

# Analyse und Simulation von Vorlandveränderungen an der deutschen Nordseeküste

Von MANUELA OSTERTHUN, JUNWEN ZHU und HANS-WERNER PARTENSKY

## Zusammenfassung

Im BMFT-Forschungsprojekt „Vorlandbildung an Deichen und Sicherungsdämmen“ wurde in den Projektbereichen „Morphologische Analyse der Vorlandentwicklung“ und „Numerische Simulation vorlandformender Prozesse“ das Langzeitverhalten der Vorländer und des hohen Watts der deutschen Nordseeküste untersucht. Für die nach morphologischen Gesichtspunkten definierten Untersuchungsgebiete wurden aus Wattkarten Verteilungen relativer Niveaulächen ermittelt, die als mittleres Profil eines Untersuchungsgebietes zu einem Vermessungszeitpunkt betrachtet werden können.

Die wichtigsten im Rahmen der morphologischen Analyse entwickelten Verfahren zur Ermittlung von signifikanten Geländeparametern, Formenklassifizierungen, Akkumulations- und Erosionsverhalten und -raten aus den Niveaulächenverteilungen sowie einige charakteristische Ergebnisse werden an einem ausgewählten Untersuchungsgebiet vorgestellt. Die Verteilungen der relativen Niveaulächen dienen dabei gleichzeitig als Ausgangs- und Eichprofil für die numerische Simulation.

Als maßgebende Sedimenttransportgleichung für die Simulation wird die dreidimensionale Kontinuitätsgleichung des Schwebstofftransportes verwendet, die durch vereinfachende Annahmen auf die eindimensionale Form reduziert werden kann. Die Ansätze zur Lösung der Sedimenttransportgleichung (Schwebstoffgehalt, Sedimentations- und Erosionsverhalten, Tidewasserstände) sowie die angewandte numerische Methode werden vorgestellt und Simulationsergebnisse anhand eines Beispiels aufgezeigt.

## Summary

*The longterm behaviour of the salt marshes and foreshore areas of the German North Sea coast was investigated in the two research fields „Morphological Analysis of Foreshore Development“ and „Numerical Simulation of Foreshore-Forming Processes“ within the project „Foreshore Development in front of Dikes and Dams“ financed by the Ministry of Research and Technology (BMFT) of the Federal Republic of Germany. Salt-marsh investigation areas are defined after morphological aspects in charts prepared from different surveys. From these charts distributions of relative constant-level-areas are drawn, which could be considered as mean profiles of a foreshore area.*

*For the morphological analysis the most important methods to determine significant ground parameters, terrain classifications, trends and rates of sedimentation or erosion from the constant-level-area distributions are presented as well as some selected results of one investigation area. The constant-level-area distributions are also the basis- and calibration-profiles for the numerical simulation.*

*For the simulation of the sediment transport the three-dimensional equation for suspended load is relevant which could be reduced to a one-dimensional form by means of simplifying assumptions. Basic approaches to the solution of the sediment transport equation (suspended load content, sedimentary and erosional behaviour, tidal water levels) and the numerical method used are presented. Simulation-results of two investigation areas are shown as an example.*

## I n h a l t

1. Einleitung . . . . .	172
2. Morphologische Analyse der Vorlandentwicklung . . . . .	174
2.1 Definition der Untersuchungsgebiete . . . . .	174
2.2 Morphologische Eingangsdaten . . . . .	175
2.3 Datenaufnahmeverfahren . . . . .	177
2.4 Datenauswertung und Ergebnisse . . . . .	178
2.4.1 Allgemeines . . . . .	178
2.4.2 Profile horizontaler Sedimentationen . . . . .	178
2.4.3 Sedimentationssummenkurven . . . . .	179
2.4.4 Profile vertikaler Sedimentationen . . . . .	179
2.4.5 Vertikale Akkumulationsraten unter Berücksichtigung der MThw-Änderung . . . . .	184
2.4.6 Verteilungen normierter Niveauflächen . . . . .	187
2.5 Signifikante vertikale und horizontale Akkumulationsraten . . . . .	190
3. Numerische Simulation vorlandformender Prozesse . . . . .	190
3.1 Allgemeines . . . . .	190
3.2 Vorlandprofile und Systemdiskretisierung . . . . .	190
3.3 Sedimenttransport im Vorland . . . . .	191
3.3.1 Sedimenttransportgleichung . . . . .	191
3.3.2 Schwebstoffgehalt . . . . .	192
3.3.3 Sedimentations- und Erosionsverhalten . . . . .	193
3.3.3.1 Sedimentationsverhalten . . . . .	194
3.3.3.2 Erosionsverhalten . . . . .	194
3.3.3.2.1 Ansätze von MIGNIOT und TESSON . . . . .	195
3.3.3.2.2 Eigene Ansätze . . . . .	195
3.3.3.2.3 Erosionsrate . . . . .	197
3.4 Tideverhältnisse . . . . .	197
3.5 Numerische Methode . . . . .	197
3.5.1 Bestimmung der mittleren Strömungsgeschwindigkeit über dem Vorlandprofil . . . . .	197
3.5.2 Numerische Lösung der Transportgleichung . . . . .	198
3.5.3 Vertikale Veränderung im Vorland . . . . .	199
3.6 Ergebnisse der Simulation . . . . .	200
3.6.1 Nördlich des Dammes zur Hamburger Hallig . . . . .	201
3.6.2 Nördlich des Dammes nach Nordstrandischmoor . . . . .	202
3.7 Schlußbetrachtung . . . . .	208
4. Schriftenverzeichnis . . . . .	209

### 1. Einleitung

Aus der Sicht des Küsteningenieurs erstreckt sich das Vorland der deutschen Nordseeküste als höchster Teil des Wattenmeeres oberhalb des mittleren Tidehochwassers (MThw) bis zur im allgemeinen befestigten Küstenlinie (DIN 4047 [DNA, 1973]), so daß dieser dem Supralitoral zuzurechnende Bereich nur noch bei höheren als den mittleren Tidehochwasserständen überflutet wird (s. Abb. 1.1).

Aus biologischer Sicht ist das normalerweise begrünte Vorland nur ein Teil der ökologischen Einheit der Salzwiesen, deren tiefster Bereich, die Anedelzone, bereits bei MThw  $-0,25$  m beginnt und bis auf etwa MThw  $+0,50$  m hinaufreicht. Die Pflanzen der Salzwiesen unterliegen in Abhängigkeit von der Überflutungshäufigkeit der natürlichen Sukzession, so daß bei zunehmender Geländehöhe, d. h. abnehmender Überflutungshäufigkeit bzw. -dauer und damit sinkendem Bodensalzgehalt, die Anedelzone von der nächsthöheren Vegetationsgemeinschaft, deren Charakterpflanze der Schwingel ist, abgelöst wird. An die Schwingelzone, die bis auf etwa MThw  $+1$  m hinaufreicht, schließen sich Süßwiese und/oder Deich an.

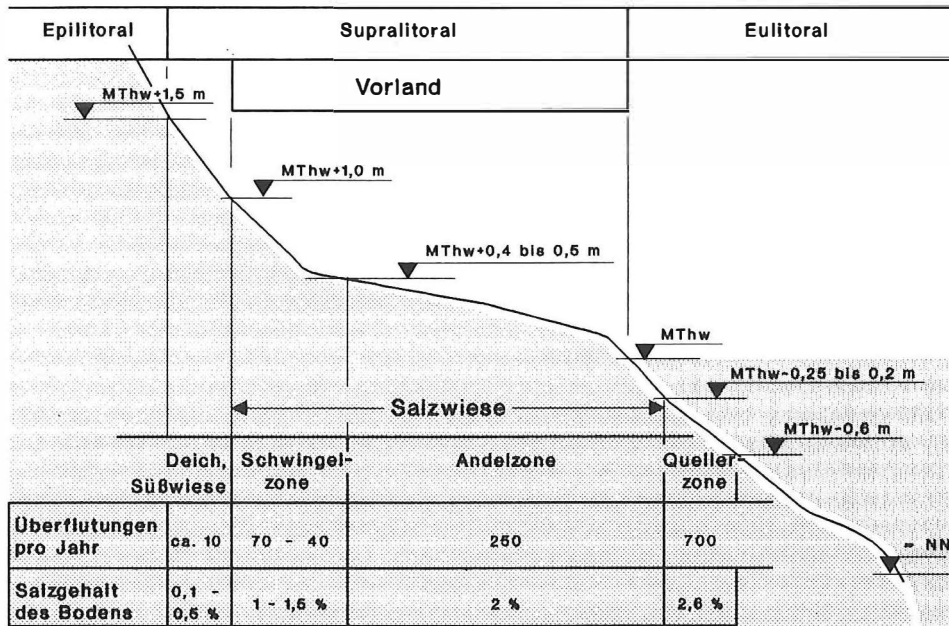


Abb. 1.1. Zonierung des Deichvorlandes (nach OSTERTHUN, 1988).

Ab etwa einer Höhe von MThw +1,50 m, wo annähernd keine Überflutungen mehr auftreten, beginnt das Epilitoral (s. Abb. 1.1).

Unterhalb der Salzwiesen, im Eulitoral, sind bis zu Wassertiefen von MThw - 0,60 m als erste Pionierpflanzen bereits der Queller und das kleine Schlickgras anzutreffen (s. Abb. 1.1).

Sowohl unter wasserbaulichen als auch unter ökologischen Aspekten kommt dem Vorland bzw. den Salzwiesen eine hohe Bedeutung zu:

- Das Vorland übernimmt eine wesentliche zusätzliche Schutzfunktion für den Seedeich, da aufgrund der gegenüber dem normalen Wattniveau verminderten Wassertiefe über dem Vorland eine Flächenbrandung erzeugt wird, die die Energie des Sturmflutseegangs umwandelt und eine Verringerung der Linienbrandung am Seedeich zur Folge hat.
- Salzwiesen stellen ein hohes Nahrungsangebot zur Verfügung und sind daher wichtige Biotope mit unterschiedlichster Nutzung u. a. für zahlreiche Vogelarten (Brut, Rast, Nahrung, Mauser, Überwinterung, -sommerung).

Unter diesen Gesichtspunkten stellt sich häufig die Frage nach der morphologischen Veränderung der Vorländer und dem Einfluß natürlicher und anthropogener Randbedingungen auf ihre (zukünftige) Entwicklung. Das Forschungsprojekt „Vorlandbildung an Deichen und Sicherungsdämmen“, das seit Ende 1987 vom BUNDESMINISTER FÜR FORSCHUNG UND TECHNOLOGIE gefördert und am FRANZIUS-INSTITUT der Universität Hannover unter der Leitung von Prof. Dr.-Ing. Dr. phys. PARTENSCKY bearbeitet wird, liefert einen Beitrag zur Beantwortung dieser Fragen. Dabei gliedert sich die Projektbearbeitung in zwei Themenbereiche:

- I. Morphologische Analyse der Vorlandentwicklung (bearbeitet von Dipl.-Ing. M. OSTERTHUN) (s. Abschnitt 2) und
- II. Numerische Simulation vorlandformender Prozesse (bearbeitet von Dipl.-Ing. J. ZHU) (s. Abschnitt 3).

## 2. Morphologische Analyse der Vorlandentwicklung

### 2.1 Definition der Untersuchungsgebiete

Für die Projektbearbeitung wurden geeignete Untersuchungsgebiete mit Hilfe des zur Verfügung stehenden Kartenmaterials ausgewählt. Dabei kann es sich sowohl um bereits längerfristig bestehende Vorländer als auch um im Aufbau befindliche Gebiete handeln. Liegt eine ausreichende Anzahl von Vermessungen für den ausgewählten Bereich vor, d. h. mindestens drei Vermessungsjahrgänge, werden die Untersuchungsgebiete definiert.

Als Grundlinie eines Untersuchungsgebietes (z-Koordinate, s. Abb. 2.1) ergibt sich je nach Örtlichkeit:

- ein Verbindungsdamm zu einer Insel,
- ein Seedeich (s. Abb. 2.1) oder
- eine Geestküste.

Die seitlichen Begrenzungen eines Gebietes werden so festgelegt, daß Störungen der Morphologie durch benachbarte Bereiche (z. B. Sielauslässe, Buhnen usw.) weitgehend ausgeschlossen werden. Die seitlichen Begrenzungen werden senkrecht zur Gebietsgrundlinie angeordnet, so daß eine konstante Breite [ $l = f(z)$ ] über die gesamte Gebietstiefe (x-Koordinate, s. Abb. 2.1) eingehalten wird.

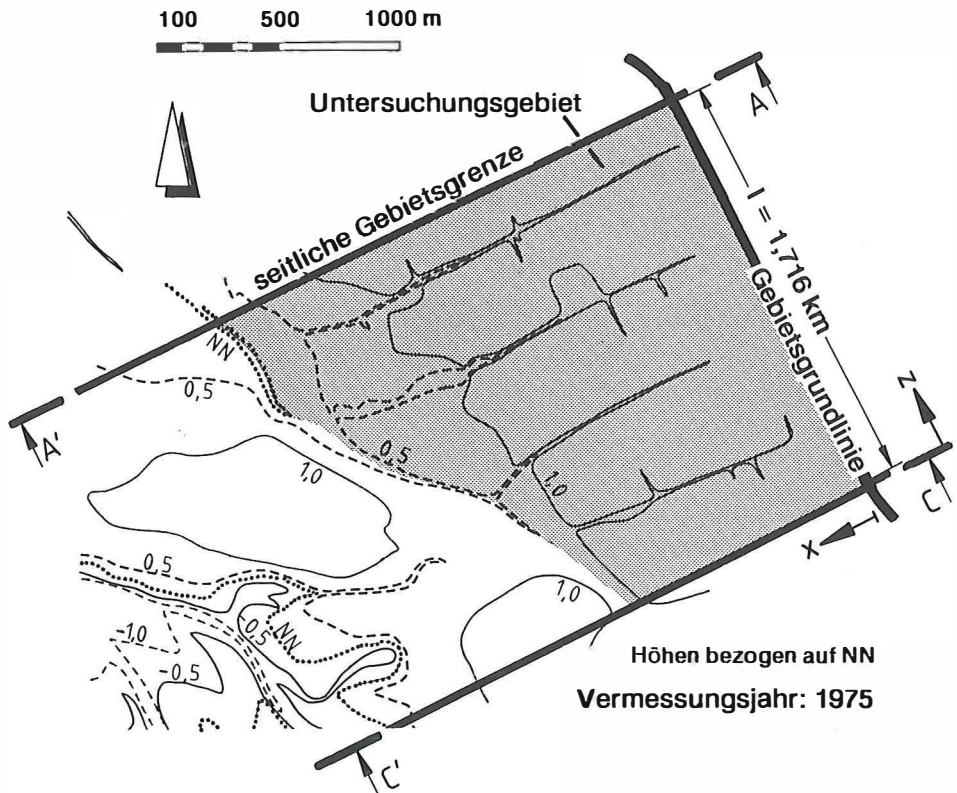


Abb. 2.1. Begrenzungen des Vorlanduntersuchungsgebietes GB 55 (Dieksand – Fischersiedlung), Vermessungsjahrgang 1975.

Da Vorlandbildung nicht erst bei Erreichen des MThw-Niveaus einsetzt, erstrecken sich die morphologischen Untersuchungen sowie die numerische Simulation auch auf den Bereich unterhalb der Vorlandgrenze, die durch das MThw-Niveau festgelegt ist. Als seeseitige Begrenzung wird entweder die NN-1,00 m-Linie gewählt oder, wenn oberhalb dieses Niveaus ein Priel das Gelände durchschneidet, dessen Talweg (s. Abb. 2.1) bzw. die Watthöhen-scheide zwischen zwei Prielausläufern.

Im Projektbereich „Morphologische Analyse der Vorlandentwicklung“ wurden bisher bearbeitet:

- 24 Untersuchungsgebiete an der nordfriesischen Küste,
- 6 Untersuchungsgebiete an der Dithmarscher Küste,
- 16 Untersuchungsgebiete an der Wurster Küste,
- 1 Untersuchungsgebiet an der Butjadinger Küste und
- 7 Untersuchungsgebiete an der ostfriesischen Küste.

## 2.2 Morphologische Eingangsdaten

Zur Beschreibung und Quantifizierung morphologischer Veränderungen im Küstennahbereich wird häufig die Methode der Profilvergleiche herangezogen. Die Betrachtung der zeitlichen Veränderung einzelner Profile gibt aber ein eher zufälliges Bild der Oberflächenveränderung in einem Gebiet. Dies wird an den in Abbildung 2.2 dargestellten ausgewählten Profilen A-A' und C-C' aus dem Untersuchungsgebiet GB 55 (Dieksand – Fischersiedlung) deutlich (für die Lage der Profile vgl. Abb. 2.1).

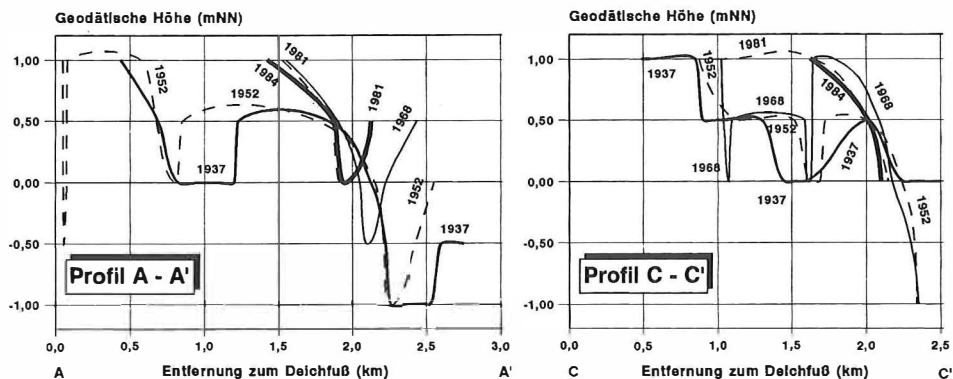


Abb. 2.2. Ausgewählte Profile im Vorlanduntersuchungsgebiet GB 55 (Dieksand – Fischersiedlung), Vermessungsjahre 1937, 1952, 1968, 1981, 1984.

Um die Aussagefähigkeit der Informationen über Veränderungen des Küstennahbereiches zu verbessern, besteht die Möglichkeit, das Profilraster zu verdichten. Bei unendlich kleinem Profilarabstand kann dann zu einer flächenhaften Betrachtung der Oberflächenveränderungen übergegangen werden. Um dies zu erreichen, werden aus den vorliegenden Vermessungen eines Gebietes die Verteilungen der absoluten Niveauflächen ( $\text{km}^2$ ) ermittelt, die die Aufsummierung der Flächenanteile der einzelnen Höhenstufen über die Gebietstiefe (x-Koordinate, s. Abb. 2.1) in einem Untersuchungsgebiet darstellen. Abbildung 2.3 zeigt als Beispiel u. a. die Verteilungen der absoluten Niveauflächen im Untersuchungsgebiet GB 55.

