

HOLGER FREUND  
HANSJÖRG STREIF

# Natürliche Pegelmarken für Meeresspiegelschwankungen der letzten 2000 Jahre im Bereich der Insel Juist

13 Figuren im Text

## Natural sea-level indicators documenting the fluctuations of the mean high tide level over the last 2000 years around the Island of Juist (German North-Sea coast)

Abstract: Due to shoreline displacement and coastal erosion, horizons of subfossil tidal-flat and salt-marsh deposits which were formed on the landward side of the East Friesian barrier islands are now intermittently exposed on the seaward side. Along the beach of Juist, a series of such fossil horizons was found at elevations between  $-0.20$  to  $+2.50$  m NN (NN = German Zero Datum, which corresponds to the mean tide level). Pollen, diatoms, and botanical macrofossils have been used to precisely reconstruct the elevation of the mean high-tide level at different times. Age determinations were based on radiocarbon dating of selected fossil plant remains, as well as of shells of bivalves and snails. On the basis of these studies, a slow rise of the mean high-tide level from NN to  $+0.40$  m NN can be demonstrated for the period from 2000 BP to 1200 BP. At about 550 BP, the mean high-tide level was practically the same as today ( $+1.25$  m NN). The sea-level rise to this position was not continuous, however, but was interrupted by a short phase of lowering at about 660 BP. This lowering of the high-tide level might be interpreted as being due to the formation of extended tidal basins (e. g., Jadebusen and Harlebucht) that were formed by medieval storm surges in former coastal marshes. A later phase of lowering of the sea-level at about 400 BP most probably has to be attributed to climatic deterioration during the "Little Ice Age". Sea-level data from Juist shows similar sea-level trends on the West Friesian Islands of the Netherlands and the neighbouring East Friesian islands.

Zusammenfassung: Subrezente Watt- und Salzwiesenhorizonte, die in einem Höhenbereich von ca. NN  $-0,20$  bis  $+2,50$  m am seeseitigen Strand der Insel Juist erosiv freigelegt wurden, ermöglichen die nahezu lückenlose Rekonstruktion der MThw-Entwicklung im Umfeld der Insel. Zur Bestimmung des Ablagerungsmilieus werden Pollen-, Diatomeen- und Makrorestanalysen angewendet, die zeitliche Einstufung der einzelnen Horizonte erfolgt mittels Radiokarbondatierungen, die sowohl an pflanzlichem Material als auch an Schnecken und Muscheln durchgeführt werden. Bislang erzielte Auswertungsergebnisse zeigen einen relativ gleichmäßigen Anstieg des MThw von 2000 J.v.h. bis 1200 J. v. h. von NN auf NN  $+0,40$  m. Um 550 J.v.h. hatte das MThw ein Niveau erreicht, das nahezu dem heutigen entspricht. Allerdings ist der Anstieg auf dieses Niveau nicht gleichmäßig verlaufen, sondern wurde um ca. 660 J. v. h. durch eine Absenkung unterbrochen, die vermutlich mit dem Einbruch größerer Tidebecken (z. B. Jadebusen, Harlebucht) in Zusammenhang zu bringen ist. Ein neuerliches Absinken des MThw nach dem mittelalterlichen Hochstand ab ca. 400 J. v. h. wird als Folge der Klimadepression der Kleinen Eiszeit gedeutet. Ein überregionaler Vergleich lässt ähnliche Tendenzen auch für die anderen Ostfriesischen Inseln sowie die niederländischen Inseln erkennen.

## 1. Einleitung

Durch Erosion werden am seeseitigen Strand der Ostfriesischen Inseln zeitweilig subrezente Wattsedimente, Mikrobenmatten und Salzwiesenhorizonte aus den letzten 2000 Jahren freigelegt. Diese Ablagerungen entstanden in einer paläoökologisch zum Teil recht genau fassbaren Beziehung zur Höhenlage des Mittel-tidehochwassers (MThw) und eignen sich somit recht gut zur Rekonstruktion von Wasserstandsänderungen bzw. von Meeresspiegelschwankungen der jüngsten geologischen Vergangenheit.

Eine detaillierte Bearbeitung und Auswertung derartiger natürlicher Pegelmarken ist deswegen von besonderem Interesse, weil sich hierbei Möglichkeiten bieten, die bisher existierende Informationslücke zwischen geo-

logischen Meeresspiegeldaten einerseits und Messreihen weit zurückreichender Pegelregistrierungen andererseits zu schließen.

## 2. Quartäre Meeresspiegelschwankungen im südlichen Nordseebecken

Zyklische Klimaschwankungen des Quartärs haben in der südlichen Nordsee und den angrenzenden Festlandsgebieten eine Schichtenabfolge hinterlassen, die durch eine größere Zahl von Meerestransgressionen bzw. -regressionen gegliedert ist. Phasen sinkender Temperaturen und extreme Kaltzeiten sind dabei durch Regressionen bzw. Meeresspiegel-Tiefstände gekennzeichnet, Phasen steigender Temperaturen und Warm-

zeiten durch Transgressionen bzw. Meeresspiegel-Hochstände. Aufgrund recht lückenhafter geologischer Informationen lassen sich die Meeresspiegelschwankungen des Unterpleistozäns bis unteren Mittelpleistozäns (ca. 2,4 bis 0,4 Mio. Jahre vor heute = J.v.h.) nur anhand von Verzahnungen mariner und fluviatil-terrestrischer Schichten belegen (LONG et al. 1988). Jüngere Transgressionszyklen der Holstein- bzw. Eem-Warmzeit sowie des Weichsel-Spätglazials und Holozäns mit den dazwischen liegenden Regressionen können dagegen z.T. recht genau nachgezeichnet werden. Dies gilt insbesondere für die Reichweite der Transgressionen, aber auch für ihre vertikale Amplitude sowie ihre Dynamik (STREIF 1990a, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung 1995).

Besonders detaillierte Kenntnisse existieren dabei über den Transgressions-Halbzyklus, der mit der Erwärmung im Weichsel-Spätglazial einsetzte und bis heute andauert (Fig. 1). Während der Phase extremer Abkühlung im Weichsel-Pleniglazial um 22000 bis 18000 J.v.h. lag der Nordseespiegel ca. 110 bis 130 m tiefer als heute, und die Küstenlinie hatte sich so weit nach Norden zurückgezogen, dass nur eine schmale Bucht bis ca. 350 km nördlich der Doggerbank reichte (JELGERSMA 1979). Mit der Wiedererwärmung stieg der Meeresspiegel an, und die Küstenlinie verschob sich rasch über eine „ertrinkende“ Landschaft hinweg landwärts und höher. Um ca. 10000 J.v.h. drangen erstmals Brackwasserüberflutungen im Niveau von -65 m zwi-

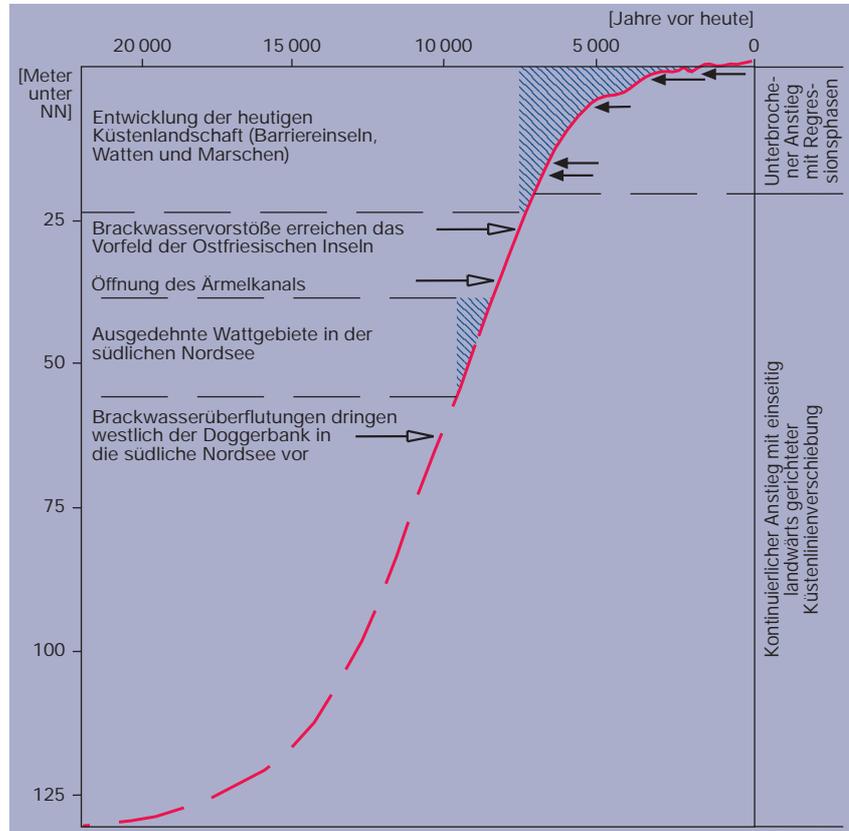
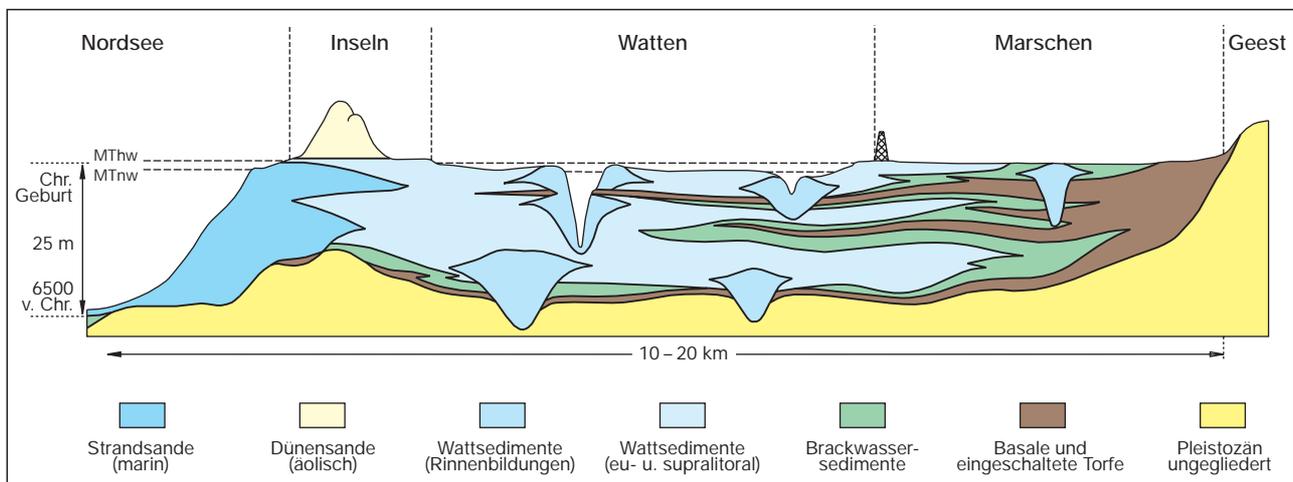


