

1. Wasserstandsentwicklung in der südlichen Ostsee während des Holozäns

1.1 Einführung

Kurzfristige, vor allem meteorologisch bedingte Änderungen des Wasserstandes der Ostsee überlagern säkular wirkende Prozesse, die durch Klimaänderungen und Vertikalbewegungen der Erdkruste verursacht werden. Diese Prozesse, die Zeiträume von mehreren tausend Jahren umfassen, lassen sich nur durch die Interpretation, d. h. durch die Dekodierung indirekter Informationen, studieren. Solche Informationen liefern zum Beispiel die Sedimente der Küsten- und Beckenräume, Reste von Tier- und Pflanzenwelt, aber auch Kulturreste menschlicher Siedlungen in ehemaliger Küstennähe, die auf spezifische Weise den paläogeographischen und ökologischen Wandel und damit auch Änderungen menschlicher Lebensräume widerspiegeln. Untersuchungen langfristiger Trends der Wasserstandsentwicklung sind auch für den Küsteningenieur und Raumplaner von Bedeutung, da diese Untersuchungen Anhaltspunkte für natürliche Abläufe der Küstenbildung liefern, die in modernen Konzepten des Küstenzonenmanagements zunehmend Berücksichtigung finden.

Die Geschichte der geologisch jungen Ostsee spiegelt in exemplarischer Weise die Überlagerung zweier Prozesse wider – der exogenen Wasserspiegelvariation und der endogenen Erdkrustenbewegung. Beide Prozesse sind an die Entwicklung des Klimas während des Quartärs gebunden. Abb. 1.1 zeigt die Entwicklung der atmosphärischen Temperatur in den letzten 10 000 Jahren.

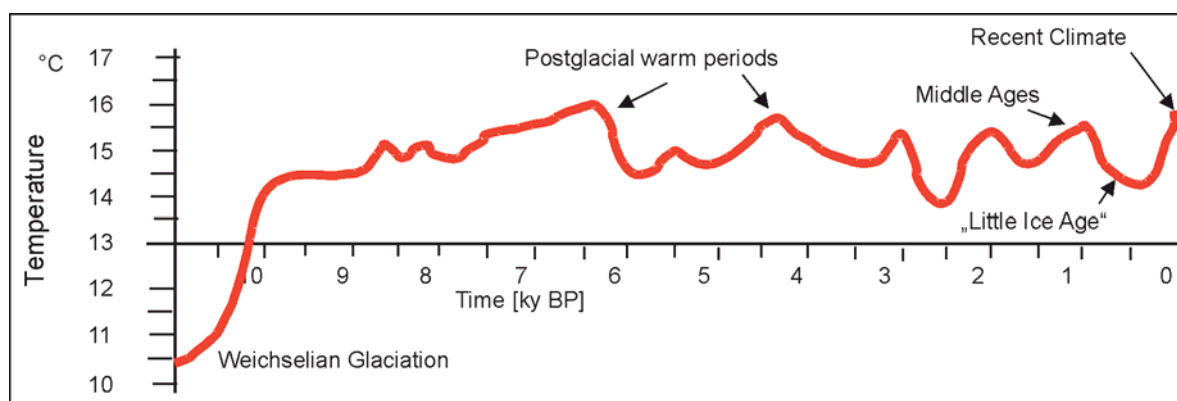


Abb. 1.1: Paläotemperaturentwicklung der letzten 10 000 Jahre (nach LOZÁN et al., 1998)

Erst nachdem das skandinavische Inlandeis infolge der postweichseleiszeitlichen globalen Klimaerwärmung abzuschmelzen beginnt, gibt es sukzessiv ein Becken frei, das sich zunächst mit Schmelz- und Niederschlagswasser füllt und später durch Einbruch von Salzwasser aus der Nordsee zu demjenigen brackischen Meer wird, mit dem wir auch heute noch leben. Globaler Meeresspiegelanstieg durch die abschmelzenden Eismassen und durch den sich erwärmenden und expandierenden Wasserkörper der Ozeane sowie Vertikalbewegungen der Erdkruste im Bereich der Ostseeeingänge regulieren das hydrographische System der Ostsee in ihrer geologischen Geschichte. Dabei beobachten wir im Bereich des Ostseebeckens einen starken Gradienten der vertikalen Erdkrustenbewegung. Während der größte Teil Skandinaviens durch Hebungstendenz gekennzeichnet ist, die den eustatischen Mee-

resspiegelanstieg deutlich kompensiert, führt das nördliche Mitteleuropa überwiegend Senkungsbewegungen aus, welche die Auswirkungen des eustatischen Anstieges hier noch verstärken. An den Küsten der Ostsee können daher die Auswirkungen eines steigenden und eines fallenden Meeresspiegels gleichzeitig studiert werden.

1.2 Die Ostsee: Geotektonik, Hydrographie und Entwicklung

Die Ostsee ist ein intrakontinentales Randmeer, welches von den Landmassen Skandi-naviens, des nördlichen Mitteleuropas und Nordosteuropas umgeben ist. Abb. 1.2 zeigt eine schematische Darstellung der tektonischen Haupteinheiten. Das Ostseebecken überbrückt die Randzone zwischen Osteuropäischer und Westeuropäischer Plattform, die durch den Tiefenbruch der NW-SE streichenden Tornquist-Teisseyre-Zone (TTZ) und ihre nordwestliche Verlängerung, die Sorgenfrei-Tornquist-Zone (STZ), getrennt werden. Nordöstlich dieser Zone lässt sich der Fennoskandische Schild mit oberflächlich anstehendem präkambrischen Kristallin von der Russischen Tafel mit undeformierten phanerozoischen Sedimenten auf präkambrisch konsolidiertem Fundament unterscheiden. Eine Ausnahme bildet die Baltische Syneklise, eine paläozoische Beckenstruktur im Nordwesten der Russischen Tafel. Westlich der TTZ bilden die Mitteleuropäischen Kaledoniden und Varisziden Teile der Mitteleuropäischen Senke. Im Nordwesten grenzen die Nordwesteuropäischen Kaledoniden an den Fennoskandischen Schild.

Die pleistozänen Vereisungen schufen die heutige Oberflächenmorphologie der baltischen Region (Abb. 1.3): Das Relief der Nordwesteuropäischen Kaledoniden und des Fennoskandischen Schildes wurde durch glaziale Erosion überformt, glazigene und glazifluviatile Sedimentablagerungen prägen das Tiefland der Russischen Tafel und den nordöstlichen Bereich der Westeuropäischen Plattform.

Das Ostseebecken selbst (derzeit mit einer mittleren Wassertiefe von 55 m) wurde durch die exarative Wirkung des Eises ausgeformt und besteht aus einer Kette von Teilbecken (Mecklenburger Bucht, 25 m, Arkonabecken, 50 m, Bornholmbecken, 100 m, Gotlandbecken, 230 m, Bottnischer Meerbusen, 120 m), die durch Schwellen voneinander getrennt sind. Die Verbindung der Ostsee durch die Dänischen Straßen zur Nordsee und damit zum Weltmeer entstand durch Senkungsprozesse der Erdkruste, verbunden mit dem globalen Meeresspiegelanstieg im Holozän.

Das heutige Muster der Vertikalbewegung der Erdkruste im Baltischen Raum reflektiert sowohl das phanerozoische Bewegungsmuster als auch glazio-isostatische Komponenten und bestimmt generell die Gradienten der Küstenlinienänderung zwischen Regression im Bereich des Fennoskandischen Schildes und Transgression an der südlichen Ostseeküste. Daten über die heutigen Krustenbewegungen wurden im Rahmen des IGCP-Projekts Nr. 346 „Neogeodynamica Baltica“ zusammengetragen und decken den Bereich von 4°–36° östlicher Länge bis 47°–65° nördlicher Breite ab. GARETSKY et al. (2001) veröffentlichten eine Karte der rezenten Krustenbewegung des Baltischen Raums, die modifiziert in Abb. 1.4 wiedergegeben ist. Die Beziehungen zwischen Krustenhebung und regionaler tektonischer Strukturierung wird beim Vergleich von Abb. 1.4 und Abb. 1.2 deutlich. Im nördlichen Teil wird die Karte in Abb. 1.4 von der NE-SW-ausgedehnten fennoskandischen Hebungszone beherrscht, wobei ein Maximalwert von > 8 mm/Jahr (nördlicher Bottnischer Meerbusen) erreicht wird. Die Hebungszone des Fennoskandischen Schildes ist von einer Senkungszone gürtelartig umgeben, welche die südliche und südöstliche Ostseeküste beeinflusst. Diese