Ein Vergleich mit Abbildung 2.2 zeigt, daß auf der Grundlage der Verteilungen der absoluten Niveauflächen (s. Abb. 2.3) im Gegensatz zu den Profilvergleichen (s. Abb. 2.2) für das Gesamtgebiet eindeutige Aussagen z. B. über Höhenänderungen, mittlere Geländeneigungen, Materialgewinne oder -verluste sowie Verlagerungen der seeseitigen Vorlandgrenze innerhalb des Vermessungszeitraumes getroffen werden können.

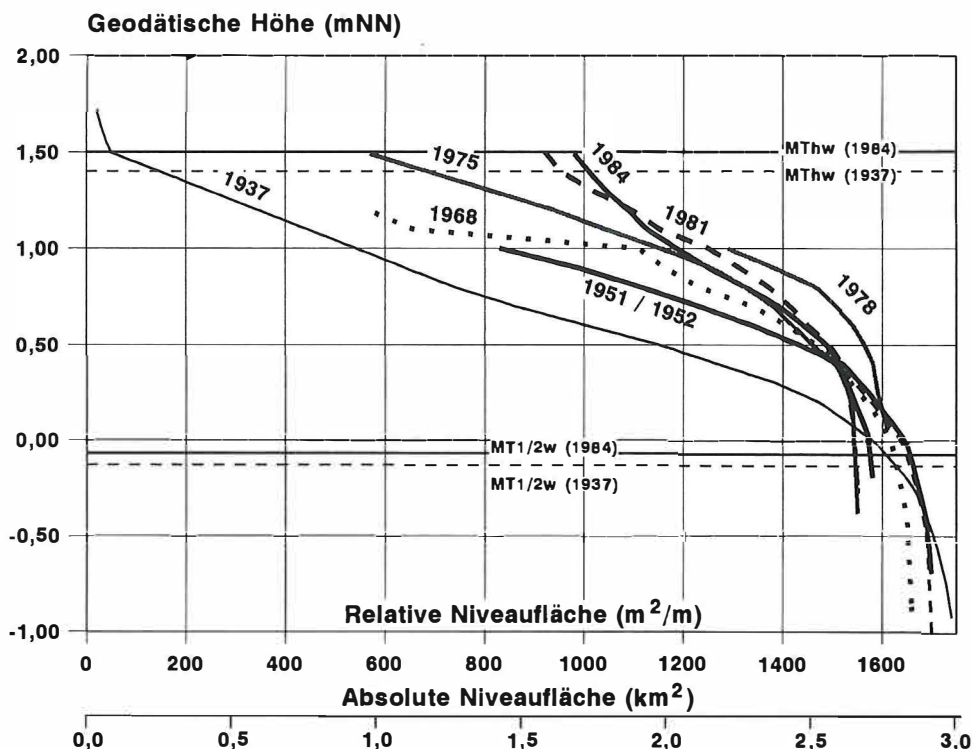


Abb. 2.3. Verteilungen der absoluten und relativen Niveauflächen im Untersuchungsgebiet GB 55 (Dieksand - Fischersiedlung) bezogen auf NN, Vermessungsjahrgänge 1937, 1951, 1952, 1968, 1975, 1978, 1981, 1984.

Die nach morphologischen Gesichtspunkten festgelegten Vorlanduntersuchungsgebiete entlang der deutschen Nordseeküste weisen unterschiedlichste Gebietsbreiten von  $l = 0,75$  km bis  $l = 5,39$  km und damit unterschiedlichste Flächen bei NN von  $A = 0,58$  km<sup>2</sup> bis  $A = 9,01$  km<sup>2</sup> auf, so daß es nicht möglich ist, die zeitliche Veränderung der Verteilungen der absoluten Niveauflächen verschiedener Untersuchungsgebiete miteinander zu vergleichen, um zu allgemeingültigen Gesetzmäßigkeiten der Vorlandentwicklung zu kommen. Daher wird für jede Verteilung der absoluten Niveauflächen der Bezug zu der jeweiligen Gebietsbreite bzw. Grundlinienlänge  $l$  hergestellt, so daß sich Verteilungen der relativen Niveauflächen in m<sup>2</sup>/m-Deichlänge ergeben (s. Abb. 2.4). Da diese weiterhin die flächenhafte Information des Untersuchungsgebietes enthalten, können sie als sein mittleres Profil betrachtet werden (OSTERTHUN u. PARTENSKY, 1991a).

Abbildung 2.3 zeigt neben den Verteilungen der absoluten Niveauflächen die Verteilungen der relativen Niveauflächen des Untersuchungsgebietes GB 55 für acht vorliegende Vermessungen.

Die für jeden Vermessungsjahrgang eines Gebietes erhaltenen Verteilungen der relativen Niveaulächen stellen die Ausgangsbasis zur Quantifizierung morphologischer Veränderungen und zur Ermittlung signifikanter Geländeparameter dar. Sie dienen gleichzeitig als Eingangs- und Eichungsprofile für den Projektbereich „Numerische Simulation vorlandformender Prozesse“ (s. Abschnitt 3).

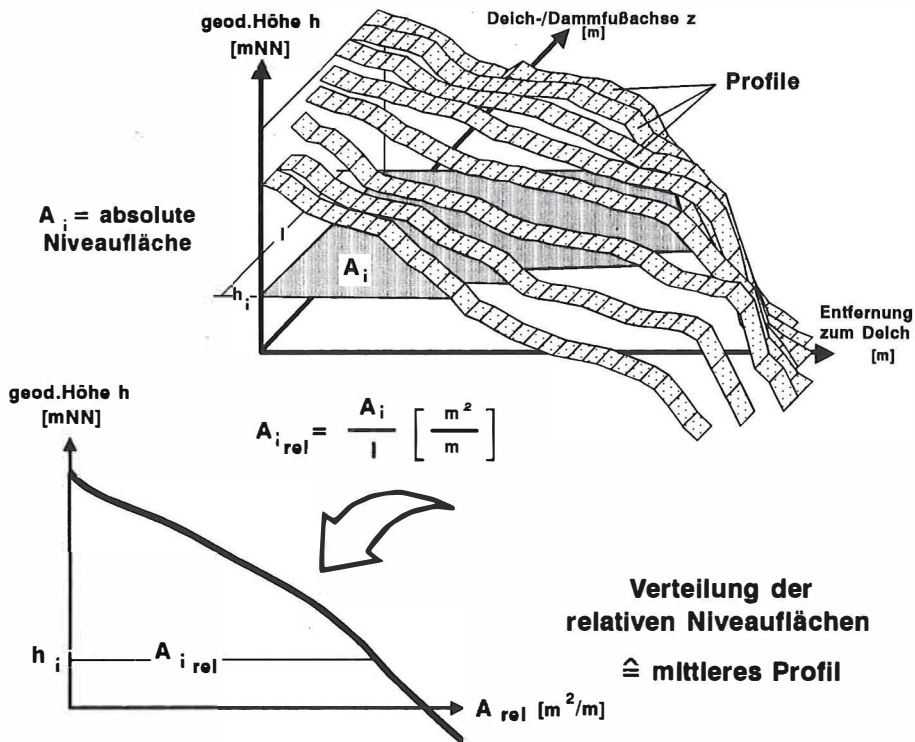


Abb. 2.4. Beziehung zwischen den Profilen und der Verteilung der relativen Niveaulächen in einem Untersuchungsgebiet (nach OSTERTHUN u. PARTENSKY, 1991b).

### 2.3 Datenaufnahmeverfahren

Je nach verfügbarem Kartenmaterial wurden für die Ermittlung der morphologischen Grunddaten Wattkarten M 1:5000, Wattgrundkarten M 1:10 000 sowie Küstenkarten M 1:25 000 verwendet.

Das Kartenmaterial wird mit Hilfe des Geländeinformationssystems PC-ARC/INFO der ESRI-GmbH digitalisiert, aufbereitet und in Form von geographischen Datensätzen für die weitere Auswertung und Simulation beiden Projektbereichen zur Verfügung gestellt (s. Abb. 2.5).

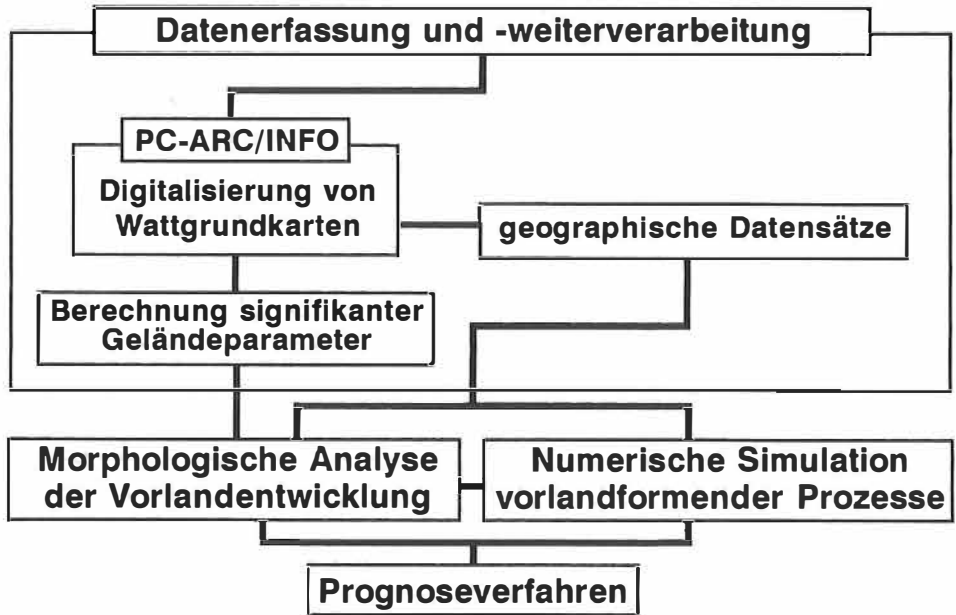


Abb. 2.5. Organisation der Projektbearbeitung (nach OSTERTHUN u. PARTENSKY, 1991a).

## 2.4 Datenauswertung und Ergebnisse

### 2.4.1 Allgemeines

Im Projektbereich „Morphologische Analyse der Vorlandentwicklung“ werden auf der Grundlage der Niveauflächenverteilungen Geländeänderungen, d.h. Materialverluste und -gewinne, Höhenänderungen und signifikante Geländeparameter bestimmt. In den folgenden Abschnitten 2.4.2 bis 2.4.6 sind die wichtigsten Verfahren und Ergebnisse dieses Projektbereiches zusammengestellt.

### 2.4.2 Profile horizontaler Sedimentationen

Profile horizontaler Sedimentationen geben die Größenänderung aller Niveauflächen über die Höhe und demzufolge die mittlere horizontale Verlagerung der Höhenlinien (in  $\text{m}^2/\text{m}$ ) senkrecht zur Gebietsgrundlinie ( $x$ -Richtung in Abb. 2.1) an. Sie sind direkt aus den Verteilungen der relativen Niveauflächen zu ermitteln. Aus den jährlichen Verlagerungsraten ergeben sich die Profile relativer horizontaler Sedimentationen [in  $\text{m}^2/(\text{m} \cdot \text{a})$ ] (s. Abb. 2.6a).

Der Vergleich ausgewählter Verlagerungsraten zeigt, daß die Verschiebungen in den einzelnen Vermessungszeiträumen und Höhenstufen stark schwanken. Im Untersuchungsgebiet GB 55 ergibt sich z.B. für die Höhenlinie +1 m NN von 1975 bis 1978 eine Vorverlagerungsrate von 44,8 m/a, von 1981 bis 1984 eine Rückverlagerungsrate von -21,7 m/a und eine resultierende Vorverlagerungsrate im Gesamtzeitraum von 1937 bis 1984 von 13,7 m/a (vgl. Abb. 2.6a). Im gleichen Zeitraum trat eine jährliche Vorverlagerung der Vorlandkante um 19,8 m/a ein (vgl. Abb. 2.6a).



An dem gezeigten Beispiel wird deutlich, daß der im Schrifttum genannte Mittelwert von 10 m/a für die Verlagerung der Vorlandgrenze (DIECKMANN, 1985; HEISER, 1933) nur als grober Anhaltswert angesehen werden darf. Vielmehr wechseln in allen Untersuchungsgebieten die jährlichen horizontalen Verschiebungsraten [ $m^2/(m \cdot a)$ ] zwischen Materialverlusten und -gewinnen (vgl. Abb. 2.6a). Bei Berücksichtigung des gesamten Vermessungszeitraumes zeigt sich, daß sowohl kurzzeitig große Rückverlagerungsraten (vgl. Abb. 2.6a 1978 bis 1981) als auch extreme Vorverlagerungen (vgl. Abb. 2.6a 1975 bis 1978) durch nachfolgende Verschiebungen ausgeglichen werden, so daß sich langfristig eine relativ gleichmäßige Entwicklung einstellt (vgl. Abb. 2.6a 1937 bis 1984). Ab etwa Tidehalbwasser setzt dabei i. a. eine über die Höhe kontinuierlich zunehmende positive Verschiebung, d. h. seewärtige Verlagerung, des hohen Watts ein.

Bei der Betrachtung der Summe der horizontalen Verlagerungen in einem Vermessungszeitraum, d. h. der absoluten horizontalen Verschiebungen ( $m^2/m$ ), wird deutlich, daß große Verschiebungsraten [ $(m^2)/(m \cdot a)$ ] in kurzen Zeiträumen auftreten, so daß die zugehörigen absoluten Veränderungen vergleichsweise klein bleiben (vgl. Abb. 2.6a und Abb. 2.6b). Daraus folgt, daß das Vorland und das hohe Watt zwar kurzfristig stark schwankenden Veränderungen unterliegen können, diese langfristig aber ausgeglichen werden, so daß sich ein kontinuierlicher Gesamtveränderungsprozeß einstellt (s. Abb. 2.6b).

### 2.4.3 Sedimentationssummenkurven

Die Integration der horizontalen Sedimentationsprofile zwischen MT1/2w und der höchsten Geländeinformation führt unter Bezug auf den Vermessungszeitraum zu Kurven relativer Sedimentationssummen oberhalb MT1/2w [ $in m^3/(m \cdot a)$ ] (s. Abb. 2.7a), auf deren Grundlage die jährlich umgesetzten Materialmengen in dem genannten Höhenbereich bestimmt werden können. Die daraus folgenden Kurven der absoluten Sedimentationssummen oberhalb MT1/2w ( $in m^3/m$ ) (s. Abb. 2.7b) stellen die Bilanz des während des Beobachtungszeitraumes zwischen MT1/2w und z. B. Deichfuß erodierten und sedimentierten Materials dar. Im Beispiel des Untersuchungsgebietes GB 55 ergeben sich zwischen 1937 und 1984 z. B.  $717,1 m^3/m$  bzw.  $1,23 \cdot 10^6 m^3$  (s. Abb. 2.7a und Abb. 2.7b).

Sowohl die relativen als auch die absoluten Sedimentationssummen zeigen für alle Untersuchungsgebiete zwischen MT1/2w und MThw einen stetigen Kurvenverlauf. Daraus folgt, daß Sprünge im Verlauf der horizontalen Sedimentationsprofile, wie sie im Beispielgebiet im Zeitraum 1951 bis 1952 zwischen 0,40 m NN und 0,70 m NN auftreten (vgl. Abb. 2.6a), insbesondere bei größeren Vermessungszeiträumen Ausnahmesecheinungen sind und durch die nachfolgende Entwicklung ausgeglichen werden.

### 2.4.4 Profile vertikaler Sedimentationen

Profile vertikaler Sedimentationen geben die Höhendifferenzen [ $in (cm)$ ] an einem Ort zwischen jeweils zwei Verteilungen der Niveauflächen eines Gebietes wieder (s. Abb. 2.8a) und erlauben Aussagen über Akkumulationen und Erosionen über die Tiefe, d. h. in x-Richtung (vgl. Abb. 2.1), des Untersuchungsgebietes im betrachteten Zeitraum. Wird für diese Profile der Bezug zur Länge des Vermessungszeitraumes hergestellt, ergeben sich Profile relativer vertikaler Sedimentationen [ $in (cm/a)$ ], die die Analyse der mittleren jährlichen Höhenänderungen innerhalb eines Beobachtungszeitraumes ermöglichen (s. Abb. 2.8b). Im

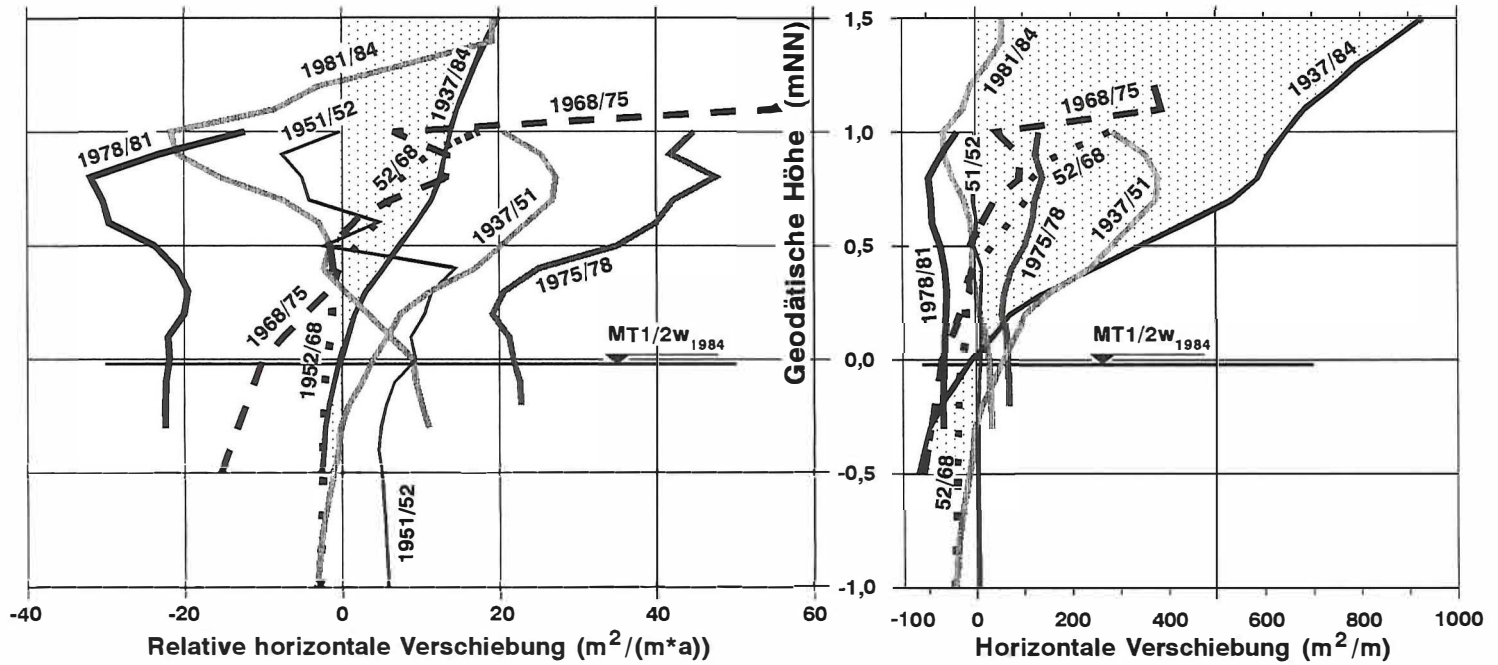


Abb. 2.6a. Profile relativer horizontaler Sedimentationen.

