



since 1961

Baltica

BALTICA Volume 26 Number 1 June 2013 : 9–36

doi:10.5200/baltica.2013.26.03

Classic paper

BALTICA	Vol. 2	Pag. 139–166	Vilnius, 1965
---------	--------	--------------	---------------

**DER GROSSE BELT IN SEINER BEDEUTUNG
FÜR DIE REZENTEN SEDIMENTE DER OSTSEE**

von

EUGEN SEIBOLD, Kiel

EINLEITUNG

Bekanntlich stellt die Ostsee — wie das Schwarze Meer — das Modell eines Nebenmeers im humiden Bereich dar. Der um die Verdunstung verringerte Betrag an Süßwasser, das durch Flüsse und Niederschläge zugeführt wird, gelangt durch den Sund, den Grossen und Kleinen Belt ins Kattegat und schliesslich in die Nordsee. Es vermischt sich auf diesem Weg mit dem Wasser des offenen Meeres, das sich dank seiner höheren Dichte in umgekehrter Richtung in die Ostsee hineinschiebt. Der wichtigste Zugang ist dabei der Grosse Belt mit einer Schwellentiefe um 20 m, während der Kleine Belt nur um 10 m, der Sund um 7–8 m erreichen.

Der Salzgehalt des ausfliessenden Oberwassers liegt im Grossen Belt bei etwa 15 ‰, der des eindringenden Tiefenwassers bei 30 ‰. Die beiden Wasserkörper werden durch eine Dichtesprungschicht in einer Wassertiefe von rund 20 m getrennt. Diese Normalverhältnisse herrschen freilich nicht immer und überall. Der Einstrom des Tiefenwassers kann zum Beispiel durch anhaltende Oststürme unterdrückt werden. Häufiger dagegen sind Salzwassereinbrüche in allen Tiefen bei kräftigen Westwind-Wetterlagen, die eine bestimmte Ausgangssituation, wie etwa günstige Wasserstände vorfinden. Sie können sich über die Beltsee hinaus bis in die eigentliche Ostsee auswirken. Die Tiefenströmung folgt dann dem in Abb. 17 eingetragenen, von der Morphologie vorgegebenen Weg durch das Arkonabecken, Bornholmbecken, Gotlandbecken in das Farötief und das Landsorttief, von Abzweigungen in anschliessende Becken abgesehen.

Nimmt man mit W y r t k i (1954) aus dem Fehmarnbelt die Zahl der beobachteten Fälle, so zeigt sich die Abwandlung des normalen Geschehens durch den Wind besonders drastisch. Das Tiefenwasser strömt im Winter nur in rund $\frac{2}{3}$ der Fälle ein, in $\frac{1}{3}$ a u s (Sommer $\frac{4}{5}$ gegen $\frac{1}{5}$). Das Oberwasser zeigt über das Jahr hinweg etwa dieselbe Zahl von

Ein- und Ausstromlagen. Berücksichtigt man aber die Zeitdauer dieser Lagen, so tritt der Regelfall wieder stärker hervor. Der Jahresgang der Temperatur wirkt sich in der sommerlichen Zuschärfung oder in der herbstlichen und winterlichen Abschwächung, ja im Abbau der Sprungschicht aus. Die Zufuhr von Schmelzwasser im Frühjahr kommt diesen Tendenzen entgegen. Schliesslich wird das Ganze noch durch die Einwirkung der Erdrotation, durch die aus dem Kattegat kommende Gezeitenwelle, durch morphologische Gegebenheiten usw. beeinflusst.

Im wesentlichen geht trotzdem die Strömung des Tiefenwassers in die Beltsee. Ihre tieferen Teile, aber auch die Beckentiefen der anschliessenden Ostsee und deren Sedimente stehen damit unter seinem Einfluss. Wird die Strömung in Rinnen eingeengt, so steigert sich ihre Geschwindigkeit, was bis zur Erosion des holozänen oder pleistozänen Untergrunds führen kann. Nur das Größte bleibt dann — im tiefsten Bereich! — liegen. Diese flächenhaft zurücktretenden Gebiete sind die Ausnahme der sonstigen Regel der Sedimentverteilung in der Ostsee: Die Wellenwirkung im Oberwasser hat bekanntlich im allgemeinen eine Kornverfeinerung vom flachen zum tiefen Wasser zur Folge. (Pratje 1948; Gorshkova 1960).

Die Strömung transportiert Gelöstes und Suspendiertes nach Osten. In Ausnahmefällen Sand, oft aber Silt und Ton. Sie kann planktonische, nektonische und Kleinformen benthonischer Organismen mitreißen.

Eine stabile Sprungschicht verhindert den vertikalen Wasser und damit Gasaustausch. Das Tiefenwasser verarmt dadurch an Sauerstoff und reichert sich an Kohlendioxyd an, wenn nicht die horizontalen Strömungen die Stagnation mindern oder beheben. Die Schwellen vor den einzelnen Becken der Ostsee können aber so wirksam sein, dass im Wasser über dem Meeresboden derselben der Sauerstoff zeitweilig völlig aufgezehrt wird, was *Segestrale* (1957) aus dem Arkona- und Bornholmbecken erwähnt, *Gorshkova* (1963) für das Gotlandbecken darstellt. (Analysenwerte für H_2S bei *Fonselius*, 1962). Selbst in der Beltsee können in peripheren und isolierten Teilen wie der Eckernförder Bucht gelegentlich solche Verhältnisse eintreten.

Leider sind wir bislang trotz der sorgfältigen Auswertung zahlreicher Beobachtungen durch *Fonselius* (1962) zur Lösung geologischer Fragen noch unzureichend über die Reichweite und Häufigkeit dieser die Schwellen überwindenden Salzwassereinbrüche unterrichtet.

Trotzdem soll versucht werden, den geschilderten hydrologischen Gegebenheiten mit geologischen Fragestellungen nachzugehen. Es werden dabei mehr Fragen aufgeworfen als Lösungen gegeben. Dies rührt zum Teil auch davon her, dass mit deren Bearbeitung im Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Kiel erst in letzter Zeit begonnen werden konnte. Deshalb handelt es sich auch ausschliesslich um noch unveröffentlichtes Material. Es stammt von folgenden Mitarbeitern, denen mein herzlicher Dank gilt:

U. BARNER (Sedimente am Südausgang des Grossen Belts)

F. W. HAAKE (Jahreszeitliches Verhalten von Foraminiferen)
M. HARTMANN (Mangan im Sediment und Wasser)
H. KRUMM (Tonminerale)
G. F. LUTZE (Foraminiferenfaunen)
J. M. RESIG (Mikrofaunen in Sedimentkernen)
F. WERNER (Sedimente in Rinnen der Kieler Bucht)

Ausführliche Einzeldarstellungen sind in Vorbereitung bzw. im Druck. Dort wird auch auf die ältere Literatur eingegangen werden. Die Untersuchungen wurden zum überwiegenden Teil von der Deutschen Forschungsgemeinschaft unterstützt. Ihr, aber auch anderen Dienststellen und vielen an der Ostsee Interessierten gilt für Rat und Hilfe auch an dieser Stelle mein aufrichtiger Dank.

SEDIMENTE VOM SÜDAUSGANG DES GROSSEN BELTS

Die morphologische Situation des südlichen Grossen Belts geht in grossen Zügen aus Abb. 1 hervor. Die tiefe Rinne folgt der Ostküste der Insel Langeland und verbreitert sich nach Süden. Sie besteht aus einer Reihe von bis zu 45 m tiefen, in der Rinnenachse gestreckten Becken, die durch Querswellen getrennt werden, hat also kein durchgängiges Gefälle. Im Westen steigt sie steil, im Osten, auf die Insel Lolland zu, flach zur Küste an. Im Süden Langelands ist das Gulstav-Fiak mit Wassertiefen um 11 m vorgelagert. Der vorholozäne Untergrund besteht im wesentlichen aus Geschiebemergeln, ferner aus Schmelzwasserablagerungen des Pleistozäns. Die in Abb. 1 eingetragenen Proben wurden 1961 (Fahrt I-C-059, International Marine Science, Bd. II, S. 12) mit einem Backengreifer, weitere mit dem Kastengreifer nach Reineck (vgl. Seibold, 1963, S. 27) entnommen.

Es wurde durch sorgfältige Sieb- und Messverfahren versucht, möglichst genaue Korngrößen-Verteilungskurven zu erhalten. Die Fraktionen haben zum Beispiel einen Korndurchmesser-Abstand von 0,1 Zeta-Grad.

Wasserbewegung und Sedimenttyp

Unschwer lassen sich die meisten so gewonnenen Verteilungskurven in Gruppen zusammenfassen (A-F der Abb. 2), die ihrerseits Beziehungen zur Morphologie erkennen lassen. Die Gruppe A (Abb. 3 und Einzelbeispiel Abb. 7) zeigt deutlich eine polymodale Korngrößenverteilung. Besonders ausgeprägt sind die Modi im Bereich des Feinsandes und des Grobkieses. Dazu kommt noch ein Modus im Bereich des Abgeschlämmten unter 0,05 mm Korndurchmesser, im Silt. Diese Gruppe ist auf die tiefe Rinne und eventuell die Aufragungen an deren Südausgang (Abb. 2) beschränkt. Sie illustriert die wechselhaften Stromgeschwindigkeiten des Tiefenwassers in diesem Bereich.

Die Gruppe B (Abb. 4) hat nur eine bimodale Verteilung (Feinsand, Silt): Die Verringerung der Stromgeschwindigkeit des Tiefenwassers durch die Rinnenerweiterung lässt den Anteil an Kies verschwinden.

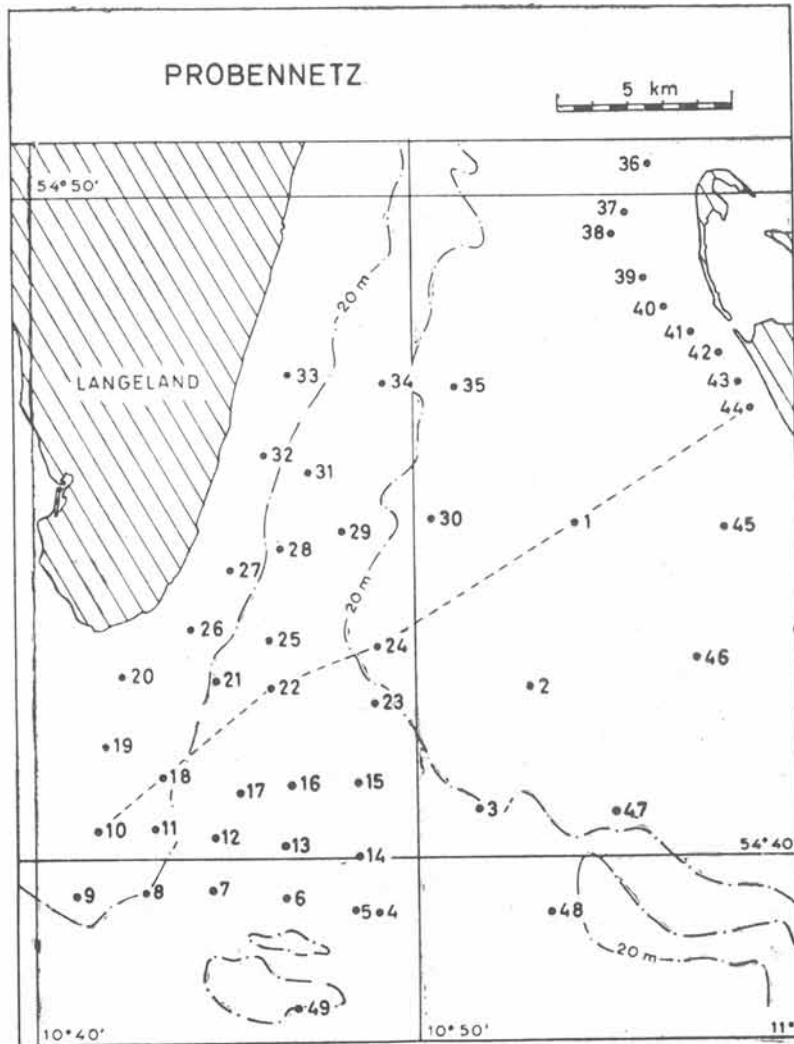


Abb. 1: Grundzüge der Morphologie des Südausgangs des Grossen Belts. Entnommene Proben und Nummern. Nach Barner

Die Gruppe C (Abb. 5)—ähnlich Gruppe D—besitzt nur einen Modus, im Mittel- bis Feinsand. Das feinkörnige Material ist fast völlig ausgewaschen. Als Beispiel für den flachsten Bereich sei noch Gruppe E (Abb. 6) erwähnt.