Fig. 1 Meeresspiegelanstieg der Nordsee im Weichsel-Spätglazial und Holozän mit Angaben zur Entwicklung des niedersächsischen Küstenraumes. Die Zeitabschnitte der Watt- und Küstenentwicklung sind schraffiert dargestellt.

schon englischer Ostküste und Doggerbank bis ins südliche Nordseebecken vor. Hier entwickelte sich zwischen 9000 und 8000 J.v.h. ein ausgedehntes Wattmeer (EISMA et al. 1981, CAMERON et al. 1993). Um 8300 J.v.h. öffnete sich der Ärmelkanal als weitere Verbindung zum Atlantik, und spätestens ab 7000 J.v.h. herrschten in der gesamten südlichen Nordsee marine Verhältnisse. Zum Ablauf der Entwicklung im deutschen Nordseesektor gibt es mehrere Publikationen

Fig. 2 Schematischer geologischer Schnitt von der Nordsee über die Bariereinseln, Watten und Marschen bis zur Geest



(BEHRE & MENKE 1969, MENKE 1976, LUDWIG et al. 1979, BEHRE et al. 1984 und STREIF 1990a, b). Sie belegen für die Zeitspanne von 8 600 bis 7 100 J. v. h. einen raschen Meeresspiegelanstieg mit einer durchschnittlichen Anstiegsrate von 2,1 m pro 100 <sup>14</sup>C-Jahre sowie eine einseitig landwärts gerichtete transgressive Verschiebung der Küstenlinie ohne regressive Unterbrechungen (CASPERs et al. 1995, Abb. 6).

Erste Brackwasservorstöße erreichten das Vorfeld der Ostfriesischen Inseln und Watten um 7 500 J. v. h. (HANISCH 1980, STREIF 1990a, b). Beim weiteren Steigen der Nordsee um ca. 25 m entwickelte sich die heutige Küstenlandschaft mit den Barriereinseln, Watten und Marschen. Die zuvor existierende wellig-kuppige, dicht bewaldete und teilweise von Mooren bedeckte Geestlandschaft wurde dabei überflutet und durch junge Küstenablagerungen überdeckt. Der hierbei abgelagerte, in Figur 2 schematisch dargestellte Sedimentkörper zeigt einen keilförmigen Querschnitt und besteht aus einer Abfolge von Feinsand, Schluff und Ton mit Lagen von Torf. Dieser Akkumulationskeil überdeckt ein im Mittel 10 bis 20 km breites Areal, reicht aber in den Ästuaren von Weser und Elbe ca. 80 bis 100 km weit ins Binnenland. An seinem seewärtigen Rand ist der Akkumulationskeil ca. 35 m dick und wird dort zusätzlich von subrezentem, stellenweise 25 m hohen Inseldünen überlagert. Im Mittel sind die Holozänablagerungen 10 bis 12 m mächtig; landseitig keilen sie gegen die Geest aus bzw. gehen in Auenablagerungen der Flusstäler über.

Lithologie und Strukturen der im seewärtigen Bereich abgelagerten sandigen Sedimente sprechen dafür, dass diese unter dem Einfluss äußerst dynamischer Prozesse durch Seegang, Brandung und Tideströmungen abgelagert worden sind. Geschütztere, meist weiter landwärts gelegene Areale sind durch feinsandige, schluffige und tonige Sedimente gekennzeichnet, die unter Gezeiteinfluss im Watt- bzw. Brackwassermilieu sowie im Süßwasser-Gezeitenbereich zum Absatz gelangten. Aus der Nordsee bzw. den Flüssen stammendes klastisches Material macht 90 Vol.-% des holozänen Akkumulationskeils aus; die restlichen 10% bestehen aus Torf, d. h. organischen Bildungen an Ort und Stelle gewachsener Moore (HOSELMANN & STREIF 1997, 1998). Wie in Figur 2 dargestellt, treten Torflagen an der Basis der tonig-schluffigen Küstensedimente auf bzw. sind in diese eingeschaltet. Generell nimmt der Torfanteil in den Holozänprofilen von See in Richtung auf die Geest zu, wobei sich dünne Torflagen zu mächtigeren Schichten bzw. zu durchgängigen, oft mehrere Meter dicken Torfpaketen vereinigen.

Im Gegensatz zu den oben beschriebenen Verhältnissen in der offenen Nordsee zeigt der Schichtenaufbau des Küstenraumes einen charakteristischen Wechsel transgressiver und regressiver Phasen. Eine z. T. intensive Verzahnung von Torfen mit klastischen Sedimenten ist das Indiz dafür, dass sich die Grenzen des marin beeinflussten bzw. des limnisch-semiterrestrischen Milieus im Verlauf der letzten 7 500 Jahre wiederholt um einige Kilometer land- bzw. seewärts ver-

schoben haben. Überflutungen erreichten dabei ihre Höhepunkte um 6 800 J. v. h., 5 500 J. v. h., 4 200 bis 3 400 J. v. h., um 1 800 J. v. h. sowie im Mittelalter. Frühe lokale Vermoorungen haben um 6 500 und 6 000 J. v. h. eingesetzt. Zu weitflächigem und überregional annähernd gleichzeitigem Moorwachstum ist es zwischen 4 800 und 4 200 J. v. h. bzw. 3 300 und 2 300 J. v. h. gekommen; weitere kleinflächige Vermoorungen sind um 2 000 bis 1 800 J. v. h. bzw. 1 600 J. v. h. einzustufen (CASPERs et al. 1995, S. 55, Abb. 8).

Diverse Untersuchungen (BEHRE & STREIF 1980, STREIF 1982, BEHRE 1986, STREIF 1990b, CASPERs et al. 1995, Abb. 9) haben sich mit den Zusammenhängen zwischen Meeresspiegelschwankungen und Phasen transgressiver bzw. regressiver Küstenentwicklung befasst. Dabei ergab sich, dass ein langsam steigender Meeresspiegel die Ausbreitung von Niedermooren über vormalige Brackwasser- bzw. Wattgebiete begünstigt. Temporäre Absenkungen des Meeresspiegels führen dagegen zu oxidativer Torfzersetzung bzw. Bodenbildung oder leiten einen Umschlag von Niedermoor- zu Hochmoorvegetation ein. Im Hinblick auf Höhenänderungen des Meeresspiegels vermitteln die geologischen Befunde aus den Watten und Marschen das Bild eines generell ansteigenden Meeresspiegels, wobei sich die Anstiegsrate ab ca. 6 500 J. v. h. allmählich verringert. Dabei ist ein zyklischer Wechsel von Phasen mit verlangsamtem bzw. beschleunigtem Ansteigen des Meeresspiegels zu erkennen. Temporäre Meeresspiegelabsenkungen sind um 2 700 J. v. h. bzw. um die Zeitenwende belegt. Zwischen der Zeitenwende und dem Beginn weit zurückreichender Pegelmessungen existiert eine Informationslücke mit spärlichen Einzeldaten, die in zusammenfassender Form von STREIF (1990b, Abb. 29) publiziert und von HOFSTEDE (1991) durch Daten über globale Temperaturänderungen, dendrochronologische Hinweise auf Warm- und Kaltphasen sowie Veränderungen der Alpengletscher ergänzt worden sind.