Abb. 2.6b. Profile absoluter horizontaler Sedimentationen.

Abb. 2.6. Profile horizontaler Sedimentationen im Untersuchungsgebiet GB 55  
(Gesamtzeitraum schraffiert).

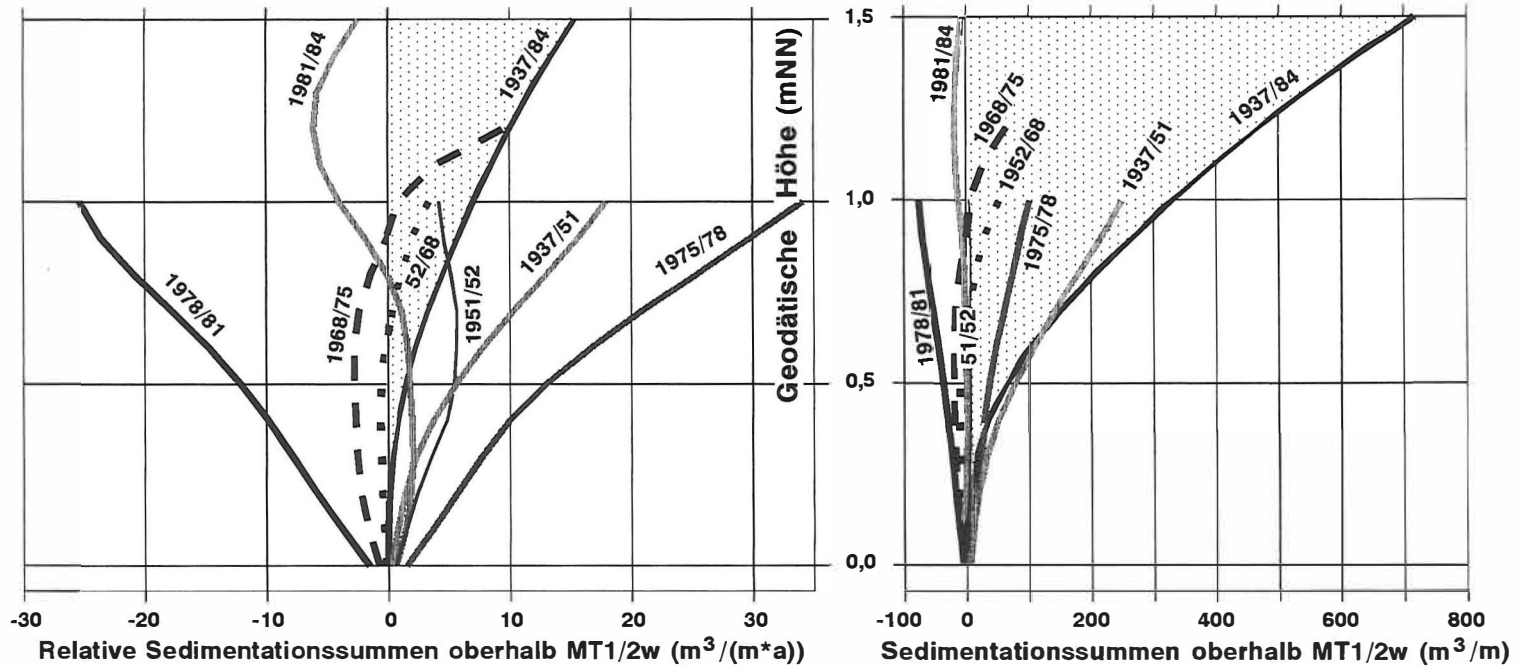


Abb. 2.7a. Relative Sedimentationssummen oberhalb MT1/2w.  
 Abb. 2.7b. Absolute Sedimentationssummen oberhalb MT1/2w.  
 Abb. 2.7. Sedimentationssummen oberhalb MT1/2w im Untersuchungsgebiet GB 55  
 (Gesamtzeitraum schraffiert).

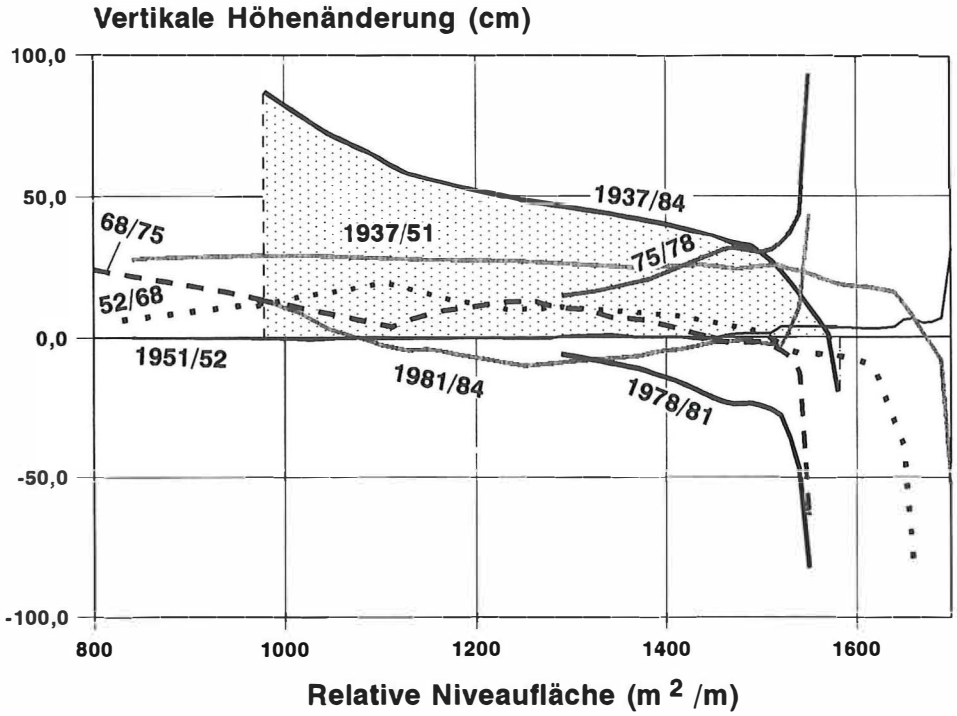


Abb. 2.8a. Profile absoluter vertikaler Sedimentationen im Untersuchungsgebiet GB 55 bezogen auf NN.

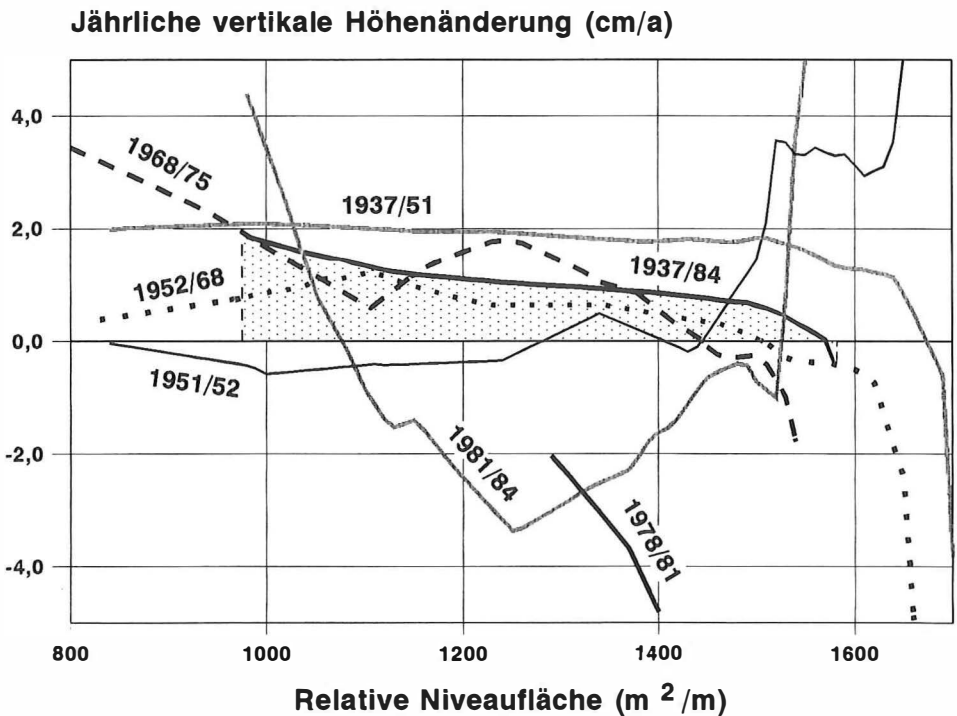


Abb. 2.8b. Profile relativer vertikaler Sedimentationen im Untersuchungsgebiet GB 55 bezogen auf NN.

Abb. 2.8. Profile vertikaler Sedimentationen im Untersuchungsgebiet GB 55 bezogen auf NN (Gesamtzeitraum schraffiert).

Untersuchungsgebiet GB 55 betrug z. B. die mittlere Höhenänderung von 1937 bis 1984 im Bereich zwischen 980 m und 1500 m vor dem Deichfuß 1,12 cm/a bzw. 52,7 cm.

Ähnlich den Profilen horizontaler Sedimentationen (s. Abschnitt 2.4.2) zeigen auch die Profile vertikaler Sedimentationen der verschiedenen Vermessungszeiträume ein sehr differentes Verhalten. Der Vergleich von Profilen aufeinanderfolgender Zeiträume zeigt, daß Akkumulationsmaxima im hohen Watt im nachfolgenden Vermessungszeitraum durch geringere Akkumulationsraten oder Erosionen („Fehlstellen“) ausgeglichen werden (vgl. Vermessungszeiträume 1968 bis 1975 und 1981 bis 1984 in Abb. 2.8) bzw. Akkumulationsminima durch verstärkte Sedimentationen, so daß sich langfristig Akkumulationsraten mit normalerweise stetiger Abnahme über die Untersuchungsgebietstiefe einstellen (vgl. Vermessungszeitraum 1937 bis 1984 in Abb. 2.8).

Zum einen folgt daraus, daß die Größe der Akkumulations- oder Erosionsraten von der vorhandenen Geländeneigung abhängig ist, und zum anderen, daß zwischen  $MT_{1/2w}$  und  $M_{Thw}$  in Abhängigkeit von der während des Entwicklungsprozesses erreichten Geländehöhe die im Untersuchungsgebiet für diese Höhe typische Geländeneigung langfristig erhalten bleibt. Steilere Neigungen oder Gefällewechsel werden durch nachfolgende Sedimentationen oder Erosionen ausgeglichen (vgl. z. B. Vermessungsjahrgang 1968 und 1975 in Abb. 2.3), so daß es zu einer quasi Parallelverschiebung des mittleren Geländeprofiles kommt. Die mittlere Geländeneigung liegt regional unterschiedlich i. a. zwischen etwa 1 : 600 und 1 : 1000.

Oberhalb des  $M_{Thw}$ -Niveaus, d. h. oberhalb der Vorlandgrenze, nehmen die Akkumulationen bedingt durch geringere Überflutungshäufigkeiten mit zunehmender Geländehöhe ab, so daß sich am Übergang vom Vorland zum hohen Watt ein Gefällewechsel ausbildet. Gleichzeitig überschreitet die landseitige Vorlandhöhe eine tidehubabhängige Grenzhöhe nicht, die für Tidehübe  $> 3,00$  m  $M_{Thw} + 0,54$  m beträgt (s. Abb. 2.9). Dies hat eine zunehmende Verflachung des mittleren Profils (Verteilung der relativen Niveauflächen) im eigentlichen Vorlandbereich zur Folge (s. Abb. 2.3).

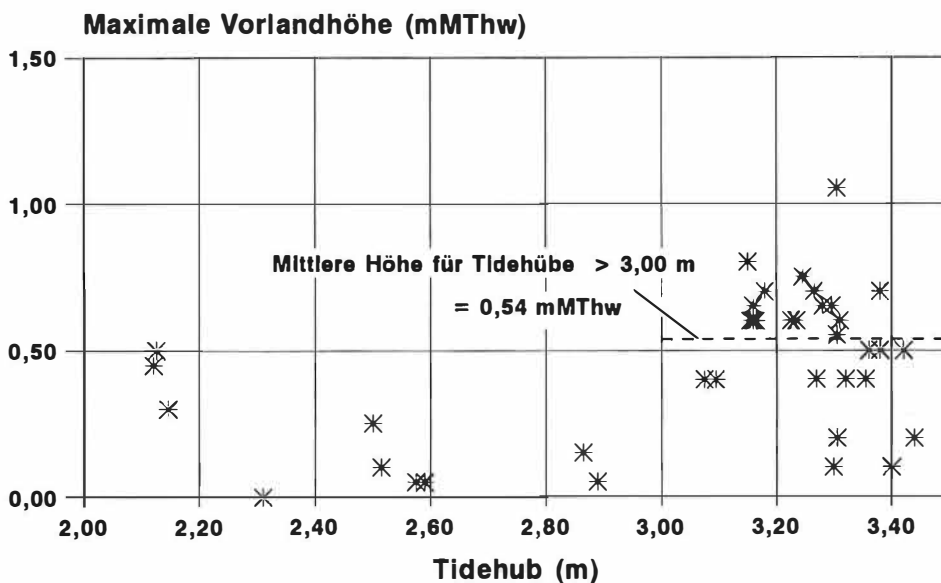


Abb. 2.9. Vorlandgrenzhöhe in Abhängigkeit vom Tidehub (nach OSTERTHUN u. PARTENSKY, 1991b).

#### 2.4.5 Vertikale Akkumulationsraten unter Berücksichtigung der MThw-Änderung

Die aus den auf die geodätische Höhe (in m NN) bezogenen Niveauflächenverteilungen ermittelten vertikalen Akkumulationen geben die geodätische Höhenänderung zwischen zwei Vermessungen eines Untersuchungsgebietes an. Daraus ist aber noch nicht abzuleiten, ob das Vorland und das hohe Watt in der Lage sind, den veränderten Tideverhältnissen (vgl. a. Abb. 2.10 und Tab. 2.1) insbesondere den steigenden Hochwasserständen zu folgen.

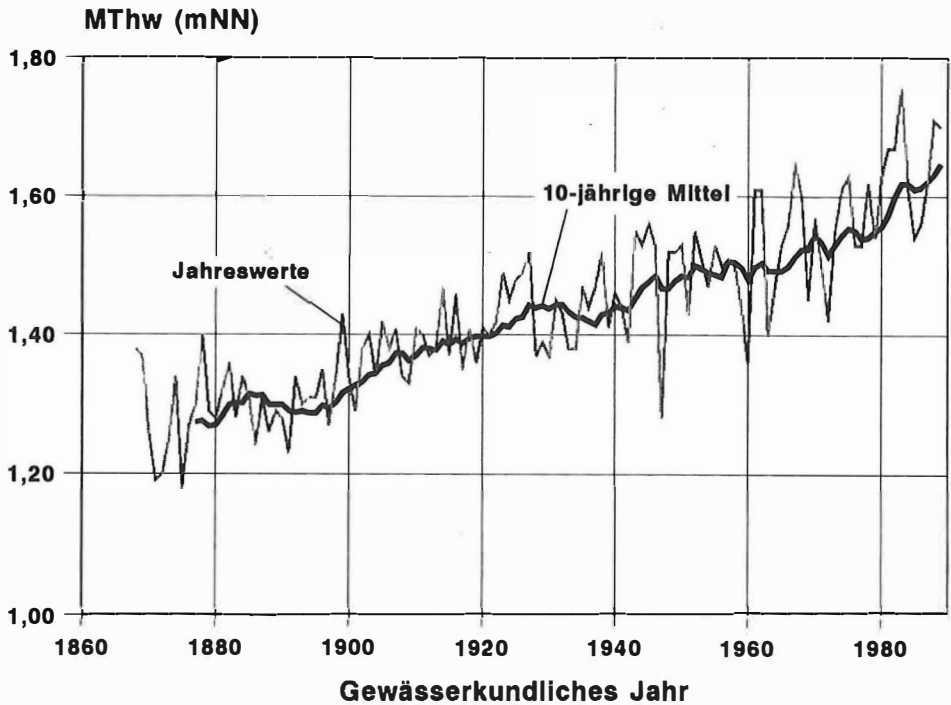


Abb. 2.10. MThw am Pegel Husum Jahreswerte und 10jährige Mittelwerte (nach OSTERTHUN u. PARTENSKY, 1991a).

Die für die Auswertungen herangezogenen Tidewasserstände werden aus den Jahresmittelwerten benachbarter Pegel ermittelt, die vom KFKI-Projekt „Wasserstandsentwicklung in der Deutschen Bucht“ zur Verfügung gestellt wurden. Da morphologische Entwicklungsstadien das Ergebnis längerfristiger Prozesse sind, werden für das jeweilige Vermessungsjahr die Wasserstandsmittelwerte der zurückliegenden 10 Jahre bestimmt (s. Abb. 2.10). Um die Wasserstandshöhendifferenzen im Untersuchungsgebiet zum Bezugspegel zu berücksichtigen, werden diese 10jährigen Mittelwerte nach den Auswertungen von SIEFERT u. LASSEN (1985) lokal beschickt (s. Tab. 2.1).

Um eingetretene Wasserstandsveränderungen berücksichtigen zu können, werden die Verteilungen der relativen Niveauflächen als

$$\text{Höhe (m NN)} = f [\text{Länge (m}^2/\text{m)}]$$

mit:

Tabelle 2.1. Zusammenstellung signifikanter Wasserstands- und morphologischer Daten des Untersuchungsgebietes GB 55 (Bezugspegel Husum)

Vermessungsjahr	MThw <sub>10</sub> (mNN)	MTnw <sub>10</sub> (mNN)	MThb <sub>10</sub> (m)	A <sub>t</sub> (km <sup>2</sup> )	X <sub>t m</sub> (m <sup>2</sup> /m)	A <sub>MThw t</sub> (10 <sup>5</sup> m <sup>2</sup> )	X <sub>MThw t</sub> (m <sup>2</sup> /m)
1937	1,40	-1,66	3,06	2,99	1744,4	2,5	145,9
1951	1,46	-1,56	3,02	2,92	1700,0		
1952	1,48	-1,54	3,02	2,93	1705,9		
1968	1,50	-1,63	3,13	2,85	1660,6		
1975	1,52	-1,65	3,17	2,66	1550,6	9,6	558,0
1978	1,52	-1,68	3,20	2,78	1617,3		
1981	1,55	-1,67	3,22	2,66	1550,0	15,8	919,2
1984	1,60	-1,64	3,24	2,73	1588,6	16,8	976,5

lokale Beschickung des Bezugspegels Husum (nach SIEFERT u. LASSEN, 1985):

$$\Delta h_{MThw} = -0,02 \text{ m}$$

$$\Delta h_{MTnw} = +0,20 \text{ m}$$

A<sub>t</sub> = Gebietsgrundfläche zwischen Deichfuß und -1,00 mNN oder Talweg eines Prieles im Vermessungsjahr t

X<sub>t m</sub> = mittlere Gebietstiefe zwischen Deichfuß und -1,00 mNN oder Talweg eines Prieles im Vermessungsjahr t

A<sub>MThw t</sub> = Vorlandfläche zwischen Deichfuß und MThw im Vermessungsjahr t

X<sub>MThw t</sub> = Vorlandtiefe zwischen Deichfuß und MThw im Vermessungsjahr t

Höhe (m NN) = aus dem Kartenmaterial ermittelte Geländehöhe in (m NN)

Länge (m<sup>2</sup>/m) = Niveaufläche/Gebietsgrundlinienlänge in (m<sup>2</sup>)/(m)

eines Untersuchungsgebietes auf das jeweils zugehörige 10jährige übergreifende Mittel der MThw bezogen, so daß sich die transformierten Verteilungen der relativen Niveauflächen (s. Abb. 2.11) ergeben zu

$$\text{Höhe (m MThw}_{10}) = f [\text{Länge (m}^2/\text{m)}]$$

mit:

$$\text{Höhe (m MThw}_{10}) = \text{Höhe (m NN)} - 10\text{jähriges MThw des Vermessungsjahres (m NN)}.$$

Mit diesem geänderten Bezugssystem ist eine Verminderung der Akkumulationen bzw. eine Zunahme der Erosionen verbunden (s. Abb. 2.12). Im Beispielgebiet GB 55 vermindert sich die mittlere Akkumulationsrate für den Zeitraum 1937 bis 1984 von 1,12 cm/a auf 0,69 cm/a (vgl. Abb. 2.8b und Abb. 2.12) bzw. von 52,7 cm auf 36,7 cm.