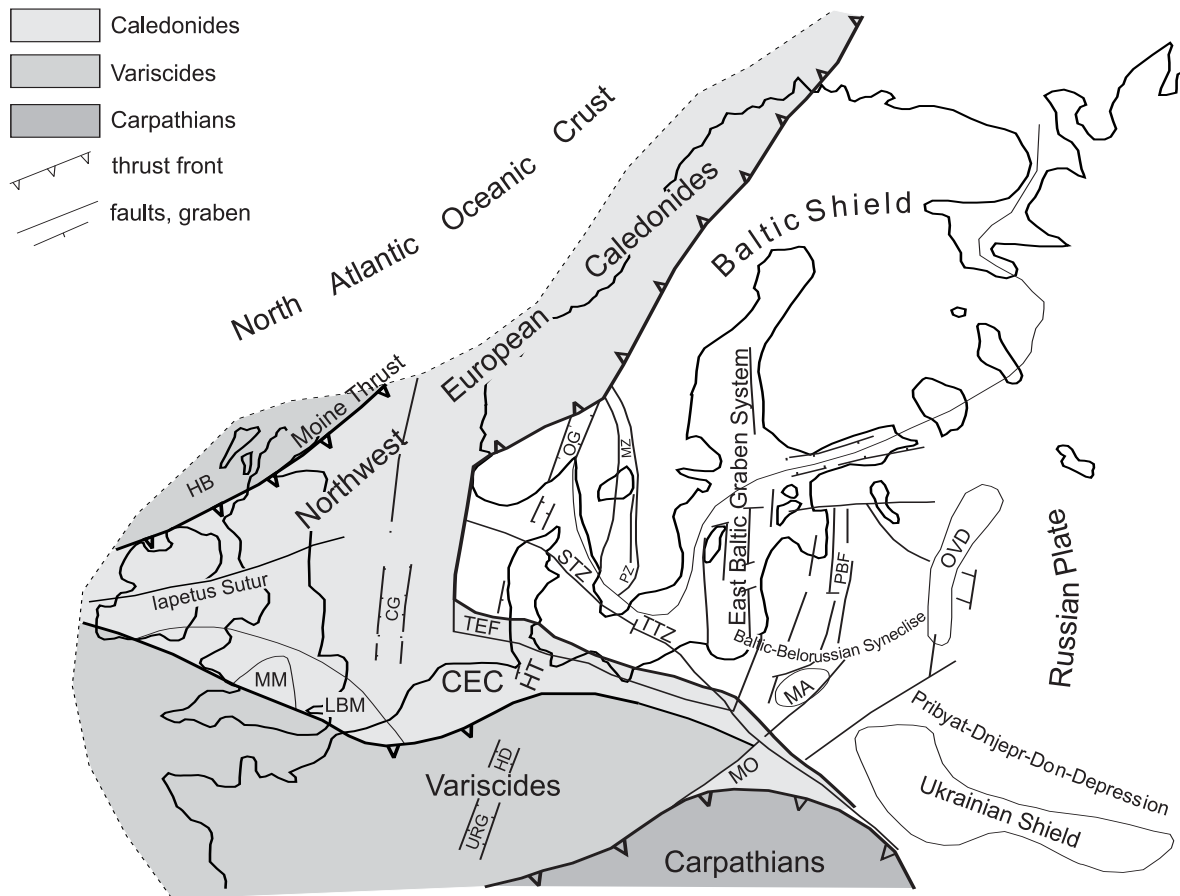


Abb. 1.2: Regionaltektonische Gliederung Nordeuropas (HARFF, FRISCHBUTTER et al., 2001). HB: Hebridischer Schild, MM: Midland-Massiv, LBM: London-Brabanter Massiv, CEC: Zentraleuropäische Kaledoniden, CG: Zentralgraben, URG: Oberrhein-Graben, HD: Hessische Senke, HT: Hamburger Trog, OG: Oslo-Graben, MZ: Mylonit-Zone, PZ: Proterozoic-Zone, MA: Masurische Anteklise, OVD: Orsha-Valday-Senke, PBF: Pribaltische Störungen, MO: Moravosilesian, STZ: Sorgenfrei-Tornquist-Zone, TEF: Transeuropäische Störung

Senkungszone quert N-S-streichende tektonische Elemente („Pribaltic Faults“) ebenso wie die die NW-SE-streichende Tornquist-Teisseyre-Zone und wird von FJELDSKAAR (1994) als kollabierender Lithosphärenwulst gedeutet, der sich ehemals vor der Stirn des skandinavischen Inlandgletschers ausgebildet hatte.

Westlich der Tornquist-Tesseire- bzw. Sorgenfrei-Tornquist-Zone ist die Beziehung zwischen Vertikalbewegung der Kruste und regionaltektonischem Inventar (WNW-ENE streichender Transeuropean Fault und N-S streichender Grabenstrukturen) deutlicher ausgeprägt. Hier befinden wir uns im Bereich der Zugänge des Weltmeeres zum ästuarinen Wasserkörper der Ostsee.

Das humide Klima bedingt eine positive Wasserbilanz der Ostsee und damit eine ästuarine Zirkulation mit einem nach Norden abnehmend thermohalin geschichteten Wasserkörper – ein wichtiges Charakteristikum dieses Meeres (MATTHÄUS u. FRANCK, 1992; WULFF et al., 1990). Der dadurch eingeschränkte vertikale Wasseraustausch führt vor allem in den tiefen, zentralen Becken zu anoxischen Verhältnissen unterhalb einer permanenten Redoxkline. Das Fehlen benthischer Organismen in den tiefen Becken verhindert hier die Bioturbation und bewirkt damit die Ausbildung laminierter Sedimentfolgen, die die Entwicklungsgeschichte der Ostsee mit einer hohen zeitlichen Auflösung abbilden. So gelang es, an-

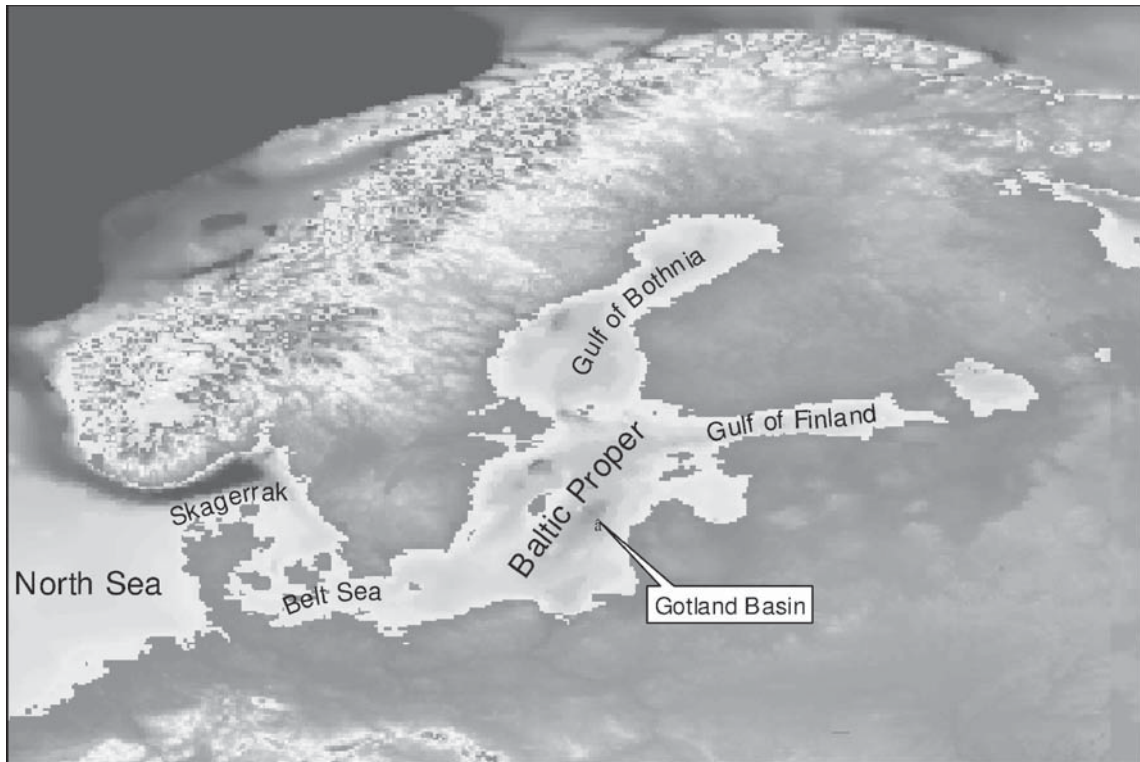


Abb. 1.3: Digitales Geländemodell der Baltischen Region nach Daten von EDWARDS (1989)

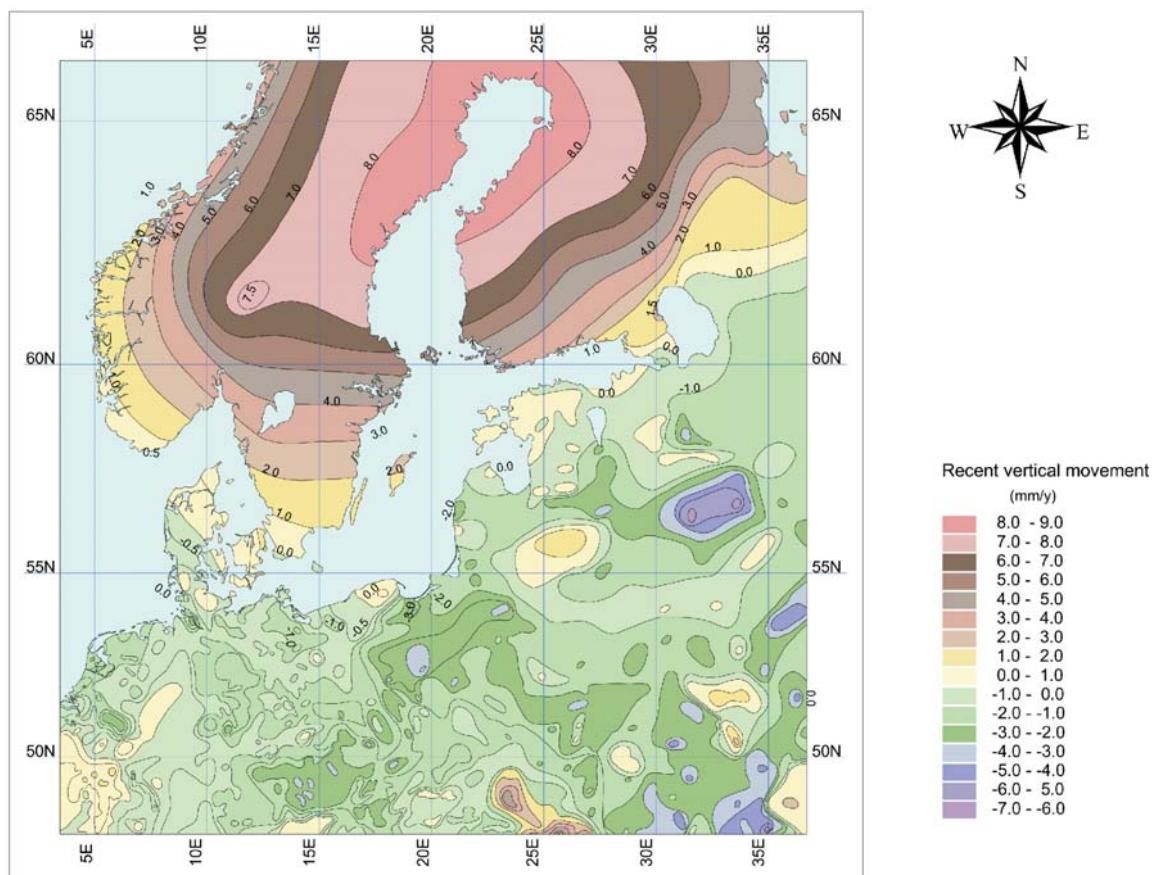


Abb. 1.4: Rezente Vertikalbewegungen der Erdkruste nach HARFF, FRISCHBUTTER et al. (2001), überarbeitet nach GARETSKY et al. (2001)

hand der sedimentphysikalischen Eigenschaften die Sedimente aus dem Gotlandbecken (Abb. 1.5) stratigraphisch in Zonen zu untergliedern, welche die Hauptentwicklungsphasen der Ostsee widerspiegeln.