### 3. Methode

Für die Rekonstruktion früherer Meeresspiegelstände sind vor allem die organischen Schichten der oben beschriebenen holozänen Sedimentfolgen von Bedeutung – fossile Torfe, Bodenhorizonte (Dwoghorizonte), Mikrobenmatten über Wattsedimenten und Salzwiesen (Heller- bzw. Grodenschichten). Sie liefern zum einen Material, das durch radiometrische Messungen Altersbestimmungen ermöglicht, zum anderen lässt sich über die Rekonstruktion des Ablagerungsmilieus die ursprüngliche Höhenlage des MThw eingrenzen. Setzungen, die aufgrund natürlicher Verdichtungsprozesse in den feinkörnigen, schluffig-tonigen Küstenablagerungen auftreten, sind im Bereich der Ostfriesischen Inseln zu vernachlässigen, da die sandigen Holozänsedimente im Liegenden nur eine sehr geringe sekundäre Verdichtung zulassen.



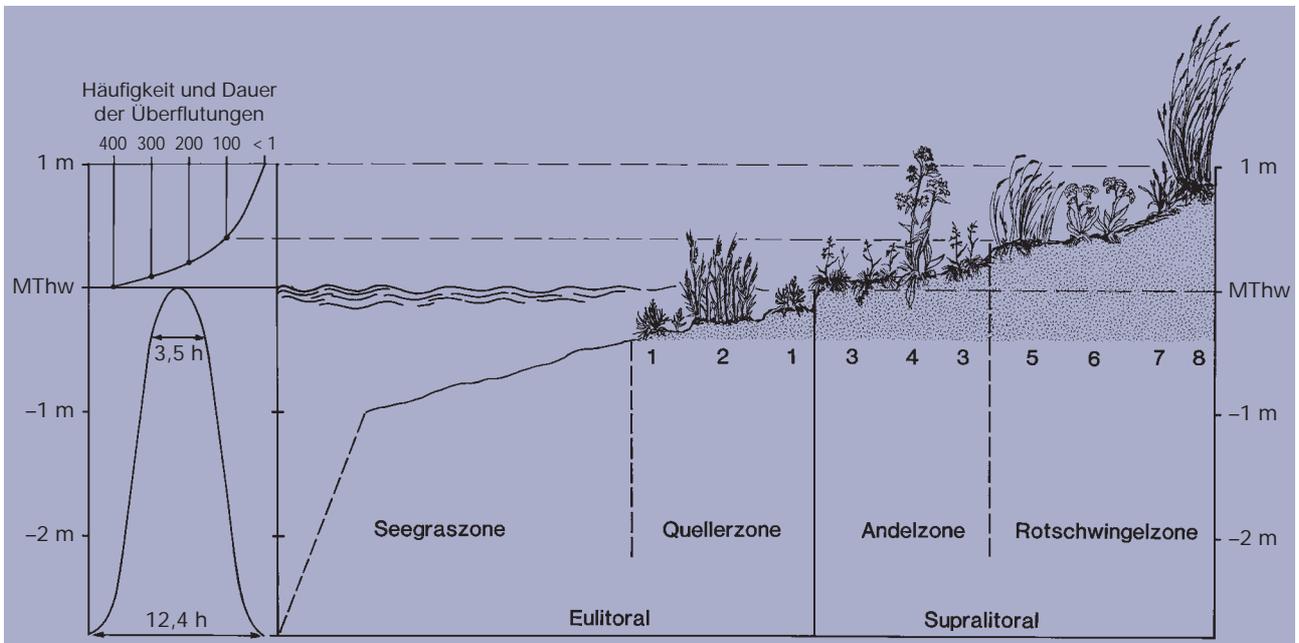
**Fig. 3** Luftbild vom Nordwestteil der Insel Juist im Oktober 1981. Die durch Erosion am Strand freigelegten subrezenten Hellerschichten sind deutlich sichtbar (Foto: KOLDE 1981).

Dass die Ostfriesischen Inseln nicht lagestabil sind, ist durch geologische Untersuchungen hinlänglich bekannt; Position und Verlauf der Inselkette sind allein durch marine Morphodynamik bedingt. Die gesamte Problematik der Inselverlagerung kann an dieser Stelle nicht diskutiert werden, es sei daher auf die Ausführungen bei STREIF (1990b, S. 111 ff.) verwiesen. Grundsätzlich existieren zwei Bewegungsrichtungen, die getrennt betrachtet werden müssen: eine westöstlich gerichtete Verlagerung, wobei ein generelles Durchwandern der Inseln aufgrund des alten Reliefs im Untergrund auszuschließen ist, sowie eine nordsüdlich gerichtete Verlagerung. Untersuchungen von BARCKHAUSEN (1969), HANISCH (1980) und STREIF (1986) haben ergeben, dass die Dünenfront der Inseln in den letzten 2000 Jahren um mindestens 500 m nach Süden auf den Inselheller vorgeückt sein muss. Dies hat zur Folge, dass dieser von den Inseldünen überwandert und der ursprüngliche Entwicklungszustand dieses Faziesbereichs konserviert

wurde. Wie die Figuren 3 und 4 zeigen, können die einst im landwärtigen Teil der Inseln entstandenen Salzwiesen beim weiteren Verlagern der Inseln schließlich am seeseitigen Strand erosiv freigelegt werden. Stellenweise treten dort mehrere, treppenartig überein-

**Fig. 4** Insel Juist, Gebiet westlich des Hammersees im November 1998. Am Strand streichen mehrere übereinander liegende, durch niedrige Kliffs gegeneinander abgesetzte subrezente Salzwiesenhorizonte aus (Foto: FREUND 1998).





**Fig. 5** Idealisierter Schnitt durch den Heller einer Ostfriesischen Insel. Je nach Höhenlage über MThw, Überflutungshäufigkeit pro Jahr und Überflutungsdauer pro Tide bilden sich im Eulitoral und Supralitoral charakteristische Vegetationszonen heraus (1 = Queller, 2 = Englisches Schlickgras, 3 = Andel, 4 = Strandaster, 5 = Rotschwingel, 6 = Strandflieder, 7 = Meerstranddreizack, 8 = Dünenquecke; aus STREIF 1990b).

ander liegende Horizonte zu Tage, die durch niedrige Kliffs gegeneinander abgesetzt sind. Diese Abfolgen dokumentieren vergangene Entwicklungszustände der Inseln, aus denen sich mit Hilfe naturwissenschaftlicher Untersuchungsmethoden historische Höhenänderungen des MThw rekonstruieren lassen.

Obwohl die Salzwiesen nahezu eben erscheinen, weisen sie eine deutliche Höhengliederung in bestimmte Vegetationszonen auf. Diese Zonierung hängt von der Dauer der Wasserbedeckung, der Überflutungshäufigkeit sowie dem Salzgehalt des Bodens ab, mithin also von der relativen Höhenlage zum MThw. Figur 5 zeigt, dass die Verlandung der Watten bereits im Vorfeld der eigentlichen Salzwiesen einsetzt. Bis ca. 50 cm unter MThw, also noch im Bereich des Eulitorals, wachsen therophytenreiche Pflanzenbestände, die von obligaten Halophyten dominiert werden. Es handelt sich u. a. um verschiedene Quellerarten (z. B. *Salicornia stricta*, *Salicornia brachystachya*, häufig zusammengefasst unter dem Namen *Salicornia europaea* agg.) und die Strandsode (*Suaeda maritima*). Etwa in Höhe des MThw trennt eine mehr oder weniger steil ausgebildete Hüllkante das Eulitoral von den Salzwiesengesellschaften des Supralitorals. Tief liegende Bereiche der Salzwiese werden von der Andelwiese eingenommen (*Puccinellietum maritimae*). Auch hier dominieren obligate Halophyten. Da diese Zone noch von ca. 250 Überflutungen im Jahr erreicht wird, treten im Substrat Salzgehalte um 20‰ Cl<sup>-</sup> auf. Ab einer Höhe von ca. 25 cm über MThw wird die Andelzone von verschiedensten Pflanzengesellschaften der Strandnelken- oder auch Rotschwingelzone (*Armerion maritimae*) abgelöst. Diese Zone wird nur noch von 40–70 Überflu-

tungen pro Jahr erreicht, so dass hier die Salzgehalte im Substrat unter 15‰ Cl<sup>-</sup> absinken. Die am weitesten verbreitete Pflanzengesellschaft ist hier die Bottenbinse (*Juncetum gerardii*), die sich ausgezeichnet als Viehwede eignet. Im marinen Einflussbereich ist die Strandnelken- bzw. Rotschwingelzone der höchstgelegene Standort, auf dem noch marine Sedimente abgelagert werden können (Haloserie). Eine weitere Aufhöhung ist dann nur noch durch äolische Sedimentation möglich (Dünenserie, Xeroserie). In feuchten Niederungen zwischen den Dünen können ebenfalls organische Ablagerungen vorkommen. Diese liegen außerhalb des marinen Überflutungsbereiches und sind deshalb durch eine Vergesellschaftung von süßwasserabhängigen Arten gekennzeichnet; Halophyten sind nur noch vereinzelt als Begleiter anzutreffen.