Wichtigster Modus ist der Grobsandbereich, doch ist auch noch Größeres stark angereichert. Fraglos kommt bei den geringen Wassertiefen dieses Gebiets und der starken Exposition die kräftige Aufarbeitung des Untergrunds durch Wellen als Faktor hinzu.

Abtragung und Sedimentation

Die schon erwähnte Aufragung am Südausgang des Grossen Belts teilt die Tiefe Rinne. Die wichtigste Fortsetzung zieht nach Südosten zum Fehmarn Belt, wo sie im Windsgrav bis 43 m Tiefe erreichen kann.



Abb. 2: Verbreitung der Sedimenttypen. (A—F) nach Barner. Erläuterungen siehe Text

Nach Westen, zum Ausgang der Flensburger Förde, zielt ein zweiter Ast, der 30—35 m tief wird (Vejsnaes-Rinne). Auch diese Rinnen haben kein kontinuierliches Gefälle, obwohl ihre Anlage auf prä-litorinazeitliche Flüsse, die in den Grossen Belt führten, zurückgeht. Diese Umformung, aber auch schon die Tatsache, dass so tiefe Einsenkungen nicht schon längst zusedimentiert worden sind, weisen darauf hin, dass in ihnen der Tiefwasserstrom zeitweilig ausräumt. Wyrtki (1954) gibt auch

Geschwindigkeiten im Fehmarnbelt, 5 m über Grund, von bis fast 1 m/sec für Ein- und Ausstrom an. Extreme Wetterlagen lassen sicher noch höhere Werte erwarten.

In diesen Rinnen wurden in den letzten Jahren mit verschiedenen Schiffen Proben mit dem Kastengreifer und mit dem Kastenlot (Kögler 1963) gewonnen. Das erste Gerät sticht Kerne mit einem Grundriss von 20×28 cm und einer Länge bis 48 cm aus. Das zweite liefert 15×15 cm und bis 4 m. Im allgemeinen wurden die Proben orientiert entnommen (Registrier-Kompass der Firma Leutert, Lüneburg).

Wo die präitorinazeitliche Unterlage erreicht wurde, stehen pleistozäne Geschiebemergel, Beckentone und Kalkmudden mit Pflanzenresten an, die in einem Fall pollenanalytisch wahrscheinlich ins Frühboreal eingestuft werden müssen (Dr. F. R. Averdieck, Keil). Die Kontaktfläche zu dem darüberliegenden Sediment oder direkt zum Wasser ist stets unruhig. Im standfesten Material finden sich Taschen, die mit Feinkies und Grobsand sowie Schlick gefüllt sind. Das Feinste ist darin nicht lagenhaft vertreten, sondern offensichtlich von oben her einfiltriert. Muschelschalen, meist doppelklappig, und Schneckengehäuse in diesen Vertiefungen sind mechanisch wenig beansprucht, sehen aber durch Anlösung kreidig aus. Eine Vorstellung von diesem Kleinrelief gibt Abb. 8, wo eine Furche mit steilen, zum Teil überhängenden Wänden dargestellt wird, die nicht genau parallel zur Achse der Fehmarnbelt-Rinne verläuft. Ob diese Kolklöcher primär an Gerölle oder organische Reste gebunden sind oder in Beckentonen und Geschiebemergeln auch frei entstehen können, ist noch nicht bekannt. Es fällt eine starke organische Durchwühlung der Unterlage auf. Von 3–4 mm dicken und grösseren Spuren können bis 1200/m² gezählt werden.

Das Sediment über der Kontaktfläche ist sehr ungleichmässig verteilt. Auf kurze Entfernungen kann die Mächtigkeit von 0 auf über 1 m ansteigen. Vom Kies bis zum Schlick kann alles vertreten sein. Gerölle aus Beckenton und Geschiebemergel bis 1,5 cm Durchmesser sind beteiligt. Sandauflagen von 6–30 cm kommen häufig vor. Im Grossen Belt (Wassertiefe 41 m) erbrachte ein Kern 10 cm ungeschichtetes Sediment mit unruhiger, geröllreicher Oberfläche, das zunächst wie graugrüner Geschiebemergel aussah. Die Korngrössenanalyse zeigte jedoch ein Defizit an Feinstkörnigem, was auf Umlagerung hinweist. Gerölle bis mindestens 12 cm Durchmesser müssen hier transportiert werden können. Das marine Sediment in der Vejsnaesrinne wirkt auf den ersten Blick völlig homogen. Röntgenaufnahmen verraten jedoch starke organische Durchwühlung.

Es konnte durch systematisches Abtragen der grossflächigen Kerne nachgewiesen werden, dass diese Auflage wirklich jung ist. Es fanden sich beispielsweise in 5 cm Sedimenttiefe ein Schlackenstück, in Schlickschichten bis 40 cm unter der Oberfläche Kohle und Schlackenpartikel bis 1 mm Durchmesser, unter 21 cm Sand und Schlickbedeckung ein Streichholz mit einer Kunststoffmasse. Das alles beweist darüber hinaus an

diesen Stellen der Rinnen eine Sedimentationsrate von maximal rund 30 cm/Jahrhundert.

Insgesamt zeigen alle Befunde die Launenhaftigkeit der Tiefenströmung. Sie trägt bisweilen flächenhaft ab, tief Furchen und Taschen ein, bewegt mehr als faustgrosse Gerölle. Sie erlahmt wieder und hat lange Ruhepausen, worauf die Mächtigkeiten des feineren Materials über dem Untergrund und die gelegentlich intensive Durchwühlung durch Organismen hinweisen. Auch in räumlicher Hinsicht scheint die Intensität der Strömung zu schwanken. Hier trägt sie ab, wohl durch morphologische Gegebenheiten bedingt, dort sedimentiert sie — an einer Stelle, die bei Umkehr des Stroms vielleicht wieder freigefegt wird.

Transportrichtung

Trotz dieses Hin und Hers gibt es Hinweise dafür, daß die normale hydrologische Situation, Einstrom des Tiefenwassers, sich geologisch durchsetzt. Den bequemsten Hinweis auf die Transportrichtung eines klassischen Sediments liefert normalerweise die Abnahme der mittleren Korngrösse (vgl. die Diskussion bei Seibold (1963)). Der Mediandurchmesser des Gesamtsediments der Rinnen kann dafür aber nicht herangezogen werden, weil dieses, wie erwähnt, eine polymodale Korngrößenverteilung besitzt. Es wurde deshalb versucht, wenigstens die wichtigsten Modi zwischen den ausgeprägtesten Minima der Verteilungskurven zu isolieren. Nach den mittleren Korndurchmessern wurden sie „Silt-, Sand- und Kies-Komponente“ benannt, obwohl ihre Korngrössengrenzen nicht immer mit den üblichen streng zusammenfallen. Die „Sandkomponente“ reicht in Probe Nr. 6 zum Beispiel dadurch von 1,65 bis 0,20 Zeta-Grad (= 0,045 bis etwa 3 mm). (Das Minimum an der Obergrenze ist gestrichelt in Abb. 7 eingetragen.) Näheres bei Barner (1964).

Betrachtet man danach die Sandkomponente isoliert und berechnet man ihre Mediandurchmesser, so ergeben sich die in Abb. 9 eingetragenen Werte. Die hier interessierende Tiefe Rinne zeigt nun in der Tat eine stetige Abnahme des Mediandurchmessers nach Süden — von Zetagraden um $0,7=0,4$ mm auf Zetagrade um $1,2=0,125$ mm, also Transport des Sandes nach Süden. Die Untersuchung weiterer sedimentpetrographischer Eigenschaften, (Sortierung, Schwermineralverteilung) steht damit im Einklang. In der Vejsnaes-Rinne scheint ein aus der Korngrößenverteilung abgeleiteter Transport von Ost nach West dieselbe Stütze für den hydrologischen Normalfall zu bringen.

Dichtesprungschicht und Sediment

Bei der Behandlung der Sedimenttypen wurde schon darauf hingewiesen, daß in einigen Gruppen Silt und Feineres fast fehlen (C, D, E und meist auch F). Geht man der „Siltkomponente“ näher nach, so stösst man auf eine scharfe Grenze der Verbreitung (Abb. 10). Klammert man

den ufernahen Bereich vor Lolland aus, da in ihm lokale Schutzlagen vorkommen, so enthalten fast alle Proben aus Wassertiefen von weniger als 20 m unter 1% „Silt“ — Anteil. Umgekehrt steigt dieser im tieferen Wasser beträchtlich und sofort an.

Diese Tatsache an sich ist nicht auffallend, wohl aber die scharfe Grenze. Andere Sedimenteigenschaften (Sedimenttyp, Schwermineralver-

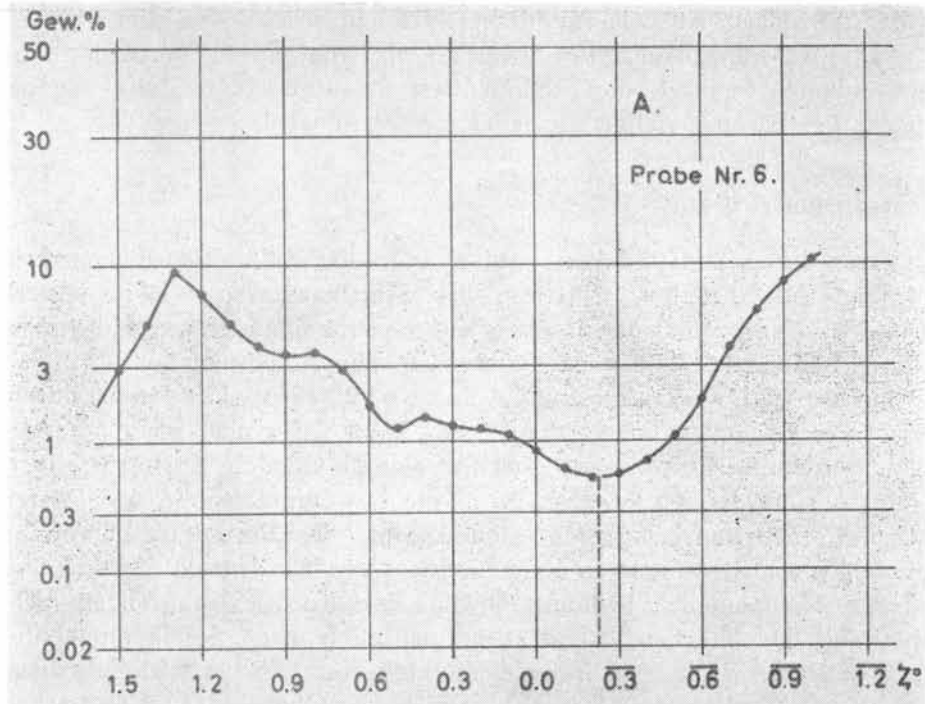


Abb. 7: Einzelbeispiel einer Korngrößenverteilung aus Gruppe A. Nach Barner

teilung) ändern sich in 20 m Wassertiefe gleichfalls. Hinzu kommen Anzeichen, daß sich das Sediment im flacheren Wasser zumindest teilweise im Durchschnitt nach Norden bewegt. Man vergleiche dazu etwa die mittleren Korngrößen hart östlich der Tiefen Rinne (Abb. 1 u. 9: Proben von Süd nach Nord 23—24—30—35 mit mittleren Korngrößen der Sandkomponenten von 0,79—0,79—0,84—0,88 Zeta Grad.) Entsprechende Überlegungen für den ufernahen Bereich werden freilich durch häufigere lokale Gegenströmungen des Oberwassers erschwert. Ohne Zweifel ist diese Grenze durch die mittlere Tiefenlage der Dichtesprungschicht fixiert. Die durch Wind, Wellen und Konvektionsvorgänge erheblich höhere Turbulenz des Oberwassers lässt das feinstkörnige Material nur in Ausnahmefällen zur Ruhe kommen. Es sinkt schliesslich unter die Sprungschicht in das Tiefenwasser und auf den Meeresboden ab. Im Bereich der Rinnen wird es freilich immer wieder bei entsprechenden Einstrom- (oder gelegentlich auch Ausstrom-) lagen aufgewirbelt und transportiert, bevorzugt in die Beltsee hinein. Die von W y r t k i (1950)

in der Beltsee, von Joseph (1955) am Nordausgang des Sundes mitgeteilten Extinktionsmessungen illustrieren diesen Vorgang in eindrucksvoller Weise.