Es zeigt sich, daß Untersuchungsgebiete, die nach konventionellen Vermessungsauswertungen leicht positive Höhenveränderungen aufweisen, unter Berücksichtigung der veränderten MThw gerade noch den Wasserständen folgen können oder sogar in die Verlustzone geraten. Selbst klassische Anwachgebiete wie z.B. die Vorländer entlang des Damms zur Hamburger Hallig zeigen auf der Grundlage der transformierten Verteilungen der relativen Niveauflächen deutlich geringere Akkumulationsraten (s. OSTERTHUN u. PARTENSKY, 1991a; OSTERTHUN u. PARTENSKY, 1991b). Eine Zusammenstellung der lokal unterschiedlichen Entwicklungstendenzen ist z.Zt. noch in Vorbereitung (OSTERTHUN, 1993).

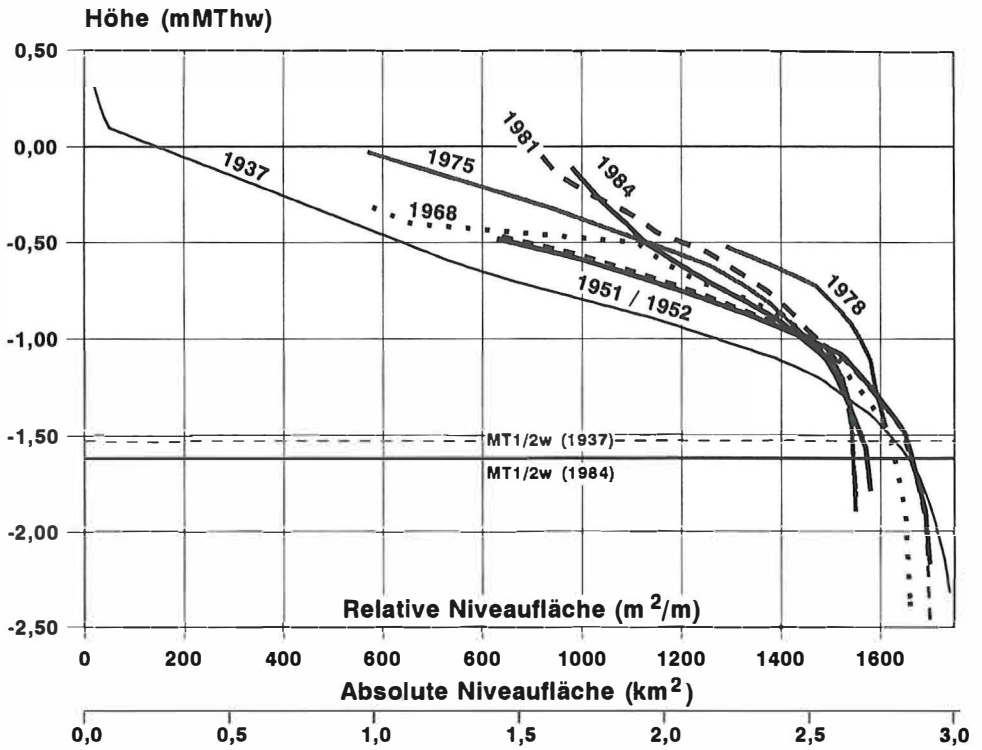


Abb. 2.11. Verteilungen der relativen Niveaulächen im Untersuchungsgebiet GB 55 bezogen auf MThw<sub>10</sub>.

**Relative vertikale Höhenänderung (cm/a)**

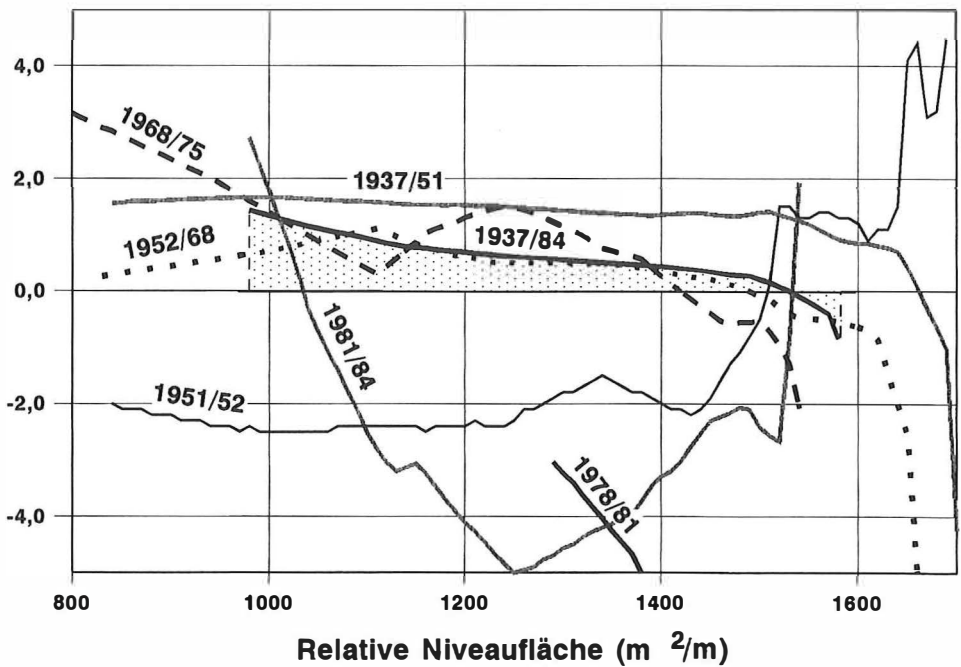


Abb. 2.12. Profile relativer vertikaler Sedimentationen im Untersuchungsgebiet GB 55 bezogen auf MThw<sub>10</sub> (Gesamtzeitraum schraffiert).



### 2.4.6 Verteilungen normierter Niveauflächen

Um Gebiete unterschiedlicher Geländeneigung und -ausdehnung vergleichen und klassifizieren zu können, werden die transformierten Verteilungen der relativen Niveauflächen (s. Abschnitt 2.4.5) auf das Wasservolumen oberhalb MT1/2w bezogen, wobei gilt:

$$A_{\text{norm}i} = \frac{A_i - A_{\text{MT1/2w}}}{A_{\text{MThw}} - A_{\text{MT1/2w}}} \quad (-) \quad (2.1)$$

mit:

$A_i$  (m<sup>2</sup>/m) = Verteilung der relativen Niveauflächen der Höhe  $h_i$  (m MThw),  
 $A_{\text{MT1/2w}}$  (m<sup>2</sup>/m) = Verteilung der relativen Niveauflächen der Höhe MT1/2w (m MThw),  
 $A_{\text{MThw}}$  (m<sup>2</sup>/m) = Verteilung der relativen Niveauflächen der Höhe MThw (m MThw).

Dabei gilt:

$A_{\text{norm}}(\text{MThw}) = 1$ ,  
 $A_{\text{norm}}(\text{MT1/2w}) = 0$ .

Da die Untersuchungsgebiete vom Low Mesotidal- über den High Mesotidal- bis zum Low Macrotidal-Bereich (s. Tab. 2.2) festgelegt wurden, ist es erforderlich, auch eine Normierung über die Höhe vorzunehmen, d. h., die Geländehöhe (m MThw) wird auf den Tidehub (m) bezogen

$$h_{\text{norm}i} = \frac{h_i}{h_{\text{MThw}} - h_{\text{MTnw}}} \quad (-) \quad (2.2)$$

mit:

$h_i$  (m MThw) = zur relativen Niveaufläche  $A_i$  (m<sup>2</sup>/m) zugehörige Geländehöhe,  
 $h_{\text{MThw}}$  (m MThw) = transformierte MThw-Höhe = 0 m MThw  
 $h_{\text{MTnw}}$  (m MThw) = transformierte MTnw-Höhe = - | MThb |

Dabei gilt:

$h_{\text{norm}}(\text{MThw}) = 0$   
 $h_{\text{norm}}(\text{MT1/2w}) = -0,5$

Mit diesen in Abbildung 2.13 schematisch dargestellten Verteilungen der zweifach normierten Niveauflächen ist es möglich, eine generelle Formunterscheidung des hohen Watts oberhalb MT1/2w vorzunehmen.

Tabelle 2.2. Einteilung der Gezeitenformen nach HAYES (1979), angepaßt für das Wattenmeer der Nordsee nach DIECKMANN (1985)

Gezeitenform nach HAYES angepaßt nach DIECKMANN	Tidehub (m)
Microtidal	0,00 bis 1,00
Low Mesotidal	1,00 bis 2,00
High Mesotidal	2,00 bis 3,00
Low Macrotidal	3,00 bis 5,00
Macrotidal	> 5,00

Es lassen sich dabei vier Haupttypen (1 bis 4) festlegen, die unabhängig vom Tidehub auftreten, sowie ein zusätzlicher Typ 5, der nur als Entwicklungsstufe vorkommt (vgl. Tab. 2.3):

– Formtyp 1, der im Tidehubbereich 2,30 m bis 3,30 m auftritt, ist der häufigste und stabilste

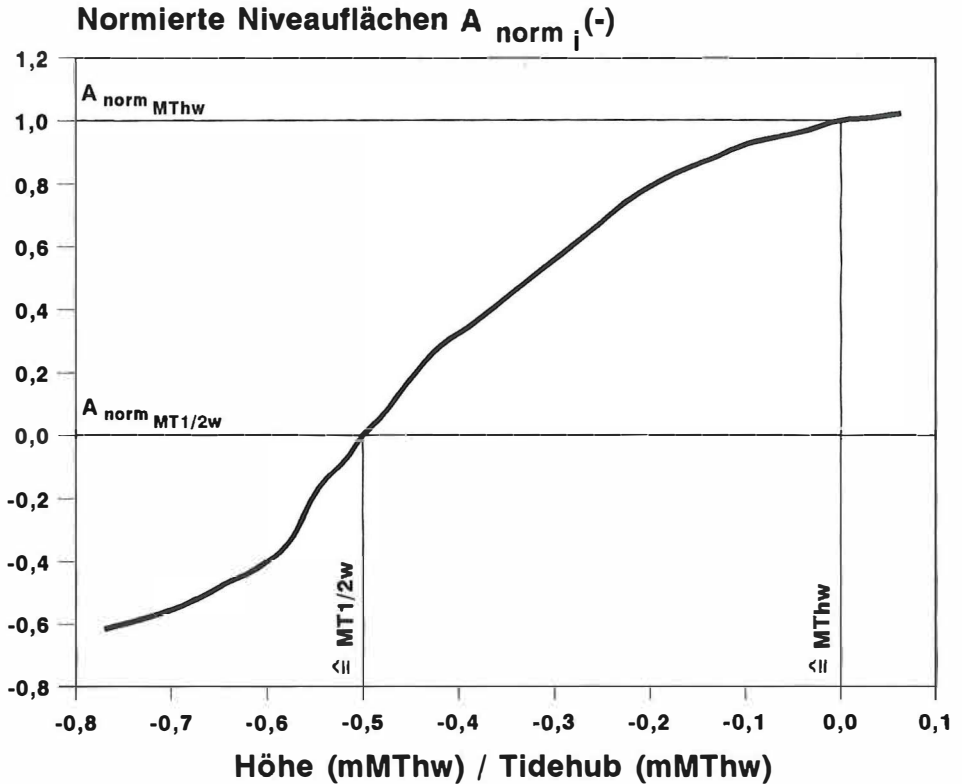


Abb. 2.13. Verteilung zweifach normierter Niveaulflächen (schematisch)  
(nach OSTERTHUN u. PARTENSKY, 1991b).

Formtyp des hohen Watts. Er zeichnet sich durch über die Untersuchungsgebietstiefe gleichmäßige Akkumulationsraten aus;

- Formtyp 2, der im Tidehubbereich 2,13 m bis 3,40 m vorkommt, aber nur im unteren High Mesotidal-Bereich (vgl. Tab. 2.2) stabil ist und gleichmäßige Akkumulationsraten aufweist;
- Formtyp 3, der nur selten im unteren Low Macrotidal-Bereich (vgl. Tab. 2.2) zwischen 3,15 m und 3,30 m Tidehub anzutreffen ist, unregelmäßige Akkumulationsraten zeigt und selten eine stabile Geländeform ist;
- Formtyp 4, bei Tidehüben von 2,80 m bis 3,55 m vorkommend (oberes High Mesotidal bis unteres Low Macrotidal [vgl. Tab. 2.2]), ist in den meisten Fällen nur eine Zwischenstufe in der Entwicklung und weist daher vorwiegend unregelmäßige Akkumulationsraten über die Untersuchungsgebietstiefe auf, die letztendlich zu Profilveränderungen führen;
- Formtyp 5 ist die seltenste Geländeform in einem Tidehubbereich von 3,40 m. Er ist durch stark wechselnde Akkumulationen und Erosionen gekennzeichnet und tritt ausschließlich als Zwischenstufe in der Entwicklung auf.

Zum Zeitpunkt der ersten vorliegenden Vermessung (1937) muß das Beispielgebiet GB 55 dem instabilen Formtyp 5 zugerechnet werden, der zwischen 1951 und 1981 durch den etwas stabileren Formtyp 3 abgelöst wurde. Bis 1984 hat sich das Gebiet wieder zum Formtyp 5 hin entwickelt, so daß hier zukünftig mit umfangreicheren Änderungen im Sedimentationsverhalten zu rechnen ist (s. Abb. 2.14).

Tabelle 2.3. Klassifizierung des hohen Watts oberhalb  $MT \frac{1}{2}w$  (nach OSTERHUN u. PARTENSKY, 1991b)

Typ	Form	Tidehub (m)		Akkumulationsraten bzw. -verlauf zwischen MThw und $MT \frac{1}{2}w$	Stabilität
		min	max		
1		2,30	3,30	im landnahen Bereich überwiegend gleichmäßig und positiv	stabilster und häufigster Formtyp
2		2,13	3,40	unregelmäßig, nur bei kleinem Tidehub gleichmäßig	im unteren high mesotidal-Bereich stabil
3		3,15	3,30	unregelmäßig, teilweise sehr hoch, bereichsweise wechselnd	nicht sehr stabil
4		2,80	3,55	unregelmäßig über die Vorlandtiefe	häufig nur Zwischenstadium in der Entwicklung, selten stabil
5		3,40		stark wechselnd zwischen Erosionen und Akkumulationen	tritt nur als Zwischenstadium in der Entwicklung auf

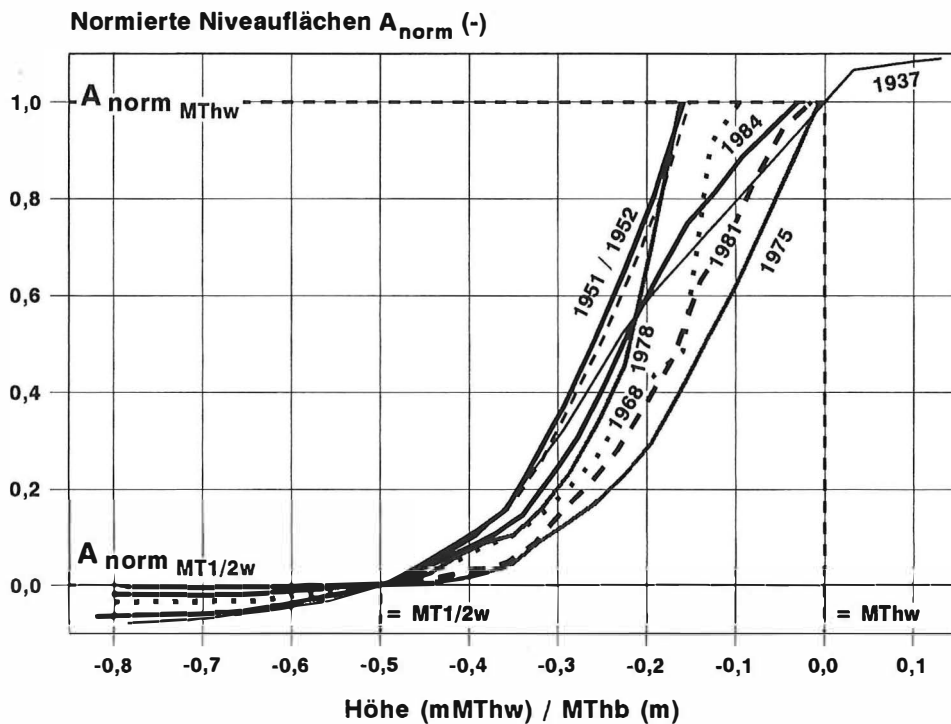


Abb. 2.14. Verteilungen der zweifach normierten Niveaulächen des Untersuchungsgebietes GB 55.

## 2.5 Signifikante vertikale und horizontale Akkumulationsraten

Die Größe der mittleren vertikalen Höhenänderung ist von verschiedensten Randbedingungen abhängig (z. B. Ausgangshöhe, Länge des betrachteten Zeitraumes, geographische Lage, küstenparallele Strömungen, Geländeneigung usw.), so daß keine allgemeingültigen vertikalen Anwachsdaten für hohes Watt und Vorland in der Deutschen Bucht anzugeben sind. In kurzen Beobachtungszeiträumen können maximale Akkumulationsraten von bis zu 20 cm/a erreicht werden, die durch spätere Erosionen teilweise aufgezehrt werden, so daß langfristig in Gebieten mit günstigem Anwachsverhalten mittlere vertikale Akkumulationsraten von bis zu 1,50 cm/a erreicht werden (z. B. Damm zur Hamburger Hallig, Damm nach Nordstrand, vor Sönke-Nissen-Koog). In Gebieten mit durchschnittlichem Anwachsverhalten werden im langfristigen Mittel Höhenänderungen von 0,30 cm/a bis 1,00 cm/a erreicht (z. B. Damm nach Nordstrandischmoor, Damm Oland-Langeneß, westlich Langlütjen I [Butjadingen], vor Neßmersiel). Bei geringeren jährlichen Höhenänderungen (z. B. Wurster Küste, Südseite Hindenburgdamm) werden die durch steigende Tidehochwasserstände (Pegel Husum z. B. 0,33 cm/a von 1877 bis 1989 [vgl. Abb. 2.10]) verursachten relativen Höhenverluste durch Nachwachsen des hohen Watts nicht mehr ausreichend ausgeglichen.