Alle Pflanzengesellschaften der Salzwiesen und feuchten Dünentäler hinterlassen in den entsprechenden Sedimenten eine typische Signatur an Pollenkörnern und Makroresten (Samen, Früchte, Blätter usw.), die durch Pollen- und Makrorestanalysen erfassbar ist. Derartige subrezente Horizonte sind somit Archive, aus denen sich die ursprünglichen Ablagerungsbedingungen (Pflanzengesellschaften, Höhenstufen usw.) rekonstruieren lassen. Eine deutliche Zonierung innerhalb des Inselhellers zeichnen auch die Kieselalgen (*Diatomeae*) nach, die je nach Höhenstufe und Salzgehalt in unterschiedlicher Anzahl und Zusammensetzung auftreten (ZONG & HORTON 1999). In fossilen Wattschichten bieten sie sogar die einzige Möglichkeit, das Ablagerungsmilieu verlässlich zu rekonstruieren.

Von entscheidender Bedeutung für die Erstellung eines Zeit/Tiefen-Diagramms der MThw-Entwicklung

ist neben der Faziesanalyse und der Ermittlung der Höhenlage die exakte Altersbestimmung der einzelnen Schichten. Hier ist vor allem die Radiokarbondatierung das wichtigste Instrument. Die zu untersuchenden Ablagerungen aus dem Eu- und Supralitoral stellen hohe Ansprüche an die Methode, vor allem in Bezug auf Auswahl und Vorbehandlung der Proben. Es gilt vor allem zwei Probleme zu lösen:

- Die Horizonte sind meist geringmächtig und liegen dicht übereinander gestapelt, so dass jüngere Wurzeln aus dem Hangenden in ältere Hellerschichten eindringen können.
- Durch Erosion und Aufarbeitung älterer Schichten (z.B. frühholozäner Basaltorf) kann umgelagertes Material in die zu untersuchenden Horizonte gelangen und zu hohe Alter vortäuschen.

Das Probenmaterial wird daher vor der Datierung fraktioniert geschlämmt (Maschenweite 3 mm, 0,75 mm, 0,25 mm) und unter der Stereolupe durchmustert. Hierbei lässt sich biotopfremdes Material, wie z.B. größere Mengen Torfmoosblättchen (*Sphagnum spec.*) oder jüngere bzw. rezente Wurzelreste, herauslesen, um auf

**Fig. 6** Freierodierte subrezente Wattschichten am Nordostende der Vogelschutzinsel Mellum mit zahlreichen Exemplaren der Sandklaffmuschel (*Mya arenaria*) in Lebendstellung (Foto: FREUND Oktober 1997)



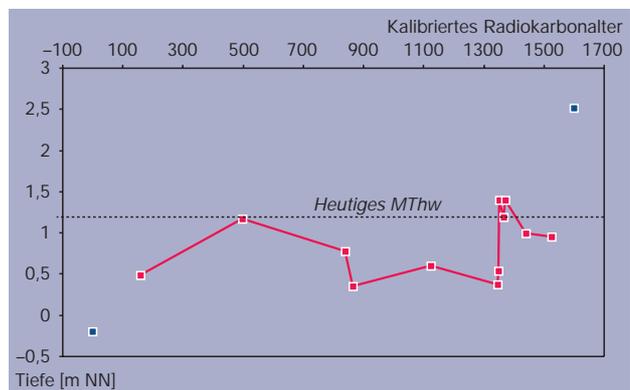
diese Weise die Kontamination zu verringern. Ein weiteres Problem besteht darin, dass feinklastische Heller- und Wattschichten nur wenig datierbares organisches Material enthalten. Häufiger sind hier Muschelschalen, wobei nach Möglichkeit nur doppelklappige, in Lebendstellung befindliche Exemplare (*Cerastoderma edule*, *Mya arenaria*, *Scrobicularia plana*) datiert werden, um eine Umlagerung auszuschließen (Fig. 6). Bei Schnecken (z.B. *Hydrobia ulvae*) ist dies nicht in gleicher Weise möglich. Da Auswirkungen des Hartwassereffekts auf die Datierungsergebnisse nicht auszuschließen sind, wurde nur in Ausnahmefällen Schalenmaterial zu Altersbestimmungen herangezogen. In Zusammenarbeit mit dem Isotopenlabor der Geowissenschaftlichen Gemeinschaftsaufgaben in Hannover (Sektion 3: Prof. Dr. M. A. GEYH) werden zur Zeit systematische Untersuchungen durchgeführt, um zu prüfen, inwieweit fossiles Schalenmaterial zur Datierung herangezogen werden kann und ob die ermittelten Alter mit den an pflanzlichem Material gewonnenen Daten vergleichbar sind.

#### 4. Subrezente Salzwiesen- und Wattschichten als natürliche Pegelmarken am Beispiel der Insel Juist

Subrezente Salzwiesen- und Wattschichten wurden bislang auf den Inseln Memmert, Borkum, Juist, Langeoog, Wangerooge und Mellum beprobt und untersucht. Erste Ergebnisse sollen hier am Beispiel der Insel Juist vorgestellt werden, wo eine weite Spannbreite von Faziestypen anzutreffen ist.

Juist zeichnet sich in besonderer Weise durch das Auftreten subrezipienter Salzwiesenhorizonte aus. Eine kartographische Dokumentation durch HORST aus dem Jahre 1739 (Staatsarchiv Aurich, Kartensammlung) belegt, dass schon vor 260 Jahren Relikte älterer Entwicklungszustände der Insel bei Stranderniedrigungen erosiv freigelegt wurden. Gleichzeitig liefert dies einen eindeutigen Hinweis auf die Existenz subrezipienter Hel-

**Fig. 7** Höhenlage radiokarbondatierter subrezipienter Horizonte des Eu- und Supralitorals – kalibriertes <sup>14</sup>C-Alter in Jahren vor und nach der Zeitenwende. Die mit einem blauen Quadrat gekennzeichneten Punkte sind noch nicht exakt eingemessen bzw. datiert.





**Fig. 8** In die Oberfläche eines subrezentem Horizontes eingedrückte Trittsiegel eines beschlagenen Pferdes (Foto: STREIF 1984)

lerschichten, deren Entstehungszeit vor 1739 datiert. Heutzutage kommt es vor allem im Westteil der Insel Juist immer wieder zu Abbrüchen am Fuß der Haak- und Billdünen sowie zu Strandabtragungen westlich des Hammersees, so dass dort zwischen ca. NN  $-0,20$  und  $+2,50$  m zeitweilig mehrere, oft treppenartig übereinander liegende humose bis torfige Horizonte zu Tage treten. In mehreren Geländekampagnen ist es gelungen, eine nahezu komplette Abfolge der Inselentwicklung vom basalen Wattsockel bis in die obere Salzwiese zu dokumentieren. Wie aus Figur 7 hervorgeht,

**Fig. 9** Scherbenfragment sogenannter Werraware aus Enkhuizen, eingepasst in das Foto eines vollständig erhaltenen Stückes. Die sichtbaren Ziffern 06 geben das Brenndatum an und lassen die Scherbe exakt auf das Jahr 1606 datieren (Foto: HOFFMANN 1998).



umfassen die Profile, aneinander gereiht, eine vertikale Abfolge von mehr als 2,50 m.

Die Oberflächen der freigelegten Salzwiesenhorizonte tragen neben Überresten der Flora und Fauna auch Artefakte, die wertvolle Hinweise auf die Nutzung der Salzwiesen und auch auf die Siedlungsgeschichte der Insel liefern. Dies sind zum einen Reste ehemaliger Grabensysteme, Trittsiegel von Paarhufern und beschlagenen Pferden, die auf eine Entwässerung und Beweidung der Salzwiesen hindeuten (Fig. 8). Mit etwa 100 Pferden unterhielt der Graf von Ostfriesland noch 1628 das größte Gestüt Ostfrieslands auf Juist. Es lebten auch mehrere Bauern auf der Insel, von denen um 1655 eine Familie über nicht weniger als 30

Kühe verfügte. Weiterhin gibt es archäologische Befunde, die vermutlich mit dem alten Ort Juist in Zusammenhang stehen, der 1651 mit dem Hammerdurchbruch untergegangen ist. Es handelt sich um Backsteine im Klosterformat, einen Werkstein aus Gildehauser Sandstein, Bleireste und Keramikscherben. Das in Figur 9 abgebildete Scherbenfragment einer sogenannten Werraware konnte anhand der sichtbaren Ziffern 06, die das Brenndatum markieren, exakt auf das Jahr 1606 datiert werden. Probleme bei der Interpretation dieser Funde bereitet die Tatsache, dass solche Gegenstände durch Erosion aus dem ursprünglichen Verband ausgewaschen werden und bis auf das Niveau bindiger erosionsresistenter älterer Schichten absinken, wo sie sich in einem Kondensationshorizont anreichern. In solchen Anreicherungshorizonten werden dabei Fundstücke unterschiedlichen Alters eingebettet.