Verbreitern sich die Vertiefungen zu den eigentlichen Becken, so wird das feinste Material im Bereich des Tiefenwassers länger oder gar endgültig liegen bleiben. Wie sehr diese Zusammenhänge Hydrologie/Sedimentation auch in anschliessenden Gebieten der Ostsee wichtig sind,

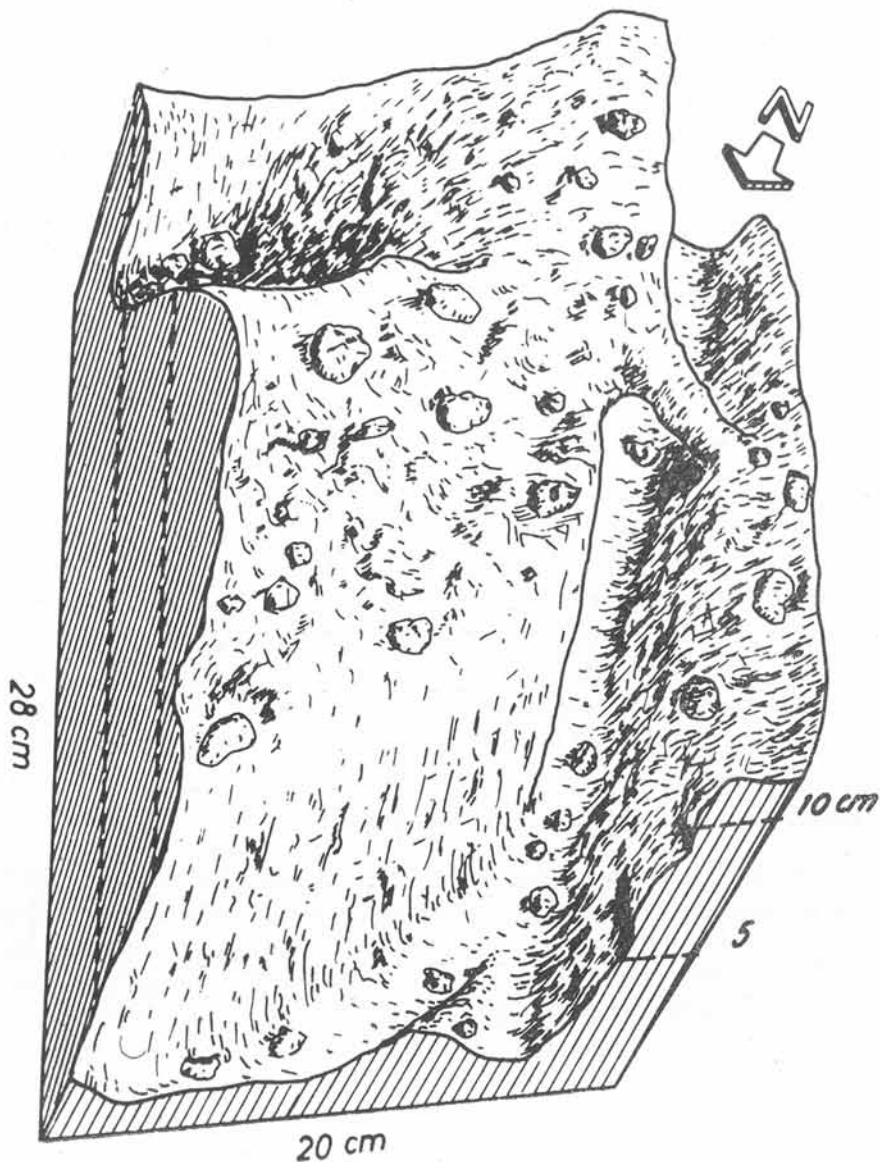


Abb. 8: Erosionskontakt vom Westausgang des Fehmarnbelt. Nach Werner. Die Grenzfläche pleistozäner Beckenton/marines Sediment wurde durch sorgfältiges Entfernen des letzteren freigelegt. Die 1–2 cm grossen Gerölle auf der Kontaktfläche stammen aus einem nahen Rücken aus Geschiebemergel

mag aus den folgenden, von B a r n e r zusammengestellten Werten hervorgehen.

Meeresteil	Obergrenze des Schlicks (m) (n. P r a t j e, 1948)	Mittlere Tiefenlage der Salzgehaltssprungschicht im Hochsommer (m) (n. D i e t r i c h, 1950)
Kieler Bucht	17—18	etwa 20
Mecklenburger Bucht	etwa 20	etwa 20
Arkona-Becken	35—40	etwa 40
Danziger Tiefe	70—80	etwa 80

Es ist anzunehmen, dass feinstes Material durch die Tiefenwasserzufuhr durch den Grossen Belt nicht nur in die Beltsee, sondern durch die Salzwassereinbrüche über sperrende Schwellen oder durch eingesenkte Rinnen auch in zentralere Teile der Ostsee gelangt. Bei den kräftigsten Einbrüchen scheinen zudem Stürme vorzuherrschen, die im flachen Bereich Sediment in Suspension bringen, was mit nach Osten verfrachtet werden kann.

DAS TIEFENWASSER UND DIE FORAMINIFERENFAUNEN

Auch die (benthonischen) Foraminiferenfaunen der Ostsee sind von diesem Gegensatz Oberflächen-/Tiefenwasser abhängig und lassen Zusammenhänge mit den Salzwassereinbrüchen erkennen. Die Proben wurden in den letzten Jahren mit den obenerwähnten Geräten und einem speziellen Foraminiferenlot (abgeändert nach P h l e g e r, Querschnitt 5.3 cm²) entnommen. Wir bemühten uns, hierbei möglichst ungestörtes Material von der Sedimentoberfläche und aus Kernen zu erhalten. Stets wurde Lebendfärbung nach W a l t o n angewandt. (Vgl. Lutze, 1964.)

Dichtesprungschicht und Foraminiferen

Die bisherige Auswertung zeigt, dass in der Beltsee die obengenannte Wassertiefe von rund 15—20 m auch eine Scheide für die Foraminiferenfaunen darstellt. Auf Böden im Oberflächenwasser leben beispielsweise *Cribronion alvarezianum* und *C. gerthi*. Sie fehlen im tieferen Bereich. *Ammotium cassis*, *Reophax aduncus*, *Eggerella scabra* und andere kommen dagegen nur unter 15 m Wassertiefe vor. Ob die Temperatur, der Salzgehalt, deren Schwankungen oder Wechselwirkung oder sonstige Faktoren dabei hereinspielen, soll hier nicht diskutiert werden.

Diese Scheide kann sich sogar auf die Gehäuseform auswirken, was an *Cribronion excavatum* (= *Elphidium selseyense*) gezeigt werden soll. Abb. 11 weist auf die Abhängigkeit des Index $\frac{\text{Dicke} \times 10}{\text{Länge}}$ von der Wassertiefe in der Beltsee hin. Die „dickeren“ Formen bevorzugen danach das

Tiefenwasser. Die Ursache ist noch unklar, da die Formen offensichtlich ausgesprochen tolerant gegen Salzgehalt und Temperatur sind. Sie konnten noch im Gotlandbecken und im Landsorttief lebend nachgewiesen werden und zeigen keine Abhängigkeit ihrer ontogenetischen Entwicklung

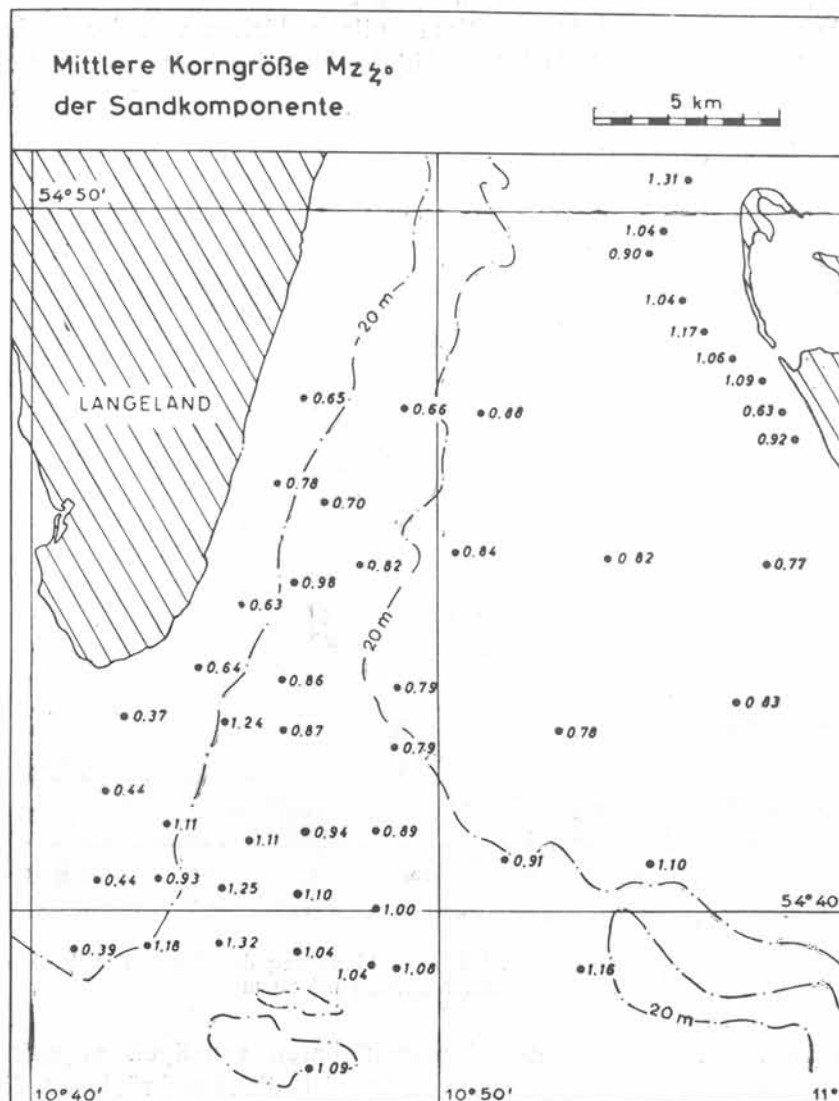


Abb. 9: Mittlere Korngrößen der Sandkomponente am Südausgang des Grossen Belts. Nach Barner:

(Zeta-Grad 1,2=0,125 mm; 0,3=1 mm. Vgl. auch die Abszissen der Abb. 3-6)

von diesen Faktoren: In Abb. 12 sind zum Beispiel Befunde für April 1963 bis März 1964 vom Feuerschiff Kiel dargestellt, von dem aus täglich Bodenproben entnommen wurden. Sie wurden alle 5 Tage ausgewertet, in wichtigen Fällen noch engständiger. Es handelt sich um die „dicke“ Form, da der obige Index zwischen 4,5 und 6,5 mit Maximum zwischen 5,5 und 6 schwankt.