Aus der Abb. 1.5 wird deutlich, dass in die nichtlamierten limnischen Sedimente des Baltischen Eisstausees (Zonen A-1 bis A-3) und des Ancylussees (A-5, A-6) eine geringmächtige lamierte Sedimentfolge (A-4) eingeschaltet ist, ein Beleg für die Yoldia-Phase, eine kurze frühe marin-brackische Episode der Ostsee. Deutlich heben sich dann mit dem Einsetzen laminierte Sedimentfolgen die Ablagerungen des Littorina-

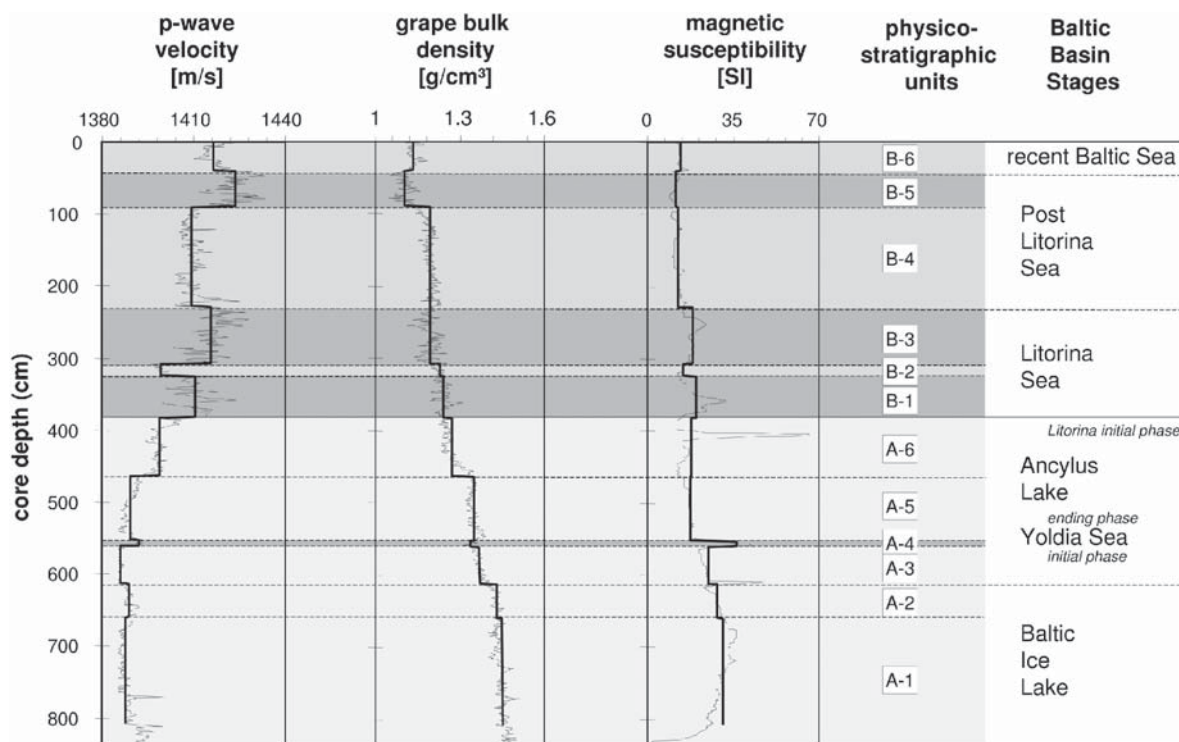


Abb. 1.5: Stratigraphische Gliederung der Sedimente des Gotlandbeckens nach sedimentphysikalischen Eigenschaften nach HARFF et al. (2001)

und Postlittorina-Meeres von den limnischen Sedimenten ab. Wechselnd ausgebildete Lamination zeigt aber auch hier eine unterschiedliche Sauerstoffversorgung des Tiefenwassers während der Sedimentation, die vor allem auf wechselnde Zuflussbedingungen von Nordseewasser durch die Dänischen Straßen hinweist. Die Regulierung des Zuflusses ist ein Ergebnis des Wechselspiels von Meeresspiegelanstieg und Vertikalbewegung der Erdkruste.

1.3 Relative Meeresspiegeländerungen im Holozän

Man bestimmt die Meeresspiegeländerungen aus dem Alter von Paläogeländeoberflächen, die bei ihrer Bildung nahe dem Paläo-Meeresspiegel gelegen haben, und ihrer Lage-differenz zum rezenten Meeresspiegel. Zur Altersbestimmung verwendet man vorwiegend Radiokarbondatierungen von organischen Resten im Sediment. Auch archäologische Funde

können Hinweise auf das Alter geben. Da Änderungen der Meeresspiegelhöhen mit Bezug auf das Festland angegeben werden, stellen sie relative Größen dar (RSL – relative sea level), die immer sowohl den eustatischen als auch den Vertikalbewegungsanteil der Oberfläche der Erde erfassen. Letzterer umfasst wiederum Komponenten wie isostatische, tektonische Bewegungen. Lokal tragen auch Salztektionik und Kompaktion zur differentiellen Vertikalbewegung der Erdkruste bei.

Meeresspiegeländerungen während des Holozäns wurden an vielen Lokalitäten der Ostsee untersucht (u. a. KOLP, 1979; KOLP, 1981; KLIEWE u. JANKE, 1982). Eine umfassende Kompilierung von Daten legte PIRAZZOLI (1991) als eines der Hauptergebnisse des IGCP-Projekts 274 „Coastal Evolution during the Quaternary“ vor. Um das unterschiedliche Verhalten der regionalen tektonischen Einheiten, welche die Entwicklung des Ostseebeckens beeinflussen, zu beschreiben, wurden Kurven an ausgewählten Standorten untersucht.

Um eine Abschätzung der isostatischen und eustatischen Anteile bei der Änderung des relativen Meeresspiegels vornehmen zu können, wird als Bezugsgröße die Änderung des relativen Meeresspiegels im Bereich des Kattegatt betrachtet, von der man annehmen kann, dass sie vorwiegend durch eustatische Prozesse bestimmt ist. Eine entsprechende Kurve hatte MRNER (1976) publiziert. Eine Isolierung der isostatischen Komponente aus den relativen Meeresspiegelnderungskurven ist auf recht einfache Weise möglich:

$$d_i(t) = rsl_i(t) - esl(t), t \in \{-8000, 0\}, i \in I,$$

wobei rsl die relative Meeresspiegelnderung, esl die eustatische Änderung (hier nach MRNER, 1976), I die Indexmenge der betrachteten RSL-Kurven, t die Zeit und d den isolierten isostatischen Anteil der RSL-Kurven darstellen.

Berechnet man auf diese Weise für typische RSL-Kurven die entsprechenden Differenzkurven, so ergibt sich das in Abb. 1.6 gezeigte Bild.

Die kontinuierliche Hebung des Fennoskandischen Schildes lässt sich an den entsprechenden c -Kurven in der Abb. 1.6 deutlich ablesen. Dagegen zeigen die Kurven an der südlichen Ostseeküste vor allem zu Beginn bis etwa 5000 konv. ^{14}C -Jahren BP eine deutliche Senkungstendenz, die dann abklingt und in regional differenziertes Verhalten übergeht. Das rezente Bild ergibt sich aus der Karte in Abb. 1.4. Damit könnte die von FJELDSKAAR (1994) vertretene These des postpleistozn bis frhholozn kollabierenden Lithosphrenwulstes im Randbereich des Fennoskandischen Schildes gestützt werden.

Neben der global wirkenden eustatischen und der regional wirkenden isostatischen Komponente drücken sich in den RSL-Kurven auch subregional und lokal wirkende neotektonische, kompaktionsbedingte und hydrodynamisch zirkulationsbedingte Komponenten aus, deren komplexes Zusammenspiel im südwestlichen Ostseeraum bisher nur teilweise verstanden ist. Für den Bereich östlich der Darsser Schwelle bis zur Oderbucht stellt sich die Wasserspiegelentwicklung im Küstenraum nach LAMPE (2002) wie folgt dar (Abb. 1.7).

