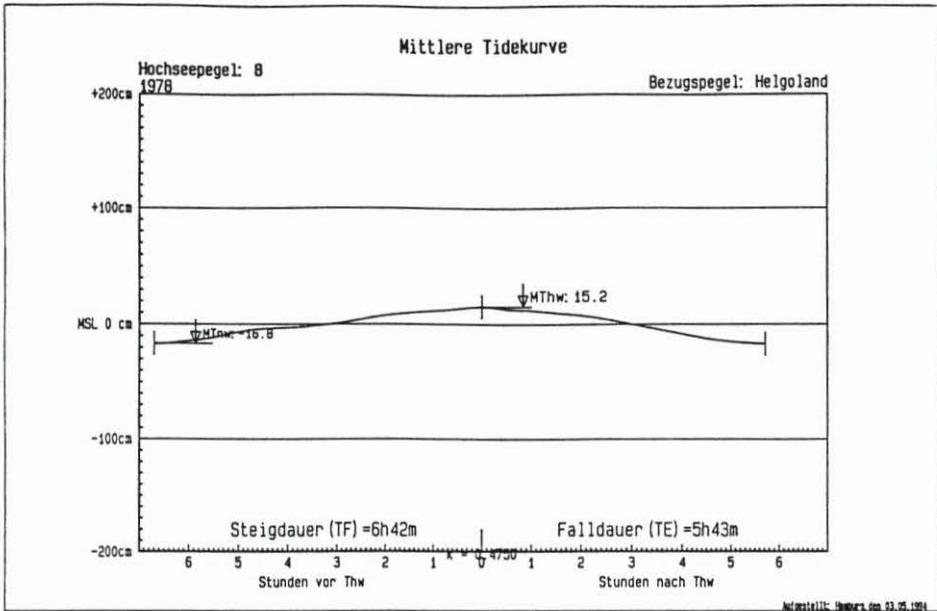


Abb. 12: Hochseepegel 8/78 (Scheitelhöhen bezogen auf MSL)

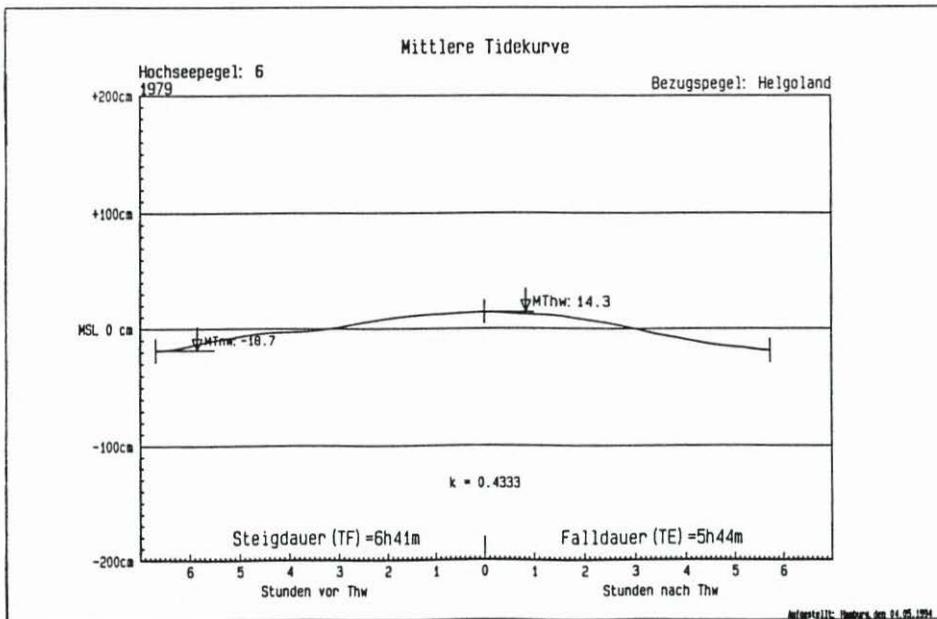


Abb. 13: Hochseepegel 6/79 (Scheitelhöhen bezogen auf MSL)

4. Ergebnisse

4.1 Allgemeines

Abb. 17 bis 24 vermitteln eine zusammenfassende Information über die heutigen Tideverhältnisse anhand der Parameter M_{Thw} , M_{Tnw} , M_{Thb} , dZF , dZE , TF , TE und TF/TE für den Tiefwasserbereich der südöstlichen Nordsee, ermittelt nach Daten aus dem Zeitraum von 1976 bis 1993. Sie bilden u.a. auch die Basis für den Vergleich zwischen diesen Tideverhältnissen und den Abbildungen aus den Gezeitenberechnungen des BSH. Erschwert wird diese Gegenüberstellung durch das im Verhältnis zur Bereichsgröße immer noch äußerst spärlich zur Verfügung stehende Datenmaterial, aber natürlich auch deswegen, weil diese Daten das Ergebnis aller Partialtiden einschließlich ihrer Wechselwirkungen darstellen. Der Vergleich bleibt daher auf wenige ausgewählte Linien gleicher Phase und Amplitude begrenzt. Zur Beurteilung ist dieser Weg natürlich nicht befriedigend. Das Ergebnis kann nur als begrenzt allgemeingültig angesehen werden. Es gibt aber zumindest Hinweise auf die reproduzierbare Genauigkeit. Es muß noch angemerkt werden, daß bei den Gezeitendarstellungen 84 von Spring- und Nipptidenverhältnissen und bei Linien gleichen Zeitunterschieds vom Durchgang des Mondes durch den Meridian von Greenwich ausgegangen wird, während sich die Gezeiten dieser Analyse auf mittlere Tideverhältnisse beziehen und die Eintrittszeitdifferenzen (dZF und dZE) Zeitabweichungen zum Pegel Helgoland angeben.

4.2 Amphidromien der Partialtiden

Als Amphidromien bezeichnet man umlaufende Partialtiden (Drehtiden), bei denen sich Linien gleicher Eintrittszeiten der Thw und Tnw radial um den Knotenpunkt ordnen. Sie entstehen durch Interferenzen stehender Wellen in Längs- und Querrichtung annähernd rechteckiger Becken. Der Knotenbereich der Amphidromie ist das bestimmende Element für die Orientierung der Flut- und Ebbestundenlinien, deren Verlauf im engen Zusammenhang mit der großräumigen Thb -Verteilung steht. Im Zentrum einer Amphidromie geht der Thb theoretisch auf Null zurück und nimmt mit der Entfernung von diesem Bereich zu. (Weitere Ausführungen u. a. bei DEFANT, 1953 und THORADE, 1941).

Die südöstlichen Nordsee-Amphidromien entstehen durch den Einfluß von Reflektion, Corioliskraft, Reibung und Tiefenverteilung auf die aus dem Atlantik einlaufende Gezeit in dieses offene Randmeer. Die Zusammenhänge sind kompliziert und nur schwer zu erfassen, so daß es Ziel harmonischer Gezeitenanalysen ist, eine endliche Zahl berechenbarer Partialtiden so auszuwerten, daß ihre Summe den Erkenntnissen aus beobachteten Wasserständen genügen. So kommt den flächenhaften Darstellungen harmonischer Gezeitenkonstanten des ehemaligen Marineobservatoriums Wilhelmshaven (Amplitude und Phase einer Partialtide werden als harmonische Gezeitenkonstanten bezeichnet) besondere Bedeutung zu, weil sie Amplituden und Phasen nach Größe und Zeit (Grad) für harmonische Teiltiden im Gesamtgebiet der Nordsee aufzeigen. Dazu berücksichtigte das Marineobservatorium bis zu 62 Partialtiden unter Einbeziehung von Gezeitenbeobachtungen der damaligen Forschungsschiffe. Anh. D (Abb. 1D bis 10 D) zeigt den großräumigen Verlauf von Gezeitenkonstanten für halbtägige Gezeiten ($M 2$, $S 2$), eintägige Gezeiten ($K 1$, $O 1$) und für eine vierteltägige Gezeit ($M 4$) für das Gebiet der Nordsee.

Bei der Bearbeitung von Fragestellungen zu Gezeitenbewegungen in der Nordsee sind zuverlässige geographische Koordinaten der amphidromischen Knotenbereiche von großer Bedeutung.

Unter bestimmten Voraussetzungen können sie u. a. eine Informationsquelle zur Beurteilung der Lagestabilität einer Amphidromie sein. Amphidromische Lageänderungen haben Auswirkungen auf die Gezeitengeometrie und führen zu Tideanomalien in den Küstenregionen. Der Stabilitätsnachweis ist in diesem Fall eine komplizierte Aufgabe und mit Schwierigkeiten verbunden. Die Gründe hierfür sind vielfältig. So verbesserten sich im Verlauf von Jahrzehnten die Meßmethoden mit steigenden Meßgenauigkeiten (z. B. Tiefenmessungen von Drahtlotungen zum Echolot). Weiter macht sich bei den Berechnungen das Fehlen hochauflösender und kontinuierlicher Tidemessungen im Meeresbereich bemerkbar. In früheren Jahren standen zur Approximation der in den Gezeiten enthaltenen Schwingungen nur unzureichende Rechenkapazitäten in den Rechenanlagen zur Verfügung, dagegen ist es heute die zu geringe Datendichte oder das Fehlen von Gezeitendaten. Ein zusätzliches Problem stellen die abweichenden Lösungsansätze zur Ermittlung der Gezeitengeometrie von damals bis heute dar. In diesem Zusammenhang ist auch die Frage interessant, ob die Tiefenverteilung in der Nordsee über die Zeit als konstant angenommen werden kann. Dies alles hat zur Folge, daß es keine Eindeutigkeit für die geographischen Koordinaten der Amphidromie der wichtigsten Partialtide, der halbmonatlichen Hauptmondtide M 2, über den Zeitabschnitt von 1923 bis 1931 (Merz, Defant, Doodsen, Thorade) bis hin zu den heutigen Berechnungen gibt. In Anbetracht des früher begrenzten Datenmaterials und unterschiedlicher Lösungsansätze können die so gewonnenen Mittelpunktskordinaten der M 2-Amphidromie von Merz, Defant, Doodsen und Thorade nur als begrenzt allgemeingültig angesehen werden. Interessant sind dagegen die Ergebnisse von MÖLLER (1933), HANSEN (1948) und dem BSH 1970, da sie aufgrund von Gezeitenmessungen im Meeres- und Küstenbereich und Rechenmodellen eine hinreichende Koordinatenübereinstimmung für den Mittelpunkt der M 2-Amphidromie angeben:

Quelle	Breite N	Länge O	Berechnungsgrundlage
Möller 1933	55° 42'	5° 30'	Gezeitenbeobachtungen
Hansen 1948	55° 32'	5° 16'	Rechenmodell
BSH 1970	55° 26'	5° 17'	Pegelbeob. von den Küsten und Modellrechnungen

Die mitgeteilten Zentrumskoordinaten zur M 2-Amphidromie unterscheiden sich nicht signifikant und lassen sich auch nicht wegen abweichender Vorinformationen in den Berechnungen als mehrdeutig interpretieren. Dies bedeutet aber nicht etwa, daß nicht infolge des Einwirkens von meteorologischen, hydrologischen und astronomischen Effekten auf die Meeresoberfläche tägliche, monatliche und jährliche Gezeitenschwankungen auftreten, die zu zeitlichen Zentrumsbewegungen führen und damit einen großen Knotenbereich für jede Amphidromie zur Folge haben.

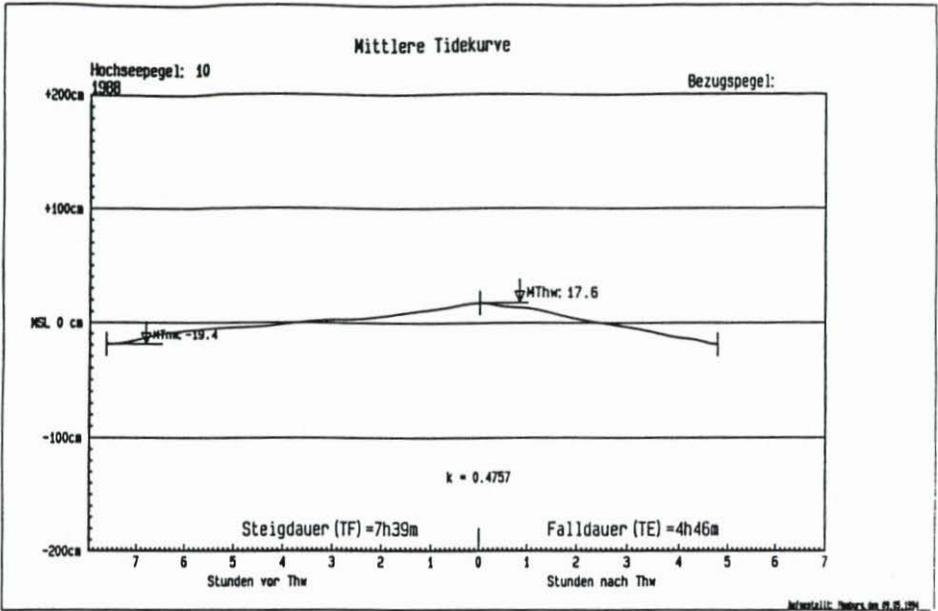


Abb. 14: Hochseepegel 10/88 (Scheitelhöhen bezogen auf MSL)

4.3 Knotenbereich der natürlichen Tide

Ein Nachweis, ob der nach klassischen hydrodynamischen Interpolationsmethoden ermittelte Knotenbereich der M 2-Amphidromie in Größe und geographischer Lage mit der Natur übereinstimmt, hat in der Vergangenheit aus verschiedenen Gründen – u. a. wegen hohen meßtechnischen Aufwandes – nicht stattgefunden. Die Möglichkeit, den Knotenbereich in der Nordsee zu dokumentieren, läßt sich z.Zt. nur aus dem Kenntnisstand physikalischer und hydrodynamischer Gesetzmäßigkeiten der Gezeiten im Bereich der Amphidromie herleiten, d.h. die Gezeitenverhältnisse in der Natur müssen im Bereich der Amphidromie vorhanden sein. Ein erster Versuch in diese Richtung – auch durch einen Vergleich mit den Angaben von MÖLLER (1933) – wurde von LASSEN und SIEFERT (1989) unternommen, aber noch als unbefriedigend empfunden. Auch aus diesem Grunde konzentrieren sich die Hochseepegelaktivitäten des BSH 1988 mit auf die Bestimmung der Gezeitenverhältnisse in und um den vorberechneten Knotenbereich der Amphidromie. Von den hier ausgelegten Hochseepegeln 10/88, 9/88 und 8/88 konnte der letztere nicht geborgen werden. Von besonderer Bedeutung sind die Gezeitenbeobachtungen des Hochseepegels 9/88 zum Nachweis der südöstlichen Nordsee-Amphidromie. In den Tideaufzeichnungen sind die periodischen Schwingungen der M 2-Gezeit, der wichtigsten Partialtide, nicht mehr enthalten (Abb. 15). Es lassen sich nur Perioden der Mondtide M 4 herausfiltern. Schwankungen der Meeresoberfläche um ca. 20 cm rühren hauptsächlich von meteorologischen Einwirkungen her und haben kaum etwas mit Gezeitenbewegungen zu tun. Das Resultat dieser komplizierten Aufgabe ist insofern aufschlußreich, weil es mit den getroffenen Aussagen erstmals die Existenz des Knotenbereiches in der berechneten Lage nachweist.

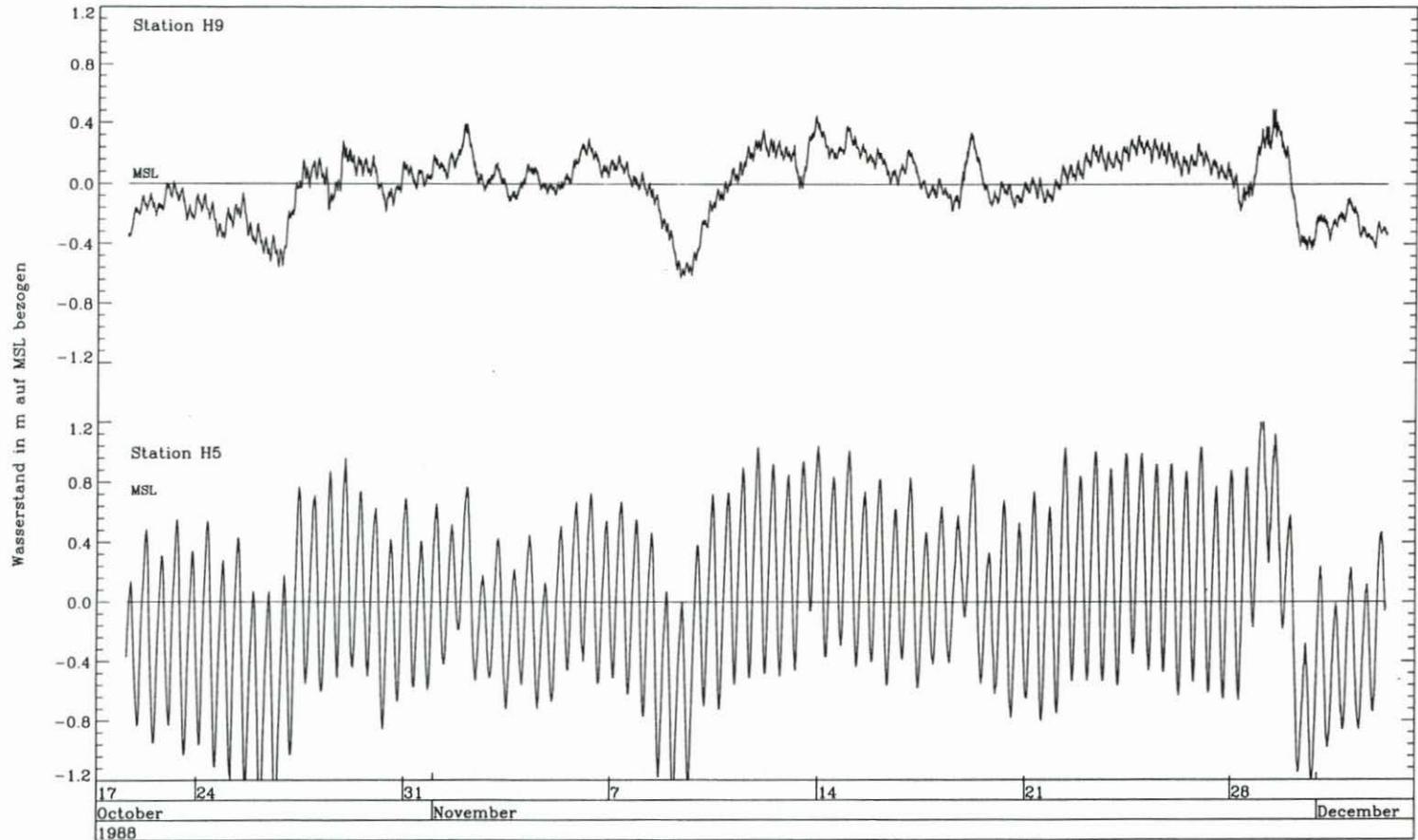


Abb. 15: Gezeitenverlauf im Knotenbereich der Amphidromie bei der Hochseepegelstation 9/88 im Vergleich zur Hochseepegelstation 5/88

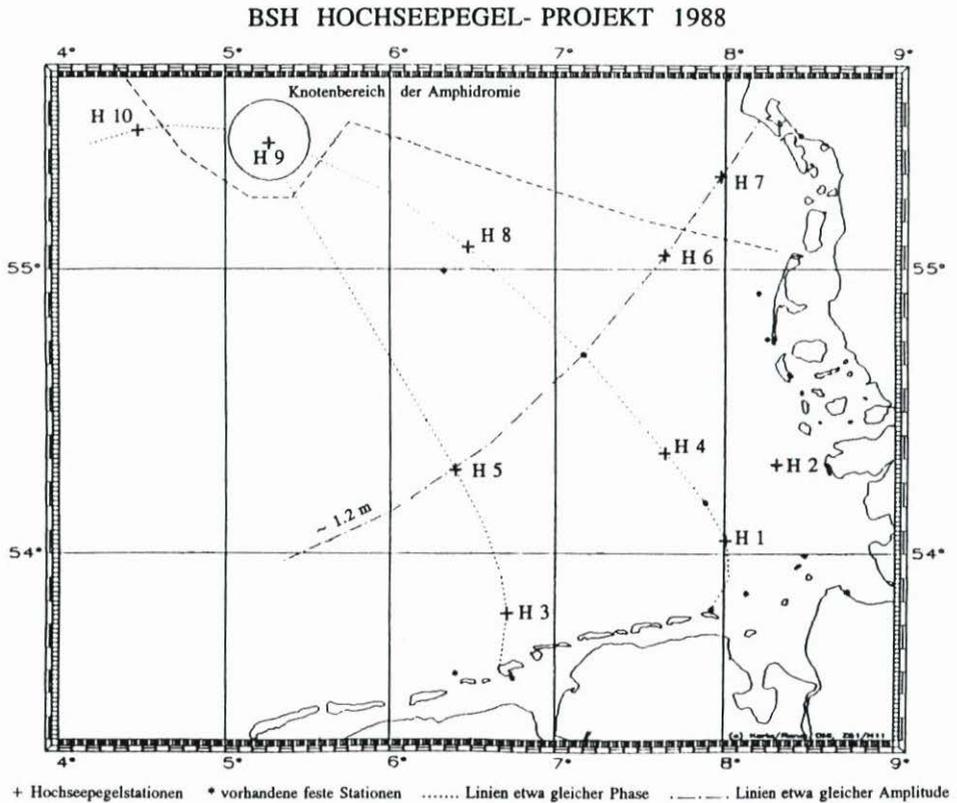


Abb. 16: Darstellung ausgewählter Linien gleicher Amplitude und Phase

Merkliche Gezeitenerscheinungen lassen sich erst wieder bei den Stationen der Hochseepegel 10/88, 8/78 und 6/79 (Abb. 12 bis 14), etwa 60 km westlich und 40 km südöstlich der Station 9/88, mit mittleren Tidehüben von etwa 35 cm nachweisen. Eine Zusammenfassung der aus den Tidedaten der drei Stationen entwickelten Parameter MThw, MTnw (bezogen auf den örtlichen MSL), MThb, Steig- und Falldauern (TF, TE) und die Quotienten TF/TE enthält Anh. B.

4.4 Mittlere Tidehöhen und -eintrittszeiten

Zur Prüfung der bislang bestimmten Linien gleicher Amplitude und Phase der Gezeit 84 wurden im gen. Meßprogramm 1988/92 Hochseepegel auf einer Linie etwa gleichen Springtidehubes und einer Linie etwa gleicher Phase der Gezeit 84 ausgelegt: Die Hochseepegel 7/88, 6/88, bei der FPN 88, 92 und 5/88, 92 auf einer vorgegebenen Springtidehublinie und die Hochseepegel 1/88, Pegel Helgoland, 7/81, 4/88, 92 und 7/88 auf einer Linie gleicher Phase zum Pegel Helgoland (Abb. 16). Bei den Gezeitenanalysen zeigte sich vor dem Wattsockel des Elbe-Weser-Mündungsbereiches eine weitere Meßlinie gleichen mittleren Tidehubes (Pegel 10/81, 2/88, 1/88 und 4/81, 11/81). Im einzelnen ergab dies:

Hochseepegelorte von Esbjerg bis 54°N und 6°E auf einer Linie gleicher Amplitude (Höhen bezogen auf MSL)

Pegel	MThw	MTnw	MThb
7/88	57 cm	- 74 cm	131 cm
6/88	56 cm	- 71 cm	127 cm
FPN 88, 92	62 cm	- 64 cm	126 cm
5/88, 92	62 cm	- 69 cm	131 cm

Hochseepegelorte vor dem Elbe-Weser-Mündungsbereich auf einer Linie gleicher Amplitude (Höhen bezogen auf MSL)

Pegel	MThw	MTnw	MThb
10/81, 2/88	123 cm	- 143 cm	266 cm
1/81	122 cm	- 136 cm	258 cm
4/81, 11/81	122 cm	- 134 cm	258 cm

Eintrittszeitdifferenzen in Minuten gegen Pegel Helgoland

Pegel	dZF	dZE
1/88	7	6
Helgoland	0	0
7/81	-2	-5
4/88, 92	-6	-5
FPN 88, 92	-8	-10
8/78, 6/79	-3	-65
1/81, 2/81	-65	8

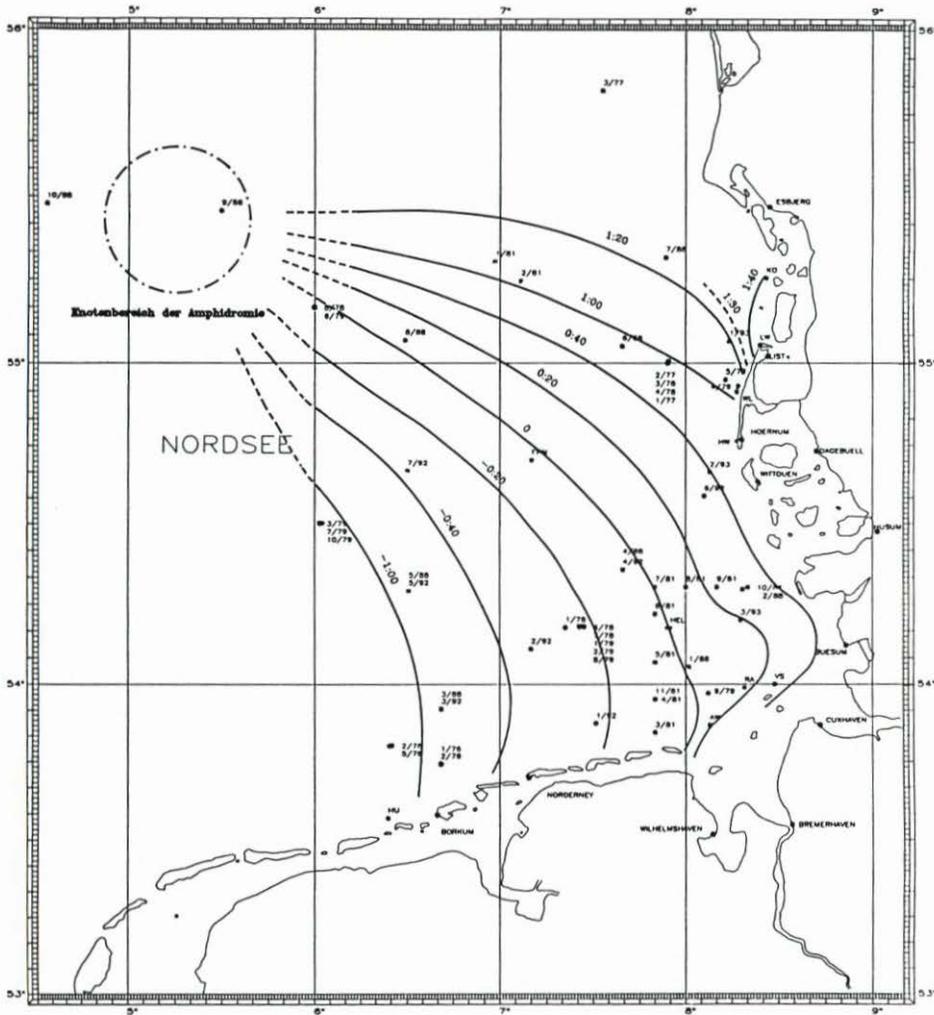


Abb. 20: Linien gleichen mittleren Hochwasserzeitunterschiedes (dZE) gegen Helgoland in Stunden und Minuten (h:m)

Aus Abb. 21 ist ersichtlich, daß bei dZE von einer Übereinstimmung mit der Nullphase nur südlich der FPN auszugehen ist. Die positiven dZE-Linien nehmen ab hier nach einer anfänglichen NW-SO-Richtung einen nördlichen Verlauf, ohne daß in diesem Kartenausschnitt eine Richtungsänderung zum Knotenpunkt der M 2- und S 2-Amphidromien erkennbar ist. Dies bestätigen die dZE-Abweichungen der Hochseepiegel 8/78, 6/79 und 1/81, 2/81 von der Nullphase mit -65 und $+8$ Minuten. Für die negativen dZE-Linien bis 1 h vor Helgoland ist nach einer NNW-SSO-Richtung ab 55°N eine Richtungsänderung erkennbar. Die Darstellungen der Linien gleicher mittlerer Niedrigwasserzeitunterschiede gegen den Durchgang des Mondes durch den Nullmeridian für die M 2 und S 2 der Gezeit 84 werden somit für den Bereich des vorliegenden Kartenausschnittes der Abb. 21 nicht bestätigt.

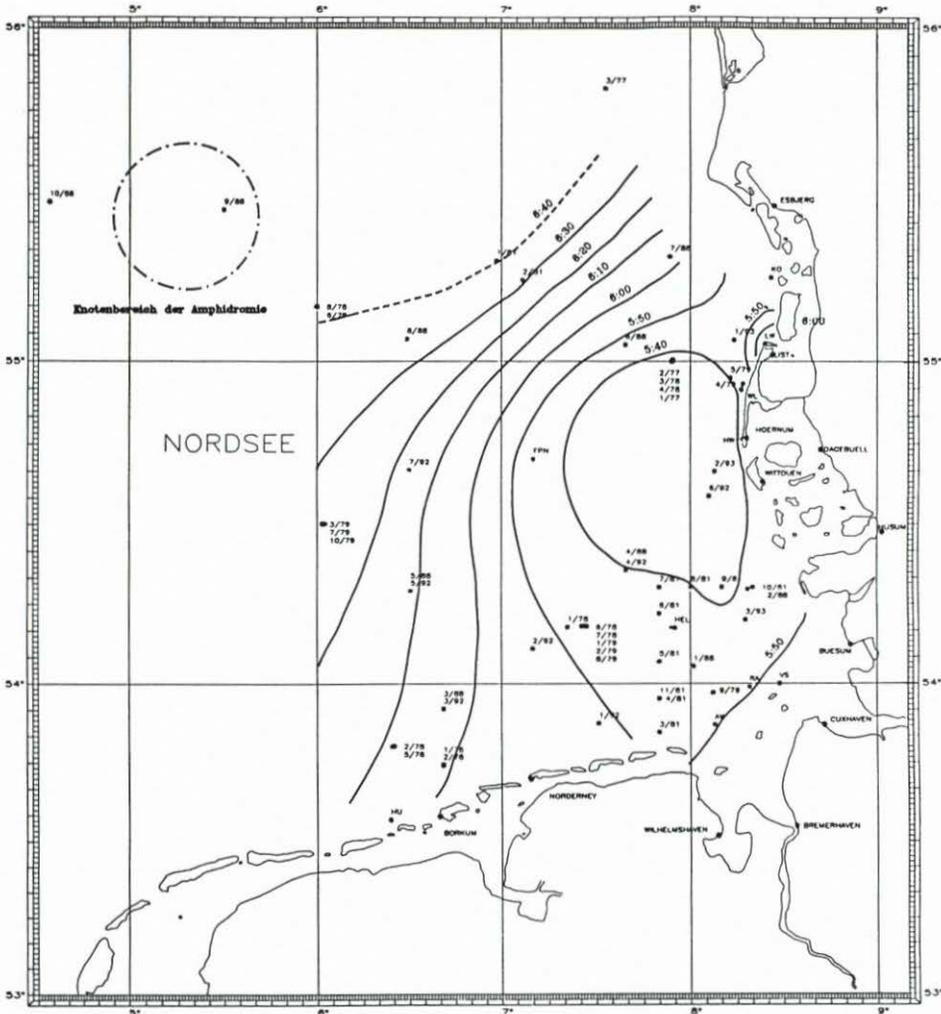


Abb. 22: Linien gleicher mittlerer Steigdauer (TF) in Stunden und Minuten (h:m), in Abständen von 10 Minuten

55°N erstreckt sich eine Zone mit längeren Ebbedauern gegenüber den Flutdauern. TF/TE liegt hier zwischen 0,85 und 0,80. Vor der Insel Sylt sind die lokalen Feinstrukturen von Linien gleicher Flut- bzw. Ebbedauer sowie deren Verhältnisse sehr kompliziert. Sie können aufgrund des Kartenmaßstabes nur generalisiert wiedergegeben werden.

Dennoch wird an der Tatsache, daß in der ganzen nördlichen Deutschen Bucht TF/TE < 0,85 ist und gleichzeitig in einer breiten Zone westlich und östlich des M 2- und S 2-Knoten TF/TE > 1,15 ist, der komplexe Ablauf der normalen Tide deutlich, der nicht einfach mit einer Amphidromie beschreibbar ist.

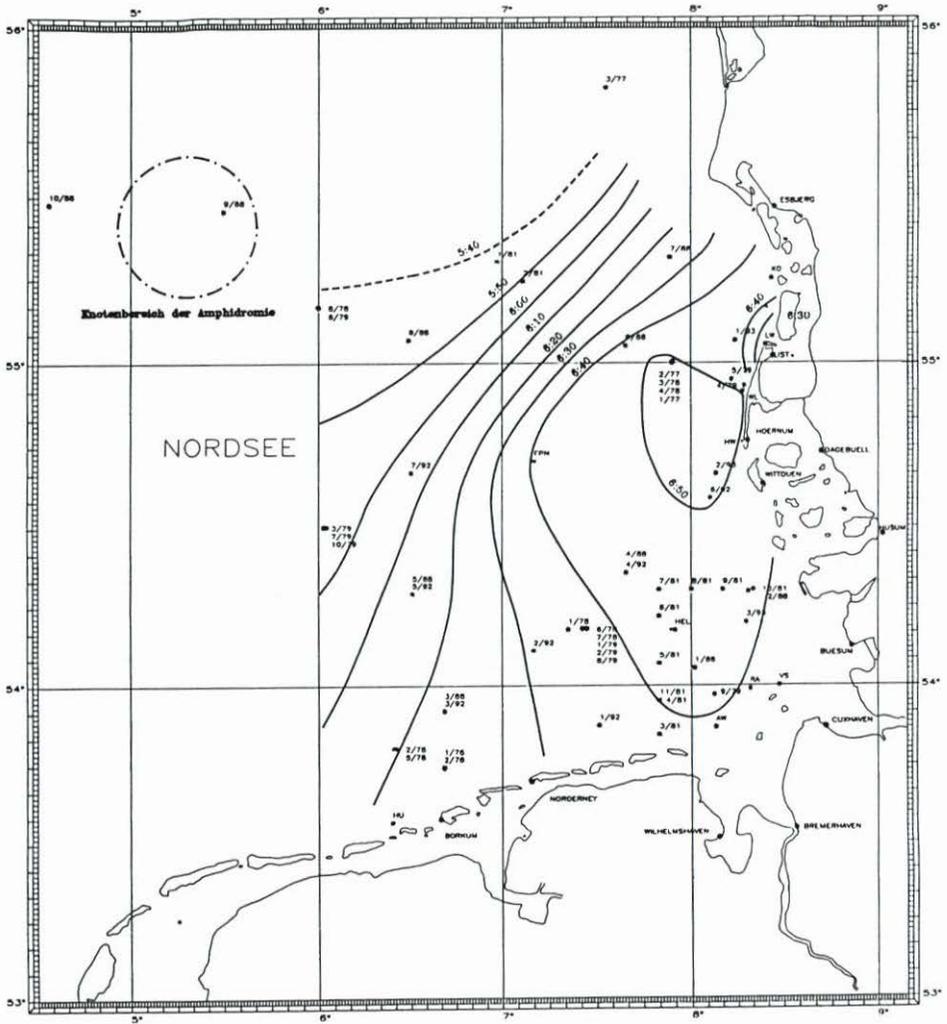


Abb. 23: Linien gleicher mittlerer Falldauer (TE) in Stunden und Minuten (h:m), in Abständen von 10 Minuten

5. Ausblick

Als Ergebnis dieser Arbeit wird eine zuverlässige Wiedergabe der Gezeitenverhältnisse im freien Meer der südöstlichen Nordsee aus Ergebnissen von Hochsepegelmessungen vorgestellt. Die Lösung des Problems hängt entscheidend von der Meßgenauigkeit, der Auswertegenauigkeit und der Datendichte ab. Aus den mehrfachen unabhängigen Gezeitenbeobachtungen abgeleitete Mittelwerte lassen bei Gegenüberstellung keine Abweichungen erkennen, was auf eine zuverlässige Gezeitenerfassung der Hochsepegel und der Auswertemethode sowie auf eine stabile Gezeitengeometrie hindeutet. Zu einem Gezeitenvergleich und zur kartographischen Gezeitendarstellung der vorliegenden Daten stellt sich die Frage nach einer Referenzfläche für höhenabhängige Gezeitenparameter. Durch die Einbeziehung

Natürlich bleiben nach dieser Gezeitenanalyse aufgrund des verhältnismäßig kleinen Untersuchungszeitraumes für den Meeresbereich der südöstlichen Nordsee noch eine Vielzahl von Fragestellungen zur Gezeitenentwicklung, die noch gelöst werden sollten. So ist z.B. der Gezeitenablauf vor der Insel Sylt augenscheinlich starken Änderungen unterworfen, worauf die starken Richtungsänderungen der Zeit- und Höhenlinien hindeuten. Zur fundierten Beurteilung des Gezeitenablaufs vor der Insel sollten weit vor der Küste zusätzliche Hochseepegelmessungen angestrebt werden.

Es sollte nicht unerwähnt bleiben, daß sich aus dieser Analyse und der kartographischen Darstellung der Flut- und Ebbedauern für den Bereich um 55°N und 7°E ein sehr enger Linienabstand der 10 Minuten-Zeitintervalle gegenüber der großräumigen Zeitliniendarstellung ergibt, d.h. der Übergang von längerer Flutdauer und kurzer Ebbedauer zur kürzeren Flutdauer und längeren Ebbedauer vollzieht sich im Analysebereich nicht gleichmäßig. Eine Ursachenanalyse für diese Anomalie in der Gezeitengeometrie könnte zur benötigten Information führen. Im Rahmen der hier behandelten Gezeitenbetrachtungen sollten noch weitere Hochseepegelmessungen zur Verdichtung des vorhandenen Datenmaterials im nördlichen Bereich ermöglicht werden.

6. D a n k s a g u n g

Dem ALW Husum sei für die Überlassung ergänzender Hochseepegelmessungen gedankt. Ein ganz besonderer Dank gilt Herrn Dipl.-Ing. Oz. Annutsch für Denkanstöße und Anregungen zur Gezeitenthematik.

7. Schriftenverzeichnis

- DEFANT, A.: Die Gezeiten der Nordsee, Beobachtungen und Theorie. Ann. der Hydr., H. 8, 1923.
- DEFANT, A.: Ebbe und Flut des Meeres, der Atmosphäre u. Erd feste. Verständliche Wissenschaft, Bd. 49, Berlin, 1953.
- Dietrich, G.: Ozeanographische-meteorologische Einflüsse auf Wasserstandsänderungen des Meeres am Beispiel der Pegelbeobachtungen von Esbjerg. DHZ, 1952.
- HANSEN, W.: Theorie zur Errechnung des Wasserstandes und Strömungen in Randmeeren nebst Anwendungen. Tellus, Nr. 3, 1956.
- LASSEN, H.: Örtliche und zeitliche Variationen des Meeresspiegels in der südöstlichen Nordsee. Die Küste, H. 50, 1989.
- LASSEN, H. u. SIEFERT, W.: Mittlere Tidewasserstände in der südöstlichen Nordsee - säkulärer Trend Verhältnisse um 1980. Die Küste, H. 52, 1991.
- LISITZIN, E.: Sea Level Changes. Elsevier Oceanography Series 8, Elsevier Scient. Publ. Comp., New York, 1974.
- LOHRBERG, W.: Pegel Nullpunkt Helgoland, DGM. 31, H. 4, 1987.
- LÜDERS, K.: Über die Genauigkeit verschiedener Verfahren zum Entwerfen mittlerer Tidekurven. Neues Archiv für Niedersachsen, H. 5, 1978.
- MÖLLER, L.: Das Tidegebiet der Deutschen Bucht 1933. Veröffentlichungen des Institutes für Meereskunde, geographisch naturwissenschaftliche Reihe, H. 232, 1933.
- RHODE, H.: Die Pegel auf Helgoland. Die Küste, H. 49, 1990.
- ROSSITTER, J. R.: An analysis of annual sea level variations in European waters. Geophys. J. R. Astr. Soc., Vol. 12, 1967.
- THORADE, H.: Ebbe und Flut. Ihre Entstehung und ihre Wandlungen. Verständliche Wissenschaft, Bd. 46, Berlin, 1941.
- Torge, W.: Von der mitteleuropäischen Gradmessung zur Int. Ass. für Geodäsie, Zeitschrift f. Vermessungswesen, H. 12, 1993.
- Uni Hannover: Präziser Höhenanschluß des Pegels Helgoland. Schlußbericht zum BMFT-Forschungsvorhaben. Institut für Erdmessung.
- WIESE, H.-W.: Messungen der Wasserstände in der Deutschen Bucht während DEBEX '81. Erste Ergebnisse mit neuen Hochseepegeln. Intermaritec, 1982.
- Ehem. Marine Observatorium Wilhelmshaven: Gezeitendarstellungen.

Anhang A

Stationsverzeichnis der Hochsee- und Küstenpegel (1)

1 Jahr, ausführende Dienststelle	2 Stationsbezeichnung des Datenhalters (entspricht teilw. der Gerätenummer)	3 entsprechende Stationsbezeichnung in diesem Bericht	4 geographische Koordinaten-					
			Breite (N)			Länge (E)		
			°	'	"	°	'	"
<u>1976</u>								
BSH	402	1/76	53	44	30	6	41	06
BSH	406	2/76	53	44	24	6	40	54
<u>1977</u>								
BSH	406	1/77	54	59	42	7	54	12
BSH	407	2/77	54	59	42	6	54	06
BSH	409	3/77	55	49	00	7	33	00
<u>1978</u>								
BSH	400	1/78	54	10	30	7	21	00
BSH	401	2/78	53	48	00	6	25	12
BSH	402	3/78	54	59	48	7	54	00
BSH	403	4/78	55	00	10	7	54	12
BSH	404	5/78	53	47	54	6	24	30
BSH	405	6/78	54	10	36	7	27	00
BSH	406	7/78	54	10	24	7	27	06
BSH	408	8/78	55	09	48	5	59	42
<u>1979</u>								
BSH	404	1/79	54	10	36	7	25	36
BSH	405	2/79	54	10	36	7	25	36
BSH	406	3/79	54	30	00	6	02	24
BSH	407	4/79	54	55	42	8	18	54
BSH	409	5/79	54	56	30	8	12	30
BSH	410	6/79	55	09	48	6	00	00
BSH	411	7/79	54	30	00	6	01	42
BSH	412	8/79	54	10	48	7	25	36
BSH	413	9/79	53	58	06	8	07	12
BSH	414	10/79	54	30	00	6	01	30
<u>1981</u>								
BSH	400	1/81	55	18	00	6	58	20
BSH	401	2/81	55	14	30	7	50	10
DEBEX 81	Jade Tonne	3/81	53	50	30	7	50	00
DEBEX 81	Schlüsseltonne	4/81	53	57	00	7	50	00
DEBEX 81	Helgoland S	5/81	54	04	00	7	50	00

1	2	3	o	'	"	4	o	'	"
DEBEX 81	Helgoland NW	6/81	54	13	00	7	50	00	
DEBEX 81	Helgoland N	7/81	54	18	00	7	50	00	
DEBEX 81	Steingrund NW	8/81	54	18	00	8	00	00	
DEBEX 81	Steingrund NO	9/81	54	18	00	8	10	00	
DEBEX 81	Süderhever	10/81	54	18	00	8	20	00	
BSH	Schlüsseltonne (H13)	11/81	53	57	00	7	50	00	
<u>1988</u>									
BSH	H 01	1/88	54	03	05	8	00	54	
BSH	H 02	2/88	54	17	36	8	18	22	
BSH	H 03	3/88	53	55	04	6	41	05	
BSH	H 04	4/88	54	21	12	7	39	28	
BSH	H 05	5/88	54	17	20	6	30	29	
BSH	H 06	6/88	55	02	49	7	39	18	
BSH	H 07	7/88	55	18	47	7	53	26	
BSH	H 08	8/88	55	03	51	6	29	19	
BSH	H 09	9/88	55	27	11	5	29	52	
BSH	H 10	10/88	55	28	30	4	33	24	
<u>1992</u>									
BSH	H 13	1/92	53	52	16	7	30	48	
BSH	H 14	2/92	54	06	27	7	09	57	
BSH	H 03	3/92	53	55	07	6	41	40	
BSH	H 04	4/92	54	21	09	7	39	18	
BSH	H 05	5/92	54	17	30	6	30	36	
BSH	H 15	6/92	54	35	11	8	05	56	
BSH	H 07	7/92	54	40	04	6	30	03	
<u>1993</u>									
ALWHus	Lister Tief	1/93	55	03	44	8	14	04	
ALWHus	Amrum Bank	2/93	54	39	46	8	07	43	
ALWHus	Piep	3/93	54	11	51	8	17	39	
WSA Tön	Helgoland	HEL	54	10	50	7	53	27	
WSA Bhv	L.T. Alte Weser	AW	53	51	54	8	07	43	
WSA Cux	Radarbake A	RA	53	59	10	8	18	58	
WSA Cux	LT. Gr. Vogelsand	VS	53	59	50	8	28	40	
RF	Forschungs-Plattform Nordsee	FPN	54	42	06	7	10	10	
ALWHus	Westerland	WL	54	54	37	8	16	20	
ALWHus	List/West	LW	55	03	26	8	24	13	
ALWHus	Hörnum West	HW	54	45	36	8	16	32	
NL	Huibertgat	HU	53	14	30	6	23	56	
DK	Korresand	KO	55	14	30	8	26	00	
WSA Tön	Wittdün	Wittdün	54	38	01	8	23	07	
WSA Tön	Hörnum	Hörnum	54	45	35	8	17	55	
WSA Tön	List	List	55	01	07	8	26	29	

Abkürzungsverzeichnis der ausführenden Dienststellen

Abkürzung	Ausführende Dienststelle	
BSH	Bundesamt für Seeschifffahrt u. Hydrographie	
WSA Tön	Wasser- und Schifffahrtsamt	Tönning
WSA Bhv	– “ –	Bremerhaven
WSA Cux	– “ –	Cuxhaven
WSA Hus	Amt für Land- und Wasserwirtschaft	Husum
NL	Niederla Rijkswaterstaat	
DK	Dänemark „Kystinspektoradet“	Lemvig
RF	Reederei gemeinschaft. Forschungsschifffahrt	Bremen
DEBEX 81	Deutsche Bucht Experimente 81	

Anhang B

Tabellarische Zusammenstellung der Tidedaten

1	2	3	4	5		6	7	
Pegel	MThb	MThw über MSL	MTnw unter MSL	Steig- und Falldauer		TF/TE	Eintrittszeitdifferenz gegen Helgoland	
	cm	cm	cm	TF h : m	TE h : m		dZF h : m	dZE h : m
<u>1976</u>								
1/76	215	101	-114	06:02	06:23	0,95	-01:03	-01:32
2/76	208	96	-112	06:03	06:22	0,95	-00:43	-01:02
<u>1977</u>								
1/77	146	65	-81	05:26	06:59	0,78	00:57	01:11
2/77	148	65	-83	05:34	06:51	0,81	01:00	01:06
3/77	71	35	-36	06:54	05:31	1,25	01:47	00:33
<u>1978</u>								
1/78	198	96	-102	05:49	06:36	0,88	-00:26	-00:34
2/78	193	88	-105	06:04	06:21	0,96	-01:12	-01:35
3/78	150	66	-84	05:39	06:46	0,83	01:04	01:05
4/78	151	67	-84	05:31	06:54	0,80	00:57	01:06
5/78	199	91	-108	06:07	06:18	0,97	-01:26	01:52
6/78	208	102	-106	05:43	06:42	0,85	-00:21	-00:24
7/78	202	99	-103	05:45	06:40	0,86	-00:23	-00:22
8/78	32	15	-17	06:42	05:43	1,17	-00:02	-01:04
<u>1979</u>								
1/79	210	103	-107	05:50	06:35	0,89	-00:18	-00:28
2/79	233	114	-119	05:48	06:37	0,88	-00:18	-00:26
3/79	88	40	-48	06:28	05:57	1,09	-01:06	-01:59
4/79	173	75	-98	05:34	06:51	0,81	00:52	00:58
5/79	170	76	-94	05:40	06:45	0,84	01:06	01:06
6/79	33	14	-19	06:41	05:44	1,17	-00:05	-01:06
7/79	87	39	-48	06:29	05:56	1,09	-01:12	-02:02
8/79	200	98	-102	05:48	06:37	0,88	-00:12	-00:20
9/79	268	126	-142	05:44	06:41	0,86	00:05	00:01
10/79	89	41	-48	06:25	06:00	1,07	-01:11	-02:01
<u>1981</u>								
1/81	65	31	-34	06:43	05:42	1,18	01:12	00:08
2/81	74	35	-39	06:34	05:51	1,12	01:04	00:08
3/81	265	128	-137	05:41	06:44	0,84	-00:12	-00:13
4/81	258	123	-135	05:45	06:40	0,86	-00:20	-00:25
5/81	243	114	-129	05:45	06:40	0,86	-00:03	-00:08
6/81	226	107	-119	05:43	06:42	0,85	-00:01	-00:04
7/81	218	102	-116	05:43	06:42	0,85	-00:02	-00:05
8/81	232	107	-125	05:41	06:44	0,84	00:02	00:11
9/81	243	111	-132	05:37	06:48	0,83	00:28	00:23
10/81	265	122	-143	05:44	06:41	0,86	00:34	00:30
11/81	260	126	-134	05:44	06:41	0,86	00:10	-00:14

Fortsetzung Anhang B
Tabellarische Zusammenstellung der Tidedaten

1	2	3	4	5		6	7	
Pegel	MThb	MThw über MSL	MTnw unter MSL	Steig- und Falldauer		TF/TE	Eintrittszeitdifferenz gegen Helgoland	
	cm	cm	cm	TF h : m	TE h : m		dZF h : m	dZE h : m
<u>1988</u>								
1/88	258	122	-136	05:43	06:42	0,85	00:07	00:06
2/88	267	124	-143	05:47	06:38	0,87	00:25	00:19
3/88	190	89	-101	06:01	06:24	0,94	-00:56	-01:16
4/88	200	96	-104	05:43	06:42	0,85	-00:04	-00:05
5/88	132	63	-69	06:12	06:13	1,00	-00:54	-01:25
6/88	127	56	-71	05:44	06:41	0,86	-	-
7/88	131	57	-74	06:02	06:23	0,95	01:33	01:12
8/88						keine Tideerfassung		
9/88						Bereich der Amphidromie		
10/88	37	18	-19	07:39	04:46	1,61	-05:15	-07,08
<u>1992</u>								
1/92						keine Tideerfassung		
2/92	192	92	-100	05:53	06:32	0,90	-00:37	-00:46
3/92	188	88	-100	06:03	06:22	0,95	-00:48	-01:10
4/92	190	89	-101	05:39	06:46	0,83	-00:08	-00:05
5/92	131	62	-69	06:15	06:10	1,02	-00:57	-01:28
6/92	212	96	-116	05:33	06:52	0,81	00:30	00:39
7/92	78	38	-40	06:16	06:07	1,03	-00:42	-01:16
<u>1993</u>								
1/93	174	74	-100	05:42	06:43	0,85	01:08	01:08
2/93	211	97	-114	05:35	06:50	0,82	00:36	00:46
3/93	272	128	-144	05:44	06:41	0,86	0:17	00:14
HEL	238	113	-125	05:42	06:43	0,85	00:00	00:00
AW	284	136	-148	05:50	06:35	0,89	00:20	00:08
RA	285	136	-149	05:48	06:37	0,88	00:15	00:06
FPN	126	62	-64	05:42	06:43	0,85	-00:08	-00:10
WL	180	79	-101	05:36	06:49	0,82	00:59	01:08
VS	296	142	-154	05:56	06:29	0,92	00:30	00:15
HW	196	90	-106	05:40	06:45	0,84	00:51	01:03
HU	216	98	-118	06:00	06:25	0,94	01:53	02:08
KO	162	70	-92	05:36	06:49	0,82	01:35	01:41
Wittdün	263	118	-145	05:44	06:41	0,85	01:31	01:29
Hörnum	202	90	-112	06:20	06:05	1,04	02:13	01:35
List	179	80	-99	06:19	06:06	1,04	02:41	02:05
LW	166	72	-94	06:03	06:22	0,95	02:03	01:40

Anhang C

Gegenüberstellung von mittleren Gezeitenparametern an näherungsweise gleichen
geogr. Positionen

Pegel	MThw	MTnw	MThb	TF	TE	TF/TE	k	Dienststelle
1/77	656 cm	-81 cm	146 cm	5 h 26 m	6 h 59 m	0,78	0,45	BSH
2/77	65 cm	-83 cm	148 cm	5 h 34 m	6 h 51 m	0,81	0,44	BSH
3/78	66 cm	-84 cm	150 cm	5 h 39 m	6 h 46 m	0,83	0,44	BSH
4/78	67 cm	-84 cm	151 cm	5 h 31 m	6 h 54 m	0,80	0,45	BSH
Tab. a Hochseepegelgruppe westlich Sylt								
6/78	102 cm	-106 cm	208 cm	5 h 43 m	6 h 42 m	0,85	0,49	BSH
7/78	99 cm	-103 cm	202 cm	5 h 45 m	6 h 40 m	0,86	0,49	BSH
1/79	103 cm	-107 cm	210 cm	5 h 50 m	6 h 35 m	0,89	0,49	BSH
2/79	114 cm	-119 cm	233 cm	5 h 48 m	6 h 37 m	0,88	0,49	BSH
8/79	98 cm	-102 cm	200 cm	5 h 48 m	6 h 37 m	0,88	0,49	BSH
Tab. b Hochseepegelgruppe westlich Helgoland								
3/79	40 cm	-48 cm	88 cm	6 h 28 m	5 h 57 m	1,09	0,45	BSH
7/79	39 cm	-48 cm	87 cm	6 h 29 m	5 h 56 m	1,07	0,45	BSH
10/79	41 cm	-48 cm	89 cm	6 h 25 m	6 h 00 m	1,07	0,47	BSH
Tab. c Hochseepegelgruppe bei 53° 30' N 6° 02' E								
4/79	75 cm	-98 cm	173 cm	5 h 34 m	6 h 51 m	0,81	0,43	BSH
5/79	76 cm	-94 cm	170 cm	5 h 40 m	6 h 45 m	0,84	0,45	BSH
WL	79 cm	-101 cm	180 cm	5 h 36 m	6 h 49 m	0,82	0,44	ALWH
Tab. d Pegel und Hochseepegel westlich Westerland								
6/92	96 cm	-116 cm	212 cm	5 h 33 m	6 h 52 m	0,81	0,45	BSH
2/93	97 cm	-114 cm	211 cm	5 h 35 m	6 h 50 m	0,82	0,46	ALWH
Tab. e Hochseepegel bei Amrum Bank								
4/81	123 cm	-135 cm	258 cm	5 h 45 m	6 h 40 m	0,86	0,48	DEBEX
11/81	126 cm	-134 cm	260 cm	5 h 44 cm	6 h 41 cm	0,86	0,48	BSH
Tab. f Hochseepegel bei der Schlüsseltonne								
3/88	89 cm	-101 cm	190 cm	6 h 01 m	6 h 24 m	0,94	0,47	BSH
3/92	88 cm	-100 cm	188 cm	6 h 03 m	6 h 22 m	0,95	0,47	BSH
Tab. g Hochseepegel bei 53° 55' N 6° 41' E								
5/88	63 cm	-63 cm	132 cm	6 h 12 m	6 h 13 m	1,00	0,48	BSH
5/92	62 cm	-69 cm	131 cm	6 h 15 m	6 h 10 m	1,02	0,48	BSH
Tab. h Hochseepegel bei 54° 17' N 6° 30' E								
10/81	122 cm	-143 cm	265 cm	5 h 44 m	6 h 41 m	0,86	0,46	BSH
2/88	124 cm	-143 cm	267 cm	5 h 47 m	6 h 38 m	0,87	0,47	BSH
Tab. i Hochseepegel bei 50° 18' N 8° 20' E								

Fortsetzung Anhang C

Pegel	MThw	MTnw	MThb	TF	TE	TF/TE	k	Dienststelle
4/88	96 cm	-104 cm	200 cm	5 h 43 m	6 h 42 m	0,85	0,48	BSH
4/92	89 cm	-101 cm	190 cm	5 h 39 m	6 h 46 m	0,83	0,47	BSH
Tab. j	Hochseepegel bei 54° 21' N 7° 39' E							
1/76	101 cm	-114 cm	215 cm	6 h 02 m	5 h 23 m	0,95	0,47	BSH
2/76	96 cm	-112 cm	208 cm	6 h 03 m	6 h 22 m	0,95	0,47	BSH
Tab. k	Hochseepegel bei 53° 44' N 6° 41' E							
2/78	88 cm	-105 cm	193 cm	6 h 04 m	6 h 21 m	0,96	0,46	BSH
5/78	91 cm	-108 cm	199 cm	6 h 07 m	6 h 18 m	0,97	0,46	BSH
Tab. l	Hochseepegel bei 53° 48' N 6° 25' E							
1916	110 cm	-121 cm	231 cm	5 h 39 m	6 h 46 m	0,83	0,48	WSA Tönning
1925/26	108 cm	-118 cm	226 cm	5 h 33 m	6 h 52 m	0,81	0,48	
1935/36	109 cm	-118 cm	227 cm	5 h 38 m	6 h 47 m	0,83	0,48	
1955/56	112 cm	-118 cm	230 cm	5 h 41 m	6 h 44 m	0,84	0,49	
1965/66	109 cm	-120 cm	229 cm	5 h 40 m	6 h 45 m	0,84	0,48	
1976	115 cm	-123 cm	238 cm	5 h 40 m	6 h 45 m	0,84	0,48	
1986	113 cm	-124 cm	237 cm	5 h 40 m	6 h 45 m	0,84	0,48	
1988	114 cm	-123 cm	237 cm	5 h 42 m	6 h 43 m	0,85	0,48	
1992	112 cm	-125 cm	237 cm	5 h 42 m	6 h 43 m	0,85	0,47	
1993	116 cm	-125 cm	241 cm	5 h 41 m	6 h 44 m	0,84	0,48	
Tab. m	Pegel Helgoland							
1984	137 cm	-147 cm	284 cm	5 h 46 m	6 h 39 m	0,87	0,48	WSA Cuxhaven
1986	133 cm	-149 cm	282 cm	5 h 49 m	6 h 36 m	0,89	0,47	
1987	139 cm	-148 cm	287 cm	5 h 47 m	6 h 38 m	0,87	0,48	
1988	137 cm	-150 cm	287 cm	5 h 51 m	6 h 34 m	0,89	0,47	
1991	138 cm	-148 cm	286 cm	5 h 50 m	6 h 35 m	0,89	0,48	
Tab. n	Pegel Bake A							