Der fossile Wattsockel eines älteren Entwicklungsstandes von Juist konnte nördlich der Billdünen in einer Tiefe von ca. NN  $-0,20$  cm ergraben und beprobt werden. Diese Schicht ist noch nicht exakt eingemessen, so dass diese Angabe auf einer geschätzten Höhenbeziehung zum nächstgelegenen Höhenmesspunkt beruht. Das Sediment enthielt Fragmente von Mollusken, jedoch keine datierbaren doppelklappigen Schalen in Lebendstellung. Datierungen an Mollusken und Schnecken fossiler Wattschichten in nahezu identischer Tiefenlage des Borkumer West- und Ostlandes ergaben konventionelle  $^{14}\text{C}$ -Alter von  $2090 \pm 115$  J. v. h. (NN  $-0,30$  bis  $-0,23$  m, *Hydrobia ulvae*, Hv 22942) und  $2120 \pm 115$  (NN  $-0,50$  bis  $-0,30$  m, *Cardium edule*, Hv 22943). Eine ähnliche Zeiteinstufung ist auch für das benachbarte fossile Juister Watt wahrscheinlich, was einen MThw-Stand um NN bedeuten würde. Im Hangenden schließen sich zwischen NN  $+0,27$  bis  $+0,51$  m drei nur wenige Zentimeter mächtige humose Lagen an. Durch spezielle Untersuchungen wird zur Zeit ge-

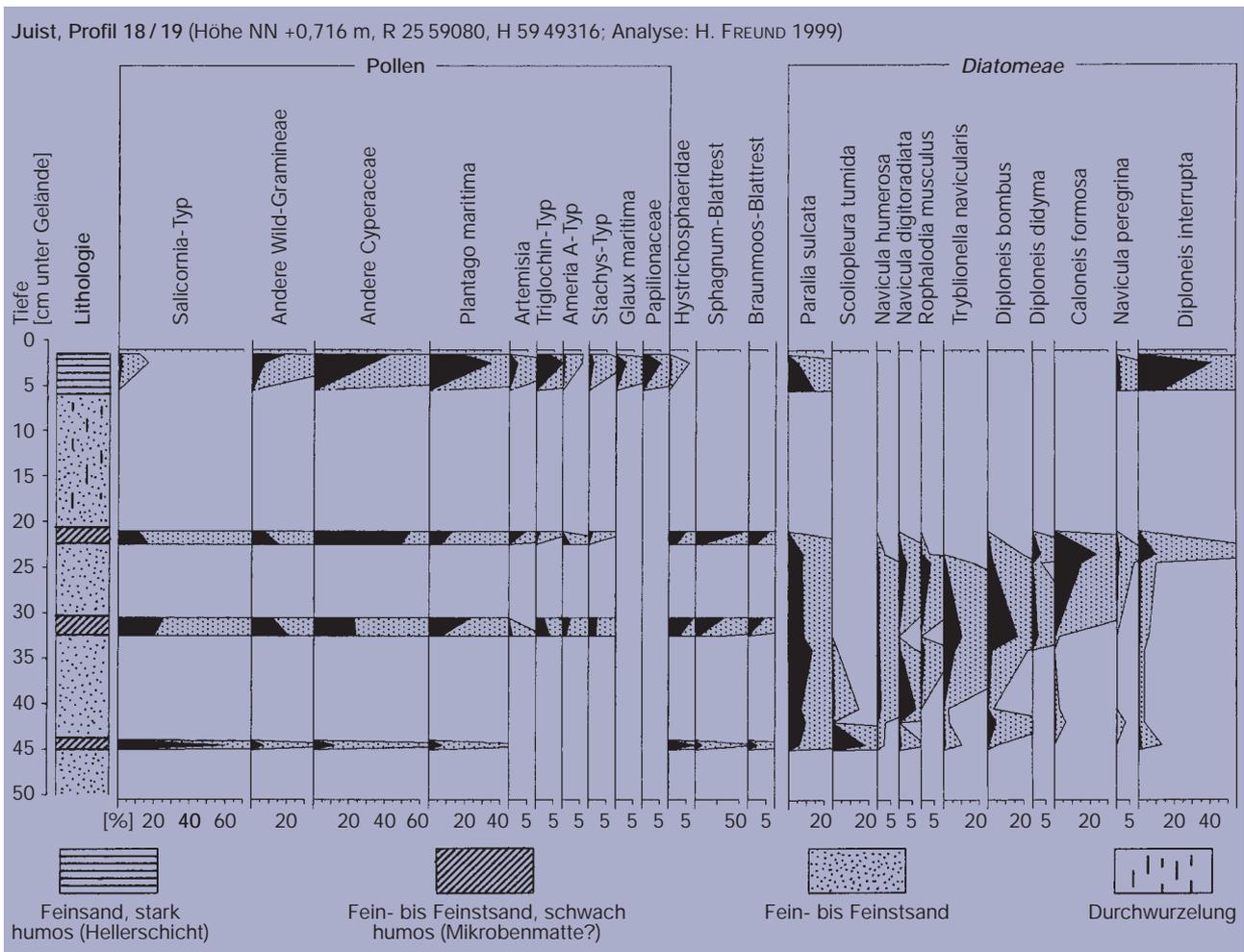


Fig. 10 Vereinfachtes, kombiniertes Pollen- und Diatomeendiagramm eines Profils vom Nordweststrand der Insel Juist. Die unteren subrezentzen Horizonte lassen sich eindeutig dem Eulitoral zuordnen, während der obere Horizont als Bildung der unteren Salzwiese anzusprechen ist (Angaben in %, Gesamtsumme nachgewiesener Arten = 100%).

klärt, ob es sich bei diesen Bildungen um echte Mikrobenmatten handelt, die in den heutigen Nordseewatten immer in unmittelbarer Nähe der Hochwassermarken auftreten. Die in Figur 10 dargestellten Ergebnisse der Pollen- und Diatomeenanalyse zeigen deutlich, dass es sich bei den 3 unteren Horizonten um Ablagerungen des oberen Eulitorals handelt. Ein hoher Anteil allochthonen Materials wie Braun- und Torfmoosblätter bzw. Dinoflagellatenzysten sowie der prozentual hohe Anteil von Pollenkörnern des Quellertyps (*Salicornia*-Typ) an der Gesamtpollensumme erlauben es, die Ablagerung auf den Bereich des Quellerwatts, d. h. das Tiefenintervall zwischen ca. 0,5 m unter MThw und MThw einzugrenzen. Dies wird auch durch die Diatomeenanalyse bestätigt, da die vorgefundene Vergesellschaftung von Arten wie z. B. *Diploneis didyma*, *Scolioleura tumida*, *Caloneis formosa* oder *Navicula digitradiata* nach Vos & DE WOLF (1988) ebenfalls auf ein Milieu im Übergang vom Eu- zum Supralitoral schließen lässt. Nachgewiesene Umlagerungen erschweren die Datierung dieser Schichten erheblich, so dass hier vermutlich auf die AMS-Datierung einzelner ausgelesener Samen zurückgegriffen werden muss.