Die statistische Auswertung der Gehäusedurchmesser (links) unter Berücksichtigung der maximalen Besiedlungsdichte und des Anteils der juvenilen Formen (rechts) zeigt, dass im Juli 1963, Sept./Okt. 1963 und März 1964 Reproduktionsspitzen erreicht wurden. In diesem Zeitraum schwankten aber der Salzgehalt zwischen rund 17 und 25,5 ‰, die Temperatur zwischen 1 und 11°C. (Diese Spitzen dürften von der Diatomeenblüte im Frühjahr und Herbst (Frühjahr 1963 durch den extrem kalten

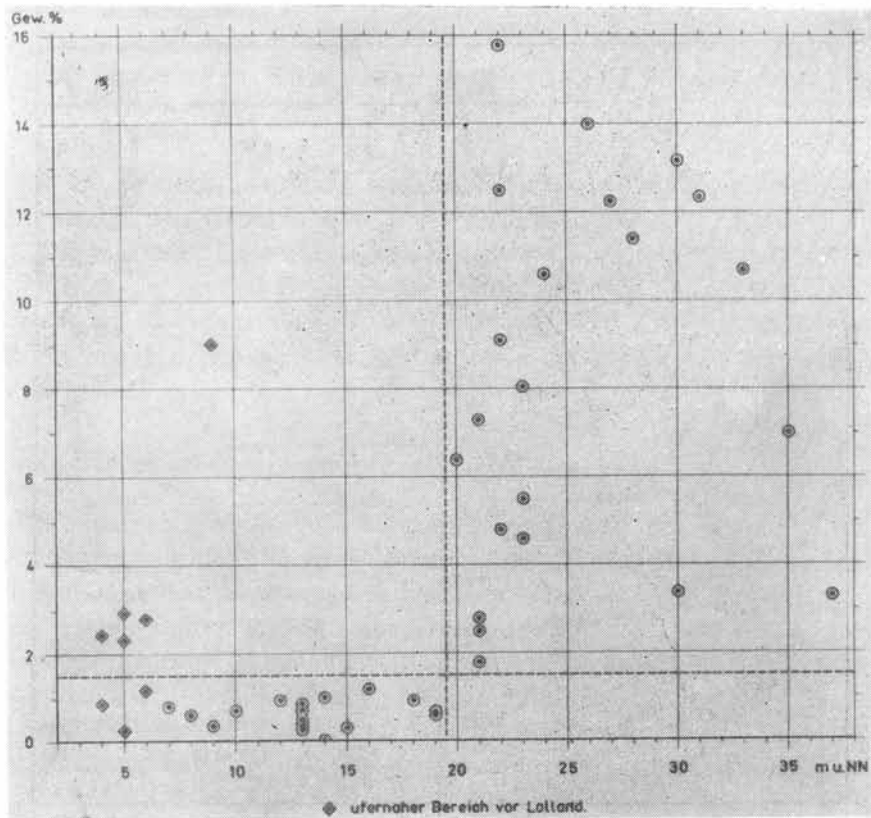


Abb. 10: „Silt“-Gehalt und Wassertiefe am Südausgang des Grossen Belts. Nach Barner. Scharfer Sprung bei 20 m

Winter davor verzögert) und der verfügbaren sonstigen organischen Substanz abhängen.) Umso erstaunlicher ist die Beschränkung dieser „dicken“ Form auf das Tiefenwasser.

Salzwassereinbrüche und Foraminiferen

Bekanntlich ist die Darsser Schwelle die wichtigste Faunenscheide des Ostseeraums. Die Foraminiferen machen keine Ausnahme. Abb. 13 zeigt die Auswertung von Oberflächenproben aus der auf der oberen Karte eingetragenen Profillinie. Es sind darin nur die Arten eingetragen, die offenbar die höchsten Salzgehalte verlangen. In der Beltsee leben danach

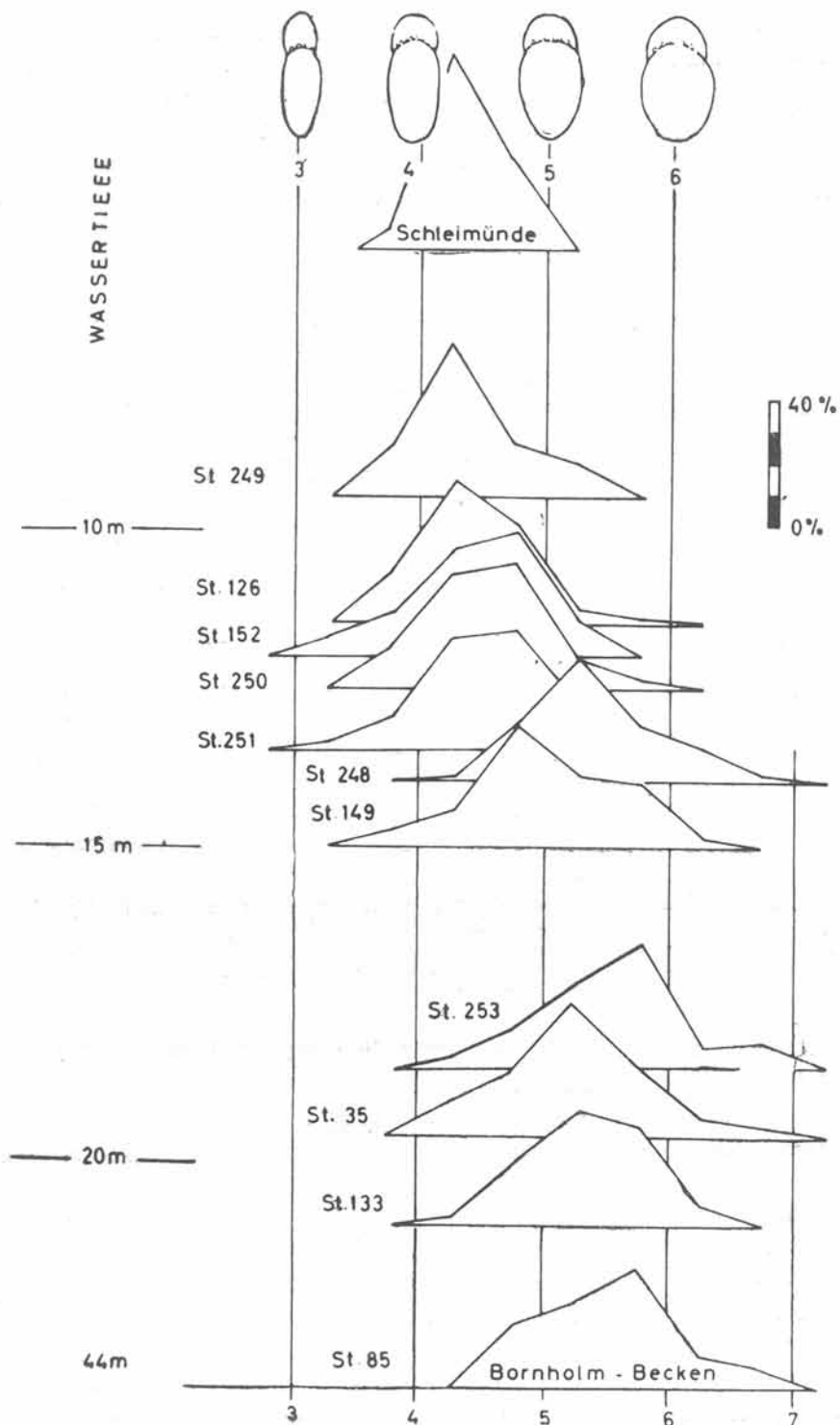


Abb. 11: Variationsbreite der Gehäusedicke von *Cribronion excavatum* (= *Elphidium selseyense*) in verschiedenen Biotopen der Beltsee. (Station 85 = Bornholmbecken)
 Ca. 1200 Messungen des Index: Breite \times 10 / Länge in der Mündungsansicht von lebenden Exemplaren, ausgenommen Probe „Schleimünde“. Nach Lutze. „Dicke“ Formen im tiefen, „dünn“ im flachen Wasser

noch *Egerella scabra*, *Reophax aduncus*, seltener *Ammonia beccari* und *Spirroplectamina*. Sie fehlen alle östlich der Darsser Schwelle, von — wahrscheinlich aus dem Untergrund durch Organismen hochgewühlten — toten Gehäusen von *E. scabra* im Arkonabecken (vgl. Abb. 14!) und Innentapeten von *A. beccari* im Arkona- und Bornholmbecken abgesehen. Darüber hinaus hat es nach den bisherigen Befunden den Anschein, dass diese Arten in der Beltsee bevorzugt im tiefsten, vom Grossen Belt belieferten Wasser leben. In rund 200 unter den Feuerschiffen Kiel und Flensburg

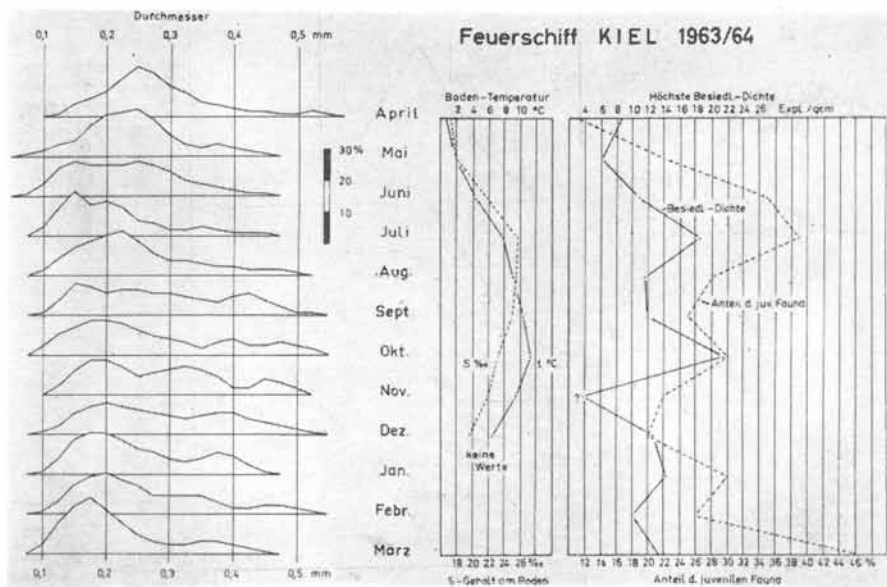


Abb. 12: Jahresgang der Entwicklung von *Cribronion excavatum* (= *Elphidium selseyense*). Nach Haake

Entnahmeort: Feuerschiff Kiel, Wassertiefe 18 m. Sämtliche Angaben beziehen sich auf Gehäuse von lebenden Individuen. Besiedlungsdichte November 1963 fraglich, da zur wenige Beobachtungen

entnommenen Proben fehlten sie ganz, in rund 150 Proben unter Feuerschiff Fehmarnbelt waren *E. scabra*, *R. aduncus* vertreten, *A. beccari* selten, *S. biformis* bisher noch nicht nachzuweisen.

Diese Zusammenhänge spiegeln sich auch in den Artenzahlen wider: Östlich der Darsser Schwelle lebten 1963 bis 5, westlich davon bis 9, im Fehmarnbelt aber bis 12.