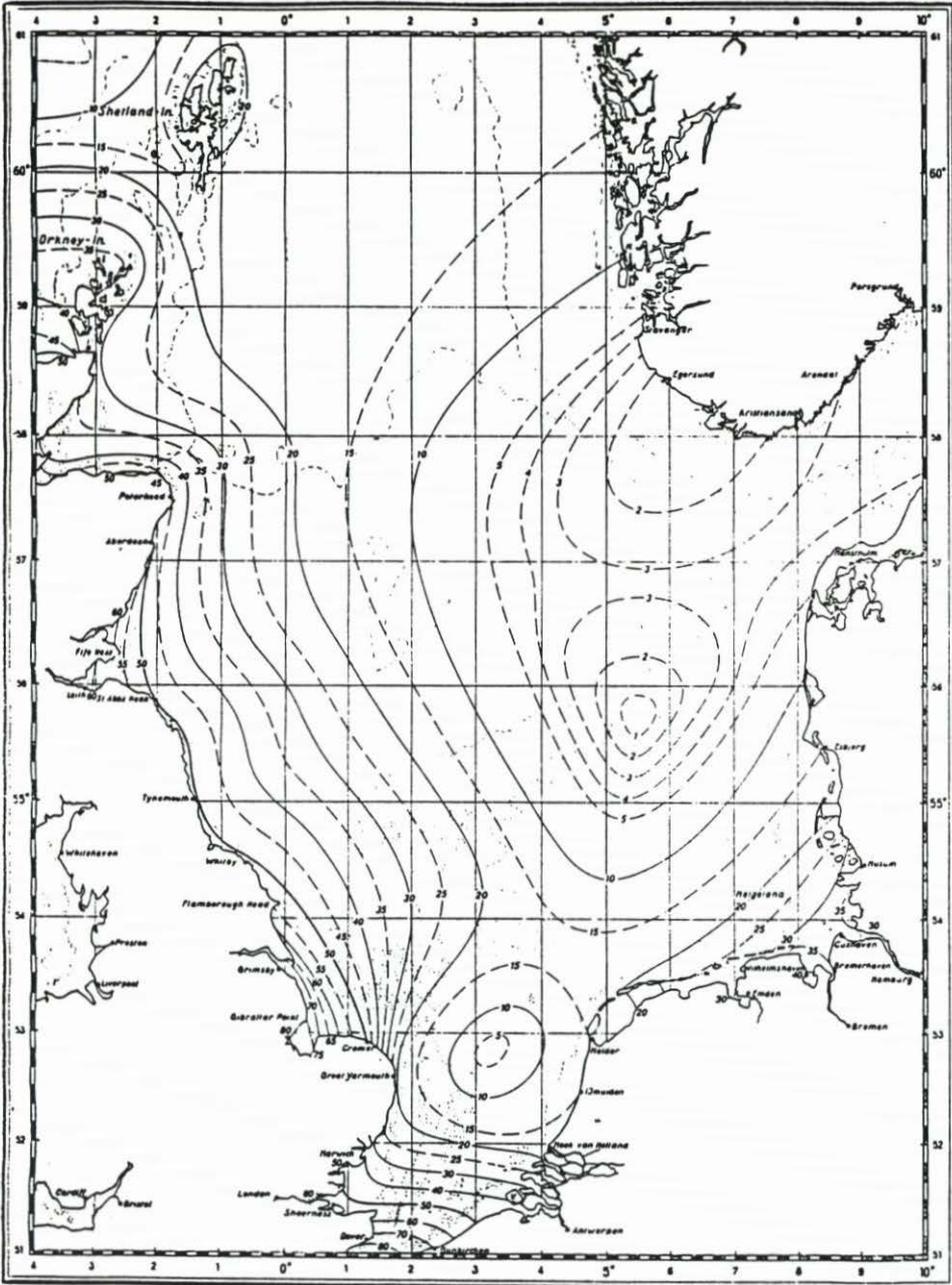


Abb. 3D: Amplituden der S2-Gezeit in cm

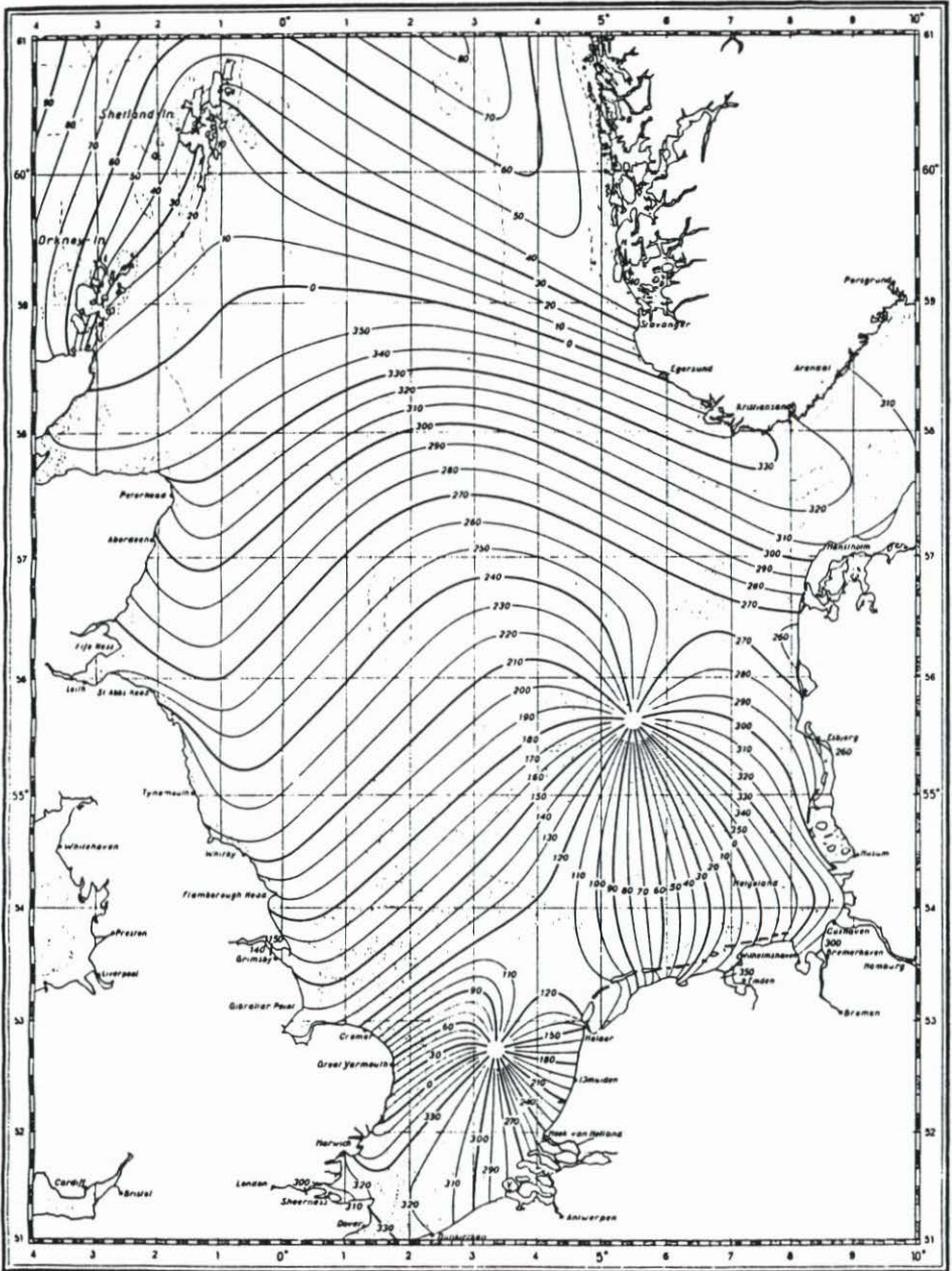


Abb. 4D: Phasen der S2-Gezeit in Grad

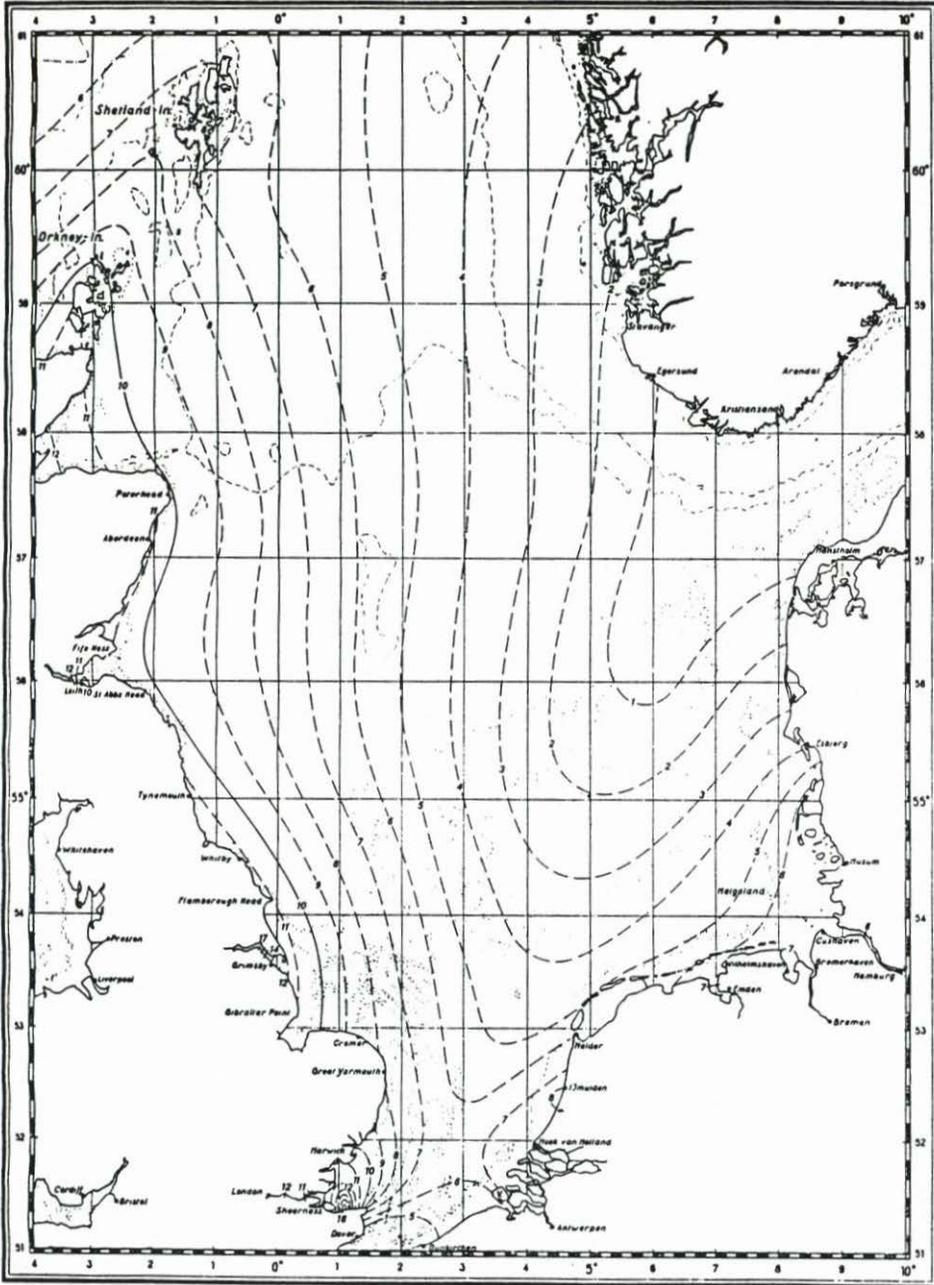


Abb. 5D: Amplituden der K1-Gezeit in cm

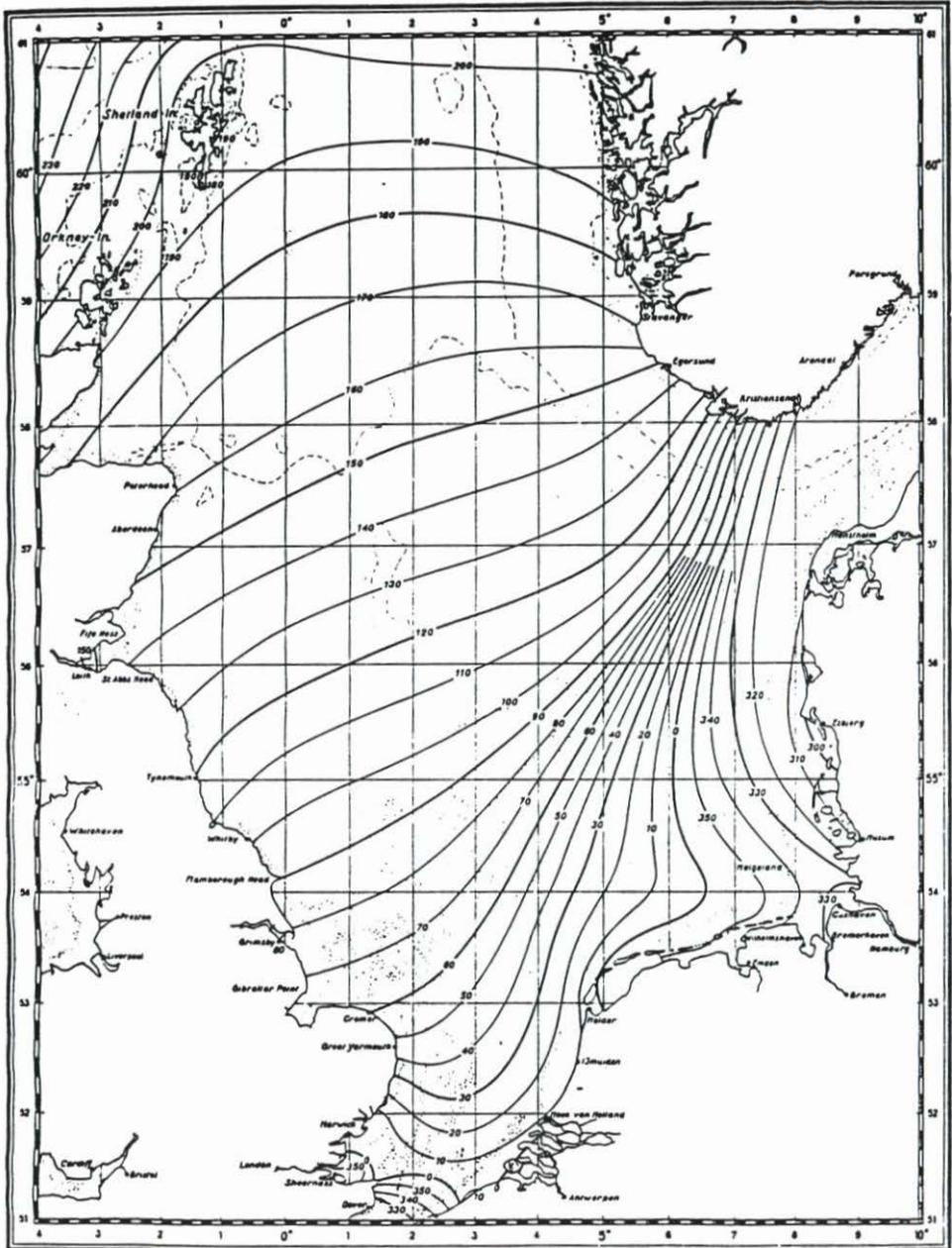


Abb. 6D: Phasen der K1-Gezeit in Grad

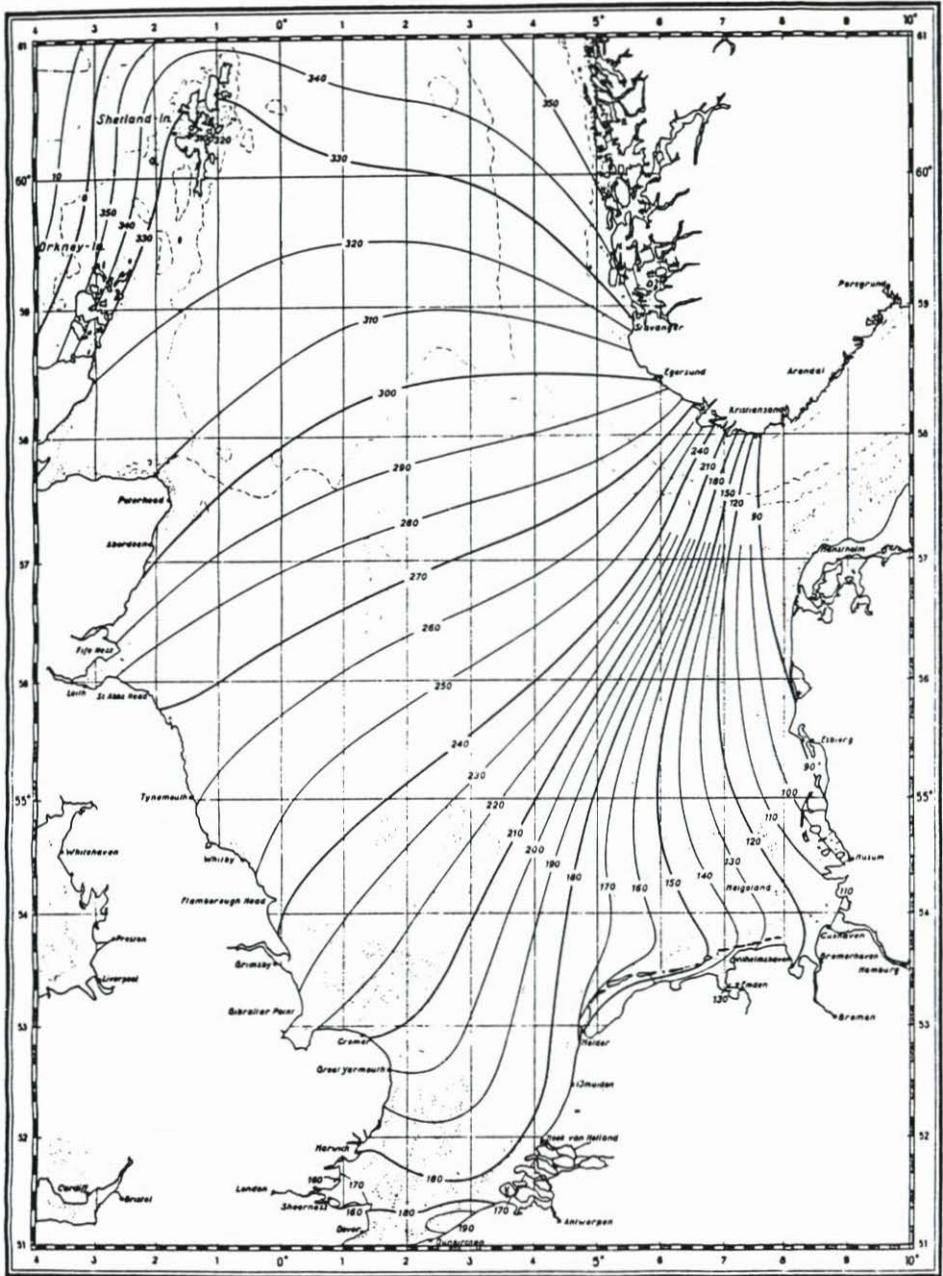


Abb. 8D: Phasen der 01-Gezeit in Grad

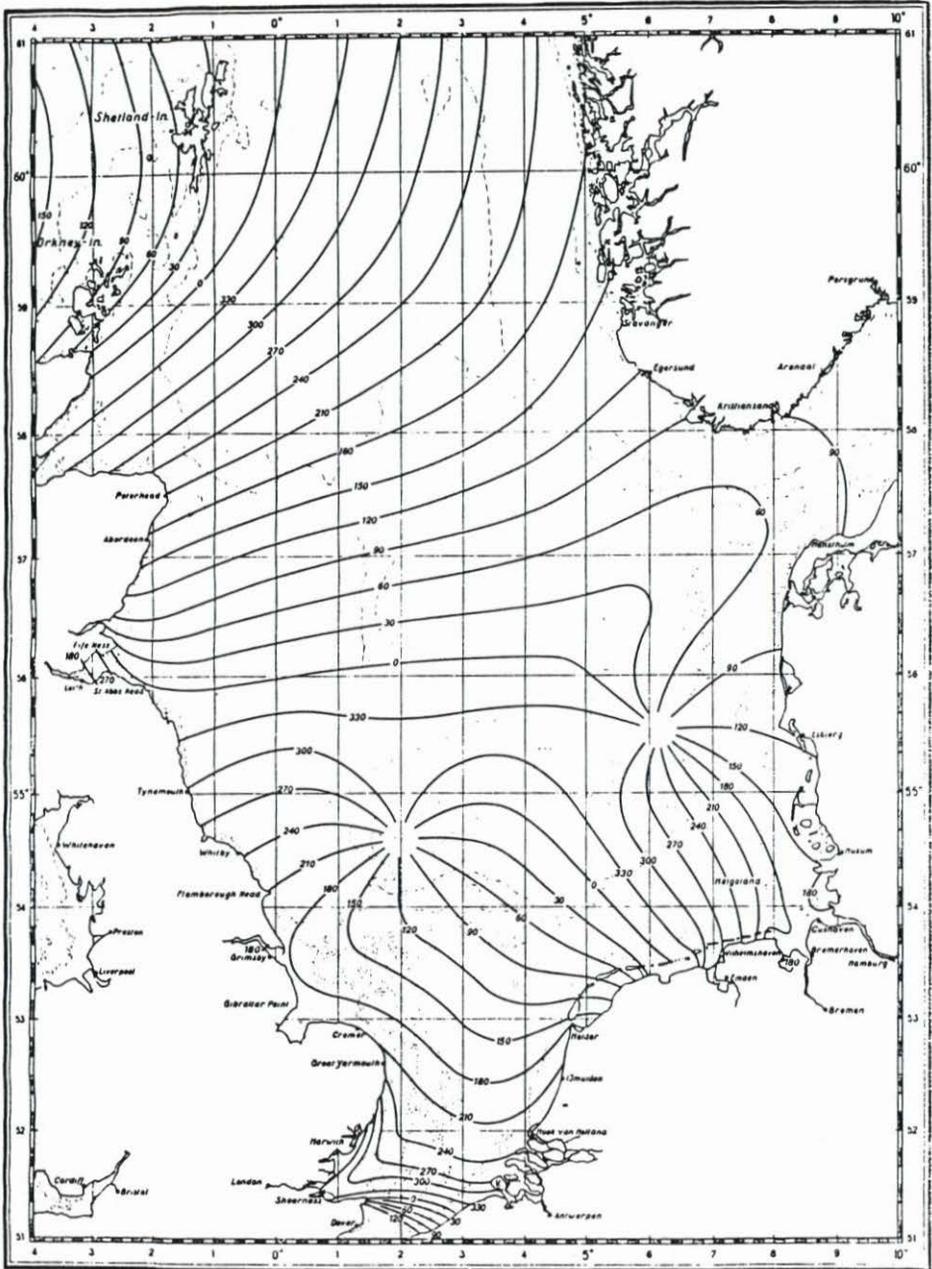


Abb. 10D: Phasen der M4-Gezeit in Grad

Dispersionseffekte bei Schwerewellen im Flachwasser

Von FRITZ BÜSCHING und NIKOLAI SPERANSKI

Zusammenfassung

Unter anomaler Dispersion wird das Anwachsen der Phasengeschwindigkeit hochfrequenter gebundener Frequenzkomponenten von Schwerewellen verstanden, wenn diese in Bereiche abnehmender Wassertiefe gelangen. Insbesondere im küstennahen Bereich, wo die Wassertiefe etwa der Wellenhöhe entspricht, kann die Geschwindigkeit solcher Komponenten bis zu 25 % größer als diejenige der Grundfrequenz werden. Demnach widerspricht dieser Effekt der Vorstellung von einer dispersionslosen Bewegung als Grenzfall für Flachwasser, wo die Bewegung theoretisch nur von der Wassertiefe abhängt. Nach den durchgeführten Untersuchungen wird der Effekt der Anomalen Dispersion (ADE) mit abnehmender Wassertiefe geringer, und die Bewegung ist für sägezahnförmige Strukturen von Brandungswellen dispersionslos. Der Effekt ist hier insbesondere durch Untersuchungen in der Natur nachgewiesen, bei denen Sturmwellen mit einem schmalen Spektrum vorhanden waren. Im Labor wurde das Verhalten von anfänglich monochromatischen Wellen mit Perioden von 2,0 bis 5,0 s und Höhen von 0,14 m über einer Böschung 1:33 untersucht. Auch diese Untersuchungen bestätigen den betreffenden Effekt (ADE). Insbesondere erfährt hier der ADE mit größerer Wellenperiode stärkere Ausprägung. Als Ergebnis beider Untersuchungen wird der ADE als nichtlinearer Effekt angesehen, der allerdings bei solchen Bedingungen verborgen bleibt, in denen gleichzeitig freie und gebundene Frequenzkomponenten im selben Spektrum vorhanden sind. Der ADE wird als verantwortlich für die Transformation der Wellen in sägezahnförmige Strukturen angesehen, die für die Brandungszone typisch sind.

Summary

Anomalous dispersion was found as a growing of the phase velocity of high-frequency bound components of shoaling gravity waves. The velocities of those components get bigger than that of the primary by up to 25 % in the near shore zone, where wave heights are approximately equal to the water depth. The effect thus contradicts the theoretical conception about non-dispersive motion as a limited case of shallow water wave movement depending on water depth only. According to the observations the anomalous dispersion effect (ADE) gets weaker with the water depth decreasing and the motion is found to be nondispersive for bore-like structures in the surf zone. The effect had been detected by field measurements when deep sea storm waves had a narrow spectrum. In laboratory measurements initially monochromatic waves of periods 2.0 to 5.0 s and heights of 0.14 m shoaled over upsloping plane bottom. The laboratory experiments do confirm the existence of the ADE. In particular the measurements show an increase of the intensity of the ADE with the wave periods also increasing. As a result of both investigations it is found that the ADE represents a nonlinear effect, which appears, however, to be hidden at conditions characterized by free components coinciding with bound components in the same spectrum. The anomalous dispersion effect is responsible for the transformation of waves into the so-called „saw-tooth“ form being a typical feature of the surf zone.

Inhalt

1. Einführung	162
2. Fehlerabschätzung bezüglich der Messung von Phasengeschwindigkeiten	165
3. Untersuchungen im Wellenkanal	166
4. Naturuntersuchungen	170
5. Diskussion	174
5.1 Hochfrequenter Bereich	174
5.2 Niederfrequenter Bereich	175
6. Schriftenverzeichnis	177

1. Einführung

Die Phasengeschwindigkeiten von Schwerewellen, die in Bereiche abnehmender Wassertiefe einlaufen und schließlich über flach geneigtem Strand brechen, erregten Ende der 1970er und Anfang der 1980er Jahre besonderes Interesse, nachdem bei Auswertungen von Wellenmessungen vor Sylt ein der Theorie widersprechendes bis dahin unbekanntes Dispersionsverhalten gefunden worden war (BÜSCHING, 1978). Im Anschluß daran haben auch andere Forscher Naturuntersuchungen zu dieser Thematik im küstennahen Bereich der Wassertiefen 0,5 m–7,0 m durchgeführt (u. a. THORNTON u. GUZA, 1982; ELGAR u. GUZA, 1985). Im wesentlichen wurde das sogenannte Geschwindigkeitsspektrum diskutiert, das als Beziehung zwischen der Phasengeschwindigkeit C der Wellenkomponenten (Fourierkomponenten der Wasserspiegelauslenkung) und der Frequenz f definiert werden kann, entsprechend der Formel

$$C(f) = \frac{X_{12}}{\varphi_{12}(f)/2\pi f} \quad (1)$$

Hier bedeutet X_{12} die Entfernung zwischen zwei Wellenmeßstationen 1 und 2 in einem küstennormalen Meßprofil und φ_{12} die Phasendifferenz zwischen den Fourierkomponenten der Frequenz f an diesen Stationen. ELGAR und GUZA haben Meßdaten geliefert, mit denen sie das Anwachsen der Energiedichte bei höheren Harmonischen als Ergebnis nichtlinearer Wechselwirkungen sowohl zwischen der Grundfrequenz und ihren höheren Harmonischen als auch wechselseitig zwischen den höheren Harmonischen erklärt haben. Es konnte experimentell nachgewiesen werden, daß im Falle eines schmalen Tiefwasser-Spektrums (als Ausgangsbedingung) höhere Harmonische von Seichtwasserwellen als gebundene Komponenten angesehen werden können. (ELGAR u. GUZA, 1985). Der Prozeß der Erzeugung nichtlinearer Harmonischer zeigt die Eigenschaft der Akkumulation, wenn Wellen hinreichend flaches Wasser erreichen, wo die Ursell-Zahl größer als 16 ist. (LIGHTHILL, 1978; SPERANSKI, 1986). THORNTON u. GUZA haben als Ergebnis ihrer Naturuntersuchungen die nachfolgenden Merkmale herausgestellt:

In hinreichend tiefem Wasser, wo nichtlineare Effekte schwach sind, fällt die Funktion $C(f)$ mit zunehmender Frequenz etwa in Übereinstimmung mit der linearen Theorie.

Im Flachwasser wächst mit zunehmender Annäherung an die Küste die Diskrepanz zwischen theoretischen und gemessenen Werten der Phasengeschwindigkeit, weil die gemessenen Spektren zu einem konstanten Wert tendieren (THORNTON u. GUZA, 1982).

Dagegen wurden aber ganz andere Spektren aus dem Seichtwassergebiet und der Brandungszone bekannt, die durch eine Zunahme der Phasengeschwindigkeit mit der Frequenz

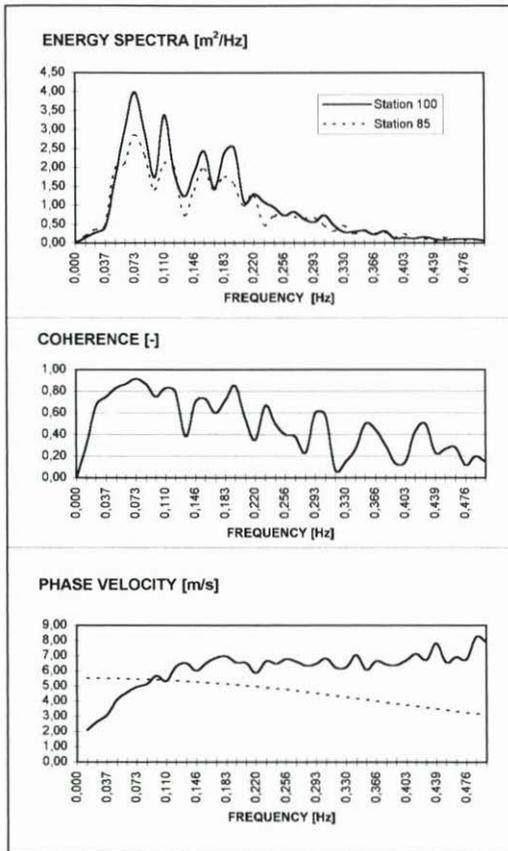


Abb. 1: Energiespektren, Kohärenzfunktion und Spektrum der Phasengeschwindigkeit bei Bedingungen einer schweren Sturmflut am 14. Dezember 1973. Sylt, Nordsee. Die Kurve der theoretischen Phasengeschwindigkeit ist gestrichelt dargestellt (BÜSCHING, 1978, 1979)

gekennzeichnet sind (Abb. 1). Hier soll zuerst der Anstieg oberhalb der Grundfrequenz also für $f \geq f_2$ behandelt werden; der Index bezeichnet die Ordnungszahl der Harmonischen.

Dieser Typ von Spektren wurde zuerst in der Brandungszone vor Sylt/Nordsee gemessen (BÜSCHING, 1978). Einige Jahre später wurden ähnliche Spektren auch an der Pazifikküste (ELGAR u. GUZA, 1985) und an der Küste des Schwarzen Meeres (KUZNETSOV u. SPERANSKI, 1990) ermittelt. Interessant ist, daß auch die oben erwähnten Daten von THORNTON u. GUZA dieses Merkmal – wenn auch nur schwach ausgeprägt – enthalten. Tatsächlich handelt es sich um ein bis dahin für Schwerewellen im Flachwasser unbekanntes anomales Verhalten.

Tab. 1 enthält die kennzeichnenden Daten dieser Untersuchungen. Insbesondere ist in Spalte 4 ein Wert für die Intensität des Effektes der anomalen Dispersion (ADE) mit der nachfolgenden Definition angegeben:

$$I_{j1} = \frac{C(f_j) - C(f_1)}{C(f_1)}, (j \geq 2) \quad (2)$$

Hierin bezeichnet j die Ordnungszahl der Harmonischen.

Tab. 1: Charakteristik anomaler Spektren von Phasengeschwindigkeiten

Autor(en)	Jahr	Ort	Intensität (%)	Fehler (%)
BÜSCHING	1978	Nordsee Insel Sylt	$I_{21} = 25-32$	± 11
ELGAR, GUZA	1985	Pazifik Kalifornien	$I_{31} = 5-10$ ($f = f_3$)	± 9
KUZNETCOV, SPERANSKI	1990	Schwarzes Meer Schcorpilovzci	$I_{21} \approx 5$ ($f = f_2$)	± 8
THORNTON, GUZA	1982	Pazifik Kalifornien	$I_{21} \approx 0$	± 5

Da der maximale Wert $I_{21} = 0,32$ (32 %) beträgt, liegt die Vermutung eines neuen Effektes nahe, der hier als „Anomale Dispersion hochfrequenter gebundener Wellen im Flachwasser“ bezeichnet werden soll. Wird die Grundfrequenz f_1 genannt, bezeichnet „hochfrequent“ den Frequenzbereich $f > f_1$ und „niederfrequent“ den Bereich $f < f_1$.

Da jedoch in allen oben erwähnten Arbeiten keine Angaben über die Genauigkeit der jeweiligen Messungen enthalten sind, war die tatsächliche Existenz des ADE bisher zweifelhaft. Um diese Zweifel zu beseitigen, ist es deshalb notwendig, die Fehler hinsichtlich der Ermittlung der Geschwindigkeitsspektren abzuschätzen, und diese den zugehörigen Beträgen der oben definierten Intensitäten I_{j1} gegenüberzustellen.

Wenn dieser Effekt tatsächlich existiert, könnte hiermit die positive (d. h. küstenwärtig zunehmende) Verschiebung zwischen den höheren Harmonischen und der Grundfrequenz erklärt werden, wenn Wellentransformation (shoaling) über ansteigendem Seegrund stattfindet (FLICK et al., 1981); d. h., einer der wichtigsten Mechanismen der Wellenumformung, der in Brandungszonen letztlich sägezahnförmige Strukturen erzeugt.

Das erste Ziel dieses Beitrages ist es also nachzuweisen, ob der ADE wirklich bei (regulären und irregulären) Flachwasserwellen existiert, und wenn das der Fall ist, seine Intensität und die Umstände seines Auftretens abzuschätzen. Das zweite Problem dieses Beitrages betrifft den niederfrequenten Teil des Geschwindigkeitsspektrums, da bei den Messungen vor Sylt tatsächlich die anomale Dispersion sich auch auf diesen Teil des Spektrums erstreckt (Abb. 1): Bei der Frequenz 0,04 Hz ist die Phasengeschwindigkeit 50 % kleiner als bei der Frequenz 0,07 Hz (BÜSCHING, 1978). Dieses Phänomen widerspricht im noch stärkeren Maße allen Theorien für Schwerewellen.

An dieser Stelle muß darauf hingewiesen werden, daß die Untersuchungen vor Sylt bei Bedingungen einer schweren Sturmtidenfolge (mit hohen Wasserständen und Orkanwindgeschwindigkeiten) durchgeführt worden sind. Es ist deshalb wichtig zu überprüfen, ob dieser niederfrequente Effekt auch für weniger extreme Bedingungen vorliegt und insbesondere für Dünungswellen, für die der Windeinfluß vernachlässigbar ist. Bekanntlich sind niederfrequente Wasserspiegelschwankungen im Zusammenhang mit Erscheinungen wie dem Surf Beat zu sehen. Auch deshalb ist die Untersuchung der niederfrequenten Wellenkinematik zum Verständnis der Wellenverformung in der Brandungszone wichtig.

Also könnten beide Effekte möglicherweise für die Wellenentwicklung in der Brandungszone verantwortlich sein: die hochfrequente anomale Dispersion kann zu sägezahnförmigen Wellenprofilen (Boren) führen, während die niederfrequente anomale Dispersion Einfluß auf die Erzeugung von Surf Beats haben kann. Den formulierten Fragestellungen wird nachfolgend einerseits durch Abschätzung der Fehler in den früheren Unter-

suchungen nachgegangen und andererseits durch die Analyse neuer Natur- und Labor-messungen.

2. Fehlerabschätzung bezüglich der Messung von Phasengeschwindigkeiten

Der Gesamtfehler der Geschwindigkeitsmessungen besteht aus zwei unabhängigen Anteilen:

- dem Fehler bei der Bestimmung von $C(f)$ gemäß Formel (1) und
- dem Fehler infolge der Wirkung überlagerter Strömungen und der Winkelabweichung des Wellenspektrums.

Entsprechend Gleichung (1) kann der Fehler bei der Ermittlung der Phasengeschwindigkeit durch die nachfolgende Formel bestimmt werden

$$\frac{\Delta C}{|C|} = \frac{\Delta X}{|X|} + \frac{\Delta \varphi}{|\varphi_{12}|} \quad (3)$$

Darin ist der absolute Fehler durch das Symbol „ Δ “ markiert.

Der erste Term der rechten Seite von (3) bewegt sich gewöhnlich in der Größenordnung von 1%. Der Wert von φ_{12} kann mit Hilfe der Kreuzspektrum-Analyse gefunden werden und hängt in diesem Falle sowohl von der Anzahl der Freiheitsgrade als auch vom Betrag der Kohärenzfunktion bei der betreffenden Frequenz ab. Dieser Zusammenhang ist in Abb. 2 wiedergegeben.

Die Fehlerberechnungen für die oben erwähnten Fälle zeigen, daß die Bestimmung der Phase mit der Kreuzspektrum-Methode recht genau ist. Die Daten für die Wassertiefe und

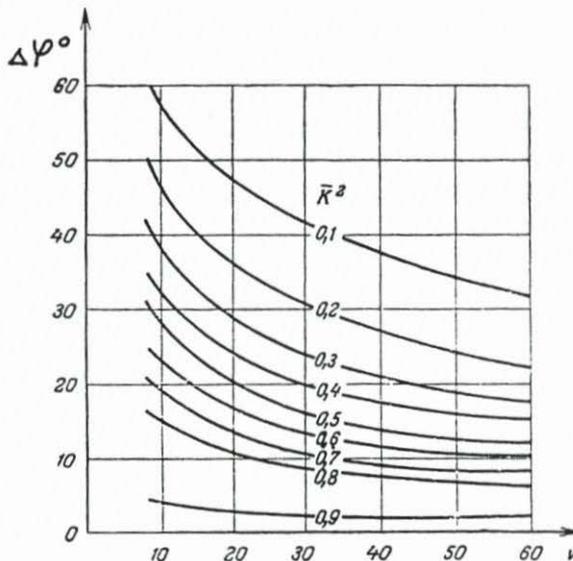


Abb. 2: 95%-Vertrauensbereich ($\Delta\varphi$) für das Phasenspektrum als Funktion des Freiheitsgrades (ν) und der Kohärenz (κ). Nach JENKINS u. WATTS (1968)

die spektrale Peakfrequenz wurden den Originalarbeiten entnommen. Die Phasenverschiebung ergibt sich entsprechend $2\pi X_{j2}/L_j$, wobei hier die Länge der Harmonischen j $L_j = (gD)^{1/2}/f_j$. Der Fehler infolge des Einflusses der Strömung (die ablandige Richtung und die Größenordnung von 0,1 m/s hat) und die Winkelabweichung sind nicht größer als 2–3 % (THORNTON u. GUZA, 1982). Demnach belaufen sich die berechneten Gesamtfehler auf nicht größer als 11 % (Spalte 5. Tafel 1). Der Vergleich dieser Werte mit der gemessenen Intensität der anomalen Dispersion (Spalte 4, Tab. 1) zeigt aber, daß I_{j1} und $\Delta C/C$ Werte gleicher Größenordnung sind. Die Geschwindigkeitsspektren der Sylt-Messungen stellen die einzige Ausnahme dar. Dies bedeutet aber nur, daß zusätzliche Daten erforderlich sind, um die Existenz des ADE zu bestätigen. Was den niederfrequenten Effekt anbelangt, so liegt der betreffende Fehler der Geschwindigkeitsmessungen für Frequenzen $f < 0,08$ Hz in der Größenordnung von 10 % bis 20 % (abhängig von der Gestalt der Kohärenzfunktion, vergl. Abb. 1 und Abb. 2), während die Intensität des Effektes etwa bei 50 % liegt (Abb. 1). Demnach gibt es keinen Zweifel an der tatsächlichen Existenz des Effektes hinsichtlich dieses Frequenzbereiches.

3. Untersuchungen im Wellenkanal

Die Laboruntersuchungen sind im Wellenkanal der Qingdao Ozean Universität, China, im Jahre 1990 durchgeführt worden. Dieser Kanal hat die folgenden Hauptabmessungen: Länge $L = 40$ m, Breite = 1,20 m und Wassertiefe im horizontalen Bereich $B = 0,70$ m. Die Böschung bestand aus einer ebenen Stahlblechkonstruktion mit einer Neigung $\tan \alpha = 1:33$ (Abb. 3).

Für die Erzeugung monochromatischer Wellen mit fest vorgegebenen Höhen im Bereich von 0,14–0,16 m und Perioden von 2,0, 3,0, 4,0 und 5,0 s wurde ein Kolben-Wellenerzeuger verwendet. Die Wasserspiegelauslenkungen wurden synchron mit sechs kapazitiven Wellenpegeln erfaßt, die mit unterschiedlichen Abständen 1,5 m bis 5,1 m voneinander entfernt über der Böschung angeordnet waren (Abb. 3, Tab. 2). Die Abtastrate lag bei 10 Hz.

Während Wellen der Periode 2 s am Meßort 1 (Fußpunkt der Böschung) noch etwa die Sinus-Form und das zugehörige Spektrum mit schmalen Peak zeigen (Abb. 3 bzw. Abb. 4),

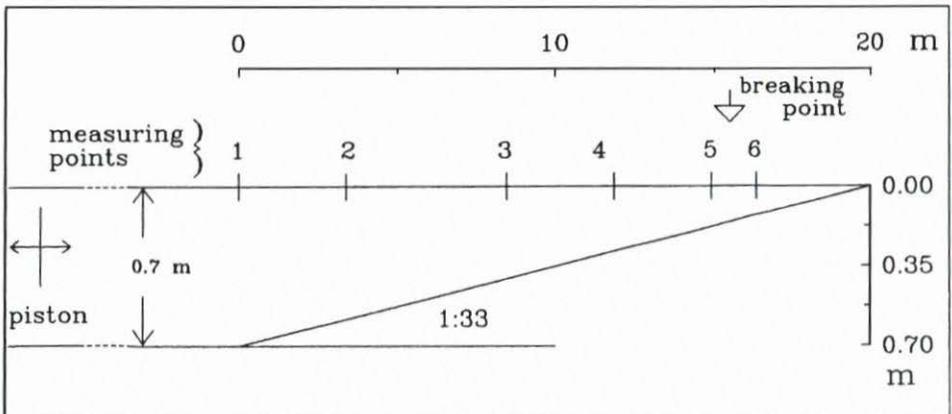


Abb. 3: Versuchsböschung des Wellenkanals der Qingdao Ozean Universität mit der Anordnung von 6 Wellenpegeln

Tab. 2: Anordnung der Wellenpegel bei den Labormessungen

Meßort	1	2	3	4	5	6
Tiefe (m)	0,70	0,61	0,45	0,32	0,22	0,17
Entfernung (m)	0,00	3,38	8,48	12,36	15,41	16,91
Pegel-Entfernungen		3,38	5,10	3,88	3,05	1,50

treten bei Wellen mit Perioden $T \geq 3$ s an dieser Position zusätzliche Peaks bei Vielfachen der Grundfrequenz ($f_j = j \cdot f_1$) auf, deren Ursache auf die Randbedingung des über 20 m langen horizontalen Bodens (shoaling) zurückzuführen ist (Abb. 4).

Die Ursell-Zahl (U_r) wird hier zur Charakterisierung der Nichtlinearität der Wellen am Meßort 1 verwendet. Diese Zahl gibt das Verhältnis des nichtlinearen Terms in der Korteweg-de-Vries-Gleichung (proportional zu H/D) zum Dispersionsterm (proportional zu $(D/L)^2$) an und kann deshalb als ein Maß für den Grad nichtlinearer bzw. disperser Eigenschaften der Wellenbewegung dienen. H und L bezeichnen die Wellenhöhe bzw. -länge, D die örtliche Wassertiefe. In der in der Einleitung erwähnten allgemeinen Form lautet die Ursell-Zahl

$$U_r = 0,5 \frac{HL^2}{D^3} \quad (4)$$

Die in Abb. 4 angegebenen Werte der Ursell-Zahl dokumentieren das Anwachsen nichtlinearer Eigenschaften am Böschungsfußpunkt mit zunehmender Wellenperiode, und dieses Verhalten ist durch das Auftreten zusätzlicher Energiedichtemaxima (Peaks) gekennzeichnet. Die Transformation einer Welle ist beispielhaft für die Wellenperiode 4 s im einzelnen an den sechs Meßpositionen über der relativ flach geneigten Böschung in Abb. 5 dargestellt.

Beobachtet wurde, daß die Wellen abhängig von der Wellenperiode als Schwallbrecher, in einer Mischform von Schwall- und Sturzbrechern oder als reine Sturzbrecher brachen und zwar in der engen Zone zwischen Pegel 5 und Pegel 6, d. h., etwa 3–4 m entfernt vom Durchstoßpunkt der Böschung mit dem Ruhewasserspiegel. An den Pegeln 1 bis 4 wurden über den gesamten Meßzeitraum stabile Wellen beobachtet, während an den Pegeln 5 und 6 überlagerte langwellige Schwingungen mit einer Periode von etwa 30 s aber kleiner Amplitude ausgemacht werden konnten (Abb. 5).

Die Geschwindigkeitsspektren wurden unter Verwendung der Formel (1) berechnet, wobei die Größe φ_{12} mit Hilfe der Kreuzspektrum-Analyse der an zwei benachbarten Pegeln

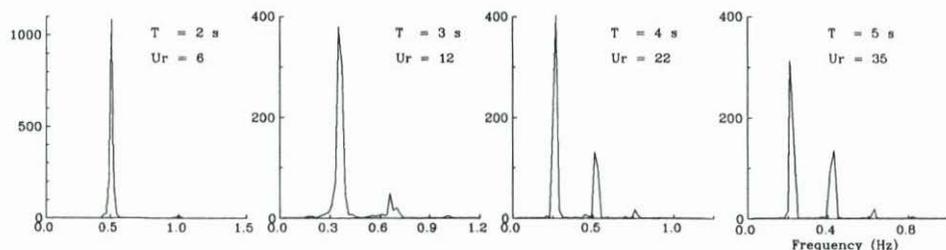


Abb. 4: Energiespektren der Wasserspiegelauslenkungen am Fußpunkt (1) der Böschung 1:33. Wellenperioden 2 s, 3 s, 4 s und 5 s

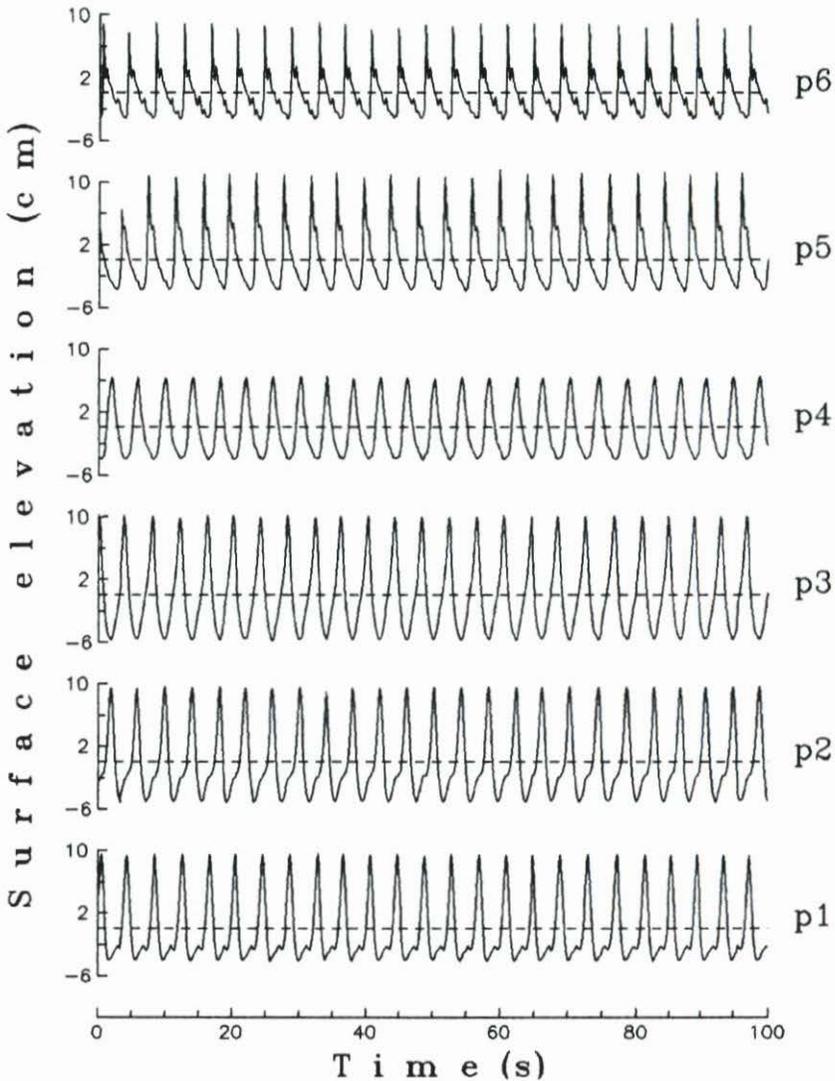


Abb. 5: Wellentransformation (shoaling) über einer flach geneigten Böschung. Wellenperiode $T = 4$ s. Meßpositionen p1 bis p6

gemessenen Zeitreihen $\eta_1(t)$ und $\eta_2(t)$ bestimmt wurde. Die Breite des spektralen Fensters und die Anzahl der Freiheitsgrade waren 0,05 Hz bzw. 34.

Das wesentliche Ergebnis der Laboruntersuchungen ist in Abb. 6 enthalten. Hier handelt es sich um die Auftragungen der Phasengeschwindigkeiten $C_1(X)$ und $C_2(X)$, d. h., der Phasengeschwindigkeit der Grundfrequenz und derjenigen der zweiten Harmonischen als Funktion der horizontalen Entfernung X vom Böschungsfußpunkt. Diese Kurvenpaare dokumentieren ein in bestimmter Weise *vergleichbares* Verhalten aller untersuchter Wellen.

Im Bereich zwischen Pegel 1 und Pegel 2 übersteigt die Geschwindigkeit der Grundfrequenz diejenige der zweiten Harmonischen, entsprechend dem bekannten Vorhandensein normaler Dispersion von Schwerewellen. Weiter küstenwärts zwischen Pegel 2 und Pegel 3

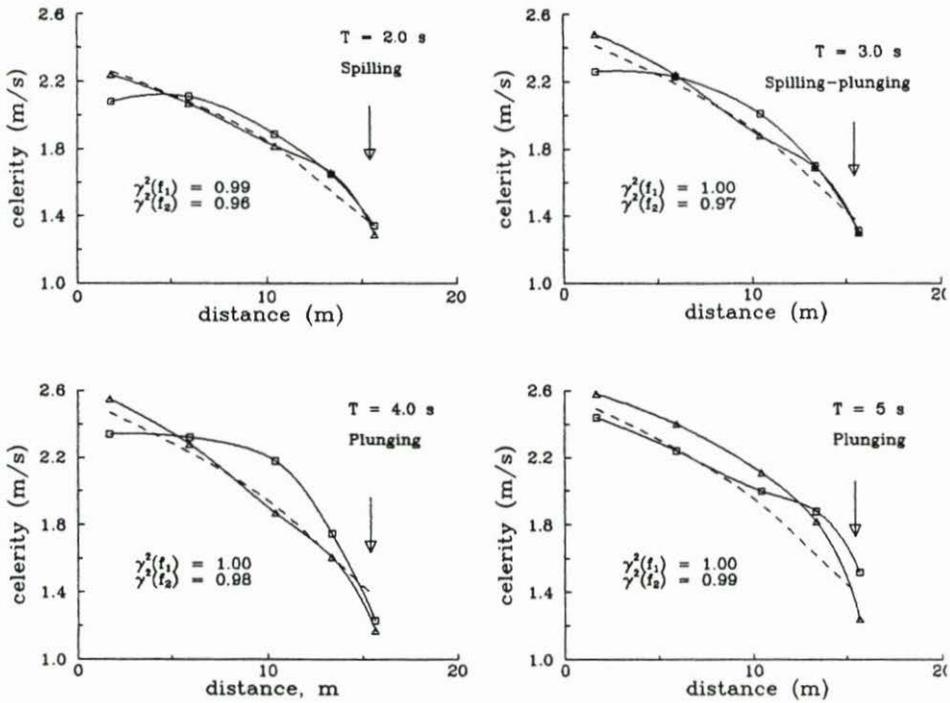


Abb. 6: Entwicklung der Phasengeschwindigkeit regulärer Wellen über einer flach geneigten Böschung: die Geschwindigkeit der Grundfrequenz ist durch Dreiecke gekennzeichnet, die der zweiten Harmonischen mit Quadraten. Die gestrichelte Linie zeigt die nach der linearen Theorie berechneten Werte. Die Pfeile bezeichnen die jeweilige Brecherzone

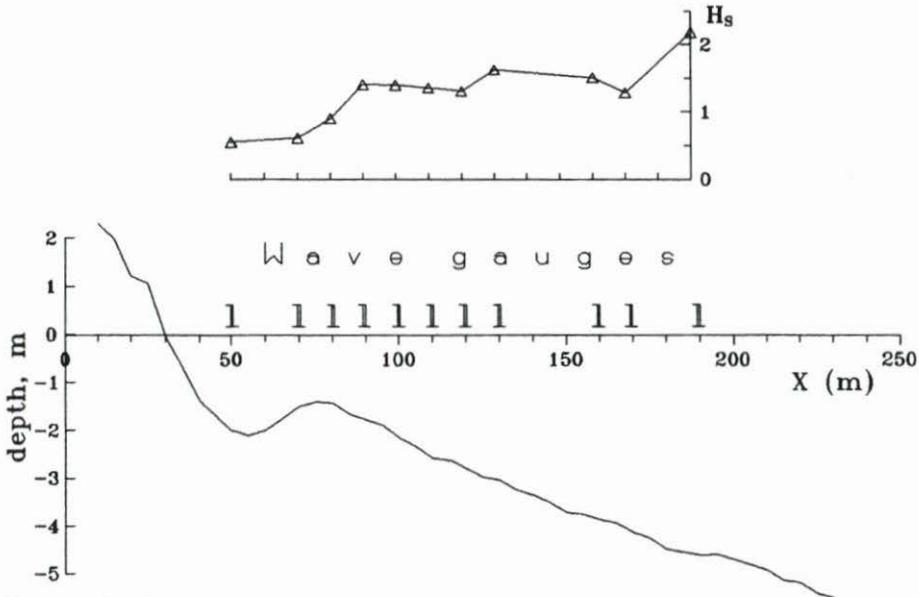


Abb. 7: Meßprofil im Untersuchungsgebiet Schcorpilovzci bei Varna, Bulgarien, Schwarzes Meer. Anordnung der Wellenpegel und Entwicklung der signifikanten Wellenhöhen

nähern sich die Werte C_1 und C_2 einander an, und schließlich belegen die Schnittpunkte bei der Kurven örtlich dispersionslose Bewegung. Dies gilt für die Wellen mit Perioden $T = 2$ s, 3 s und 4 s. Im Falle der Wellen mit Periode $T = 5$ s ist der dispersionslose Bereich weiter küstenwärts zwischen Pegel 4 und Pegel 5 verlegt. Noch weiter küstenwärts (zwischen den Pegeln 3 und 5) übertrifft die Phasengeschwindigkeit der zweiten Harmonischen ständig den betreffenden Wert der Grundfrequenz (anomale Dispersion). Maximale positive Werte $C_2 - C_1$ liegen zwischen den Pegeln 3 und 4 vor, außer bei Wellen mit der Periode $T = 5$ s. Diese Differenz nimmt wieder ab und bleibt für Wellen mit Perioden $T = 2$ s und 3 s zwischen den Pegeln 4 und 6 und für die Wellenperiode $T = 4$ s zwischen den Pegeln 5 und 6 in der Größenordnung des Meßfehlers. Bei den Wellen der Periode $T = 5$ s tritt die anomale Dispersion zwischen den Pegeln 5 und 6 auf, d. h., in der Brecherzone.

