

Geologisk kort over Danmark Geologische Karte von Dänemark 1:200 000

Kortbladet Femer Bælt – Arkona Bassinet
 Blatt Fehmarn Belt – Arkonabecken

Sen-kvartære sedimenter
 Spätquartäre sedimente

AF/VON
 J. B. JENSEN, A. KUIJPERS & W. LEMKE



Geologiske kort – et værktøj

Det geologiske kort er et værktøj, der bruges af brøndborere, ingeniørfirmaer, offentlige myndigheder, undervisere og mange andre.

DGU's vigtigste opgave er at kortlægge, dokumentere og informere om vort lands geologiske forhold: Hvad landet består af, hvorledes det er opbygget og dannet. DGU har over 100 års erfaring med udarbejdelse af sådanne geologiske kort.

Kortlægningen gælder undertiden mere specielle geologiske områder, f.eks. kortlægningen af fremstillingsråstoffer som grus, kalk og ler, og til andre tider er det energiråstoffer som brunkul, olie og geotermisk varme, men som regel indgår kortlægning af grundvand altid.

Det geologiske kort er den bedst egnede måde at beskrive landets opbygning og naturressourcernes fordeling på. Man kan imidlertid ikke fremstille et kort, der indeholder alt, og som kan anvendes til alle formål. Det enkelte kort indeholder derfor oftest et bestemt tema. Der findes således kort over bjergarternes udbredelse, såvel de overfladenære som de dybtliggende, hydrogeologiske kort, kort over prækvartæroverfladens højdeforhold, kort over grundvandsboringer, kort over strukturforholdene i den dybere undergrund og meget andet.

Ved udformningen og anvendelsen af kort er målforholdet af største betydning. Præcisionen i afgrænsningen mellem forskellige geologiske fænomener er afhængig af målforholdet. En ændring af målforholdet fra et lille til et stort (en forstørrelse af kortet) vil medføre en formindsket nøjagtighed. Det må endvidere tages i betragtning, at mængden af oplysninger på kortene ofte har måttet begrænses på grund af pladshensyn.

Et geologisk kort er, ligesom andre publikationer, udtryk for den viden, man har på det tidspunkt, kortet blev fremstillet. Men på grund af udviklingen i den geologiske videnskab og fremkomsten af nye oplysninger, kan der være behov for i tidens løb at revidere kortet.

Geological maps – a tool

The geological map is a tool used by well drillers, construction firms, public authorities, teachers, to mention a few.

The main tasks of the DGU are the mapping of the country, and providing documentation and information on the geological features of Denmark, the materials, their structures and genesis. The DGU has more than 100 years of experience in the preparation of geological maps of our country.

In addition the mapping aims at economic and public interest. It may be the mapping of manufacturing raw materials, i.e. clay, lime and gravel, or it may be energy raw materials such as lignite, oil and geothermal heat. The mapping of groundwater resources and the movement of the groundwater is an essential part of the work carried out by the DGU.

The geological map is the most suitable way to describe the geology of the country. Of course it is not possible to prepare a geological map which contains all available information and which can be used for all purposes. Therefore, specialized thematic maps are made, showing the geology of the sub-surface, hydrology, position of water borings, prequaternary surface, structural outline of the underground and much more.

In the presentation and the use of maps the scale is significant. The exactness of the boundaries between different geological phenomena depends on the scale of the map. A change of the scale from a small one to a larger one (an enlargement of the map) will diminish the accuracy. Furthermore, it must be considered that the geological documentation on the map frequently is limited due to lack of space.

Like other publications a geological map expresses the knowledge of the area at a certain time. Because of the progress in geology and discoveries of new information it will be necessary to revise the map in the course of time.

Danmarks og Grønlands Geologiske Undersøgelse Miljø- og Energiministeriet

Danmarks og Grønlands Geologiske Undersøgelse, GEUS, er en forsknings- og rådgivningsinstitution i Miljø- og Energiministeriet.

Institutionen blev oprettet i 1995 ved en sammenlægning af Danmarks Geologiske Undersøgelse (DGU, oprettet i 1888), og Grønlands Geologiske Undersøgelse (GGU, oprettet i 1946).