Schiebt sich das Tiefenwasser über die Schwelle nach Osten in das Arkonabecken, so eröffnen sich auch dort zeitweilig Lebensmöglichkeiten für Vertreter dieser Arten. Dies kann an Sedimentkernen gezeigt werden. Zunächst müssen jedoch die Arten ermittelt werden, die der Diagenese Widerstand leisten können. Viele Kalkschaler werden in den Ostseesedimenten ja leicht gelöst, ein Effekt, der von mechanischer Abrasion durch typische Bilder der Gehäuseanlösung unterschieden werden kann. In Experimenten können alle Stadien von unversehrten Gehäusen über herausragende Trennwände, Reste der verdickten Nabelpartien bis zu den Innen

tapeten aus nichtkarbonatischem organischem Material (Abb. 15) erhalten werden. Besonders widerstandsfähig — auch gegen mechanische Beanspruchung — sind die Gehäuse von *Eggerella scabra*. Deshalb ist deren Vorkommen in einem Kern aus dem Arkonabecken dargestellt (Abb. 14). Ein Vergleichskern daraus zeigt prinzipiell dasselbe Bild: Auf pleistozänen Beckenton folgen die groben Sedimente ("Sand" >0,1 mm und Material >2 mm), die den Beginn des Holozän anzeigen (links). Das Korn verfeinert sich, wobei Pyrit auftritt, und wird wieder gröber, ein Hinweis auf

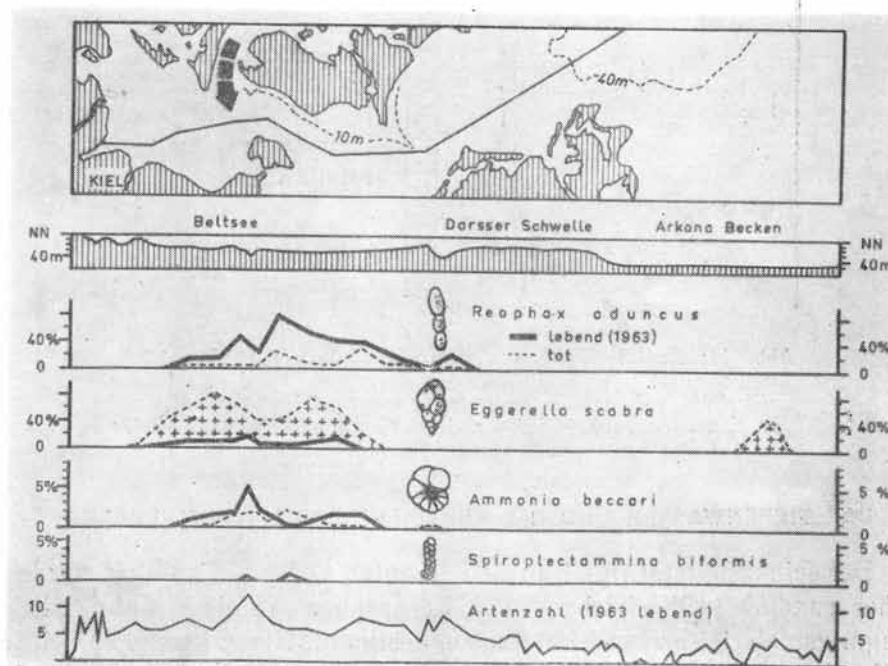


Abb. 13: Einfluss des Tiefenwassers auf die Foraminiferenfauna. Darsser Schwelle als Faunenscheide. Erhöhte Artenzahl und prozentuale Maxima der vier dargestellten Arten im Fehmarnbelt. Nach Lutze

erneut zunehmende Wasserbewegung und wohl auch eine gesteigerte Sedimentationsrate anorganischen Materials. Trotzdem treten in diesem Abschnitt Spitzen der Beteiligung von *E. scabra* am Sediment auf. Dies spricht für Perioden, in denen diese Art im Arkonabecken leben konnte. Das auffallendste Maximum liegt im Kern zwischen 1—4 und 20—25 cm Sedimenttiefe. In den obersten Zentimetern tritt die Art wieder zurück. Solange nicht noch detailliertere Feinuntersuchungen an solchen Kernen vorliegen, erscheint es verfrüht, diese herausfallende Serie von Salzwasser-einbrüchen datieren zu wollen. Es wäre reizvoll, sie dann etwa mit den jüngsten Transgressionsphasen Bakker's (1958) und ihren Häufungen der Sturmfluten in den Niederlanden (12.—15. Jahrhundert bzw. 18. Jahrhundert bis heute) zu vergleichen.

Östlich des Arkonabeckens wurden Gehäuse dieser Art übrigens von uns bisher noch nicht gefunden. Deshalb können die Schwankungen der

Foraminiferenzahlen in Kernen aus dem Gotlandbecken, dem Farö- und Landsorttief noch nicht unbedingt mit Primärfaktoren gekoppelt werden, da sich — sekundär — diagenetische Effekte dazwischenschalten.

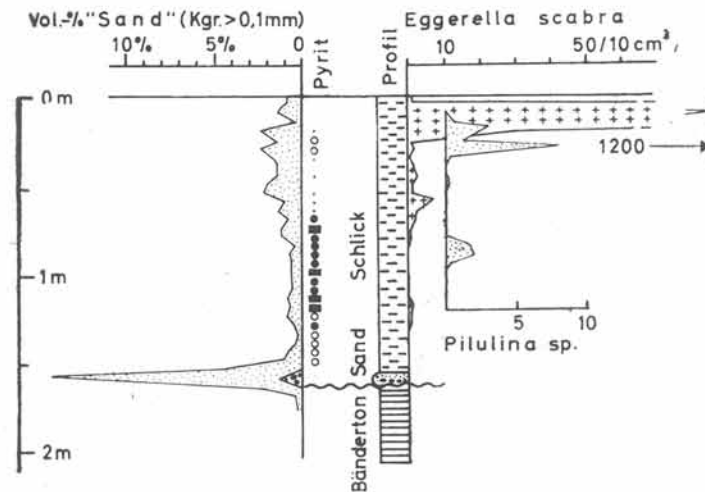


Abb. 14: Sedimentkern aus dem Arkonabecken, Station 334, August 1964. Nach Lutze. Volumprozent und Zahl der Exemplare auf nasses Sediment bezogen. Häufigkeitsmaxima von *E. scabra*. Minima primär, da der zerbrechliche Sandschaler *Pilulina sp.* vorhanden

DAS TIEFENWASSER UND DIE VERTEILUNG DER TONMINERALE

Der feinkörnigste Anteil an den rezenten Ostseesedimenten wurde an bisher rund 500 Oberflächen- und Kernproben, an dem mutmasslichen Ausgangsmaterial an rund 250 Proben bestimmt. Hinzu kamen 20 Schwebstoffproben aus dem Oberflächenwasser, die durch Zentrifugieren gewonnen wurden. Sie wurden in den letzten Jahren mit den obenerwähnten Geräten entnommen. Nach der Korngrössentrennung (Attenberg-Prinzip) wurden unbehandelte und behandelte (Glykol, Erhitzen, Säuren) Texturpräparate mit dem Röntgen-Zählrohr-Goniometer untersucht. Hinzu traten teilweise die Differential-Thermo-Analyse und die Phasenkontrast-Mikroskopie. Im Rahmen des uns Möglichen können so neben qualitativen auch quantitative Angaben gemacht werden.

Analysen-Ergebnisse

Die Verteilung der Tonminerale in den rezenten Sedimenten ist in der Ostsee mit Ausnahme der Montmorin-Gruppe recht einheitlich. Die dominierende Glimmer-Gruppe (Illit und Muskowit) ist mit rund 10—50%, die Kaolin-Gruppe mit rund 5—30% beteiligt. Chlorite treten nur untergeordnet, mit rund 2—10% auf. Diese Prozentzahlen beziehen sich auf Gesamtproben mit ähnlicher Korngrössen-Verteilung. Die Montmorin-Minerale sind westlich des Seegebiets um Bornholm selten und dann allen-

falls bis zu 5% in der Gesamtprobe enthalten. Östlich davon können in vielen Proben jedoch rund 20% erreicht werden. Diese Verteilung gilt übrigens für Sedimente von der Oberfläche wie von Kernen, die meist 2 m, in Ausnahmefällen auch bis 20 m (Bohrungen Kieler Bucht) lang waren. Die Jugendlichkeit, die meist geringe Überdeckung und das nur schwach marine Milieu der Ostsee verhinderten offensichtlich bislang diagenetische

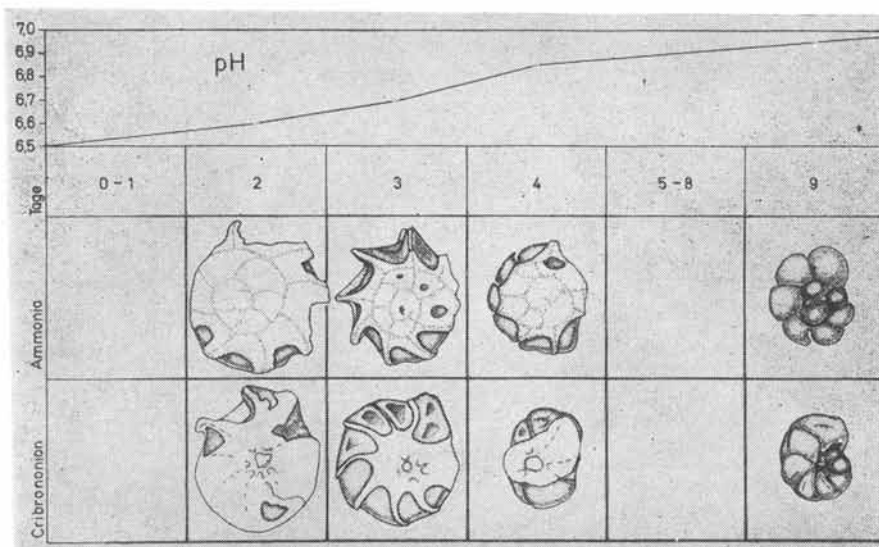


Abb. 15. **Graduelle Auflösung von Kalkschaller-Gehäusen.** Nach Resig. In jeweils 3 cm³ destilliertes Wasser wurde CO₂ eingebracht, so dass der pH-Wert auf 6,5 fiel. 2 Gehäuse von *Ammonia* und *Cribrononion* wurden eingelegt und während 9 Tagen beobachtet. Durch die Anlösung der Gehäuse und CO₂-Verlust an die Luft steigt allmählich der pH-Wert wieder auf 7. Trennwand-, Nabelregion- und Innentapeten-Stadien

Veränderungen der Tonminerale, die mit unseren Methoden zu erfassen sind (Vgl. Abb. 16, Proben 2–7).

Naheliegender für die Erklärung dieser unterschiedlichen Verteilung des Montmorins wäre die Annahme, dass das Ausgangsmaterial im Osten reicher an Montmorin ist als im Westen. Zunächst konnten in den anorganischen *Schwebstoffen* im Oberflächenwasser zwischen Belten und Gotland keine systematischen Unterschiede des Montmorin-Anteils festgestellt werden. Ein Beispiel gibt Abb. 16, Probe 1. Darüber hinaus kommt aber nach unseren bisherigen Ergebnissen Montmorin im korngrossenmässig vergleichbaren *Ausgangsmaterial* im Westen eher häufiger als im Osten vor, wobei wird leider vom östlichen Bereich kaum Angaben haben:

Die präglazialen *Sedimente* Skandinaviens (Kambrium bis Kreide) enthalten wieder überwiegend Minerale der Glimmer- und Kaolin-gruppe. Nur selten treten rein kaolinitische, ganz untergeordnet rein illitische Tone auf. Der Montmorin-Anteil ist gering, von spärlichen und dünnen Lagen (z. B. Benthonit im Silur) abgesehen.

Die Tertiärtonne im Bereich der westlichen Ostsee können aber sehr reich an Montmorin- und ähnlich quellfähigen Wechsellagerungsmineralen werden. (Vgl. Abb. 16, Probe 8 und auch Tank, 1963: Unter 2 μ rund 30 bis 100% Montmorillonit und bis rund 50% Wechsellagerungsminerale).