Was die Genauigkeit der Phasengeschwindigkeiten der Laboruntersuchungen anbelangt, ist festzustellen, daß der Gesamtfehler – wie oben beschrieben – in jedem Falle zu kleiner als 5 % bestimmt worden ist.

Der Betrag der Intensität des ADE ist mit $I_{21} \approx 4\%$ am geringsten für die Welle mit der Periode $T = 2$ s, deren zweite Harmonische ziemlich schwach ausgebildet ist. Dagegen belaufen sich die betreffenden Werte für die Wellenperioden $T = 3$ s, $T = 4$ s und $T = 5$ s auf 7 %, 17 % und 23 %, d. h., daß die Intensität mit der Wellenperiode ansteigt. Demnach ist – außer für die Wellenperiode $T = 2$ s – das Kriterium einer größeren Intensität als der Betrag des abgeschätzten Fehlers für alle Untersuchungsreihen erfüllt. Für die Wellenperiode $T = 5$ s ist der prozentuale Wert sogar viermal höher.

Demnach wird die Existenz der hochfrequenten anomalen Dispersion durch diese Laboruntersuchungen für reguläre Wellen deutlich bestätigt.

4. Naturuntersuchungen

Die Naturuntersuchungen wurden im Oktober 1985 im Untersuchungsgebiet Schorpiovzci am Schwarzen Meer bei der Stadt Varna in Bulgarien durchgeführt. Der Forschungspier des Bulgarischen Institutes für Ozeanologie liegt an einem sandigen, 12 km langen Küstenabschnitt, und das Meßprofil liegt 4 km von dessen südlichen Rand entfernt. Die mittlere Korngröße des Strandmaterials hat einen Durchmesser von 0,2 mm (Feiner Sand). Der Vorstrand hat eine Neigung von etwa $\tan \alpha = 0,02$ und verfügt über fast parallele Tiefenlinien. Der Bereich der Messungen erstreckte sich von der 0,5-m-Tiefenlinie bis zur 5,0-m-Tiefenlinie. Während des Meßzeitraumes gab es im Meßprofil ein einzelnes küstenparalleles Unterwasserriff, das sich etwa in einer Entfernung von 45 m von der Küstenlinie befand (Abb. 7). Die Tideschwankungen sind im Untersuchungsgebiet geringer als 0,1 m. Für die synchrone Messung der Wasserspiegelauslenkungen wurden an 11 Positionen nach dem Widerstandsmeßprinzip arbeitende Wellenpegel eingesetzt, vergl. Abb. 7. Weiterhin waren im selben Meßprofil an besonderen Beobachtungstürmen zwei weitere Wellenpegel installiert. Der erste Beobachtungsturm befand sich in einer Entfernung von $X = 1000$ m bei einer Wassertiefe von 18 m und der zweite Turm in einer Entfernung von $X = 600$ m bei einer Wassertiefe von 10 m. Dabei bezieht sich die Entfernung X auf den Koordinatenursprung 30 m landwärts der Wasserlinie, vergl. Abb. 7.

Die Dauer der digitalen Aufzeichnung betrug für jede Messung 15 Minuten mit einer Abtastrate von 3,3 Hz. Der Synchronisationsfehler war geringer als 0,005 s. Die Berechnung der Phasengeschwindigkeitsspektren wurde wiederum auf der Grundlage der Formel (1) durchgeführt und die Phasenspektren $\varphi_{12}(f)$ hierfür wiederum mit Hilfe der Kreuzspektrum-

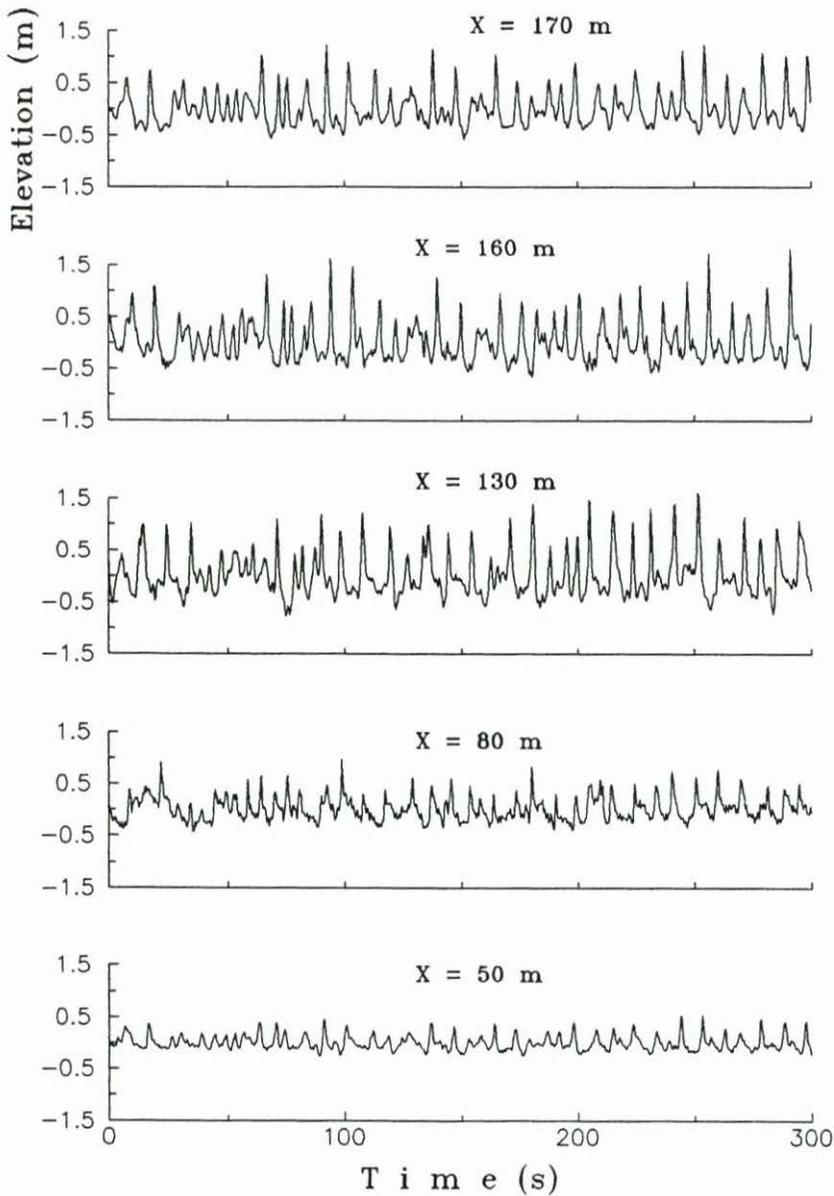


Abb. 8: An verschiedenen Positionen X des Meßprofils gemessene Zeitfunktionen der Wasserspiegelauslenkungen

Analyse bestimmt. Die Breite des spektralen Fensters war bezüglich der Untersuchung des hochfrequenten Effektes (Bereich $0,08 \text{ Hz} \leq f \leq 0,50 \text{ Hz}$) zu $0,03 \text{ Hz}$ und bezüglich des niederfrequenten Effektes zu $0,015 \text{ Hz}$ gewählt worden.

Für die Auswertung wurde insbesondere eine Meßreihe (D16) mit Dünungswellen ausgewählt, die sich im Meßprofil etwa normal zur Küste bewegten. Der Darstellung ist zu entnehmen, daß die signifikante Wellenhöhe $H_s = 2,18 \text{ m}$ der (noch ungebrochenen Wellen

bei der Position $X = 190$ m) auf $H_s = 0,55$ m bei Position $X = 50$ m im inneren Brandungsbereich abnahm. Das Brechen der höchsten Wellen begann bei Position $X = 170$ m, während der Brechpunkt für die Mehrzahl der Wellen im Bereich $X = 90-80$ m in unmittelbarer Nähe des Sandriffs lag.

Die Seegangsbedingungen bei Meßposition $X = 1000$ m ($D = 18$ m) können als Eingangsbedingungen (Input) in das System angesehen werden, weil hier die Wasserspiegelauslenkungen durch ein einziges auf einen engen Frequenzbereich beschränktes Maximum der Energiedichte (Peak) bei $f_1 = 0,12$ Hz charakterisiert waren. Mit abnehmender Wassertiefe (shoaling) wird das Spektrum breiter. Dieses Phänomen konnte an der Meßposition $X = 600$ m ($D = 10$ m) und allen weiteren Pegelpositionen beobachtet werden, Abb. 7.

Ein Grund für die Verteilung der Energiedichte über ein breiteres Frequenzband ist auf das Anwachsen der Energiedichte bei höheren Harmonischen (Vielfachen der Grundfrequenz) zurückzuführen. Ein zweiter Grund ist das Hervortreten eines weiteren Peaks im niederfrequenten Bereich bei etwa $f = 0,04$ Hz. Beide Effekte sind im gesamten Meßprofil vorhanden; der zweite Effekt ist indessen nur markant in der Nähe des Unterwasserriffs (zwischen dem Kamm des Sandriffs und der Position $X \approx 120$ m).

Diese Phänomene steuern also die Asymmetrie der Wellen und die niederfrequenten Wasserspiegelschwankungen (Surf Beat), Abb. 8. Die zugehörigen Energiespektren sind dem rechten Teil von Abb. 9 zu entnehmen.

Im linken Teil von Abb. 9 ist die küstenwärtige Entwicklung der Phasengeschwindigkeitsspektren für den hochfrequenten Bereich $0,08-0,50$ Hz dargestellt. Der Übergang erfolgt demnach ausgehend von schwacher normaler Dispersion im Bereich $X = 170-160$ m über etwa dispersionslose Bewegung bei $X = 130-120$ m, schwache anomale Dispersion bei den über dem Sandriff ($X = 90-80$ m) brechenden Wellen zu deutlicher anomaler Dispersion mit einer Intensität von I_{21} (20% in der Rinne zwischen dem Sandriff und dem Strand ($X = 70-50$ m).

Zur Überprüfung der Vertrauenswürdigkeit der Messungen wird nachfolgend der Fehler für die Bestimmung von $C(f_2)$ für den Bereich $X = 70-50$ m abgeschätzt:

Die gemessene Phasendifferenz beträgt 477° , der zugehörige Wert der Kohärenz ist $0,6$ (Abb. 9, mittlerer Teil) und die Anzahl der Freiheitsgrade ist 54 .

Für diese Größen liefert Abb. 2 $\Delta\varphi = \pm 10^\circ$, und demnach ist $\Delta\varphi/\varphi = 2\%$. Wird berücksichtigt, daß $(\Delta X/X \approx 1\%$ und überlagerte Strömungen und die Winkelabweichung der Wellen zusätzlich mit $2-3\%$ (THORNTON u. GUZA, 1982) anzusetzen sind, beläuft sich der Gesamtfehler auf $5-6\%$. Dieser Wert ist aber wesentlich geringer als die Intensität der gemessenen anomalen Dispersion ($I_{21} \approx 20\%$). Damit ist auch die Existenz der hochfrequenten anomalen Dispersion für irreguläre Wellen in der Natur bestätigt. Niederfrequente Wellenbewegung im Frequenzbereich $f < 0,08$ Hz konnte im gesamten Meßprofil beobachtet werden (rechter Teil von Abb. 9). Ihre Intensität ist jedoch am stärksten bei Position $X = 90$ m, d.h., sehr nahe dem Riffkamm. Die Energiedichte der Wasserspiegelauslenkungen bei $f = 0,03-0,04$ Hz hat etwa die gleiche Größe wie die des Hauptmaximums der Energiedichte. Der zugehörige Betrag der Kohärenzfunktion beträgt etwa $0,8$ (Abb. 10). Das Spektrum der Phasengeschwindigkeiten zeigt hier einen steilen Anstieg auf Werte von mehreren hundert m/s (Abb. 10). Dementsprechend sind die Werte des zugehörigen Phasenspektrums äußerst gering (in der Größenordnung von 1°).

Demnach bestätigt dieses Ergebnis nicht den niederfrequenten Effekt, der bei den Naturmessungen auf Sylt gefunden worden war. Das Verhalten der Phasengeschwindigkeiten in diesem Frequenzbereich ist vielmehr um einiges komplizierter als das in Abb. 1 gezeigte, vergl. weiter unten.

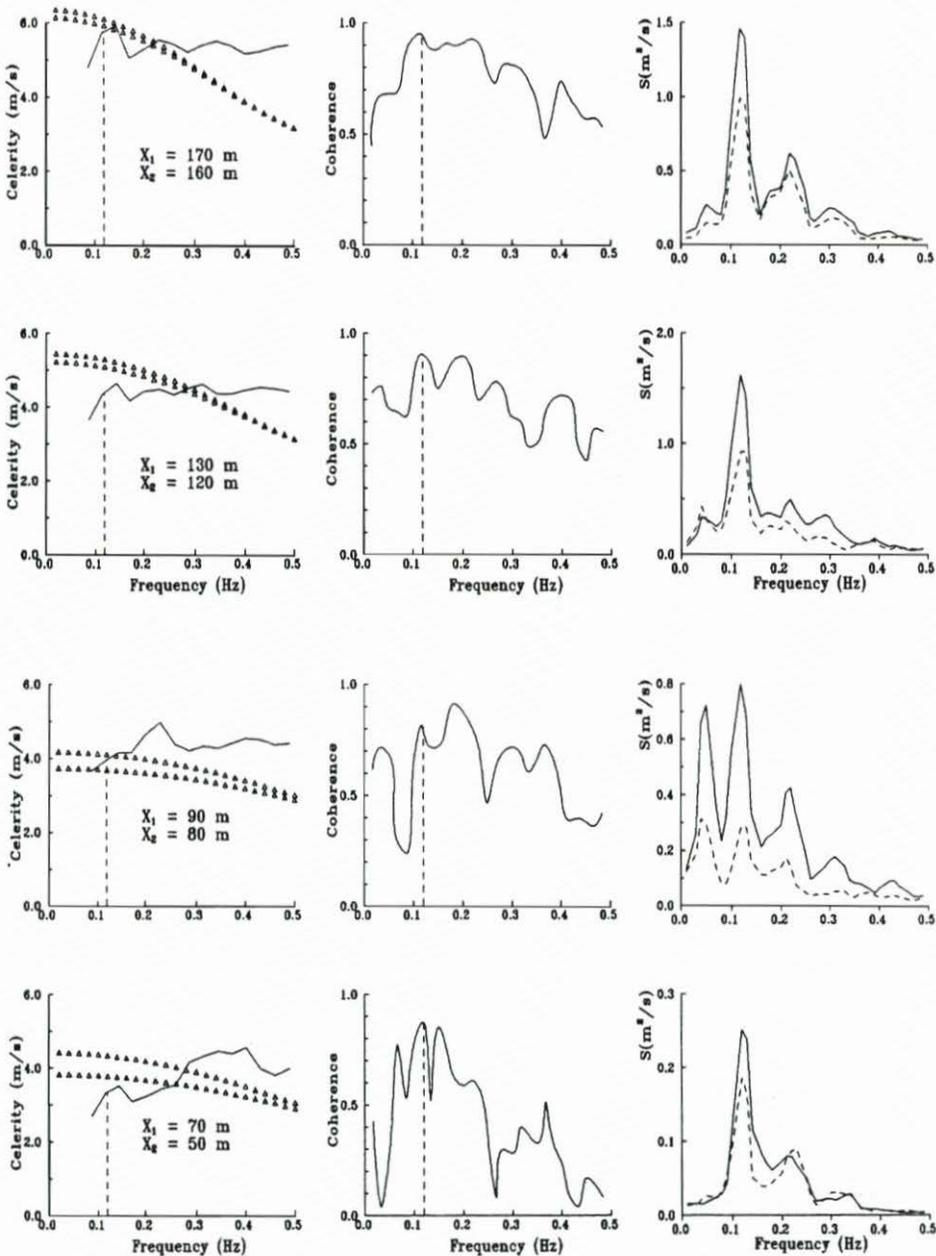


Abb. 9: Spektren der Phasengeschwindigkeiten, Kohärenzfunktionen und Energiespektren für die Bereiche $X = 170\text{--}160$ m, $X = 130\text{--}120$ m, $X = 90\text{--}80$ m und $X = 70\text{--}50$ m. Nach der linearen Theorie berechnete Phasengeschwindigkeiten sind durch Dreiecke gekennzeichnet. Die Frequenz der maximalen Energiedichte ist jeweils mit einer gestrichelten Linie markiert, die Energiedichte an der jeweils küstenferneren Meßposition mit einer durchgezogenen Linie und diejenige an der küstennäheren Meßposition mit einer gestrichelten Linie

5. Diskussion

5.1 Hochfrequenter Bereich

Die oben dargestellten Messungen dokumentieren die Existenz des Effektes der hochfrequenten anomalen Dispersion (ADE). Manchmal ist es ein Effekt zweiter Ordnung, aber in bestimmten Fällen erreicht seine Intensität 20 % und mehr. Unter Laborbedingungen kann das Phänomen bei regulären Schwerewellen über ansteigendem Boden beobachtet werden. In der Natur tritt schwache anomale Dispersion in der Nähe des Riffkammes auf, ihre maximale Intensität erreicht sie aber in der Rinne zwischen dem Riff und der Küstenlinie.

Das wesentliche Merkmal des betreffenden Effektes ist, daß er bei gebundenen Wellen auftritt. Die Aussage, daß höhere Harmonische gebundene Komponenten darstellen, kann zumindest auf zwei Wegen untermauert werden. Die erste Möglichkeit besteht darin, die Bikoherenz-Funktion auf Dreifach-Harmonische auszuwerten und die gefundenen Größen als ein Maß für quadratische Kopplungen zu nutzen. Die zweite Möglichkeit besteht in der Verwendung des Kriteriums $Ur \geq 16$ (LIGHTHILL, 1978). In diesem Beitrag wird die zweite Methode verwendet.

Die Abschätzung der Ursell-Zahl Ur wurde oben für reguläre Wellenbedingungen vorgenommen. Wenn aber irreguläre Wellen beurteilt werden sollen, liegt eine Unsicherheit bezüglich der zu verwendenden Wellenhöhe vor. Es können unterschiedliche Wellenhöhen für die Berechnung der Ursell-Zahl verwendet werden: die signifikante Wellenhöhe (H_S), die Root-Mean-Square-Wellenhöhe (H_{rms}) oder etwa die mittlere Wellenhöhe $H = 2\sigma$ mit $\sigma =$ Standardabweichung. Für die Meßposition $X = 190$ m wurden mit allen oben erwähnten Wellenhöhen Werte für die Ursell-Zahl Ur berechnet:

$$\begin{aligned} Ur(H_S) &= 50 \\ Ur(H_{rms}) &= 35 \\ Ur(H_M) &= 25. \end{aligned}$$

Wird berücksichtigt, daß H_M die minimale mittlere Wellenhöhe darstellt, kann geschlossen werden, daß das gesamte Untersuchungsgebiet eine hochgradig nichtlineare Zone darstellt.

Demnach sind die höheren Harmonischen in den Energiespektren von Abb. 9 gebundene Wellenkomponenten. Dann wieder bedeutet dies, daß der ADE ein nichtlineares Phänomen darstellt und deshalb die kritische Bedingung seines Auftretens durch den Parameter der Nichtlinearität (H/D) in der Korteweg-de-Vries-Gleichung ausgedrückt werden kann. Solche zugehörigen Werte wurden unter Verwendung der signifikanten Wellenhöhe berechnet und sind in Tab. 3 enthalten.

Tab. 3: Kritische Bedingungen für den ADE

Test	Labor	Labor	Labor	Labor	Natur
T (s)	2	3	4	5	8,5
H_S/D	0,4	0,4	0,4	0,8	0,8

Was den Widerspruch zwischen den Naturmessungen von THORNTON u. GUZA ($C(f) = \text{konstant für } f \geq f_1$) und unserem Ergebnis anbelangt, muß die nachfolgende Frage beantwortet werden:

Warum ist der ADE in bestimmten Messungen so schwach oder sogar vernachlässigbar gering?

Es kann angenommen werden, daß die Breite des Tiefwasser-Spektrums die wesentliche Rolle bei diesem Problem spielt. Wahrscheinlich ist der ADE deutlicher bei Vorhandensein eines engen „Input-Spektrums“ ausgeprägt. Tatsächlich kann ein breites Input-Spektrum als ein Satz freier Wellen angesehen werden, die sich mit unterschiedlichen Phasengeschwindigkeiten bewegen. Bei abnehmender Wassertiefe erzeugt jede freie Komponente ihren eigenen Satz von höheren Harmonischen und infolgedessen wird ein breites Spektrum noch breiter. Einige neue gebundene Komponenten können Frequenzen haben, die sehr nahe bei Frequenzen von freien Wellen liegen, und ihre Überlagerung schwächt dann den Effekt der anomalen Dispersion bei Frequenzen der gebundenen Komponenten. Dies wäre ein möglicher Grund, weshalb der ADE oft schwach ist und manchmal in der Natur nicht beobachtbar ist.

Es ist interessant, festzustellen, daß in allen betrachteten Fällen der ADE ein Ergebnis des „anormalen“ Verhaltens (im Vergleich zur linearen Abhängigkeit von $C(f)$) der zweiten Harmonischen und nicht der Grundfrequenz ist (Abb. 6). Dies läßt vermuten, daß der hochfrequente ADE den Hauptmechanismus für die Wellentransformation darstellt, die schließlich in der Brandungszone zu sägezahnförmigen Strukturen führt. Letztere können wie folgt angegeben werden:

$$\zeta(t) = \sum_{j=1}^{\infty} a_j \cos \left(2\pi f_j t + \pi \frac{(j-1)}{2} \right) \quad (5)$$

Hier bezeichnet der Term $\pi(j-1)/2$ eine positive Verschiebung zwischen der Harmonischen j und der Grundfrequenz. Solche Verschiebungen der hohen Harmonischen wurden bei Laboruntersuchungen von FLICK et al. (1981) gefunden. Offensichtlich müssen die hohen Harmonischen von Wellen, die zur Sägezahnform tendieren, sich schneller als die Grundfrequenz bewegen. Gerade dieses wird durch unsere Labormessungen bestätigt. Also kann der hochfrequente ADE als der Mechanismus angesehen werden, der für die Transformation der Wellen in die Sägezahnform verantwortlich ist. Weiterhin haben Flicks Untersuchungen klar gezeigt, daß die betreffende Verschiebung für die Wellenasymmetrie bezüglich der Vertikalebene maßgeblich ist. Deshalb kann man feststellen, daß der ADE auch für das Auftreten und die Zunahme der vertikalen Wellenasymmetrie bei abnehmender Wassertiefe verantwortlich ist.

5.2 Niederfrequenter Bereich

Oben war festgestellt worden, daß die Gestalt des bei „Schcorpilovzci“ gemessenen Spektrums der Phasengeschwindigkeiten im Frequenzbereich 0,01–0,08 Hz offensichtlich nicht die Existenz der in Abb. 1 gezeigten anomalen Dispersion bestätigt. Es gibt darüber hinaus eine deutliche Diskrepanz in der tendenziellen Veränderung auch gegenüber dem theoretischen Geschwindigkeitsspektrum: Während $C(f)_{\text{SYLT}}$ mit der Frequenz abnimmt, wächst $C(f)_{\text{SCH}}$ abrupt bis auf Werte an, die physikalisch unsinnig erscheinen (Abb. 10). Der Vergleich der Energiespektren von Abb. 1 und Abb. 9 legt aber nahe, daß wir es hier mit zwei völlig unterschiedlichen Phänomenen zu tun haben. Tatsächlich ist die Energiedichte bei den Sylt-Messungen im Frequenzbereich 0,03–0,04 Hz sehr gering (Abb. 1), während bei den Schcorpilovzci-Messungen in diesem Bereich der isolierte Peak vorhanden ist (Abb. 9). Was jedoch den Bereich unmittelbar links vom Hauptmaximum der Energiedichte anbelangt, so fällt auch hier in allen beobachteten Fällen die Phasengeschwindigkeit mit der Frequenz.

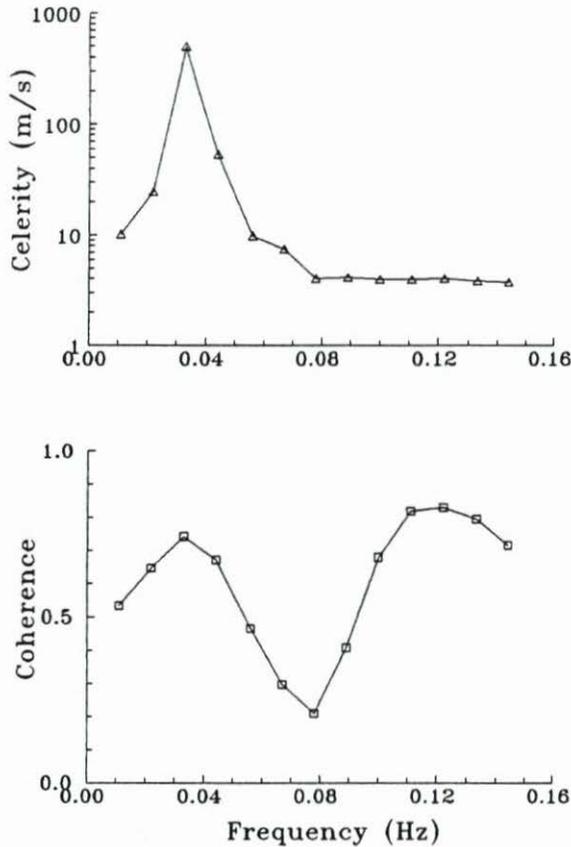


Abb. 10: Niederfrequenter Teil des Spektrums der Phasengeschwindigkeiten (oben) und Kohärenzfunktion (unten) für den Bereich $X = 90\text{--}80\text{ m}$

Einerseits bestätigen die im Meßprofil von Schcorpilovci erhaltenen Ergebnisse das Phänomen der anomalen Dispersion in den Spektren der Phasengeschwindigkeiten der Sylt-Untersuchungen, wenn auch der ADE bei den Messungen am Schwarzen Meer viel schwächer ausgeprägt ist. Andererseits zeigen die neuen Messungen aber ein zusätzliches Phänomen: Riesige Phasengeschwindigkeiten treten bei niedrigen Frequenzen zusammen mit hohen Werten der Kohärenz auf (Abb. 10), und eine fast nicht mehr meßbare Phasendifferenz zwischen den Meßpositionen $X = 90\text{ m}$ und $X = 80\text{ m}$ bedeutet, daß das Energiedichtemaximum bei 0,03–0,04 Hz zu einer stehenden Welle gehört. Tatsächlich befinden sich alle Punkte in einer stehenden Welle $\xi(x,t) = A \cdot \cos(kx) \cdot \sin(\omega t)$ in derselben Phase, und deshalb sollte die Phasengeschwindigkeit einen unendlich großen Wert aufweisen.

Zusammenfassend kann also festgestellt werden, daß Spektren der Phasengeschwindigkeiten von Schwerewellen über Informationen zu den nachfolgenden Phänomenen verfügen:

- Hochfrequente anomale Dispersion;
- Niederfrequente anomale Dispersion an der abfallenden Seite des Energiedichtemaximums des Energiespektrums;
- Stehende Wellen.

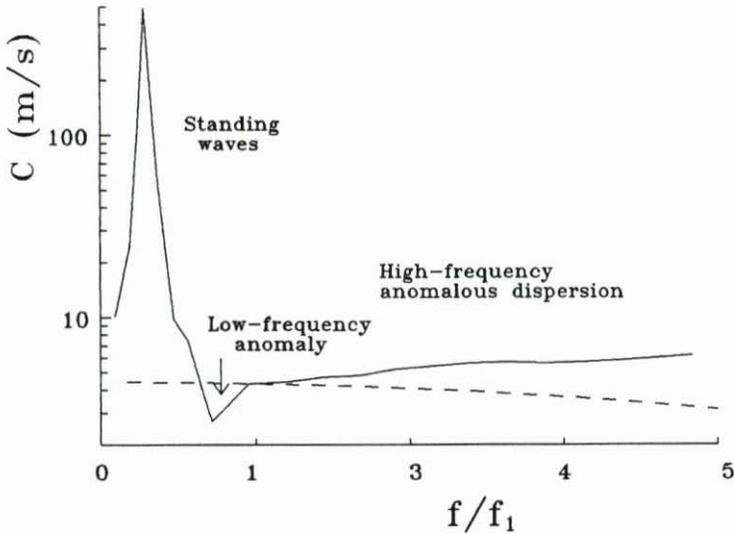


Abb. 11: Generalisiertes Spektrum der Phasengeschwindigkeiten von stark verformten brechenden Wellen (durchgezogene Linie) im Vergleich mit demjenigen nach der linearen Theorie berechneten (gestrichelte Linie)

Das generalisierte Phasengeschwindigkeitsspektrum für den Fall stark verformter brechender Wellen könnte also die in Abb. 11 dargestellte Form aufweisen. Diese unterscheidet sich signifikant von der nach der linearen Theorie berechneten.

6. Schriftenverzeichnis

- BÜSCHING, F.: Wave deformation due to decreasing water depth. *Mitteilungen des Leichtweiß-Instituts für Wasserbau der Technischen Universität Braunschweig*, 63, pp. 168–217, 1978.
- BÜSCHING, F.: Anomalous dispersion of Fourier components of surface gravity waves in the nearshore area. *Proc. 16th Conf. Coastal Engineering*, pp. 247–267, 1978.
- BÜSCHING, F.: Anomale Dispersion zur Darstellung der küstennahen Wellenverformung. *Die Küste*, H. 34, pp. 159–183, 1979.
- ELGAR, S. u. R. T. GUZA: Shoaling gravity waves: comparisons between field observations, linear theory and nonlinear model. *Fluid Mech.*, vol. 158, pp. 47–70, 1986.
- FLICK, R. E., R. T. GUZA u. D. L. INMAN: Elevation and velocity measurements of laboratory shoaling waves. *J. Geophys. Res.*, 86, pp. 4149–4160, 1981.
- JENKINS, G. M.: *Spectral analysis and its application*. San Francisco: Holden-Day, pp. 525, 1968.
- KUZNETSOV, S. YU. u. N. S. SPERANSKI: Phase velocities of free and forced waves in shallow water. In: „Modern processes of sedimentation on shelf“, pp. 180–186, „Nauka“, Moscow, (in Russian), 1990.
- LIGHTHILL, J.: *Waves in fluids*. Cambridge Univ. Press, London, pp. 504, 1978.
- SPERANSKI, N. S.: Two types of deformation of wave velocity field in coastal zone. *Oceanology*, vol. 25, n 6, pp. 723–726, 1985.
- THORNTON, E. u. R. T. GUZA: Energy saturation and phase speed measured on a natural beach. *J. Geophys. Res.*, C86(5): pp. 4149–4160, 1982.

Über die Bedeutung der Reflexion von Obertiden für die Unterhaltungsaufwendungen in der Tideelbe

Von GÜNTHER EICHWEBER und DIETRICH LANGE

Zusammenfassung

Auf der Grundlage von Strömungsmessungen wird untersucht, ob Obertiden in der Elbe stehende Wellen anregen. Ergebnisse der Spektralanalyse zeigen, daß die Amplitudenverteilung der Obertiden auf die Existenz stehender Wellen hinweist. Die geraden und die ungeraden Obertiden der M_2 sind zwei unabhängig voneinander bestehenden Schwingungssystemen zuzuordnen, deren Strömungsminima mit den bedeutenden Baggerstellen übereinstimmen. Die Amplituden der Eigenschwingungen zeigen große Variabilität im Spring-Nipp-Tidenzyklus und im Verlauf mehrerer Jahre.

Summary

Tidal subharmonics induce resonance phenomena in the Elbe estuary. Two possible systems of standing waves relating to the odd- and the even-numbered subharmonics of the M_2 are discussed. Spectral analysis of current measurements reveals the spectral amplitudes of subharmonics in the range from 373 to 67.5 minutes, shows a strong correlation of the amplitudes of subharmonics with the spring-neap-cycle but does not render sharp images of the nodes. Assuming certain topographic regions as reflectors, an energy distribution can be deduced which shows good correlation with dredging sites.

Inhalt

1. Einführung	180
2. Anregung der Schwingungen	183
3. Auswertung von Strömungsmessungen	183
3.1 Verfahren der Spektrenrechnung	183
3.2 Fensterfunktion	186
3.3 Normierung	186
4. Ergebnisse der Spektrenrechnung für die bedeutendsten Perioden	186
5. Berechnung der Phasenspektren	190
6. Verhalten von kurzperiodischen Strömungsschwankungen während der Gezeitenperioden	192
7. Die Amplituden der Obertiden im Spring-Nipp-Tidenzyklus	192
8. Langzeitiges Verhalten der Obertiden	192
9. Konsequenzen für numerische Modelle	196
10. Konsequenzen für den Strombau	196
11. Ausblick	198
12. Schriftenverzeichnis	198

1. Einführung

In der Unterelbe werden jährlich mehrere Millionen Kubikmeter Sand und Schlick gebaggert, um die Fahrrinne schiffbar zu halten. Der Bedarf an geeigneten Maßnahmen zur Verringerung der Baggermengen ist entsprechend groß.

Die Erfahrung der Wasser- und Schifffahrtsämter zeigt eine starke Abhängigkeit des Aufkommens und der Lage der Eintreibungen von der Stärke des Oberwasserabflusses und der Lage der Brackwasserzone. Weitere Kenntnisse beziehen sich darauf, welche Rolle der Querschnittsverlauf und quer zur Fahrrinne verlaufende Strömungen bei den Eintreibungen spielen. Im folgenden soll dargestellt werden, welchen Beitrag Prozesse liefern können, die sich aus der Reflexion der Gezeiten einschließlich ihrer kurzperiodischen Anteile ergeben und keinen sichtbaren Bezug zum Kurvenverlauf des Stromes aufweisen. Die Fragestellung, zu deren Beantwortung damit beigetragen wird, lautet nicht, woher und auf welchem Wege das Sediment in die Baggerstelle gelangt, sondern warum es an den speziellen Stellen liegenbleibt, obwohl doch die gesamte Sohle mit jeder Tide großen Sedimentumlagerungen unterworfen ist. Es wird dargestellt, wie Obertiden durch Reflexion stehende Wellen bilden und so zu einer diskontinuierlichen Verteilung der Strömungsgeschwindigkeiten beitragen können.

Ausgangspunkt der Arbeit ist die Beobachtung, daß die Gesamtlänge der Unterhaltungsstrecken bei zunehmenden Baggermengen abgenommen hat; d.h., die Eintreibungen konzentrieren sich auf immer weniger und immer kürzere Streckenabschnitte (Abb. 1). Dies weist darauf hin, daß hier ein Ordnungsprinzip wirkt und daß dessen Bedeutung zugenommen hat.

Es wurde auf der Grundlage der veränderten Eintreibungen und der Verteilung der Unterhaltungsstrecken und Übertiefen im Strom die Hypothese aufgestellt, daß die längs des Stroms variiierende Strömungsgeschwindigkeit durch ein System von einander überlagernden Eigenschwingungen gebildet wird, die durch Resonanz der Gezeitenwellen mit dem Wasserkörper der Elbe entstehen. Die Schwingungen würden demnach denen einer einseitig offenen Bucht entsprechen, wie sie in der Ozeanographie vielfach beschrieben sind (DIETRICH et al., 1975).

Die Reflexionen finden zum einen an einem geschlossenen Ende statt (für die Teilreflexion genügt ein Bereich mit sprunghaft abnehmender Wassertiefe bzw. abnehmendem Querschnitt) und zum anderen an einem offenen Ende, das entsprechend zunehmende Wassertiefe bzw. Querschnitte aufweist. Die Reflexion am geschlossenen Ende erfolgt phasengleich, die am offenen Ende mit Phasenumkehr. Die Wasserspiegelauslenkung wird am offenen Ende zu Null bzw. bei Teilreflexionen zu einem Minimum; die Strömungen werden dort bezüglich der Periode der betreffenden, Resonanz zeigenden Welle maximal. Am geschlossenen Ende gilt das umgekehrte. Die Abb. 2 zeigt schematisch den Verlauf von Wasserspiegelauslenkung und Strömungsgeschwindigkeiten für die Grundschiwingung und die ersten zwei Oberschwingungen einer einseitig offenen Bucht.

Zusätzlich sind die Beträge der Strömungsgeschwindigkeiten und deren Summe dargestellt, um zu veranschaulichen, wie die Schwingungen die Gezeitenströmung mit einem räumlich variierenden Beitrag überlagern.

Die Perioden stellen sich wie folgt ein:

$$\text{Grundschiwingung:} \quad \tau_0 = \frac{4L}{\sqrt{g \cdot h}}$$

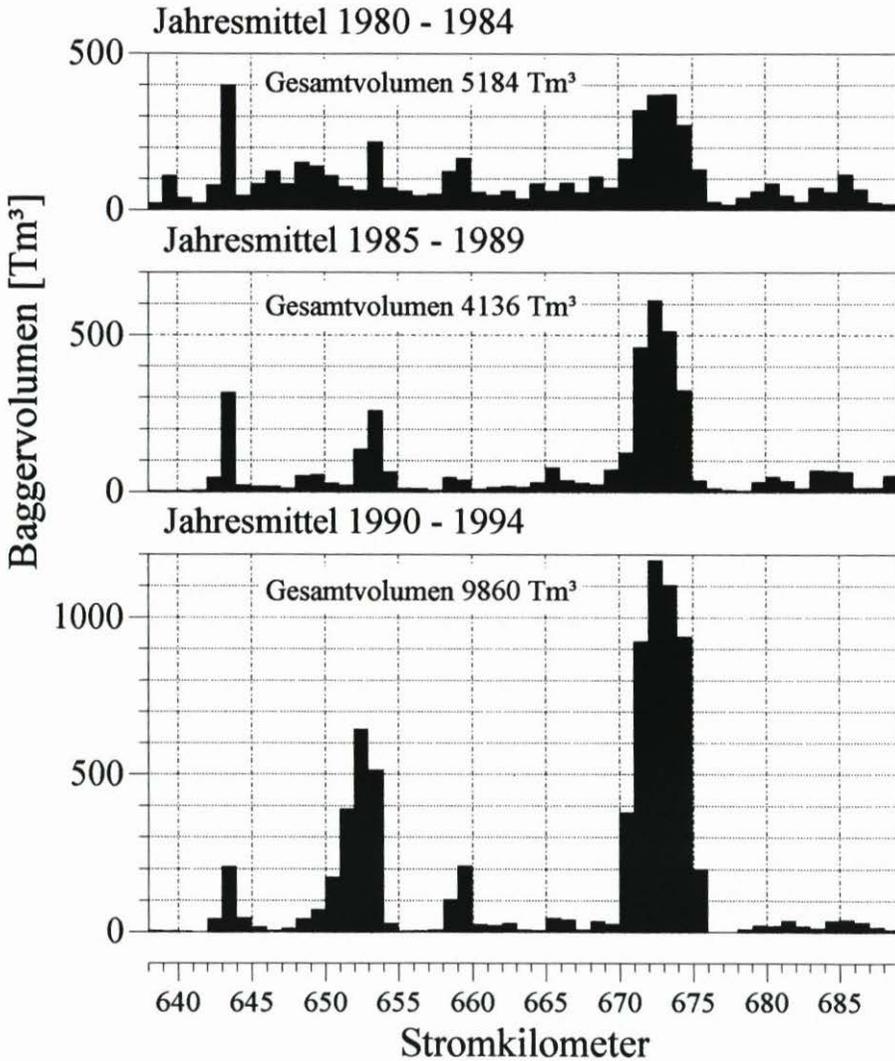


Abb. 1: Entwicklung der Unterhaltungsbaggermengen im Bereich zwischen Hamburg und St. Margarethen

Oberschwingung erster Ordnung: $\tau_1 = \tau_{o/3}$

Oberschwingung zweiter Ordnung: $\tau_2 = \tau_{o/5}$

mit τ_n = Periode der Schwingung n-ter Ordnung

L = Länge der Bucht

g = Erdbeschleunigung

h = Wassertiefe

Auf dieser Grundlage werden die Baggerstellen als Bereiche mit – durch den Beitrag der Schwingungen – lokal erniedrigten Strömungsgeschwindigkeiten gedeutet; die Klappstellen stellen Übertiefen mit großer Räumkraft dar, die hohe Strömungsgeschwindigkeiten aufweisen.

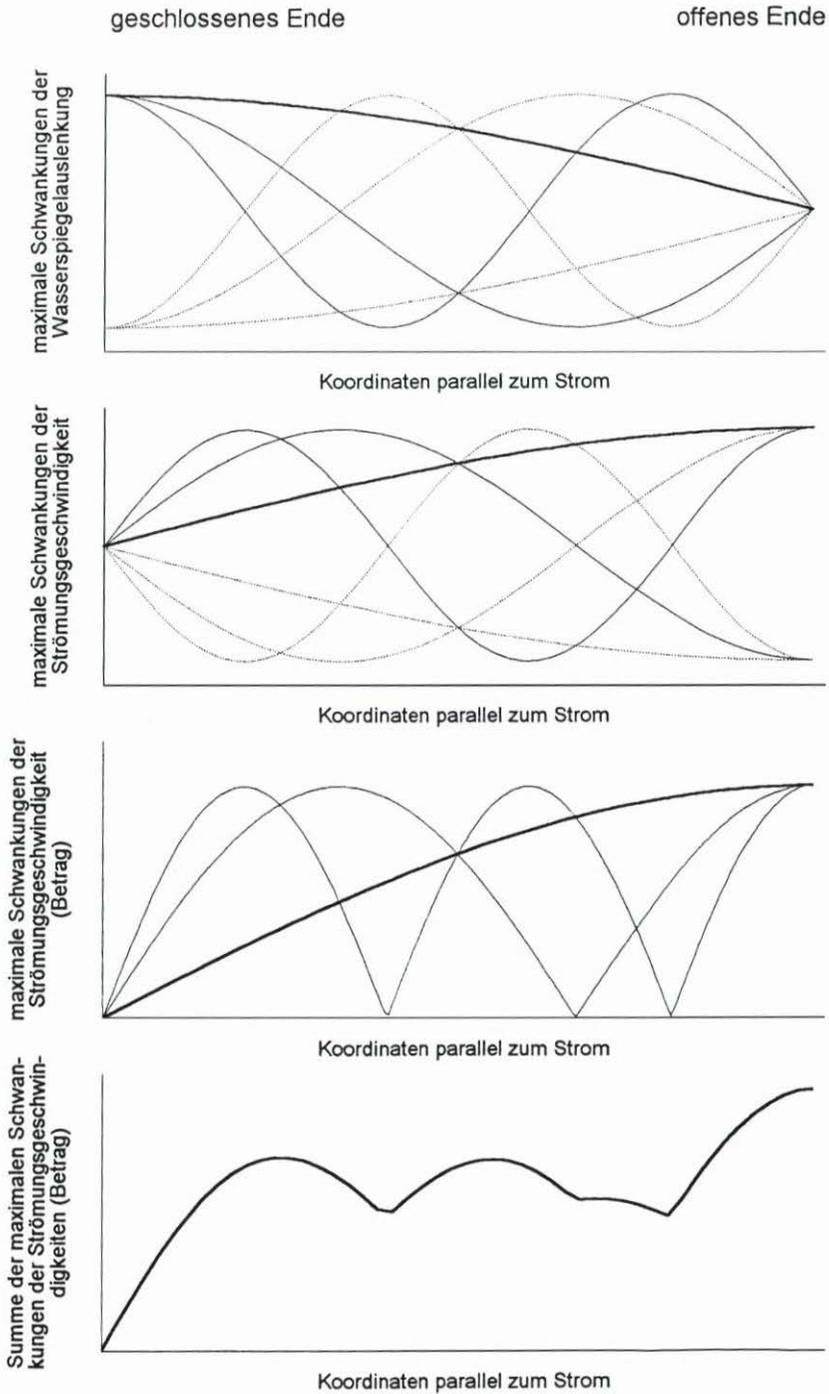


Abb. 2: Wasserspiegelauslenkung, Strömungsgeschwindigkeiten, deren Beträge und die Summe der Beträge der Strömungsgeschwindigkeiten führen bei Eigenschwingungen einer einseitig offenen Bucht zu einer diskontinuierlichen Verteilung der mittleren Strömungen

2. Anregung der Schwingungen

Es ist bekannt, daß sich in Küstengebieten in Wechselwirkung zwischen den Haupttiden und der Reibung sogenannte Seichtwassertiden einstellen, deren Perioden sich als die Haupttide geteilt durch eine ganze Zahl einstellen (z. B. $M_2/2$, $M_2/3$, $M_2/4$, $M_2/5$, $M_2/6$, usw., RAUSCHELBACH, 1924). Die daraus resultierenden Anteile zum lokal wirksamen Gezeitenpotential sind abhängig von der Morphologie und daher zeitlich veränderlich. Werden in Nebengewässern der Nordsee wie z. B. der Elbe Gezeiten angeregt, so stellen sich auch durch die Seichtwassertiden erzwungene Schwingungen ein, die als Wellen in das Nebengewässer einlaufen und teilweise dissipiert, teilweise reflektiert werden. Die Ästuarare an der Nordsee zeigen erhebliche Reflexionen der halbtägigen Gezeitenwelle, was im Fall der Jade durch die natürliche Gestalt des Gewässers hervorgerufen wird, in den Beispielen Weser und Elbe durch künstliche Veränderungen hervorgerufen bzw. verstärkt wurde. Für die Jade wurde die Überlagerung der halbtägigen Tide mit ihrer reflektierten zu einer stehenden Welle von LÜDERS (1934) beschrieben; für die Elbe hat HENSEN (1942) die Grundlagen gelegt. Demnach resultiert der nach Oberstrom zunehmende Tidenhub der Elbe ebenso wie auch die Phasengleichheit zwischen Hoch- bzw. Niedrigwasser einerseits und Stromkenterung andererseits aus der Reflexion der Tide im Bereich Hamburg. Je stärker der Anteil der reflektierten Gezeitenwelle ist, desto mehr zeigt sie die Energieverteilung und das zeitliche Verhalten einer in Resonanz befindlichen stehenden Welle. Die Resonanz kann sowohl durch Ausbaumaßnahmen wie auch durch die Wirkung der stehenden Welle auf die Querschnitte verstärkt werden. Seit dem Ausbau der Elbe zum Schifffahrtsweg, insbesondere seit den 60er Jahren, hat sich die Reflexion der Tidewelle bei Hamburg erheblich verstärkt (Abb. 3).

Über die in gleicher Weise mögliche Resonanz der Obertiden lagen zur Zeit der Untersuchungen von Lüders und Hensen keine Erkenntnisse vor. Grundsätzlich ist von einem analogen Verhalten der kürzeren Wellen auszugehen.

3. Auswertung von Strömungsmessungen

Auf der Grundlage der langen Zeitreihen, in denen die Wasserstände dokumentiert sind, ließen sich die kurzperiodischen Schwingungen nicht untersuchen, da die Pegel (beabsichtigt) eine starke mechanische Dämpfung haben, die (unbeabsichtigt) von Pegel zu Pegel verschieden ist. Es bestand daher Bedarf an langen Zeitreihen, die die Strömungen der Tideelbe dokumentieren. Im Jahre 1992 wurde die Meßkampagne ELBEX durchgeführt, um ein numerisches Modell der Bundesanstalt für Wasserbau zu verifizieren. Damit lag umfangreiches Datenmaterial vor, das für die Spektralanalyse genutzt werden konnte. Insgesamt wurden in der ELBEX-Meßkampagne in zwei Zeiträumen von je zwei Wochen an 75 Meßpositionen Strömungen dokumentiert. Die Daten wurden digital als 5-Minuten-Mittelwerte gespeichert; ein Sensor, der auf der Höhe von Brokdorf ausgelegt war, speicherte 1-Minuten-Mittelwerte (Abb. 4).

3.1 Verfahren der Spektrenrechnung

Die Spektren der vorliegenden Arbeit wurden nicht mit der FFT berechnet, sondern mit dem Goertzel-Algorithmus (GOERTZEL, 1958), da dieser den Vorteil bietet, für beliebige dis-

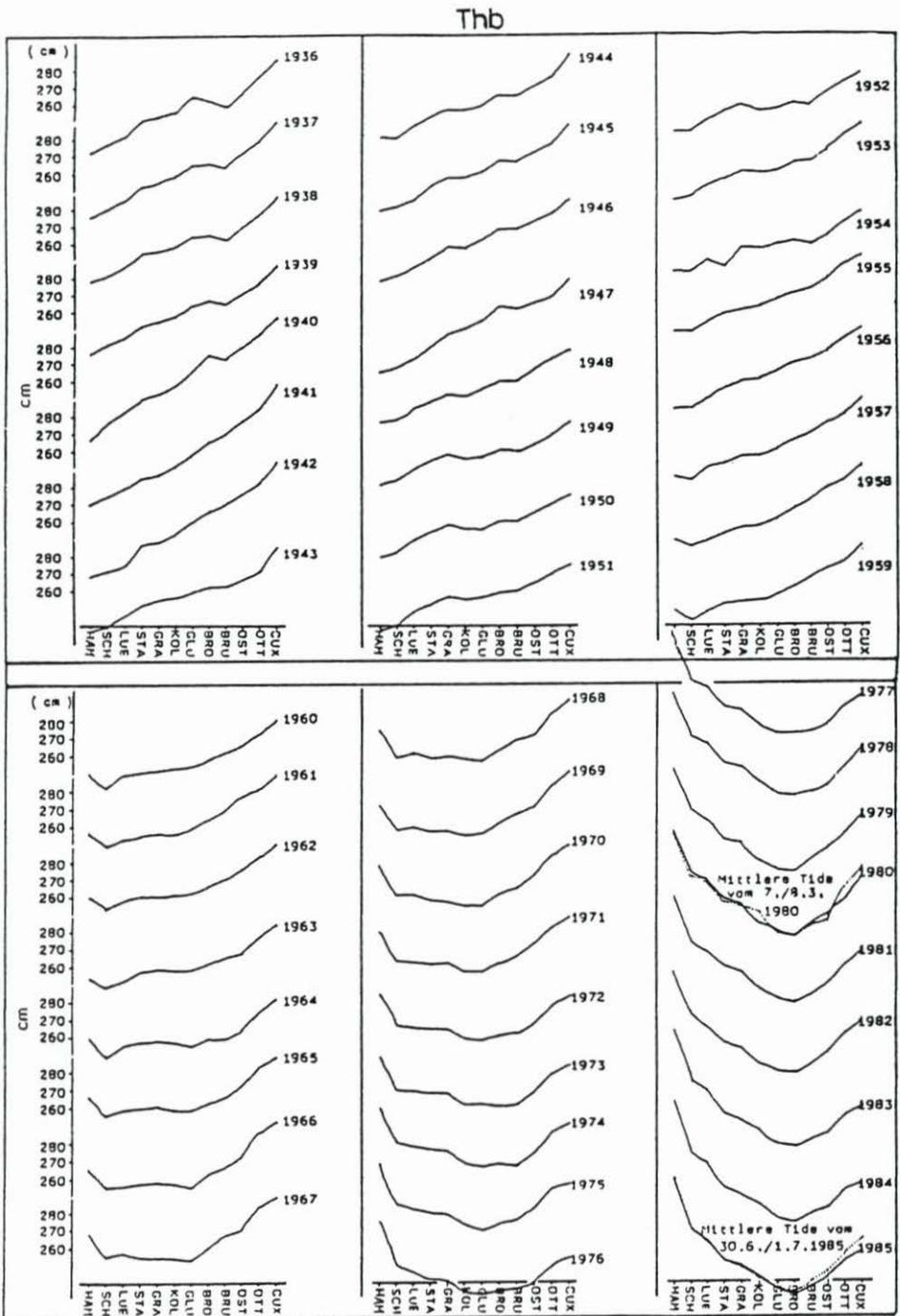


Abb 3: Entwicklung der Tidehubverteilung in der Unterelbe durch Ausbaumaßnahmen (entn. aus HINRICHSSEN, 1991)

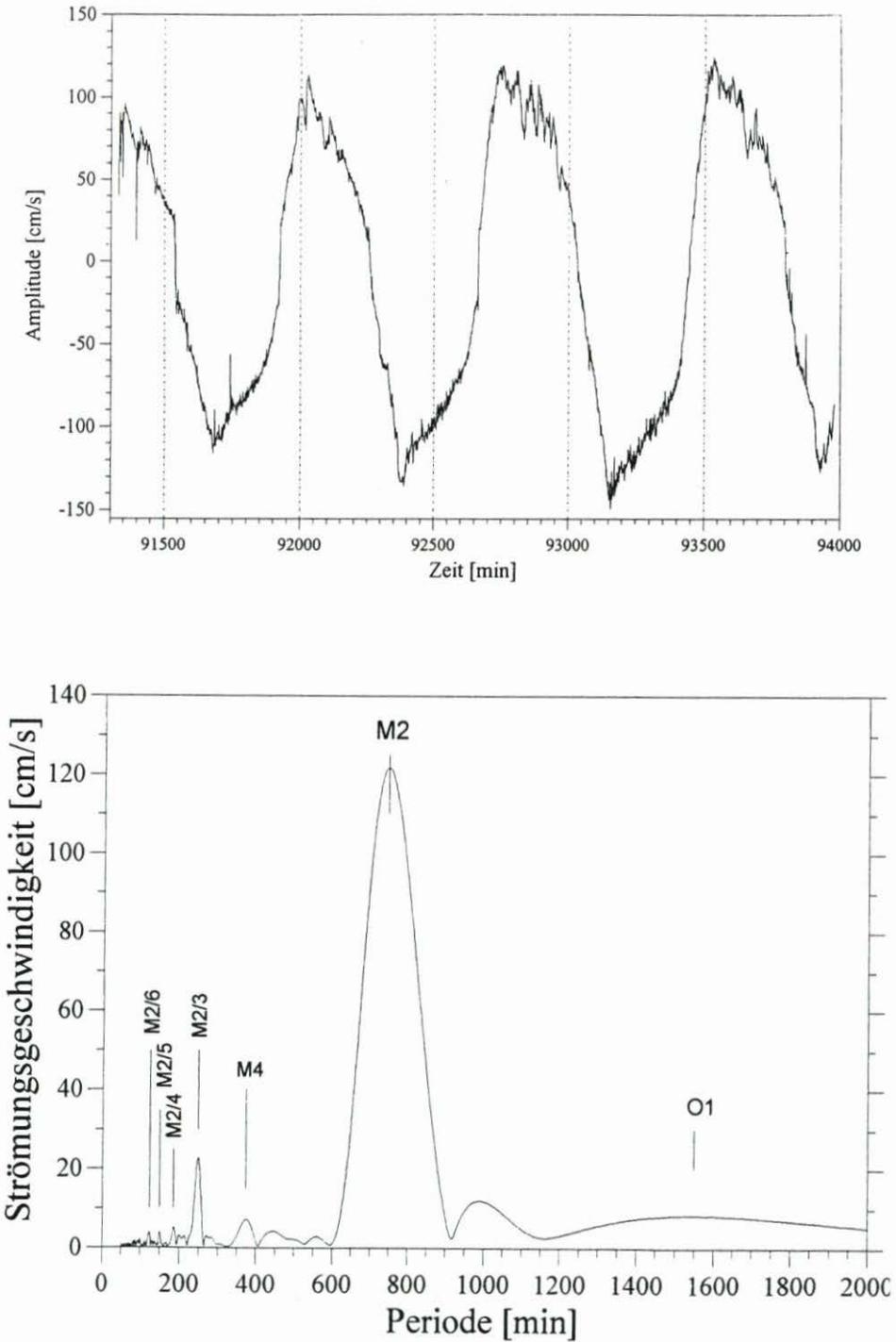


Abb. 4: Zeitreihe (Ausschnitt) und Spektrum der Zeitreihe Brokdorf

krete Frequenzen Amplituden zu bestimmen. In einem Frequenzintervall kann daher genau nach der Periode des Maximums gesucht werden. Eine ausführliche Darstellung der spektralanalytischen Auswertung der ELBEX-Daten gibt LANGE (1995).

3.2 Fensterfunktion

Bedingt durch die endliche Länge der Zeitreihen treten bei der Spektrenberechnung zu jedem Hauptmaximum mehrere Nebenmaxima auf, die die Amplituden bei den entsprechenden Frequenzen verfälschen. Durch die Wahl einer geeigneten Fensterfunktion, mit der die Zeitreihe multipliziert wird, kann der Effekt verringert werden. Dies hat allerdings den Nachteil, daß die spektrale Auflösung verringert und die Frequenz des Hauptmaximums verschoben wird. Für die Rechnungen wurde das Hanning-Window verwendet. An synthetischen Zeitreihen wurde die Übereinstimmung zwischen eingegebenen und berechneten Amplituden und Phasen überprüft.

Durch geringe zeitliche Korrelation der Schwingungen kürzerer Perioden können die Amplituden bei der Spektrenberechnung unterdrückt werden. Dies kann ausgeglichen werden, indem die Amplituden mit Fenstern geeigneter, nicht zu großer Länge berechnet und diese Fenster entlang der Zeitreihe verschoben werden. Summiert man die so erhaltenen Amplitudenwerte auf (Stapelung), so erhält man genauere Ergebnisse auch für Schwingungen mit geringer zeitlicher Korrelation. Die Werte der Abb. 5 sind mit gleitenden Fenstern und Stapelung ermittelt worden.

3.3 Normierung

Um die Wirkung der Sensorposition auszugleichen, wurde angenommen, daß die Amplituden der Haupttide und der Obertiden durch die Lage im Strom und die Höhe über der Sohle in gleicher Weise beeinflußt werden. Es wurden daher die Werte der M_2 -Amplituden zur Normierung der Amplituden der kürzeren Perioden verwendet. Die Annahme ist nur bedingt realistisch. Es müßte vielmehr bei einer genaueren Betrachtung davon ausgegangen werden, daß Obertiden und Haupttide im Stromquerschnitt unterschiedlich verteilt sind. Darüber hinaus ist ebenfalls unklar, wie sich die Strömungen verschiedener Perioden bei geschichtetem Wasserkörper auf den Querschnitt verteilen. Trotzdem konnten mit der Normierung die Streuungen der Werte in den Darstellungen der Abb. 6 wesentlich verringert werden.