Die frühesten Phasen des Baltischen Eisstausees (BIL), der im Zeitraum um 13 000 BP entstand (BJÖRK, 1995) lassen sich durch Warventone in Wassertiefen um –25 m NN nachweisen (LEMKE, 1998). Ab der älteren Dryas ist ein Wasserspiegelanstieg in den Seen und Tälern zu verzeichnen (WLP), dessen Höhepunkt in das endende Allerd und in die jüngere Dryas datiert (KLIEWE u. JANKE, 1978). Dieser steht aber mit dem Wasserspiegelanstieg des BIL nicht unmittelbar in Verbindung. Ob die im Großen Haff bis –11 m, in der Oderbucht bis –16 m NN (KRAMARSKA, 1998) hinab reichenden Torfe den maximalen Wasserstand im

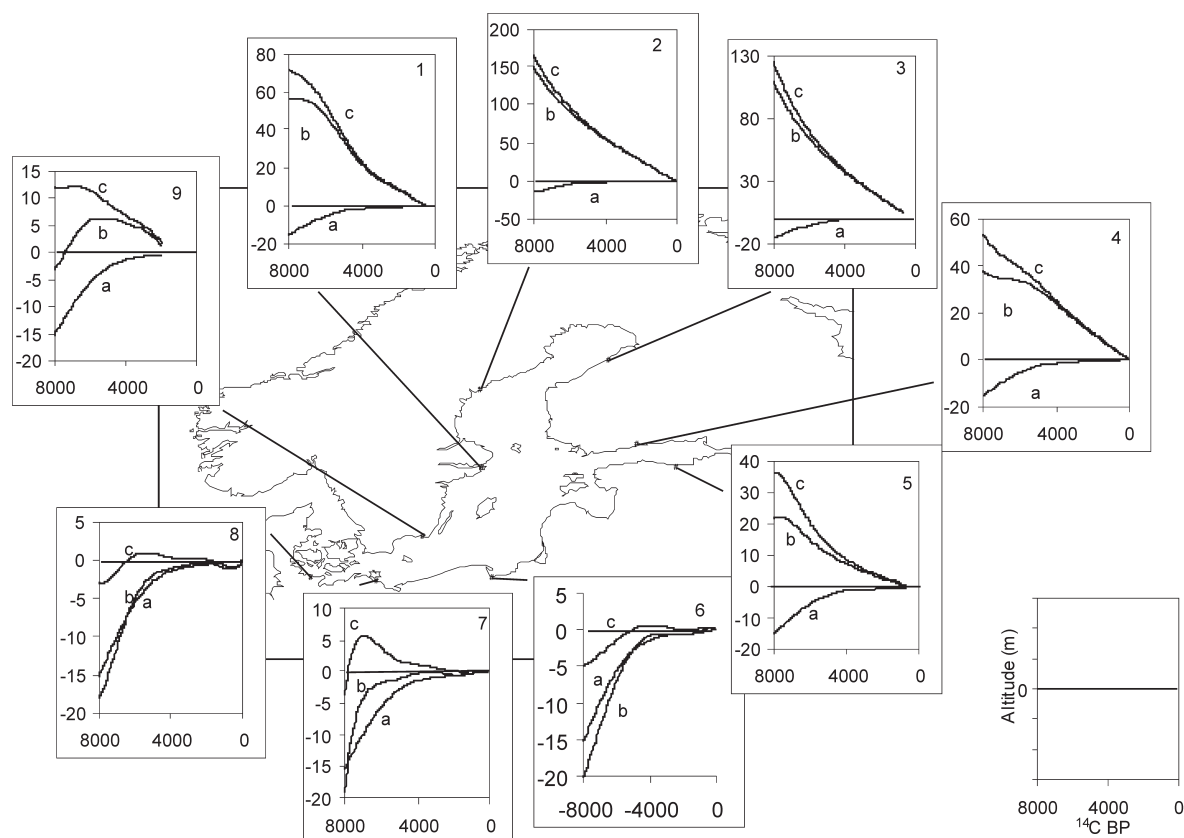


Abb. 1.6: RSL-Kurven (markiert durch „b“) verglichen mit einer eustatischen Kurve (esl, markiert durch „a“ nach den von MÖRNER (1976) gegebenen Daten) und der abgeleiteten „isostatischen“ Komponente (bezeichnet mit „c“) nach HARFF, FRISCHBUTTER et al. (2001). Die Zeit ist in der Grafik als konventionelles ^{14}C -Alter seit dem Beginn der Littorina-Transgression bei 8000 konv. ^{14}C -Jahren BP angegeben. Besonders deutlich wird der unterschiedliche Verlauf der relativen Wasserspiegeländerungen im Bereich des Fennoskandischen Schildes und der südlich angrenzenden Senkungszone. Die Dominanz der isostatischen Komponente auf dem Fennoskandischen Schild bestimmt den regionalen Gradienten zwischen regressivem Meer im Norden und seiner Transgression im Süden

Tal der Unteren Oder bzw. im heutigen Ostseebecken repräsentieren, ist keineswegs klar, da mindestens bis in diese Zeit mit austauendem Toteis und damit verbundenen Lageänderungen synchron gebildeter Sedimente zu rechnen ist. LEMKE (1998) gibt für den Zeitraum Alleröd-Jüngere Dryas den Wasserstand des BIL östlich der Darsser Schwelle als von -40 auf -20 m NN ansteigend an (s. a. BENNIKE u. JENSEN, 1998). In der Tromper Wiek aufgenommene seismische Profile lassen SCHWARZER et al. (2000) den Höchststand des BIL sogar bei -9 m vermuten, was mit einer neotektonischen Hebung um 6 m entsprechend SCHUMACHER u. BAYERL (1999) begründet wird. Wenn sich diese hohe Lage bestätigen ließe, würde daraus zumindest für den westlichen Teil der Oderbucht ein deltaähnlicher, durch Flussverzweigungen und lokale Kleingewässer gekennzeichneten endpleistozäner Sedimentationsraum resultieren. Die Transgression des Baltischen Eisstausees wird mit der Freigabe der Pforte bei Billingen/Schweden um etwa $10\,300$ BP beendet und der Wasserspiegel erneut auf ca. -40 m abgesenkt (finale Regression des BIL). Damit setzt in den Tälern die frühholozäne Tiefenerosionsphase (EER) und in den Becken eine weitergehende Verlandungs- und Trockenfallphase ein, die den Zeitraum Präboreal und Boreal umfassen (JANKE, 1978). Zumindest die tieferliegenden Bereiche haben aber schon bald eine erneute Vernässung erfahren. Im Ostseebecken hat nach BJÖRK (1995) bereits um 9500 BP die Phase des Ancyclus-

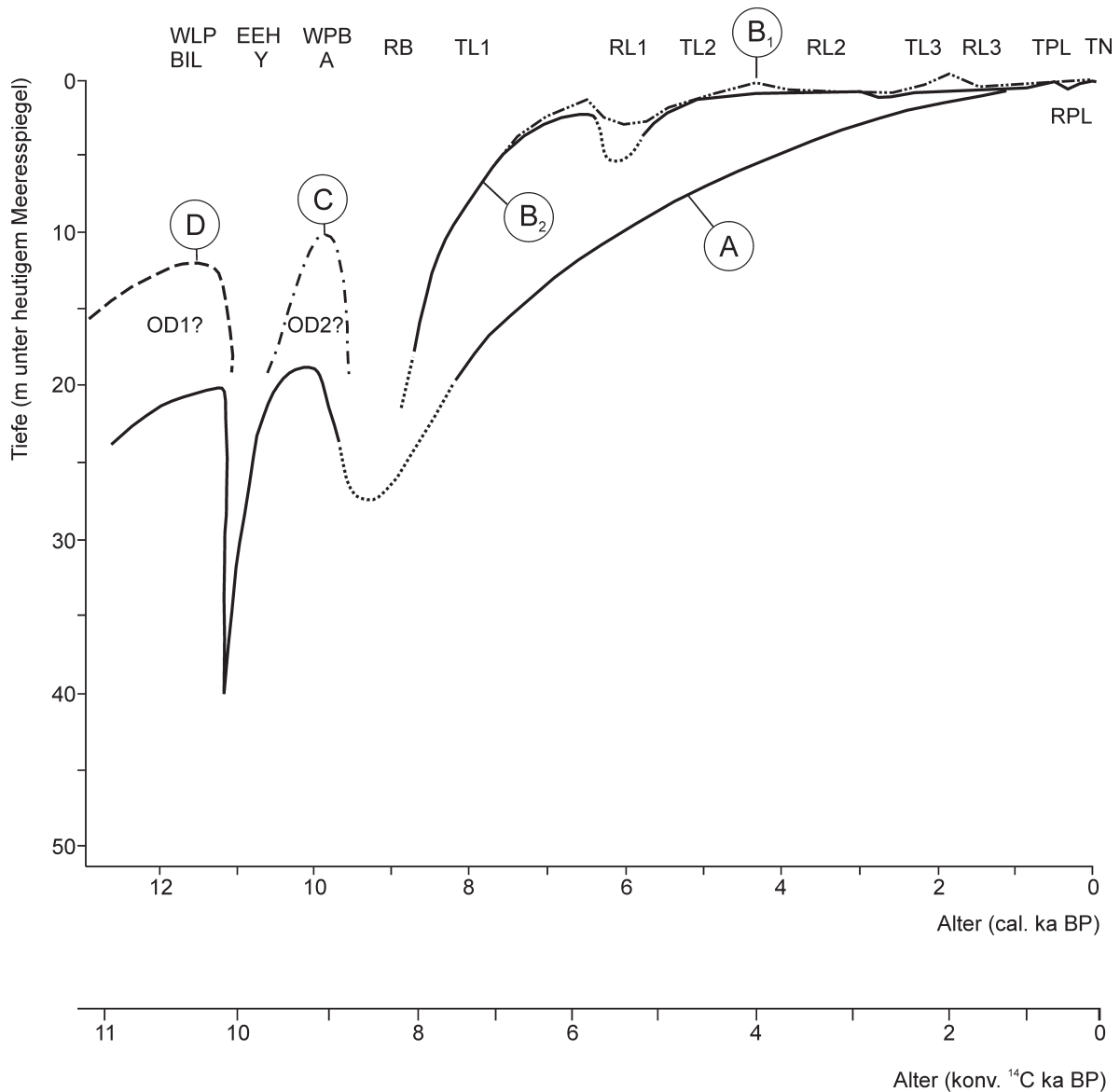


Abb. 1.7: Spätglazial-holozäne Wasserspiegelentwicklung im Bereich der südlichen Ostseeküste in Beziehung zu den Ostsee-Entwicklungsphasen und den Phasen der Meeresspiegelvariation (modifiziert nach LAMPE, 2002)

WLP – Spätpleistozäne Wasserspiegelanstiegsphase, BIL – Baltischer Eisstausee, EEH – Frühholozäne Tiefenerosionsphase, Y – Yoldia-Meer, WPB – Präboreal-boreale Wasserspiegelanstiegsphase, A – Ancylus-See, RB – Boreale Regression, TLx – Littorina-Transgressionen, RLx – Littorina-Regressionen, TPL – Postlittorina-Transgression, RPL – Postlittorina-Regression, TN – Neuzeitliche Transgression
 A – RSL-Kurve für das Arkona-Becken nach BENNIKE u. JENSEN (1998),
 B₁ – RSL-Kurve für die vorpommersche Küste nach KLIEWE u. JANKE (1982),
 B₂ – RSL-Kurve für die vorpommersche Küste nach JANKE u. LAMPE (2000),
 C – Spiegelkurve des Ancylus-Sees nach KLIEWE u. REINHARD (1960),
 D – Spiegelkurve der Küstenflüsse und küstennahen Seen nach JANKE (1978),
 punktierte Kurvenabschnitte sind als unsicher anzusehen
 OD1, OD2 – vermutete Entwicklungsstadien des Deltas der Ur-Oder im Bereich der heutigen Oderbucht