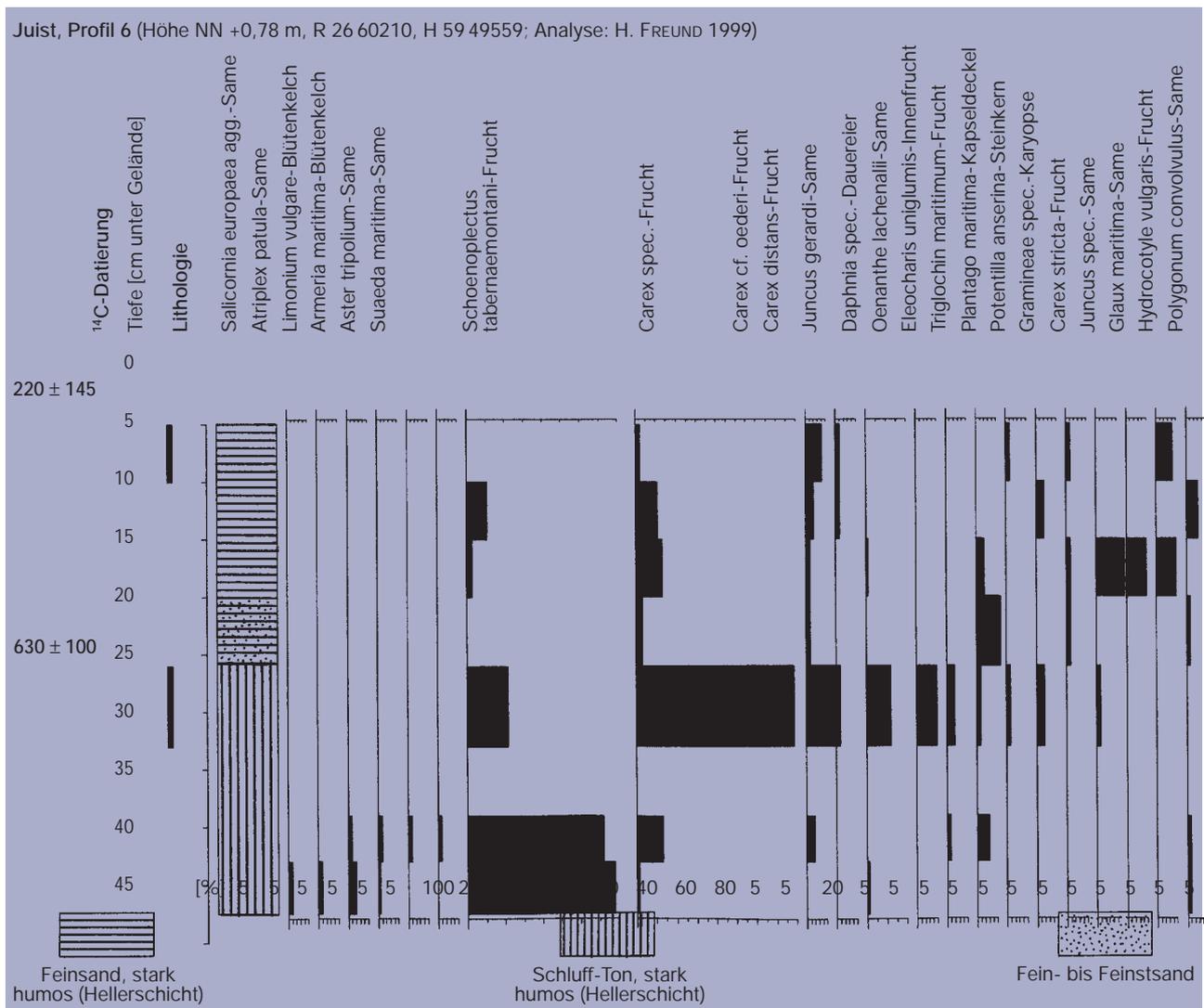
Im Hangenden dieser Schichten des oberen Eulitorals folgt, durch Fein- bis Feinstsand getrennt, ein erster echter Horizont der unteren Salzwiese (NN +0,64 bis +0,72 m). Hierfür sprechen sowohl das Massenvorkommen der benthischen Diatomee *Diploneis interrupta* als auch das verstärkte Auftreten von Pollenkörnern typischer Salzwiesenarten wie *Artemisia* (vermutlich *Artemisia maritima*/Salz-Beifuß), *Glaux maritima* (Milchkraut) oder *Plantago maritima* (Strand-Wege- rich). Dieser Horizont entspricht vermutlich dem räumlich benachbarten Hellerhorizont, der bereits von STREIF (1986, 1990b) beschrieben wurde. Die mit einem konventionellen <sup>14</sup>C-Alter von 1955 ± 130 J. v. h. (Hv 13131, NN +0,43 bis +0,53 m) datierte Schicht lässt sich durch eine nahezu identische Pollen- und Diatomeenführung recht gut mit der neuen Fundstelle konnectieren. Dieser Horizont dokumentiert die wohl älteste, im Schutz eines Düngürtels entstandene Salzwiesenbildung der Insel Juist. Aus diesen Fakten kann abgeleitet werden, dass zwischen der Bildungszeit des fossilen Juister Watts (ca. 2100 J. v. h.) und dem ersten Heller (ca. 1955 J. v. h.) lediglich ein geringer Anstieg des MThw erfolgt sein dürfte.

In der weiteren Schichtenfolge subrezenter Salzwiesenbildungen der Insel Juist folgen zwischen NN +0,50 bis +0,80 m weitere Ablagerungen der unteren Salzwiese, die zeitlich bis ins 14. Jh. reichen. Stellenweise treten an ihrer Basis Brackwasserröhrichte auf, die, wie Figur 11 zeigt, durch Massenvorkommen der Grauen Seebirse (*Schoenoplectus tabernaemontani*) charakterisiert sind. Die Entwicklung geht dann in einen Salzwiesenkomplex über, der in besonderem Maße durch Röhrichtelemente (*Eleocharis uniglumis*/Einspelzige Sumpfbirse) und Vertreter von Flutrasen- und Flachmoorgesellschaften (*Potentilla anserina*/Gänsefingerkraut, *Hydrocotyle vulgaris*/Wassernabel) gekennzeichnet ist, was auf oligohaline Verhältnisse und eine entsprechende Höhenstufe schließen lässt. Das gleichzeitige Auftreten von Daphniden-Dauereiern untermauert dies, da für die Entwicklung von Wasserflöhen zumindest teilweise Süßwasserhältnisse herrschen müssen. Es handelt sich aber keineswegs um die Ablagerung eines feuchten Dünentals, sondern

um eine Artenkombination der Strandnelken- oder Rot-schwingelzone (z. B. *Juncetum gerardii*, *Ononido-Caricetum distantis* o.ä.). Die Diatomeenanalyse gibt für den basalen Teil des Profils Hinweise auf noch häufige marine Kontakte unter ruhigen Sedimentationsbedingungen, die im mesohalinen Milieu (Brackwassertümpel) abliefen, während der obere Bereich bei schwachem Salzgehalt eindeutig dem oberen Supralitoral zuzuordnen ist.

Etwa zeitgleich mit dem Brackwasserröhricht, das sich auf Juist (ca. 630 J.v.h., NN +0,36 bis +0,43 m) vermutlich nur wenig über der MThw-Linie gebildet hat, existierte im Borkumer Westland im Niveau um NN ein Quellerwatt des oberen Eulitoral. Sein Alter konnte durch die Datierung eingelagerter Knochen eines Sterntauchers (*Gavia cf. stellata*) mit  $660 \pm 60$  J.v.h. (Hv 22941) sehr gut bestimmt werden. Dementsprechend muss das MThw im Raum Borkum/Juist in der Zeitspanne zwischen 1287 und 1415 n. Chr. in einem Niveau von NN -0,20 bis +0,20 m gelegen haben.

Fig. 11 Vereinfachtes Makrorestdiagramm eines Profils vom Strand westlich des Hammersees. An der Basis finden sich typische Arten eines Brackwasserröhrichts, die Entwicklung geht dann in einen Salzwiesenkomplex über (absolute Mengenangaben).



Juist, Profil 2 (Höhe NN +1,41 m, R 25 59222, H 59 49342; Analyse: H. FREUND 1998/99)