4. Ergebnisse der Spektrenrechnung für die bedeutendsten Perioden

Der Abb. 5 ist zu entnehmen, daß die Maxima der Spektren im Verlauf der Tideelbe bei den gleichen Perioden und in teilweise zusammenhängendem Verlauf der Amplituden auftreten.

Die Abb. 6 zeigen die Werte aus den Amplitudenspektren für Perioden, bei denen große Amplitudenwerte vorkommen. Als Amplitude wird hier der Betrag der Strömungsgeschwindigkeit bezeichnet. Die Amplituden sind mit dem Betrag der M_2 -Amplitude der jeweiligen Zeitreihe normiert, um Einflüsse der Sensorposition zu verringern. Die Verteilung

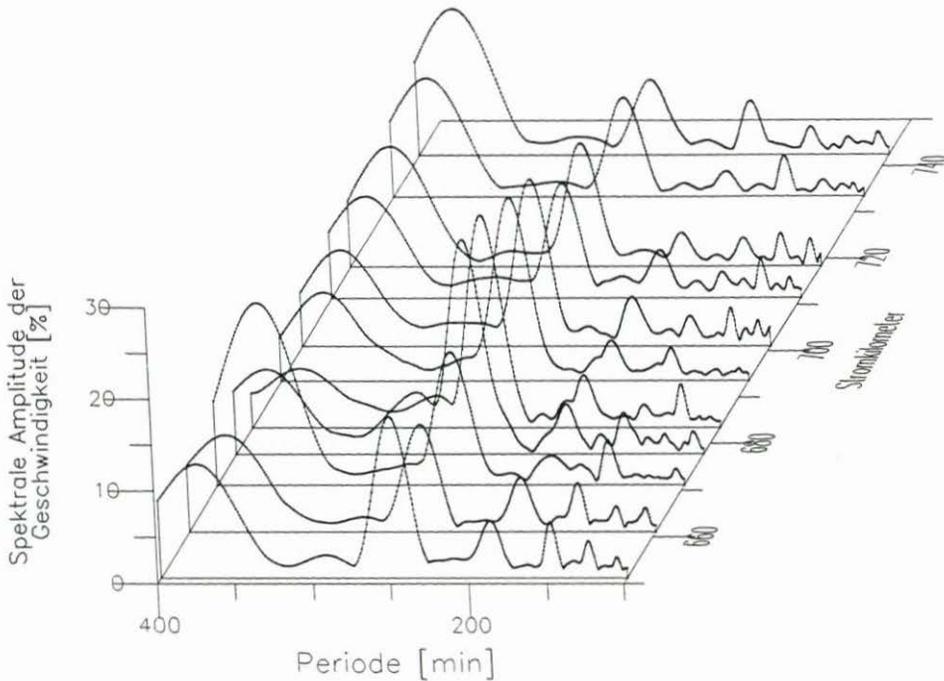


Abb. 5: Darstellung von Spektren der Oberflächenmessungen in räumlicher, den Verlauf entlang der Tideelbe zeigender Anordnung. Die Amplituden sind mit der nicht dargestellten Amplitude der halbtägigen Tide normiert

der Amplitudenwerte entlang der Elbe läßt nur für die langen Perioden eine grobe Übereinstimmung mit dem hypothetischen Verlauf erkennen. Für die Obertide mit der größten Amplitude, der Tide $M_2/3$ mit der Periode 248 Minuten, scheint die Schwingung gegenüber der angenommenen stromab verschoben. Weitere Darstellungen zeigen überhaupt keine systematischen Verläufe der Schwingungsamplituden. Die Übereinstimmung setzt allerdings voraus, daß die Amplitude der fortschreitenden Welle wesentlich geringer ist als die der stehenden, was nur bei sehr großer Resonanz zu erwarten ist. Für die Perioden unter 100 Minuten stößt das Berechnungsverfahren an prinzipielle Grenzen, da die Perioden im Spektrum eng benachbart sind und dadurch die Auflösung und Genauigkeit der Berechnung gestört werden. Darüber hinaus ist bisher unberücksichtigt, wie Phasenbeziehungen der Obertiden zu systematischen Wechselwirkungen führen (z.B. Veränderung der Wellengeschwindigkeit durch die mit der Haupttide einhergehende Wassertiefenveränderung), die sich nicht im langfristigen Mittel ausgleichen.

Die Amplitudenspektren zeigen nicht nur große Werte für die ungeraden Obertiden, deren Resonanz der Annahme entsprechend zu Eigenschwingungen nach dem Prinzip der einseitig offenen Bucht führt, sondern ebenfalls große Werte für die geraden Obertiden. Die Verteilung der Amplituden im Strom legt die Vermutung nahe, daß ein zweites Schwingungssystem angeregt werden kann, das die Resonanz aus der Reflexion an zwei offenen Enden bezieht. Für die damit denkbaren Schwingungssysteme ist der Verlauf der Beträge der Strömungsgeschwindigkeiten in Abb. 7 dargestellt.

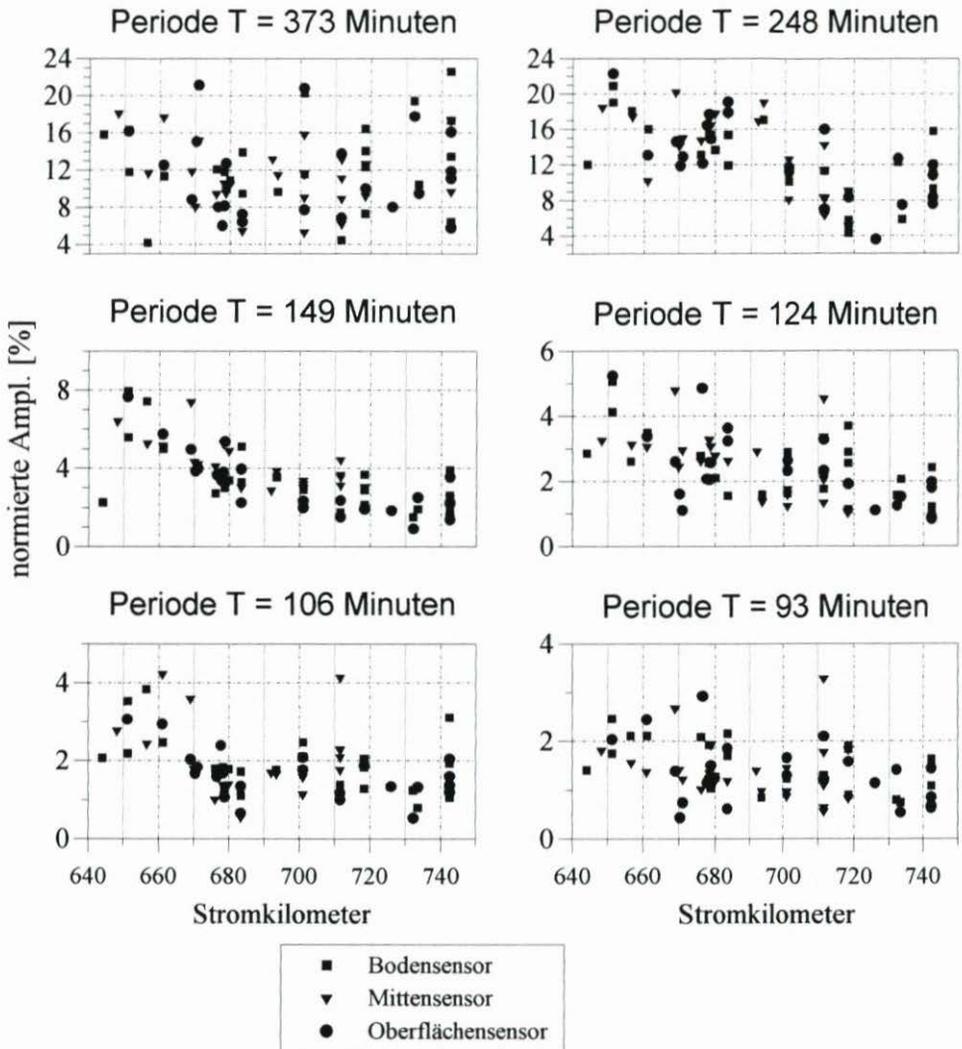


Abb. 6: Verteilung der Amplituden der Strömungsgeschwindigkeiten für die einzelnen Obertiden im Strom

Die Darstellung hat folgende morphologische Entsprechung:

1. Reflexion am alten Elbtunnel (Stromkilometer 622) in der Norderelbe und dem Wendebucken in der Süderelbe (Stromkilometer 618), wo jeweils die Sohle ansteigt, Reflexion am offenen Ende bei Neuwerk (Stromkilometer 747);
2. Reflexion am offenen Ende bei Hamburg im Bereich des Mühlenberger Lochs bzw. der mit größerer Tiefe unterhaltenen Strecke, die mit Stromkilometer 639 beginnt, Reflexion am offenen Ende bei Scharhörn (Stromkilometer 764).

Das ungerade Schwingungssystem weist gegenüber dem geraden eine Besonderheit auf (s. Abb. 7 oben): Bei Stromkilometer 685 zeigen alle Schwingungen das 0,7fache ihrer Maximalamplitude. Dies führt zu überdurchschnittlichen Strömungen an dieser Stelle. Der Ort

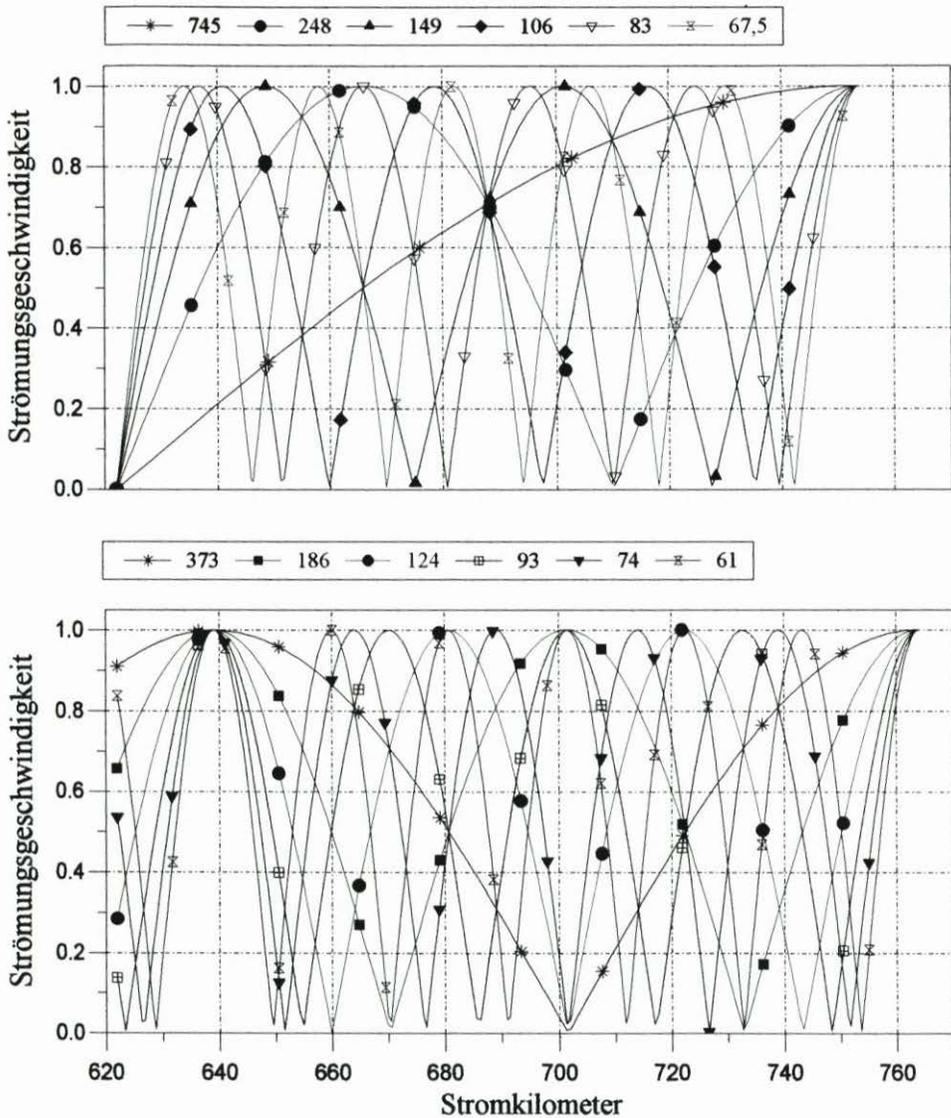


Abb. 7: Qualitativer Verlauf der Beträge der Strömungsgeschwindigkeiten für die den ungeraden (oben) und den geraden (unten) Obertiden zuzuordnenden Schwingungen

bei St. Margarethen weist heute wie schon auf alten Karten eine Übertiefe von ca. -25 m bis -30 m KN auf.

Auf der Grundlage der Ergebnisse soll im folgenden versucht werden, eine mögliche Energieverteilung der Tideelbe darzustellen, die sich aus der Verbindung der angenommenen Lage der Schwingungen und den berechneten Amplituden ergibt. Hierzu wurden die geraden und die ungeraden Obertiden mit den aus der Spektrenrechnung ermittelten Amplituden aufsummiert, so daß die resultierende Kurve den Verlauf des Beitrages zu den Strömungsgeschwindigkeiten zeigt, der aus den Obertiden insgesamt resultiert. Dieser Verlauf

zeigt eine relativ deutliche Übereinstimmung mit der Lage der Unterhaltungsstrecken (Abb. 8). Die Baggerstellen Strkm 650 bis 655 (Lühesand), 670 bis 675 (Rhinplatte) und 700 bis 705 (Osteriff) korrelieren mit Minima der Verteilung der durch die stehenden Wellen erzeugten Strömungsgeschwindigkeiten. Die Einschränkungen der Gültigkeit der Betrachtung wurden bereits erwähnt: Die Amplituden sind ungenau, die Lage der Schwingungsknoten wird aus der auf Hypothesen basierenden Darstellung der Abb. 7 bezogen, die für die Elbe eine gleichbleibende, für die Wellengeschwindigkeit wirksame Wassertiefe annimmt, die Phasenbeziehungen sind nicht berücksichtigt. Die Rolle von weiteren Teilreflexionen und denkbaren untergeordneten Schwingungssystemen ist unbekannt. Die damit ungelösten Fragen sind nur über numerische Simulation darstellbar.

5. Berechnung der Phasenspektren

Zum Nachweis von stehenden Wellen reicht es nicht aus, entsprechend passende Maxima der Amplitudenspektren zu zeigen; vielmehr sollten auch die entsprechenden zu erwartenden Phasenbeziehungen nachzuweisen sein. Für stehende Wellen ist zu erwarten, daß sie überall im Strom die gleiche Phase zeigen, während fortschreitende Wellen kontinuierlich veränderliche Phasenbeziehungen zeigen.

Die Berechnung von Phasenbeziehungen weist nur die Obertide $M_2/3$ mit der Periode 248 Minuten als stehende Welle aus; für die anderen Perioden zeigen die Phasenbeziehungen eine deutliche Dominanz der einlaufenden Wellen, so daß diese (auf dieser Grundlage) nicht mehr als stehende Wellen dargestellt werden können (Abb. 9). Hierbei ist zu beachten, daß

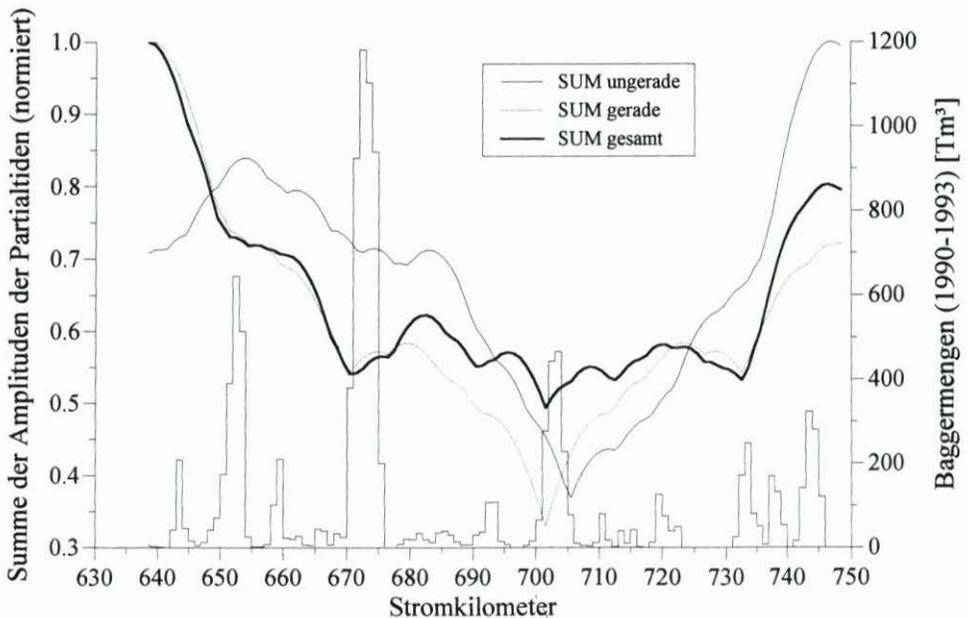


Abb. 8: Die Gegenüberstellung der Beträge, die aus der Resonanz der ungeraden (dünn) und der geraden Obertiden (gepunktet) resultieren, mit der Verteilung der Baggermengen. Die Summe der beiden Schwingungssysteme (fett) zeigt die beste Übereinstimmung mit der Lage der Unterhaltungsstrecken

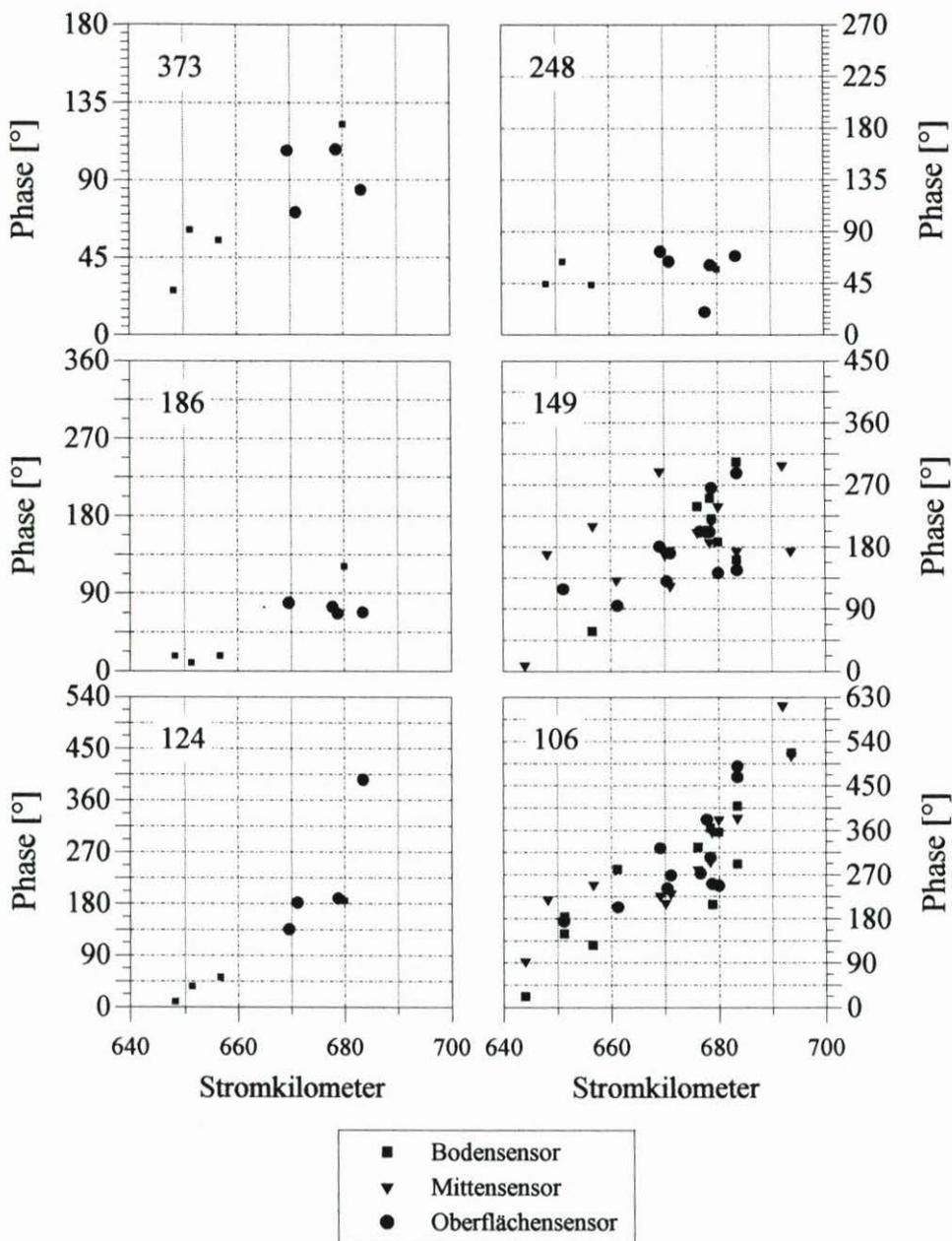


Abb. 9: Die ermittelten Phasenbeziehungen zeigen nur für die Periode 248 Minuten ($M_z/3$) eine stehende Welle; für die anderen Perioden ist der Anteil stehender Wellen nicht darstellbar. Die Skalierungen sind so gewählt, daß für fortschreitende Wellen gleicher Geschwindigkeit die Phasenbeziehungen mit der gleichen Steigung erscheinen

der Übergang von laufenden zu stehenden Wellen bei zunehmender Reflexion fließend ist und sich beide Vorgänge überlagern. Einen Beitrag zur räumlich diskontinuierlich variierenden Energieverteilung liefert nur die Komponente der stehenden Wellen. Im Bereich des Mündungstrichters liefern die Phasenspektren keine sinnvoll zu interpretierenden Ergebnisse; die Ursache muß noch geklärt werden.

6. Verhalten von kurzperiodischen Strömungsschwankungen während der Gezeitenperioden

Im Spektrbereich zwischen 50 und 100 Minuten sind noch wesentliche Amplituden zu beobachten. Diese Schwingungen sind so kurzzeitig in ihrem Auftreten und zeitlich so unkorreliert, daß sie bei der Berechnung von Spektren mit langen Fenstern unterdrückt werden. Sie erfordern daher die Berechnung von Spektren mittels gleitender Fenster. Dies ermöglicht auch die Darstellung der zeitlichen Variationen der Strömungswerte. Es wurde ermittelt, daß die Amplituden der berechneten Spektren mit der Stärke des Flut- und des Ebbstromes ebenfalls im Gezeitenrhythmus zu- und abnehmen (Abb. 10). Daraus folgt zwangsläufig, daß es sich nicht um Schwingungen handeln kann, die den gesamten Wasserkörper der Tideelbe gleichzeitig erfassen. Ob diese kurzperiodischen Erscheinungen sich überhaupt ortsfest einstellen, kann gegenwärtig nicht beantwortet werden. Dammschneider (1985,2) hat auf periodische, langsam wandernde Sohlformen in der Elbe hingewiesen und für diese einen Größenbereich von 5 bis 20 km angegeben, was einem Periodenbereich von 15 bis 60 Minuten entspricht. Diese Großformen stellen möglicherweise eine morphologische Entsprechung zu den beobachteten kurzperiodischen Strömungsschwankungen dar.

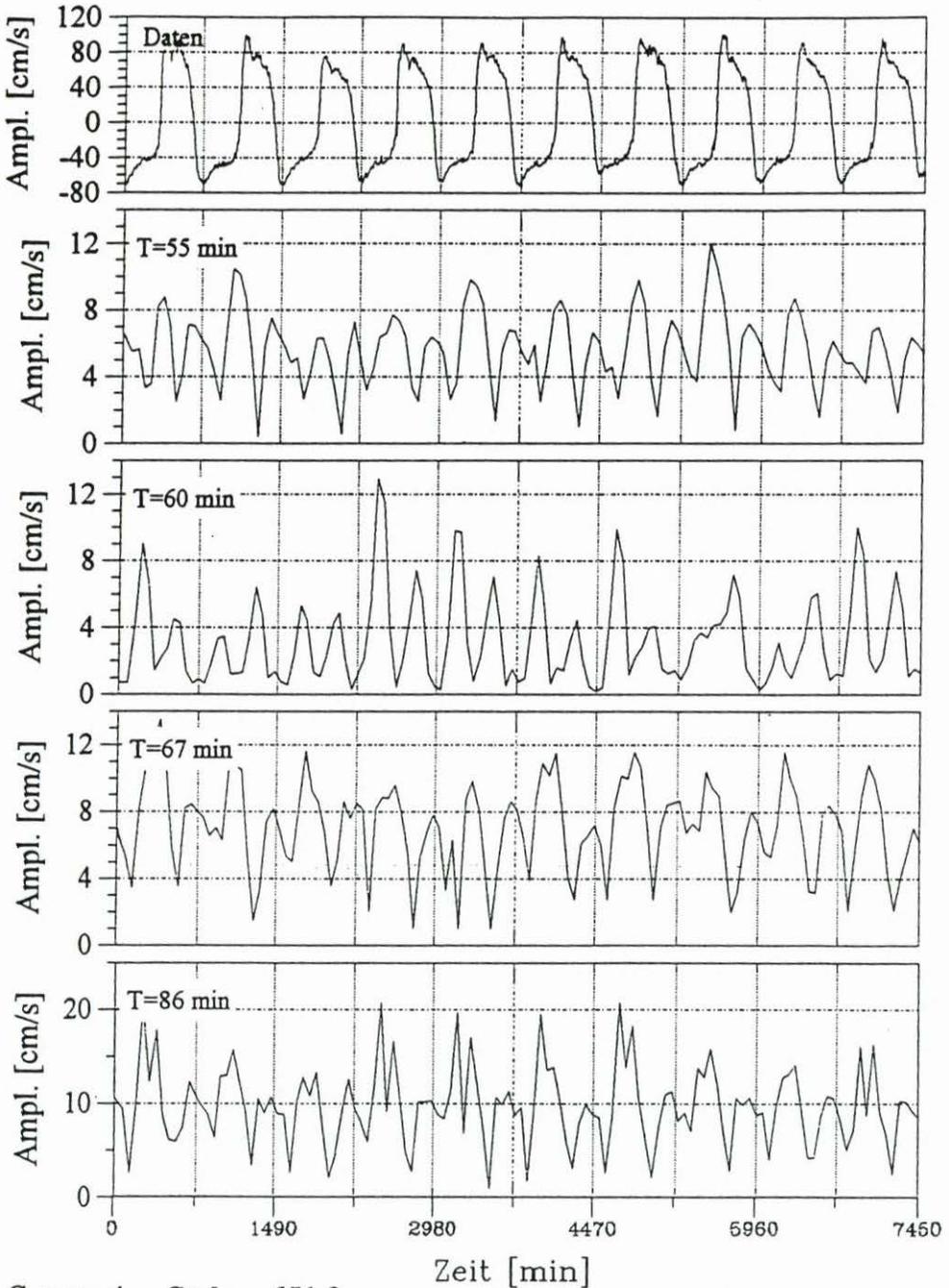
7. Die Amplituden der Obertiden im Spring-Nipp-Tidenzyklus

Die Strömungen der Tiden variieren mit den Mondphasen in ungefährender Entsprechung zur Variation des Tidehubes. Für die Bestimmung des zeitlichen Verlaufes der Obertiden im Spring-Nipp-Tidenzyklus wurden die spektralen Amplituden mit gleitenden Fenstern berechnet. Die Abb. 11 und 12 zeigen je ein Ergebnis aus den zwei Meßphasen der ELBEX-Kampagne.

Als Ergebnis ist festzuhalten, daß die Amplituden der Obertiden im zeitlichen Verlauf stärkere Variationen zeigen als die M_2 . Teilweise betragen die Amplituden bei Springtiden das Zweieinhalbfache der Amplituden bei Nipptiden. Eine Aussage darüber, ob es sich um einlaufende Wellen oder in Resonanz befindliche Eigenschwingungen handelt, ist für Schwingungsperioden, die kürzer sind als $M_2/3$, auf der vorhandenen Datenbasis nicht möglich. Ein Vergleich der Amplituden mit dem Gezeitenpotential eines weiter seewärts liegenden Ortes würde noch nicht eindeutig auf Resonanz schließen lassen, da es in der nichtlinearen Natur der Obertiden liegt, daß ihre relative Amplitude bei Zunahme der Dissipation im flacheren Wasser zunimmt (RAUSCHELBACH, 1924; D'HIERES, 1976; LE PROVOST, 1976).

8. Langzeitiges Verhalten der Obertiden

Um die langzeitige Entwicklung der Obertiden darzustellen, wurden Daten aus den Dauerstrommessungen des Wasser- und Schiffsamtes Cuxhaven ausgewertet. Der am



Sensor 4 Strkm: 651,2

Fensterlänge 300 min
Shift 60 min

Abb. 10: Die Amplituden für den Spektralbereich von 55 bis 86 Minuten variieren mit der halbtägigen Gezeit

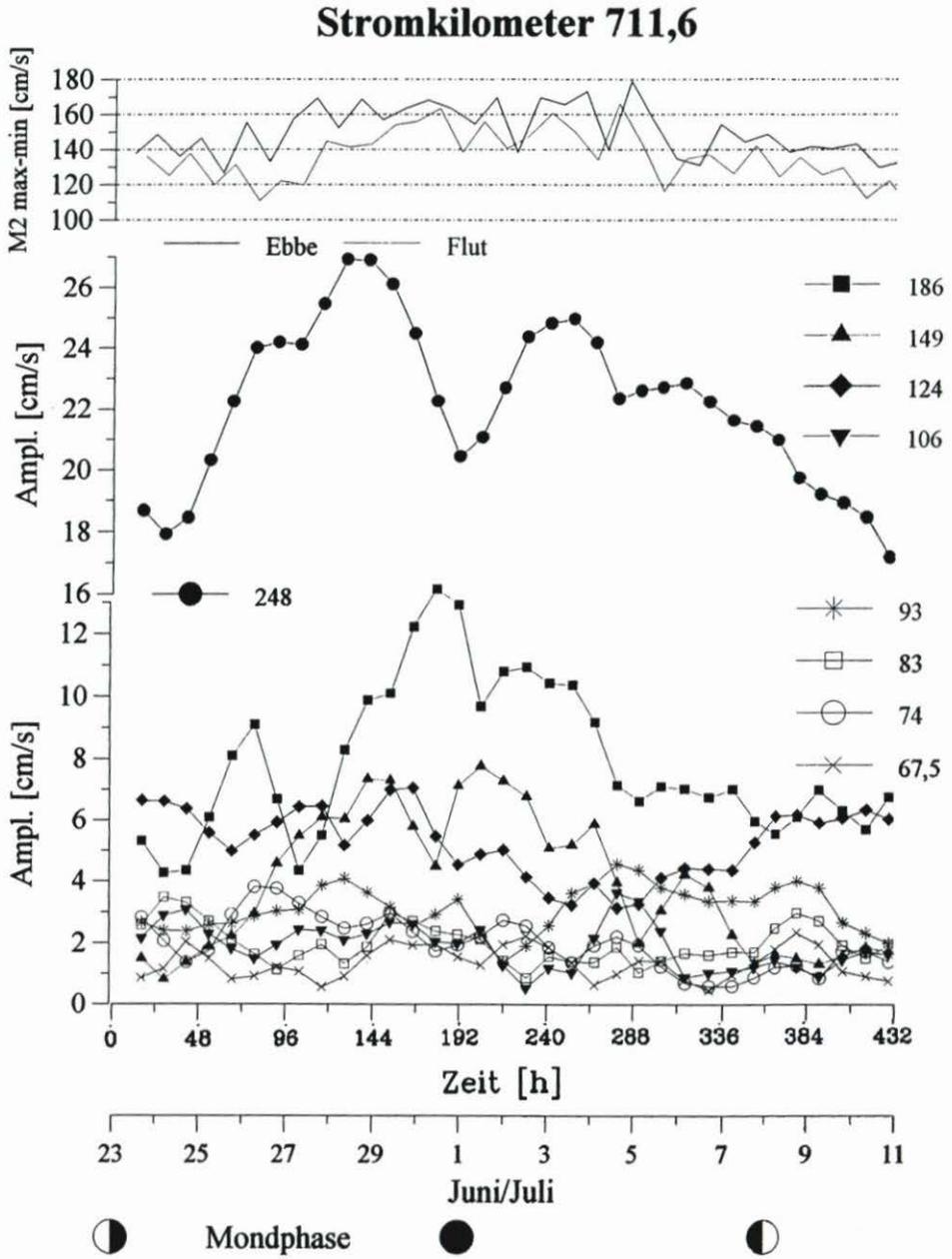


Abb. 11: Verlauf der Amplituden einzelner Oberschwingungen im Spring-Nipp-Tidenzyklus in der ersten Phase der ELBEX-Kampagne

Stromkilometer 651,2

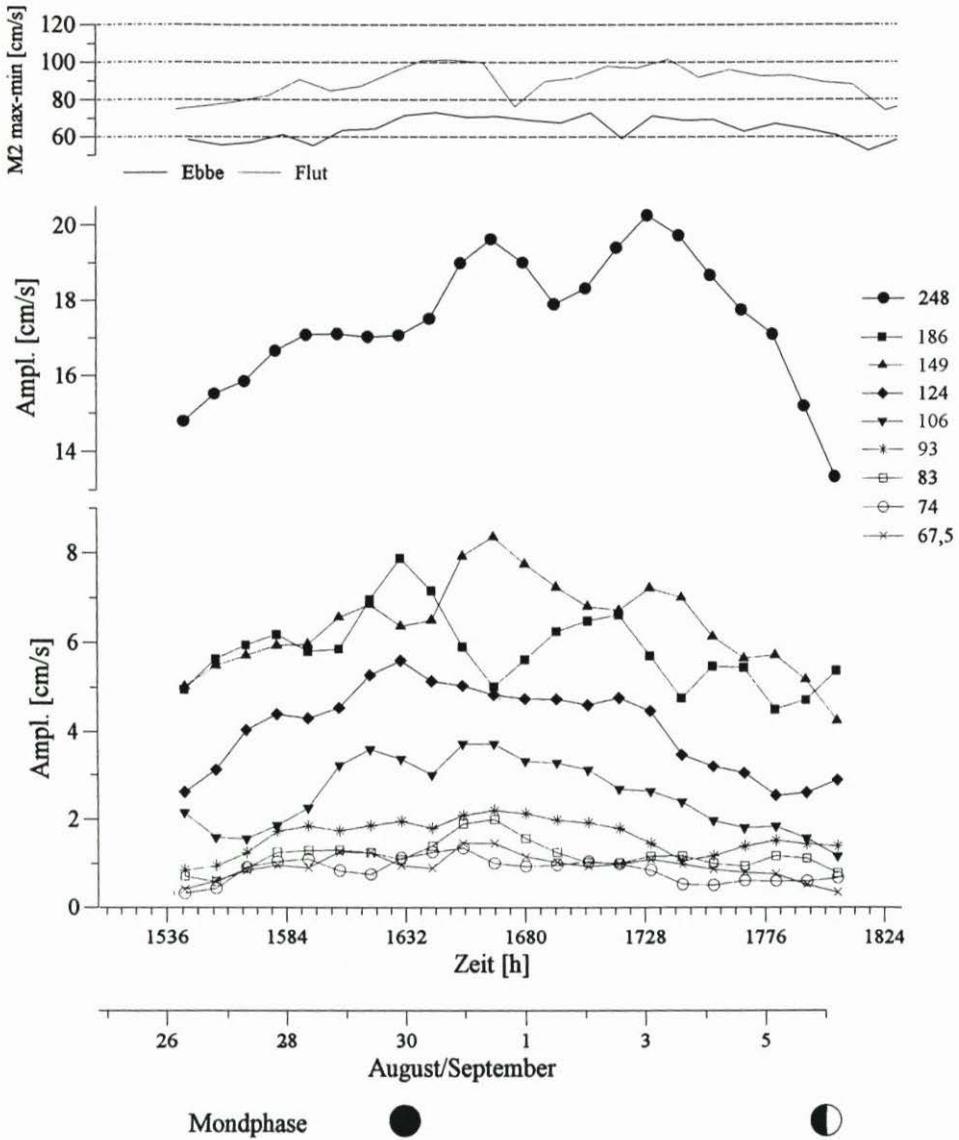


Abb. 12: Verlauf der Amplituden einzelner Oberschwingungen im Spring-Nipp-Tidenzyklus in der zweiten Phase der ELBEX-Kampagne

weitesten stromab liegende Strömungssensor liegt querab von Scharhörn am Rand des Fahrwassers und wurde wegen der Nähe zum angenommenen Reflexionsgebiet genutzt. Es ist hier zu erwarten, daß die spektralen Amplituden aller Obertiden in den Strömungswerten Maxima annehmen.

Die Berechnung der spektralen Amplituden erfolgte ebenfalls mittels gleitender Fenster (Hanning) und dem Goertzel-Algorithmus. Die Abb. 13 zeigt die Ergebnisse, die die Messungen von 1992 bis 1995 umfassen. Es sind Schwankungen zu erkennen, die zusammenhängend über mehrere Monate verlaufen. Die Amplituden variieren in der gemittelten Darstellung um den Faktor zwei bis drei; die nicht gemittelten Kurven zeigen auch den Verlauf in den Spring-Nipp-Zyklen und reichen von fast Null bis zum jeweilig auftretenden Maximum, das für $M_2/2$ bei ca. 40 cm/s, bei $M_2/3$ bis zu 15 cm/s beträgt. Es ist keine Korrelation im Langzeitverhalten der einzelnen Obertiden erkennbar. Der vermutete Zusammenhang zwischen den Amplituden einzelner Obertiden und den Eintreibungen an entsprechend zuzuordnenden Baggerstellen wurde noch nicht untersucht.

9. Konsequenzen für numerische Modelle

Die Berechnung von Wasserstandsentwicklungen mittels numerischer Modelle dürfte auch dann relativ genau sein, wenn die Obertidenresonanz nicht naturähnlich simuliert wird.

Bei der Anwendung numerischer Modelle für Fragestellungen, die eine genaue Simulation der Strömungsgeschwindigkeiten und deren räumlicher Verteilung erfordern (Strombau, Baggerstrategien etc.), stellen sich folgende Fragen:

- Filtert die Ansteuerung des Modells durch die Wahl der Grenze und des Ansteuerungsparameters die Resonanz heraus, so daß diese nicht naturähnlich abgebildet wird? Bei Wahl des Reflexionsbereiches am offenen Ende als Modellgrenze und Ansteuerung mit dem Wasserstand ist in der Ansteuerung über die Eigenschwingungen keine Information enthalten, da diese an dieser Stelle nur in der dort maximalen Strömungsgeschwindigkeit steckt.
- Die naturähnliche Abbildung der räumlichen Verteilung der Strömungen setzt voraus, daß diese auch im Zeitbereich naturähnlich abgebildet werden. Zeigen die Modellergebnisse bezüglich Wasserstand und Strömungsgeschwindigkeiten auch naturähnliche Spektren?

Diese Klärung sollte der Anwendung numerischer Modelle für Strombau- und Unterhaltungsfragestellungen vorangestellt werden. Gegebenenfalls ist die Ansteuerung entsprechend der Fragestellung so umzustellen, daß die zu untersuchenden Prozesse abgebildet werden. Hierbei werden möglicherweise andere Ereignisse im Modell unterdrückt.

10. Konsequenzen für den Strombau

Für den Strombau ergeben sich zusätzliche Gesichtspunkte durch die Deutung von Baggerstellen als Minima einer durch Überlagerung von Eigenschwingungen entstehenden Energieverteilung. Zusammengefaßt kann man sagen, daß für den Strombau die Wirkung der Maßnahme auf die Resonanz des Gesamtsystems zu beachten ist. Bei einem Strombaukonzept, das die Unterhaltungsaufwendungen insgesamt behandelt, ist die Resonanz des Systems für alle erheblichen Eigenschwingungen zu verringern. Dies kann mit numerischen Modellen untersucht werden.

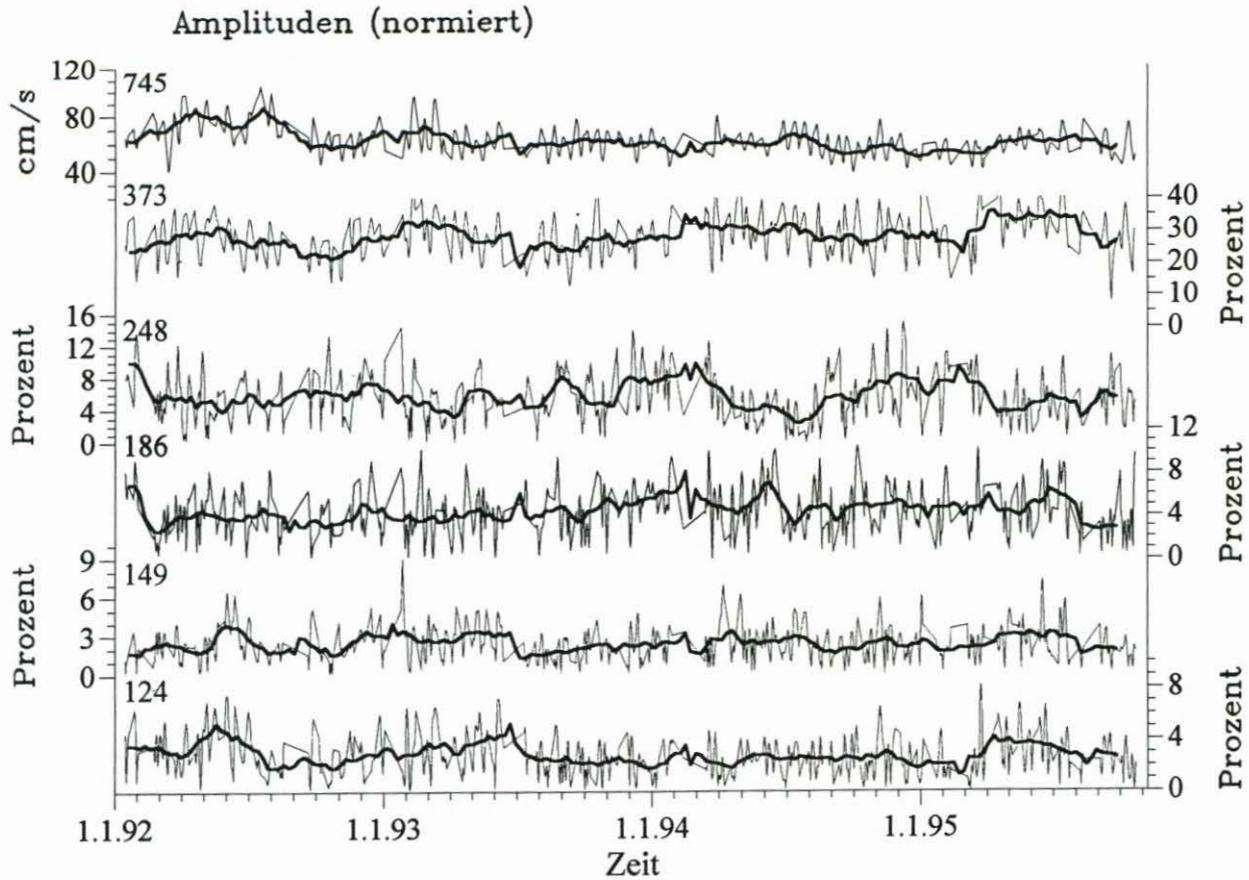


Abb. 13: Die Amplituden der wichtigsten Obertiden in einem Zeitraum von 4 Jahren; die dünnen Kurven geben den Verlauf in den Mondzyklen wieder. Die geglätteten Kurven zeigen zusammenhängende Schwankungen über mehrere Monate

11. Ausblick

Zur weiteren Klärung der Rolle von Eigenschwingungen für die Morphologie und Sedimentdynamik in der Elbe sind die Untersuchungen durch entsprechende Berechnungen auf der Basis der Pegelaufzeichnungen zu ergänzen. Auf dieser Grundlage sollte es möglich sein, die historische Entwicklung der Obertiden zu beschreiben, insbesondere die Frage nach einer möglichen Zunahme der Amplituden in den 80er Jahren, wie es die veränderten Baggermengenverteilungen nahelegen. Für die Frage nach einer möglichen zeitlichen Beziehung zwischen der Anregung von Obertiden und den Baggermengen sind sowohl umfangreiche statistische wie auch Modelluntersuchungen erforderlich.

12. Schriftenverzeichnis

- DAMMSCHNEIDER, H.-J. u. FELSHART, TH.: Querschwingungen in der Unterelbe – ein Beispiel für aktuelle Mäanderbildung in Tideflüssen? *Die Küste*, H. 42, 1985 (1).
- DAMMSCHNEIDER, H.-J.: Quantitative Morphodynamik im Sohlenregime der Unterelbe. *Die Küste*, H. 42, 1985 (2).
- DIETRICH, G., KALLE, K., KRAUSS, W. u. SIEDLER, G.: *Allgemeine Meereskunde*. Berlin, 1975.
- GOERTZEL, G.: An Algorithm For The Evaluation of Finite Trigonometric Series. – *Amer. Math. Monthly* 65, p. 34–35, 1958.
- HENSEN, W.: Über die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Tidewelle in einem Flusse. *Kl. St.* 38, WSD-Hamburg, 1942.
- D’HIERES, G. C. u. LE PROVOST, CH.: On the Use of an Hydraulic Model to Study Non Linear Tidal Deformation in Shallow Waters. Application to the English Channel. *Mém. Soc. Royal. Sci. Liège*, 6^e ser., 1976.
- HINRICHSSEN, A.: Der Einfluß des Oberwassers auf die Tideparameter der Elbe. *Mittlg. d. Wasser- und Schifffahrtsdirektion Nord*, Kiel, 1991.
- LANGE, D.: Spektralanalyse von Strömungsmessungen in der Unterelbe. Kiel, Januar 1995, unveröffentlicht.
- LE PROVOST, CH.: Theoretical Analysis of the Structure of the Tidal Waves Spectrum in Shallow Water Areas. *Mém. Soc. Royal. Sci. Liège*, 6^e ser., 1976.
- LÜDERS, K.: Umrechnung von Gezeitenströmungsgeschwindigkeiten auf Mittelwerte. *Veröfftl. Marineobs. Wilhelmshaven NF*, H. 1, Berlin, 1934.
- RAUSCHELBACH, H.: Harmonische Analyse der Gezeiten des Meeres. *Arch. Dt. Seewarte* 24, 1924.

Der Sauerstoffhaushalt der Tideelbe

Von MICHAEL BERGEMANN, GERD BLÖCKER, HEINZ HARMS, MARTIN KERNER,
REGINA MEYER-NEHLS, WILHELM PETERSEN, FRIEDHELM SCHROEDER

Zusammenfassung

Die im Zuge der politischen Wende in den neuen Bundesländern erfolgten Industriestillungen haben die Belastung der Elbe und die den Sauerstoffhaushalt beeinflussenden Größen deutlich verändert. Durch die Verbesserung der Wasserqualität treten seit 1991 im Sommer in der Mittelelbe regelmäßig Algenmassenentwicklungen und Ammoniumgehalte unter 0,1 mg/l N auf. Die Folgen sind ein verstärkter biogener Sauerstoffeintrag und eine zunehmende Sekundärbelastung durch den späteren Abbau der Algenbiomasse. Dennoch bilden sich weiterhin in der Tideelbe in den Sommermonaten regelmäßig Sauerstoffminima aus.

In den früheren Jahren hemmte die Einleitung toxischer Stoffe die Nitrifikation und das Algenwachstum in der Mittelelbe. Das sich ausbildende Sauerstofftal in der Tideelbe war maßgeblich durch die erst hier ablaufende Nitrifikation bestimmt.

In neuerer Zeit zeigen jedoch die Zeitserien an Feststationen und Messungen saisonaler Längsprofile zusammen mit einem damit kalibrierten numerischen Gewässergütemodell, daß nicht mehr der Prozeß der Nitrifikation, sondern die Primärproduktion aufgrund des biogenen Sauerstoffeintrages und der infolge auftretenden Sekundärbelastung den Sauerstoffhaushalt der Tideelbe prägt. Die Primärproduktion wird durch das Lichtangebot und damit durch das Wetter und das Lichtklima im Wasserkörper gesteuert. Da sich die Lichtverhältnisse infolge der Vertiefung der Elbe ab Hamburg deutlich verschlechtern, verringert sich auch der biogene Sauerstoffeintrag. Das Sauerstofftal entsteht durch die dann zunehmend an Bedeutung gewinnende Sauerstoffzehrung, die sich zu einem kleineren Teil aus Einleitungen und zu einem größeren Teil aus dem Abbau der in der Mittelelbe gebildeten Algenbiomasse (Sekundärbelastung) zusammensetzt. Die wesentlichen mikrobiologischen Umsetzungen finden dabei in und an den Schwebstoffen statt. Zusätzlich verringert sich aufgrund der verkleinerten spezifischen Wasseroberfläche in der Höhe des Hamburger Hafens auch der atmosphärische Sauerstoffeintrag.

Weiter unterhalb steigt der Sauerstoffgehalt wieder an, nachdem im Wasserkörper die sauerstoffzehrenden Stoffe weitgehend abgebaut sind, und die physikalische Belüftung an Bedeutung gewinnt. Der Vergleich von Längsprofilen zu verschiedenen Oberwasserabflüssen und das Prozeßmodell zeigen, daß die Lage des Sauerstofftales durch die Transportgeschwindigkeit (Verweilzeit), die sich aus dem Oberwasserabfluß und aus den Querschnittsflächen ergibt, und den temperaturabhängigen Umsetzungsraten bestimmt wird.

Eine weitere Verbesserung der sommerlichen Sauerstoffgehalte der Tideelbe ist maßgeblich nur durch eine Verringerung der Algenkonzentrationen in der Mittelelbe zu erreichen. Da der Phosphatgehalt für die Algen in der Elbe limitierend ist, wird eine Verringerung der Phosphoreinträge als geeignetes Mittel zur Reduzierung der Algenkonzentrationen angesehen.

Für eine genauere modellmäßige Quantifizierung des Sauerstoffhaushaltes der Tideelbe sollten in Zukunft der atmosphärische Sauerstoffeintrag, der von der Algenart abhängige Wirkungsgrad der Primärproduktion (P-I-Kurven) und die Bedeutung von Algensedimentation und Grazing näher untersucht werden.

Summary

A direct consequence of industrial closures in the former East Germany has been the radically altered load of pollutants entering the river Elbe which in turn has affected the oxygen regime of this river. Since summer 1991 the improvement in the water quality has resulted in regular algal blooms in the middle stretches of the Elbe river and ammonium concentrations less than 0.1 mg/l N. This has led to an increase in the oxygen concentration and increased concentrations

of oxygen consuming biomass due to primary production. Nevertheless, oxygen deficits regularly occur in the tidal regions of the Elbe during the summer months.

In former years, the presence of toxic substances prevented both nitrification processes and the growth of algae in the middle Elbe. During this time the development of an oxygen deficiency in the tidal Elbe was mainly caused by the degree of nitrification taking place.

However, recent time series measurements obtained from permanent sampling stations and seasonal measurements along longitudinal profiles together with a calibrated numerical water quality model show that nowadays the process of nitrification plays a minor role in the oxygen budget of the tidal Elbe. The oxygen budget of this region is now controlled mainly by the primary production and the subsequent oxygen consumption by microbial decomposition of the algae.

The primary production is influenced by the availability of light, prevailing weather conditions and the turbidity of the water column. As the water depth increases at Hamburg Harbour and downstream, the light conditions deteriorate dramatically, and the biogenic oxygen production decreases accordingly. An oxygen deficiency then occurs resulting from an increased oxygen consumption, brought about primarily by the decomposition of algal biomass produced in the middle Elbe, and to a lesser extent by the oxygen demand of sewage inputs. The essential microbiological processes occur in and on the suspended matter. In addition, the ratio of water surface area to depth decreases at Hamburg Harbour and beyond, resulting in a lowering of the atmospheric oxygen input.

Further downstream the oxygen content again increases. This is due to the fact that the physical aeration via the surface gains in importance over the oxygen consumption which decreases due to a reduction in the amount of organic material present in the water column. A comparison between longitudinal profiles at various surface water discharges together with the process model shows that the location of the oxygen minimum is influenced primarily by the transport speed (residence time of the water body) which is dependent on the fresh water discharge and the cross-sectional area. The temperature dependent reaction rates also determine the location of this minimum.

A further improvement in the oxygen content of the tidal Elbe in summer can only be achieved by reducing the concentration of algae in the middle Elbe. Since phosphate is a limiting factor for algal production, a reduction in phosphate input is considered a suitable means of limiting algal growth.

To obtain a more reliable quantitative understanding of the oxygen budget future investigations should focus on the quantification of the input of oxygen from the atmosphere and on the production efficiency (P-I curves) of algal species. Furthermore, closer attention should also be paid to the importance of algal-sedimentation and -grazing in the oxygen budget.

Keywords

Elbe, oxygen consumption, oxygen input, oxygen model, suspended solids, chlorophyll

Inhalt

Verzeichnis der Abkürzungen	201
1. Einleitung	201
2. Material und Methoden	203
3. Einflußgrößen	204
3.1 Transport	204
3.2 Sauerstoffeintrag	206
3.3 Sauerstoffzehrung	206
4. Ausbildung des Sauerstoffminimums in der Tideelbe - Experimentelle Befunde	211
4.1 Typische Frühjahrsentwicklung	211
4.2 Entwicklung in den 80er und 90er Jahren	212

4.2.1 Vergleich der Längsprofile Juli 1983 und August 1993	212
4.2.2 Zeitliche Entwicklung des Sauerstoff-, BSB- und Ammoniumgehaltes	213
4.3 Primärproduktion und Zehrung am Wehr Geesthacht	215
4.4 Primärproduktion und Zehrung im Längsprofil der Tideelbe	219
4.5 Einfluß des Oberwasserabflusses auf die Lage des Sauerstoffminimums	223
5. Bewertung einzelner Prozesse im Sauerstoffhaushalt der Tideelbe – Modellabschätzungen und Szenarien	228
5.1 Vereinfachtes Gewässergütemodell	228
5.2 Anpassung und Kalibrierung des Gewässergütemodells	238
5.3 Modellsimulationen	242
5.4 Schlußfolgerungen aus den Modellsimulationen	256
6. Danksagung	258
7. Schriftenverzeichnis	259

Verzeichnis der Abkürzungen

BSB	Biochemischer Sauerstoffbedarf
GV	Glühverlust
HW	Hochwasser
NW	Niedrigwasser
Tnw	Tideniedrigwasser

1. Einleitung

Abb. 1 zeigt den untersuchten Abschnitt der unteren Mittel- und Unterelbe von Schnackenburg bis zum Wehr Geesthacht und die Unterelbe, die, entgegen der Hamburger Sprachregelung, vom Wehr Geesthacht bis zur See reicht. Da die Unterelbe auf der ganzen Strecke tidebeeinflusst ist, wird sie auch Tideelbe genannt.

Sommerliche Sauerstoffdefizite, bei denen Konzentrationen erreicht werden, die zu einem Absterben der benthischen Lebensgemeinschaft oder gar zu Fischsterben führen, sind für die Elbe immer wieder beschrieben worden.

Meßwerte aus den Jahren 1904, 1905 (VOLK, 1906; KOLKWITZ, 1907) und 1925 (Hygienisches Staatsinstitut, Hamburg, 1928, unveröff.) zeigen, daß das Phänomen des Sauerstofftales unterhalb Hamburgs offensichtlich mindestens seit Anfang des Jahrhunderts vorhanden war. Seit 1953 kann das sommerliche Auftreten des Sauerstofftales lückenlos durch Messungen der „Untersuchungsstelle für die Wassergüte der Elbe“ (Monatsberichte 1953–1976, unveröff.) belegt werden. Die Sauerstoffgehalte unterschritten immer wieder 3 mg/l O₂. In den 70er Jahren wurde es der Normalfall, daß in trockenen, warmen Sommern der Sauerstoffgehalt im Zentrum des Sauerstofftales dauerhaft auf Werte unter 3 mg/l O₂ absank und auch Werte unter 1 mg/l O₂ gemessen wurden. Hauptsächlich im Mai, während der rasanten



Abb. 1: Die untere Mittel- und Unterelbe

Ausbildung des Sauerstofftales, kam es immer wieder zu Fischsterben, wenn Fische von sauerstoffarmem Wasser eingeschlossen wurden und die Richtungsorientierung zu den sauerstoffreicheren Flachwasserbereichen verloren. Akute Fischsterben wurden in der Regel bei Sauerstoffgehalten unter 1 mg/l O₂ beobachtet. Betroffen waren entsprechend ihrem hohen Anteil an der Gesamt-Fischpopulation verschiedene Weißfischarten wie Brassen, Güster oder Plötzen. Auch tote Flußbarsche und Kaulbarsche wurden gefunden. Selten jedoch waren die häufig vorkommenden Aale betroffen (Beobachtungen ARGE Elbe).