Sees als einem vom Weltmeer isoliertem Gewässer begonnen, die mit einem extrem schnellen Wasserspiegelanstieg von 5–10 m in 100 Jahren auf etwa –20 m verbunden war (TPB). Die Ansichten über den Höchststand der Ancylus-Transgression gehen allerdings weit auseinander. KLIEWE (1960, 1995), KLIEWE u. REINHARD (1960) sowie KLIEWE u. JANKE (1982) nahmen eine Höhenlage bis maximal –8 m an, KOLP (1975) sprach sich zunächst für eine Lage nicht höher als –20 m aus, schloss sich aber später (KOLP 1986) dieser Meinung an und identifizierte die Darsser Schwelle als stauende Barriere, deren Durchbruch um 8800 BP die Regression des Ancylus-Sees (RB) und die Entstehung der Kadet-Rinne einleitete. Neuere Untersuchungen in der Mecklenburger Bucht und im Arkonabecken lassen LEMKE (1998) und LEMKE et al. (1999) zu dem Schluss kommen, dass die Darsser Schwelle als aufstauende Barriere nicht in Frage kommt und der Ancylus-Großsee östlich der Falster-Rügen-Platte eine Spiegelhöhe von höchstens –18 m erreicht haben kann. Tatsächlich scheinen sich die von KLIEWE u. REINHARD gefundenen und von ihnen ins Boreal gestellten limnischen Sande auf den Küstenbereich Usedom bis Jasmund zu konzentrieren. Bei den Untersuchungen von SCHUMACHER u. BAYERL (1997) auf der Schaabe konnten entsprechende Ablagerungen nicht gefunden werden, und die von KLIEWE u. JANKE (1991) aus dem Gebiet von Zingst bzw. vom Bug/NW-Rügen beschriebenen Funde könnten sich auch lokalen Seebildungen zuordnen lassen (KLIEWE u. JANKE, 1991; LEMKE, 1998). Zusammenfassend ergeben sich damit die konkurrierenden Vorstellungen a) eines präboreal-borealen Ancylus-Großsees, der im Süden fördenartig in die tief ausgeschürften Becken von Rügen und Usedom reicht oder b) eines zumindest den westlichen Teil der Oder-Bucht ausfüllenden Süßwassersees (Ur-Oderhaff) mit einer Spiegelhöhe bei etwa –8 m und einem auf kurzem Wege vor Jasmund/Arkona auf –18 m zum Großsee abfallenden Lauf der Oder (was vom geomorphologischen Standpunkt aus sehr unwahrscheinlich ist) oder c) einer zumindest teilweisen Uminterpretation der limnisch-fluviatilen Sande als Ablagerungen des oben beschriebenen endpleistozänen Deltas und finale Depressionsverfüllungen und Sedimentumlagerungen bis ins Boreal/Frühatlantikum. Letztere Vermutung wird durch neuere Kartierungen nahegelegt. Endgültige Resultate bleiben jedoch abzuwarten.

Erste Vorboten der Littorina-Transgression sind marin-brackische Verhältnisse anzeigende Diatomeen-Gesellschaften in Sedimenten der Mecklenburger Bucht aus dem Zeitraum 8500 bis 8000 BP (ERONEN et al., 1990). An den Küsten liegen die ältesten limnisch-telmatischen Bildungen, die von Littorina-Sedimenten transgrediert werden, bei ca. –15 m NN und datieren um knapp 8000 BP. Der initiale Anstieg des Wasserspiegels verläuft rasant und erreicht um 6000 BP die –2-m-Marke (JANKE u. LAMPE, 2000). Ein 2001 im Stadtgebiet von Stralsund entdeckter spätesolitischer Lagerplatz mit Resten von drei Einbäumen, die in einer heute um –1,8 m NN gelegenen Uferzone des Littorina-Meeres konserviert wurden (KAUTE, 2002, pers. Mitt.), scheint in dieses Höhenniveau hinein zu passen. Für die Wismar-Bucht ist durch die Funde spätesolitischer Siedlungsplätze, die im Rahmen unterwasserarchäologischer Prospektionen (Abb. 1.8) in Tiefen von –7 m (6200–6300 BP) sowie in –2,5 bis –3,5 m (5500–5300 BP) entdeckt wurden, eine deutlich niedrigere Lage zu konstatieren (LÜBKE, 2000, 2001). Als Beispiele zahlreicher Werkzeugfunde zeigt die Abb. 1.9 Feuersteinklingen, die während der Arbeiten geborgen werden konnten. Datierungen von in situ angetroffenen Holzbauresten ergaben Altersdaten, die gemeinsam mit neolithischen Unterwasserfunden bei Timmendorf (LÜBKE, 2000) zur Justierung einer von KLUG (1980) publizierten RSL-Kurve Verwendung fanden. Abb. 1.10 zeigt die entsprechende RSL-Kurve (MEYER, 2002), welche den Transgressionsprozess in der Mecklenburger Bucht für das jüngere Holozän beschreibt.

Der anschließende Zeitraum bis etwa 5300 BP, in dem sich die hochlittorinazeitliche Verharrungs- bis Regressionsphase (RL1) ereignet haben soll (KLIEWE u. JANKE, 1982) ist durch



Abb. 1.8: Forschungstaucher an einer organogenen Sedimentschicht am Jäckelberg, nördlich der Insel Poel in 7 m Wassertiefe



Abb. 1.9: Spätesololithische Feuersteinklingen vom submarinen Fundplatz Jäckelberg (LÜBKE, 2000)

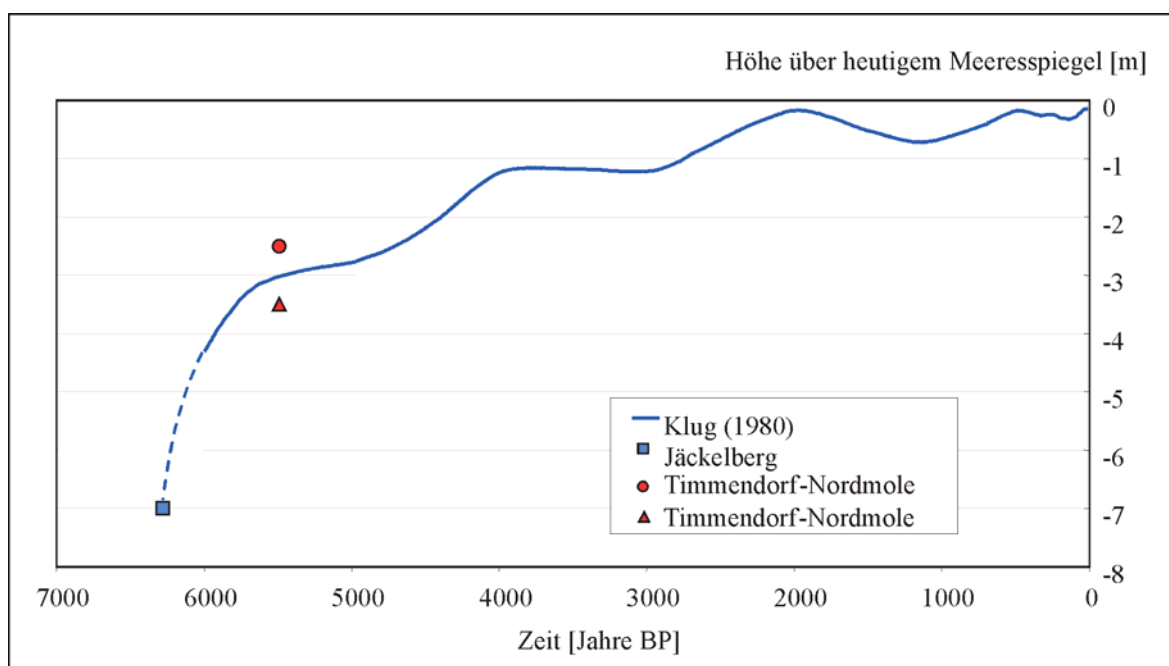


Abb. 1.10: RSL-Kurve der Mecklenburger Bucht als Kompilation der Daten von KLUG (1980) mit neueren Datierungen nach LÜBKE (2000)

Untersuchungen von SCHUMACHER u. BAYERL (1997, 1999) und JANKE u. LAMPE (2000) in die Diskussion geraten. Die Autoren fanden Hinweise auf eine neotektonische Hebung Nordrügens bzw. des vorpommerschen Küstenraumes um einige Meter. Als Indikatoren werden in marine Sedimente eingeschaltete Torfe und Bodenbildungen beschrieben und absolut chronologisch und pollenanalytisch datiert. Versuche, diesen Befund an anderen Standorten zu verifizieren, waren bisher nicht erfolgreich. Das Problem der neotektonischen Bewegungen bleibt trotzdem der Schlüssel, die – im Vergleich mit Kurven benachbarter Regionen, vor allem der als nahezu rein eustatisch anzusehenden Nordseekurve von BEHRE (i. Dr.) – sehr hohe Lage der für den vorpommerschen Raum identifizierten Strandlinienverschiebungskurve zu erklären.

Der Fortgang des Meeresspiegelanstiegs ist vor allem durch die Untersuchungen der Küstenüberflutungsmoore sowie durch archäologische Funde belegbar (Abb. 1.11). Baumstubben sind dabei sichere Zeichen für terrestrische Bedingungen, marin beeinflusste Torfe zeichnen den säkularen Meeresspiegelanstieg nach, und Torfoxidationshorizonte weisen auf Retardation oder Regression hin. Unterschiede zwischen den Standorten sind auf nicht-eustatische Vertikalbewegungen zurückzuführen.