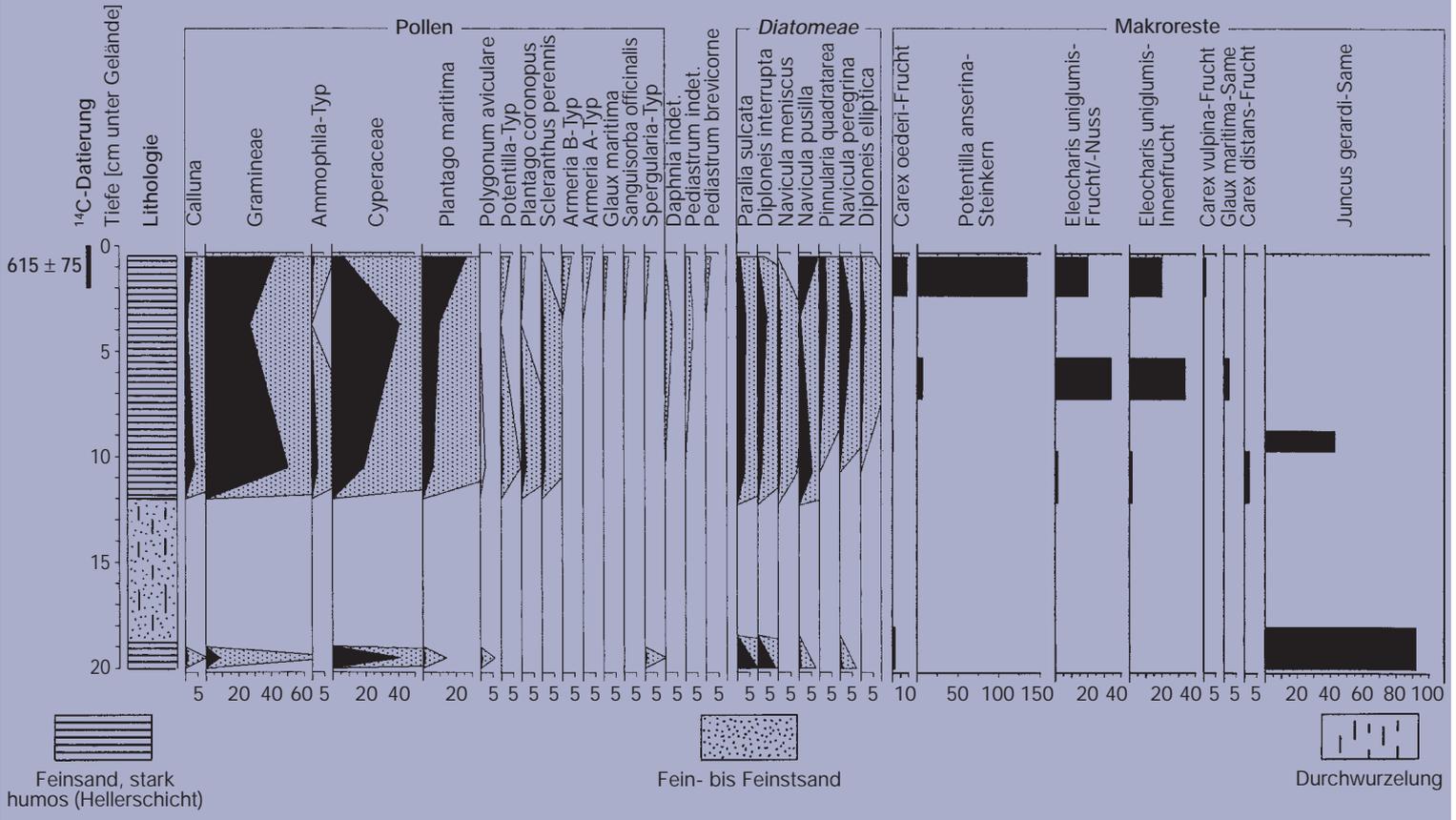


Fig. 12 Vereinfachtes, kombiniertes Pollen-, Diatomeen- und Makrorestdiagramm einer subrezentem Ablagerung der oberen Salzwiese (bei Pollen und Diatomeen Angaben in %, Gesamtsumme nachgewiesener Arten = 100%, bei Makroresten absolute Mengenangaben)

Weiterhin existieren auf Juist Hellerschichten zwischen NN +0,90 bis +1,41 m, wobei die jüngeren, stärker sandig ausgebildeten Horizonte den Höhen um NN +1,40 zuzuordnen sind. Die tiefer liegenden Schichten datieren dagegen in das 15. bis 16. Jh. Am Beispiel eines Profils werden in der Figur 12 die Ergebnisse der Pollen-, Diatomeen- und Makrorestanalyse exemplarisch für den gesamten Höhenbereich dargestellt. Sie erlauben eine Zuordnung in das obere Supralitoral, wobei der hohe Anteil von *Juncus gerardi*-Samen die Existenz einer Bottenbinsenwiese wahrscheinlich macht. Der Nachweis von Grünalgenkolonien und *Daphnia*-Resten deutet auf einen Süßwassereinfluss hin. Besondere Beachtung verdient das Auftreten von *Scleranthus perennis*-Pollenkörnern (Ausdauerndes Knäuelkraut), das zusammen mit *Ammophila* (Strandhafer) und *Plantago coronopus* (Schlitzblättriger Wegerich) auf den Übergang von den Salzwiesengesellschaften zum unteren Dünenbereich hindeutet. Der erhöhte Nachweis aerophiler, epipelischer Diatomeen (hier vor allem *Navicula pusilla*) stützt diese Einstufung. Für die MThw-Rekonstruktion bedeutet dies eine Schwankungsbreite von ungefähr 0,4 bis 1,0 m oberhalb MThw, wobei die beste Annäherung eher im oberen Bereich liegen dürfte.

Bei der Altersbestimmung der Horizonte in Höhen um NN +1,4 m gibt es eine Überschneidung mit dem

bereits beschriebenen Eulitoral von Borkum und dem Brackwasserröhricht von Juist. Die rekonstruierten MThw-Stände lassen sich allerdings nicht in Einklang bringen. Dies bedeutet, dass vermutlich in einer relativ kurzen Zeit ein steiler Anstieg des MThw erfolgt ist.

Die höchstgelegenen, subrezentem organogenen Horizonte der Insel Juist wurden bislang in einer Höhe von NN +2,5 m angetroffen. Sie konnten über die Faziesanalyse exakt der Pflanzengesellschaft des *Ranunculo-Radioletum linoidis* zugeordnet werden, die sowohl im Bereich feuchter Dünentäler entwickelt ist, aber auch an stark anthropozoogen überformten Stellen der oberen Salzwiese auftreten kann, die zumeist schon zur Dünenkette vermitteln. Radiometrische Altersbestimmungen dieser Horizonte stehen noch aus. Aufgrund der Ergebnisse der Diatomeenanalyse ist eine Ablagerung im oberen Salzwiesenbereich wahrscheinlich, wobei Massenvorkommen von *Stephanodiscus rotula* und *Stephanodiscus minutulus* auf oligohalobe Verhältnisse hindeuten. Das spätere Vorrücken der Dünenfront auf diese höchste Schicht der oberen Salzwiese wird durch zahlreiche Weidenwurzeln belegt. Entsprechende Wurzeln fehlen in den schon beschriebenen, darunter liegenden Horizonten der oberen Salzwiese, so dass hier tatsächlich der Übergang von der oberen Salzwiese zu den Dünen exakt fassbar ist.

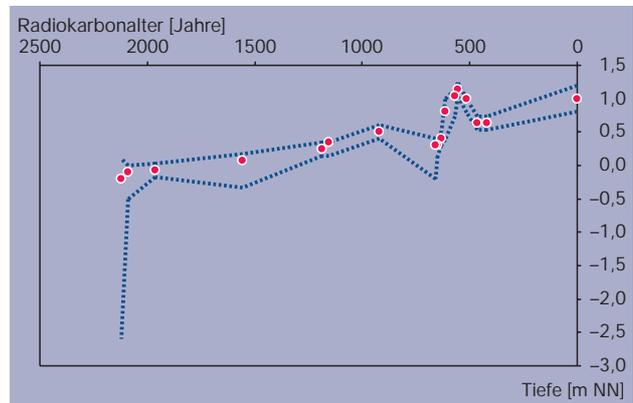
## 5. Erster Ansatz einer Rekonstruktion des MThw-Anstiegs der letzten 2000 Jahre

Auf der Basis bislang vorliegender Datierungen und Faziesanalysen wird zunächst versucht, in sich schlüssige, kleinräumige Muster der MThw-Änderungen zu entwerfen. In einem zweiten Schritt sollen diese lokalen Befunde zu einem Zeit/Tiefendiagramm der gesamten Region der Ostfriesischen Inseln von Borkum bis Mellum zusammengefasst werden. In dieses Bild sollen auch Meeresspiegeldaten von den niederländischen Nordseeinseln einfließen.

Für die Inseln Juist, Borkum und Memmert ergibt sich anhand bislang vorliegender Daten folgendes Bild: Für die Zeit von ca. 2100 J. v. h. bis ca. 1200 J. v. h. (cal. 340 v. Chr. bis 1015 n. Chr.) zeigt sich ein relativ gleichmäßiger Anstieg des MThw um ca. 0,40 m (Abb. 13). Überraschenderweise gibt es keinerlei Hinweise auf ein stärkeres Ansteigen des MThw in den ersten nachchristlichen Jahrhunderten, wie er aus archäologischen Befunden zum kaiserzeitlichen Wurtenbau in der Marsch abgeleitet wird. Dies mag auf die für diesen Zeitabschnitt noch etwas lückenhaften Höhendaten von den Inseln zurückgehen.

Auch Hinweise auf ein niedriges MThw-Niveau während der frühmittelalterlichen Flachsiedlungsphase in der Marsch lassen sich aus dem vorliegenden Diagramm nicht ableiten. Ein etwas steilerer Anstiegsgradient zwischen 1200 und 900 J. v. h. (cal. 1015–1230 n. Chr.) dokumentiert einen Anstieg des MThw. Dieser dürfte wahrscheinlich der zweiten Wurtenbauphase in der Marsch entsprechen. Ursprünglich wurde erwartet, dass sich dieser Anstieg ohne Unterbrechung bis in das mittelalterliche Klimaoptimum fortsetzen würde. Für das 14. Jh. (ca. 660 J. v. h./konventionelles  $^{14}\text{C}$ -Datum) zeichnen sich jedoch Hinweise auf eine bislang noch nicht beschriebene Absenkung des MThw ab. Als mögliche Ursache dieser Absenkung kommen die mittelalterlichen Meereseinbrüche im Gebiet des Jadebusens oder der Harlebucht in Betracht. Aus den Niederlanden liegen Beobachtungen über Veränderungen des Tidehubs vor, die beim Abdeichen des IJsselmeeres bzw. der Lauwers Zee in den angrenzenden Wattgebieten eingetreten sind. Künftig ist zu prüfen, ob und in welchem Umfang sich im umgekehrten Falle das Einbrechen großer Wattbuchten in die Marschenlandschaft auf den Tidehub im Bereich vorgelagerter Barriereinseln auswirken kann.