Lahnungsbaumaßnahmen im Bereich zwischen etwa MThw  $-0,50$  m und MThw wirken als Beschleuniger bzw. Initiator für Vorland(neu)bildung, wobei in diesem Höhenbereich spontane, große seewärtige Verlagerungen von bis zu maximal 50 m/a erreicht werden können, die sich später verlangsamen, durch Grüpparbeiten jedoch wesentlich gefördert werden können. Im langjährigen Mittel schwanken die seewärtigen Verlagerungsraten des Höhenbereiches um das Niveau MThw  $-0,50$  m gebietsabhängig zwischen 5 m/a und 20 m/a.

## 3. Numerische Simulation vorlandformender Prozesse

### 3.1 Allgemeines

Ziel des Projektbereiches II „Numerische Simulation vorlandformender Prozesse“ des Forschungsprojektes „Vorlandbildung an Deichen und Sicherungsdämmen“, der seit 1989 bearbeitet wird, war die Entwicklung eines mathematischen Modells, das es ermöglicht, die morphologischen Vorgänge und Veränderungen im für den Küsten- bzw. Naturschutz bedeutenden Vorland zu beschreiben sowie, nach entsprechender Eichung des mathematischen Modells, die zu erwartenden Umlagerungen im Vorlandbereich zu prognostizieren.

Die morphologische Entwicklung im Vorlandbereich ist überwiegend eine Folge des Sediment- bzw. Schwebstofftransportes durch die Tidebewegung. Die hydrodynamischen und sedimentologischen Vorgänge und ihre Interaktionen sind dabei jedoch sehr komplex. Wegen des begrenzten Umfangs können in diesem Beitrag nur die Grundzüge des numerischen Modells vorgestellt und das Sedimentationsverhalten der Schwebstoffe sowie das Erosionsverhalten der kohäsiven Schlicke kurz erläutert werden. Abschließend werden die Simulationsergebnisse an Beispielen aufgezeigt.

### 3.2 Vorlandprofile und Systemdiskretisierung

Die Verteilungen der relativen Niveauflächen eines Vorlandabschnitts aus den Kartenauswertungen des Projektbereichs I „Morphologische Analyse der Vorlandentwicklung“

(s. Abschnitt 2 und OSTERTHUN und PARTENSKY, 1991a) können als mittlere Vorlandprofile angesehen werden und dienen als Ausgangs- und Eichprofile.

Das jeweilige Vorlandprofil wird dabei nach der Finite-Elemente-Methode (FEM) diskretisiert (s. Abb. 3.1). Dabei liegt die  $x$ -Richtung senkrecht zur Küstenlinie mit einem konstanten Elementabstand  $\delta x$ . Die  $z$ -Achse ist als geodätische Höhe in [m NN] definiert. Der Nullpunkt der  $x$ -Achse liegt am Deichfuß und der letzte Knotenpunkt  $n_x$  am seeseitigen Eingangsquerschnitt (ZHU, 1992).

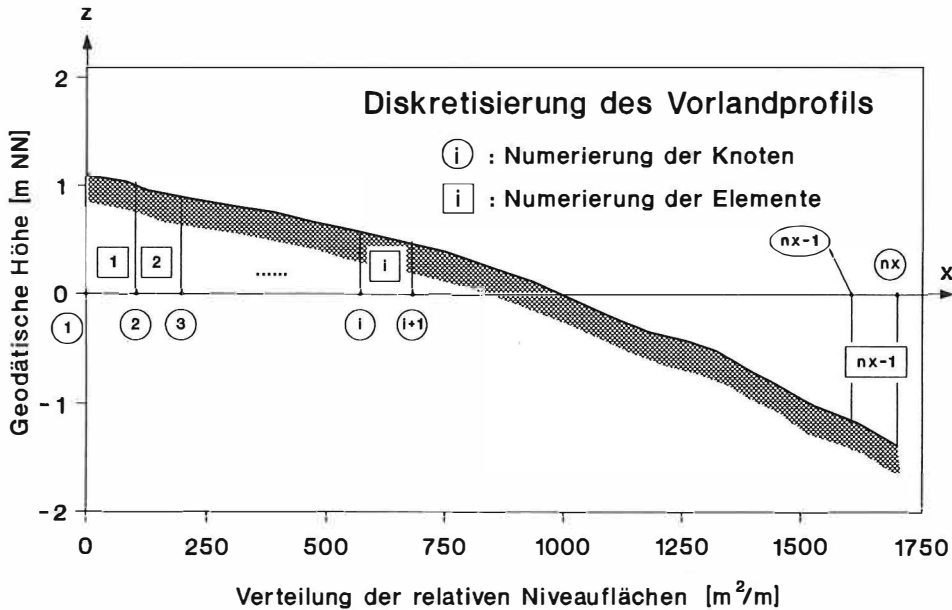


Abb. 3.1. Diskretisierung des Vorlandprofils (ZHU u. PARTENSKY, 1991).

### 3.3 Sedimenttransport im Vorland

Der Sedimenttransport im Vorlandbereich ist überwiegend ein Schwebstofftransport (WOHLENBERG, 1954). Die Schwebstofffracht aus dem Meer wird während der Flutphase in den Vorlandbereich gebracht, wobei sich in Abhängigkeit von den Strömungsverhältnissen Schwebstoffe im Vorland absetzen oder auch Bodenfeststoffe erodiert werden (Resuspendierung). Nicht alle im Lauf einer Tide abgesetzten Schwebstoffe verbleiben dabei im Vorlandbereich. Ein beträchtlicher Anteil derselben wird vielmehr innerhalb eines Tideablaufes resuspendiert und durch den Ebbestrom in den Seebereich zurückgeführt.

#### 3.3.1 Sedimenttransportgleichung

Die Grundgleichung für den Schwebstofftransport im mathematischen Modell ergibt sich aus der Massenbilanzbetrachtung. Sie lautet in allgemeiner, dreidimensionaler Form (TESSON und FRITSCH, 1988):

$$\underbrace{\frac{\partial C}{\partial t}}_{\text{Ände-}} + \underbrace{U \frac{\partial C}{\partial x} + V \frac{\partial C}{\partial y} + W \frac{\partial C}{\partial z}}_{\text{konvektiver Transport}} = \underbrace{\frac{\partial}{\partial x} \left( D_x \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( D_y \frac{\partial C}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( D_z \frac{\partial C}{\partial z} \right)}_{\text{diffusiver Transport}} + \underbrace{S}_{\text{Quell- und Sinkterm}} \quad (3.1)$$

Darin bedeuten:

C	: Suspensionskonzentration	in [g/l]
U, V, W	: Geschwindigkeitskomponenten in der x-, y- und z-Richtung	in [cm/s]
$D_x, D_y, D_z$	: Diffusionskoeffizienten in der x-, y- und z-Richtung	
S	: Sink- bzw. Quellterm	in [kg/(s · m <sup>3</sup> )]

Der zu simulierende Vorlandbereich ist im mittleren Vorlandprofil (die relative Verteilung der Niveaulächen) zusammengefaßt, so daß die Transportgleichung (3.1) auf eine zweidimensionale (x, z-Ebene) Form reduziert werden kann:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + U \frac{\partial C}{\partial x} + W \frac{\partial C}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left( D_x \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( D_z \frac{\partial C}{\partial z} \right) + S \quad (3.2)$$

Da das Gefälle der Schwebstoffkonzentration in x-Richtung vernachlässigbar klein gegenüber der z-Richtung ist, kann die Transportgleichung (3.2) weiter vereinfacht werden zu:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + U \frac{\partial C}{\partial x} + W \frac{\partial C}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left( D_z \frac{\partial C}{\partial z} \right) + S \quad (3.3)$$

Da es Aufgabe der numerischen Simulation ist, die Sedimenttransportprozesse innerhalb des gesamten Wasserkörpers über dem Vorland und hohen Watt zu simulieren, erscheint es zulässig, die Suspensionskonzentration C und die Strömungsgeschwindigkeit U zu über die Tiefe gemittelten Werten zusammenzufassen, so daß die Transportgleichung schließlich vereinfacht in die eindimensionale Form übergeht:

$$\frac{\partial C_m(x, t)}{\partial t} + U_m(x, t) \frac{\partial C_m(x, t)}{\partial x} = S(x, t) \quad (3.4)$$

### 3.3.2 Schwebstoffgehalt

Der mittlere Schwebstoffgehalt  $C_m(x, t)$  und dessen Veränderungen während eines Tideablaufes sind auf dem jeweils zu untersuchenden Vorlandbereich unbekannt und könnten nur durch umfangreiche Naturmessungen bestimmt werden. Für die zeitliche Veränderung der mittleren Schwebstoffkonzentration während der Flutstromphase wurde deshalb am seeseitigen Eingangsquerschnitt vereinfachend ein sinusförmiger Verlauf der mittleren Schwebstoffkonzentration mit einem konstanten maximalen Wert  $C_{\max}$  angenommen (s. Abb. 3.2). Letzterer hängt vom Tidehub sowie von den örtlichen Randbedingungen ab und kann erst während der numerischen Simulation iterativ bestimmt werden.

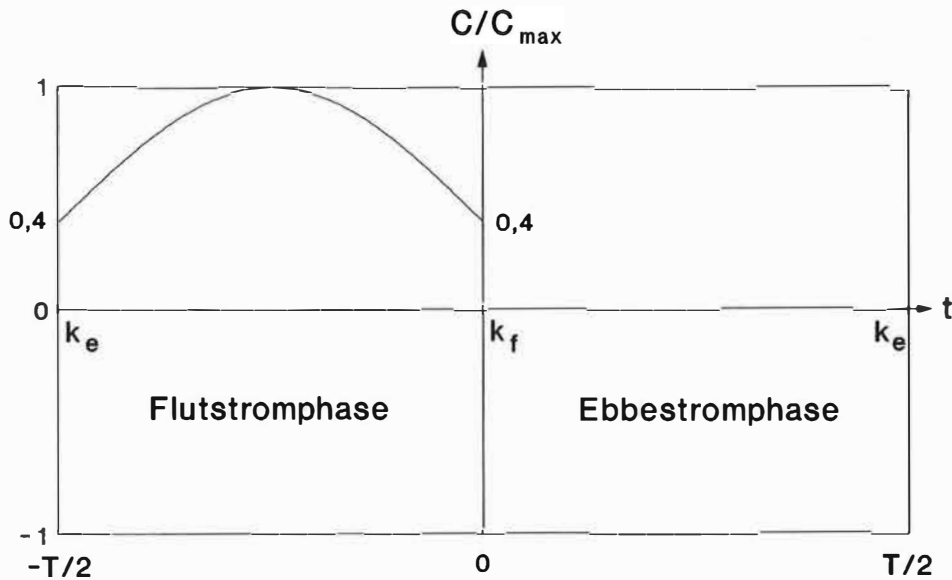


Abb. 3.2. Angenommener zeitlicher Verlauf der Schwebstoffkonzentration.

### 3.3.3 Sedimentations- und Erosionsverhalten

Der Sink- und Quellterm  $S$  der Sedimenttransportgleichung beschreibt, wieviel Sediment innerhalb des Zeitschritts  $\delta t$  auf der Strecke  $\delta x$  abgelagert bzw. erodiert wird. Dabei gilt:

$$S = -Q_d + Q_e \quad (3.5)$$

mit  $Q_d$  : Ablagerungsrate in  $[\text{kg}/(\text{s} \cdot \text{m}^3)]$   
 $Q_e$  : Erosionsrate in  $[\text{kg}/(\text{s} \cdot \text{m}^3)]$

Maßgebend für den Absetz- bzw. Erosionsvorgang an der Sohle ist die Schubspannung  $\tau_o$  an der Vorlandoberfläche infolge der Tideströmung. In der Regel wurde jedoch nicht die Schubspannung  $\tau_o$ , sondern die Schubspannungsgeschwindigkeit  $U_*$  in den nachfolgenden Berechnungen verwendet. Die Schubspannungsgeschwindigkeit  $U_*$  ist dabei wie folgt definiert:

$$U_* = \sqrt{\tau_o / \rho} \quad (3.6)$$

mit  $U_*$  : Schubspannungsgeschwindigkeit in  $[\text{cm}/\text{s}]$   
 $\tau_o$  : Schubspannung in  $[\text{dyn}/\text{cm}^2]$   
 $\rho$  : Dichte der Flüssigkeit in  $[\text{g}/\text{cm}^3]$

Unter der Voraussetzung einer turbulenten Strömung mit hydraulisch glatter Sohle gilt für die Beziehung zwischen der Schubspannungsgeschwindigkeit  $U_*$  und der mittleren Strömungsgeschwindigkeit  $U_m$  der folgende Ansatz (ZANKE, 1982):

$$U_m = 2,5 \cdot U_* \cdot \ln 3,32 \frac{U_* \cdot h}{\nu} \quad (3.7)$$

mit $U_m$ : mittlere Strömungsgeschwindigkeit	in [cm/s]
$U_s$ : Schubspannungsgeschwindigkeit	in [cm/s]
$h$ : Wassertiefe	in [cm]
$\nu$ : kinematische Zähigkeit	in [cm <sup>2</sup> /s]

### 3.3.3.1 Sedimentationsverhalten

KRONE (1962) hat aus seinen Untersuchungen die Abhängigkeit der Depositionsrate  $Q_d$  von der Schubspannungsgeschwindigkeit  $U_s$ , dem Schwebstoffgehalt  $C$  und der Absinkgeschwindigkeit  $W_s$ , der in Suspension befindlichen Schwebstoffe wie folgt ermittelt, wobei  $U_s < U_{s,d}$ :

$$Q_d = \left[ 1 - \left( \frac{U_s}{U_{s,d}} \right)^2 \right] \cdot W_s \cdot C_m \cdot \delta_x \cdot \delta t \quad (3.8)$$

mit $Q_d$ : Ablagerungsrate in einem Element innerhalb des Zeitabschnittes $\delta t$	
$U_{s,d}$ : kritische Schubspannungsgeschwindigkeit	in [cm/s]
$C_m$ : Schwebstoffgehalt	in [g/l]
$\delta_x$ : Wegschritt, für die numerische Simulation gewählt zu 50 m	
$\delta t$ : Zeitschritt, für die numerische Simulation gewählt zu 40 s	
$W_s$ : Absinkgeschwindigkeit	in [cm/s]

Die Absinkgeschwindigkeit  $W_s$  hängt ihrerseits vom Schwebstoffgehalt  $C$  ab, wobei gilt:

$$W_s = 0,01 \cdot C^{4/3} \quad [\text{cm/s}] \quad \text{für} \quad C \leq 10,0 \quad [\text{g/l}] \quad (3.9)$$

Nach KRONE (1962) ergibt sich die kritische Schubspannungsgeschwindigkeit  $U_{s,d}$  für die Sedimentation zu:

$$U_{s,d} = \sqrt{0,60} \quad [\text{cm/s}] \quad \text{für} \quad C_m \leq 0,30 \quad [\text{g/l}] \quad (3.10a)$$

$$U_{s,d} = \sqrt{0,78} \quad [\text{cm/s}] \quad \text{für} \quad 0,30 < C_m \leq 10,0 \quad [\text{g/l}] \quad (3.10b)$$

### 3.3.3.2 Erosionsverhalten

Eine mathematische Erfassung des Erosionsverhaltens des bindigen Bodens ist außerordentlich schwierig, da sie von einer Reihe von Faktoren abhängig ist, deren Einfluß und deren Zusammenwirken noch nicht völlig geklärt ist. Nach PARTHENIADES (1962) ergibt sich mit ( $U_s > U_{s,e}$ ) die Erosionsrate  $Q_e$  zu:

$$Q_e = M \cdot \left[ \left( \frac{U_s}{U_{s,e}} \right)^2 - 1 \right] \cdot \delta_x \cdot \delta t \quad (3.11)$$

Demnach ist die Erosionsrate  $Q_e$  abhängig von:

- der Schubspannungsgeschwindigkeit  $U_s$ ,
- der kritischen Schubspannungsgeschwindigkeit  $U_{s,e}$  für den Erosionsvorgang am Boden und
- der Erosionskonstante  $M$ .

Die kritische Schubspannungsgeschwindigkeit  $U_{s,e}$  und der Erosionsbeiwert  $M$  hängen von den folgenden Einflußgrößen und Randbedingungen ab (NICHOLS, 1984):

- Bodenwassergehalt,
- Bodenstruktur,



- Bodendichte (Bodenfeststoffgehalt),
- Bodenvorgeschichte,
- Temperatur, CEC (cation exchange capacity),
- SAR (sodium adsorption ratio),
- organischer Gehalt, Flora, Fauna usw.

Vereinfachend wird in der numerischen Simulation nur der Bodenfeststoffgehalt  $C_b$  berücksichtigt, der von der Trocken- und Konsolidierungsdauer  $t$  abhängig ist.