Nach der L1-Regression, die sich in den Mooren durch einen Torfoxidationshorizont und Hiatus bemerkbar macht, steigt der Meeresspiegel bis etwa 3000 BP langsam bis auf ca. –0,6 m NN an (L2, LAMPE u. JANKE, 2002).

Der Abschnitt der Urnenfelderbronzezeit, der sich im Binnenland durch Trockenheit auszeichnet (JÄGER u. LOZEK, 1978), ist in den Küstenmooren durch eine schwache Torfdegradation gekennzeichnet (RL2). Ob damit auch eine (geringfügige) Meeresspiegelabsenkung einherging, ist noch Gegenstand der Diskussion. MÖRNER (1999) vermutet einen solchen Zusammenhang zwischen Trockenheits- und Regressionsphasen, der sich über regionale Luftdruck- und Süßwasserabflussänderungen einstellt. Die kaiserzeitliche Transgression (L3) hebt den Wasserspiegel nur unwesentlich bis auf etwa –0,5 m NN an. Eine durch die Klimaverschlechterung während der Völkerwanderungszeit hervorgerufene Regression

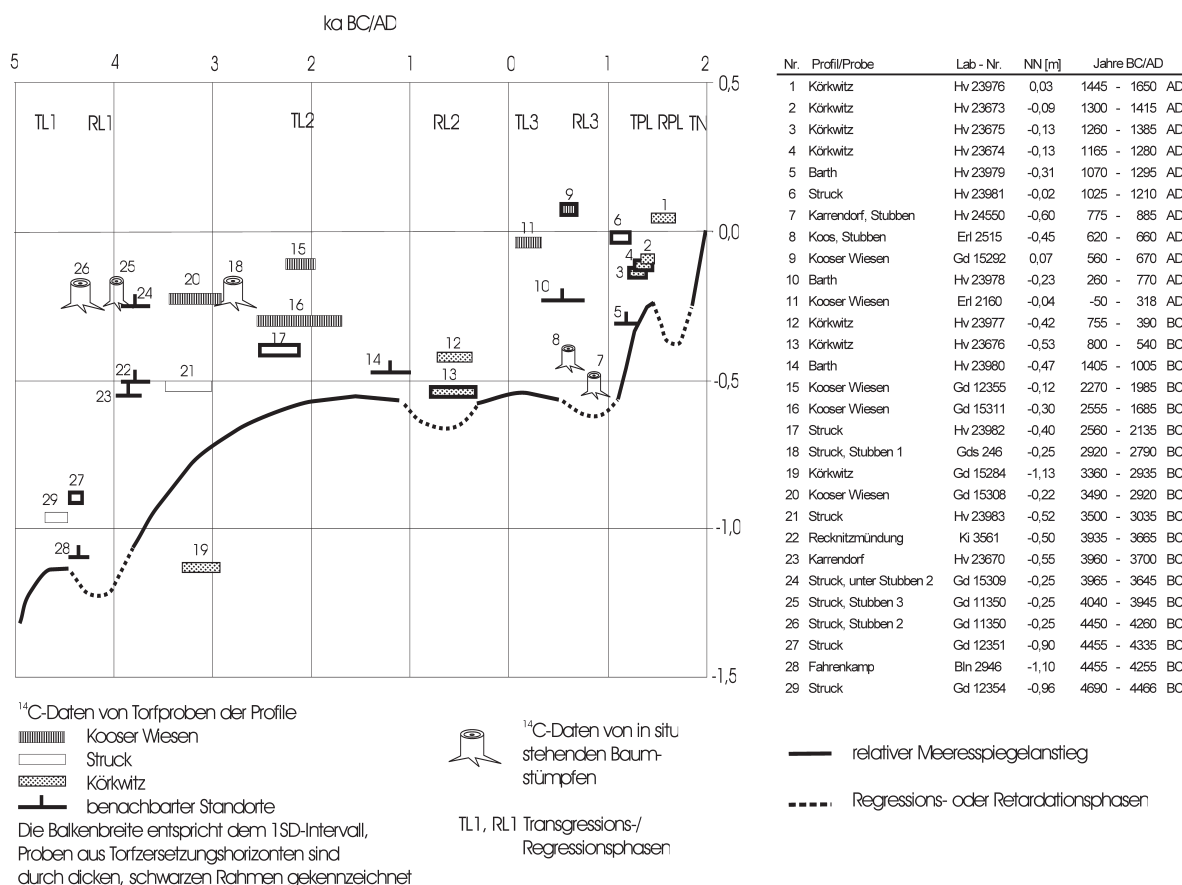


Abb. 1.11: Radiokarbondaten von Torfproben und Baumstümpfen aus drei Küstenüberflutungsmooren der vorpommerschen Boddengewässer (Körkwitz/Saaler Bodden, Kooser Wiesen und Insel Struck/Greifswalder Bodden) und benachbarten Standorten

(RL3) ist nach neuesten Ergebnissen vermutlich ebenfalls nur sehr geringfügig ausgefallen. Eventuell handelt es sich um eine Verlangsamung oder einen Stillstand der Transgression. Sehr auffällig ist dagegen ein Wasserspiegelanstieg auf $-0,25$ m NN, der sich etwa zwischen 1000 und 600 BP und damit während und kurz nach dem mittelalterlichen Klimaoptimum ereignet zu haben scheint (TPL). Für Ralswiek/Rügen rekonstruieren LANGE et al. (1986) an Hand slawenzeitlicher Funde gar einen Wasserspiegel zwischen $0,25$ und 1 m NN, der sich in den Küstenmooren jedoch nicht nachvollziehen lässt. Die folgende markante Regression, die sich weitverbreitet durch prominente Torfzersetzungshorizonte in den Küstenüberflutungsmooren zu erkennen gibt (JESCHKE u. LANGE, 1992; LAMPE u. JANKE, 2002, Abb. 1.12), ist in die Kleine Eiszeit etwa zwischen 500 und 250 BP zu datieren (RPL). Die etwa um 1850 einsetzende Neuzeitliche Transgression (TN) hat den Meeresspiegel im Mittel um ca. 20 cm ansteigen lassen, wobei sich allerdings regionale Unterschiede zeigen (DIETRICH u. LIEBSCH, 2000).

Nach der gegenwärtigen Befundlage liegen die trendbereinigten Amplituden der Wasserspiegelschwankungen der letzten 5000 Jahre im Bereich von etwa 20–40 cm und damit durchaus schon im Fehlerintervall bei der Bestimmung von Meeresspiegelschwankungen mit geologischen Mitteln. Die Datenlage für das jüngere Holozän erscheint zwar einerseits ausreichend, um den generellen Trend darzustellen, andererseits aber immer noch zu unsicher, um die Meeresspiegelschwankungen hinsichtlich ihrer Beträge, Zeiträume und regionalen Differenzierung hinreichend genau charakterisieren zu können.



Abb. 1.12: Torfzersetzungshorizont in den Karrendorfer Wiesen bei Greifswald. Das nicht mehr in situ lagernde Eichenstämmchen unter der schwarzen Schicht hat ein Alter von 1042 ± 44 konv. ^{14}C BP

1.4. Küstenlinienentwicklung im Holozän

Eine Schlüsselrolle bei der Rekonstruktion der holozänen Küstenlinienentwicklung spielt zunächst jenes Gebiet, durch welches das Littorina-Meer von der Nordsee her in das Ostseebecken transgredierte. Die Bathymetrie dieses Meeresgebietes – der Beltsee – ist in Abb. 1.13 dargestellt. Deutlich werden die durch die Darsser Schwelle getrennten Beckenstrukturen der Mecklenburger Bucht und des Arkonabeckens.

LEMKE (1998) hat die paläogeographische Entwicklung des Gebietes der westlichen Ostsee untersucht und gibt anhand von geologischen Befunden die Uferlinienentwicklung in kartographischen Schemata wieder. Abb. 1.14 beschreibt die Änderungen der Wasser-Land-Verteilung im Untersuchungsgebiet.

Der noch nicht endgültig geklärte Verlauf des Einbruches des Weltmeeres durch die Dänischen Straßen, den wir als Littorina-Transgression bezeichnen, ist das Ziel gegenwärtiger Forschungsarbeiten.

Die mit dieser Transgression, d.h. seit der Öffnung einer permanenten Verbindung zum Weltmeer einhergehende Küstenlinienentwicklung in der Ostsee lässt sich mittels der vorliegenden Daten anhand eines Transgressions/Regressionsmodells in regionaler Auflösung beschreiben. MEYER (2002) entwickelte eine Methode zu Beschreibung der Effekte der Überlagerung von eustatischem Meeresspiegelanstieg und vertikaler Erdkrustenbewegung. Zur retrospektiven Modellierung kommen dabei RSL-Daten und ein rezentales digitales Geländemodell zur Anwendung. Für einen beliebigen Zeitpunkt der mit den RSL-Daten beschriebenen Geschichte des Gebietes werden die Paläohöhendaten aus der RSL-Kurve abgegriffen und auf ein das Untersuchungsgebiet abdeckendes Gitter interpoliert. Diese gegitterten Dif-