Die beschriebenen Auswirkungen können jedoch nur von kurzer Dauer gewesen sein, denn schon um 500 J. v. h. ist für Juist ein MThw belegt, das in etwa dem heutigen entspricht. Dies deckt sich mit Befunden von Langeoog, Wangerooge und Mellum, die für diesen Zeitraum ebenfalls Hochstände des MThw anzeigen. Ab ca. 460 J. v. h. (cal. 1410–1465 n. Chr.) kommt es zu einem erneuten Absinken des MThw, was vermutlich auf die beginnende Klimaverschlechterung der Kleinen Eiszeit zurückzuführen ist. Da moderne Pegelmessungen über die letzten 150 Jahre ein ansteigendes MThw



**Fig. 13** Rekonstruktion des MThw-Anstiegs der letzten 2000 Jahre der Inseln Borkum, Memmert und Juist. Die gerissenen Linien geben jeweils den möglichen maximalen und minimalen Wert des MThw an, die roten Punkte markieren die beste Annäherung (best estimate) an das damalige MThw.

belegen und das MThw im Mittelalter annähernd die gleiche Höhe hatte wie heute, muss es zwischenzeitlich eine Absenkung des MThw gegeben haben. Das Ausmaß dieser Absenkung lässt sich bislang nur schwer quantifizieren. Auf Juist gibt es jedoch einige Hinweise dafür, dass das MThw in dieser Phase von ca. NN +1,00 m zumindest auf ein Niveau von NN +0,40 m, eventuell sogar auf NN -0,20 m abgesunken sein könnte.

Das für die Inseln Borkum, Juist und Memmert erarbeitete Schema der MThw-Entwicklung ist in seinen Grundzügen auch auf die Inseln Langeoog, Wangerooge und Mellum sowie auf die niederländischen Inseln übertragbar. Auftretende zeitliche Phasenverschiebungen, vor allem bei den niederländischen Werten, könnten methodische Ursachen haben. Dieser Problematik muss im weiteren Verlauf der Untersuchungen unbedingt Rechnung getragen werden.

Vor dem Hintergrund der aktuellen Diskussion um Klimaveränderungen und Meeresspiegelanstieg lässt sich festhalten, dass es in den vergangenen 2000 Jahren natürliche, vom anthropogenen Treibhauseffekt völlig unbeeinflusste Änderungen des MThw gegeben hat, deren Ausmaß den heute prognostizierten Zahlen entspricht. Die Ostfriesischen Inseln als solche waren dabei aber nie in ihrem Bestand gefährdet, obgleich es natürlich zu tief greifenden Veränderungen der Inselgestalt oder wie bei der Insel Buise auch zum Untergang einer Insel kam. Um verlässliche Prognosen in die Zukunft zu stellen, ist es daher wichtig, die Klimaänderungen der jüngsten geologischen Vergangenheit genau zu kennen und deren Auswirkungen auf das MThw zu erfassen.

## Danksagung

Die Forschungsarbeiten werden mit Mitteln der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG-STR 142/4-1) gefördert, ihr sei an dieser Stelle herzlichst gedankt.

Unser Dank gilt auch den Mitarbeitern des Niedersächsischen Landesbetriebes für Wasserwirtschaft und Küstenschutz, die Nivellements der Untersuchungs-

punkte durchführten, sowie Herrn EILTS und seinen Mitarbeitern der Außenstelle Juist, die uns bei den Geländearbeiten unterstützt haben.

## Literatur

- BARCKHAUSEN, J. (1969): Entstehung und Entwicklung der Insel Langeoog – Beispiele zur Quartärgeologie und Paläogeographie eines ostfriesischen Küstenabschnittes. *Oldenburger Jb.*, **68**: 239 – 281. Oldenburg i. O.
- BEHRE, K.-E. (1986): Meeresspiegeländerungen und Besiedlung während der Zeit um Christi Geburt in den Nordseemarschen. *Offa*, **43**: 45 – 53. Neumünster.
- BEHRE, K.-E., & B. MENKE (1969): Pollenanalytische Untersuchungen an einem Bohrkern der südlichen Doggerbank. *Dt. Akad. Wiss. Berlin, Beiträge zur Meereskunde*, **24/25**: 122 – 129. Berlin.
- BEHRE, K.-E., & H. STREIF (1980): Kriterien zu Meeresspiegel- und darauf bezogenen Grundwasserabsenkungen. *Eiszeitalter und Gegenwart*, **30**: 153 – 160. Hannover.
- BEHRE, K.-E., DÖRJES, J., & G. IRION (1984): Ein datierter Sedimentkern aus der Nordsee. *Probl. Küstenforsch. südl. Nordseegebiet*, **15**: 135 – 148. Hildesheim.
- CAMERON, T. D. J., DOORN, D. VAN, LABAN, C., & H. STREIF (1993): Geology of the Southern North Sea Basin. In: HILLEN, R., & H. J. VERHAGEN [Eds.]: *Coastlines of the Southern North Sea*. New York, 14 – 26.
- CASPERS, G., JORDAN, H., MERKT, J., MEYER, K.-D., MÜLLER, H., & H. STREIF (1995): III Niedersachsen. In: BENDA, L. [Hrsg.]: *Das Quartär Deutschlands*. Berlin und Stuttgart, 23 – 58.
- EISMA, D., MOOK, W. G., & C. LABAN (1981): An early Holocene tidal flat in the Southern Bight. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, **5**: 229 – 237. Oxford.
- HANISCH, J. (1980): Neue Meeresspiegeldaten aus dem Raum Wangeroog. *Eiszeitalter und Gegenwart*, **30**: 221 – 228. Hannover.
- HOFSTEDE, J. (1991): Hydro- und Morphodynamik im Tidebereich der Deutschen Bucht. *Berliner geogr. Studien*, **31**.
- HOSSELMANN, C., & H. STREIF (1997): Bilanzierung der holozänen Sedimentakkumulation im niedersächsischen Küstenraum. *Z. dt. geol. Ges.*, **148** (3/4): 431 – 445.
- HOSSELMANN, C., & H. STREIF (1998): Methods used in a mass-balance study of Holocene sediment accumulation on the southern North Sea coast. In: HARFF, J., LEMKE, W., & K. STATTEGGER [Eds.]: *Computerized Modelling of Sedimentary Systems*. Berlin [u. a.], 361 – 374.
- JELGERSMA, S. (1979): Sea-level changes in the North Sea basin. In: OELE et al. [Hrsg.]: *The Quaternary History of the North Sea*. *Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. Annum Quingentesimum Celebrantis*, **2**: 233 – 248. Uppsala.
- LONG, D., LABAN, C., STREIF, H., CAMERON, T. D. J., & R. T. E. SCHÜTTENHELM (1988): The sedimentary record of climatic variation in the southern North Sea. *Phil. Trans. Soc. London*, **B 318**: 523 – 537. London.
- LUDWIG, G., MÜLLER, H., & H. STREIF (1979): Neuere Daten zum holozänen Meeresspiegelanstieg im Bereich der Deutschen Bucht. *Geol. Jb.*, **D 32**: 3 – 22. Hannover.
- MENKE, B. (1976): Befunde und Überlegungen zum nacheiszeitlichen Meeresspiegelanstieg (Dithmarschen und Eiderstedt, Schleswig-Holstein). *Probl. Küstenforsch. südl. Nordseegebiet*, **11**: 145 – 161. Hildesheim.
- Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung (1995): *Quartärgeologische Übersichtskarte von Niedersachsen und Bremen 1 : 500000*. Hannover.
- STREIF, H. (1982): The occurrence and significance of peat in the Holocene deposits of the German North Sea coast. *ILRI Publication 30, Proceed. of the Symposium on Peat Lands below Sea Level*: 31 – 41. Wageningen.
- STREIF, H. (1986): Zur Altersstellung und Entwicklung der Ostfriesischen Inseln. *Offa*, **43**: 29 – 44. Neumünster.
- STREIF, H. (1990a): Quaternary sea-level changes in the North Sea, an analysis of amplitudes and velocities. In: BROSCHE, P., & J. SÜNDERMANN [Eds.]: *Earth's Rotation from Eons to Days*. Berlin [u. a.], 201 – 214.
- STREIF, H. (1990b): *Das Ostfriesische Küstengebiet – Nordsee, Inseln, Watten und Marschen*. Sammlung Geologischer Führer, **57**. Berlin und Stuttgart.
- VOS, P. C., & H. DE WOLF (1988): *Paleo-ecologisch diatomeeën onderzoek in de Nordsee en provincie Noord-Holland in het kader van het kustgenese project, Taakgroep 5000*. Rijks Geologische Dienst, Afdeling Paleobotanie Kenozoicum Diatomeeën, Rapport No. 500. Haarlem.
- ZONG, Y., & B. HORTON (1999): Diatom-based tidal-level transfer functions as an aid in reconstructing Quaternary history of sea-level movements in UK. *Journal of Quat. Sc.*, **14** (2): 153 – 167. Chichester.

Manuskriptannahme: 26. Juni 1999

Dr. HOLGER FREUND, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Stilleweg 2, D-30655 Hannover  
E-Mail: H.Freund@bgr.de  
Dr. HANSJÖRG STREIF, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Stilleweg 2, D-30655 Hannover  
E-Mail: H.Streif@nlfb.de