Blandt kerneområderne for institutionens virksomhed er: Jord, Vand, Energi, Mineraliske råstoffer og Miljøhistorie.

GEUS har som hovedopgave at varetage dataindsamling og kortlægning samt forskning, rådgivning og formidling med sigte på at forbedre kendskabet til materialer, processer og sammenhænge, der har betydning for nyttiggørelsen og beskyttelsen af de geologiske naturværdier inden for rigsfællesskabet mellem Danmark, Grønland og Færøerne.

Institutionen udfører videnskabelige undersøgelser og rådgivningsopgaver om vandforsyning, råstofindvinding, efterforskning og indvinding af energiråstoffer (olie, gas, kul og geotermisk energi), mineraliske råstoffer, miljøhistorie og klima samt naturbeskyttelse.

Institutionen udfører i vidt omfang eksternt finansieret forskning, bl.a. for EU- og danske programmidler. Endvidere løses opgaver for offentlige myndigheder og private firmaer på kontraktvilkår på miljø- energi og råstofområdet, både nationalt og internationalt.

The Geological Survey of Denmark and Greenland Ministry of Environment and Energy

The Geological Survey of Denmark and Greenland (GEUS) is a research and advisory institution in the Danish Ministry of Environment and Energy.

GEUS was established in 1995 as a merger between the formerly separate Surveys for Denmark (DGU, established 1888) and Greenland (GGU, established 1946).

The Survey's primary function is to provide the essential geological service for the utilization and protection of Denmark's, Greenland's and the Faeroe Island's natural resources. This involves mapping, data collection and basic research, in addition to providing impartial advice and presenting geological results to both the general public and the scientific community.

The Survey has both a research and an advisory role with respect to environmental protection, water supply, raw materials, exploration for and exploitation of oil, natural gas, geothermal energy, nature conservation, environmental history and climate.

In addition, the Survey takes part in research programmes supported by national and international funds and undertakes contract assignments for private firms, concerning environment, raw materials and energy.

Geologisk kort over Danmark Geologische Karte von Dänemark 1:200 000

Kortbladet Femer Bælt – Arkona Bassinet
Blatt Fehmarn Belt – Arkonabecken

Sen-kvartære sedimenter
Spätquartäre sedimente

AF/VON

J. B. JENSEN, A. KUIJPERS & W. LEMKE

Geological Survey of Denmark and Greenland
Copenhagen 1996

Keywords:

Weichselian, Holocene, Baltic Sea, Baltic ice lake, marine geology maps, sedimentation, sediment-water interface, sea-level changes, bottom current.

DGU Kortserie nr. 52
ISBN 87-89813-42-1
ISSN 0901-9405

Oplag 800

Tryk af kort: From & Co., København

Tryk af omslag og tekst: Knud Graphic Consult, Odense

Dato: 31. december 1996

J. B. Jensen & A. Kuipers

Danmarks og Grønlands Geologiske Undersøgelse (GEUS)

Thoravej 8, DK-2400 København NV

W. Lemke

Institut für Ostseeforschung Warnemünde (IOW)

an der Universität Rostock

Seestrasse 15, 0-2530 Warnemünde

D-18 119 Rostock – Warnemünde

Redaktion: Ib Marcussen

© Danmarks og Grønlands Geologiske Undersøgelse (GEUS)

Thoravej 8, DK-2400 København NV

I kommission hos Geografforlaget Aps, 5464 Brenderup

Telefon: +45 64 44 16 83

Telefax: +45 64 44 16 97

Indledning

Kortet, Sen-kvartære Havbundssedimenter, dækker området fra Femer Bælt til den vestlige del af Arkona Bassinet med en nogenlunde ligelig arealmæssig fordeling på dansk og tysk havområde.

I Arkona Bassinet er vanddybderne på mere end 40 m og i store dele af Femer Bælt og Mecklenburg Bucht er dybderne omkring 30 m. Imellem de to bassiner er Kadet Renden nederoderet til omkring kote -30 m. Nord og syd for renden ved Gedser Rev-Darsser Schwelle er vanddybderne på mindre end 20 m.