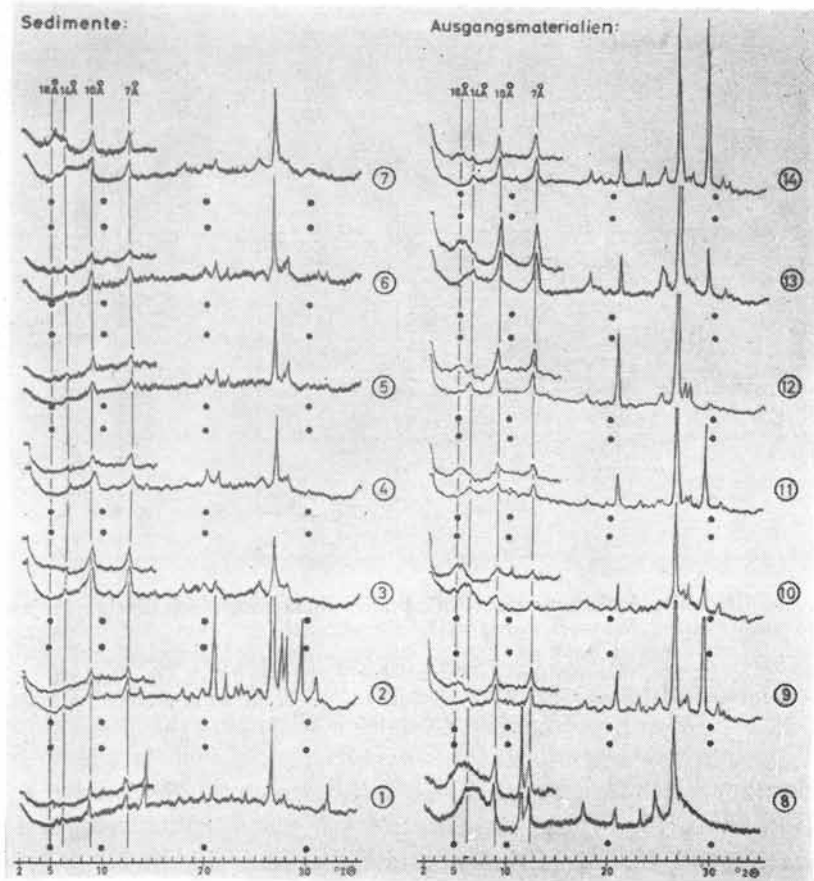


Abb. 16. Röntgen-Texturdiagramme von typischen rezenten Ostseesedimenten und deren Ausgangsmaterialien. Nach Krumm. Obere Kurven = jeweils nach Glykolbehandlung

- (1) Schwebstoff-Probe, durch Zentrifugierung des Oberflächenwassers zwischen Fehmarn-Belt und Bornholms-Gatt angereichert. Im wesentlichen <math> < 2 \mu </math>.
- (2) Kern-Probe SK 3, etwa 10 sm NE Bornholm; 177 cm unter Sedimentoberfläche, Gesamtprobe, 70 m Wassertiefe.
- (3) Kern-Probe SK 3, etwa 10 sm NE Bornholm; 177 cm unter Sedimentoberfläche, Fraktion <math> < 2 \mu </math>, 70 m Wassertiefe.
- (4) Kern-Probe SK 3, etwa 10 sm NE Bornholm; Sedimentoberfläche, Fraktion <math> < 2 \mu </math>, 70 m Wassertiefe.
- (5) Stechkasten-Probe Os 39 St, etwa Landsort-Tief, 35 cm unter Sedimentoberfläche, Gesamtprobe, 380 m Wassertiefe.
- (6) Stechkasten-Probe Os 39 St, etwa Landsort-Tief, Sedimentoberfläche, Gesamtprobe, 380 m Wassertiefe.
- (7) Greiferprobe E 28 B O, etwa 60 sm NE Gotska Sandön, Sedimentoberfläche, Fraktion <math> < 2 \mu </math>, 162 m Wassertiefe.
- (8) Eozäner „Tarras“-Ton, Katharinenhof, Fehmarn; Gesamtprobe.
- (9) Geschiebemergel, Kiel, Fraktion <math> < 40 \mu </math>.
- (10) Geschiebemergel, Kiel, Fraktion <math> < 0,2 \mu </math>.
- (11) Geschiebemergel, Pelzer Haken, Fraktion <math> < 40 \mu </math>.
- (12) Geschiebemergel, Tauchprobe Kieler Bucht, nach Behandlung mit n/10 HCl, Fraktion <math> < 40 \mu </math>.
- (13) Mariner Ton (Mindel/Riß-Interglazial), Muldsberg bei Itzehoe, Gesamtprobe.
- (14) Glazialer Beckenton, Haithabu bei Schleswig, Gesamtprobe.

Flächen- und mengenmässig sind die jungen Geschiebemergel als Ausgangsmaterial ausschlaggebend. (Abb. 16, Proben 9–12). Wenn in ihnen nicht Schuppen aberranten Materials aufgenommen sind, zeigen sie im bisher untersuchten, westlichen Bereich Schwankungen in den folgenden Grenzen, die jedoch ohne räumliche oder zeitliche Tendenz verteilt sind: Glimmergruppe rund 15–40%, Kaolin-Gruppe rund 5–30%, Chlorite rund 2–10%, Montmorin-Mineralerunde rund 2–20% der Vergleichsproben mit ähnlicher Korngrössenverteilung. Die eher im Westen vorkommenden marinen interglazialen, aber auch einige glaziale wie postglaziale Beckentone können jedoch wieder erhebliche Montmorin-Gehalte erbringen. Anteile bis rund 30% wurden gefunden (Abb. 16, Proben 13 und 14).

Deutung

Vorausgesetzt, dass nicht doch aus dem östlichen Bereich der Ostsee höhere Anteile an Montmorin zugeführt werden, bleibt daher als plausibelste Erklärung wieder die Wirkung des Tiefenstroms: Die vom Ober-

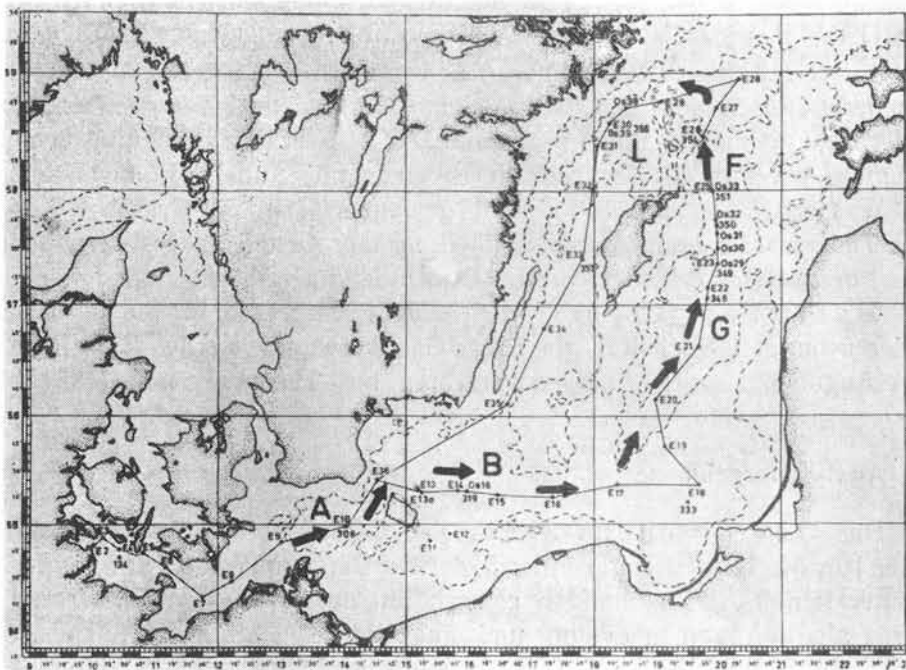


Abb. 17: Stationen für die Untersuchung des Mangan-Haushalts. Die Pfeile zeigen den Weg des Tiefenwassers in das Arkonabecken (A), Bornholmbecken (B), Gotlandbecken (G), Farötief (F) und Landsortief (L) an

flächenwasser aufgenommenen Tonminerale gelangen dank ihrer Schwere und der winterlichen Konvektionsvorgänge ins Tiefenwasser. Dort werden sie teilweise — ohne ersichtliche diagenetische Veränderungen — sedimentiert, aber auch offenbar durch Strömungen gelegentlich wieder aufge-

nommen. Nach den durch Whitehouse und Mitarbeitern (s. Seibold 1964, S. 329) ermittelten Sinkgeschwindigkeiten der Tonminerale bzw. ausgeflockten Aggregate und deren Flockungsverhalten ist anzunehmen, dass die Montmorine am längsten in Schwebelag bleiben, also auch am ehesten durch die Tiefwasserströmung nach Osten verfrachtet werden können. (Die Geschwindigkeiten, die dabei auftreten, lassen sich aus den Beobachtungen von Fonselius (1962, S. 40) abschätzen. Der extreme Salzwassereintrich von 1951 brauchte in seiner Front rund 6 Monate vom Bornholmbecken bis zum Landsorttief. Derjenige von 1959 rund 1½ Jahre. Das würde mittlere Strömungsgeschwindigkeiten von 4—1 cm/sec bedeuten. Maximal, vor allem auf den Schwellen, sind danach erheblich höhere Werte zu erwarten. Ins Gotlandbecken würden auf diese Weise bevorzugt Montmorine gelangen, was deren dortige Anreicherung erklären kann.

DAS TIEFENWASSER UND DER MANGAN-HAUSHALT

Einige geochemische Auswirkungen des nach Osten ziehenden Tiefenwassers sollen zum Schluss behandelt werden. Sie betreffen vor allem das Mangan, dem in der Ostsee in den letzten Jahren schon Mannheim (1961) und Gorshkova (1963) ihre Aufmerksamkeit gewidmet haben.

Mit verschiedenen Schiffen wurden von uns 1963/1964 Sedimentproben von der Beltsee bis in das Seegebiet um Gotland auch für geochemische Untersuchungen entnommen (vgl. Abb. 17). Als Geräte dienten die oben erwähnten. Wasserproben wurden durch einen mit Kunststoff ausgekleideten Wasserschöpfer mit 5 l Inhalt gewonnen (Dr. K. Grasshoff-Kiel). Das Tiefenwasser konnte so bis 0,5—1 m über Grund analysiert werden. Das Porenwasser erhielten wir an Bord oder im Laboratorium mit einer von Hartmann (1964 a) beschriebenen Filterpresse, für die bei diesen Untersuchungen Stickstoff als Press-Gas verwendet wurde. Einzelheiten und Angaben zu den Analysenverfahren bei Hartmann (1964 b).

Analysenergebnisse

Das Oberflächenwasser der Ostsee enthält im allgemeinen unter 10 γ Mn/l, meist sogar unter 5, der Bestimmungsgrenze unseres Analysenverfahrens. Dabei handelt es sich um unfiltriertes Meerwasser. Es wurde also Mangan in Lösung und, quantitativ wichtiger, in Suspension erfasst. Vor Japan erhielten ja Ishibashi und and. (1960) 10—14 γ Mn/l, wovon nur 1—3 γ in echter Lösung vorlagen.

Im Tiefenwasser der Ostsee steigen die Werte auf 5—100 γ Mn/l, im stagnierenden Milieu des Gotland-Tiefs, dessen Wasser nach H₂S roch, sogar bis 900 γ /l. Dies sind Werte, wie sie grössenordnungsmässig Mokijevskaja (1961) auch aus dem Schwarzen Meer berichtet.

Der Gehalt des Porenwassers im Sediment ist beträchtlich höher: 670—31800 γ Mn/l. Einige wenige Messungen darin ergaben pH-Wer-

te um 6,8—6,9 und einen Cl-Gehalt von 6,7—8,0%. Oft nimmt das Mangan nach unten ab.