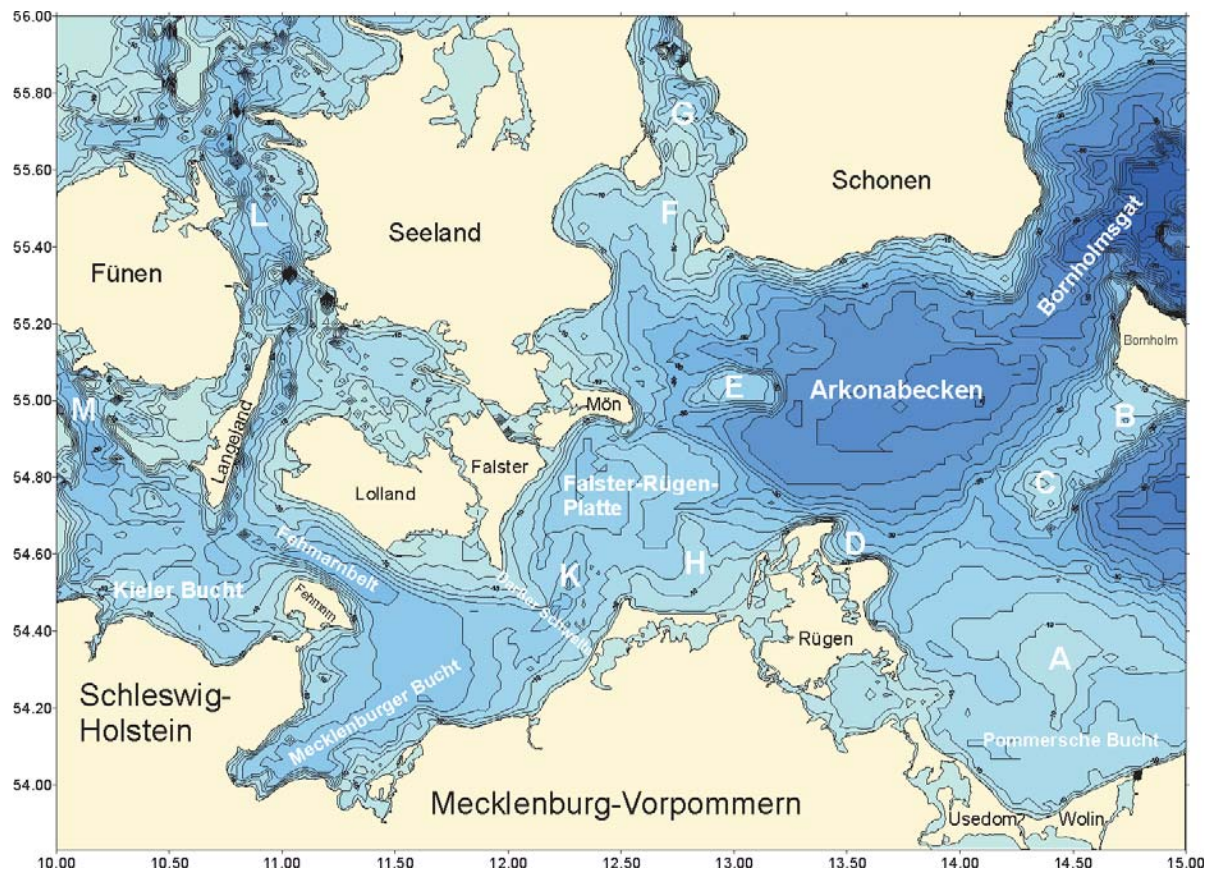


Abb. 1.13: Bathymetrie und morphologische Gliederung des Meeresbodens in der westlichen Ostsee

ferenzdaten bezogen auf den gegenwärtigen Meeresspiegel kann man mit dem rezenten digitalen Geländemodell verknüpfen und erhält so das Paläogeländemodell für den betreffenden Zeitpunkt in der geologischen Geschichte des Gebietes. Abb. 1.15 zeigt Szenarien zu den Zeitpunkten 8000 konv. ^{14}C BP, 6000 konv. ^{14}C BP, 4000 konv. ^{14}C BP und 2000 konv. ^{14}C BP. Zum Vergleich mit dem heutigen Küstenverlauf ist dieser in den Karten jeweils durch eine schwarze Linie angegeben.

Eine Zusammenschau der Entwicklung der Küstenlinien der Ostsee in Schritten von 1000 Jahren zeigt die Abb. 1.16. In dieser Abb. wird der Gewinn an Festland im Bereich des Fennoskandischen Schildes durch die Regression des Meeres gegenüber dem Landverlust im Süden durch anhaltende Transgression deutlich.

Um die Ursachen der Küstenbildung zu bestimmen, führten HARFF, FRISCHBUTTER et al. (2001) einen Index ein, der es erlaubt, Vertikalkrustenbewegung und klimatisch bestimmten eustatischen Meeresspiegelwechsel als verursachende Faktoren einander gegenüberzustellen. Dazu wird zunächst eine Metrik $\rho(i)$ eingeführt:

$$\rho(i) = \frac{1}{t_2 - t_1} \int_{t_1}^{t_2} |d_i(t)| dt.$$

Die Kurven beschreiben dabei den Zeitraum zwischen $t_2 = 8000$ konv. ^{14}C BP und $t_1 = 0$ konv. ^{14}C BP. Ausnahmen bilden die Kurve 9 mit $t_1 = 1960$ konv. ^{14}C BP und die Kurve 3 mit $t_1 = 630$ konv. ^{14}C BP.

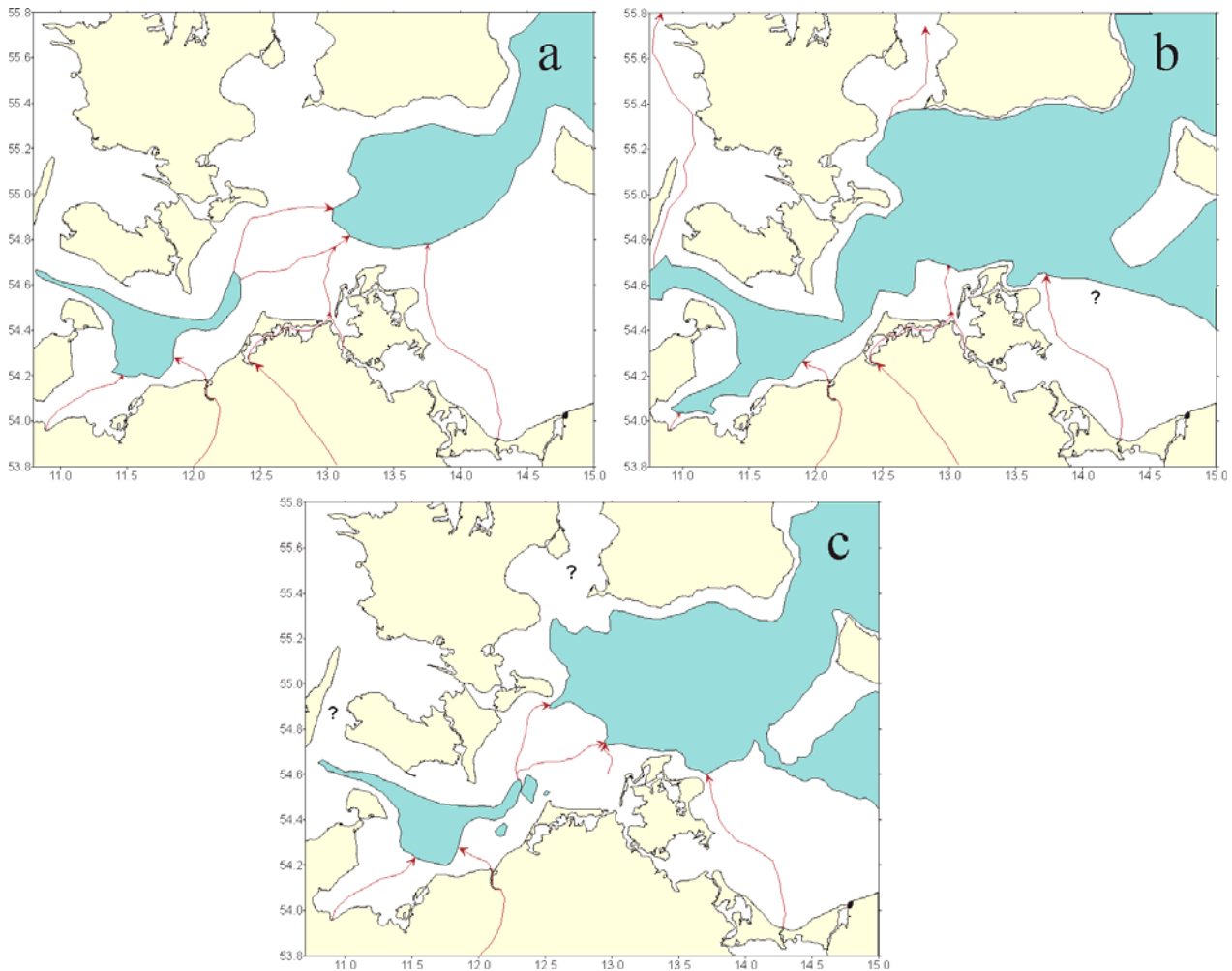


Abb. 14.: Drainagesysteme im Bereich der heutigen Beltsee (nach LEMKE, 1998):
 a – zu Beginn des Ancylus-Stadiums annähernd 9600 konv. ^{14}C BP,
 b – während des Höchststandes des Ancylus-Sees annähernd 9200 konv. ^{14}C BP,
 c – nach der Regression des Ancylus-Sees annähernd 9100 konv. ^{14}C BP

Diese Metrik gibt ein Maß für den eustatischen Anteil an der Änderung des Meeresspiegels an. Definiert man einen eustatischen Index

$$e = \frac{1}{t_2 - t_1} \int_{t_1}^{t_2} |\text{esl}(t)| \, dt,$$

so kann man einen „Küstenindex“ $c(i)$ ableiten, der zur Klassifikation von Küsten geeignet ist. Er nimmt für Küstenzonen, die durch Hebungs- bzw. Senkungsprozesse der Erdkruste in ihrer Entwicklung bestimmt sind, Werte > 1 an. Dagegen deutet ein $c(i) < 1$ auf solche Küsten hin, die durch klimatisch bedingte eustatische Prozesse determiniert sind. Mittels dieses Index klassifiziert MEYER (2002) die Küstenbereiche der Ostsee, die über die betreffenden RSL-Kurven in Abb. 1.7 eingegangen sind (Tab. 1.1).