Kortet er resultatet af den danske kortlægning af marine råstoffer og et tæt samarbejde med Institut für Ostseeforschung i Warnemünde (IOW). Datamaterialet til kortet hidrører dels fra undersøgelser foretaget af IOW og af GEUS hver for sig, dels fra borer og seismiske undersøgelser udført på fælles togter med undersøgelseskibene »A. v. Humboldt«, »Professor A. Penck«, »Marie Miljø« og »Mette Miljø«.

På grundlag af det indsamlede materiale er den sen- og postglaciale udvikling i området tolket.

I en sen fase i weichselglaciationen har gletscherisen i området aflejret bundmoræne ved sin sål og langs randen flydemoræne og smeltevandssedimenter. Smeltevandssedimenterne fremtræder som åse. I en opdæmmed sø foran isranden blev der aflejret issøsedimenter. Søen er den tidligste fase af den Baltiske Issø. Efter isens bortsmeltning bevirkede skiftende vandstandsændringer og klimaudviklingen, at der opstod flere søfaser (Baltiske Issø og Ancylus Søen). I disse søer blev der blandt andet afsat let genkendelige kystdannelser. Søfaserne blev afsluttet ved, at Littorina Havet transgrederede området. Transgressionen forårsagede dannelsen af marine kystdannelser i flere niveauer, og at hele området efterhånden blev oversvømmet, som det er i dag.

På havbunden findes dynamiske strukturer, der giver et indtryk af de nutidige strømning- og aflejningsforhold.

Spor af menneskets påvirkninger kan også ses på havbunden, idet fiskernes trawl har trukket dybe riller i bunden.

Metodik

Generelt

De seismiske data og oplysningerne fra vibrationsboringerne er grundlaget for udarbejdelsen af kortet. Ved den seismiske metode kan sedimenterne indtil ca. 0.5 m under havbunden ikke adskilles og bestemmes, derfor er de ikke kortlagt i denne undersøgelse. Kyst-

zonen med vanddybder mindre end ca. 4 m er ikke kortlagt, da kortlægningsmetoden ikke kan anvendes på det lave vand.

Til trods for metodens begrænsninger giver bundsedimenternes fordeling og dybdekurveforløbet mulighed for en detaljeret tolkning af bundforholdene. Metoden giver endvidere informationer om de nutidige erosions- og akkumulationsforhold, og om de strømningssmønstre, der er årsag til disse.

Refleksionsseismik

Der er indsamlet refleksionsseismiske data fra i alt cirka 3000 km sejllinie med flere forskellige typer udstyr. Udstyret omfatter ekkolod (Elac 30 kHz), penetrations ekkolod (ORE 3.5 kHz), Chirp (Datasonics 1-10 kHz), Uniboom (0.8-16 kHz) og side scan sonar (Edo Western 100 kHz og EG&G 100 kHz). Data blev udskrevet af grafiske skrivere (EPC og Klein) og optaget enten på analoge bånd eller i digital form.

Positionsbestemmelsen blev foretaget ved hjælp af Sercel Syledis præcisions navigationsudstyr og differential GPS med en nøjagtighed bedre end 10 m.

Ekkolodsmålingerne er benyttet til bestemmelse af dybder. Tolkning af penetrationsekkolod og Uniboom data er benyttet til tolkning af områdets stratigrafiske opbygning. Ved tolkningerne er det sekvensstratigrafiske princip benyttet (Vail et al. 1977). Denne tolkningsmetode har ved tidligere undersøgelser vist sig at være et anvendeligt redskab (Jensen 1992). Der er foretaget traditionelle sekvensstratigrafiske analyser, idet aflejningssekvenserne er afgrænset ved identifikation af diskordanser (på baggrund af reflektorafslutninger) og sekvensernes interne reflektormønstre.

På grundlag af de seismiske tolkninger er de mulige aflejningsmiljøer vurderet. Disse tolkninger har dannet baggrund for udvælgelsen af de positioner, hvor der er udført borer.