In der Literatur sind auch für andere Ästuar Sauerstoffmangelsituationen unter zum Teil sehr unterschiedlichen Umweltbedingungen beschrieben. Im Schelde-Ästuar sind sauerstofffreie (anoxische) Bereiche im Freiwasser auf den Abschnitt im Längsprofil beschränkt, in dem die Algen aus dem Süßwasser mit dem Anstieg der Salzgehalte und der Trübung absterben und unter Sauerstoffzehrung schnell abgebaut werden (BODERIE et al., 1993). An der Loire wird das Sauerstoffminimum regelmäßig im Bereich der Trübungszone beobachtet (THOUVENIN, 1992). In dem Ästuar des Jangtsekiang treten niedrige Sauerstoffkonzentrationen bevorzugt am äußeren Rand der dem Meerwasser aufliegenden Süßwasserlinse auf. Der Wasserkörper ist hier charakterisiert durch eine Salinität von 26 ‰ und niedrigen Feststoffgehalten (10 mg/l). Zusammen mit einem guten Nährstoffangebot begünstigen diese Faktoren ein schnelles Algenwachstum im Oberflächenwasser. Da die produzierte Biomasse kaum verdriftet wird, kommt es bei einem Absinken und Absterben des Phytoplanktons in den Tiefenbereichen zu einem erhöhten Substratangebot, das die Sauerstoffzehrung bestimmt und zu einer Erniedrigung der O₂-Konzentrationen auf unter 3 mg/l O₂ führt (TIAN et al., 1993). Wieder andere Bedingungen bestimmen in der Chesapeake Bay die jahreszeitlichen Veränderungen im Sauerstoffgehalt (OFFICER et al., 1984). Mit Beginn der Ausbildung einer Tiefenschichtung im Februar und März sinken die Sauerstoffkonzentrationen kontinuierlich ab. Innerhalb von 2–3 Monaten stellen sich anoxische Bedingungen im Tiefenwasser unterhalb von 8 m ein. Ein Anstieg der Sauerstoffkonzentrationen erfolgt erst wieder nach einer Durchmischung der Wassersäule im September/Oktober. Das organische Substrat für die Sauerstoffzehrung stammt in der Chesapeake Bay aus den Phytoplanktonblüten im Sommer und Herbst des vorangegangenen Jahres. Da zur Zeit des Algenwachstums anoxische Bedingungen im Tiefenwasser vorherrschen, wird eine Mineralisierung des absinkenden Materials weitgehend verhindert. Auch durch die niedrigen Temperaturen im Winter bleibt das organische Material in bodennahen Schichten bis zum Frühjahr fast vollständig erhalten. Erst mit wieder ansteigenden Temperaturen kann die Algenbiomasse aus dem Vorjahr aerob abgebaut werden, was erneut eine hohe Sauerstoffzehrung zur Folge hat (TAFT et al., 1980).

In Übereinstimmung mit den oben genannten Literaturangaben konnte in jüngsten Untersuchungen auch im Elbe-Ästuar die Entstehung von Sauerstoffmangelsituationen ursächlich auf die Verfügbarkeit von Algen als Substrat für heterotrophe Prozesse zurückgeführt werden (KERNER et al., 1995). In älteren Arbeiten wurden Erniedrigungen des Sauerstoffgehaltes unterhalb Hamburgs hauptsächlich mit einem erhöhten Sauerstoffverbrauch bei der Nitrifikation der Ammoniumfracht aus der Mittelelbe erklärt (FLÜGGE, 1985; WIETING, 1988).

Die vorliegende Arbeit hat zum Ziel, das Problem des Sauerstoffmangels im Elbe-Ästuar umfassend darzustellen, aktuelle Wissensdefizite aufzuzeigen und die Auswirkung möglicher Veränderungen durch menschliche Eingriffe abzuschätzen. Dazu werden zunächst die verschiedenen Einflußgrößen auf den Sauerstoffhaushalt im Elbe-Ästuar dargestellt. Daran anschließend wird mit einfachen Modellrechnungen versucht, eine Bewertung der einzelnen Prozesse für den Sauerstoffhaushalt des Elbe-Ästuars durchzuführen.

2. Material und Methoden

Von den in der ARGE Elbe zusammengeschlossenen Länderinstitutionen wurden ab 1977 automatische Messungen in Meßstationen und wöchentliche Messungen an Einzelproben durchgeführt. Im folgenden wird auf die Messungen bei Seemannshöft (Umweltbehörde Hamburg) Bezug genommen. Zur Beschreibung der räumlichen Verteilung in der Tideelbe wurden Längsprofile gemessen, die ab 1979 für eine tidephasengleiche Beprobung vom Hub-schrauber aus vorgenommen wurden. Die Daten dieser Messungen wurden als Jahressbände veröffentlicht (ARGE Elbe, 1979–1994). Die Meßmethoden, die sich in der Regel nach der DIN (DEV) richteten, sind diesen Veröffentlichungen zu entnehmen.

Mit einem einfachen eindimensionalen Modell wurden von der Wassergütestelle Elbe Berechnungen zum Transport in der Tideelbe durchgeführt. Durch die Beschränkung auf eine mittlere Tide und die Anpassung der Elementlängen an den jeweiligen Transportweg, der einem Zeitschritt entspricht, ist das Modell sehr kompakt und schnell.

Um den Einfluß der schwebstoffgebundenen Mikroflora auf die Sauerstoffbilanz in der Elbe zu prüfen, wurden das Nitrifikationspotential, die Exoenzymaktivität und die Zellgröße der freisuspendierten und schwebstoffassoziierten Bakterienpopulation in Wasserproben verschiedener Elbstandorte untersucht. Die Fraktionierung der Wasserproben in die freisuspendierte und schwebstoffgebundene Bakterienpopulation erfolgte durch Zentrifugation (20 min bei 600 g).

Am Wehr Geesthacht wurde seit 1993 vom GKSS-Forschungszentrum eine Durchflußmeßstrecke in einem Meßcontainer betrieben, mit der, neben den üblichen Parametern wie Sauerstoff, pH, Temperatur, zusätzlich noch Chlorophyll-a, gelöstes CO₂ und die Trübung (Schwebstoffgehalt) (Zeitauflösung 1 min) sowie die Nährstoffe (Nitrat, Phosphat, Ammonium) und Silikat (Zeitauflösung 0,5-1h) kontinuierlich erfaßt werden können. Da die dort eingesetzten Methoden noch nicht publiziert wurden, sind diese hier etwas ausführlicher beschrieben. Die Nährstoffe und Silikat werden mit einem automatischen Pumpenphotometer (APP, Fa. ME) gemessen.

Zur CO₂-Bestimmung wird im Nebenstrom ein konstanter Volumenstrom von 750 l Elbewasser pro Stunde durch einen Durchflußzylinder geleitet. Im Gegenstrom werden dem Modul 6 l/h Stickstoff zugeführt und dabei etwa 90 % des physikalisch gelösten CO₂ gestrippt. Der CO₂-Gehalt des Stripppgases wird in einem IR-Detektor (ASTRO) analysiert. Das Strippingverfahren in Kombination mit dem IR-Detektor liefert sehr gut reproduzierbare Werte und weist eine sehr viel bessere Langzeitstabilität auf als z. B. die pH- und O₂-Elektroden, bei denen insbesondere bei hohen biologischen Aktivitäten immer wieder Bewuchsprobleme auftreten.

Chlorophyll-a wird indirekt mit einem Fluorometer (TURNER) gemessen. Hierzu wurde das Fluorometer mit HPLC-analysierten Einzelproben auf Chlorophyll-a kalibriert. Zur Analyse der Einzelproben wurde eine geeignete Gradienten-HPLC-Methode mit optischer Detektion (Filtration: Glasfaserfilter; Aufschluß: Aceton-Extraktion/Ultraschall; Trennung: 25 cm Reversed-phase Säule; Detektoren: Diodenarray/Fluoreszenz-Detektor) aufgebaut (WILTSHIRE, 1992).

Die Meßstrecke wurde auch zur Erfassung von Längsprofilen mit dem fahrenden Schiff eingesetzt. Die Fahrten wurden mit dem Forschungsschiff Ludwig Prandtl durchgeführt. Im Regelfall wurde der zu untersuchende Elbabschnitt bei ablaufendem Wasser vom Wehr Geesthacht bis Brunsbüttel bzw. Cuxhaven mit möglichst konstanter Geschwindigkeit (ca. 13 km/h) abgefahren und das Wasser kontinuierlich durch die Meßstrecke gepumpt, wobei sich eine Ortsauflösung von ca. 100 m ergab.

3. Einflußgrößen

Der aktuelle Sauerstoffgehalt eines Fließgewässers ergibt sich dabei aus der von oberstrom herantransportierten Sauerstoffmenge, der Sauerstoffzehrung und dem Sauerstoffeintrag. Sind der Sauerstoffverbrauch und der Sauerstoffeintrag im Gleichgewicht, so bleibt der Sauerstoffgehalt konstant. Wenn der Verbrauch jedoch den Eintrag übersteigt, sinkt die Sauerstoffkonzentration ab. Diese Zusammenhänge sind in Abb. 2 dargestellt.

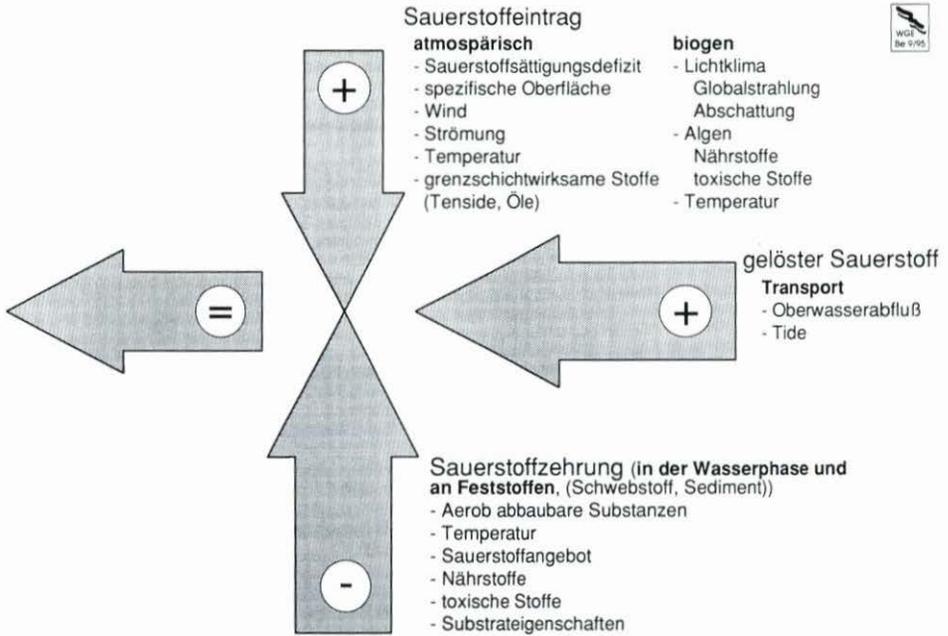


Abb. 2: Die Einflußgrößen auf den Sauerstoffgehalt eines Fließgewässers

3.1 Transport

In Abb. 3 sind überschlägig ermittelte Tagesstrecken in der Tideelbe bei drei verschiedenen Oberwasserabflüssen und einer gleichbleibenden, mittleren Tide dargestellt. Täglich viermal legt ein Wasserteilchen (im Mittel) einen Tideweg von 15 bis 20 km zurück. Je nach Tide und örtlichen Gegebenheiten können das auch 25 km sein. Bei gleichbleibender Tide ergibt sich aus der Differenz der Strecken stromauf und stromab die Tagesstrecke, die das Wasser durchschnittlich in Richtung Mündung vorankommt. Bei einem Oberwasserabfluß von 250 m³/s benötigt ein Wasserteilchen für die 140 km vom Wehr Geesthacht bis Cuxhaven rd. 12 Wochen. Das entspricht einer durchschnittlichen Geschwindigkeit von nur 0,02 m/s. Diese Berechnungen zeigen, daß für die verschiedenen Auf- und Abbauvorgänge sehr viel Zeit vorhanden ist, selbst für Prozesse mit geringer Reaktionsgeschwindigkeit.

Legt man einen normalen Binnenfluß (ohne Tide) zugrunde, in dem ein Wasserteilchen wie in der Tideelbe eine mittlere Laufzeit von 12 Wochen bei niedrigem Sommerabfluß hätte, so wäre dieser 6000 bis 8000 km lang.

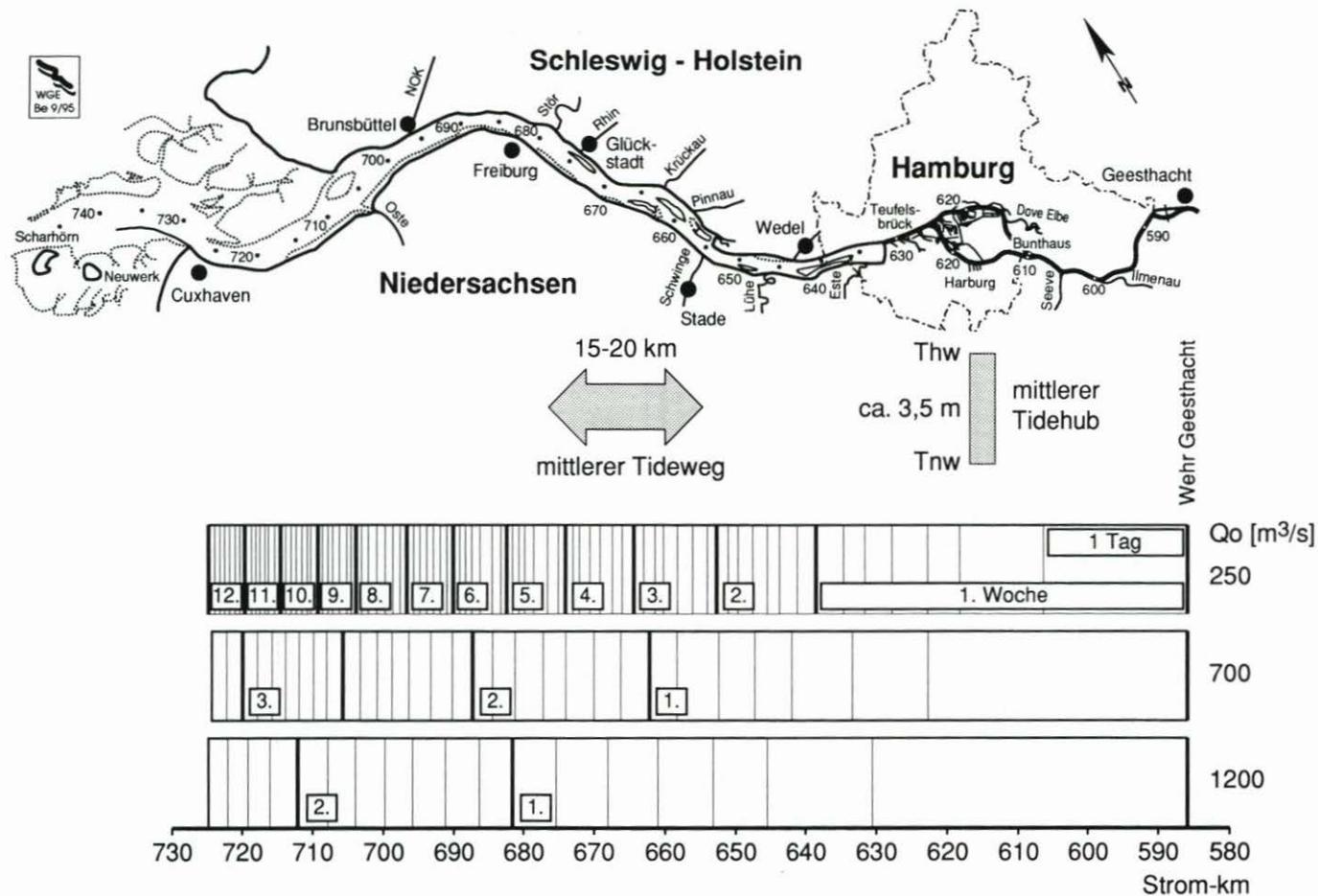


Abb. 3: Mittlere Laufzeit eines Wasserteilchens in der Tideelbe (Abschätzung)

3.2 Sauerstoffeintrag

Bei dem atmosphärischen Sauerstoffeintrag wird der in die oberste Wasserschicht diffundierte Luftsauerstoff durch die Wasserbewegung (Turbulenz, Konvektion) in tiefere Wasserschichten transportiert und gleichzeitig sauerstoffärmeres, aufnahmefähiges Wasser an die Oberfläche gebracht. Wichtigste Größe für den Nettoeintrag (und -austrag) ist die Differenz zwischen dem maximalen Sauerstofflösungsvermögen des Wassers (abhängig von Temperatur, Luftdruck) und dem aktuellen Sauerstoffgehalt. Strömung und Wind begünstigen den Gasaustausch. Übersteigt der Sauerstoffverbrauch im Gewässer den Eintrag, so sinkt der Sauerstoffgehalt. Als Folge vergrößert sich der Fehlbetrag zum Sättigungswert. Der Sauerstoffgehalt pendelt sich schließlich auf einen Wert ein, bei dem Sauerstoffverbrauch und Eintrag wieder im Gleichgewicht sind.

Die spezifische Wasseroberfläche gibt an, welche Wasseroberfläche pro Wasservolumen zur Verfügung steht. In der Mittelelbe ist das Verhältnis größer als $0,3 \text{ m}^2/\text{m}^3$. Bei niedrigem Wasserstand wird teilweise $1 \text{ m}^2/\text{m}^3$ überschritten. In der Unterelbe hingegen beträgt die spezifische Wasseroberfläche im Mittel $0,1 \text{ m}^2/\text{m}^3$. Hier ist die mittlere Wassertiefe deutlich größer.

Der biogene Eintrag erfolgt durch Wasserpflanzen (Photosynthese). In der Tideelbe sind das überwiegend Algen. Beeinflusst wird der biogene Eintrag durch die Algenkonzentration, das Lichtklima, die Nährstoffgehalte (Phosphat, Nitrat, Ammonium, Silikat) und evtl. der Menge an toxischen Stoffen. Als Folge einer Algenmassenentwicklung steigt der pH-Wert in der Mittelelbe häufig auf Werte über 9, und der Sauerstoffgehalt steigt über den Sättigungswert an. Bei Belüftungsversuchen von Wasserproben mit reinem Sauerstoff wurde beobachtet, daß der Sauerstoff auch bei einer Übersättigung von über 200 % in Lösung blieb. Es wird regelmäßig beobachtet, daß auch in der Elbe bei einem starken biogenen Sauerstoffeintrag der Sauerstoff über die Sättigungsgrenze hinaus in Lösung bleibt, obwohl reichlich „Kondensationskerne“ für die Bläschenbildung in Form von Schwebstoffflocken vorhanden sind (ARGE Elbe, 1991–94).

Die für die Photosynthese notwendige Lichtintensität ist in der Tideelbe in der Regel nur bis etwa 1 m Wassertiefe gegeben. Oftmals werden in den obersten 10 cm des Wasserkörpers 50 bis 70 % der Globalstrahlung absorbiert (ARGE Elbe, 1983). Die von Wasserwirbeln nur kurzzeitig in die durchlichtete Zone gebrachten Algen erhalten im Mittel nur 10 bis 20 % der Tageslichtmenge. Daher ist der biogene O_2 -Eintrag relativ niedrig. Bei Hell-Dunkelflaschen-Versuchen im Sommer 1983 wurden im Köhlfleet bei klarem Himmel maximale Sauerstoffeintragswerte von nur 5 bis $7 \text{ g}/\text{m}^2 \cdot \text{d}$ O_2 ermittelt (ARGE Elbe, 1983).

3.3 Sauerstoffzehrung

Meßgrößen, die die Summe der sauerstoffzehrenden Stoffe im Wasser erfassen sollen, sind der schon seit Beginn des Jahrhunderts gebräuchliche KMnO_4 -Verbrauch, der für die gegenwärtige Einleitungsüberwachung wichtige CSB und der BSB. Bei der Bestimmung des KMnO_4 -Verbrauchs und der CSB-Werte werden ein großer Teil der organischen Verbindungen chemisch oxidiert. Ammonium dagegen, das in der Elbe in den 80er Jahren mehr als die Hälfte des Sauerstoffverbrauchs ausmachte, wird nicht oxidiert. Der BSB hingegen ermittelt den tatsächlichen Sauerstoffbedarf für die von Bakterien umgesetzten Stoffe. Nach 21 Tagen sind neben leichter abbaubaren Kohlenstoffverbindungen auch die langsamer abbaubaren Stickstoffverbindungen weitgehend metabolisiert. An den exponentiellen Verlauf der

Zehrungskurve schließt sich dann ein annähernd linearer Teil mit geringer Steigung an. Vergleichende Untersuchungen der Wassergütestelle Elbe zwischen CSB, KMnO_4 -Verbrauch und BSB_{21} zeigten, daß der CSB 64 bis 78 % biologisch nicht abbaubare Stoffe und 22 bis 36 % biochemisch oxidierbare Stoffe erfaßt. Letzterer Anteil plus dem Sauerstoffäquivalent des Ammoniums entspricht annähernd dem BSB_{21} . Der KMnO_4 -Verbrauch erreicht nur etwa 40 % des CSB, weil Kaliumpermanganat im Vergleich zu Kaliumdichromat ein deutlich schwächeres Oxidationsmittel ist. Das Beispiel in Abb. 4 zeigt, daß der größte Teil der von dem CSB und KMnO_4 -Verbrauch erfaßten Stoffe keine Bedeutung für den Sauerstoffhaushalt eines Gewässers hat.

Die Sauerstoffzehrung ist stark temperaturabhängig. Als Beispiel für die Temperaturabhängigkeit sind in Abb. 5 die Ergebnisse von 3 Zehrungsversuchen aufgetragen, bei denen Teilproben des gleichen Wasserkörpers zum einen in einem von Elbwasser durchströmten Behälter bei der in-situ Wassertemperatur und zum anderen im Brutschrank bei 20°C gehalten wurden. Diese Versuche wurden mit großen Volumina (2-l-Flaschen) durchgeführt, um die Streuung der Messungen möglichst gering zu halten. Die Auswertung einer Vielzahl derartiger Versuche von April 1983 bis März 1985 ergab die Darstellung der Temperaturabhängigkeit der Abbauraten des BSB_{21} (UBA, 1988). Die einzelnen, stark streuenden Abbauraten wurden in Temperaturklassen gemittelt und die entstandene Kurve anschließend geglättet. Im Sommer werden bei Temperaturen über 20°C im Mittel täglich 12 bis 14 % des vorhandenen, abbaubaren Materials oxidiert. Im Herbst ist ein Nachlaufen der Zehrung zu

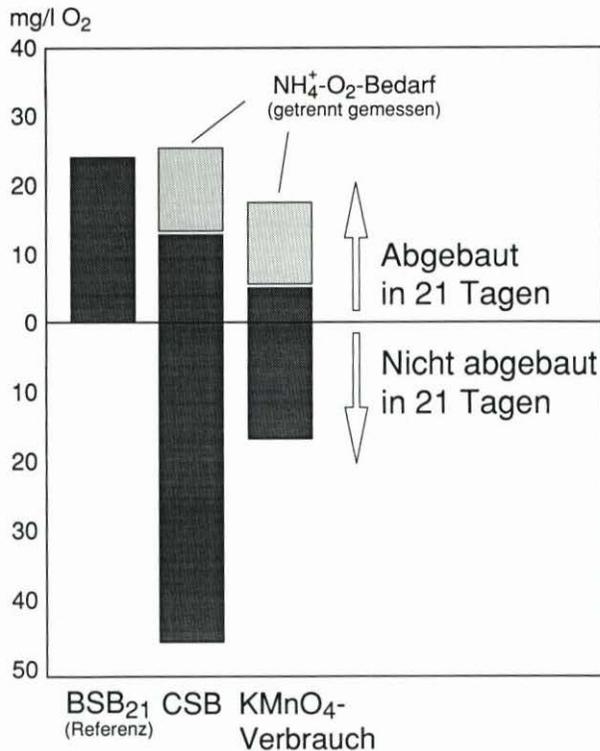


Abb. 4: CSB und KMnO_4 -Verbrauch (PV) sofort und nach 21 Tagen Inkubationszeit, BSB_{21} und Ammonium-Sauerstoffäquivalent – Elbwasserprobe oberhalb von Elbstorf (Strom-km 589, 16. 8. 84)

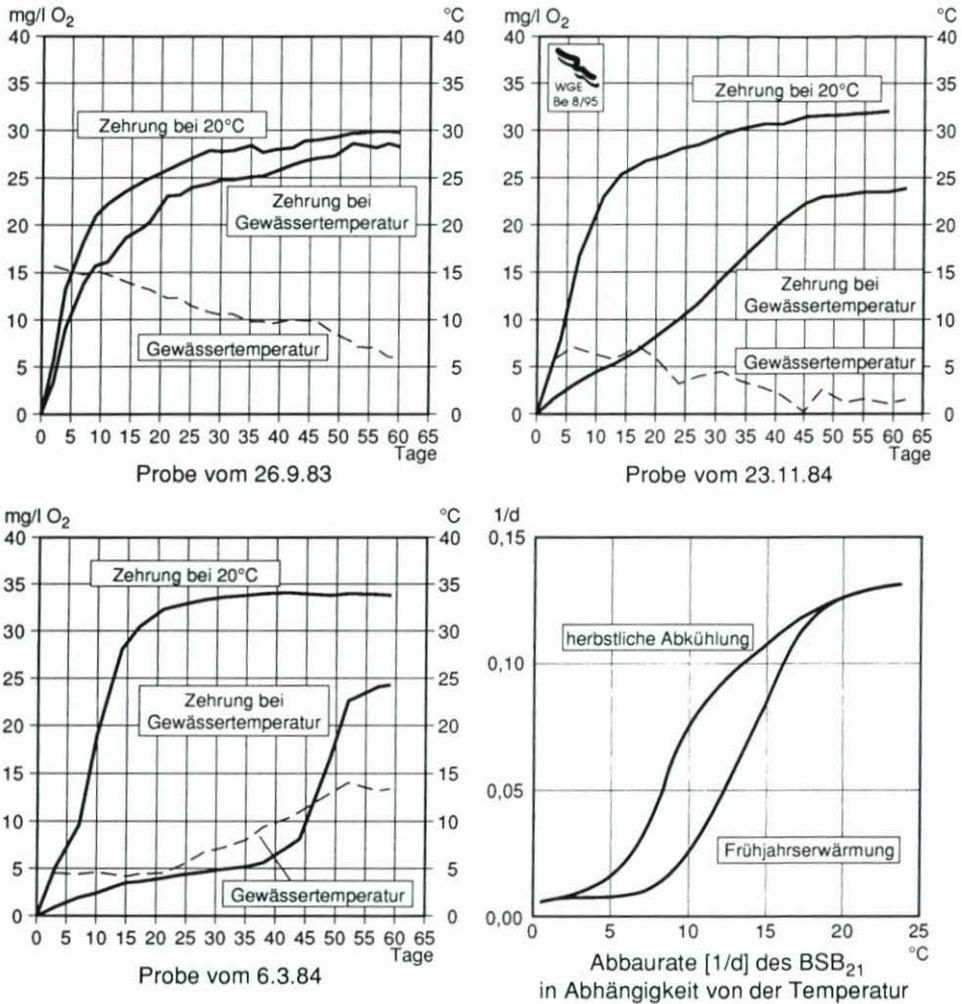


Abb. 5: Sauerstoffzehrung bei Gewässertemperatur und 20°C und errechnete Abbauraten des BSB₂₁, Elbwasserproben bei Seemannshöft (Strom-km 628,8), April 1983 bis März 1985

beobachten, weil die Abbaupotenz noch vorhanden ist, auch wenn die Vermehrungsrate der Bakterien durch die sinkende Temperatur deutlich abnimmt. Im Winter läuft der Abbau der Kohlenstoffverbindungen auf sehr niedrigem Niveau weiter, kommt aber nicht völlig zum Erliegen. Eine Ammoniumoxidation ist nicht mehr meßbar. Im Frühjahr beschleunigt sich die Zehrung deutlich, wenn eine Temperaturschwelle von etwa 10°C überschritten wird (siehe Probe vom 6. 3. 84). Oberhalb dieser Temperatur vermehren sich die Nitrifikanten wieder nennenswert und der Ammoniumabbau führt zu einem verstärkten Sauerstoffverbrauch im Gewässer.

Für die Sauerstoffbilanz eines Fließgewässers kann die schwebstoffassoziierte Mikroflora von großer Bedeutung sein. Die schwebstoffgebundenen Mikroorganismen übernehmen in Ästuaren häufig einen deutlich höheren Anteil am Gesamtstoffumsatz eines Gewässers als die freilebende Bakterienpopulation (KIRCHMAN u. MITCHELL, 1982; HELDER u. DE

VRIES, 1983; PALUMBO et al., 1984). Im freien Wasserkörper liegen im allgemeinen sehr niedrige Substratkonzentrationen vor (MEYER-REIL, 1983). Gelöste, niedermolekulare Nährstoffe werden von den Mikroorganismen rasch abgebaut, insbesondere bei hohen Wassertemperaturen während der Sommermonate. Die Ammoniumgehalte der Elbe bei Seemannshöft (Strom-km 628,8) betragen 1991 bis 1994 im Mittel 0,45 mg/l N mit fallender Tendenz und streuten von <0,10 bis 2,6 mg/l N (14tägliche Messungen, ARGE Elbe). Ähnliche Werte wurden von verschiedenen Autoren oberhalb des Hamburger Hafens und in der Unterelbe (BRUNHOEBER, 1990; HUMANN, 1992) festgestellt. Gebunden an Feststoffen hingegen können deutlich höhere Ammoniumkonzentrationen vorliegen (HÖHENER u. GÄCHTER, 1994). Auch organische Nährstoffe können an Feststoffen adsorbiert und angereichert werden (GROSSART u. SIMON, 1993). Den Schwebstoffbakterien dienen darüber hinaus eingelagerte organische Partikel, wie Detritus und Phytoplankton, als Kohlenstoff-, Stickstoff- und Energiequelle (FEDERLE u. VENTULLO, 1990). Zusätzlich können im Schwebstoff die Ausscheidungsprodukte von Phyto- und Zooplankton genutzt werden (CARMAN, 1994; GLIBERT u. BRONK, 1994). An den Feststoffen eines Gewässers liegen daher im allgemeinen erheblich höhere Nährstoffkonzentrationen vor als im freien Wasserkörper.

Untersuchungen von SOWITZKI (1992) zeigten an der Station Nienstedten unterhalb des Hamburger Hafens eine direkte Abhängigkeit zwischen der Nitrifikationsaktivität und der Schwebstoffkonzentration des sohnlahen Wasserkörpers (Abb. 6). Der übereinstimmende tideabhängige Verlauf des Ammoniak- und Nitritoxidationspotentials mit dem Trockengewicht der Elbwasserproben (Probenahme: 2 m über Grund) weist auf die große Bedeutung der schwebstoffgebundenen Mikroflora für die Stoffumsetzungen in der Elbe hin.

Die Nitrifikation wird in der Elbe bei Hamburg hauptsächlich von den schwebstoffassoziierten Mikroorganismen katalysiert. In Untersuchungen von März 1990 bis Juni 1990 (BRUNHOEBER, 1990) sowie von Februar 1992 bis April 1992 (HUMANN, 1992) war die

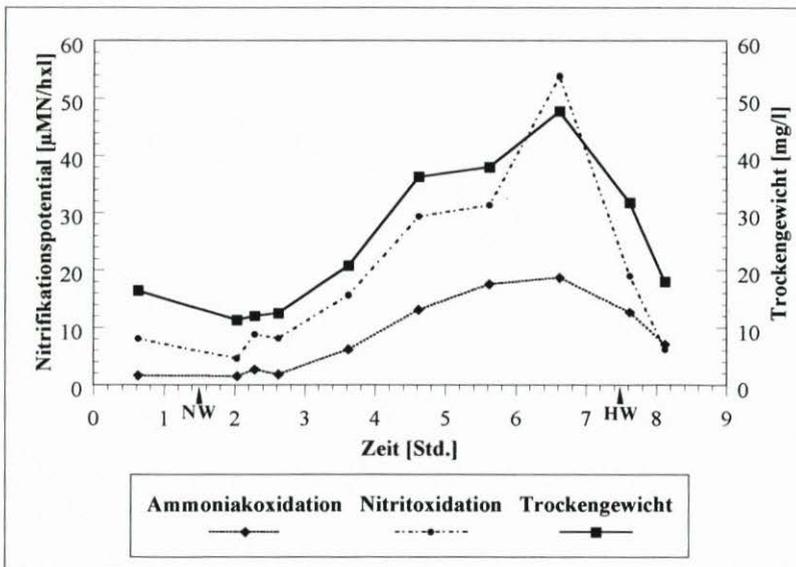


Abb. 6: Tideabhängiger Verlauf des Ammoniak- und Nitritoxidationspotentials sowie des Trockengewichtes von Wasserproben der Station Nienstedten am 7. November 1988. HW = Tide-Hochwasser, NW = Tide-Niedrigwasser. Aus: Sowitzki (1992)

schwebstoffgebundene Bakterienpopulation zu über 60 % für das Ammoniak- und Nitritoxidationspotential der Wasserproben verantwortlich.

Nach NEHLS (1990) und HUMANN (1992) besaßen die Schwebstoffbakterien unabhängig von der Jahreszeit den Hauptanteil auch der Exoenzymaktivität. Sie trugen an den Stationen Oortkaten und Nienstedten mit durchschnittlich 70 % zum eiweißabbauenden Potential der Wasserproben bei, ebenso war die extrazelluläre Kohlenhydrat abbauende Aktivität überwiegend an die Schwebstoffe gebunden.

Im Gegensatz zur Stoffwechselaktivität war die Zellzahl der schwebstoffgebundenen Bakterienpopulation während der Sommermonate deutlich niedriger als die Zellzahl der freilebenden Bakterien (NEHLS, 1990). Trotz des geringeren Anteils der freisuspendierten Bakterien an dem Gesamtstoffumsatz in der Elbe befand sich der überwiegende Anteil der Gesamtpopulation bei hohen Wassertemperaturen freisuspendiert im Wasserkörper. Folglich dürfte der Anteil der aktiven Zellen und/oder die Aktivität pro Zelle bei hohen Wassertemperaturen in der Schwebstoffpopulation wesentlich höher gewesen sein als in der freisuspendierten Fraktion.

In Übereinstimmung mit der geringen Stoffwechselaktivität zeigte die freisuspendierte Bakterienpopulation während der Sommermonate einen hohen Anteil an kleinen Zellen, mit einem Zelldurchmesser von $< 0,4 \mu\text{m}$. Der Anteil an kleinen Zellen lag bei Oortkaten in der freisuspendierten Fraktion von Juni bis September 1989 zwischen 26 % und 52 %, an der Station Nienstedten sogar zwischen 23 % und 70 % (Abb. 7). Bei sinkender Wassertemperatur hingegen wiesen die freisuspendierten Bakterien sowohl oberhalb als auch unterhalb des Hamburger Hafens eine deutlich höhere Zellgröße auf. So betrug der Anteil an kleinen Zellen in der freisuspendierten Bakterienpopulation im November 1989 bei Oortkaten und

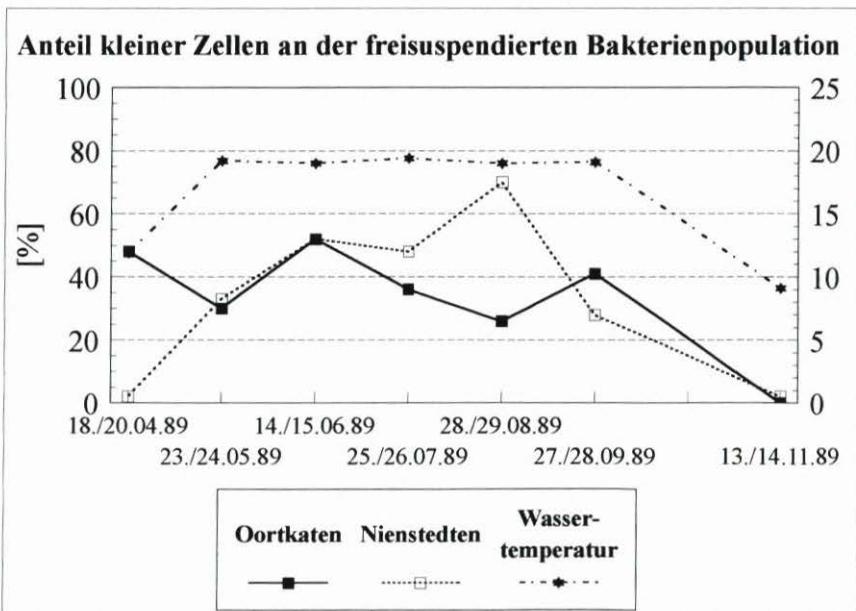


Abb. 7: Prozentualer Anteil von kleinen Zellen (Durchmesser: $< 0,4 \mu\text{m}$) an der freisuspendierten Bakterienpopulation von Wasserproben der Stationen Oortkaten und Nienstedten von Mai 1989 bis November 1989

Nienstedten 0 % bzw. 4 % (Abb. 7). Da aufgrund der Zellgröße Rückschlüsse über den physiologischen Zustand von Mikroorganismen gezogen werden können (PALUMBO et al., 1984; STAL, 1989), dürfte im Sommer in der Elbe für einen großen Teil der freispendierten Bakterien das Wachstum stark eingeschränkt gewesen sein.

4. Ausbildung des Sauerstoffminimums in der Tideelbe – Experimentelle Befunde

4.1 Typische Frühjahrsentwicklung

Als typisches Beispiel für die Frühjahrsentwicklung der Sauerstoffgehalte in der Tideelbe wurden in Abb. 8 die Längsprofilmessungen von April bis Juli 1983 aufgetragen. Alle Längsprofilmessungen der ARGE Elbe fanden seit 1979 tidephasengleich ca. eine Stunde vor Tnw statt und sind somit gut miteinander vergleichbar.

Das April-Längsprofil zeigt bei hohen Abflüssen gute Sauerstoffwerte, auch wenn ein Sauerstoffsättigungsindex von 60–70 % schon auf ablaufende Zehrungsvorgänge hinweist. Ende Mai, bei fallendem Abfluß und steigender Wassertemperatur, hat sich ein ausgeprägtes Sauerstofftal mit dem Minimum bei Schwarztonnensand ausgebildet. Der Gradient der Sauerstoffkurve vom Wehr Geesthacht bis Schwarztonnensand zeigt, daß auf der gesamten Strecke der Sauerstoffverbrauch den Sauerstoffeintrag übersteigt. Im Juni ist der Abfluß auf sommertypische 300 m³/s abgesunken und die Temperatur weiter angestiegen. Als Folge wanderte das Sauerstofftal weiter stromauf. Im Juli schließlich, bei sommerlich warmen 23 °C, wurde die normale Sommerlage erreicht.

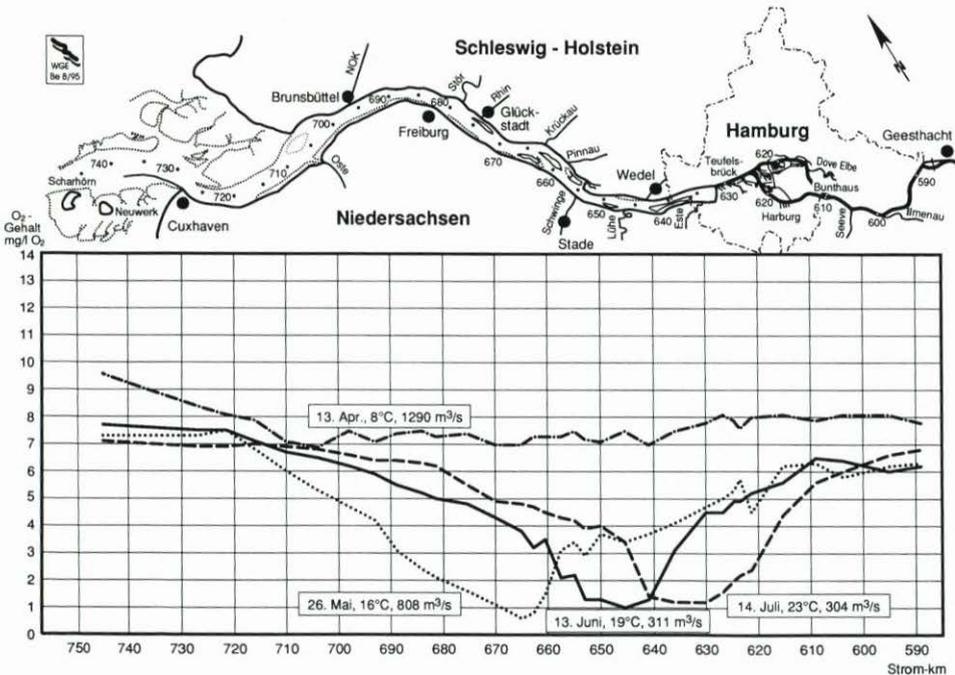


Abb. 8: Sauerstoff-Längsprofile der Tideelbe – Frühjahrsentwicklung 1983

Es ist auffällig, daß das Sauerstofftal sich unterhalb des Hamburger Hafens ausprägt und nicht etwa in der Mittelelbe oberhalb des Wehres Geesthacht, wo die Belastung mit sauerstoffzehrenden Stoffen in der Regel höher ist. Aufgrund der in der Mittelelbe im Verhältnis zur Tideelbe deutlich höheren Transportgeschwindigkeit erreichen Stoffe aus kommunalen und industriellen Einleitungen der neuen Bundesländer das Wehr schon nach wenigen Tagen und sind auch unter günstigen Umständen noch nicht vollständig abgebaut.

4.2 Entwicklung in den 80er und 90er Jahren

4.2.1 Vergleich der Längsprofile Juli 1983 und August 1993

In Abb. 9A ist ein typisches Längsprofil für die Zeit des stark belasteten Sauerstoffhaushaltes und in Abb. 9B ein entsprechendes Längsprofil für die verbesserte Situation in den 90er Jahren dargestellt.

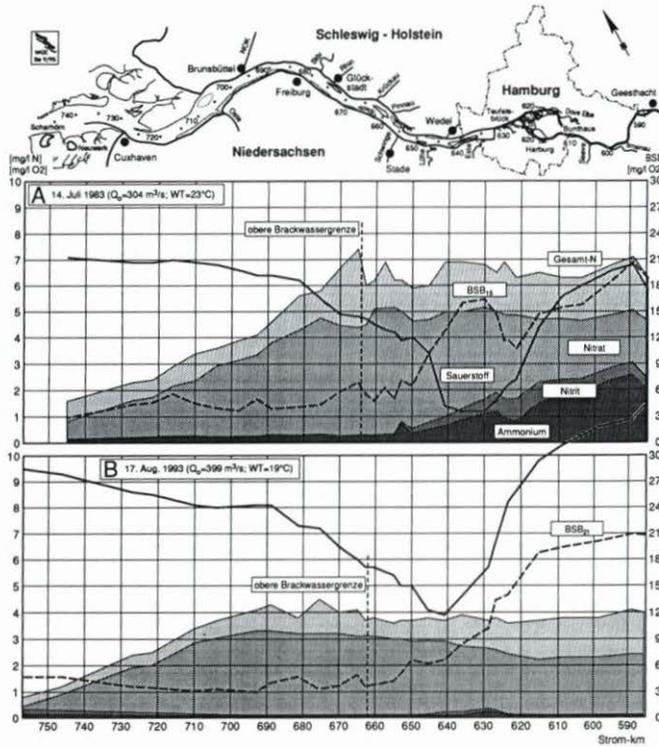


Abb. 9: Ammonium-, Nitrit-, Nitrat- (gestapelt) und Gesamt-Stickstoff-, BSB₁₅ bzw. BSB₂₁- und Sauerstoffgehalte im Längsprofil der Tideelbe. A: 14. Juli 1983, B: 17. August 1993

Längsprofil Juli 1983 (Abb. 9A)

Der Sauerstoffgehalt erhielt durch das Wehr Geesthacht eine geringe Aufstockung. Unterhalb Strom-km 610 kam es zu einer raschen Abnahme des gelösten Sauerstoffs. Auf einer Strecke von 25 km wurde die 3 mg/l O₂-Grenze unterschritten. An der Meßstelle bei Strom-

km 645 machte sich das vom Fährmannsander Watt und aus der Hahnöfer Nebenelbe einströmende, sauerstoffreichere Wasser bemerkbar. Unterhalb dieser Stelle ging die Wiederbelüftung langsamer vonstatten. Vom Wehr bis etwa Strom-km 620 ließ sich parallel zu dem Rückgang des Sauerstoffgehaltes eine Abnahme des BSB_{15} beobachten. Dann wurde der BSB durch Hamburger Einleitungen, deren größter Teil kommunales Abwasser war, erheblich aufgestockt. Bis Mitte 1983 gelangten ungereinigte, häusliche Abwässer aus dem Bereich Harburg/Wilhelmsburg in die Süderelbe (Umweltbehörde Hamburg, 1985). Der größte Teil des restlichen Hamburger Abwassers wurde nur mechanisch gereinigt. Mit der Inbetriebnahme des Klärwerkes Köhlbrandhöft-Süd im Juni 1983 wurden auch die Harburger Abwässer im Klärwerk behandelt, allerdings ohne biologische Stufe, die erst mit der Fertigstellung des Klärwerkes Dradenau Anfang 1988 in Betrieb genommen wurde.

Der hohe Ammoniumgehalt oberhalb Hamburgs machte mit seinem Sauerstoffbedarf während der Nitrifikation rund 50 % des BSB_{15} aus. In der Mittelelbe war die Nitrifikation teilweise gehemmt, so daß auch im Sommer ein erheblicher Teil der hier eingeleiteten Ammoniummengen in die Unterelbe gelangte. Die Sauerstoffzehrung war somit deutlich von der Ammoniumbelastung geprägt. Der Verlauf der Nitratkonzentration kann so interpretiert werden, daß das Ammonium quantitativ über Nitrit zu Nitrat oxidiert wurde. Die hohen Nitritwerte zeigen, daß die Abnahme der Ammoniumkonzentration auf Nitrifikation und nicht auf Verdünnungsvorgänge zurückzuführen ist. Die Hamburger Einleitungen lassen sich auch am Verlauf der Ammoniumkonzentration ablesen. In der Brackwasserzone kommt es zu einer Verdünnung des Gesamt-Stickstoffs und des Nitrats. Die eingezeichnete obere Brackwassergrenze markiert den Punkt, an dem ein Meerwassereinfluß eben gerade nachweisbar ist. Eine nennenswerte Verdünnung setzte aber erst unterhalb Strom-km 680 ein. Der BSB hingegen blieb in der Brackwasserzone nahezu konstant. Diese Restzehrung ist auf Sekundärbelastung zurückzuführen.

Längsprofil August 1993 (Abb. 9 B)

Die Situation im August 1993 zeigte sich deutlich verändert. Aus der Mittelelbe kam das Wasser mit einer algenbedingten O_2 -Übersättigung von über 130 % am Wehr Geesthacht an. Durch den Überfall am Wehr verlor das Wasser nur einen verhältnismäßig kleinen Teil des Sauerstoffes. Unterhalb des Wehres hatte der Sauerstoffsättigungsindex immer noch einen Wert von über 120 %. Das Sauerstofftal war zwar noch immer sehr ausgeprägt, jedoch war das Minimum fast 2 mg/l O_2 höher als 1983. Im Hamburger Bereich verschlechterte sich das Lichtklima für die Algen so stark, daß diese zum Teil abstarben, und die biogene Belüftung erheblich geringer wurde. Die BSB-Belastung war nur geringfügig niedriger als 1983 (für den Vergleich: der BSB_{15} beträgt im Mittel 90 % des BSB_{21}), weil sich der Anteil der Sekundärbelastung (z. B. absterbende Algen) vergrößert hatte. Die Ammoniumbelastung war hingegen fast völlig verschwunden, und auch der Einfluß des Hamburger Eintrages war nur noch schwach erkennbar.

4.2.2 Zeitliche Entwicklung des Sauerstoff-, BSB- und Ammoniumgehaltes

Um zu zeigen, daß die Unterschiede der beiden in Abb. 9 gezeigten Längsprofile keine Einzelereignisse waren, sondern dauerhafte Veränderungen beschreiben, wurden in Abb. 10

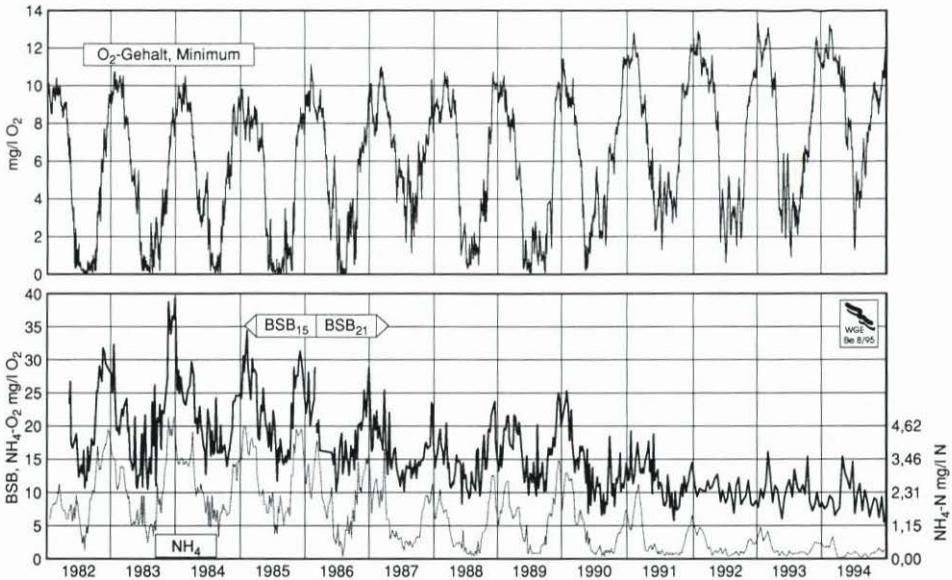


Abb. 10: Tagesminima der Sauerstoffgehalte aus kontinuierlichen Messungen, BSB₁₅/BSB₂₁- und Ammoniumgehalte aus wöchentlichen Einzelproben (ab 1992 14täglich) – Elbe bei Seemannshöft (Strom-km 628,8)

die drei wichtigsten Meßgrößen für die Meßstelle Seemannshöft von 1982 bis 1994 aufgetragen.

Die Tagesminima der Sauerstoffgehalte sanken bis 1989 in den Sommermonaten regelmäßig auf Werte zwischen 0 und 1 mg/l O₂ ab. Eine Ausnahme bildete das nasse Jahr 1987, in dem das Sauerstofftal aufgrund des erhöhten Abflusses 20 bis 40 km weiter stromab lag und das sauerstoffarme Wasser Seemannshöft nicht erreichte. Seit 1991 wurde ein Wert von 2 mg/l O₂ nur noch selten unterschritten. Auf den ersten Blick verblüffend ist, daß auch in den Wintermonaten, in denen die Sauerstoffgehalte aufgrund der stark verlangsamten Zehrung immer hoch waren, eine ansteigende Tendenz zu beobachten ist. Die hohe Belastung in den Wintern der 80er Jahre führte auch bei niedrigen Temperaturen zu einem meßbaren Sauerstoffverbrauch und einem Sauerstoffsättigungsdefizit von etwa 20 %. Dieses verringerte sich in den 90er Jahren auf unter 10 %.

Die positive Tendenz zeigt sich noch deutlicher beim BSB und der Ammoniumkonzentration. Die BSB₂₁-Jahresfrachten bei Seemannshöft fielen im Beobachtungszeitraum von 300 000 bis 600 000 t/a O₂ auf Werte um 200 000 t/a O₂ und die Ammoniumfrachten von 50 000 auf unter 10 000 t/a N. Die Ammoniumgehalte sind in Abb. 10 so skaliert, daß die linke Skala das Sauerstoffäquivalent des Ammoniums angibt (Faktor 4,33) und die rechte den Stickstoffgehalt. Es kann so direkt der Anteil des Ammoniums an der Gesamtzehrung abgelesen werden. Da der Ammoniumgehalt stärker abnahm als der Langzeit-BSB, verringerte sich der durchschnittliche relative Anteil in dem Beobachtungszeitraum (1982 bis 1994) von ca. 45 % auf unter 15 %.

4.3 Primärproduktion und Zehrung am Wehr Geesthacht

Die Dauermessungen am Wehr Geesthacht ermöglichten es, aus den Tag-Nacht-Schwankungen von Sauerstoff und CO_2 die Primärproduktion und Zehrungsraten unter in situ Bedingungen zu ermitteln. Die Ergebnisse können einerseits zur Interpretation der Längsprofile herangezogen werden, sind aber auch die Grundlage zur Kalibrierung der im Sensitivitätsmodell verwendeten Parameter wie Primärproduktion, Belüftungs- und Zehrungsrate.

Exemplarisch für solche Tagesgänge zeigt die Abb. 11 den Verlauf für Sauerstoff, Chlorophyll-a (Fluoreszenzsignal), CO_2 und Protonenkonzentration (pH) im Monat April 1995.

Die Tagesschwankungen beim Chlorophyll sind überlagert mit dem Tagesverlauf der Lichteinstrahlung, da die Fluoreszenzmessung nur die Chlorophyllaktivität mißt und dieses Signal von der Vorbelichtung beeinflusst wird. Dennoch ist aber deutlich der für das Frühjahr typische Anstieg des Chlorophylls parallel zur Zunahme der Sauerstoffkonzentrationen

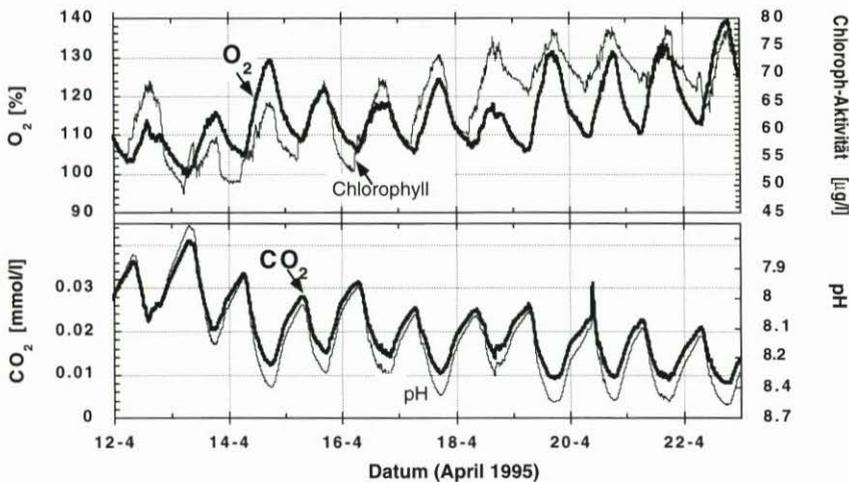


Abb. 11: Tagesgänge von O_2 -Sättigungsindex, Chlorophyll-a-Aktivität (Turner-Fluorimeter), Protonenkonzentrationen (pH-Wert) und gelöstem CO_2 am Wehr Geesthacht im April 1995

zu erkennen. Umgekehrt dazu verlaufen die CO_2 - und Protonenkonzentrationen (reziprok zum pH-Wert), weil gelöstes CO_2 dem Gewässer entzogen wird, was zu einer Abnahme der Protonenkonzentration bzw. zu einem Anstieg des pH-Wertes führt.

Den Jahresverlauf für die Parameter O_2 , Chlorophyll, gelöstes CO_2 , Protonenkonzentration sowie Temperatur und Strahlung für das Jahr 1995 bis einschließlich Oktober zeigt die Abb. 12, wobei nur die Tagesmittelwerte bzw. für Chlorophyll zur besseren Vergleichbarkeit mit den Längsprofilen, die ebenfalls bei Tageslicht aufgenommen wurden, die Tagesmaxima aufgetragen wurden.

Der sehr ähnliche Verlauf von Sauerstoff und Chlorophyll sowohl bei den Tagesgängen als auch beim Jahresgang deutet darauf hin, daß die Sauerstoffkonzentration vom Frühjahr bis zum Herbst weitgehend durch die Primärproduktion, die wiederum fast durchgehend dem Verlauf von Einstrahlung und Wassertemperatur folgt, gesteuert wurde. So führen Einbrüche in der Strahlungsbilanz von nur wenigen Tagen Dauer sofort zu einem entsprechen-

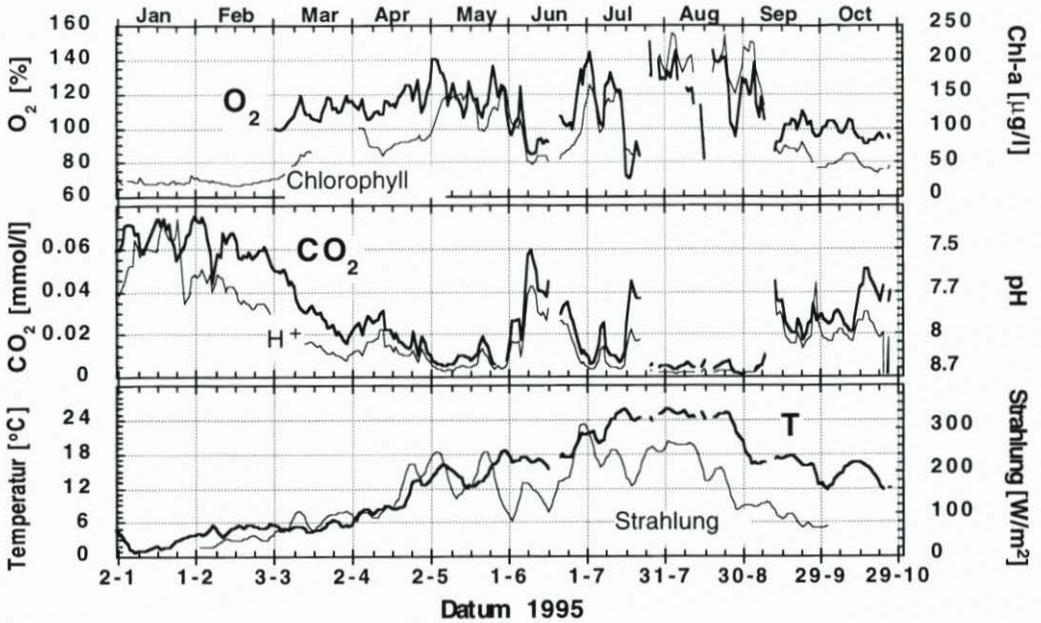


Abb. 12: Jahresgang (1995) der Tagesmittelwerte von O₂-Sättigungsindex, Protonenkonzentrationen (pH-Wert), gelöstem CO₂, Temperatur und Strahlung, Tagesmaximumwerte von Chlorophyll-a (Turner-Fluorimeter) am Wehr Geesthacht

den Chlorophyllenbruch mit der Folge, daß auch die Sauerstoffkonzentrationen stark abfallen. Gleichzeitig steigt dann aufgrund des höheren Anteils der Zehrung das gelöste CO₂ an, wodurch der pH-Wert wiederum sinkt. Kürzere Einbrüche sind im Jahresverlauf in den Monaten Mai und Juli zu erkennen. Ein längerer Zusammenbruch der Algenblüte, bedingt durch eine andauernde Schlechtwetterperiode, war im Monat Juni zu beobachten.