Oberflächenproben aus den Sedimenten haben folgende Maximalgehalte in Gewichtsprozenten Mn: Bornholmbecken 1,00; Gotlandbecken 2,07; Farö-Tief 2,32; Landsort-Tief 3,75, also eine Zunahme von Westen nach Osten. Der Gehalt nimmt normalerweise in den obersten Zentimetern bis Dezimetern des Sediments nach unten ab, zum Teil bis auf $\frac{1}{10}$ — $\frac{1}{20}$ des Oberflächenwerts, oft aber nur auf $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{5}$. Diese Werte halten sich dann auch in grösseren Tiefen, falls sich das Sediment nicht drastisch ändert. Ausnahmen bilden Kerne aus dem Gotlandbecken und dem Farö-Tief, die ausgezeichnete Feinschichtung im Millimeterbereich zeigen, worauf schon Ignatius (1958) hingewiesen hat. Ein Beispiel bringt die folgende Tabelle.

Tabelle

Sedimentkern aus dem Farö-Tief nach HARTMANN (1964 b)
Wassertiefe 203 m, Entnahme durch Kastenlot

Entnahmetiefe im Sediment (cm)	Sediment	Mn (ppm)	Fe (%)	CaO (%)	C org. (%)
3 — 6	Schlick, schwarz gestreift	8 300	4,98	1,2	3,27
18 — 19	schwarze Streifung	990	5,20	0,8	—
24 — 24,5	grau-grüne u. schwarze Streifen	44 400	4,40	3,2	—
24,5— 24,8	schwarze Streifen	9 900	5,70	3,08	3,64
50 — 50,5	schwarze Lage	16 500	8,51	—	—
50,7— 51,2		17 000	5,50	—	—
54 — 55		—	—	—	10,19
59 — 60		9 320	5,89	—	—
84,5— 84,7	weissliches Doppelband	117 400	4,10	6,2	—
84,4—84,5	weissliches Band	130 000	4,48	6,0	—
84,7— 85,5	dunkler Streifen	15 000	6,84	1,2	6,88
89,8— 90,3	schwarzes Band	40 500	7,77	—	—
96,5— 97,4	schwarzes Band	47 800	9,20	2,9	—
97,6— 98,3	grau-grüner Ton mit schwarzen Flecken	9 170	6,32	1,2	—
98,3— 99	schwarzes Band	20 600	6,70	1,9	—
100 —102	grau-grüner Ton	13 300	5,40	1,4	2,91
137 —137,7	dunkles Band	16 000	5,25	1,6	—
180 —182	grau-grüner Ton	6 610	5,50	1,3	2,71

Zum Vergleich einige Werte aus dem Gotlandbecken (224 m Wassertiefe) nach Gorshkova (1963, S. 204).

0 — 7	} toniger Schlick	15 400	5,04	—	—
50 — 55		2 200	6,02	—	—
100 —110		9 400	5,49	—	—

In den Bereich der deutlichsten Feinschichtung steigen die Mn-, Ca- (und auch die Karbonat-) Gehalte, ein Hinweis darauf, dass das Mangan karbonatisch gebunden ist (vgl. auch Manheim 1961). Chemische und röntgenographische Untersuchungen bestätigten dies. Die Lage — 84,4—84,5 cm — mit einem Mn-Gehalt bei 13%! — enthält danach ein mangan-

reiches Mischkarbonat mit der Zusammensetzung $Mn_{56,80} Ca_{25,46} Mg_{9,72} Fe_{8,02} CO_3$.

Der Mn-Gehalt weist aber keinen Trend nach der Tiefe zu auf.

Deutung

Im feinkörnigen Sediment, das bekanntlich meist viel organische Substanz enthält, herrschen schon hart unter der Oberfläche durch bakterielle und sonstige Prozesse reduzierende Bedingungen. Das Mangan liegt deshalb im Porenwasser als gut lösliches Mn^{2+} vor. Damit erklärt sich seine Anreicherung gegenüber dem Meerwasser. Bei geeigneten Bedingungen (pH, CO_2 -Konzentration) kann aus ihm sogar $MnCO_3$ ausfallen.

Enthält das Meerwasser über dem Sediment reichlich Sauerstoff, so wird schliesslich fast alles Mangan zu Mn^{3+} und Mn^{4+} oxydiert und oxydisch oder hydroxydisch gebunden. Diese Verbindungen sind im pH-Bereich des Meerwassers schwer löslich. Sie sind auffallend gehäuft in den schon oft beobachteten dunkelbraunen Krusten, Knollen und Überzügen auf Schwellen oder an den oberen Rändern der Becken, etwa um Bornholm oder auf der Mittelbank südwestlich Gotland.

Die Folge ist ein starker Gradient des Mn-Gehalts vom Porenwasser zum sauerstoffhaltigen Meerwasser und damit ein Anreiz, daß Mangan nach oben diffundiert. Auspressen von Porenwasser durch Setzung und sonstige Strömungsvorgänge mögen dazukommen. An der Sedimentoberfläche fällt es fast völlig aus. Wird neues Sediment aufgelagert, so wird dieser Horizont wieder reduziert, das Mangan gelöst und wieder nach oben verfrachtet. Der Horizont verarmt daran. Durch diese Diffusion erklärt sich das allgemeine Bild der Mangan-Abnahme mit der Tiefe in den obersten Sediment-Schichten. Ein Teil des ins bodennahe Meerwasser gelangenden Mn^{2+} kann jedoch einige Zeit metastabil in Lösung bleiben, bis es kolloidale Manganhydroxyde und Flocken davon bildet. Nach den Untersuchungen von Hem (1963) kann man bei der Lebensdauer des metastabilen Mn^{2+} wohl annehmen, dass es sich um die Grössenordnung von Minuten bis Stunden handelt. Dies kann den generell gegen das Oberflächenwasser höheren Mn-Gehalt des bodennahen Wassers erklären.

Liegt nun über dem Sediment stagnierendes Meerwasser, das also keinen oder wenig Sauerstoff enthält, dafür höhere CO_2 -Gehalte und niedrigere pH-Werte aufweist, so ist in ihm eine höhere Mn-Konzentration zu erwarten (vgl. den Wert für das Gotland-Tief). Deshalb schwächt sich der Gradient Porenwasser/Meerwasser ab. Er wird trotzdem stets vorhanden sein, da wohl im allgemeinen der pH-Wert im Meerwasser immer höher ist als im Porenwasser. Die Folge ist, dass die Diffusion des Mn^{2+} herabgesetzt wird. Es bleibt mehr Mangan im Sediment. Dies erklärt die höheren Werte und die nicht vorhandene Abnahme des Mn-Gehalts mit der Sedimenttiefe in den Beckensedimenten. Natürlich kommt hinzu, dass diese Sedimente landfern und tief liegen, so dass der Mn-Gehalt durch klastisches Material weniger verdünnt wird. Verändert sich durch einen

Salzwassereinbruch vorallem der Sauerstoffgehalt, so werden sich der Manganenzug des Porenwassers durch Diffusion und die Anreicherung an der Sedimentoberfläche gleichfalls ändern. Wir glauben, damit die lagenweisen hohen Schwankungen des Mn-Gehalts in den Becken-Kernen (vgl. Tabelle) erklären zu können. Ob zusätzlich jahreszeitliche Einflüsse die Millimeter-Feinschichtung beeinflussen (Ignatius, 1958) oder die Schwankungen des Abflusses aus dem Festland (Gorshkova, 1963), mag vorläufig noch dahingestellt bleiben.

Damit ist die Frage der *H e r k u n f t* des Mangans in den Ostsee-Sedimenten gestellt. Sicher gelangt der grösste Teil zunächst in Ionen- oder kolloidaler Lösung und als oxydische Haut um klastisches Material mit den Flüssen in die Ostsee. Hinzu tritt der Beitrag des durch die Wasserbewegungen aufgearbeiteten prälorinazeitlichen Untergrunds. Das von der Nordsee einströmende Tiefenwasser wird eine zusätzliche Quelle sein.

Das Mangan kommt indessen in den in der Ostsee relativ ausgedehnten Flachwasserbereichen nicht völlig zur Ruhe. In ihnen wird laufend aus dem Sediment herausdiffundiertes metastabiles Mn^{2+} zur Verfügung gestellt, was nicht sofort oxydiert und ausgefällt wird. In vielen Schritten der Oxydation/Reduktion und des Transports kann es in das Tiefenwasser gelangen, zuletzt suspendiert als Hydroxydflocken. Mit dessen Strömung nach Osten wandert Mangan von Becken zu Becken, bis es im Tiefsten nach den auch dort möglichen Lösungs- und Fällungsprozessen abgelagert wird. Verluste durch Tiefenwasser, das an den Küsten Finnlands gelegentlich aufsteigt, sind natürlich möglich.

Neben der Landferne und der herabgesetzten Wirkung der Diffusion aus dem Sediment ist diese Zufuhr von Mangan für die hohen Gehalte in der Gotlandmulde verantwortlich. Die Verteilung des Mangans in den Kernen dieses Gebiets wird also über die Tiefwasserströme durch den Grossen Belt ferngesteuert: 1) Sie führen zusätzliches Mangan vom Westen zu. 2) Sie regen die Diffusion aus dem Sediment für den Zeitabschnitt an, in dem der Sauerstoff nicht völlig verbraucht ist, tragen also zu einer diagenetischen „Schichtung“ bei. 3) Diese Sauerstoffverarmung ist aber die Regel, so dass insgesamt das Sediment durch Diffusion nicht so stark verarmt wie im Flachwasserbereich.

Verhalten des Eisens

Das unter den gegebenen chemischen Verhältnissen weniger mobile Eisen soll kurz behandelt werden, da es die geschilderten Zusammenhänge nur abgeschwächt wiedergeben kann. Zudem wird es im Sediment meist sofort als wenig lösliches Sulfid fixiert, was beim viel leichter löslichen Mangansulfid nur unter extremen Bedingungen möglich erscheint. Die Sedimente enthalten in den westlichen Becken an der Oberfläche 3—5, in den östlichen 5—7% Fe. In den Kernen des Gotlandbeckens (vgl. Tabelle) schwankt der Eisengehalt — in den Grenzen von rund 1 : 2 — gleichfalls

lagenweise, allerdings ohne klare Beziehung zum Mangangehalt, der sich in den Grenzen von rund 1 : 100 (!) verändert. Im Porenwasser ist grössenordnungsmässig nur $\frac{1}{10}$ des gelösten Mangans vorhanden.

Einige geologische Folgerungen

Auf dem Ostseeboden mit seinen Sedimenten und Organismen wirken sich unter anderem die im Vorigen geschilderten hydrologischen Prozesse, Tiefwassereinstrom und mittlere Lage der Sprungschicht aus. Beide werden heute durch das Klima und einzelne Wetterlagen bei vorgegebener Morphologie des Grossen Belts gesteuert. Ein guter Teil der 420 000 qkm Sedimentoberfläche werden also von dieser flächenmässig völlig unbedeutenden Meerenge im wörtlichen Sinn beeinflusst: Flächenhafte Verbreitung von Typen der Korngrössenverteilung, lineare Sedimentationsvorgänge in Rinnen, für die Foraminiferenfaunen horizontale und vertikale Unterschiede, wobei letztere indirekt, vielleicht aber auch direkt mit dem teilweise hydrologisch gesteuerten Sedimentcharakter zusammenhängen, Tonmineralverteilung, geochemische Prozesse wie der Transport von Mangan. Vom Grossen Belt ausgehende Änderungen im Ostseewasser führen zu Unterschieden in Sedimentkernen, etwa in den Mikrofaunen, im Mangangehalt, in diagenetischen Effekten, also zu einer Art Schichtung. Diese Schichtung hängt u. a. mit den Salzwasser-Einbrüchen zusammen, die aus einem recht komplizierten Wechselspiel verschiedenster Faktoren und aus fast „zufälligen“ Wetterlagen resultieren. Deshalb ist auch aus den bisherigen, fast 50 Jahre kontinuierlich durchgeführten Messungen keine Periodizität abzulesen: Für das Bornholmbecken (fett gedruckt auch für das Gotlandbecken) gibt F o n s e l i u s (1962) folgende Jahre mit Salzwassereinbrüchen an: ? — 1903—1907—1909—1912 — Kriegslücke — 1926 — einige kleinere Einbrüche — 1934 — 1937 — Kriegslücke — 1948—1951 — 1959. Wetterlagen, die sich alle paar Jahre und bisher aperiodisch wiederholen, können also hier Ursache für Schichtungseffekte sein. Dies aber unter Ausschluss jeglicher tektonischer Änderungen.