Sedimentundersøgelser

Litologien i kernerne fra omkring 300 vibrationsboringer er beskrevet. Fra udvalgte kerner er der udtaget delprøver til kornstørrelsesanalyse, glødetabsbestemmelse og kalkbestemmelse. Desuden er der, i udvalgte horisonter udtaget prøver til bestemmelse af makroplanter og til ¹⁴C-dateringer. Disse prøveudtagninger og bestemmelser er foretaget af Ole Bennike, GEUS. Prøverne er dateret enten ved hjælp af konventionel ¹⁴C-datering på Nationalmuseets og GEUS's daterings

laboratorium eller ved hjælp af Accelerator Masse Spektrometri (AMS) ^{14}C metoden (Heinemeier and Andersen, 1983) på Fysisk Institut ved Århus Universitet. Dateringerne er benyttet til opstillingen af stratigrafien, men de er ikke medtaget i denne publikation.

Den geologiske udvikling siden istiden

Femer Bælt ligger syd for den isostatisk 0 linie (Mertz, 1924, Mörner, 1983), og der skulle således være sket en svag isostatisk sænkning af området. Undersøgelser af Winn et al. (1986) viser dog, at der i holocæn perioden ingen målbar forskel er på indsykning i Kieler Bugt og Mecklenburg Bucht. Lokale indsykninger, som følge af salttektonik, kan derimod godt være indtruffet. De faktorer, der har styret de relative vandstandsændringer i område, må derfor anses for at være en kombination af eustasi og lokale episodiske hændelser.

Ved en sammenstilling af eksisterende viden og de nye data kan følgende sammenfatning gives om den sen- og postglaciale udviklingshistorie og palæogeografi i området.

Under afslutningen af weichselistidens Bælthavsfremstød (Fehmarn-Mecklenburg Vorstoss) efterlod gletscherisen recessive israndsfænomener (Kolp, 1965). Denne model støttes af iagttagelser af strukturer i de vestlige dele af Femer Bælt, der er tolket som glacialtektonisk deformeret bundmoræne, og som anses for at indgå i en randmoræne langs en islobe. Nordvest for randmorænen træffes i havbunden en normalkonsolideret moræneler aflejret som flydemoræne foran isranden.

Den fortsatte afsmeltningen har resulteret i dannelsen af en sø foran gletscheren. I denne initiale fase af den Baltiske Issø blev der tilført proksimale sedimentter fra storskala dræningssystemer, der som smeltevandsfloder (urstromstäler) løb parallelt med isranden. Nordøst for Gedser Rev-Darsser Schwelle prograderede et betydeligt, sandet delta mod nordøst ved tilførsel af smeltevand fra Warnow flodens senglaciale forgænger i Rostock området. I de distale dele af Femer Bælt og Arkona Bassinet blev der aflejret lagdelte issøsedimenter og lagdelt moræneler. Det sidstnævnte ved slumping. Efter isens bortsmeltning fra området afsluttedes denne fase af et markant fald i den relative vandstand. I den senglaciale periodes afsluttende fase transgrederede den Baltiske Issø store områder i den sydvestlige del af det baltiske bassin, og der blev skabt forbindelse til havet gennem Øresund (Björck 1995). Den transgressive fase er repræsenteret i Femer Bælt-Arkona Bassinet ved aflejringen af varvige ler-silt sedimentter. Igen i denne fase blev issøen tilført sediment fra Warnow flodens senglaciale forgænger. Det viser sig ved tilstedeværelsen af et mindre sanddelta i sydveststranden af Mecklenburg Bucht og en genoptagelse af opbygningen af deltaet i Arkona Bassinet. Deltaopbygningerne afslører, at transgressionen blev afløst af og fortsatte i