Der funktionale Zusammenhang zwischen gelöstem CO₂ und Sauerstoff kann dazu herangezogen werden, zwischen den Prozessen, die durch Photosynthese bzw. Abbau des organischen Kohlenstoffs gesteuert werden und denen, die durch Stickstoffumsetzungen geprägt sind, zu differenzieren. Während beim Abbau des organischen Kohlenstoffes pro umgesetztem mol O₂ nur 0,17 mol Protonen freigesetzt werden, wird bei der Nitrifikation in der Summe pro umgesetztem O₂ ein Proton freigesetzt. Das wirkt sich damit deutlich stärker auf den Säurehaushalt aus (SIGG u. STUMM, 1994). Da der gebildete anorganische Kohlenstoff über das Kohlensäuregleichgewicht mit der Protonenkonzentration gekoppelt ist, und damit beide Meßgrößen direkt miteinander verknüpft sind, haben der Prozeß des organischen Kohlenstoffabbaus und der Nitrifikationsprozeß einen unterschiedlichen Einfluß auf die Steigung (Korrelationsfaktor) der Korrelationsgeraden zwischen gelöstem CO₂ und gelöstem Sauerstoff. Abb. 13 zeigt die Korrelation des gelösten CO₂ mit dem Sauerstoffsättigungsindex für die Tagesmittelwerte am Wehr Geesthacht des Jahres 1995 von März bis Oktober einschließlich. Dabei wurden für die Regressionsgerade nur die Werte herangezogen, bei denen der Sauerstoffsättigungsindex kleiner als 120 % war. Die stark übersättigten Sauerstoffwerte wurden nicht berücksichtigt, weil bei diesen Werten die Entgasung über Gasblasenbildung dominiert, und der funktionale Zusammenhang zwischen Sauerstoff und gelöstem CO₂ nicht mehr gültig ist.

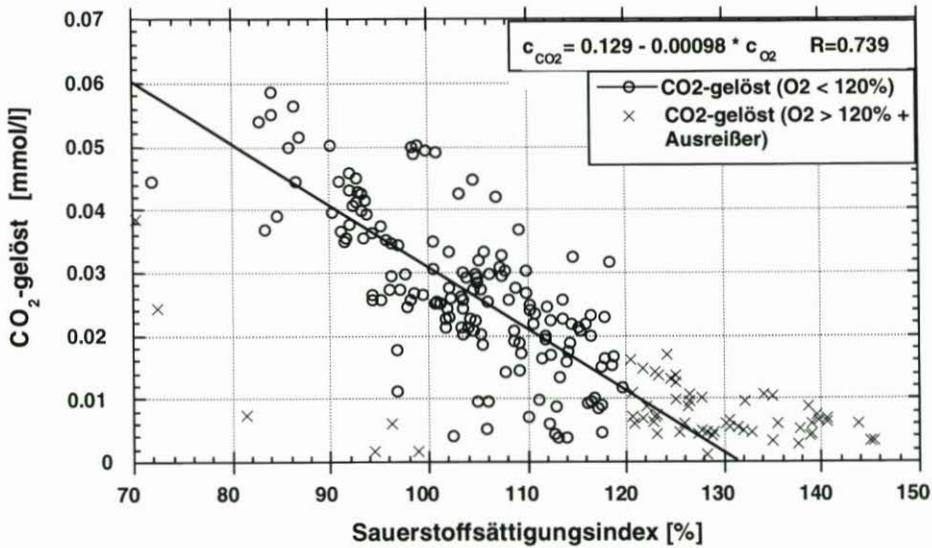


Abb. 13: Korrelation zwischen O₂-Sättigungsindex und gelöstem CO₂ von März bis Oktober 1995 (Für die Korrelationsgerade wurden nur Werte herangezogen, bei denen der Sauerstoffsättigungsindex unter 120 % lag)

Es zeigte sich, daß in einem großen Konzentrationsbereich über den gesamten Zeitraum von März bis Oktober das gelöste CO₂ signifikant mit dem Sauerstoffsättigungsindex korreliert war. Dieser Befund deutet darauf hin, daß die Sauerstoffzehrung im Wasserkörper am Wehr weitgehend durch einen Hauptprozeß dominiert wurde. Wie später bei den Längsprofilen noch gezeigt wird, kann aufgrund der gefundenen Steigung der Korrelationsgeraden (Korrelationsfaktor 0,00098) dieser Prozeß dem Abbau von organischem Kohlenstoff zugeordnet werden, d. h. daß der Sauerstoffhaushalt in diesem Zeitraum tatsächlich vornehmlich durch die Prozesse Primärproduktion und oxidativen Kohlenstoffabbau gesteuert wurde.

Die Abhängigkeit der Sauerstoffkonzentration vom Wechselspiel zwischen Primärproduktion und Zehrung wird besonders deutlich, wenn man Zeiten betrachtet, in denen der Sauerstoffgehalt plötzlich eine starke Absenkung erfährt. Die Abb. 14 zeigt ein Beispiel von Mitte Juli 1995, als der Sauerstoffsättigungsindex nach vorheriger Übersättigung plötzlich auf Werte von nur noch 70 % Sättigung abfiel.

In der Abbildung sind die Verläufe von CO₂, O₂-Sättigungsindex sowie Chlorophyll und Strahlung gezeigt. Deutlich wird, daß dieser Abfall durch eine Schlechtwetterperiode ausgelöst wurde, aufgrund der die Strahlungsintensität sich fast halbierte. Dadurch nahm auch die Chlorophyllkonzentration um mehr als die Hälfte ab. Parallel mit dem Chlorophyllabfall sank die Sauerstoffkonzentration und der CO₂-Gehalt stieg an. Der Chlorophyllzusammenbruch erfolgte nahezu zeitgleich zur Abnahme der Lichtintensität. Daraus kann geschlossen werden, daß offensichtlich aufgrund einer Lichtlimitierung die Population der Algen zusammenbrach, dadurch die Zehrung gegenüber dem biogenen Sauerstoffeintrag ein stärkeres Gewicht bekam und die Sauerstoffkonzentration abnahm.

Beispielhaft wurden für typische Sauerstoffzusammenbrüche im Jahr 1995 die Abnahmeraten für Chlorophyll und Sauerstoff berechnet und in Tab. 1 zusammengestellt. Aus der Chlorophyllabnahme wurde zudem noch der Rückgang an organischem Kohlenstoff abgeschätzt. In der Literatur sind sehr unterschiedliche Angaben zum Kohlenstoffgehalt der Al-

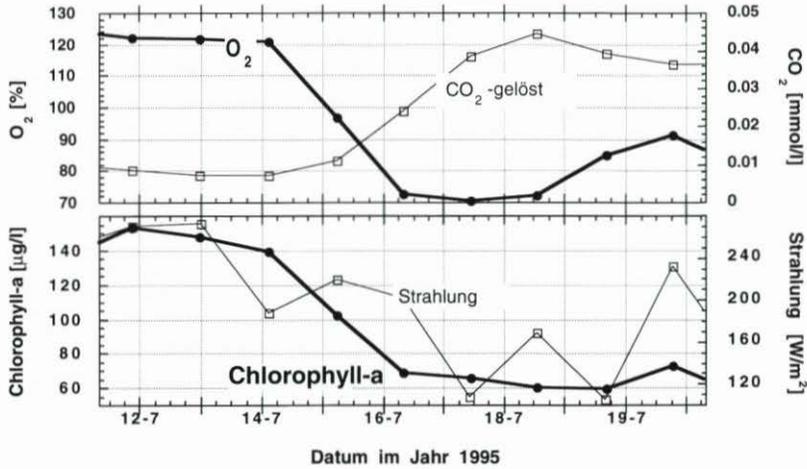


Abb. 14: Typisches Beispiel eines O₂-Einbruchs Mitte Juli 1995 (Tagesmittelwerte bzw. Tagesmaxima für Chlorophyll-a)

Tab. 1: Typische Sauerstoffeinbrüche im Jahr 1995

Datum	Abfluß [m ³ /s]	Temperatur °C	Chlorophyll-a zu Beginn des Abfalls [µg/l]	Chlorophyll-Abnahme [µg/l/d]	Abnahme an C _{org} aus Chl.-a berechnet [µmol/l/d]	Molare O ₂ -Abnahme [µmol/l/d]	O ₂ -Abnahme [mg/l/d]
20. 5. 95	1122	13	155	20	30	14	0,45
9. 6. 95	1302	17	120	23	34	48	1,5
18. 7. 95	518	25	150	35	53	60	1,9
9. 9. 95	1021	16	225	17	25	17	0,54

gen zu finden. Bei diesen Rechnungen wurde, da die Algen in der Elbe durch Diatomeen dominiert werden, entsprechend den Angaben von FAST (1993) und REYNOLD (1984) davon ausgegangen, daß 1 µg Chlorophyll-a einer Biomasse von 50 µg mit einem Anteil von 35,8 Gew.-% Kohlenstoff (Redfield-ratio) entspricht.

Der Tabelle ist zu entnehmen, daß die Abnahmeraten eine deutliche saisonale Abhängigkeit aufwiesen. In den wärmeren Phasen waren die höchsten Raten sowohl beim Chlorophyll als auch beim Sauerstoff zu beobachten. Im Normalfall befindet sich die Primärproduktion in einem dynamischen Gleichgewicht mit der gleichzeitig auch ständig ablaufenden Zehrung, d. h. daß praktisch genauso viel Biomasse (C_{org}) synthetisiert bzw. O₂ gebildet wird, wie Biomasse durch Zehrung abgebaut bzw. O₂ verbraucht wird. Es sind nur längerfristige Veränderungen dieses Gleichgewichtes auf ein anderes Niveau, wie z. B. beim Anstieg der Primärproduktion im Frühjahr, festzustellen. Wenn jedoch die Primärproduktion plötzlich aufgrund einer veränderten Wetterlage oder eines verbrauchten und nicht mehr nachgelieferten Nährstoffes (z. B. Silikat bei den Diatomeen) zusammenbricht, läuft die Zehrung zunächst noch auf dem hohen Level weiter, bis sich auf einem anderen Niveau ein neues Gleichgewicht zwischen Produktion und Zehrung einstellt. Beim Vergleich der Abnahmen an Sauerstoff mit den Verlusten des organischen Kohlenstoffes zeigt sich, daß der Verlust an organischem Kohlenstoff eine Abnahme der Sauerstoffkonzentration in der gleichen Größen-

ordnung ergibt. Da in der Photosynthese Gleichung Sauerstoff und Kohlenstoff in einem molaren Verhältnis zueinander stehen, wird während des Zusammenbruchs entsprechend der Menge an gezehrter bzw. nicht synthetisierter Biomasse (C_{org}) auch die gleiche molare Menge an Sauerstoff verbraucht bzw. nicht mehr nachgebildet. Dies zeigt, daß das Niveau des Gleichgewichts von biogenem Sauerstoffeintrag und Zehrung, und damit der durch die Photosynthese gebildete Pool an leicht abbaubarem Substrat, die Zehrungs-raten bei einem plötzlichen Zusammenbruch der Primärproduktion entscheidend beeinflusst.

4.4 Primärproduktion und Zehrung im Längsprofil der Tideelbe

Die seit Oktober 1993 zu verschiedenen Jahreszeiten mit dem Schiff aufgenommenen Längsprofile wie auch die Hubschrauber-Längsprofile der ARGE-Elbe zeigen charakteristische jahreszeitliche Verschiebungen des Sauerstoffminimums im Längsschnitt der Elbe. Die Lage des O_2 -Minimums wird vornehmlich durch die jeweilige Abflußrate gesteuert, weil hierdurch die Verweilzeit des Wasserkörpers bestimmt wird.

Exemplarisch zeigen Abb. 15 und 16 die jeweils bei ablaufendem Wasser gemessenen Längsprofile der Parameter O_2 -Gehalt, Chlorophyll, pH-Wert und gelöstes CO_2 . Die Messungen wurden im Sommer (August) 1993 sowie im Frühjahr (Anfang Mai) 1994 bei sehr unterschiedlichen Abflußsituationen aufgenommen. Während des Mai-Profils wurden außerdem die Nährstoffe Ammonium und Nitrit gemessen sowie aus dem gemessenen pH-Wert und dem gelösten CO_2 der gesamte, gelöste anorganische Kohlenstoff (TIC) berechnet (STUMM u. MORGAN, 1981; FREIER, 1977).

Während im August 1993 bei einem relativ geringen Abfluß von $500 \text{ m}^3/\text{s}$ (langjähriges Mittel ca. $700 \text{ m}^3/\text{s}$) das Sauerstoffminimum direkt unterhalb Hamburgs bei Strom-km 650 zu finden war, lag das Minimum im Mai 1994 bei hohen Abflußraten weiter stromabwärts bei Strom-km 690. Aus den Abbildungen ersieht man, daß, wie es auch am Wehr beim Zusammenbruch einer Planktonblüte zu beobachten war, die Abnahme der O_2 -Konzentration immer mit einer Abnahme der Chlorophyll- und einem Anstieg der CO_2 -Konzentration ein-

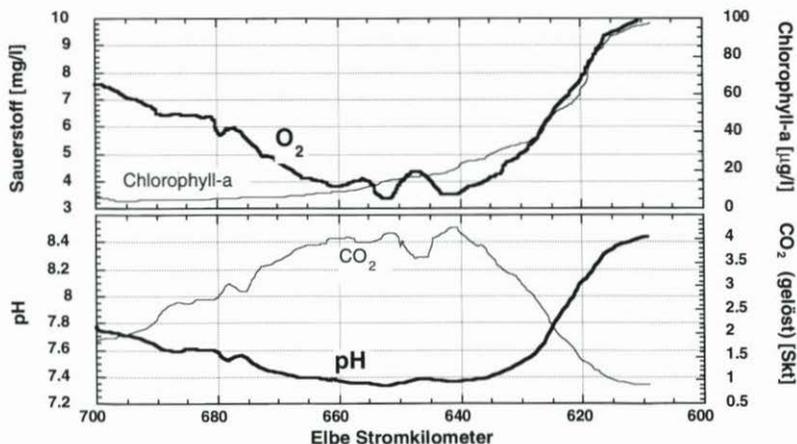


Abb. 15: Kontinuierliche Messung von Chlorophyll-a (Turner), O_2 , CO_2 und pH-Wert – Elbe-Längsprofil vom 5. 8. 93 (Abfluß $500 \text{ m}^3/\text{s}$)

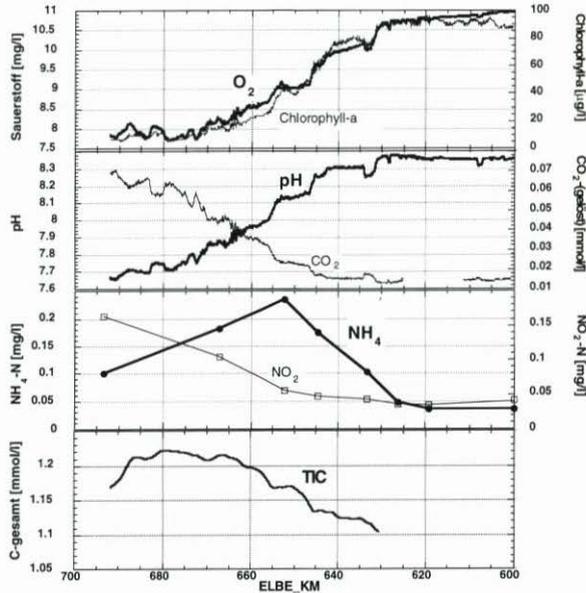


Abb. 16: Kontinuierliche Messung von Chlorophyll-a (Turner), O_2 , CO_2 und pH-Wert, Ammonium und Nitrit aus Einzelproben, TIC (total inorganic carbon) (aus pH und CO_2 berechnet) – Elbelängsprofil vom 3. 5. 94 (Abfluß $1350 \text{ m}^3/\text{s}$)

herging. Im O_2 -Gradienten sind diese 4 Parameter bei allen Längsprofilen hoch signifikant miteinander korreliert ($R > 0,98$). Die im Mai 1994 zusätzlich erfaßten Nährstoffe Ammonium und Nitrit zeigen an, daß im Verlauf des O_2 -Gradienten Ammonium freigesetzt wird.

Die freigesetzte Ammoniumkonzentration entspricht in der Größenordnung der Menge, die aus dem Abbau der Biomasse (berechnet aus der Chlorophyllkonzentration) zu erwarten ist. Bis zum Ammonium-Maximum (Strom-km 652) beträgt der Chlorophyllverlust ca. $50 \mu\text{g}/\text{l}$. Dies entspricht ca. $2500 \mu\text{g}/\text{l}$ Biomasse (Annahme $1 \mu\text{g}$ Chlorophyll-a = $50 \mu\text{g}$ Biomasse) bzw. $75 \mu\text{mol}/\text{l}$ Kohlenstoff (Redfield-Ratio: C-Anteil = 35,8 Gew.-%). Bei einem Verhältnis nach Redfield von $C/N = 6,6$ ergibt das eine theoretische Freisetzung von $11 \mu\text{mol}/\text{l}$ Stickstoff. Die gemessene Differenz zwischen den Ammoniumkonzentrationen beträgt $0,2 \text{ mg}/\text{l}$ N entsprechend $14 \mu\text{mol}/\text{l}$ NH_4^+ . Dies bestätigt die Vermutung, daß die gefundenen Ammoniumkonzentrationen weitestgehend aus dem Biomassenabbau stammen. Ebenso kann die Sauerstoffabnahme mit der Zunahme an anorganischem Kohlenstoff verglichen werden. Einer O_2 -Abnahme bis Strom-km 665 von $2,2 \text{ mg}/\text{l}$ entsprechend $72 \mu\text{mol}/\text{l}$ Sauerstoff steht ein entsprechender Anstieg im gelösten anorganischen Kohlenstoff (TIC) von ca. $100 \mu\text{mol}/\text{l}$ gegenüber. Es sei jedoch angemerkt, daß aufgrund der Unsicherheiten bei der Umrechnung von Chlorophyll-a in Biomasse nicht zwingend geschlossen werden kann, daß innerhalb der Laufstrecke die Algenbiomasse vollständig mineralisiert wird.

Unterhalb des Ammoniummaximums findet weiter stromabwärts, angezeigt durch den Verlauf des als Zwischenprodukt gebildeten Nitrits, eine deutliche Nitrifikation statt. Der aufgrund eines Geräteausfalles nicht erfaßte Nitratanstieg wäre entsprechend den Messungen aus anderen Längsprofilen unterhalb der Nitritbildung weiter stromab zu beobachten

gewesen. Das diskutierte Profil zeigt so exemplarisch, daß die Sauerstoffzehrung im Längsschnitt der Elbe offensichtlich in der klassischen Reihenfolge Kohlenstoffabbau mit anschließender Nitrifizierung (HAMM, 1991) abläuft.

Die Abfolge von verschiedenen Prozessen im Verlauf der Tideelbe zeigt sich auch in dem funktionalen Zusammenhang zwischen gelöstem CO_2 und Sauerstoff. Exemplarisch hierfür zeigt die Abb. 17 die Korrelation für das Längsprofil vom 3. 5. 94.

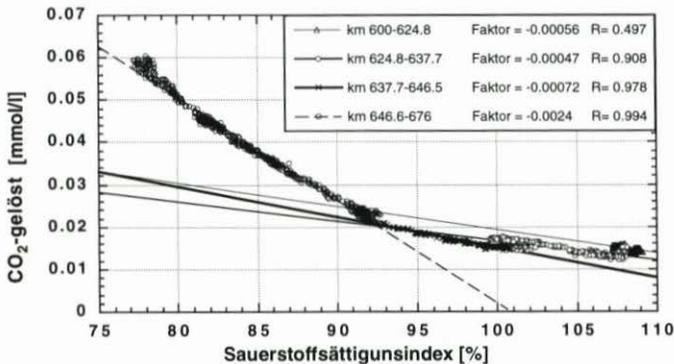


Abb. 17: Korrelation CO_2 -Sauerstoffsättigungsindex für verschiedene km-Abschnitte im Elbe-Längsprofil vom 3. 5. 94

Durch Unterteilung des Profils in unterschiedliche Abschnitte werden mit Ausnahme von einem kleinen Anfangsbereich für das gesamte Profil signifikante Korrelationen erreicht. Bis Elbe-km 647 haben die Ausgleichsgeraden praktisch alle die gleiche Steigung mit Werten zwischen 0,0005 bis 0,0007. Ein Faktor in der gleichen Größe wurde auch im gesamten Jahresgang 1995 am Wehr Geesthacht gefunden und deutet darauf hin, daß der Hauptzehrungsprozeß die Kohlenstoffumsetzung ist. Erst unterhalb von km 647 veränderte sich die Steigung drastisch ca. um den Faktor 4 auf 0,0024. In diesem Abschnitt beginnt auch die Nitrifikation, erkennbar an einer Nitritbildung. Diese Ergebnisse zeigen, daß mit Hilfe des funktionalen Zusammenhangs zwischen Sauerstoffabnahme und CO_2 -Anstieg auch zwischen den Prozessen der Kohlenstoffumsetzung und der Nitrifizierung unterschieden werden kann.

Wie beim Jahresgang am Wehr zeigt sich auch beim Längsprofil, daß das Verhältnis von O_2 -Produktion und Zehrung vornehmlich durch das Lichtangebot gesteuert wird. Zunächst übersteigt die biogene O_2 -Produktion die Sauerstoffzehrung. Während des Sauerstoffabfalls dokumentiert der gleichzeitige Chlorophyllabfall, daß die biogene O_2 -Produktion aufgrund der Verschlechterung des Lichtklimas sinkt. Dies wird auch durch den parallel zu beobachtenden CO_2 -Anstieg bzw. pH-Abfall angezeigt.

Unterhalb des O_2 -Minimums veränderte sich der Gesamtkohlenstoffgehalt wenig, da nur noch ein geringer Kohlenstoffabbau erfolgte. Die leicht abbaubaren Substanzen waren offensichtlich weitgehend gezehrt, wie KERNER et al. (1995) gefunden haben. KLAGES (1995) fand dies auch in Untersuchungen zum Kurzzeit-BSB bestätigt. So wurden im Längsprofil vom 6. 10. 93 oberhalb und auch noch im Abschnitt des O_2 -Abfalls Kurzzeit-BSB-Werte von 4,5-5 $\text{mgO}_2/\text{gGV/h}$ (auf den Glühverlust normiert) gefunden, die dann aber im weiteren Verlauf des Längsprofils bald auf unter 2 $\text{mgO}_2/\text{gGV/h}$ absanken.

Die Ergebnisse aus einer Reihe von Längsprofilen aus den Jahren 1993 und 1994 inklusive der hydrologischen Randbedingungen faßt Tab. 2 zusammen.

Tab. 2: Daten zu den gemessenen Längsprofilen (ablaufendes Wasser) [*Messung bei auflaufendem Wasser, **errechnet aus mittleren Verweilzeiten für den jeweiligen Oberwasserabfluß, ***Beginn noch weiter oberhalb]:

Datum	Abfluß [m ³ /s]	Wasser- tempera- tur [°C]	Beginn des O ₂ -Abfalls [km]	Lage O ₂ - Mini- mum [km]	km-Differenz umgerechnet in Zeit** [d]	O ₂ - Differenz (Abfall-Min) [mg/l]	Berechn. O ₂ -Ver- brauchsrate [mg/l/d]
5. 8. 93	500	21	613	640	3,5	5,70	1,62
6. 10. 93	365	13	614	646	6,6	4,32	0,65
21. 3. 94	1580	5	653	664	1,1	0,90	0,85
3. 5. 94	1350	14	630*	678	5,4	2,82	0,52
29. 5. 94	771	16	635	660	3,7	4,80	1,29
18. 7. 94	350	22	(600)***	615	1,2		2,05

Aus den Ergebnissen ist zu ersehen, daß die Lage des O₂-Abfalls stark vom Oberwasserabfluß geprägt wurde. Bei hohen Abflüssen, z. B. im Frühjahr, lag der Gradient weit unterhalb des Hamburger Hafens, während bei mittleren Abflüssen dieser sich im Hamburger Hafen ausbildete und bei sehr geringem Oberwasserabfluß und hohen Wassertemperaturen sogar schon oberhalb des Hafens zu beobachten war. Im Sommer und Spätsommer 1993, bei geringen Oberwasserabflüssen, begann der O₂-Abfall bei km 613 bzw. km 614. Bei hohen Abflüssen im März 1994 lag er deutlich unterhalb des Hamburger Hafens bei km 653 und verschob sich bei sinkenden Abflüssen wieder elbaufwärts. Das Profil vom 3. 5. 94 unterscheidet sich von den anderen Messungen dadurch, daß hier die Messungen bei Flutstrom durchgeführt wurden, so daß der Beginn des Abfalles etwas weiter stromaufwärts gefunden wurde. Im Juli 1994 lag der Beginn des O₂-Abfalles soweit stromaufwärts, daß der Beginn des Abfalls nicht mehr erfaßt wurde.

Die Ausprägung des O₂-Minimums ist jahreszeitlich beeinflusst. Während im Sommer 1993 die Sauerstoffkonzentration im Gradienten um 5,7 bzw. im Oktober um 4,3 mg/l abnahm, betrug die Absenkung im März 1994 nur noch 0,9 mg/l und stieg dann von 2,8 mg/l bis Ende Mai auf 4,8 mg/l an. Bemerkenswert ist jedoch, daß die Gesamtabenkung sich nicht wesentlich von der früherer Jahre unterscheidet, als die Elbe noch deutlich stärker belastet war. Bedingt dadurch, daß die Eingangswerte am Wehr Geesthacht aufgrund hoher biogener Sauerstoffproduktion wesentlich höher lagen, wurden im Sommer keine fischkritischen Werte mehr erreicht und unterschritten. So betrug im Hubschrauberprofil der ARGE-Elbe vom Juli 1983 (Abb. 9A), in dem über einen längeren Elbabschnitt O₂-Gehalte unterhalb von 3 mg/l gemessen wurden, die gesamte O₂-Absenkung im Sauerstofftal auch nur 5,6 mg/l.

Aus dem Oberwasserabfluß läßt sich gemäß der mittleren Laufzeit des Wasserkörpers für verschiedene Oberwasserabflüsse (s. a. Abb. 3) eine mittlere Verweilzeit des Wasserkörpers im O₂-Gradienten abschätzen und aus O₂-Absenkung und Verweilzeit eine O₂-Abnahmerate ermitteln. Diese ist in der letzten Spalte der Tab. 2 wiedergegeben und zeigte eine starke Abhängigkeit von der Jahreszeit. Extrem hohe Abnahmeraten von bis zu 2,1 mg/l/d fand man in den Sommermonaten sowohl 1993 als auch 1994. Obwohl im Oktober 1993 die O₂-Absenkung noch stark ausgeprägt war, war die O₂-Verbrauchsrate bereits wieder auf 0,65 mg/l/d gesunken. Ein ähnlicher Wert (0,52 mg/l/d) fand sich auch im Frühjahr wieder. Die Sauerstoffabnahmeraten sind gut vergleichbar mit den am Wehr im Jahre 1995 beobachteten Werten, die durch das Absterben von Algen auftraten (s. Tab. 1). Dies bedeutet, daß der Zusammenbruch von Algenpopulationen im nicht tidebeeinflussten Bereich der Elbe offensichtlich die gleichen Auswirkungen auf den Sauerstoffhaushalt hat, wie die Abnahme der

Algenzahl im Verlauf der Tideelbe aufgrund der Verschlechterung des Lichtklimas im Bereich des Hamburger Hafens. Somit laufen im Längsprofil offenbar identische Prozesse ab.

4.5 Einfluß des Oberwasserabflusses auf die Lage des Sauerstoffminimums

Zur näheren Untersuchung des Einflusses des Oberwasserabflusses auf die Lage des Sauerstoffminimums im Längsprofil wurden die Strecken der Längsprofile entsprechend dem Oberwasserabfluß in Laufzeiten des Wasserkörpers umgerechnet, so daß auch Längsprofile, die unter unterschiedlichen Abflußsituationen aber sonst übereinstimmenden Bedingungen aufgenommen wurden, miteinander verglichen werden können. Abb. 18 zeigt den Vergleich zweier Profile vom 6. 10. 93 und 3. 5. 94 bei vergleichbaren Temperaturen (13 bzw. 14 °C) aber sehr unterschiedlichen Abflußsituationen (365 bzw. 1350 m³/s) im Längsprofil (km-Darstellung). Abb. 19 zeigt beide Profile im zeitlichen Ablauf.

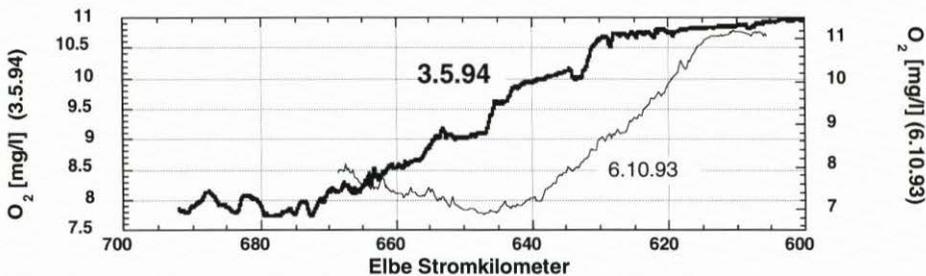


Abb. 18: O_2 -Gehalt im Längsprofil (km-Darstellung) bei unterschiedlichen Abflußbedingungen (Oberwasserabfluß am 6. 10. 93 = 365 m³/s, am 3. 5. 94 = 1350 m³/s)

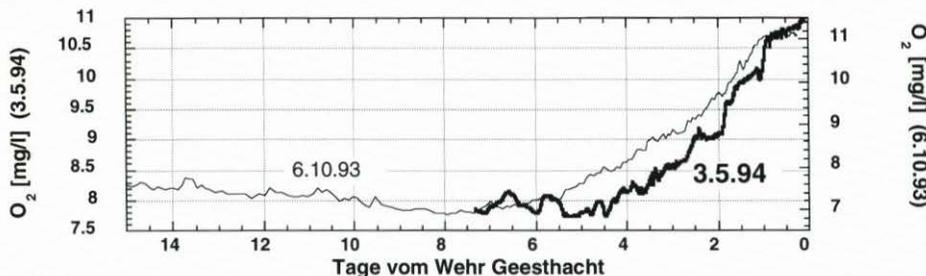


Abb. 19: O_2 -Gehalt im Längsprofil (Zeit-Darstellung) bei unterschiedlichen Abflußbedingungen (Oberwasserabfluß am 6. 10. 93 = 365 m³/s, am 3. 5. 94 = 1350 m³/s)

Während in der km-Darstellung die O_2 -Minima deutlich verschoben sind (645 bzw. 675 km), zeigt die Darstellung in der Zeitachse (Abb. 19), daß unterhalb des Wehres übereinstimmend nach ca. eintägiger Laufzeit eine deutliche Abnahme des O_2 -Gehaltes im Wasserkörper errechnet und das Minimum nach 5–6 Tagen erreicht wurde. Der geringfügige Unterschied zwischen beiden Profilen kann vielleicht auch noch daher rühren, daß das Profil vom Mai 1994 bei einer anderen Tidephase gemessen wurde. Der Vergleich bestätigt daher, daß die Lage des O_2 -Minimums vornehmlich durch den Oberwasserabfluß gesteuert wird.

Der Verlauf der Zeitdarstellung zeigt auch, daß die O_2 -Verbrauchsrate exponentiell mit der Zeit abnimmt, was auf das schon erwähnte sinkende Substratangebot im Stromverlauf zurückgeführt werden kann.

Die Laufzeitnormierung wurde auch für die von der ARGE-Elbe seit 1980 durchgeführten Hubschrauberlängsprofile vorgenommen. Alle laufzeitnormierten Längsprofile mit Wassertemperaturen $T > 15^\circ C$ wurden, sortiert nach drei Abflußklassen, jeweils durch Mittelwertbildung zu einem Profil zusammengefaßt. Ebenso wurde auch mit den BSB_{21} -Werten und den Ammoniumkonzentrationen verfahren. Da eine entscheidende Veränderung der Elbe seit dem Jahre 1990 zu verzeichnen ist, wurden die Profile von 1980–1990 getrennt von den Profilen 1991–1994 behandelt. Die Anzahl der zur Mittelwertbildung verwendeten Profile war unterschiedlich. Während Profile in der Abflußklasse $< 500 m^3/s$ in genügender Anzahl (12-25) existierten, standen für die Jahre 1991–1994 in der Abflußklasse $500-900 m^3/s$ nur zwei und in der Abflußklasse $> 900 m^3/s$ kein Profil zur Verfügung. Die Abb. 21–23 zeigen die gemittelten laufzeitnormierten Längsprofile der Elbe für Sauerstoff, BSB_{21} und Ammonium.

Die Abb. 20 zeigt, daß die Lage der Sauerstoffminima der Elbe bei verschiedenen Abflußraten auch in den über viele Jahre aufgenommenen Längsprofilen der ARGE-Elbe zur Deckung gebracht werden können, wenn Profile ähnlicher Wassertemperatur miteinander verglichen werden. Die stärksten Minima bilden sich bei niedrigen Abflußraten aus. Dagegen sind die BSB_{21} -Werte und auch die Ammoniumkonzentrationen bei hohen Abflußraten deutlich geringer. Beide Phänomene können als Verdünnungseffekt durch höhere Abflüsse gedeutet werden.

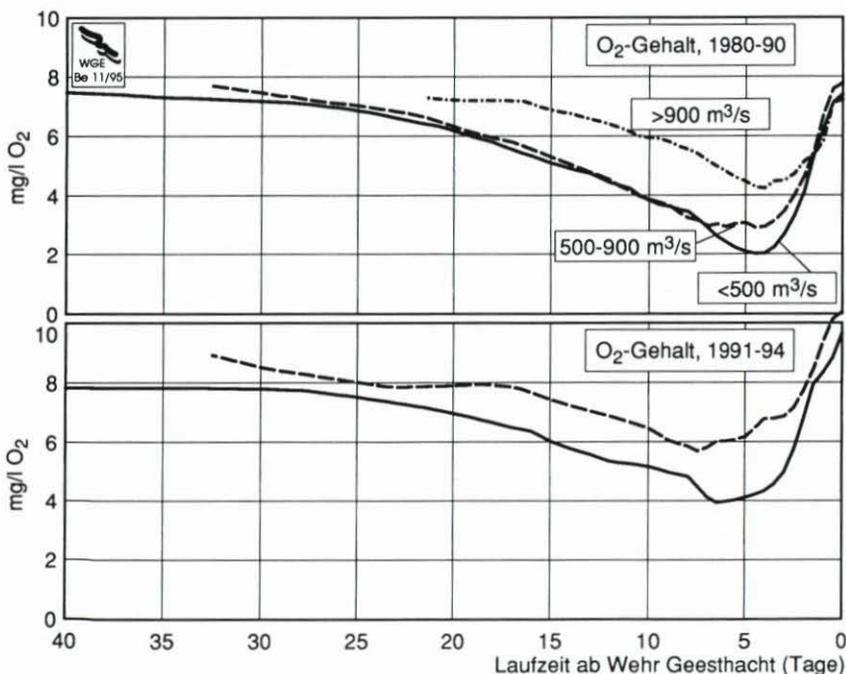


Abb. 20: Laufzeitnormierte, gemittelte O_2 -Längsprofile der Elbe (Wassertemperatur $T > 15^\circ C$) von 1980–1990 und von 1991–1994

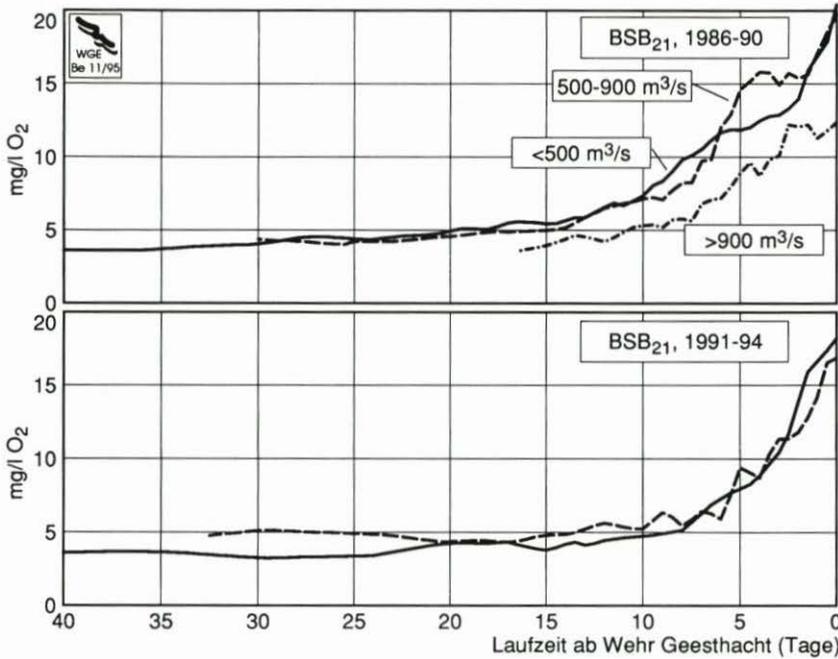


Abb. 21: Laufzeitnormierte, gemittelte BSB₂₁-Längsprofile der Elbe (Wassertemperatur T > 15 °C) von 1980–1990 und von 1991–1994

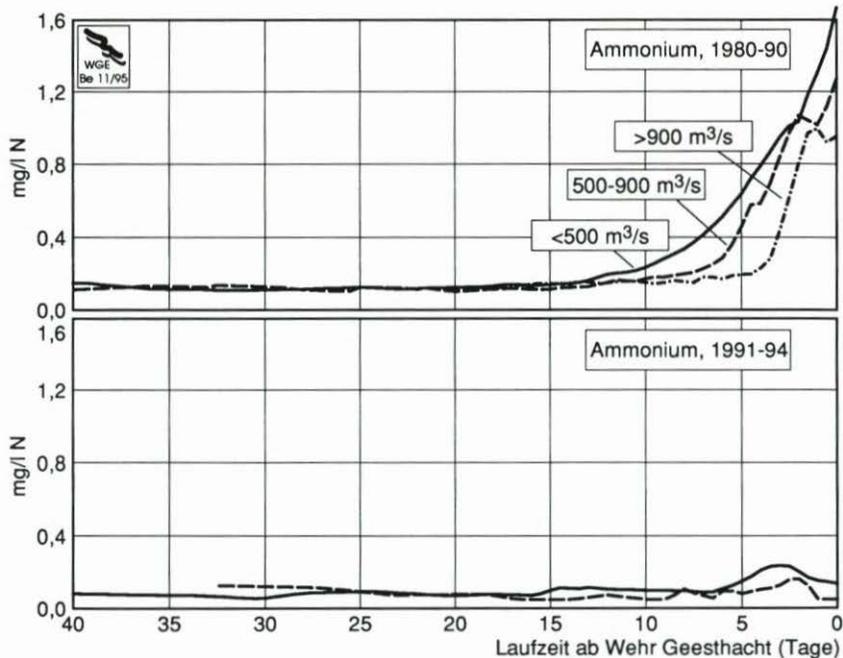


Abb. 22: Laufzeitnormierte, gemittelte Ammonium-Längsprofile der Elbe (Wassertemperatur T > 15 °C) von 1980–1990 und von 1991–1994

Der Vergleich der Kurven 1980–90 mit denen von 1991–1994 zeigt sowohl für den Sauerstoffgehalt als auch für die Ammoniumkonzentration deutlich günstigere Werte. Da die Nitrifizierung schon oberhalb des Wehres abgelaufen ist, findet man unterhalb des Wehres nur noch geringe Mengen Ammonium. Dagegen veränderte sich der BSB₂₁ wenig, weil die durch die Primärproduktion bewirkte Sekundärbelastung deutlich zugenommen hatte, und so der verringerte Eintrag nahezu ausgeglichen wurde. Die Lage des Minimums für die Jahre 1991–1994 verschob sich gegenüber den 80er Jahren von ungefähr 4 Tage auf 5–6 Tage.

Die Primärproduktion und das Angebot an leicht abbaubarem Substrat beeinflussen den Sauerstoffverlauf im Tidebereich der Elbe entscheidend. Das zeigt sich auch an einem eher ungewöhnlichen Längsprofil vom 27. 7. 95, welches aber in ähnlicher Form in vorhergehenden Jahren während warmer Sommermonate ebenfalls beobachtet wurde (Abb. 23).

Bei hohen Wassertemperaturen ($T = 23\text{--}24^\circ\text{C}$) hatte sich das O₂-Minimum schon vor Hamburg (Strom-km 625) ausgebildet und der Sauerstoff war von 9 auf 7 mg/l abgesunken. Unterhalb Hamburgs (ab Strom-km 635) stieg der Sauerstoffgehalt leicht an, um dann ab Strom-km 650 erneut abzufallen. Das Wasser war bereits direkt hinter dem Wehr Geesthacht kaum noch mit Sauerstoff übersättigt (Sättigungswert 8,4 mg/l) was darauf hindeutet, daß die Primärproduktion schon deutlich abgenommen hatte und damit nur noch wenig leicht ab-

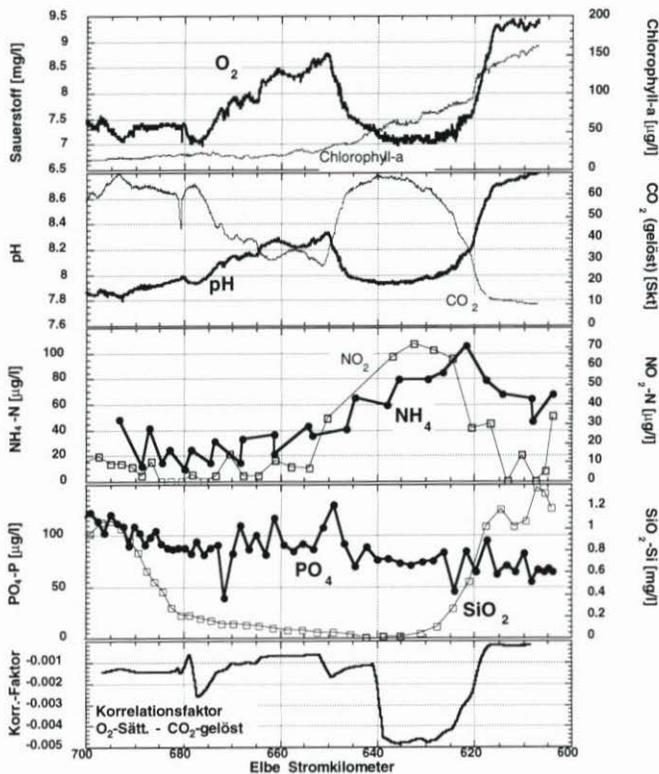


Abb. 23: Kontinuierlich gemessene Konzentrationen (Chlorophyll-a (Turner), O₂, CO₂, pH, Ammonium, Nitrit, Phosphat, Silikat) im Elbelängsprofil am 27. 7. 95 sowie funktioneller Zusammenhang (Korrelationsfaktor) zwischen O₂-Sättigungsindex und gelöstem CO₂ (Korrelationsfaktor abschnittsweise berechnet)

baubares Material zur Verfügung stand. Da im Minimum nur noch wenig leicht abbaubares Substrat vorhanden war, wurde die hier noch vorhandene Zehrung durch Nitrifizierungsprozesse dominiert. Das ist erkennbar am Abfall der Ammoniumkonzentration und dem zeitlich wenig versetzten Anstieg der Nitritkonzentration. Dies wird auch dadurch bestätigt, daß zwar pH und Sauerstoff noch einen parallelen Verlauf zeigten, aber der gelöste CO_2 - und Chlorophyllgehalt nicht mehr miteinander korreliert waren. Man fand mehr Chlorophyll und weniger CO_2 als nach der O_2 -Konzentrationsabnahme zu erwarten wäre. Dementsprechend zeigt der abschnittsweise berechnete Korrelationsfaktor zwischen dem Sauerstoffsättigungsindex und dem gelösten CO_2 ebenfalls einen eklatanten Wechsel im Bereich von Elbekm 625–640 an. Während der Faktor oberhalb und unterhalb ungefähr in dem Bereich lag, der offensichtlich typisch für die durch Kohlenstoffumsetzung geprägte Sauerstoffzehrung ist, stieg der Faktor im Bereich der verstärkten Stickstoffumsetzung deutlich an.

Der Verlauf mit einem ersten Minimum schon vor Hamburg, der nicht den sonstigen Längsprofilen entspricht, läßt sich erklären, wenn man die Vorgeschichte des Wasserkörpers anhand der Messungen am Wehr betrachtet. Abb. 24 zeigt zum Vergleich den Zeitausschnitt am Wehr Geesthacht und das laufzeitnormierte Längsprofil (umgerechnet für einen Abfluß von $400 \text{ m}^3/\text{s}$) in der gleichen Zeitskala.

Der Vergleich zeigt, daß das Minimum oberhalb Hamburgs im gleichen Zeitabschnitt lag, in dem am Wehr die Algenblüte zusammengebrochen war. Aufgrund der reduzierten Primärproduktion hatte sich am Wehr schon ein Sauerstoffminimum ausgebildet, und der Sauerstoffgehalt war von starker Übersättigung auf Werte von 6 bis 7 mg/l abgesunken. Dem Zusammenbruch, ca. 10 Tage vor der Meßfahrt, folgte wenige Tage vor der Aufnahme des

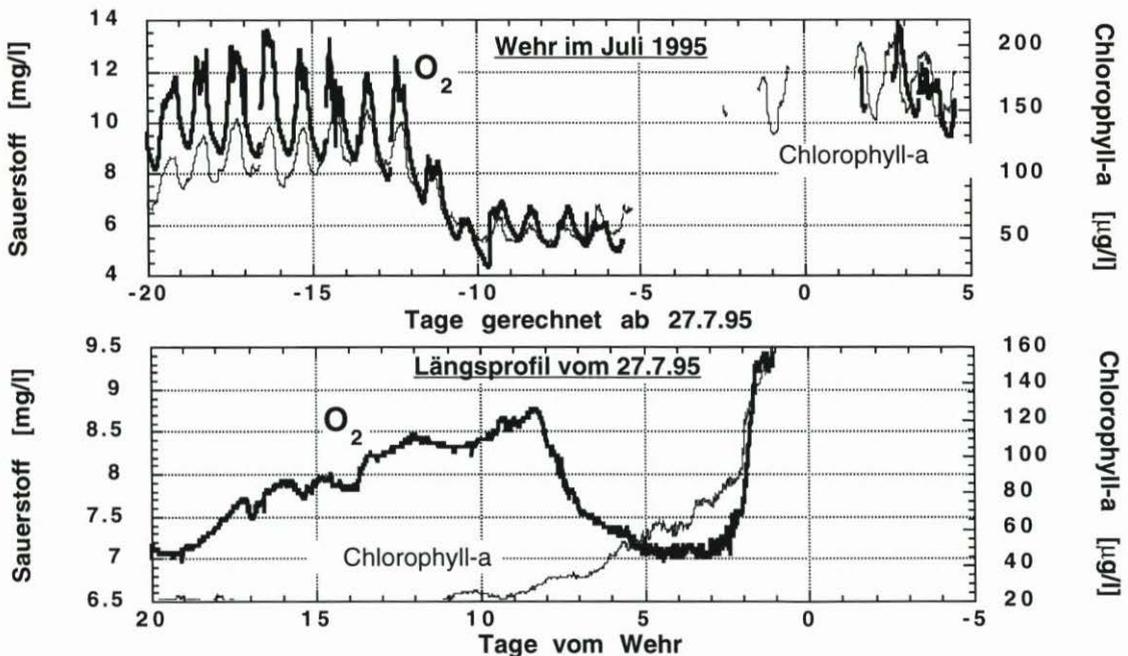


Abb. 24: Verlauf des Chlorophyll-a-Gehaltes und der O_2 -Konzentration vor dem 27. 7. 95 (27. 7. 95 = Zeitpunkt 0) am Wehr Geesthacht (A) und im Längsprofil (B). Das Längsprofil wurde mit mittleren Verweilzeiten für $400 \text{ m}^3/\text{s}$ von km in Zeit umgerechnet

Längsprofils, angezeigt durch den erhöhten Chlorophyllgehalt, ein langsamer Wiederaufbau. Die entsprechend angestiegenen Sauerstoffkonzentrationen wurden aufgrund eines Meßausfalles nicht erfaßt. Da die Algenpopulation durch Kieselalgen dominiert wurde, kann der Zusammenbruch ursächlich mit einem Mangel an verfügbarem Silikat in Zusammenhang gebracht werden, weil zum gleichen Zeitpunkt die bis dahin relativ konstante Konzentration des Silikats (ca. 3 mg/l) sich innerhalb weniger Tage auf Werte deutlich unterhalb von 1mg/l verringerte. Dieser Silikateinbruch findet sich auch im Längsprofil vom 27. 7. 95 wieder, in dem unterhalb Strom-km 615 die Silikatkonzentration schnell auf Werte unter 100 µg/l absank (Abb. 23).

Dies ungewöhnliche Längsprofil kann daher so gedeutet werden, daß das zusätzliche Sauerstofftal von Strom-km 620 bis Strom-km 645 aufgrund eines durch Silikatmangel verursachten Zusammenbruchs der Phytoplanktonblüte oberhalb des Wehres entstanden war. Erst nachdem sich eine neue Phytoplanktonpopulation aufgebaut hatte, wurde wieder sauerstoffreicherer Wasser über das Wehr in den Tidebereich der Elbe eingetragen, so daß oberhalb von Strom-km 615 wieder Sauerstoffübersättigungen gefunden wurden. Weiter unterhalb des Hamburger Hafens bis Strom-km 655 war noch einmal ein leichter Anstieg des Sauerstoffes zu beobachten, weil die zehrenden Prozesse (Kohlenstoffabbau und Nitrifizierung) schon weitgehend abgelaufen waren und damit der relative Anteil des physikalischen Sauerstoffeintrages zugenommen hatte. Möglicherweise wurde auch noch zusätzlich lokal durch kleinere Nebenflüsse (Lühe, Schwinge) und Flachwassergebiete (Fährmannssander Watt) sauerstoffreicherer Wasser eingetragen.

Dieses Beispiel zeigt, daß die Vorgeschichte des Wasserkörpers bei der Betrachtung des O₂-Abfalles eine wesentliche Rolle spielt, und daß beim Übergang in den Tidebereich der Elbe die Primärproduktion entscheidend sowohl die Sauerstoffkonzentration als auch die Menge an abbaubarem Material und damit den Betrag der Sauerstoffabsenkung steuert. Wenn das oxidierbare Material weitgehend aufgezehrt ist und auch die Nitrifikation abgeschlossen ist, findet keine wesentliche Sauerstoffzehrung mehr statt.

5. Bewertung einzelner Prozesse im Sauerstoffhaushalt der Tideelbe – Modellabschätzungen und Szenarien

5.1 Vereinfachtes Gewässergütemodell

Die Sauerstoffbilanz der Tideelbe wird im wesentlichen durch folgende Einflußgrößen bestimmt:

1. Transportprozesse (Vermischung, Schichtung, Dispersion, Turbulenz usw.)
2. Austausch mit der Atmosphäre
3. biogener Sauerstoffeintrag („Primärproduktion“)
4. Sauerstoffzehrung der Wasserphase („biochemischer Sauerstoffbedarf“)
5. Sauerstoffzehrung des Sediments

Die gemessenen Sauerstoffkonzentrationen in der Elbe ergeben sich aus einer vergleichsweise kleinen Differenz zwischen großen Eintrags- und Zehrungsraten. Wegen dieses Zusammenhangs und der komplexen Abhängigkeit dieser Raten von anderen Parametern, z. B. des biogenen Sauerstoffeintrags vom Lichtangebot, lassen sich die Auswirkungen von Parameteränderungen auf die Sauerstoffbilanz allein anhand von Konzentrationsmessungen nur schwer abschätzen.

Im weiteren Beitrag soll deshalb versucht werden, das Zusammenwirken der einzelnen

Prozesse mit Hilfe eines numerischen Modells zu quantifizieren und die Bedeutung der Prozesse für die Sauerstoffbilanz zu bewerten. Anschließend werden mit Hilfe des Modells Plausibilitätsbetrachtungen („Szenarienrechnungen“) durchgeführt.

Modellansatz

Eine realistische Modellbeschreibung der Sauerstoffbilanz der Tideelbe sollte zum einen den Transport und die Vermischung von Wasserkörpern auf ihrem Weg vom Wehr in die Unterelbe beschreiben (Ein-, zwei- oder dreidimensionale Transportmodelle). Zum anderen müssen biogeochemische Umsetzungen und Wechselwirkungen verschiedener gelöster und partikulärer Substanzen und Biota berücksichtigt werden (ökologische Modelle). Die Kopplung der beiden Ansätze erfordert einen sehr großen Entwicklungs- und Validierungsaufwand und läßt sich nur bei Beschränkung auf einige bekannte biogeochemische Prozesse realisieren (MÜLLER et al., 1991).

Im vorliegenden Beitrag liegt der Schwerpunkt auf der Wechselwirkung der biogeochemischen Prozesse, während das Transportverhalten der Wasserkörper nur sehr vereinfacht im Modell enthalten ist und nur qualitativ zur Interpretation herangezogen wird. Mit dieser Vorgehensweise wird das Ziel verfolgt, die wesentlichen Prozesse, die für das Zustandekommen des Sauerstoffminimums in der Unterelbe verantwortlich sind, zu identifizieren und die Sensitivität der Sauerstoffbilanz bezüglich dieser Prozesse herauszufinden.

Dem hier verwendeten Ansatz liegt folgende modellhafte, stark vereinfachte Vorstellung zugrunde („Topfmodell“):

- Ein markierter Wasserkörper bewegt sich vom Wehr Geesthacht elbabwärts.
- Im Innern des Wasserkörpers laufen eine Reihe von biogeochemischen Prozessen ab, die zu einer Änderung in den Konzentrationen führen.
- Während des Transports des markierten Wasserkörpers bleibt sein Volumen konstant, d. h., die Dispersion der Inhaltsstoffe in Längsrichtung wird nicht betrachtet.
- Ein Stoffaustausch findet nur mit der Atmosphäre und dem Sediment (Sedimentation, Zehrung und Freisetzung von gelösten Substanzen) statt.
- Die Konzentrationen sind querschnitts- und tiefengemittelt.

Eine Komplikation tritt dadurch auf, daß sich das Verhältnis zwischen Flußquerschnittsfläche zur -breite („hydraulischer Radius“) unterhalb des Stromspaltungsgebietes dramatisch erhöht. Um die Verhältnisse in dem markierten Wasserkörper annähernd wiederzugeben, wird angenommen, daß sich – bei konstantem Volumen – in diesem Bereich seine Oberfläche entsprechend dem hydraulischen Radius verkleinert und die Wassertiefe vergrößert.

Betrachtet man den zeitlichen Verlauf verschiedener Konzentrationen in dem angenommenen Wasserkörper, kann dieser Verlauf in eine Konzentrations-Ortskurve („Längsprofil“) umgewandelt werden, wenn folgende Bedingungen eingehalten werden:

1. Der Oberwasserzufluß ändert sich nicht über das betrachtete Zeitintervall und
2. die Konzentrationen der Wasserinhaltsstoffe am Wehr bleiben während der betrachteten Laufzeit des Wasserkörpers konstant.

Betrachtet man die 13 häufigsten in der Bundesrepublik verwendeten Gewässergütemodelle (ESSER et al., 1987), so ist festzustellen, daß kaum eins für die hier angestrebte Fragestellung geeignet ist; sei es, daß sie viele biozönotische Prozesse enthalten (z. B. verschiedene Phytoplankton- und Zooplanktonpopulationen), über die keine Datenbasis für die Elbe existiert oder aber daß die Beschreibung wesentlicher Prozesse fehlt.

Deshalb wurde in der vorliegenden Arbeit ein eigenes Modell, das sich in wesentlichen Teilen an das „Stream water quality model QUAL2E“ (QUAL2E, ROESNER et al., 1981) anlehnt, entwickelt. Abweichend von diesem Modell erfolgte eine detailliertere Modellierung des für die Elbe wesentlichen Prozesses „Abbau von Kohlenstoffverbindungen“. Zur Lösung der Differentialgleichungen wurde das Programm „STELLA“ der Fa. High Performance Systems, Inc., für Macintosh verwendet.

Im Modell werden die Teilsysteme „Sauerstoff“, „Biomasse des Phytoplanktons“, „Kohlenstoff“, „Stickstoff“ und „Phosphor“ betrachtet.

Modellierung des Teilsystems 1: Sauerstoff

Die im Modell berücksichtigten Prozesse des Teilsystems „Sauerstoff“ sind mit den funktionalen Zusammenhängen in Abb. 25a wiedergegeben. Da mit Ausnahme des Belüftungsterms alle anderen Prozesse in anderen Teilsystemen auftreten und dort beschrieben werden, soll an dieser Stelle nur auf die Belüftung näher eingegangen werden.

Atmosphärischer Sauerstoffeintrag

Die Eintragsrate von atmosphärischem Sauerstoff in einen untersättigten Wasserkörper ist nach STREETER u. PHELPS (1925) linear proportional zum Sauerstoffdefizit, d. h. zur Differenz zwischen der Sättigungskonzentration und der herrschenden Konzentration (vergl. Abb. 25a).