Gehen wir weiter in die Vergangenheit zurück, so haben sich mit Sicherheit die klimatischen Verhältnisse verändert, vielleicht schon im Mittelalter hinsichtlich der genannten Wetterlagen. Dazu aber treten selbst unter Ausklammerung des eustatischen Anstiegs des Meeresspiegels komplizierend die Krustenbewegungen. Meerengen werden bevorzugt in tektonisch labilen Bereichen liegen und selbst der Grosse Belt mit seiner Lage am Rand des Skandinavischen Schildes gehört dazu. Es ist nicht anzunehmen, dass sich seine Umgebung kontinuierlich senkte oder hob, wenn auch die weitflächig und für grosse Zeitabschnitte ermittelten Hebungsisohypsen Skandinaviens dies suggerieren. Differentielle Schollentektonik wird zudem hier immer beteiligt sein.

Tritt also in geologischen Zeiträumen Senkung an der Meerenge ein, so wird der Tiefwassereinstrom wirksamer, der Salzgehalt höher, die Stag-

nation herabgesetzt, die Verhältnisse dem offenen Meer ähnlicher. Tritt Hebung ein, so süsst unser Nebenmeer aus, werden die tieferen Teile in höherem Mass euxinisch usw. In unserem Fall würden schon minimalste Meterbeträge, von solchen Verstellungen selbst in dem hier leicht erodierbaren Untergrund genügen, um Folgen für die Sedimente und Organismen über 1 000 km Ostsee-einwärts auszulösen.

Der Grosse Belt, der unter fossilen Verhältnissen so ungemein schwer erhaltbar und auch zu finden wäre, führt einem als Geologen vor Augen, wie schwer die Deutung der Faunen, Sedimente und deren Schichtung in den Teilbecken etwa des Unteren und Oberen Jura, des Wealden, der Unterkreide in Mitteleuropa ist.

LITERATURVERZEICHNIS

- BAKKER, J. P.: 1958. Küstenentwicklung und prähistorische Besiedlung in den Niederlanden.—Sitz. ber. Phys. Med. Sozietät Erlangen, Bd. 78, 1955—1957, S. 102—127.
- BARNER, U.: 1964. Untersuchungen an Sedimenten vom Südausgang des Großen Belttes.—Diss. Kiel, 98 S.
- DIETRICH, G.: 1950. Die natürlichen Regionen von Nord- und Ostsee auf hydrographischer Grundlage.—Kieler Meeresforsch. Bd. 7, S. 35—69.
- FONSELIUS, S. H.: 1962. Hydrography of the Baltic Deep Basins.—Fishery Board of Sweden, Ser. Hydrogr. Rept. 13, 41 S.
- GORSHKOVA, T. I.: 1960. Die Sedimente der Ostsee (russ.).—„Tr. Wses. n.-i. in-ta Morsk. Ryby. Ch-wa i Okeanogr.“. Bd. 42, S. 19—37.
- GORSHKOVA, T. I.: 1963. Die Bodenablagerungen der Ostsee. (Russ.)—Baltica. Bd. 1, S. 189—210.
- HARTMANN, M.: 1964 (a). An Apparatus for the recovery of interstitial water from recent sediments.—Deep Sea Research. (Im Druck).
- HARTMANN, M.: 1964 (b). Zur Geochemie von Mangan und Eisen in der Ostsee.—Meyniana. Bd. 14, (Im Druck).
- HEM, J. D.: 1963. Chemical equilibria and rates of manganese oxydation.—U. S. Geol. Survey Water Supply Paper. 1667—A, 64 S.
- IGNATIUS, H.: 1958. On the rate of sedimentation in the Baltic Sea.—Bull. de la commission géologique de Finlande. Bd. 180, S. 135—145.
- ISHIBASHI, M., SHIGEMATSU, T., NISHIKAWA, Y.: 1960. Determination of Manganese in Sea-Water.—Records Oceanogr. Works in Japan. Bd. 5, 2, S. 63—65.
- JOSEPH, J.: 1955. Extinction Measurements to indicate Distribution and Transport of Water Masses.—Proc. U.N.E.S.C.O. Symp. Phys. Oceanogr. S. 59—75.
- KÖGLER, F. C.: 1963. Das Kastenlot.—Meyniana. Bd. 13, S. 1—7.
- LUTZE, G. F.: 1964. Zum Färben rezenter Foraminiferen.—Meyniana. Bd. 14, (Im Druck).
- MANHEIM, F. T.: 1961. A geochemical profile in the Baltic Sea.—Geochim. et Cosmochim. Acta. Bd. 25, S. 52—70.
- MOKIJEVSKAJA, V. V.: 1961. Mangan im Wasser des Schwarzen Meeres. (Russ.)—Doklady Akad. Nauk. SSSR. Bd. 137, S. 1445—1447.
- PRATJE, O.: 1948. Die Bodenbedeckung der südlichen und mittleren Ostsee und ihre Bedeutung für die Ausdeutung fossiler Sedimente.—Dt. Hydrogr. Z. Bd. 1, S. 45—61.
- SEGERSTRÅLE, S. G.: 1957. Baltic Sea.—Inf Geol. Soc. America. Memoir 67, Bd. 1, S. 751—800.
- SEIBOLD, E.: 1963. Geological investigation of nearshore sand transport.—In: SEARS, M. (Hsg.): Progress in Oceanography. Bd. 1, S. 1—70.

- SEIBOLD, E.: 1964. Das Meer.— In: Brinkmann, R., Lehrbuch der Allgemeinen Geologie. Bd. 1, S. 280—500.
- TANK, R. W.: 1963. Clay mineralogy of some Lower Tertiary (Paleogene) Sediments from Denmark.— Danmarks Geol. Unders. 4. Reihe, Bd. 4, 9, 45 S.
- WERNER, F. W.: 1964. Sedimentkerne aus den Rinnen der Kieler Bucht.— Meyniana. Bd. 14, (Im Druck).
- WYRTKI, K.: 1950. Über die Beziehungen zwischen Trübung und ozeanographischem Aufbau.— Kieler Meeresforsch. Bd. 7, S. 87—107.
- WYRTKI, K.: 1953 u. 1954. Die Dynamik der Wasserbewegungen im Fehmarnbelt. I u. II.— Kieler Meeresforsch. Bd. 9, S. 155—170 und Bd. 10, S. 162—181.
- WYRTKI, K.: 1954. Der große Salzeinbruch in die Ostsee im November und Dezember 1951.— Kieler Meeresforsch. Bd. 10, S. 19—25.

[Manuskript eingegangen: 23.10.1964]

THE ROLE OF THE GREAT BELT FOR THE RECENT SEDIMENTATION IN THE BALTIC SEA

by

EUGEN SEIBOLD

SUMMARY

The Baltic, the model of a sea in the humid realm, is connected to the open ocean essentially through the Great Belt. Through it, dense saline deep water penetrates inward, light surface water flows outward. A density discontinuity layer separates the two types.

Salt water inflow and discontinuity layer are effective in geologically important ways: The inflow can, in the Great Belt and in the connecting channels, plane off the substratum and erode it further through the deepening of grooves (Fig. 8), can move at least fist-sized cobbles, and transport sand southward in the Great Belt (Fig. 9). Typical grain-size distribution of the sediments there allow conclusions to be drawn concerning the type of water movement (Figs. 2—7). The deep water flows only occasionally over the Darsser Sill into the adjoining basins as a salt-water invasion (Fig. 17). This causes sharply defined differences between the foraminiferal fauna of the Belt Sea and the remainder of the Baltic Sea (1963: 9—12 in contrast to 5 living species) (Fig. 13). Such invasion periods have up to now been verified by foraminifera from cores from the Arkona Basin (Fig. 14). Diagenetic solution of tests, as may easily be imitated by experiment (Fig. 15), is not involved. Moreover, the deep current transports clay minerals, apparently preferably montmorillonite and manganese hydroxides into the Gotland Basin in suspended form. This can explain the enrichment of montmorillonite (Fig. 16) and manganese there.

If through such invasions the stagnation in the water of the basinal deeps is interrupted, then a „manganese layering“ is formed through dia-

genetic processes (compare Table). The less mobile iron allows little or no recognition of this type of relationship.

The discontinuity layer appears to be very closely related to the upper mud boundary in the Baltic (Fig. 10). It is also a boundary for the foraminiferal fauna, indeed even for the morphology of *Cribronion excavatum* (= *Elphidium selseyense*) (Fig. 11), even though this form, especially, is apparently tolerant of fluctuations in temperature and salinity (seasonal development Fig. 12).

Some geological conclusions will be drawn from these findings.

ЗНАЧЕНИЕ БОЛЬШОГО БЕЛЬТА ДЛЯ СОВРЕМЕННЫХ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Э. ЗЕЙБОЛЬД

РЕЗЮМЕ

Балтийское море, типичное окраинное море гумидной зоны, соединяется с открытым морем преимущественно через Большой Бельт. Через него внедряется в Балтику тяжелая, соленая глубинная вода, а легкая, поверхностная вода вытекает. Эти два вида воды разделяются слоем скачка плотности.

Входное течение соленой воды и слой скачка в геологическом отношении имеют важное значение: входное течение в состоянии производить площадной смыв дна и углублять впадины в Большом Бельте и прилегающих желобах (ринах). Оно может перемещать гальку по крайней мере величиной с кулак и транспортирует песок по Большому Бельту на юг (рис. 9). Типичное для этих отложений гранулометрическое распределение позволяет судить о характере движения воды (рис. 2—7). Глубинная вода иногда только переливается через порог Дарсса в соседнюю котловину (рис. 17). Этим обусловлена резкая разница в фауне фораминифер между морем Бельта и остальной частью Балтики (1963: 9—12 по сравнению с 5 живущими сейчас видами) (рис. 13). Периоды таких вторжений глубинных вод установлены пока только по фораминиферам в кернах осадков Арконской котловины (рис. 14). Диагенетическое растворение раковин, что легко воспроизвести экспериментально (рис. 15) в данном случае должно быть исключено. Кроме того, глубинное течение переносит во взвешенном состоянии в Готландскую котловину минералы глин, видимо, в основном, монтмориновые минералы и гидроокиси марганца, чем и объясняется накопление монтморина (рис. 16) и марганца в данном месте. Как только вторжение глубинных вод нарушает стагнацию вод в глубочайших частях дна этой котловины, тотчас, благодаря диагенетическим процессам, в осадках появляется «марганцовая стратификация». (срв. таблицу). По менее под-

вижному железу подобного рода взаимосвязи выступают хуже или совсем отсутствуют.

Слой скачка плотности в Балтийском море кажется тесно связан с верхней границей распространения ила (рис. 10). Он является также слоем раздела для фаун фораминифер, даже для морфологии хотя бы вида *Cribronion excavatum* (*-Elphidium selseyense*) (рис. 11), несмотря на то, что именно эта форма является очень толерантной по отношению к колебаниям температуры и солености воды (о годичном пути развития см. рис. 12). Исходя из вышеизложенных фактов, делаются некоторые геологические заключения.