### 3.3.3.2.1 Ansätze von MIGNIOT und TESSON

TESSON (1985) hat auf der Grundlage der Untersuchungsdaten von MIGNIOT (1981) mit Schlick aus dem Loire-Ästuar mit einem Anfangsfeststoffgehalt von 100 g/l die folgenden empirischen Ansätze für den Bodenfeststoffgehalt ermittelt:

$$C_b = 136,2 \cdot \lg(t + 5,42) \text{ [g/l] für } 0 \leq t \leq 24 \text{ [h]} \quad (3.12a)$$

mit  $t$  = Trocken- bzw. Konsolidierungsdauer in [h]

$$C_b = 200 + 70 \cdot \lg(t) \text{ [g/l] für } t > 24 \text{ [h]} \quad (3.12b)$$

mit  $t$  = Trocken- bzw. Konsolidierungsdauer in [d]

Ausgehend von den Untersuchungsergebnissen von MIGNIOT (1981), hat TESSON (1984) für das Loire-Ästuar die Abhängigkeit der kritischen Schubspannungsgeschwindigkeit  $U_{*c}$  vom Bodenfeststoffgehalt  $C_b$  wie folgt bestimmt:

$$U_{*c} = 3,2 \cdot 10^{-3} \cdot C_b^{1,175} \text{ [cm/s] für } C_b \leq 240 \text{ [g/l]} \quad (3.13a)$$

$$U_{*c} = 5,06 \cdot 10^{-6} \cdot C_b^{2,35} \text{ [cm/s] für } C_b > 240 \text{ [g/l]} \quad (3.13b)$$

### 3.3.3.2.2 Eigene Ansätze

Da die Ansätze von MIGNIOT und TESSON nicht direkt auf die Verhältnisse an der deutschen Nordseeküste übertragbar sind, war es erforderlich, eigene Ansätze für die Simulation zu entwickeln. Dabei wurden anhand der vorhandenen Vorlandeichprofile iterativ neue empirische Ansätze für den Bodenfeststoffgehalt im nordfriesischen Wattenmeer bestimmt (ZHU u. PARTENSKY, 1991). Die empirisch bestimmten Kenngrößen in den Ansätzen sind dabei von Ort zu Ort unterschiedlich. Für eine Reihe von Vorlandgebieten des nordfriesischen Wattenmeeres wurden die folgenden Beziehungen ermittelt (ZHU, 1992):

$$C_b = 20 + t \text{ [g/l] für } 0 \leq t \leq 6 \text{ [h]} \quad (3.14a)$$

$$C_b = 436,4 - 161,1 \cdot t + 20,99 \cdot t^2 - 0,785 \cdot t^3 \text{ [g/l] für } 6 < t \leq 12 \text{ [h]} \quad (3.14b)$$

Für den Zeitraum 12 h bis 24 h konnte der Ansatz von MIGNIOT und TESSON übernommen werden [vgl. Gl. (3.12a)]:

$$C_b = 136,2 \cdot \lg(t + 5,42) \text{ [g/l] für } 12 < t \leq 24 \text{ [h]} \quad (3.14c)$$

$$C_b = 175,9 + 0,042 \cdot t^2 \text{ [g/l] für } t > 24 \text{ [h]} \quad (3.14d)$$

Da der Pflanzenbewuchs, der die Erosionsstabilität des Bodens heraufsetzt, bei MThw

–0,60 m beginnt (Quellerzone) und die Andelzone bei  $M_{Thw} - 0,20$  m anfängt (OSTERTHUN, 1988), wird der Bodenfeststoffgehalt in der Quellerzone bzw. in der Andelzone mit jeweils einem konstanten Wert, der sich aus iterativen Berechnungen ergab, wie folgt angesetzt:

$$C_b = 120 \text{ [g/l]} \quad \text{für } z \geq M_{Thw} - 0,13 \cdot Th_b \text{ [m NN]} \\ \text{und für } C_b \leq 120 \text{ [g/l]} \quad (3.15a)$$

$$C_b = 200 \text{ [g/l]} \quad \text{für } z \geq M_{Thw} - 0,20 \text{ [m NN]} \\ \text{und für } C_b \leq 200 \text{ [g/l]} \quad (3.15b)$$

mit  $Th_b$ : mittlerer Tidehub in [m]

Abbildung 3.3 zeigt die Beziehung zwischen dem Bodenfeststoffgehalt und der Trocken- bzw. Konsolidierungsdauer, wie sie bei der numerischen Simulation für einige Vorlandgebiete des nordfriesischen Wattenmeeres unter anderem für das Untersuchungsgebiet nördlich des Damms zur Hamburger Hallig verwendet wurde.

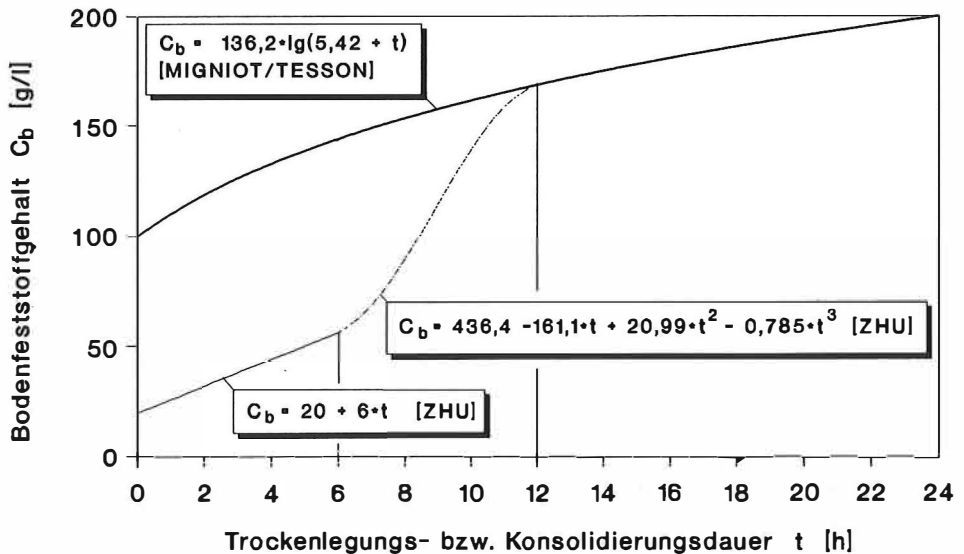


Abb. 3.3. Beziehung zwischen dem Bodenfeststoffgehalt  $C_b$  und der Trockenlegungs- bzw. Konsolidierungsdauer  $t$  (Beispiel: Vorlandgebiet nördlich des Damms zur Hamburger Hallig).

Der Bodenfeststoffgehalt  $C_b$  steigt mit zunehmender Bodentiefe. Bei der Simulation wird angenommen, daß die Trocken- und Konsolidierungsdauer  $t$  über die Tiefe des Bodens zunimmt und der Bodenfeststoffgehalt für die obere Schicht zunächst 100 g/l beträgt. Näherungsweise wird angesetzt, daß pro Millimeter Bodenschicht  $t$  um eine Tideperiode (= 12,42 h) ansteigt. Dadurch kann eine maßgebende Erosionsmenge  $\delta Q_e$  bestimmt werden. Wird die obere Bodenschicht (=  $\delta Q_e$ ) erodiert, so ist die Trocken- und Konsolidierungsdauer  $t$  des nunmehr anstehenden Bodens um 12,42 h größer, verbunden mit einem entsprechend höheren Bodenfeststoffgehalt  $C_b$  (ZHU u. PARTENSKY, 1991).

Die Beziehung zwischen der kritischen Schubspannungsgeschwindigkeit  $U_{*c}$  und dem Bodenfeststoffgehalt  $C_b$  wurde für jedes Untersuchungsgebiet anhand der vorhandenen Vorlandeichprofile iterativ bestimmt und wird in den Beispielrechnungen vorgestellt (vgl. Abschnitt 3.6).

### 3.3.3.2.3 Erosionsrate

Nach BONNEFILLE (1976) ergibt sich die Erosionskonstante  $M$  zu

$$M = 0,55 \cdot \left(\frac{C_b}{1000}\right)^3 \quad \text{in [kg/m}^2 \cdot \text{s]} \quad (3.16)$$

Durch Einsetzen von (3.16) in (3.11) folgt für die Erosionsrate mit  $U_* > U_{*c}$ :

$$Q_e = 0,55 \cdot \left[\left(\frac{U_*}{U_{*c}}\right)^2 - 1\right] \cdot \left(\frac{C_b}{1000}\right)^3 \cdot \delta x \cdot \delta t \quad (3.17)$$

## 3.4 Tideverhältnisse

Bei der numerischen Simulation wird vereinfachend ein sinusförmiger Tideverlauf angenommen. Eine Vergleichssimulation zwischen dem tatsächlichen und angenommenen sinusförmigen Tideverlauf zeigte nur geringfügige Unterschiede im Hinblick auf die resultierenden Vorlandveränderungen (ZHU, 1992).

Die mittleren Tidewasserstände der verschiedenen Simulationsgebiete wurden für das zugrundegelegte Vermessungsjahr, wie in Abschnitt 2.4.5 beschrieben, festgelegt.

Um den Einfluß von Nipp- und Springtiden sowie auch von ungewöhnlichen Ereignissen wie Sturmtiden mit zu erfassen, wurden signifikante Höchst- bzw. Niedrigwasserstände für die numerische Simulation definiert. Das signifikante Höchststidewasser (SHThw) ergibt sich dabei aus dem Mittelwert der monatlichen Höchstwerte eines Jahres. Das dazugehörige signifikante Tideniedrigwasser (SHTnw) ist der Jahresmittelwert der Tideniedrigwasserstände, die den monatlichen Höchstwerten benachbart sind. Entsprechend werden die signifikanten Niedrigstidewasserstände (SNTnw und SNTnw) bestimmt. Die signifikanten Höchst- bzw. Niedrigsttiden für ein Simulationsgebiet wurden dabei jeweils aus Auswertungen eines nahegelegenen Bezugspegels ermittelt (ZHU u. PARTENSCKY, 1991).

Um den Rechenaufwand zu reduzieren, wurden nur vier charakteristische Berechnungstiden pro Jahr simuliert, darunter zwei mittlere Tiden (mit einem Multiplikationsfaktor von 301) und jeweils eine signifikante Höchst- bzw. Niedrigstide (mit einem Multiplikationsfaktor von 51). Dies bedeutet, daß der Jahreszyklus von rd. 704 Tiden in 602 mittlere Tiden, 51 signifikante Höchsttiden und 51 signifikante Niedrigsttiden unterteilt wurde (ZHU u. PARTENSCKY, 1991). Der Multiplikationsfaktor von 51 ergibt sich dabei aus folgenden Überlegungen: die Spring- und Nipptiden treten mit einer Periode von jeweils 14,77 Tagen (Voll- und Neumond) pro Jahr rd. 25mal auf. Rechnet man zu jeder Spring- und Nipptide jeweils zwei Tiden mit erhöhtem Tidewasserstand hinzu, so ergibt sich bei Aufrundung der Multiplikationsfaktor von 51.

## 3.5 Numerische Methode

### 3.5.1 Bestimmung der mittleren Strömungsgeschwindigkeit über dem Vorlandprofil

Abbildung 3.4 zeigt das Prinzip der numerischen Ermittlung der über die Tiefe gemittelten Strömungsgeschwindigkeit  $U_m$  an einem Knotenpunkt.

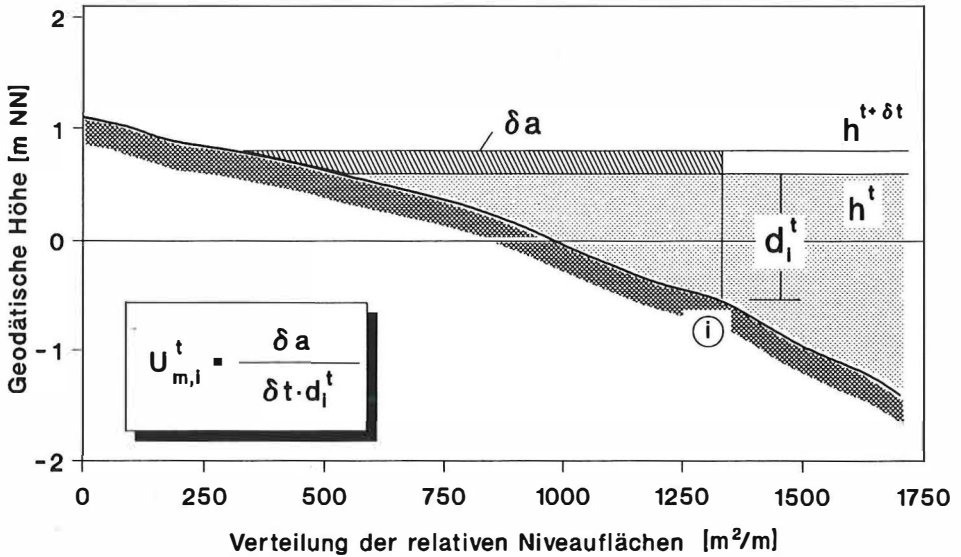


Abb. 3.4. Berechnung der mittleren Strömungsgeschwindigkeit (ZHU u. PARTENSKY, 1991).

Die mittlere Strömungsgeschwindigkeit  $U_{m,i}^t$  wird schrittweise berechnet. Dabei gilt:

$$U_{m,i}^t = \frac{\delta a}{\delta t \cdot d_i^t} \quad (3.18)$$

- mit  $h_w^t$  : Wasserstand zur Zeit  $t$   
 $h_w^{t+\delta t}$  : Wasserstand zur Zeit  $t+\delta t$   
 $i$  : Knotennummer  
 $\delta t$  : Zeitschritt  $\delta t = 40 \text{ s}$   
 $d_i^t$  : Wassertiefe zur Zeit  $t$  am Knotenpunkt  $i$   
 $\delta a$  : Veränderung des Wasservolumens, das innerhalb des Zeitschritts  $\delta t$  pro Breiten-  
einheit durch den Knotenpunkt  $i$  geflossen ist.

### 3.5.2 Numerische Lösung der Transportgleichung

Mathematisch gesehen stellt die Transportgleichung (3.4) eine gewöhnliche lineare Differentialgleichung erster Ordnung dar, die mit Hilfe eines numerischen „step-by-step“-Verfahrens zeit- und wegschrittweise integriert werden kann. In Abbildung 3.5 sind die Eingangsgrößen, die für die numerische Lösung der Transportgleichung verwendet wurden, schematisch dargestellt.

Durch eine entsprechende Umformung der Transportgleichung (3.4) lässt sich die über die Tiefe gemittelte Schwebstoffkonzentration  $C_i^{t+\delta t}$  für den Zeitschritt  $t+\delta t$  explizit ausdrücken:

$$C_{m,i}^{t+\delta t} = \frac{A_i^t \cdot C_{m,i}^t + U_{m,i+1}^t \cdot h_{m,i+1}^t \cdot C_{m,i+1}^t \cdot \delta t - U_{m,i}^t \cdot h_{m,i}^t \cdot C_{m,i}^t \cdot \delta t + Q_e - Q_d}{A_i^{t+\delta t}} \quad (3.19)$$

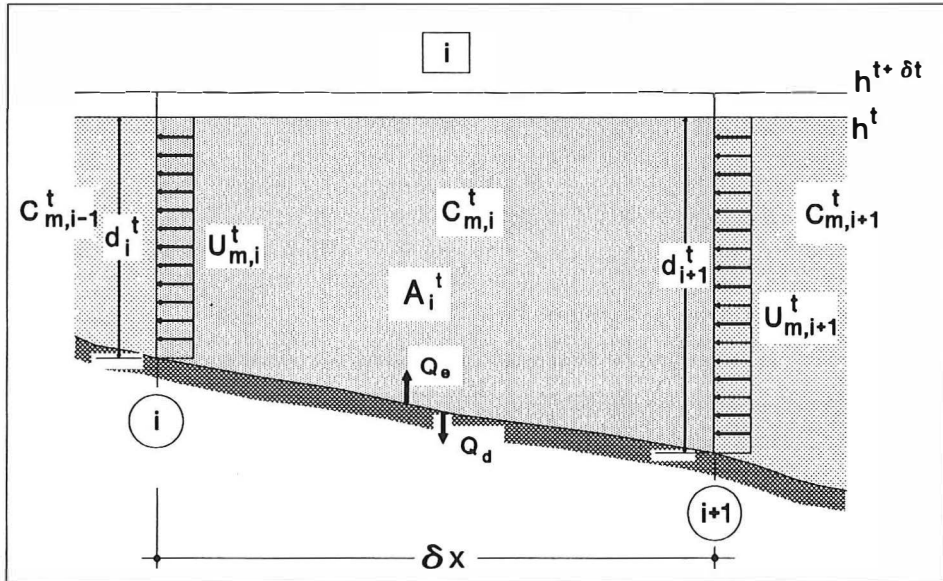


Abb. 3.5. Schematische Darstellung der numerischen Lösung der Transportgleichung (ZHU u. PARTENSKY, 1991).

mit: $h_w^t$	: Wasserstand	zur Zeit $t$
$h_w^{t+\delta t}$	: Wasserstand	zur Zeit $t + \delta t$
$C_{m,i}^t$	: über die Tiefe gemittelte Schwebstoffkonzentration	zur Zeit $t$ am Knoten $\textcircled{i}$
$U_{m,i}^t$	: über die Tiefe gemittelte Strömungsgeschwindigkeit	zur Zeit $t$ am Knoten $\textcircled{i}$
$d_i^t$	: Wassertiefe	zur Zeit $t$ am Knoten $\textcircled{i}$
$A_i^t$	: Wassermenge	zur Zeit $t$ im Element $\boxed{i}$
$Q_e$	: Quellterm (Erosion)	
$Q_d$	: Sinkterm (Sedimentation)	
$\delta t$	: Zeitschritt	( $\delta t = 40 \text{ s}$ )
$\delta x$	: Wegschritt	( $\delta x = 50 \text{ m}$ )

### 3.5.3 Vertikale Veränderung im Vorland

Bei der numerischen Simulation wird die sedimentierte bzw. erodierte Sedimentmenge eines Elementes pro Zeiteinheit ( $\delta t = 40 \text{ s}$ ) und Streifenbreite ( $b = 1 \text{ cm}$ ) ermittelt. Die sedimentierte bzw. erodierte Menge pro Tide und Breite [cm] in einem Element der Länge  $\delta x$  wird dabei nach der folgenden Gleichung berechnet:

$$S_i = \int_{-T/2}^{T/2} [Q_d(t) - Q_e(t)] dt = \sum_{i=1}^{nt} (Q_{di} - Q_{ei}) \delta t \quad (3.20)$$

mit: $S_i$	: Sedimentations- bzw. Erosionsmenge pro Tide im Element $\boxed{i}$
$T$	: Tideperiode $T = 12,42 \text{ h}$
$\delta t$	: Zeitschritt $\delta t = 40 \text{ s}$
$nt$	: Anzahl der Zeitschritte einer Tideperiode $nt = T \cdot 3600/\delta t$

$Q_d$ : Sedimentationsmenge	in $[g/(cm \cdot \delta t)]$
$Q_e$ : Erosionsmenge	in $[g/(cm \cdot \delta t)]$

Es wird angenommen, daß sich der Aufbau der Bodenschichten im Laufe der Zeit nicht ändert. Das heißt, der frisch abgesetzte Schlick kann allmählich konsolidieren und möglicherweise durch jüngere Lagen bedeckt werden, oder die oberen Schlicklagen können resuspendiert werden. Dadurch ändert sich aber nicht die Abstufung des Feststoffgehaltes der oberen Bodenschichten, so daß die vertikalen Vorlandveränderungen durch Ablagerung bzw. Abtragung von Schlick direkt mit dem Feststoffgehalt  $C_s$  im konsolidierten Boden berechnet werden können. Für den Feststoffgehalt  $C_s$  im konsolidierten Boden wird dabei nach KIRBY (1986) ein konstanter Wert angenommen:

$$C_s = 1600 \quad [g/l] = \text{konstant} \quad (3.21)$$

Die Sedimentations- bzw. Erosionsmenge  $S_i$  verursacht die vertikale Veränderung in einem Element. Die vertikale Veränderung in einem Knotenpunkt wird aus dem Mittelwert der vertikalen Veränderungen in den beiden benachbarten Elementen bestimmt. Der vertikale Anwachs im Knotenpunkt  $\textcircled{i}$  pro Tide ergibt sich dann zu:

$$\delta z_i = \frac{S_i + S_{i-1}}{2 \cdot \delta x \cdot C_s} \quad [cm] \quad (3.22)$$

Bei Verwendung der signifikanten Berechnungstiden (vgl. Abschnitt 3.3) folgt aus den vorgenannten Beziehungen der jährliche vertikale Anwachs  $Z_{i,e}$  im Knotenpunkt  $\textcircled{i}$  zu:

$$Z_{i,e} = Z_{i,a} + 301 \cdot \delta z_i^M + 301 \cdot \delta z_i^N + 51 \cdot \delta z_i^H + 51 \cdot \delta z_i^H \quad (3.23)$$

mit  $Z_{i,a}$  : vertikale Koordinate des Knotenpunktes  $\textcircled{i}$  zu Beginn eines Jahreszyklusses

$Z_{i,e}$  : vertikale Koordinate des Knotenpunktes  $\textcircled{i}$  am Ende eines Jahreszyklusses

$\delta z_i$  : vertikale Veränderung des Knotenpunktes  $\textcircled{i}$  während eines Tideablaufes

M : bei mittleren Tiden

N : bei signifikanten Niedrigsttiden

H : bei signifikanten Höchsttiden

Die neu berechneten morphologischen Geländeinformationen werden für den nächsten Rechenschritt der Simulation als Ausgangsprofil benutzt. Durch Wiederholung der Simulation für einen vorgegebenen Zeitraum können dann schließlich die vertikalen Veränderungen des Vorlandes für diesen Zeitraum bestimmt werden.