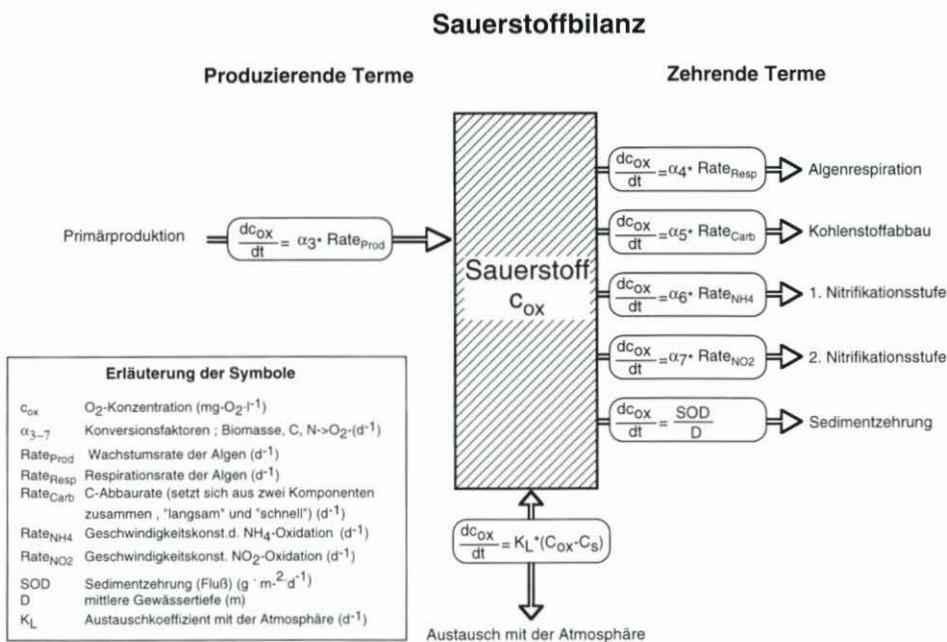


Abb. 25a: Im Modell berücksichtigte Prozesse des Teilsystems „Sauerstoff“

Dieser Formel liegt die Vorstellung zugrunde, daß die Sauerstoffaufnahme eines Fließgewässers von den beiden Vorgängen „Übergang von der Luft in die Grenzschicht Luft/Wasser“ und der „Erneuerung der Grenzschicht“ bestimmt wird.

Es gibt eine Reihe von theoretischen Überlegungen, um den Proportionalitätsfaktor K_L (Austauschkoeffizient) aus hydraulischen Parametern (Strömung, Turbulenz und Wassertiefe) abzuleiten (verschiedene Ansätze werden in MÜLLER (1975) und WOLF (1974) beschrieben). Der in der Literatur diskutierte Bereich für K_L liegt im wesentlichen zwischen 0,05 (Delaware Estuary) und 5,56 (Tennessee River System). Im Modell wird die von OZTURK (1979) für Ästuarien beschriebene Parametrisierung $K_L = (4.56 v^{4/3})/D$ (mit v = über den Tidezyklus gemittelter Betrag der Strömungsgeschwindigkeit und D = mittlere Tiefe) verwendet.

Es muß angemerkt werden, daß die Belüftung über die Gewässeroberfläche durch Wind und Wellen stark erhöht wird. Dies spielt besonders für die größeren Wasserflächen der Unterelbe unterhalb Hamburgs eine große Rolle. Eine mathematische Beschreibung dieser Vorgänge ist zur Zeit allerdings nicht möglich.

Für die Berechnung der Sättigungskonzentration in Abhängigkeit von der Temperatur existieren eine Reihe von Ansätzen (CHURCHILL et al., 1962). Für den Bereich der Unterelbe bis Glückstadt mit weitgehend konstanten Salzgehalten und einer sehr geringen Höhe über NN reicht die Schätzformel $c_s = 475/(33,5+T)$ aus (mit c_s = Sättigungskonzentration und T = Temperatur in °C).

Die Berechnung der Temperaturabhängigkeit des Belüftungskoeffizienten K_L ist zusammen mit den anderen Temperaturabhängigkeiten weiter unten beschrieben.

Modellierung des Teilsystems 2: Algenbiomasse

Der Sauerstoffeintrag durch Photosynthese der Algen hat in vielen Gewässern einen großen Einfluß auf den Sauerstoffgehalt. Infolge ihrer Abhängigkeit von der Lichtintensität folgt die Primärproduktion einem ausgeprägten Tag-Nacht-Rhythmus. Neben der Photosynthese, die zu einer Sauerstoffanreicherung im Wasser führt, umfaßt die Algenaktivität auch die Algenrespiration, bei der Sauerstoff verbraucht und Kohlendioxid freigesetzt wird. Art und Ausmaß der Algenaktivität auf den Sauerstoffhaushalt sind von einer Vielzahl von Faktoren abhängig, von denen die wichtigsten Zahl, Art und Wachstumsstadium der Algen sind. Das Wachstum wird dabei stark von äußeren Faktoren wie Temperatur, pH-Wert, Verschmutzung, Nährstoffangebot u. a. bestimmt. Von großer Bedeutung ist die jeweilige Lichtintensität an der Gewässeroberfläche, die von der Jahreszeit, den meteorologischen Verhältnissen und der geographischen Lage des Gewässers abhängt. Für die Gesamt-Primärproduktion der Wassersäule spielt dann die Lichtextinktion im vertikalen Profil eine entscheidende Rolle. Diese wird u. a. geprägt von der Konzentration der Trübstoffe und der Algenkonzentration selbst (Selbstabschattung). Besonders in Tidengewässern, wie z. B. der Elbe, ändert sich dabei die Trübung des Wassers im Gezeitenrhythmus.

Die im Modell berücksichtigten Prozesse des Teilsystems „Algenbiomasse“ sind mit den funktionalen Zusammenhängen in Abb. 25b wiedergegeben. Im folgenden sollen die wichtigsten Terme kurz erläutert werden:

Das Algenwachstum wird nach dem Ansatz von MONOD (1949) formuliert, wobei die Geschwindigkeitskonstante des Algenwachstums vom Lichtangebot bzw. der Lichtverwertung und dem Nährstoffangebot (Konzentrationen an Ammonium, Nitrat, Phosphat und

Algenbiomassebilanz

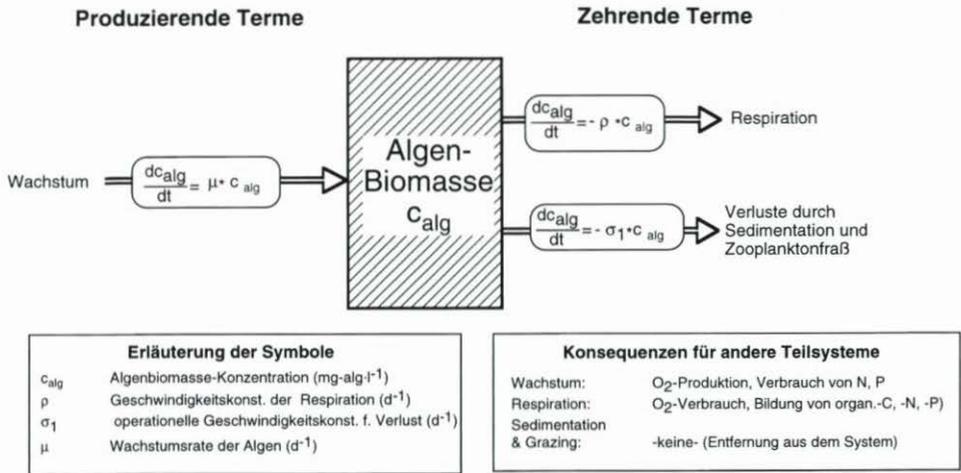


Abb. 25b: Im Modell berücksichtigte Prozesse des Teilsystems „Algenbiomasse“

Karbonat) und dessen Verwertung abhängt (Limitierung). Die einzelnen limitierenden Faktoren wurden im verwendeten Modell über einen multiplikativen Ansatz verknüpft (Qual2E; CHEN, 1970; CHEN et al., 1975), wobei die Nährstofflimitierungen einem Michaelis-Menten-Ansatz folgen.

Algen-Licht-Beziehungen

In der Literatur werden eine Reihe von Beziehungen zwischen Licht und Algenwachstum beschrieben; u. a. von JASSBY u. PLATT (1976), die einen hyperbolischen Zusammenhang zwischen Lichtintensität und Photosyntheserate annahmen. Da sich dieser Ansatz für eine analytische Integration nicht eignet, wurde im vorliegenden Modell ein Zusammenhang verwendet, der von SMITH (1936) formuliert wurde:

Der lichtlimitierende Attenuationsfaktor F_{LZ} für Algenwachstum bei einer bestimmten Lichtintensität ist

$$F_{LZ} = I_z / ((KL_i^2 + I_z^2)^{1/2})$$

mit

- I_z = Lichtintensität (Photonenflussrate) in einer definierten Tiefe ($\mu mol \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$)
- KL_i = Lichtsättigungskonstante (Lichtintensität, bei der 71 % des maximalen Algenwachstums erreicht wird ($\mu mol \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$))

Durch Absorption und Reflexion der Strahlung an Schwebstoffen nimmt mit zunehmender Gewässertiefe die Lichtintensität ab. Berücksichtigt man zusätzlich noch die mögliche Photosynthese-Hemmung durch ein Lichtüberangebot in den obersten Wasserschichten, so ist verständlich, daß es für die einzelnen Algengattungen einen optimalen Produktionsbereich gibt. Eine Komplikation tritt durch die vertikale Dispersion (Zirkulation, Durchmischung) in einem Gewässer auf. Untersuchungen über die Photosyntheserate bei Zirkulation

von Algen im Lichtgradienten (JEWSON u. WOOD, 1975) zeigten jedoch keinen signifikanten Unterschied zu Kontrollversuchen unter konstanten Lichtbedingungen im Lichtsättigungsbereich, solange die Durchmischung auf die trophogene Zone beschränkt blieb. Bei Berücksichtigung von tieferen, dunklen Horizonten kann sich der Hell-Dunkel-Wechsel sogar produktionssteigernd auswirken (HARRIS, 1978), da eine Lichtinhibition erst nach einer Anlaufzeit von 5–10 min einsetzt. PÖHLMANN (1989) konnte zeigen, daß in einem zirkulierenden System – wenn die maximale Wassertiefe die Sichttiefe nicht überschreitet – kein Unterschied in der Wachstumsgeschwindigkeit der Algen in Oberflächennähe bzw. in größeren Tiefen besteht. Überschreitet die Wassertiefe die Sichttiefe, so nimmt die Photosyntheserate deutlich ab, wobei verschiedene Algengattungen die vertikale Dispersion unterschiedlich nutzen können.

Den oben aufgeführten (tiefergemittelten) Wachstumslimitierungsfaktor für Licht erhält man durch Integration von F_{LZ} über die gesamte jeweilige Wassertiefe der trophogenen Zone.

Für den Attenuationskoeffizient I wird eine additive Verknüpfung zwischen mineralischem Anteil und Algenanteil (Selbstabschattung) nach CARDONI u. STEFAN (1982) postuliert.

Algenrespiration

Bei der endogenen Atmung werden Sauerstoff aufgenommen und Zellsubstanz oxidiert, die die Energie für pflanzliche Stoffwechsellvorgänge liefert. Es wird verschiedentlich diskutiert, inwieweit sich diese Atmung bei Licht und im Dunkeln unterscheidet.

Im vorliegenden Modell werden die Prozesse der endogenen Atmung und die Umwandlung von Algenstickstoff bzw. -Phosphor in anorganischen Stickstoff bzw. Phosphor als „Algenrespiration“ bezeichnet. Dabei wird eine lichtunabhängige Respiration nach einer Kinetik erster Ordnung angenommen.

Algenverluste (Absterben, Sedimentation, Zooplanktonfraß)

Dem Algenwachstum steht stets dessen Verlust gegenüber. Die wichtigsten Prozesse hierfür sind Sedimentation und Fraß durch Zooplankton.

Der Prozeß der Sedimentation ist für Fließgewässer von erheblicher Bedeutung (KOPF et al., 1988). Er bildet in einigen Fließgewässern sogar den Hauptanteil der Verlustrate (SMOL et al., 1984; PÖHLMANN, 1989). Es ist zu erwarten, daß sein Anteil in Tidegewässern mit großen Sedimentationsgebieten eher noch größer sein müßte. Da ein großer Teil der in die Unterelbe eingetragenen Schwebstoffe aus Algen besteht, hat eine hohe Sedimentationsrate im Hamburger Stromspaltungsgebiet auch eine große Bedeutung für das Verhalten von schwebstoffgebundenen Schadstoffen, wie Schwermetallen und organischen Spurenstoffen (SALOMONS et al., 1987).

Unterschiedliche Sinkgeschwindigkeiten der verschiedenen Algen (z. B. Kieselalgen und Grünalgen) führen dazu, daß Algen mit geringerer Wachstumsrate und gleichzeitig niedrigen Sedimentationsraten dominieren können, wobei eine Erhöhung der Turbulenz, wie sie in Ästuarien auftritt, relative Vorteile für Algen mit großen Sinkgeschwindigkeiten bringt (PÖHLMANN, 1989). Das sedimentierte Material wird zunächst dem System entzogen und trägt in Form von Sedimentprozessen (Sauerstoffzehrung, Nährstofffreisetzung) zur Gesamtbilanz des Gewässers bei. Besonders in Tidegewässern spielt allerdings auch die verzö-

gerte Resuspension oder Erosion durch meteorologische und hydrologische Extremereignisse (Wind, Wellen, Oberwasserwellen) eine Rolle.

Die Dezimierung durch Zooplankton stellt in Fließgewässern einen wichtigen Term dar, von dem häufig die maximale Algenkonzentration gesteuert wird. Es existieren Untersuchungen im Rahmen des Sonderforschungsbereichs 327 der Universität Hamburg, die belegen, daß in der Elbe, besonders in den Flachwassergebieten unterhalb des Hamburger Hafens, die Zooplanktonkonzentrationen stark zunehmen. Wegen des Fehlens eines Zooplankton-Teilsystems im vorliegenden Modell, muß eine Erhöhung der Sauerstoffzehrungsrate beim Absterben des Zooplanktons vernachlässigt werden.

Für die beiden Prozesse fehlen belastbare Daten für die Elbe. Deshalb werden im Modell beide Prozesse nur als summarische „Verlustrate“ zusammengefaßt, die von der aktuellen Phytoplanktonkonzentration abhängt. Die speziellen örtlichen Gegebenheiten (Erhöhung der Sedimentationsrate bei der Erhöhung des hydraulischen Radius, Abundanz von Zooplankton unterhalb Hamburgs) werden bei den Sensitivitätsüberlegungen diskutiert (s. u.).

Modellierung des Teilsystems 3: Kohlenstoff

In einem Gewässer treffen abbaubare Stoffe mit unterschiedlichen Vorabbauzeiten und demnach auch unterschiedlichem Abbauverhalten zusammen. Bei der Verfolgung des Sauerstoffverbrauchs durch eine Gruppenbestimmung, wie dem biochemischen Sauerstoffbedarf, wird die Summe der Abbaugeschwindigkeiten erfaßt; sie wechselt jedoch je nach den Anteilen der schnell und langsam abbaubaren Stoffe. Diese Anteile werden durch jede Abwasser-einleitung, aber auch durch Absterben von Algen verändert, wodurch sich auch der BSB verändert.

Bei STREETER u. PHELPS (1925), als auch bei anderen Gewässergütemodellen wird der Kohlenstoffabbau über den BSB_{∞} (abgeschätzt aus dem BSB_{21}) als Kriterium für den Abbau verwendet. Wie WOLF (1974) diskutierte, stellt die Streeter-Phelps-Gleichung eine Näherung dar, die dann für kurze Zeitintervalle angewendet werden kann, wenn nur wenige Abbauschritte durchlaufen werden. Dies gilt z. B. für bereits vorabgebautes Abwasser, nicht aber für frisches, algenbürtiges Material. Der Ansatz läßt sich deshalb immer dann gut anwenden, wenn der Hauptteil des abbaubaren Kohlenstoffs aus Einleitungen stammt, während Probleme bei hoher „Sekundärbelastung“ auftreten, wenn der größte Teil der abbaubaren Kohlenstoffverbindungen aus absterbender Algenbiomasse besteht.

Abb. 26 zeigt die auf ein Zeitintervall von 24 Stunden normierten BSB-Werte für die Monate Februar bis November 1991 an der Meßstelle Elbstorf (Inkubationen im Dunkeln bei 20 °C). Die Messungen wurden von der ARGE Elbe durchgeführt (M. BERGEMANN, persönl. Mittlg.). Eine Kurvenanpassung über eine e-Funktion kann die Werte nur sehr schlecht approximieren (gestrichelte Linie). Die Kurvenanpassung erfolgte deshalb über zwei e-Funktionen mit unterschiedlichen Konstanten (durchgezogene Linien). Dies entspricht zwei Reaktionen mit unterschiedlichen Geschwindigkeitskonstanten. Man erkennt den relativ steilen Abfall zu Beginn, der auf den schnellen Verbrauch von „frischem“ Material zurückzuführen ist. Aus den Kurvenanpassungen erhält man die Anfangszehrungen und zwei Geschwindigkeitskonstanten k_1 und k_2 für die schnelle und die langsame Reaktion. Die Geschwindigkeitskonstante des schnellen C-Abbaus ist dabei 50–1000 mal größer als die des langsamen Abbaus. Allerdings handelt es sich bei dem Beispiel um Messungen bei 20 °C; die für die Modellierung zu verwendenden in-situ-BSB-Werte liegen bei niedrigen Temperaturen darunter.

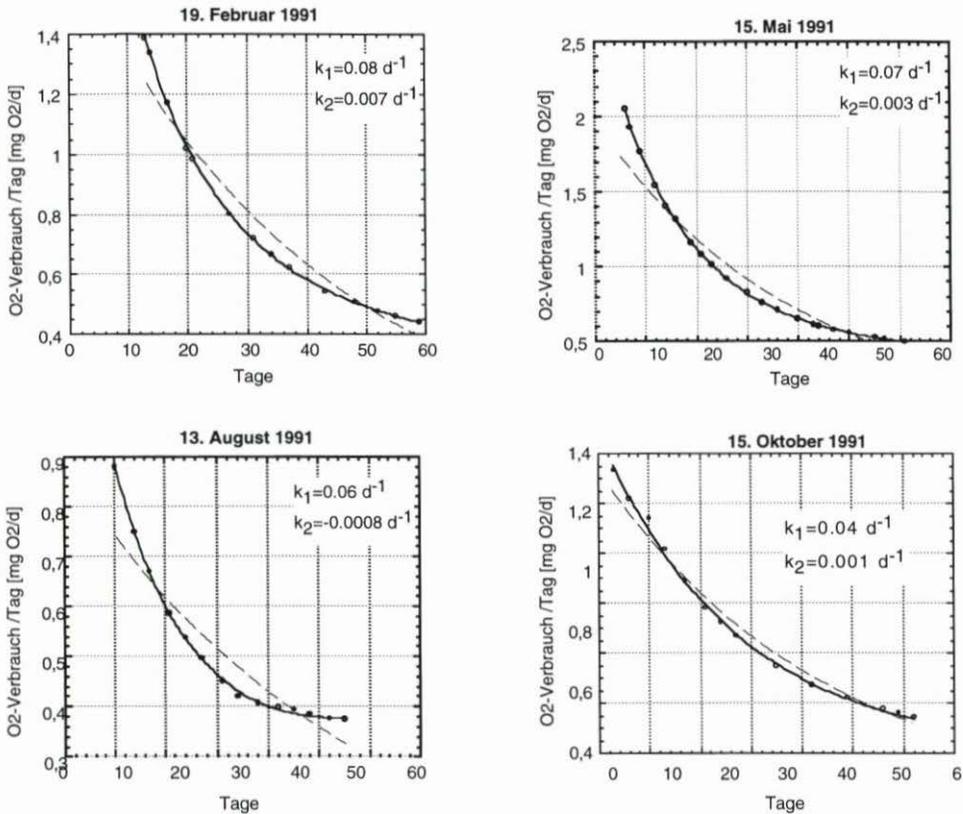


Abb. 26: BSB-Werte (auf ein Zeitintervall von 24 Stunden normiert) – Elbe bei Elbstorf (Inkubationen im Dunkeln bei 20 °C), Februar bis September 1991 –. Die Kurvenanpassungen (Linien) erfolgten über eine bzw. zwei e-Funktionen. (Messungen ARGE Elbe, M. BERGEMANN, persönl. Mittlg.)

Im Modell erfolgt der folgende Ansatz:

- Es existieren zwei „Kohlenstoff-Pools“, die aus leicht und schwer abbaubaren C-Verbindungen bestehen (nur „tote“ Materie).
- Beide Pools werden aus absterbenden Algen gespeist.

Dies charakterisiert den gleichzeitigen Abbau von unterschiedlich persistenten Kohlenstoffverbindungen (langsamer und schneller Abbau). Material, welches nicht durch Abbau von Algenmaterial gebildet wird, sondern bereits zu Beginn im System vorhanden ist (z. B. aus Kläranlagen oder Abschwemmungen aus den Feldern), stellt den Anfangspool des Systems dar.

Die beiden C-Pools entsprechen auch jeweils einem Material mit bestimmtem C:N-Verhältnis; damit ist eine Kopplung zum Teilsystem Stickstoff hergestellt, das sich anhand von Meßdaten (C:N-Verhältnissen) verifizieren läßt. Im Kohlenstoff-Teilsystem wurde die Sedimentation von partikulärem Kohlenstoff nicht berücksichtigt, da in diesem Fall auch eine Mischung mit (älterem) vom Sediment erodierten Material zu berücksichtigen wäre.

Modellierung der Teilsysteme 4 und 5: Stickstoff und Phosphor

Die Modellierung dieser Teilsysteme wurde wegen des Sauerstoffverbrauchs bei der Nitrifikation und wegen der möglichen Limitierung des Algenwachstums infolge von Stickstoff- und Phosphormangel in das Modell einbezogen.

Bei der Formulierung des Teilsystems Stickstoff wurden Ammoniumbildung aus organischem Stickstoff, Nitrifikation, sowie die Nitrat- und Ammoniumaufnahme durch die Algen berücksichtigt. Nicht berücksichtigt wurde die Nitratreduktion (Denitrifikation), die im wesentlichen nur in anoxischem Milieu abläuft (Sedimente, anoxische Schwebstoffbe-
reiche).

Ein Problem bei der Modellierung der Nitrifikation besteht darin, daß die Reaktion eine Anlaufphase aufweist, die von der Zellzahl bzw. dem Wachstum der nitrifizierenden Bakterien abhängt. Da dies wiederum von einer Reihe von Faktoren abhängt (u. a. vom Einschweben von Bakterien aus Kläranlagen) ist eine prognostizierende Modellierung sehr schwierig. Aus diesem Grund werden die Parameter des Teilsystems Stickstoff in der vorliegenden Arbeit nur dazu benutzt, um die modellierten Konzentrationen von Ammonium, Nitrit und Nitrat an die gemessenen Konzentrationen anzupassen. Die im Modell angepaßten Reaktionsraten stehen dann für Szenarienuntersuchungen und Sensitivitätsbetrachtungen zur Verfügung.

Bei der Formulierung des Teilsystems Phosphor wurden die Phosphatfreisetzung aus Sedimenten und Schwebstoffen sowie die Phosphataufnahme durch Algen berücksichtigt.

Wegen des Fehlens geeigneter Daten für die Elbe, insbesondere für die Freisetzung aus Sedimenten, müssen hier Schätzdaten verwendet werden. Deshalb sollten die Konzentrations-Zeitkurven für Phosphat nur als Anhaltspunkt verwendet werden.

Sonstige Parameter

Abhängigkeit der Globalstrahlung von der Jahreszeit

Die Abhängigkeit der Globalstrahlung von der Jahreszeit wurde aus den Zahlentafeln der ARGE Elbe (Tagessummen der Globalstrahlung in Sasel) (Deutscher Wetterdienst in: ARGE Elbe, 1992-93) entnommen. Die Umrechnung zwischen Globalstrahlung ($J \cdot cm^{-2} \cdot h^{-1}$) in die biologisch aktive Photonenfluenzrate (PAR) unmittelbar unter der Gewässeroberfläche ($\mu mol \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$) erfolgte mit einem operationellen Umrechnungsfaktor von $F_{PAR} = 5,036$ (FAST, 1993). Hierdurch werden u. a. auch der Anteil der photosynthetisch aktiven Strahlung an der Gesamtglobalstrahlung (ca. 46 %) und der Anteil des an der Wasseroberfläche reflektierten Lichts (ca. 5 %) berücksichtigt.

Tag-Nacht-Rhythmus der Lichtintensität

Während in älteren Modellen für Sauerstoffbilanzrechnungen die Primärproduktion in Form von zeitunabhängigen Mittelwerten berücksichtigt wurde, zeigte sich später die Notwendigkeit, bei stark eutrophierten Gewässern den Tagesgang in die Rechnungen einzubeziehen. Dies ist ganz besonders dann der Fall, wenn bei hohen Algenkonzentrationen ein großer Teil des gebildeten Sauerstoffs ausgast (KOPF et al., 1988).

Für den Tagesgang der Lichtintensität wurde eine einfache Cosinusfunktion verwendet (für die Nacht gilt $I_t = 0$):

$$I_t = (I_{\max}/2) \cdot (1 - \cos(2 \cdot p \cdot (24 \cdot (t - \text{INT}(t)) + N) / N))$$

mit

I_t = zeitlich abhängige Lichtintensität (PAR) im Wellenlängenbereich von 400–700 nm ($\mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)

I_{\max} = maximale Lichtintensität (PAR) zur Mittagszeit ($\mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)

N = Anzahl der Stunden Tageslicht am Tag

$\text{INT}()$ = Ganzzahlfunktion

t = Zeit (d)

Die maximale Einstrahlung am Mittag (I_{\max}) erhält man aus den Tagessummen der PAR durch Multiplikation mit 2, da bei der hier verwendeten Funktion das Integral über die Tageslichtstunden (entspricht den Tagessummen) gleich $0,5 \cdot I_{\max}$ ist.

Der zeitliche Verlauf der PAR unter Berücksichtigung der jahreszeitlichen Abhängigkeit der Globalstrahlung ist in Abb. 27 für die Monate Januar ($N = 7,9$ h) März ($N = 11,8$ h) und Juli ($N = 17,1$ h) wiedergegeben.

Beim Vergleich zwischen den Modellkurven und in situ-Messungen muß berücksichtigt werden, daß wegen Bewölkung u. drgl. selten ein unbeeinflusster Lichtverlauf auftritt.

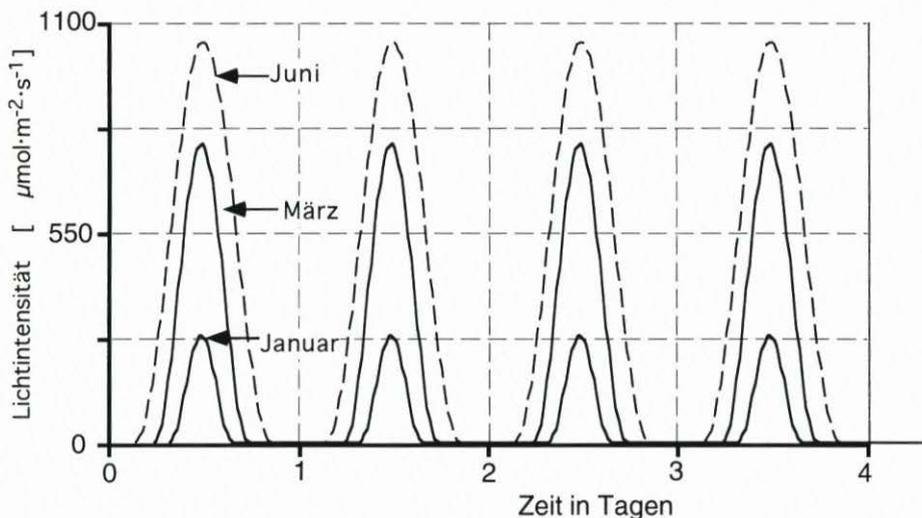


Abb. 27: Lichtfunktion für die Monate Januar, März und Juni

Temperaturabhängigkeit der Prozesse

Für die in der Elbe ablaufenden Prozesse existieren kaum spezifische Daten über ihre Temperaturabhängigkeit. Auf der anderen Seite sollen in dieser Studie keine jahreszeitabhängigen Langfristprognosen erstellt werden. Um die Temperaturabhängigkeit jedoch in die Sensitivitätsüberlegungen einbeziehen zu können, wurde im Modell für alle Prozesse der folgende von STREETER u. PHELPS (1925) verwendete Ansatz verwendet: $k_t = k_{20} \cdot Q^{(T-20)}$, wobei k_t die Geschwindigkeitskonstante bei der Temperatur T , k_{20} die Geschwindigkeitskon-

stante bei der Temperatur $T = 20^\circ\text{C}$ und Q eine empirische Konstante, die von der Aktivierungsenergie der Reaktion abhängig ist, bedeuten.

Die empirischen Konstanten liegen zwischen 1,024 und 1,083; sie wurden (Qual2E) entnommen.

5.2 Anpassung und Kalibrierung des Gewässergütemodells

Vorgehensweise

Das in der vorliegenden Arbeit erstellte Modell verwendet eine Vielzahl von Parametern. Einige davon waren aus experimentellen Untersuchungen an Elbeproben zugänglich, andere mußten aus Literaturwerten von anderen Fließgewässern übernommen werden. Bei einigen sensitiven Parametern war der in der Literatur angegebene Bereich jedoch so groß, daß sich, je nachdem welche Daten im Modell eingesetzt werden, stark unterschiedliche Modellergebnisse ergaben. Aus diesem Grund mußte das Modell zunächst an experimentell erhaltenen Konzentrations-Zeit-Verläufen kalibriert werden, bevor Szenarien- oder Sensitivitätsbetrachtungen durchgeführt werden konnten. Hierfür boten sich die von GKSS am Wehr Geesthacht durchgeführten Dauermessungen an.

Kalibrierung:

Aus den Dauermessungen am Wehr Geesthacht wurden Zeiträume herausgegriffen, in denen über mehrere Tage ein Gleichgewichtszustand („steady-state“) für die Konzentrationen an Sauerstoff und Chlorophyll (Biomasse) herrschte; d. h. bei der die über 24 Stunden gemittelten Konzentrationen konstant blieben. Für diesen Zeitraum kann man davon ausgehen, daß sich die produzierenden und zehrenden Terme gerade aufheben. Durch Heraussuchen dieser „Gleichgewichtszeiten“ wird vermieden, daß man sich in einer Anlauf- oder Abklingphase befindet, in der z. B. eine Algenblüte zusammenbricht. Die Annahme eines Steady-state wurde durch kontinuierliche Sauerstoffmessungen an der Meßstelle der ARGE in Schnackenburg gestützt, die für die zu betrachtenden Zeiten ebenfalls ein konstantes Niveau aufwiesen und deren Schwankungsbreite in Schnackenburg vergleichbar mit denen am Wehr Geesthacht war. Die einzelnen Modellparameter wurden nun innerhalb der durch experimentelle Daten bzw. Literaturwerte vorgegebenen Grenzen so angepaßt, daß die modellierten Tag-Nacht-Konzentrationsverläufe den experimentell ermittelten entsprachen. Nachdem ein Parametersatz gefunden worden war, der die experimentellen Daten richtig widerspiegelte, konnten durch geringfügige Änderungen einzelner Parameter auch Zeiträume angepaßt werden, bei denen die Konzentrationen von Sauerstoff und Chlorophyll einen Gang aufwiesen.

Modellrechnungen:

Nachdem die Parameter des Modells durch die Kalibrierung festgelegt worden waren, konnte der eigentliche Modellauf erfolgen, bei dem die Berechnung der Konzentrationen für einen Zeitraum von 40 Tagen, der in etwa dem Zeitraum entspricht, in dem sich ein Wasserkörper vom Wehr Geesthacht in die Unterelbe bewegt, erfolgte. Blieben alle Bedingungen während dieser Zeit gleich, so würden sich auch die Konzentrationen von Biomasse und Sau-

erstoff so lange nicht ändern, bis ein limitierender Faktor (z. B. die Versorgung mit Nährstoffen) zum Tragen kommt, der zu einem Abfall in der Biomasse führt. Die besonderen topographisch-hydrographischen Bedingungen unterhalb des Hamburger Stromspaltungsgebiets beeinflussen allerdings einige Prozesse. Dies wird in unserem abgeschlossenen null-dimensionalen „Topfmodell“ so berücksichtigt, daß nach einem definierten Zeitintervall nach dem Start die äußeren Randbedingungen (Oberfläche, Lichtangebot usw.) sprunghaft geändert werden.

Kalibrierung des Modells

Anpassung des Modells für die Situation im Mai 1995

Als Beispiel für eine der ausgewählten Situationen, in der sich Sauerstoff und Biomasse über mehrere Tage nicht wesentlich ändert, ist in Abb. 28 der gemessene Konzentrations-Zeitverlauf von Sauerstoff und Chlorophyll-Fluoreszenz für Mai 1995 angegeben. Die Größe der angegebenen Fluoreszenz (Mittelwert) entspricht etwa dem Chlorophyll-a-Gehalt. Bei den zu beobachtenden Tag/Nacht-Schwankungen muß jedoch die Vorbelichtung berücksichtigt werden. Wie man aus der Abbildung sieht, waren die mittleren Gehalte an Sauerstoff und Chlorophyll über einen Zeitraum von 10 Tagen relativ konstant.

Nach einem Testlauf mit den Eingangsparametern erfolgte eine Feinjustierung der Anfangskonzentrationen einzelner Stoffe und ihrer Bildungs- und Zehrungsraten. Ziel dieser

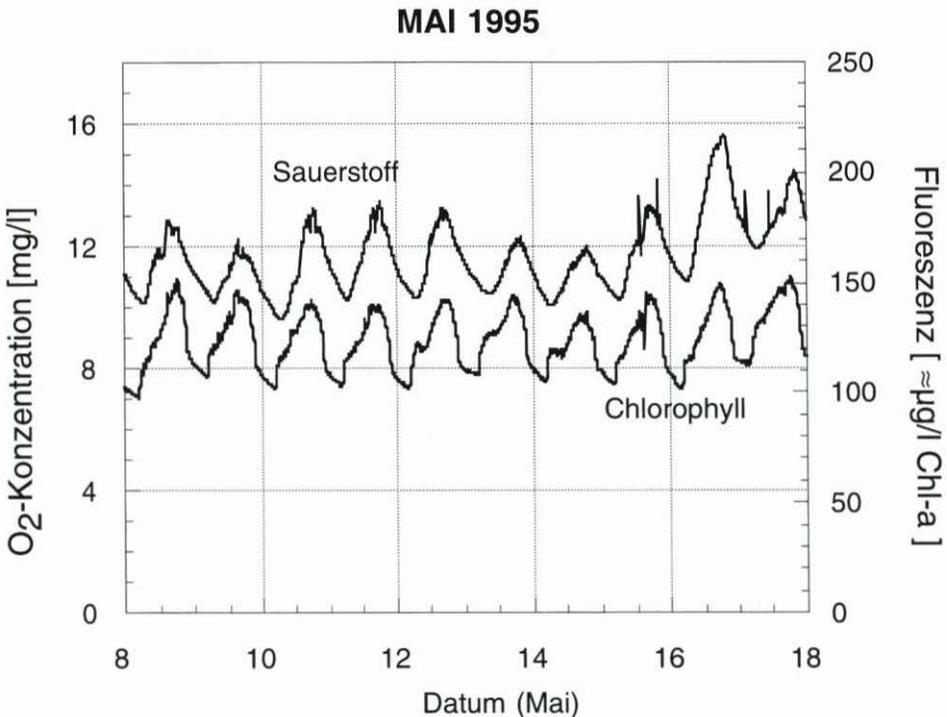


Abb. 28: Kontinuierlich gemessene Sauerstoff- und Chlorophyllkonzentrationen am Wehr Geesthacht im Mai 1995 (Chlorophyll über die prompte Fluoreszenz)

Justierung war es, als Anfangssituation ein „Steady-state“ für Sauerstoff und die Algenbiomasse zu erhalten, wobei keine großen Veränderungen im organischen Kohlenstoff und Stickstoff zuzulassen waren. Gleichzeitig durften die Nährstoffkonzentrationen nicht stark abfallen, da dies nicht den experimentellen Daten für die gewählte Situation entsprach. Es zeigte sich, daß die verschiedenen Beziehungen stark miteinander gekoppelt sind. Dadurch war eine Justierung zwar schwieriger, auf der anderen Seite verringerte sich die Gefahr, das Modell mit falschen Parametern zu justieren.

In Abb. 29 ist eine „Steady-state-Modellierung“ für die Verhältnisse im Mai 1995 wiedergegeben. Einige der für die Modellierung verwendeten Parameter sind in Tab. 3 aufgeführt. Eine Diskussion über die in der Literatur angegebene Variation der einzelnen Größen erfolgt an anderer Stelle (SCHROEDER, 1996).

Im Vergleich zu der kontinuierlichen Messung in Abb. 28 erkennt man, daß die Modellvariation des Sauerstoffs etwa der der Messung entspricht, während die Chlorophyllschwankungen im Modell etwas geringer sind. Damit wurde dem Umstand Rechnung getragen, daß die fluorimetrische Chlorophyllbestimmung etwas durch die Vorbelichtung am Tage beeinflusst wird. Durch eine Sensitivitätsbetrachtung kann gezeigt werden, daß eine geringe Änderung in den Algenwachstums- und -respirationsraten die Chlorophylldynamik stark erhöht (vgl. die Diskussion weiter unten). Ein Unsicherheitsfaktor bei der Modellierung liegt in der Algenverlustrate (Sedimentation u. Grazing), für die nur Literaturwerte von anderen Flüssen vorliegen.

Die Algenverlustrate mußte aus folgendem Grund vergleichsweise groß gewählt werden:

Eine sehr kleine Verlustrate müßte durch eine starke Erhöhung der Algenrespirationsrate ausgeglichen werden, was den Literaturwerten widerspräche. Diese hohe Algenrespirationsrate hätte einen erhöhten Sauerstoffverbrauch zur Folge; damit erhielte man einen zu großen BSB-Wert und eine kleinere Sauerstoffkonzentration als der Realität entspräche.

(Eine Voraussetzung für die „Richtigkeit“ der Modellanpassung liegt darin, daß die Tag/Nacht-Schwankungen an Biomasse ausschließlich durch die beschriebenen Prozesse zustande kommen und nicht etwa durch unterschiedliches Sedimentationsverhalten am Tag bzw. in der Nacht hervorgerufen werden).

Die Bilanz der Bildungs- und Zehrungsraten (Abb. 29b) zeigt, daß ein großer Anteil am Sauerstoffverlust auf den Austausch mit der Atmosphäre zurückgeht, der durch eine hohe Produktion ausgeglichen werden muß. Damit wird klar, daß ein Abfall der Produktion etwa infolge schlechten Wetters sofort einen starken Abfall an Sauerstoff und Chlorophyll zur Folge haben muß. In Abb. 29d erkennt man, daß der größte Anteil an der Sauerstoffzehrung durch die Algenrespiration und durch den Kohlenstoffabbau zustande kommt; der O₂-Anteil durch Nitrifikation und Sedimentzehrung ist dagegen vergleichsweise gering.

Steady-state Modellierung

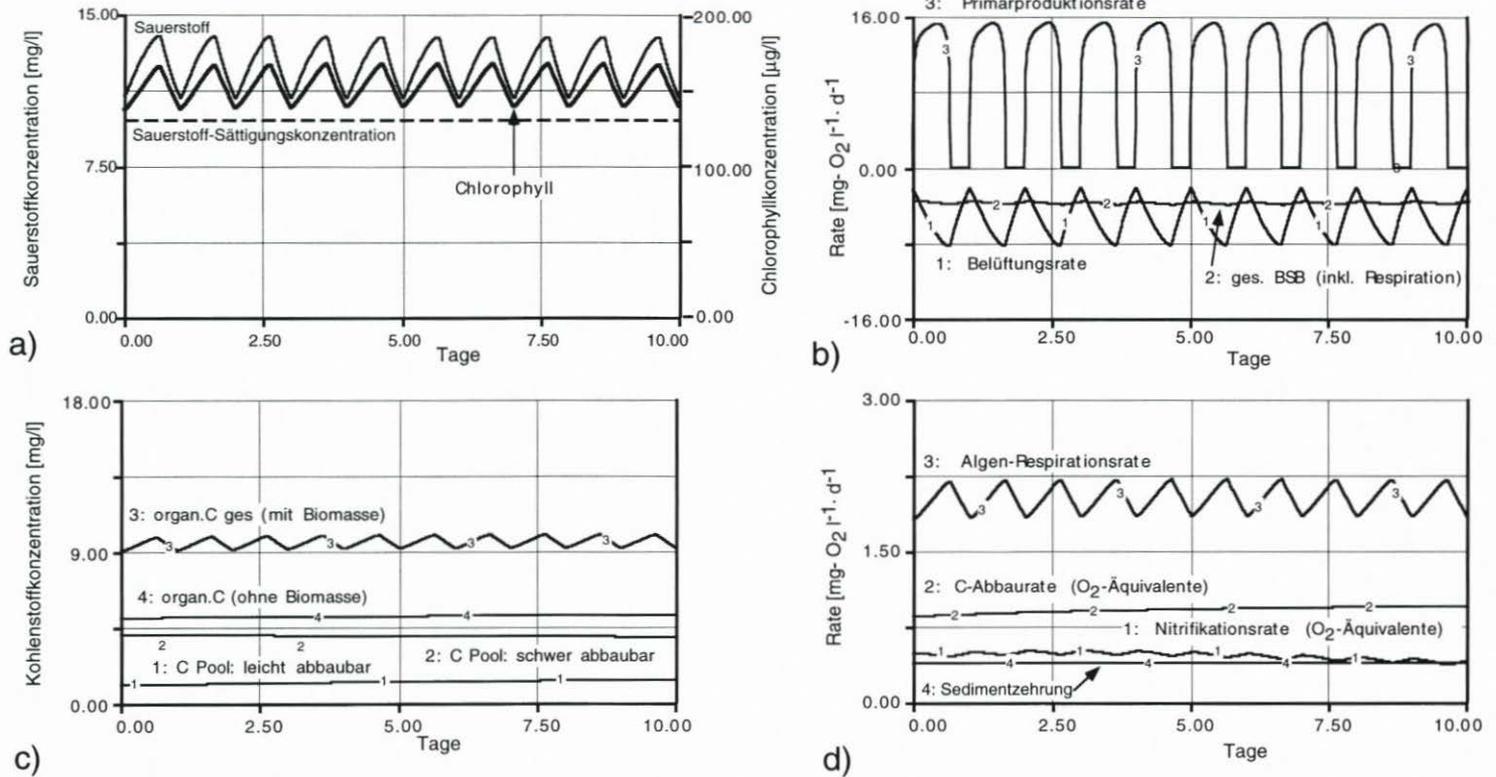


Abb. 29a-d: Ergebnisse einer Modellierung für "Steady-state-Verhältnisse" am Wehr Geesthacht (Parameter s. Text)

5.3 Modellsimulationen

Modellierung des Konzentrationsverlaufs im Längsprofil
(Mai 1995)

Szenario 1 (Grundszenario)

Um die Änderung der einzelnen Größen im Längsprofil zu simulieren, wurden die Parameter von Tab. 3 verwendet, jedoch erfolgen im Modell *nach 2 Tagen Laufzeit* folgende Änderungen gegenüber der „Steady-state-Modellierung“:

- Erhöhung der mittleren Wassertiefe von 2 auf 10 m, entsprechend der Vertiefung der Elbe bei Hamburg (wegen des konstanten Volumens bedeutet dies eine Verkleinerung der Oberfläche). Dies wirkt sich auf die Belüftungsrate, auf die Primärproduktion (Licht) sowie auf die Freisetzung von Ammonium und Phosphat aus dem Sediment aus.
- Erhöhung des Attenuationskoeffizienten der mineralischen Komponente von $l = 2 \text{ m}^{-1}$ (entspricht nach einer Faustformel von KOPF (1983) für den limnischen Bereich einem mittleren (mineralischen) Schwebstoffgehalt von etwa 20 mg/l) auf $l = 5 \text{ m}^{-1}$ (entspricht nach einer empirischen Formel von FAST (1993) für das Elbeästuar einem über die Tide gemittelten Schwebstoffgehalt von etwa 80 mg/l).

Die sich ergebenden Konzentrations-Zeitverläufe sowie die Änderung in den Raten sind in Abb. 30a-d und 31a-d wiedergegeben.

Man erkennt in Abb. 30a den Abfall der Sauerstoffkonzentration von Übersättigung auf Werte unter 7 mg/l nach 7 Tagen (Konzentrationsdifferenz: ca. 5 mg/l O₂). Der Grund hierfür liegt u. a. im Abfall der Biomasse. Das Wachstum ist durch das kleinere Lichtangebot (größere Wassertiefe, höhere Schwebstoffgehalte) stark reduziert; infolge von Algenrespiration und Sedimentation nimmt die Biomasse schnell ab. Die Raten, die zum Auf- und Abbau von Biomasse führen, sind in Abb. 31c wiedergegeben. Man erkennt, daß die Algenverlustrate (im wesentlichen Sedimentation und Grazing) – wie in der Literatur diskutiert – vergleichsweise groß ist. Neben dem starken Abfall der Produktion wird der Abfall der Sauerstoffkonzentration auch von der Verkleinerung der Belüftungsrate (Abb. 30b) – hervorgerufen durch den veränderten hydraulischen Radius – bestimmt (s. Diskussion weiter unten). In Abb. 30d ist zu erkennen, daß der Anteil der Sedimentzehrung bei den großen Wassertiefen weiter an Bedeutung verliert (unter der Voraussetzung, daß sich die mittleren „querschnittsgemittelten“) Zehrungsraten unterhalb Hamburgs nicht wesentlich ändern, s. u.). In Abb. 31a sind die Limitierungsfaktoren wiedergegeben. Man erkennt, daß sich das System von einer starken P-Limitierung sowie einer schwachen N- und Lichtlimitierung zu einer ausschließlich durch das Lichtangebot bestimmten Situation hinbewegt.

Abb. 31b zeigt den Verlauf der Nährstoffkonzentrationen im Längsprofil. Man erkennt, daß die Nährstoffkonzentrationen nach dem Zusammenbruch der Biomasse ansteigen. Ammonium nimmt anschließend durch verstärkte Nitrifikation wieder ab. In der Realität ist häufig eine Verzögerung zwischen dem Ammonium- und dem Nitritmaximum – bedingt durch Hemmung der Nitritoxidation – zu beobachten. Dieses Verhalten kann das Modell nicht wiedergeben. Auch wurde auf eine Modellierung der Anlaufphase verzichtet. Die berechneten Anstiege von Nitrat und Phosphat nach längeren Laufzeiten sind steiler als die beobachteten: Entweder sind die Anfangsterme für die Nachlieferung etwas zu hoch angesetzt oder es spielen weitere, im Modell nicht berücksichtigte Sedimentprozesse (z. B. Denitrifikation) eine Rolle.

Tab. 3: Modellparameter

Eingangsparameter		Einheit	Methode
Geschwindigkeitskonstanten:			
Algen-Wachstumsrate	1,22	d ⁻¹	Anpassung über Tag/Nacht-Rhythmus
Algen-Respirationsrate	0,1	d ⁻¹	Anpassung über Tag/Nacht-Rhythmus
Algen-Verlustrate	0,49	d ⁻¹	Anpassung über Tag/Nacht-Rhythmus
C-Abbaurrate, schnell	0,2	d ⁻¹	Anpassung über Längsprofildaten ¹⁾
C-Abbaurrate, langsam	0,05	d ⁻¹	Anpassung über Längsprofildaten
O ₂ -Belüftungskonstante	2,28	d ⁻¹	Literatur
Anfangskonzentrationen:			
Algenbiomasse	11,5	mg/l	Schätzwerte aus Messung
Kohlenstoff, leicht abbaubar	1	mg/l	Schätzwert
Kohlenstoff, schwer abbaubar	4	mg/l	Schätzwert
Sauerstoff	11	mg/l	Meßwerte
Ammonium	0,3	mg/l	Meßwerte
Nitrit	0,15	mg/l	Meßwerte
Nitrat	4	mg/l	Meßwerte
organ. N	0,9	mg/l	Schätzwert
o-Phosphat	0,25	mg/l	Meßwerte
organ. P	0,08	mg/l	Schätzwert
Konversionsfaktoren:			
Biomasse-> Chlorophyll	12	µg Chloroph./mg Biom.	Literatur
O ₂ -Verbrauch für Algenrespiration	2	mg O ₂ / mg Biomasse	Literatur
O ₂ -Bildung für Algenproduktion	1,4	mg O ₂ / mg Biomasse	Literatur
O ₂ -Verbrauch für 1. Nitrifik. stufe	3	mg O ₂ / mg N	Literatur
O ₂ -Verbrauch für 2. Nitrifik. stufe	1	mg O ₂ / mg N	Literatur
Sonstige Konstanten:			
Lichtsättigungskonstante KL	500	µE m ⁻² · s ⁻¹	Literatur (Fast)
O ₂ -Sedimentzehrung	1	g O ₂ m ⁻² · d ⁻¹	Meßwerte
Mineral. Attenuationskoeffizient	2	m ⁻¹	Schätzwert aus Messungen, Literatur
Selbstabschattungskoeffizient	0,03	m ⁻¹ · (Chlorophyll/l) ⁻¹	Literatur
mittlere Wassertiefe	2	m	Meßwert
Temperatur	15	°C	Meßwert

1) zusammen mit dem Verlauf des C:N-Verhältnisses im Längsprofil

Szenario 1 (Grundszenario)

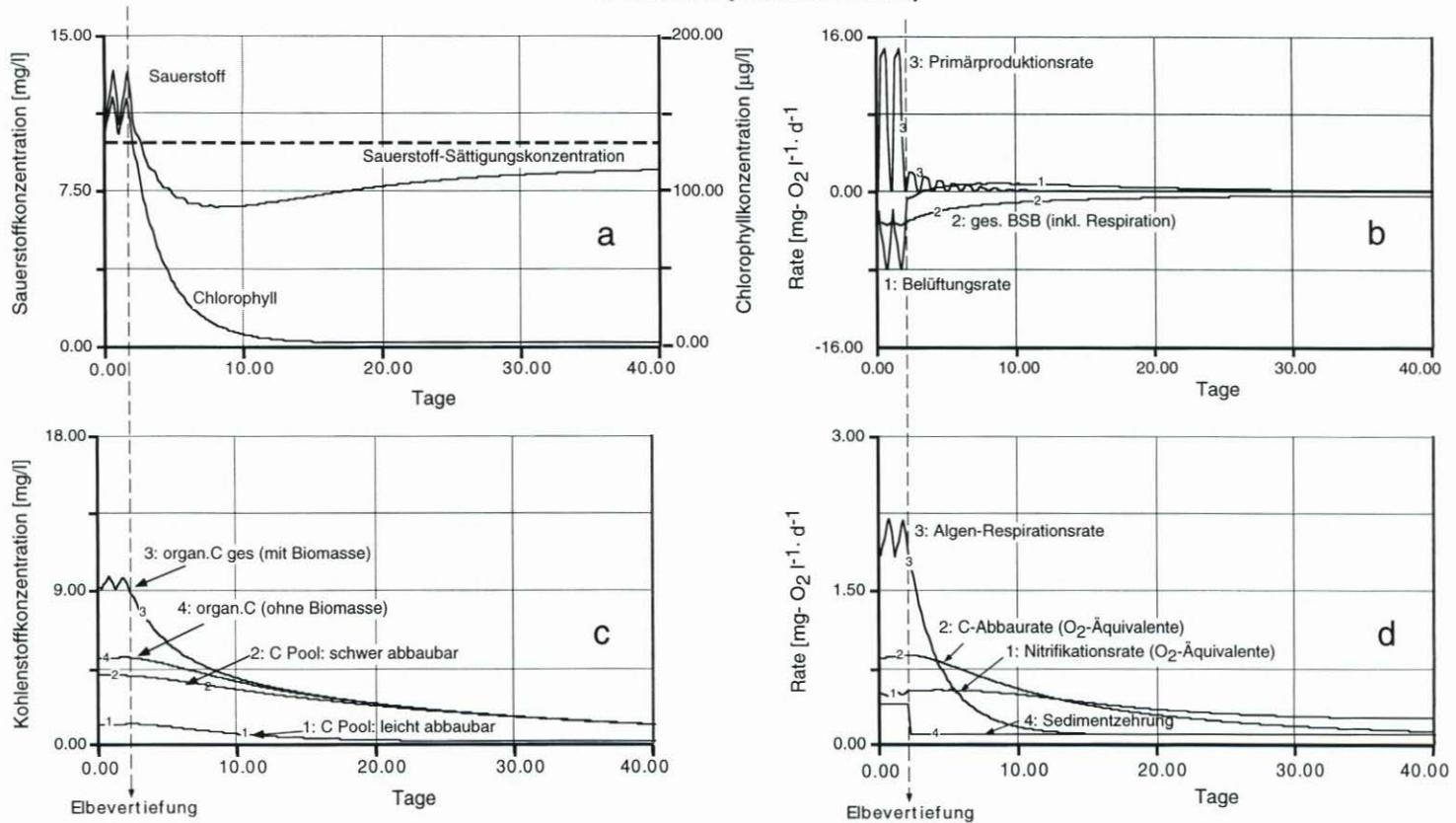


Abb. 30a-d: Modellierung eines Elbe-Längsprofils mit den Parametern von Abb. 29: Sauerstoff und Kohlenstoffkomponenten. (Das Längsprofil wird durch die Laufzeiten vom Wehr Geesthacht dargestellt). An der markierten Stelle „Elbevertiefung“ wird der Steady-state-Zustand verlassen: Änderung von Wassertiefe/Oberfläche und Sedimentzehrungsrate

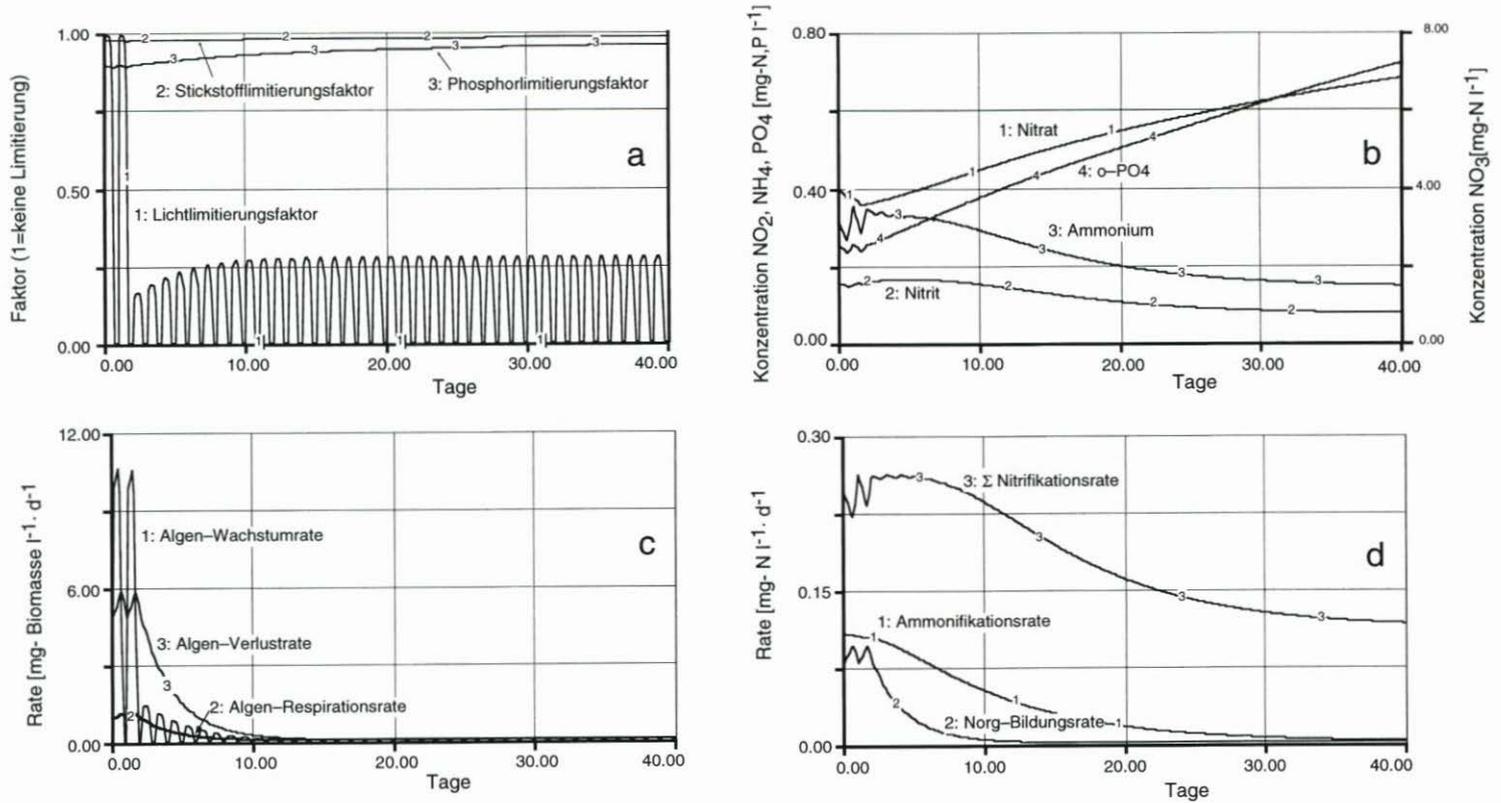


Abb. 31a-d: Modellierung eines Elbe-Längsprofils mit den Parametern von Abb. 29; Zu Abb. 30 gehörende Algen- und Stickstoffkomponenten

Eine Diskussion weiterer Parameter, die durch das Modell wiedergegeben werden, kann an dieser Stelle nicht geführt werden. (Beispielsweise wird die beobachtete Änderung des C:N-Verhältnisses über den Bereich des Sauerstoffminimums richtig wiedergegeben.)

Sensitivitätsbetrachtungen für die Unterelbe

Vergleicht man das modellierte Sauerstoffprofil mit den gemessenen Längsprofilen in den vorherigen Abschnitten, so fällt auf, daß 1. die gemessenen Sauerstoff-Minimalkonzentrationen meist niedriger sind und 2. der Anstieg der Sauerstoffkonzentration nach dem Minimum steiler ist als im Modell. Die Gründe für letzteres liegen aller Wahrscheinlichkeit nach in der stärkeren Belüftung der elbabwärts liegenden Bereiche infolge von Wind und Wellen.