Vergleicht man die isostatischen Komponenten der Kurven (Abb. 1.6), so wird deutlich, dass im Bereich des Fennoskandischen Schildes die isostatische Hebung die eustatische Komponente bei weitem an Bedeutung übertrifft. Die Küstentypen in diesem Gebiet stufen wir als „isostatisch bestimmt“ ein. Im südlichen Küstenraum dagegen addieren sich isostatische

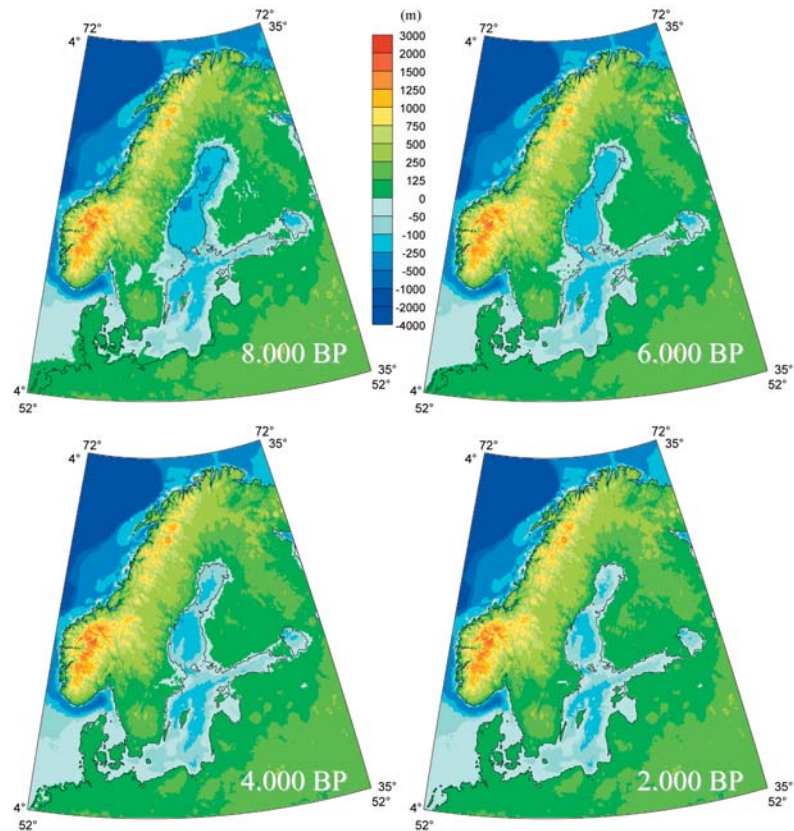


Abb. 1.15: Ausgewählte Paläogeländemodelle des Ostseeraums nach MEYER (2002)

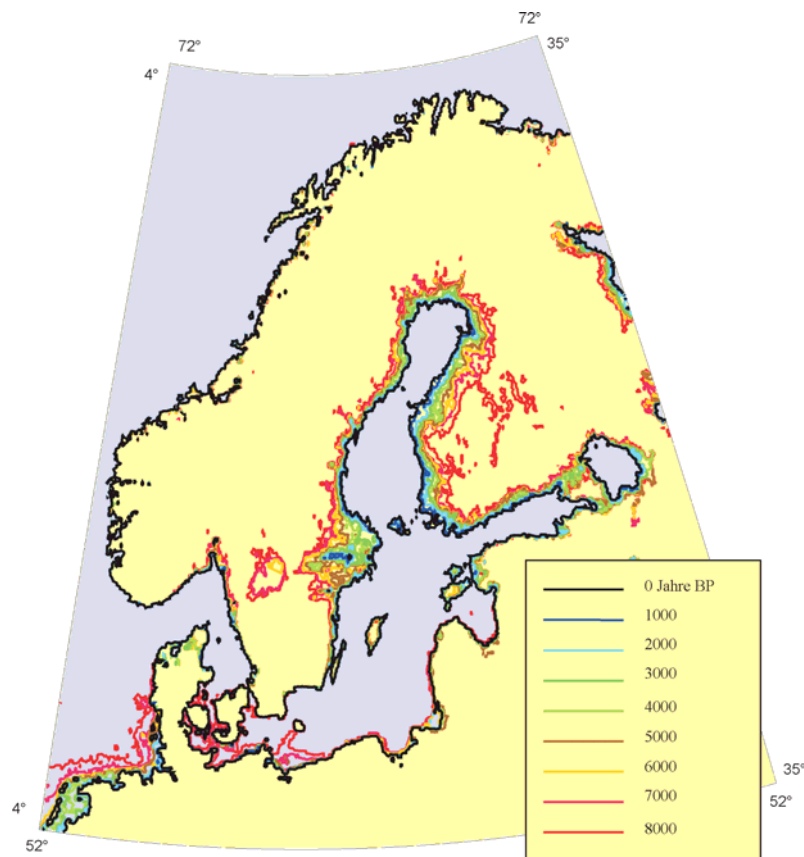


Abb. 1.16: Zusammenfassung der Küstenentwicklung in der Ostsee seit dem Beginn der Littorina-Transgression in Zeitschritten von 1000 Jahren (MEYER, 2002)

Tab. 1.1: Klassifikation von 9 Küstengebieten der Ostsee (siehe Abb. 1.6) auf Grundlage des Küstenindex $c(i)$ nach MEYER (2002).

Nr., Autor	$\rho(i)$	$c(i)$	Küsten-Typ
1, ÅSE u. BERGSTRÖM (1982)	30.1	8.34	isostatisch bestimmt
2, MÖRNER (1979)	64.1	17.9	
3, DONNER (1983)	45.9	12.8	
4, ERONEN u. HAILA (1982)	25.4	7.11	
5, KESSEL u. RAUKAS (1979)	12.5	3.5	Übergangstyp
9, BJÖRK (1979)	7.3	2.0	
6, USZINOWICZ (2000)	1.0	0.2	klimatisch bestimmt
7, KLIEWE u. JANKE (1982)	1.7	0.47	
8, DUPHORN (1979)	0.7	0.19	

Senkung und der klimatisch bedingte eustatische Meeresspiegelanstieg. Wir ordnen diese Küsten einem „klimatisch bestimmten“ Typ zu. Mit dem Vordringen der Littorinatrangression setzen hier umfangreiche Änderungen der Topographie der Erdoberfläche ein. Aufgrund des anfänglich hohen Tempos des Meeresspiegelanstiegs kam es an der Südküste förmlich zu einem „Ertrinken“ der damals festländischen Bereiche. Es entstanden Inselfluren (Archipele), und das Meer drang in den Flusstälern förmlich tief in das Festland ein. Obwohl der Küstenlinienrückgang dabei erhebliche Ausmaße erreicht hat, blieb das Ausmaß des Sedimenttransportes anfangs hinter dem späteren Entwicklungsphasen zurück. Zur Ausbildung der für den südlichen, speziell den vorpommerschen Ostseeraum charakteristischen Ausgleichsküste mit ihrem Wechsel von Kliffküsten und Nehrungen bzw. Haken kam es erst, als der Transgressionsfortschritt sich nach 5400 BP stark verlangsamte ($< 3 \text{ mm/a}$) nach KLIEWE u. JANKE (1982). Damit verblieben größere Materialmengen in einem Tiefenbereich, in dem Sediment durch Strömungen und Wellen umgelagert wird und trugen zur Entstehung von Nehrungssockeln bei. Ab etwa 4000 BP wuchsen größere Teile als Haken über den Meeresspiegel heraus (Braundünenphase), verstärkt durch eine zwischen 3900 und 3000 BP stattfindende leichte Meeresspiegelabsenkung (spätlitorine Regression sensu KLIEWE u. JANKE, 1982). Das Zusammenwachsen der Haken und die abschließende Nehrungsbildung ereigneten sich vorwiegend ab 1500 BP mit einer stärkeren Materialbewegung während der subatlantischen Transgression. Anders als an der vorpommerschen Küste überwiegen an der mecklenburgischen und schleswig-holsteinischen Küste die Erosionsprozesse auch während des jüngeren Holozäns. Wegen des morphogenetisch bedingten Mangels an geeigneten Depositionsräumen spielt die Bildung von Akkumulationskörpern im küstennahen Raum hier nur eine untergeordnete Rolle.

1.5 Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Die Küstenentwicklung der Ostsee ist anhand von datierbaren Sedimenten und auch von Resten menschlicher Siedlungen in ehemaligen Küstenräumen rekonstruierbar. Daten über Änderungen des relativen Meeresspiegels und digitale rezente Geländemodelle lassen sich mittels mathematischer Interpolationsverfahren verknüpfen und so Karten als paläogeographische Modelle konstruieren. Diese Karten zeigen für die Ostsee besonders deutlich die

Unterschiede der isostatisch bedingten Regression des Meeres auf dem Fennoskandischen Schild und die sowohl durch Landsenkung, vor allem aber durch den klimatisch bedingten Meeresspiegelanstieg verursachte Transgression der Ostsee an ihrer südlichen Küste. Noch nicht hinreichend verstanden sind zurzeit die mit dem Meeresspiegelanstieg verbundenen, aber auch durch meteorologische Antriebe gesteuerten Erosions-, Transport- und Akkumulationsprozesse der Sedimente. Insbesondere für die Bilanzierung von Sedimentflüssen sind neben der Beschreibung von Transporten parallel zur Küste die Küste-Becken- und Becken-Becken- Transporte zu beschreiben. Eine weitere Aufgabe besteht in der Entwicklung und Anwendung von Modellen zur Abb. von Prozessen der Küstenmorphogenese.

Für Prognosen der Küstenentwicklung sind interdisziplinäre Forschungsarbeiten erforderlich, die sich einerseits säkular wirkenden Prozessen wie vertikalen Erdkrustenbewegungen und klimatisch bedingten Meeresspiegeländerungen zuwenden. Aus dem rezenten Bewegungsverhalten der Erdkruste lassen sich Rückschlüsse auf Dekaden bis Jahrhunderte ziehen (MEYER, 2002). Eustatische Änderungen werden durch die Klimamodellierung bereitgestellt (z. B. VOß, 1997). Zur Überlagerung dieser langfristig wirkenden Prozesse durch kurz- und mesoskaligen Einflussfaktoren sind auf der anderen Seite Modellierungen zur Beschreibung von Sedimenttransporten erforderlich. Die Kopplung der Prozessskalen stellt eine der wesentlichen Herausforderungen für die wissenschaftliche Kooperation von Geowissenschaftlern, Archäologen, Klimaforschern und Ozeanographen dar. Die Einbeziehung von Küsteningenieuren in die Kooperationskette wird darüber entscheiden, wie gemeinsam erarbeitete Modelle zum Schutz unserer Küsten und Bewahrung ihrer Ökosysteme Einsatz finden.