### 3.6 Ergebnisse der Simulation

Das im Rahmen des Forschungsprojektes entwickelte mathematische Modell wurde auf mehr als 30 verschiedene Vorlandgebiete an der deutschen Nordseeküste angewandt. Im folgenden sollen einige der Ergebnisse beispielhaft vorgestellt werden.

Die mittleren Tidewasserstände wurden gemäß Abschnitt 3.4 bestimmt. Die signifikanten Höchst- bzw. Niedrigsttiden (entsprechend den mittleren monatlichen Höchst- bzw. Niedrigsttidehochwassern) wurden jeweils aus den Auswertungen eines nahegelegenen Pegels bestimmt (vgl. Abschnitt 3.4) und bei der Simulation als unveränderlich angesetzt.

Zur besseren Übersicht werden die Eingangsrandbedingungen im folgenden noch einmal tabellarisch zusammengefaßt. Die folgenden Abkürzungen wurden verwendet:

MThw : mittleres Tidehochwasser  
 MTnw : mittleres Tideniedrigwasser  
 SNThw : signifikantes Niedrigstidehochwasser  
 SNTnw : zu SNThw gehöriges Tideniedrigwasser  
 SHThw : signifikantes Höchstidehochwasser  
 SHTnw : zu SHThw gehöriges Tideniedrigwasser

Die maximalen Schwebstoffgehalte am Eingangsquerschnitt während der Flutphase für die drei Tidearten wurden wie folgt angesetzt:

$C_{\max}^M$  : bei mittleren Tiden  
 $C_{\max}^N$  : bei signifikanten Niedrigstiden  
 $C_{\max}^H$  : bei signifikanten Höchstiden

Die Größenordnung der  $C_{\max}$ -Werte stützt sich zunächst auf Meßdaten aus küstennahen Bereichen [Außenelbe (DÜCKER, 1982), Hindenburgdamm (WOHLENBERG, 1954), the Severn Estuary/U.K. (KIRBY, 1986) und San Francisco Bay/USA (KRONE, 1962)]. Die für das jeweilige Simulationsgebiet passenden  $C_{\max}$ -Werte mußten jedoch durch iterative Rechengänge bestimmt werden.

Nach von DIECKMANN (1985) zusammengestellten Daten beträgt der Schwebstoffgehalt des Wassers in den Wattengebieten unter normalen Tide- und Wetterbedingungen etwa 0,2 bis 0,3 g/l. Die Größenordnung dieser Werte wurde durch die Simulationsergebnisse für zahlreiche Vorlandgebiete an der deutschen Nordseeküste bestätigt (ZHU, 1992).

Die Simulationsergebnisse für zwei Vorlandgebiete (nördlich des Dammes zur Hamburger Hallig und nördlich des Dammes nach Nordstrandischmoor) werden in den folgenden Abschnitten 3.6.1 und 3.6.2 vorgestellt.

### 3.6.1 Nördlich des Dammes zur Hamburger Hallig

Das Vorlandprofil von 1901 wurde als Ausgangsprofil verwendet (Tab.3.1).

Tabelle 3.1. Eingangsdaten für das Untersuchungsgebiet nördlich des Dammes zur Hamburger Hallig

Differenz zum Bezugspegel Husum	Gebiet 11: Vorland nördlich des Dammes zur Hamburger Hallig					
	dh für MThw -0,06 [m]			dh für MTnw 0,06 [m]		
	SNThw [m NN]	SNTnw [m NN]	MThw [m NN]	MTnw [m NN]	SHThw [m NN]	SHTnw [m NN]
Ausgangsjahr 1901	0,74	-2,24	1,23	-1,76	2,68	-0,97
Simulationsjahr 1962	0,74	-2,24	1,55	-1,72	2,68	-0,97
Simulationsjahr 1976	0,74	-2,24	1,47	-1,87	2,68	-0,97
Max. Schwebstoffgehalt	$C_{\max}^N$ 0,14 [g/l]		$C_{\max}^M$ 0,24 [g/l]		$C_{\max}^H$ 0,72 [g/l]	

Die Beziehung zwischen dem Bodenfeststoffgehalt  $C_b$  und der Trockenlegungs- bzw. Konsolidierungsdauer  $t$  für das Untersuchungsgebiet nördlich des Dammes zur Hamburger Hallig ist in Abbildung 3.3 dargestellt.

Die Beziehung zwischen der kritischen Schubspannungsgeschwindigkeit  $U_{*c}$  und dem

Bodenfeststoffgehalt  $C_b$  im Vorlandbereich nördlich des Dammes zur Hamburger Hallig weicht nur geringfügig von der durch Laboruntersuchungen festgestellten Beziehung für das Loire-Ästuar [Gleichung (3.13)] ab, wie Abbildung 3.6 zeigt.

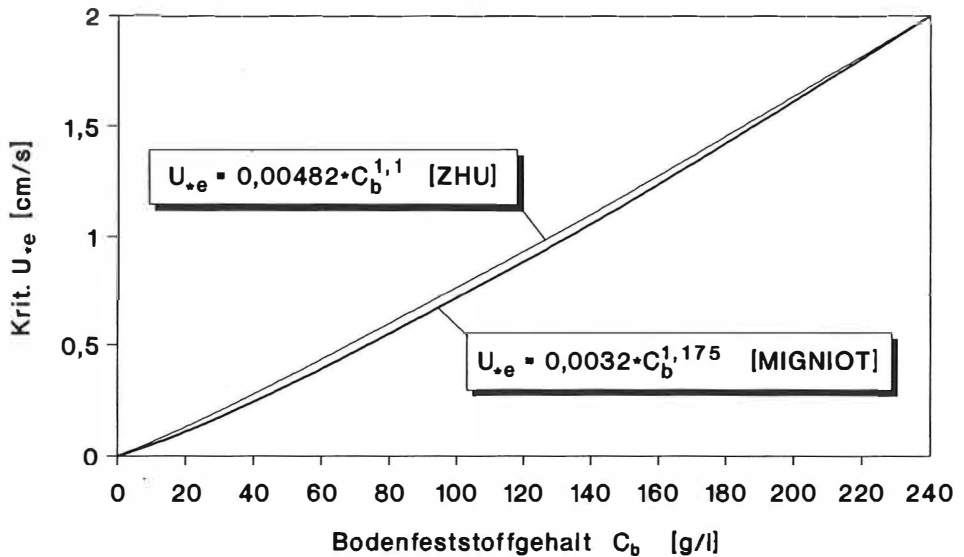


Abb. 3.6. Beziehung zwischen der kritischen Schubspannungsgeschwindigkeit  $U_{*e}$  und dem Bodenfeststoffgehalt  $C_b$  im Gebiet nördlich des Dammes zur Hamburger Hallig (ZHU, 1992).

Die Simulationsergebnisse wurden den Ergebnissen der Kartenauswertung des Projektbereiches „Morphologische Analyse der Vorlandentwicklung“ gegenübergestellt (Abb. 3.7 und Abb. 3.9). Neben der Entwicklung des Vorlandprofils wurde auch der mittlere jährliche vertikale Vorlandanwachs dargestellt (Abb. 3.8 und Abb. 3.10).

Die Darstellung der Vorlandprofile (s. Abb. 3.7 und Abb. 3.9) gibt ein anschauliches Bild von der Vorlandentwicklung im jeweils betrachteten Untersuchungszeitraum, während die Darstellung des mittleren jährlichen vertikalen Vorlandanwachses (s. Abb. 3.8 und Abb. 3.10) Aufschluß über die Verteilung der Anwachsrate und die zeitliche Vorlandentwicklung gibt. Für die Beurteilung der Vorlandbildung ist dabei die mittlere jährliche vertikale Anwachsrate eine wichtige Kenngröße (OSTERTHUN u. PARTENSKY, 1991a).

### 3.6.2 Nördlich des Dammes nach Nordstrandischmoor

Das Vorlandprofil von 1936 wurde als Ausgangsprofil verwendet (Tab. 3.2).

Auffällig sind die niedrigeren Schwebstoffkonzentrationen im Untersuchungsgebiet nördlich des Dammes nach Nordstrandischmoor im Vergleich zum Gebiet nördlich des Dammes zur Hamburger Hallig. Dies ist aus der geographischen Lage des Dammes nach Nordstrandischmoor zu erklären. Die von der Tide während der Flutphase mitgebrachte Schwebstofffracht, die vorwiegend aus südwestlicher Richtung kommt, wird bereits teilweise vom Damm nach Nordstrand abgefangen. Zusätzlich wird ein Teil des Materials auf der Südseite des Dammes nach Nordstrandischmoor zurückgehalten.



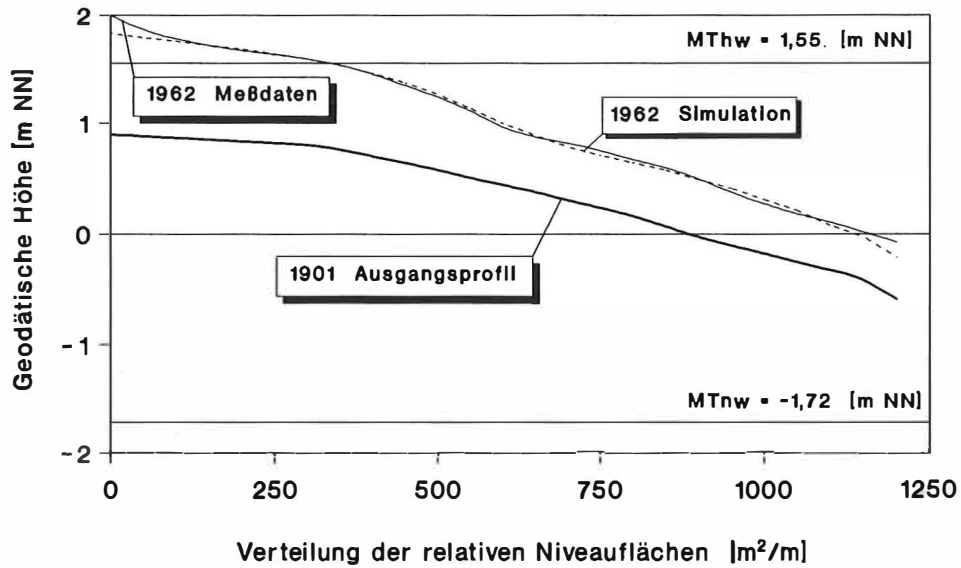


Abb. 3.7. Vorlandprofil nördlich des Damms zur Hamburger Hallig – Simulationsergebnis von 1901 bis 1962.

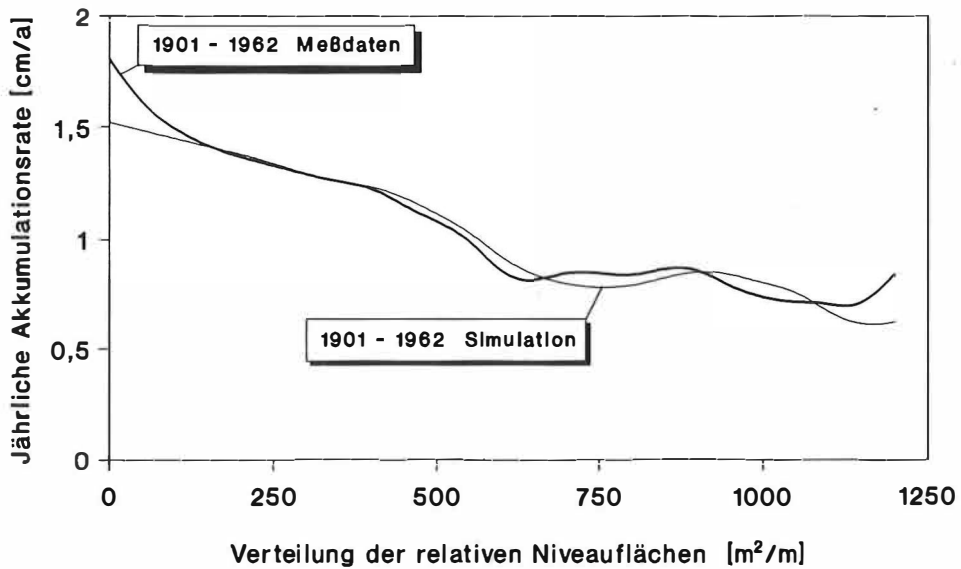


Abb. 3.8. Von 1901 bis 1962 gemittelte jährliche vertikale Akkumulationsrate nördlich des Damms zur Hamburger Hallig – Simulationsergebnis von 1901 bis 1962.

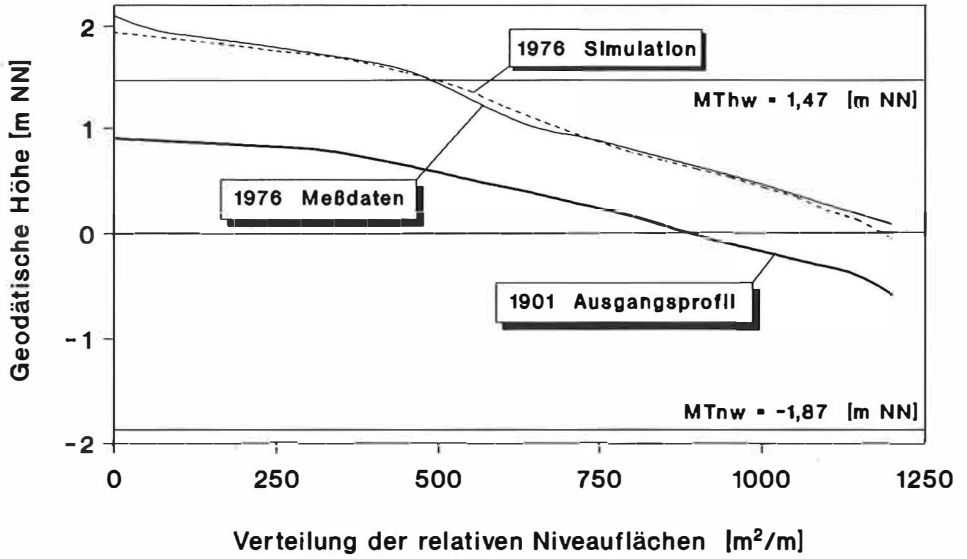


Abb. 3.9. Vorlandprofil nördlich des Damms zur Hamburger Hallig – Simulationsergebnis von 1901 bis 1976.

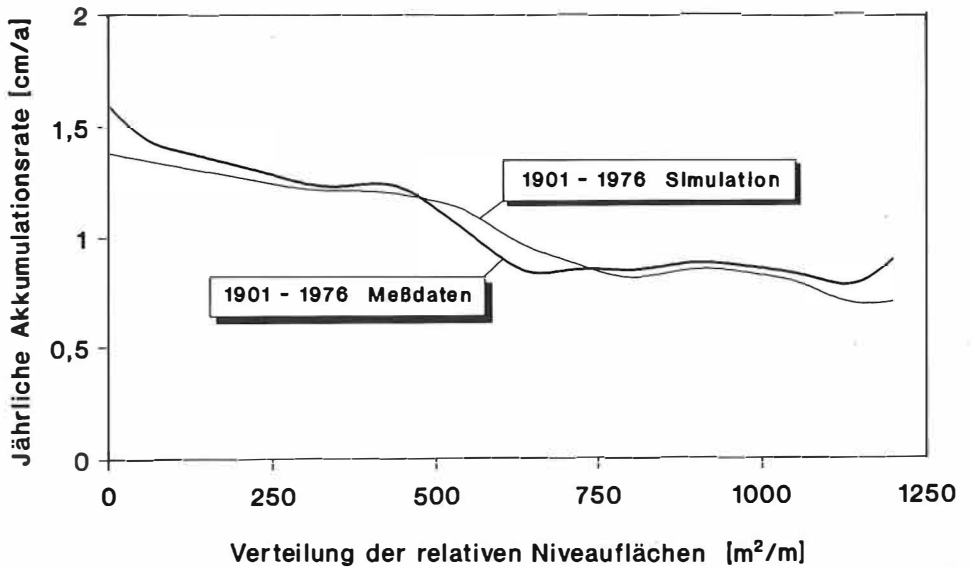


Abb. 3.10. Von 1901 bis 1976 gemittelte jährliche vertikale Akkumulationsrate nördlich des Damms zur Hamburger Hallig – Simulationsergebnis von 1901 bis 1976.

Tabelle 3.2. Eingangsdaten für das Untersuchungsgebiet nördlich des Dammes nach Nordstrandischmoor

Gebiet 13: Vorland nördlich des Dammes nach Nordstrandischmoor						
Differenz zum Bezugspegel Husum	dh für MThw -0,06 [m]			dh für MTnw -0,01 [m]		
	SNThw [m NN]	SNTnw [m NN]	MThw [m NN]	MTnw [m NN]	SHThw [m NN]	SHTnw [m NN]
Ausgangsjahr 1936	0,74	-2,24	1,38	-1,90	2,45	-1,25
Simulationsjahr 1962	0,74	-2,24	1,55	-1,79	2,45	-1,25
Simulationsjahr 1982	0,74	-2,24	1,61	-1,81	2,45	-1,25
Max. Schwebstoffgehalt	$C_{\max}^N$ 0,09 [g/l]		$C_{\max}^M$ 0,13 [g/l]		$C_{\max}^H$ 0,14 [g/l]	

Die Simulation für die Südseite des Dammes nach Nordstrandischmoor ergab, daß der maximale Schwebstoffgehalt für den mittleren Tidewasserstand am Eingangsquerschnitt während der Flutphase  $C_{\max}^M$  mit 0,2 g/l anzusetzen ist. Zum Vergleich sind im folgenden noch einmal die maximalen Schwebstoffgehalte  $C_{\max}^M$  für die drei verschiedenen Untersuchungsgebiete aufgelistet (ZHU u. PARTENSCKY, 1991):

Nordseite des Dammes zur Hamburger Hallig:	$C_{\max}^M = 0,24$ g/l
Südseite des Dammes nach Nordstrandischmoor:	$C_{\max}^M = 0,20$ g/l
Nordseite des Dammes nach Nordstrandischmoor:	$C_{\max}^M = 0,13$ g/l

Abbildung 3.11 zeigt die Beziehung zwischen dem Bodenfeststoffgehalt  $C_b$  und der Trockenlegungs- bzw. Konsolidierungsdauer  $t$  im Untersuchungsgebiet nördlich des Dammes nach Nordstrandischmoor.