Bei einer Betrachtung der gemessenen Sauerstoff-Minima muß zwischen dem Absolutwert des Minimums (niedrigste Konzentration) und der „Tiefe des Sauerstofftals“ (Differenz zwischen den Werten am Wehr und dem Minimum) unterschieden werden: Die sogenannte Tiefe des Sauerstofftals wird vor allem durch die beteiligten Prozesse gesteuert, während die gemessenen Absolutwerte stark von der Ausgangskonzentration am Wehr abhängen, die sich beispielsweise infolge von Wetteränderungen kurzfristig ändern kann. Es wurde häufig beobachtet, daß bei einer Algenblüte mit hoher Biomasse die Sauerstoffkonzentration bei trübem Wetter innerhalb von 1–2 Tagen um 3–4 mg/l fallen kann, während das Zehrungspotential des großen Biomasseanteils bestehen bleibt.

Die Tiefe des O₂-Tals wird sehr empfindlich von den unterschiedlichen Prozessen gesteuert. Um deren Einflüsse besser zu verstehen, wurden verschiedene Parameter geändert und deren Wirkung auf das O₂-Minimum beobachtet.

Dabei sind drei Kategorien zu unterscheiden:

1. Prozesse, die sich beim Übergang von der Mittel- in die Unterelbe ändern, beispielsweise der Austausch mit der Atmosphäre, die Trübung und die Sedimentzehrung in der Unterelbe. Diese Parameter können unter Konstanthaltung aller anderen Parameter variiert werden.
2. Prozesse, die zwar die Sauerstoffkonzentration am Wehr, nicht aber die Biosynthese und Mineralisation beeinflussen (z. B. Belüftung, Nitrifikation, Sedimentzehrung in der Mittelelbe). Diese Parameter können paarweise so variiert werden, daß die O₂-Ausgangssituation unverändert bleibt.
3. Prozesse, die den Biomasse Auf- und Abbau beeinflussen (z. B. Wachstumsraten, Algen-Verlustraten, Algenrespiration, Lichtverwertung, Attenuationskoeffizient). Eine Änderung dieser Parameter kann nur so erfolgen, daß alle sich gegenseitig beeinflussenden Prozesse innerhalb der zulässigen Grenzen so variiert werden, daß die sich im Modell ergebenden Tag/Nacht-Variationen den kontinuierlichen Messungen am Wehr entsprechen.

Im folgenden soll an einigen Beispielen die Bedeutung einiger Parameter aufgezeigt werden. Eine detaillierte Diskussion ist in Vorbereitung (SCHROEDER, 1996).

Szenario 2: Änderung der Verlustrate

In Abb. 32 ist das Ergebnis einer Modellierung mit veränderten Parametern wiedergegeben (Szenario 2), die die gemessenen Sauerstoff- und Chlorophyllkonzentrationen am Wehr ebenfalls reproduzieren. Die verwendeten Parameter sind in Tab. 4 aufgeführt.

Tab. 4: Raten für Szenario 2 [d^{-1}]

Parameter	Grundszenario 1	Szenario 2 (neu)
Algen-Verlustrate	0,49	0,3
Algen-Wachstumsrate	1,22	1,12
Algen-Respirationsrate	0,1	0,25
O ₂ -Belüftungskonstante	2,28	0,9

Es wurde die Verlustrate verkleinert und durch eine Erhöhung der Algenrespirationsrate ausgeglichen. Die Werte liegen noch gut innerhalb des in der Literatur beschriebenen Bereichs. Mit dieser Kombination lagen jedoch die simulierten Sauerstoffwerte und deren Schwankungsbreite deutlich niedriger als die gemessenen. Dieses ließ sich nur durch eine starke Änderung der Belüftungskonstante ausgleichen. Deren neuer Wert liegt nun im unteren Bereich der in der Literatur angegebenen Schätzwerte (IMHOFF, 1966). Da in diesem Szenario weniger Algenbiomasse durch Verlust aus dem System entfernt wird, sind die Zehrungswerte höher als im vorhergehenden Beispiel. Man erhält hiermit in situ-BSB-Werte von 6,7 mg/l O₂, was deutlich zu hoch ist. Dies ließe sich auch nicht mehr durch eine Änderung der Kohlenstoffzehrungsraten ausgleichen.

In Abb. 32a ist zu erkennen, daß aus den geänderten Parametern ein tieferes O₂-Minimum von 3,8 mg/l resultiert. Gleichzeitig tritt das Minimum etwas früher auf, was durch die erhöhte Zehrung zu erklären ist. Ammonium und Nitrit weisen ein ausgeprägteres Maximum in der Nähe des O₂-Minimums auf (Abb. 32b). Dieser Verlauf wird häufig bei Längsprofilmessungen gefunden.

Insgesamt kann gesagt werden, daß Szenario 2 wegen der zu großen Zehrungswerte nicht sehr realistisch ist. Der wirkliche Zustand des Systems wird zwischen Szenario 1 und 2 liegen. Man erkennt jedoch daran, daß vergleichsweise wenig Freiheitsgrade zur Variation des Systems zur Verfügung stehen.

Szenario 3: Änderung der Belüftungsrate in der Unterelbe

In den vorherigen Szenarios wurde in der Unterelbe mit einer Belüftungsrate von 0,45 d^{-1} gerechnet. Wegen der größeren Wassertiefe von 10 m ist die Konstante hier deutlich kleiner als in der Mittelelbe. In Abb. 33a wurde die Belüftungskonstante in der Unterelbe in mehreren Schritten von 0,18 d^{-1} bis auf 1,15 d^{-1} erhöht. Diese Variationsbreite entspricht einem Bereich der mittleren Strömungsgeschwindigkeit von 0,5⁻² m/s. Man erkennt den großen Einfluß, den die Belüftung für die Ausprägung des Sauerstoffminimums hat. Die Belüftung hängt zusätzlich noch stark von Wind und Wellen ab, so daß ein Sauerstoffminimum durch Windereignisse schnell aufgefüllt werden kann.

Szenario 4: Änderung der Sedimentzehrung in der Unterelbe

Abb. 33b zeigt das Ergebnis einer Variation der Sedimentzehrung in der Unterelbe zwischen 0,5 und 2 $g\ m^{-2}\cdot\ d^{-1}$ O₂. Zehrungswerte von 2 $g\ m^{-2}\cdot\ d^{-1}$ O₂ treten nur in einigen Schlickgebieten der Unterelbe auf (SCHROEDER et al., 1995). Die über den Flußquerschnitt

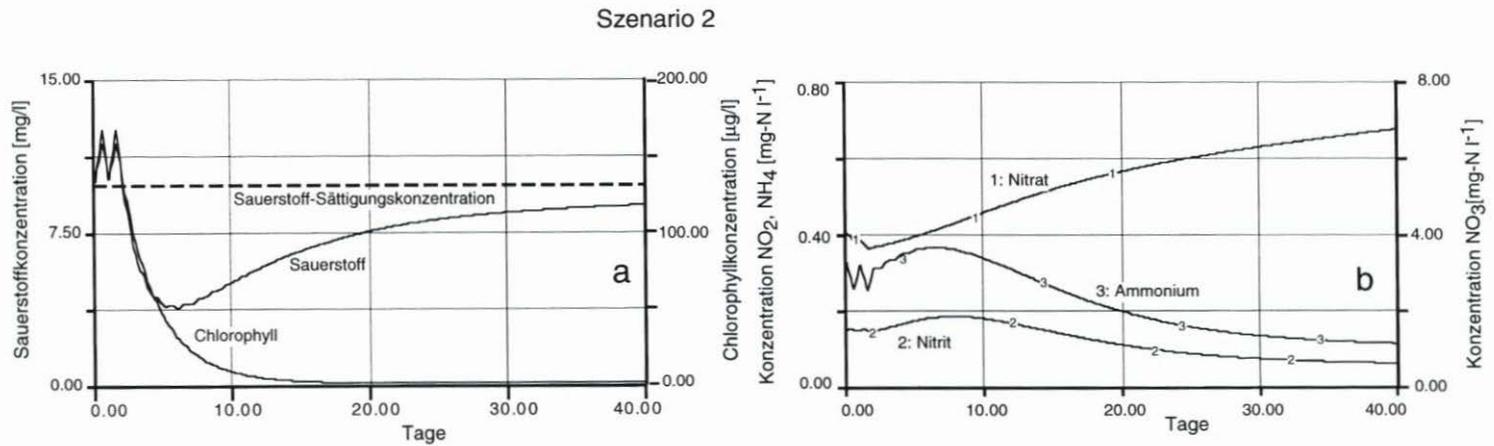


Abb. 32: Modellauf mit den Parametern wie in Abb. 29, jedoch Änderung des Verhältnisses Algenverluste : Algenrespiration (s. Tab. 4)

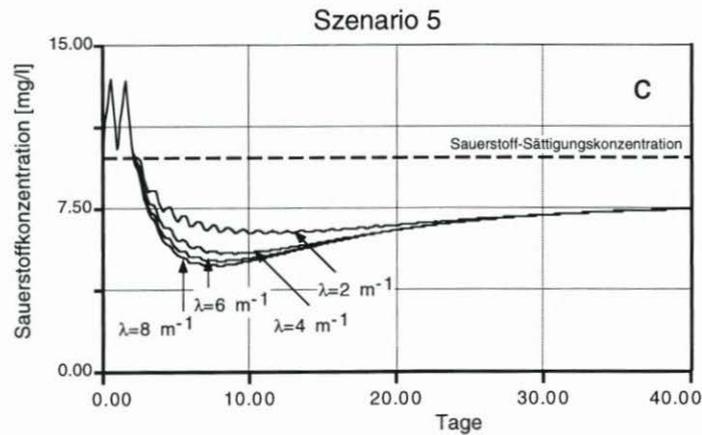
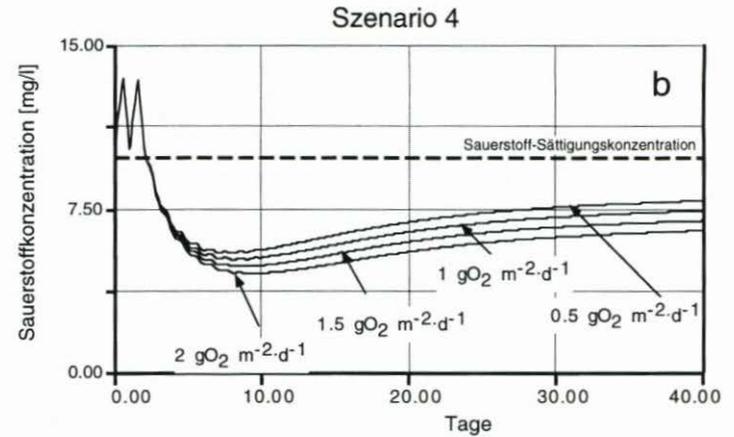
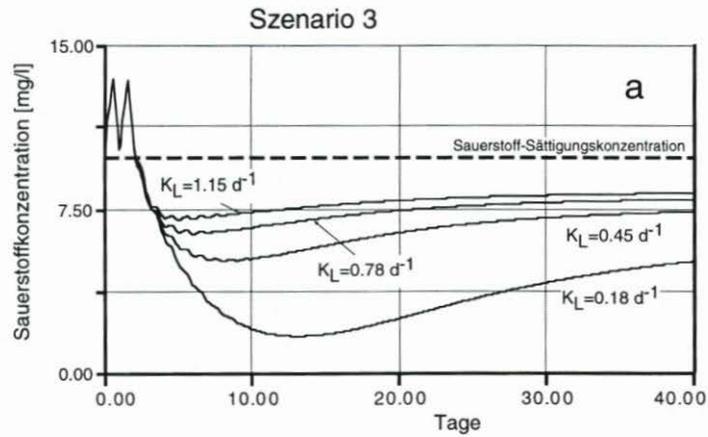


Abb. 33: Modellauf mit den Parametern wie in Abb. 29, jedoch Variation von Belüftungsrate (a), Sedimentzehrung (b) und Attenuationskoeffizient (c)

gemittelten Werte sollten eher bei $1 \text{ g m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1} \text{ O}_2$ liegen. Man sieht, daß der Einfluß auf das Sauerstoffminimum vergleichsweise gering ist.

Szenario 5: Änderung des Attenuationskoeffizienten (Schwebstoffgehalt) in der Unterelbe

Abb. 33c zeigt eine Variation des (mineralischen) Attenuationskoeffizienten zwischen 2 und 8 m^{-1} (entsprechend einem Schwebstoffgehalt zwischen ungefähr 20 und 160 mg/l). Man erkennt, daß die erhöhte Trübung in der Unterelbe zwar am Zustandekommen des O_2 -Minimums beteiligt ist, höhere Schwebstoffgehalte als 50 mg/l beeinflussen wegen der großen Wassertiefe das Minimum jedoch weiter nicht. Dies ist zu erwarten, da bei 50 mg/l die 1% -Lichttiefe nur noch $1,20 \text{ m}$ beträgt.

Sensitivitätsbetrachtungen für den Eintrag über das Wehr Geesthacht

In den bisherigen Szenarios wurden lediglich die Parameter in der Unterelbe verändert. Das Sauerstoffminimum wird jedoch zum größten Teil durch Umsetzungsprozesse geprägt, die sich aus den Eintrags-Stoffkonzentrationen am Wehr Geesthacht ergeben. In den folgenden Betrachtungen soll deshalb versucht werden, mit den bisherigen Modellparametern die „Vorgeschichte“ des Wasserkörpers am Wehr zurückzuverfolgen. Weiterhin soll durch gezielte Änderung der Parameter aufgezeigt werden, welche Parameteränderungen den größten Effekt auf das Sauerstoffminimum haben.

An dieser Stelle muß erwähnt werden, daß die folgenden Abschätzungen nur als Tendenz zu verstehen sind. Die absoluten Konzentrationen sind vergleichsweise unsicher wegen verschiedenlicher Änderungen im Lauf der Mittelbe (z. B. Einleitungen, Nebenflüsse, Verschiebung von Planktonpopulationen u. a. m.), die mit dem verwendeten Modell nicht wiedergegeben werden können.

Szenario 6: Algenwachstum in der Mittelbe mit den Parametern des Grundszenarios

Abb. 34 zeigt das Ergebnis einer Simulation mit den Parametern des Grundszenarios über einen Zeitraum von 100 Tagen. Im Gegensatz zum Grundszenario wurde jedoch von folgenden kleineren Anfangskonzentrationen ausgegangen: Biomasse 2 mg/l ($\approx 24 \mu\text{g/l}$ Chlorophyll), Sauerstoff 8 mg/l und Nitrat 1 mg/l N . Man erkennt den langsamen Anstieg der Biomasse bis zum Steady-state am Wehr. Zu Beginn wird der BSB stark durch die Nitrifikation bestimmt; später überwiegt dann die Respiration der Algen. Die Nährstoffe steigen zu Beginn durch Freisetzung aus Sedimenten und Einschwemmungen an und fallen dann infolge der Algenassimilation wieder ab.

Szenario 6

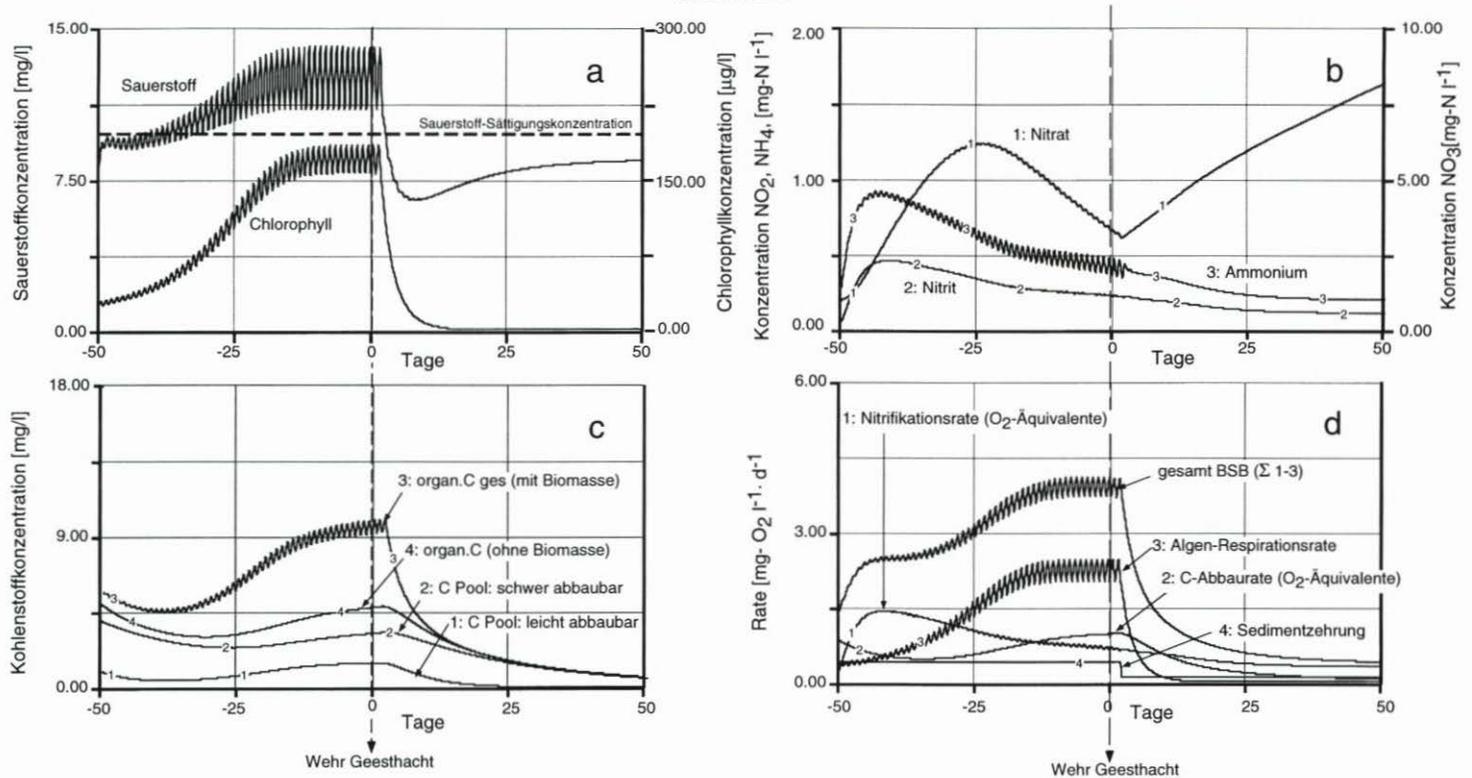


Abb. 34: Darstellung eines Modellaufs zur Anlaufphase vor dem Wehr mit den Parametern von Abb. 29 u. 30 (Zeit 0 = Wehr Geesthacht)

Szenario 7: Einfluß der Trübung auf das Algenwachstum in der Mittelelbe

In Abb. 35 wurde abweichend vom Grundszenario der Attenuationskoeffizient von 1,5 bis 5 m^{-1} variiert ($\approx 5\text{-}80 \text{ mg/l}$ Schwebstoffgehalt). Es ist ein starker Einfluß auf das Algenwachstum und als Folge davon ein mäßiger Einfluß auf den BSB zu verzeichnen. Das Minimum der Sauerstoffkonzentration in der Unterelbe ändert sich zwar nicht wesentlich, die „Tiefe des Sauerstofftals“ wird jedoch mit steigender Biomasse größer (höhere Übersättigung am Wehr). Das größere Zehrungspotential gewinnt dann an Bedeutung, wenn eine Algenblüte in der Mittelelbe zusammenbricht und kurzfristig die Sauerstoffkonzentrationen fallen. Der große algenbürtige BSB kann dann die Sauerstoffkonzentration im Minimum stark erniedrigen.

Szenario 8: Einfluß von Nährstoffkonzentrationen auf das Algenwachstum

Abb. 36 zeigt das Ergebnis einer Simulation, bei der abweichend vom Grundszenario die Phosphatkonzentrationen zwischen $0,05$ bis $0,2 \text{ mg/l P}$ variiert wurden (um vergleichbare Verhältnisse zu bekommen, wurde das Teilsystem „Phosphor“, welches Verbrauch und Bildung beinhaltet, hier durch einen konstanten Term ersetzt!). Bei den Rechnungen wurde von einer Halbsättigungskonstante der Algen für P von $K_P = 0,01 \text{ mg/l P}$ ausgegangen. Da diese (Algenart abhängige) Größe für die Elbe nicht verfügbar ist, sind die absoluten Werte der P-Konzentrationen mit Vorsicht zu betrachten. Man erkennt, daß das Algenwachstum bei Konzentrationen $< 0,1 \text{ mg/l P}$ stark behindert ist. Bei höheren Konzentrationen ist nur eine geringe P-Limitierung vorhanden. Die Tiefe des Sauerstofftals wird wie in Szenario 7 stark durch das Niveau an Biomasse am Wehr geprägt. Eine ähnliche Limitierung kann auch durch Variation des anorganischen Stickstoffs erreicht werden. Vergleichbare Konzentrationskurven wie in Abb. 36 erhält man bei konstanten N-Konzentrationen zwischen $0,5$ und 3 mg/l N (bei einer Halbsättigungskonstante der Algen für N von $K_N = 0,1 \text{ mg/l N}$).

Szenario 9: Einfluß des nicht-algenbürtigen Kohlenstoffpools auf das O_2 -Minimum

Es taucht die Frage auf: Wie stark hängt die Zehrung in der Unterelbe noch von der Größe der Anfangskonzentrationen an Kohlenstoff (leicht und schwer abbaubar), d. h. von dem durch Einleitungen und Einschwemmung eingebrachten allochthonen Material ab. Abb. 37 zeigt die Simulation mit Kohlenstoff-Anfangskonzentrationen wie in allen vorangegangenen Szenarios in Kurve {1} sowie mit Kohlenstoffanfangskonzentrationen von Null in Kurve {2}. Im zweiten Fall wird also sämtlicher Kohlenstoff erst durch das Absterben der Algen gebildet. Man erkennt, daß nach etwa 40 Tagen nur noch ein geringer Unterschied in den C-Konzentrationen (bedingt durch einen „Rest“ an schwer abbaubarem C) und kein Unterschied im BSB bzw. in den Sauerstoffkonzentrationen existiert. Man kann daraus schließen, daß bei der betrachteten Situation im Mai nach etwa 40 Tagen Laufzeit die Zehrungsprozesse im wesentlichen durch den algenbürtigen Kohlenstoff bestimmt werden („Sekundärbelastung“).

Szenario 7

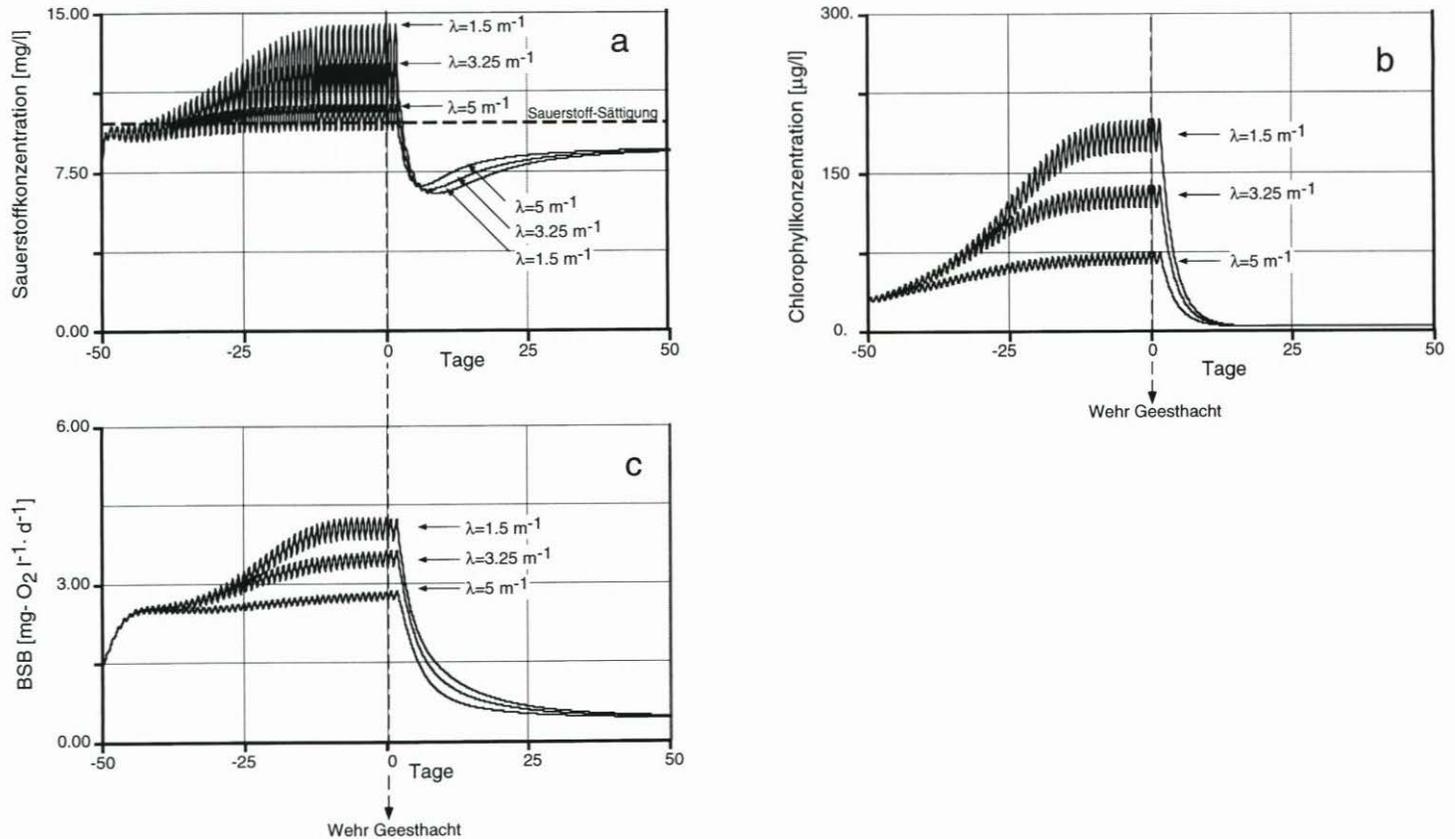


Abb. 35: Modelllauf unter Variation des Attenuationskoeffizienten (Schwebstoffgehalt) in der Mittelelbe zur Demonstration der Auswirkungen auf das Algenwachstum und das Sauerstoffminimum in der Unterelbe

Szenario 8

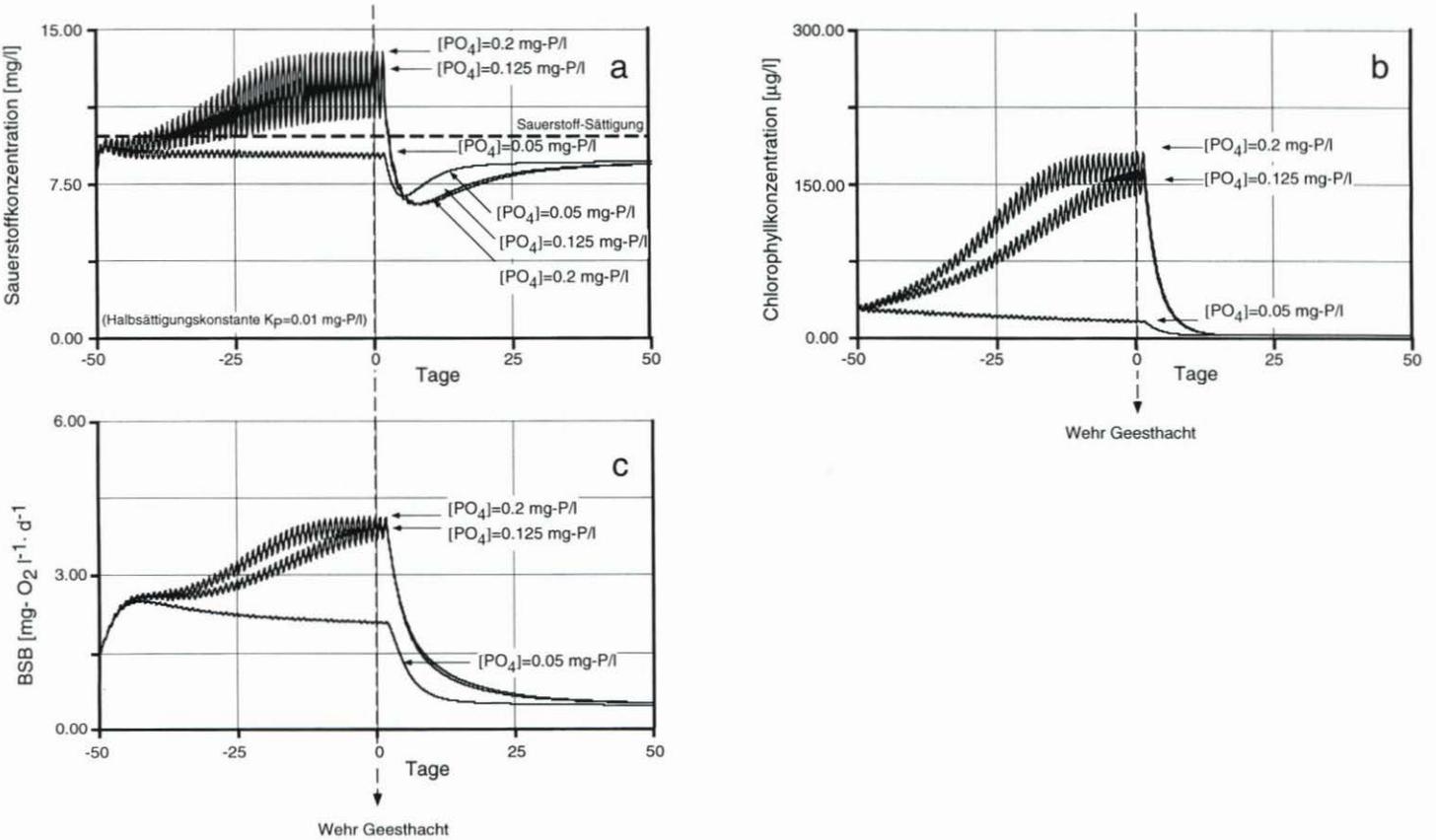


Abb. 36: Modellauf unter Variation der Phosphatkonzentration in der Mittelrelbe zur Demonstration der Auswirkungen auf das Algenwachstum und das Sauerstoffminimum in der Unterrelbe

Szenario 9

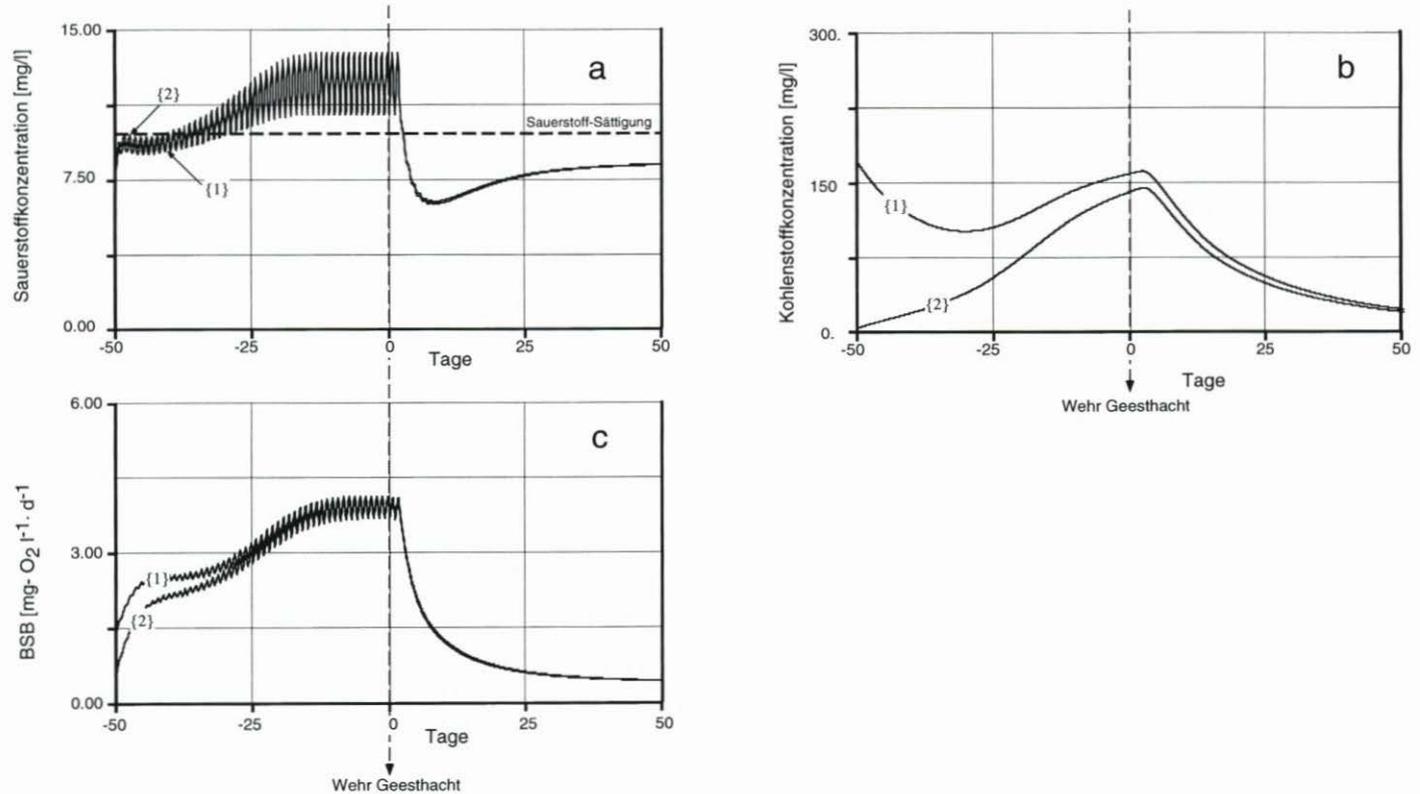


Abb. 37: Modellauf unter Variation der nicht-algenbürtigen Kohlenstoff-Anfangskonzentration in der Mittelrelbe zur Demonstration der Auswirkungen auf das Algenwachstum und das Sauerstoffminimum in der Unterrelbe
 {1}. C-Anfangskonzentration = 5 mg/l (wie in Abb. 29 und 30)
 {2}. C-Anfangskonzentration = 0

Szenario 10: Temperatureinfluß

Die bisher diskutierten Szenariosrechnungen erfolgten bei einer Temperatur von 15 °C. In Abb. 38 erfolgte eine Variation der Temperatur zwischen 10 °C und 25 °C. Es muß an dieser Stelle betont werden, daß hiermit nicht eine jahreszeitliche Variation simuliert werden kann, da sich hierbei auch viele andere Parameter ändern würden (andere Algenpopulationen, andere Qualität des organischen Materials, Änderung der Globalstrahlung usw.), sondern lediglich der Temperatureinfluß auf die Prozeßgrößen abgeschätzt werden soll.

Um die Sauerstoffkonzentrationen besser bewerten zu können, sind diese hier als Sättigungsindexwerte aufgetragen. Obwohl der Temperatureinfluß auf die Primärproduktion in der Literatur als eher gering eingeschätzt wird, erkennt man den Einfluß sowohl auf das Algenwachstum als auch auf die Zehrung. Damit variiert die Differenz der O₂-Konzentrationen zwischen Wehr und O₂-Minimum über einen sehr großen Bereich zwischen 2,7 mg/l und 10,5 mg/l.

5.4 Schlußfolgerungen aus den Modellsimulationen

Aus den bisherigen Betrachtungen kann abgeleitet werden, daß das verwendete Modell es gestattet, die Bedeutung einzelner Prozesse für die Sauerstoffbilanz und die Gründe für das Zustandekommen des Sauerstoff-Minimums besser als bisher zu bewerten. Wegen des starken Einflusses einzelner Parameter, wie z. B. dem Austauschkoeffizienten mit der Atmosphäre, P-I-Kurven des Phytoplanktons usw., für die bisher nur unzureichend elbespezifische Daten vorliegen, sind die absoluten Werte der modellierten Konzentrationen jedoch noch mit großen Unsicherheiten behaftet.

Steuernde Prozesse oberhalb Hamburgs

Aus den beschriebenen Modellszenarios sieht eine Bewertung der Prozesse vom Wehr bis zum Sauerstoffminimum bei Hamburg wie folgt aus:

Es handelt sich um ein hoch eutrophes System, dessen Biomasse bei guten Lichtverhältnissen vor allem durch Phosphat und bei sehr hohen Chlorophyllgehalten in geringerem Umfang auch durch die Trübung (Selbstabschattung) limitiert wird (Meßergebnisse weisen auch auf eine zeitweise Limitierung der Diatomeen durch Silikat hin; dies wurde jedoch im Modell nicht berücksichtigt). Dies führt bei gutem Wetter zu hohen Sauerstoffübersättigungen am Wehr, die jedoch empfindlich auf kurzfristige Änderungen im Lichtangebot reagieren. Die maximalen Sauerstoffkonzentrationen werden durch Austausch mit der Atmosphäre limitiert. Die sich einstellenden Algenkonzentrationen sind durch hohe Wachstums- und Abbau- bzw. Verlustraten geprägt, so daß beispielsweise eine Verringerung des Lichtangebots über wenige Tage bereits zu einer starken Abnahme der Biomasse führt.

Infolge der hohen Biomassekonzentrationen liegt ein großes Zehrungspotential vor, welches sich überwiegend aus Algenrespiration und Kohlenstoffabbau (aus algenbürtigem Material) zusammensetzt. Demgegenüber treten andere Prozesse wie Nitrifikation und Sedimentzehrung in den Hintergrund.

Szenario 10

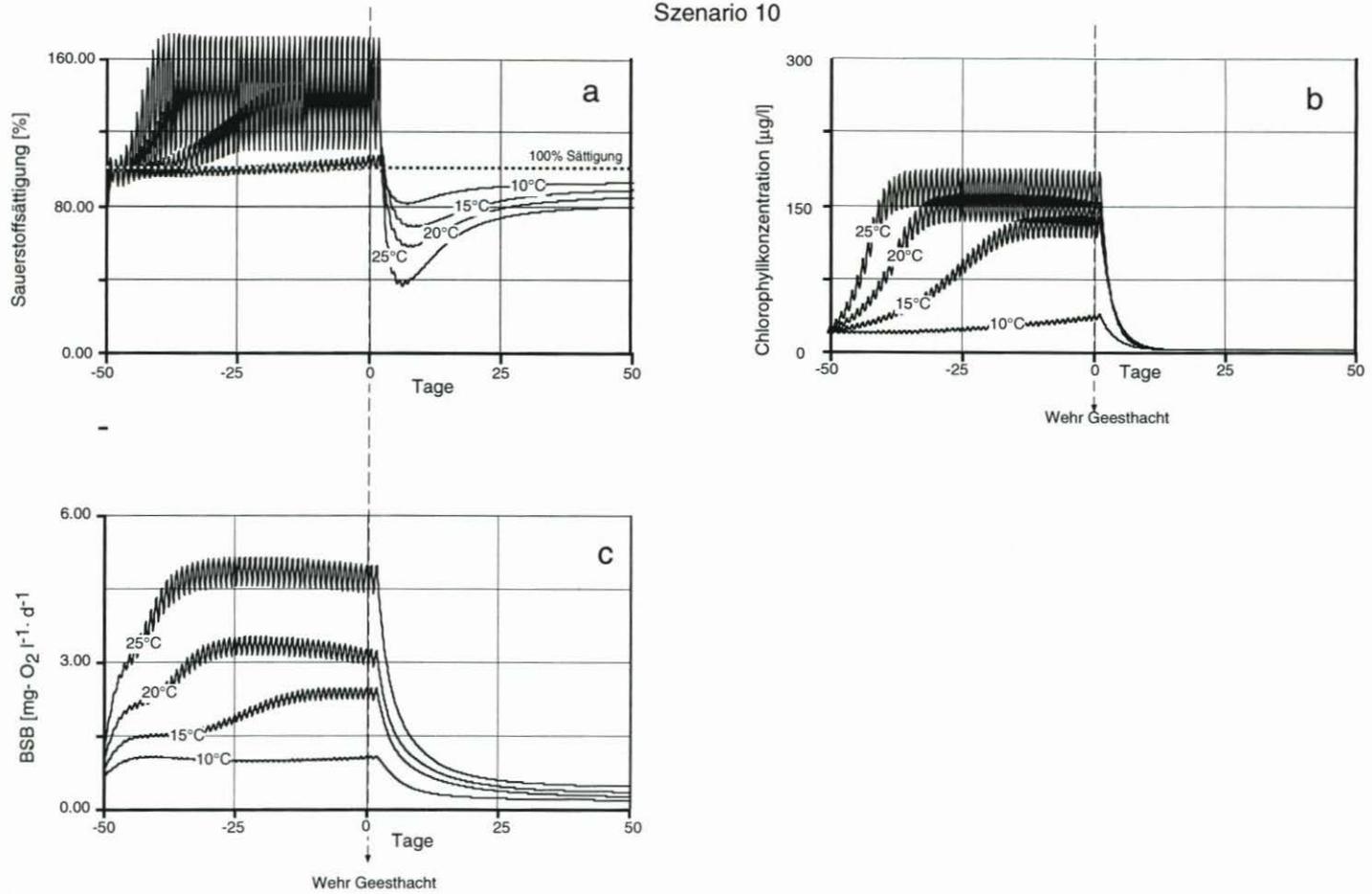


Abb. 38: Modellauf unter Variation der Temperatur zur Demonstration der Auswirkungen auf das Algenwachstum und das Sauerstoffminimum in der Unterelbe

Steuernde Prozesse für das Sauerstoffminimum unterhalb Hamburgs

Die vom Wehr Geesthacht kommenden Wasserkörper gelangen bei Hamburg in ein Gebiet, in dem sich infolge der Vertiefung das Lichtangebot deutlich verschlechtert, was außerdem durch eine Zunahme der Trübung noch verstärkt wird. Genau wie oberhalb des Wehrs bei einer Verschlechterung der Lichtbedingungen die Algenbiomasse schnell abnimmt, fällt auch im Längsprofil bei den größeren Wassertiefen die Algenbiomasse schnell auf kleine Werte ab. Ein Grund hierfür ist u. a. auch in der starken „Algen-Verlustrate“ durch Sedimentation (und evtl. Grazing) zu sehen. Die Abnahme der Biomasse in der Wasserphase führt in Verbindung mit der geringen mittleren Lichtintensität zu einer starken Erniedrigung der Sauerstoffkonzentration. Der Effekt wird noch wesentlich verstärkt durch den verringerten Austausch des Wasserkörpers mit der Atmosphäre infolge der größeren Wassertiefe. Da zudem die Verweilzeit des Wasserkörpers in diesem Gebiet relativ groß ist, spielen sich diese Vorgänge auf einer vergleichsweise kurzen Strecke ab. Im Vergleich zu den steuernden Prozessen „Primärproduktion“, „Austausch mit der Atmosphäre“ und „Zehrung durch Kohlenstoffabbau“ spielen die anderen Prozesse nur eine untergeordnete Rolle. Dabei zeigt sich, daß die Kohlenstoffzehrung überwiegend durch Mineralisierung von Algenbiomasse zustande kommt („Sekundärbelastung“).

Die absolute O_2 -Konzentration im Minimum wird wesentlich durch die (wetterabhängigen) O_2 -Anfangskonzentrationen am Wehr bestimmt, während die „Tiefe des O_2 -Tals“ durch die beteiligten Prozesse gesteuert wird.

Maßnahmen zur Beeinflussung der Sauerstoffsituation in der Elbe

Aus den Modellergebnissen kann geschlossen werden, daß die Sauerstoffsituation in der Elbe außer durch physikalisch-topographische Einflüsse im wesentlichen durch die Algenkonzentration oberhalb des Wehrs bestimmt wird. Maßnahmen zur Verbesserung der Sauerstoffsituation in der Unterelbe könnten deshalb vor allem durch eine Verringerung des Algenwachstums erfolgen. Dies erscheint vor allem durch Reduzierung des Phosphateintrags möglich, da das Algenwachstum in der Elbe bereits jetzt durch Phosphor limitiert wird, während bei den vorhandenen hohen Konzentrationen an anorganischem Stickstoff wesentlich größere Reduzierungen notwendig wären, um zu einer Limitierung zu kommen. Allerdings müssen für eine Phosphorreduzierung die aus den Sedimenten (Buhnenfelder) stammenden Phosphormengen mit in die Betrachtungen einbezogen werden.

6. Danksagung

Die Untersuchungen wurden zum Teil (H. HARMS u. R. MEYER-NEHLS) durch die Wirtschaftsbehörde – Amt für Strom- und Hafenausbau – und durch die Umweltbehörde – Amt für Gewässer- und Bodenschutz – der Freien und Hansestadt Hamburg unterstützt.

7. Schriftenverzeichnis

- ARGE ELBE: Wassergütedaten der Elbe von Schnackenburg bis zur See. Arbeitsgemeinschaft für die Reinhaltung der Elbe (Eigenverlag). ISSN 0931-2153, 1980-1994.
- BODERIE, P. M. A., ZWOLSMAN, J. J. G., VAN ECK, G. T. M. u. VAN DER WEIJDEN, C. H.: Nutrient biogeochemistry in the water column (N, P, Si) and pore water (N) of sandy sediment of the Scheldt Estuary (SW-Netherlands). *Neth. J. Aquat. Ecol.* 27: 309-318, 1993.
- BRUNHOEBER, S. I.: Verteilung und Stoffwechselaktivität nitrifizierender Bakterien in der Elbe bei Hamburg. Diplomarbeit, Universität Hamburg, 1990.
- CARDONI, J. J. u. STEFAN, H. G.: A model of light and temperature limited primary productivity in Lake Chicot. External memorandum M-177. St. Falls Hydraulic Laboratory, University of Minnesota Minneapolis, MN Anthony, 1982.
- CARMAN, K. R.: Stimulation of marine free-living and epibiotic bacterial activity by copepod excretions. *FEMS Microbiol. Ecol.* 14: 255-262, 1994.
- CHEN, C. W.: Concepts and utilities of ecological model, *ASCE, SED*, 96, SA-5: 1085, 1970.
- CHEN, C. W. u. ORLOB, G. T. in: Patten (ed.) *Systems analysis and simulation in ecology*, Vol. 3: 476-537, Acad. Press, New York, 1975.
- CHURCHILL, M. A., ELMORE, H. L. u. BUCKINGHAM, R. A.: The prediction of stream reaeration rates. *Int. J. Air and Water Poll.*, Vol. 6: 467-504, 1962.
- ESSER, W. u. MÜLLER, D.: Vergleichende Zusammenstellung häufig verwendeter Gewässergütemodelle in der Bundesrepublik Deutschland. *Korrespondenz Abwasser* 6: 670-77, 1987.
- FAST, Th.: Zur Dynamik und Primärproduktion des Phytoplanktons im Elbe-Ästuar. Dissertation, Univ. Hamburg, 1993.
- FEDERLE, T. W. u. VENTULLO, R. M.: Mineralization of surfactants by microbionics of submerged plant detritus. *Appl. Environ. Microbiol.* 56: 333-339, 1990.
- FLÜGGE, G.: Gewässerökologische Überwachung der Elbe- Sauerstoffmangel / Fischsterben / Schwermetalle / chlorierte Kohlenwasserstoffe- Analysen der Ursachen. *Abh. Naturw. Verein Bremen* 40: 217-232, 1985.
- FREIER, R. K.: *Aqueous solutions: data for inorganic and organic compounds*. Walter de Gruyter & Co., Berlin, 1977.
- GLIBERT, P. M. u. BRONK, D. A.: Release of dissolved organic nitrogen by marine diazotrophic cyanobacteria, *Trichodesmium* spp. *Appl. Environ. Microbiol.* 60: 3996-4000, 1994.
- GROSSART, H.-P. u. SIMON, M.: Limnetic macroscopic organic aggregates (lake snow): Occurrence, characteristics, and microbial dynamics in Lake Constance. *Limnol. Oceanogr.* 38: 532-546, 1993.
- HAMM, A.: Studie über Wirkungen und Qualitätsziele von Nährstoffen in Fließgewässern. Academia Verlag, Sankt Augustin, 1991.
- HARRIS, G. P.: Photosynthesis, productivity and growth: The physiological ecology of phytoplankton. *Arch. hydrobiol. Beih. Ergebn. Limnol.* H. 10, 1-171, 1978.
- HELDER, W. u. DE VRIES, R. T. P.: Estuarine nitrite maxima and nitrifying bacteria (Ems-Dollard estuary). *Neth. J. Sea Res.* 17: 1-18, 1983.
- HÖHENER, P. u. GÄCHTER, R.: Nitrogen cycling across the sediment-water interface in an eutrophic, artificially oxygenated lake. *Aquatic Sciences* 56: 115-132, 1994.
- HUMANN, K.: Stoffwechselaktivität verschiedener Bakteriengruppen in der Elbe bei Hamburg. Diplomarbeit, Univ. Hamburg, 1992.
- IMHOFF, K.: *Taschenbuch der Stadtentwässerung*. R Oldenbourg Verlag, München-Wien, 1966.
- JASSBY, A. D. u. PLATT, T.: Mathematical formulation of the relationship between photosynthesis and light for phytoplankton. *Limnol. Oceanogr.*, Vol. 21, 4: 540-547, 1976.
- JEWSON, D. H. u. Wood, R. B.: Some effects on integral photosynthesis of artificial circulation of phytoplankton through light gradients. *Verh. Internat. Limnol.* 19: 1037-1044, 1975.
- KERNER, M., KAPPENBERG, J., BROCKMANN, U. u. EDELKRAUT, F.: A case study on the O₂ budget in the freshwater part of the Elbe estuary: I. The effect of changes in the physico-chemical conditions on the oxygen consumption. *Archiv für Hydrobiologie/Suppl.* 110: 1-25, 1995.
- KIRCHMAN, D. u. MITCHELL, R.: Contribution of particle-bound bacteria to total microheterotrophic activity of five ponds and two marshes. *Appl. Environ. Microbiol.* 43: 200-209, 1982.

- KLAGES, D.: Potentials of oxygen consumption in the longitudinal profile of the river Elbe. In: Kerner, M. et al. (eds.): A case study on the O₂ budget in the freshwater part of the Elbe estuary. Archiv f. Hydrobiologie. Suppl. 110: (im Druck), 1995.
- KOLKOWITZ u. EHRlich, F.: Chemisch-biologische Untersuchungen der Elbe und Saale. Mitteilungen aus der Königl. Prüfungsanstalt für Wasserversorgung und Abwasserbeseitigung zu Berlin, H. 9, 1907.
- KOPF, W., PÖHLMANN, W. u. REIMANN, K.: Grundlagen der Eutrophierung von Fließgewässern. dargestellt am Beispiel von Main und Regnitz. Bericht d. Bayer. Landesanstalt f. Wasserforschung (Hrsg.) München, 1988.
- KOPF, W.: Some aspects of the underwater light climate of a regulated river. Z. Wasser-Abwasser-Forsch. 16: 168-172, 1983.
- MEYER-REIL, L.-A.: Benthic response to sedimentation events during autumn to spring at a shallow water station in the Western Kiel Bight. Mar. Biol. 77: 247-256, 1983.
- MONOD, J.: The growth of bacterial cultures. Ann. Rev. Microbiol., 3: 371-394, 1949.
- MÜLLER, A., KUNZE, B. u. GRABEMANN, I.: Water quality modelling: prediction of the transport of water constituents in the Weser Estuary (Germany). In 2nd Intern. Conference/WW Div. ASCE, Tampa, Florida, Nov. 13-15, 1991.
- MÜLLER, S.: Sauerstoffhaushalt in Fließgewässern. Schriftenreihe Wasserwirtschaftliche Rahmenplanung, Hrsg.: Bayerisches Landesamt für Umweltschutz, H. 1, 1975.
- NEHLS, R.: Die Populationsdichte freisuspendierter und schwebstoffgebundener Zellen proteolytischer Bakterien an verschiedenen Standorten. Diplomarbeit, Univ. Hamburg, 1990.
- OFFICER, C. B., BIGGS, R. B., TAFT, J. L., CRONIN, L. E., TYLER, M. A. u. BOYNTON, W. R.: Chesapeake Bay anoxia: Origin, development, and significance. Science 223: 22-27, 1984.
- OZTURK, Y. F.: Mathematical modelling of dissolved oxygen in mixed estuaries. ASCE, J. Environmental Engineering Division, 105, No. EE5. 883-904, 1979.
- PALUMBO, A. V., FERGUSON, R. L. u. RUBLEE, P. A.: Size of suspended bacterial cells and association of heterotrophic activity with size fractions of particles in estuarine and coastal waters. Appl. Environ. Microbiol. 48: 157-164, 1984.
- PÖHLMANN, W.: Zur Eutrophierung von Fließgewässern. Teil 2: Einfluß von Licht, Turbulenz, Gewässertiefe und Primärbelastung des Vorfluters auf das Wachstum von Phytoplankton (In situ Messungen). Z. Wasser-Abwasser-Forsch. 22: 196-202, 1989.
- PROWN, L. C. u. BARNWELL, JR., T. O.: The enhanced stream water quality models Qual2E and Qual2E. UNCAS: Documentation and user manual. EPA-600/3-87/007. U.S. Environmental Protection Agency, Athens, GA (s. a. Roesner et al.), 1987.
- ROESNER, L. A., GIGUERE, P. R. u. EVENSON, D. E.: Computer program documentation for stream quality modeling (Qual-II). U.S. Environmental Protection Agency, Athens, GA. EPA-600/9-81-014 Roesner, L. A., Giguere, P. R. and Evenson, D. E. (1981) Computer program documentation for stream quality modeling (Qual-II). U.S. Environmental Protection Agency, Athens, GA. EPA-600/9-81-014, 1981.
- SALOMONS, W., SCHWEDHELM, E., SCHOER, J. u. KNAUTH, H.-D.: Natural tracers to determine the origin of sediments in estuaries. In: Awaya, Y.; Kusuda, T. (Eds.): Coastal and estuarine pollution-proceedings of the specialised conference on coastal and estuarine pollution. Fukuoka: Department of Civil Engineering, Kyushu University, pp. 119-132, 1987.
- SCHROEDER, F., WILTSHIRE, K. H., KLAGES, D., MATHIEU, B. u. KNAUTH, H.-D.: Nitrogen and oxygen processes in sediments of the Elbe Estuary. Arch. f. Hydrobiol. (in publ.), 1995.
- SCHROEDER, F.: The oxygen minimum in the Elbe Estuary: Sensitivity due to different processes estimated by means of a simple water quality model., in Vorbereitung, 1996.
- STIGG, L. u. STUMM, W.: Aquatische Chemie - Eine Einführung in die Chemie wässriger Lösungen und natürlicher Gewässer. Verlag der Fachvereine Zürich, B. G. Teubner Verlag Stuttgart, Zürich, Stuttgart, 1994.
- SMITH, E. L.: Photosynthesis in relation to light and carbon dioxide. Proc. Nat. Acad. Sci., 22: 504-510, 1936.
- SMOL, J. P., BROWN, S. R. u. MCINTOSH, H. J.: A hypothetical relationship between differential algal sedimentation and diatom succession. Verh. Internat. Verein. Limnol. 22: 1361-1365, 1984.
- SOWITZKI, S. C.: Populationsdynamik nitrifizierender Bakterien in der Elbe bei Hamburg sowie serologische Spezifität ihrer antigenen Determinanten für die Zellzahlbestimmung mit der Immunofluoreszenz-Technik. Dissertation, Univ. Hamburg, 1992.

- STAL, L. J.: Cellular physiology and interactions of biofilm organisms, S. 269–289. In: W. G. Characklis und P. A. Wilderer (Hrsg.), Structure and function of biofilms. Wiley & Sons, Chichester, New York, Toronto, 1989.
- STREETER, H. W. u. PHELPS, E. B.: A study of the pollution and natural purification of the Ohio River. Public Health Bulletin 146, U.S. Public Health Service, Washington D. C., 1925.
- STUMM, W. u. MORGAN, J. J.: Aquatic chemistry – An introduction emphasizing chemical equilibria in natural waters. John Wiley & Sons, New York, 1981.
- TAFT, J. L., TAYLOR, W. R., HARTWIG, E. D. u. LOFTUS, R.: Seasonal oxygen depletion in Chesapeake Bay. *Estuaries* 3: 242–247, 1980.
- THOUVENIN, B., LE HIR, P. u. ROMANA, L. A.: Dissolved oxygen model in the Loire Estuary. In: DYER, K. R. & Orth, R. J. (eds): Changes in fluxes in estuaries. ECSA22/ERF Symposium, 1992.
- TIAN, R. C., HU, F. X. u. MARTIN, J. M.: Summer nutrient fronts in the Changjiang (Yantze River) estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 37: 27–41, 1993.
- UMWELTBEHÖRDE HAMBURG: Gewässergütebericht '84, Hamburger Umweltberichte 2/85, 1985.
- VOLK, R.: Studien über die Einwirkungen der Trockenperiode im Sommer 1904 auf die biologischen Verhältnisse der Elbe bei Hamburg. *Mitteilungen aus dem Naturhistorischen Museum XXIII*, 1906.
- WIETING, J.: Herkunft und Einfluß von sauerstoffzehrenden Substanzen aus der DDR auf die Wassergüte in der Unterelbe. *Wasser und Boden* 1: 14–18, 1988.
- WILTSHIRE, K. H.: Untersuchungen zum Einfluß des Mikrophytobenthos auf den Nährstoffaustausch zwischen Sediment und Wasser in der Tide-Elbe. Dissertation Univ. Hamburg; GKSS 92/E/47, 1992.
- WOLF, P.: Simulation des Sauerstoffhaushaltes in Fließgewässern, Kommissionsverlag R. Oldenbourg, München, 1974.