Die Beziehung zwischen der kritischen Schubspannungsgeschwindigkeit  $U_{*c}$  und dem Bodenfeststoffgehalt  $C_b$  im selben Untersuchungsgebiet ist in Abbildung 3.12 dargestellt.

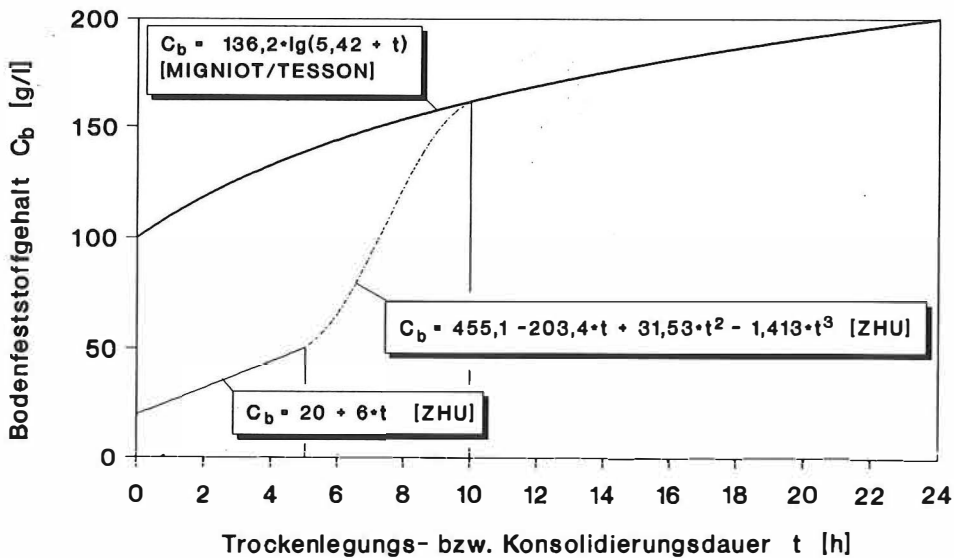


Abb. 3.11. Beziehung zwischen dem Bodenfeststoffgehalt  $C_b$  und der Trockenlegungs- bzw. Konsolidierungsdauer  $t$  im Gebiet nördlich des Dammes nach Nordstrandischmoor (ZHU, 1992).

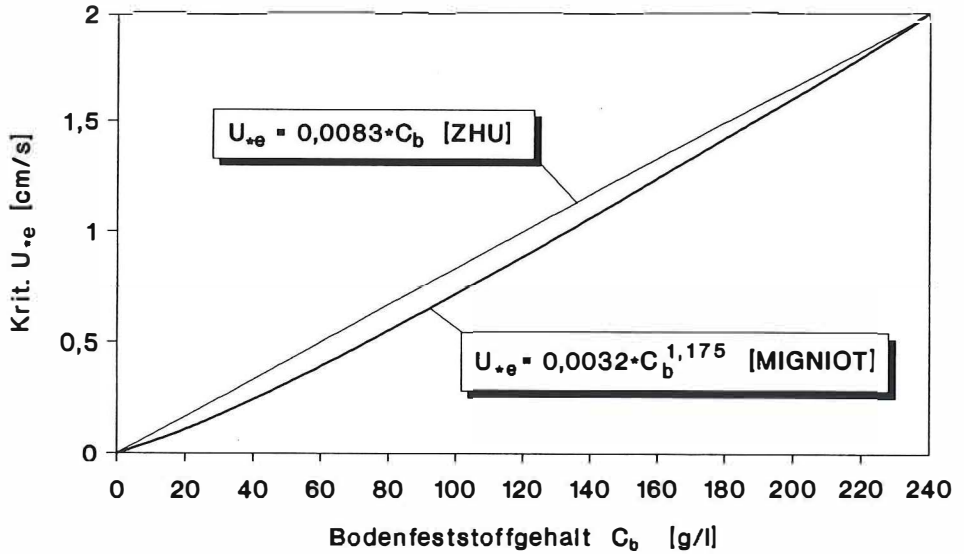


Abb. 3.12. Beziehung zwischen der kritischen Schubspannungsgeschwindigkeit  $U_{*e}$  und dem Bodenfeststoffgehalt  $C_b$  im Gebiet nördlich des Damms nach Nordstrandischmoor (ZHU, 1992).

Das Simulationsbeispiel für den Bereich nördlich des Damms nach Nordstrandischmoor zeigt deutlich, daß das entwickelte mathematische Modell in der Lage ist, nicht nur Sedimentationen, sondern auch Erosionen im Vorland gut zu simulieren (s. Abb. 3.13 bis Abb. 3.16).

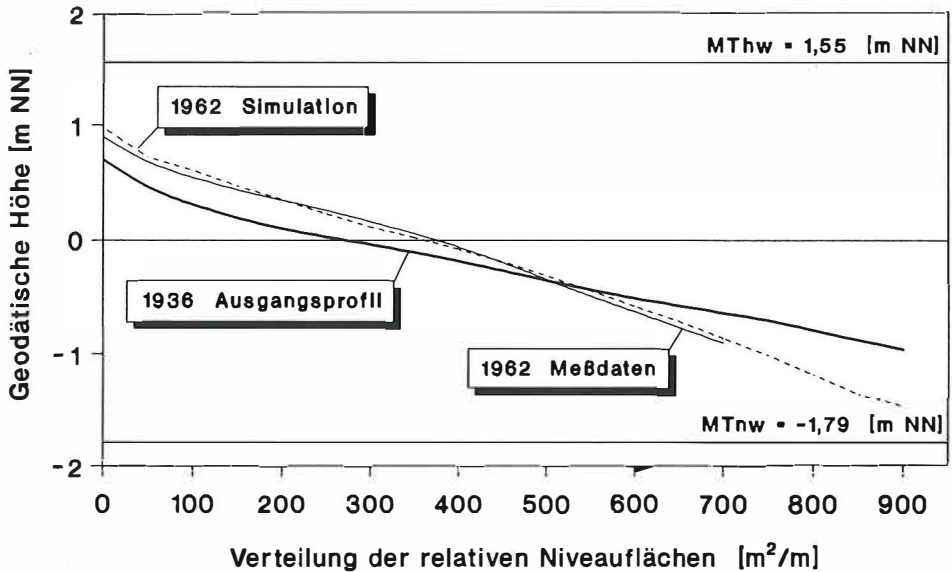


Abb. 3.13. Vorlandprofil nördlich des Damms nach Nordstrandischmoor – Simulationsergebnis von 1936 bis 1962 (ZHU, 1992).

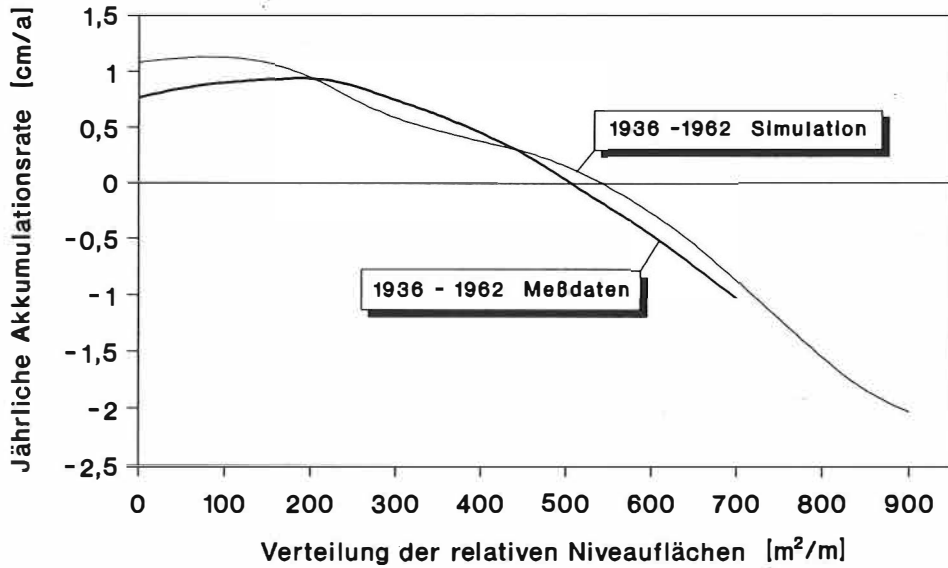


Abb. 3.14. Von 1936 bis 1962 gemittelte jährliche vertikale Akkumulationsrate nördlich des Dammes nach Nordstrandischmoor – Simulationsergebnis von 1936 bis 1962 (ZHU, 1992).

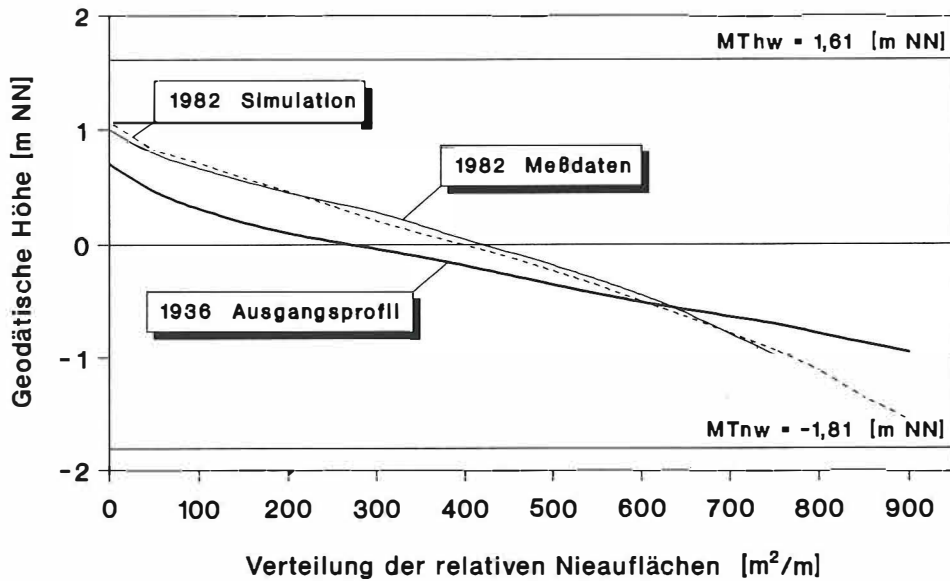


Abb. 3.15. Vorlandprofil nördlich des Dammes nach Nordstrandischmoor – Simulationsergebnis von 1936 bis 1982 (ZHU, 1992).

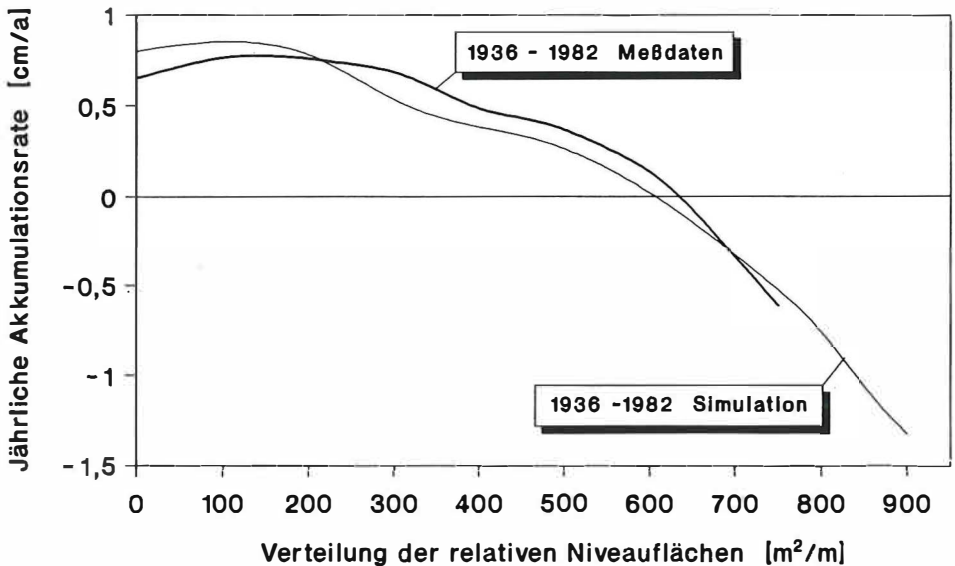


Abb. 3.16. Von 1936 bis 1982 gemittelte jährliche vertikale Akkumulationsrate nördlich des Damms nach Nordstrandischmoor – Simulationsergebnis von 1936 bis 1982 (ZHU, 1992).

### 3.7 Schlußbetrachtung

Im vorliegenden Abschnitt wurde der Versuch unternommen, die Prozesse der Vorlandbildung an Deichen und Sicherungsdämmen numerisch zu simulieren. Die Ergebnisse der auf rd. 30 Vorlandbereiche angewendeten numerischen Simulation stimmten dabei im allgemeinen gut mit den Ergebnissen der Kartenauswertungen überein. Diese Übereinstimmung zeigt, daß mit den verwendeten Ansätzen trotz einiger vorgenommener Vereinfachungen die Vorlandveränderungen an der deutschen Nordseeküste hinreichend genau simuliert werden können.

Das entwickelte mathematische Modell bietet demnach zusammen mit den durch die Simulationsrechnung gewonnenen, küstenabhängigen Kennwerten (Schwebstoffkonzentration und Bodenkennwerte) die Möglichkeit, die zukünftigen Vorlandentwicklungen an der deutschen Nordseeküste zu prognostizieren.

Trotz der zufriedenstellenden Simulationsergebnisse könnte das vorgestellte mathematische Modell für die numerische Simulation der vorlandformenden Prozesse noch in einigen Punkten verbessert und erweitert werden:

- a) Erweiterung des eindimensionalen mathematischen Modells auf ein zweidimensionales Modell, in dem auch küstenparallele Strömungen mit einbezogen werden können.
- b) Erweiterung des Tidespektrums, um auch die kurzzeitigen Wirkungen außergewöhnlicher Ereignisse wie Sturmfluten simulieren zu können.
- c) Erweiterung des verwendeten mathematischen Modells durch Hinzufügung eines Terms für den wellen- und tidebedingten Sandtransport. Damit könnte das mathematische Modell die Transportprozesse nicht nur für den kohäsiven Schlick im Vorlandbereich, sondern auch für sandige Küstenabschnitte simulieren.

Wünschenswert wären umfangreiche Naturmessungen über die Schwebstoffgehalte im Vor-

landbereich zur Absicherung der Simulationsrechnungen. Darüber hinaus sollten Laboruntersuchungen über die Erosionsfestigkeit der in den Vorlandbereichen anstehenden Bodenmaterialien durchgeführt werden.

#### 4. Schriftenverzeichnis

- BONNEFILLE, R.: Cours d'Hydraulique Maritime, ENSTA, Paris, 1976.
- DIECKMANN, R.: Geomorphologie, Stabilitäts- und Langzeitverhalten von Wateinzugsgebieten der Deutschen Bucht. Mitteilungen des FRANZIUS-INSTITUTS der Universität Hannover, H. 60, 1985.
- DNA: siehe Fachnormenausschuß Wasserwesen im Deutschen Normenausschuß.
- DÜCKER, H. P.: Suspensionsgehalte in Flachwassergebieten – Messungen im Watt von Scharhörn. Die Küste, H. 37, 1982.
- FACHNORMENAUSSCHUSS WASSERWESEN IM DEUTSCHEN NORMENAUSSCHUSS: Landwirtschaftlicher Wasserbau – Begriffe – Hochwasserschutz, Küstenschutz, Schöpfwerke. DIN 4047, Blatt 2, 5/1973.
- HAYES, M. O.: Barrier islands morphology as a function of tidal and wave regime. In: LEATHERMAN, S. P. (Ed.): Barrier Islands. Academic Press Inc., New York, 1979.
- HEISER: Landerhaltung und Landgewinnung an der deutschen Nordseeküste. Die Bautechnik, H. 13 und 27, 1933.
- KIRBY, R.: Suspended Fine Cohesive Sediment in the Severn Estuary and inner Bristol Channel, U.K. Report to United Kingdom Atomic Energy Authority under Contract No: E/5A/CON/4042/1394, 1986.
- KRONE, R. B.: Flume Studies of the Transport of Sediment in Estuarial Shoaling Processes. Hydraulic Engineering Laboratory and Sanitary Engineering Research Laboratory, University of California, Berkeley, 1962.
- MIGNIOT, Cl.: Erosion et sédimentation en mer et en rivière. La Pratique des Sols et des Fondations, Edition Moniteur, 1981.
- NICHOLS, M. M.: Effects of fine Sediment Resuspension in Estuaries. A. J. MEHTA (ed.), Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies, 14, Estuarine Cohesive Sediment Dynamics, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo, 1984.
- OSTERTHUN, M.: Vorlandbildung an Deichen und Sicherungsdämmen – ein BMFT-Forschungsprojekt – Mitteilungen des FRANZIUS-INSTITUTS der Universität Hannover, H. 67, 1988.
- OSTERTHUN, M.: Morphologische Entwicklung des hohen Watts und der Vorländer der Deutschen Bucht – Randbedingungen, Analyse und Prognose. FRANZIUS-INSTITUT (Dissertation in Vorbereitung, 1993).
- OSTERTHUN, M. u. PARTENSCKY, H.-W.: Vorlandbildung an Deichen und Sicherungsdämmen – Teil 1: Morphologische Analyse der Vorlandentwicklung. Mitteilungen des FRANZIUS-INSTITUTS der Universität Hannover, H. 72, 1991a.
- OSTERTHUN, M. u. PARTENSCKY, H.-W.: Changing Salt-Marshes along the Southern North Sea Coast. Proc. of the 3rd Int. Conf. on Coastal & Port Engineering in Developing Countries (COPEDEC III), Mombasa/Kenya, 9/1991b.
- PARTHENIADES, E.: A study of erosion and deposition of cohesive soils in salt water. PhD Thesis, University of California, 1962.
- SIEFERT, W. u. LASSEN, H.: Gesamtdarstellung der Wasserstandsverhältnisse im Küstenvorfeld der Deutschen Bucht nach neuen Pegelbewertungen. Die Küste, H. 42, 1985.
- TESSON, C.: Transport en Suspension en mer ouverte, Rapport No 3, modélisation bidimensionnelle verticale. LHN HE/42/84.30, 1984.
- TESSON, C.: Transport en Suspension en mer ouverte, modélisation bidimensionnelle horizontale. LHN HE/42/85.57, 1985.
- TESSON, C. u. FRITSCH, D.: Numerical Modelling of suspended Sediment Transport in the Loire Estuary. Proc. of the IAHR Symposium on mathematical Modelling of Sediment Transport in Coastal Zone, Copenhagen/Denmark, 30th May–1st June, 1988.
- WOHLENBERG, E.: Sinkstoff, Sediment und Anwachs am Hindenburgdamm. Die Küste, Jg. 2, H. 2, 1954.

- ZANKE, U.: Grundlagen der Sedimentbewegung, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 1982.
- ZHU, J.: Numerische Simulation vorlandformender Prozesse. FRANZIUS-INSTITUT, Dissertation, Hannover, 1992.
- ZHU, J. u. PARTENSCKY, H.-W.: Vorlandbildung an Deichen und Sicherungsdämmen, Teil 2: Numerische Modellierung der Vorlandentwicklung. Mitteilungen des FRANZIUS-INSTITUTS der Universität Hannover, H. 72, 1991.