en »highstand« periode med rimelig konstant vandstand, før perioden blev afsluttet med et fald i den relative vandstand. Dateringer af planterester fra det sandede delta i Mecklenburg Bucht giver en alder på omkring 10.500 ^{14}C år BP (Lemke et al in press; Jensen et al in prep.), hvilket svarer til tidspunktet umiddelbart før den afsluttende dræning af den Baltiske Issø (Björck 1995). Undersøgelserne viser også, at det maksimale, relative vandstandsniveau nåede cirka den nuværende kote -20 m. Det betyder, at der muligvis har været et mindre afløb gennem Storebælt, som det kan tolkes fra resultaterne af undersøgelser i Storebælt (Rørbeck 1995). I den centrale del af Østersøen medførte dræningen ved Billingen i Mellemsverige et fald i det relative vandniveau på omkring 25 m (Svensson 1989). En tilsvarende regression er observeret i Arkona Bassinet, hvor fossile kystaflejringer er fundet i kote -40 m. I Femer Bælt derimod bevirkede et tærskelniveau (nordøst for Gedser Rev) på nuværende kote -23 m til -24 m, at en lokal sø blev etableret i området omkring 10.000 ^{14}C år BP. Situationen med lav vandstand betød, at der blev aflejret et kilelag (lowstand wedge) på forkanten af det senglaciale udbygnings system. Kilelaget er dateret til at være aflejret omkring 9.600 ^{14}C år BP.

Dræningen gennem Mellemsverige medførte, at forbindelserne gennem de danske bæltter blev afbrudt. Den fortsatte isostatisk hævnning bevirkede, at forbindelsen gennem Mellemsverige lukkedes (Björck, 1995). En ny opdæmning (Ancyclus Søen) begyndte. Den nåede sit højeste niveau i den sydvestlige del af Østersøen omkring 9.200 ^{14}C år BP, hvor vestgrænsen for søen af flere forfattere er lagt ved veststranden af Arkona Bassinet. Undersøgelserne i Femer Bælt-Arkona Bassinet viser derimod, at Ancyclus Søen ved sin største udbredelse nået helt til Kieler Bugt, med en højeste vandstand på omkring nuværende kote -19 m. Undersøgelser langs den svenske østkyst viser, at Ancyclus Søens opdæmning blev afløst af en dræning, som varede få hundrede år, og som sænkede den relative vandstand omkring 9 m (Svensson 1989, Björck 1995). I Femer Bælt er der dog kun registreret et relativt vandstandsfald på maksimalt 5 m, og det er styret af tærskelen nordøst for Gedser Rev-Darsser Schwelle. Det betyder, at sedimentationen i Femer Bælt-Mecklenburg Bucht fortsatte, og at der omkring 8.900 ^{14}C år BP igen var en situation, hvor den lokale vandstand i Femer Bælt lå relativt højere end i Arkona Bassinet.

Denne situation med lav vandstand (lowstand) er imidlertid under diskussion, da Ancyclus Søens udløb tidligere har været tolket til at være foregået gennem Storebælt (Björck 1995). Hvis Ancyclus Søens fald i vandstand skal være væsentlig over 5 m, må der imidlertid have været et andet udløb med en lavere tærskel, eventuelt i Mellemsverige.

Den globale eustatiske hævnning af havspejlet medførte, at Femer Bælt gradvist fik tilført saltvand gennem Storebælt, og i en brakvandsfase (Mastogloia Havet) fortsatte den rolige sedimentation i Femer Bælt bassinet. Periodevis overskyl af tærsklen øst for Gedser Rev

skabte mulighed for øget sedimentation i palæokanalen syd for Gedser Rev, som gradvist blev fyldt op med sandede sedimenter. Da den marine transgression nåede over nuværende kote -20 m omkring 7200 ¹⁴C år BP, ændredes strømningsforholdene i Gedser Rev-Darsser Schwelle området sig meget, idet gennemstrømningsarealet blev meget større og strømningsintensiteten blev øget betydeligt. Den øgede strømning i kombination med et større frit stræk medførte, at der ud over den fortsatte akkumulation i de dybe bassin-områder blev igangsat kystprocesser i de marginale områder med erosion, lateral transport og afsætning af strandvolde med tilhørende oddeudbygninger. I trit med den fortsatte transgression flyttede kystlinien gradvis landværts (onshore stepping). Derved blev de dybereliggende, tidligere kystdannelser fjernet fra den aktive kystzone og omdannet til hovedsageligt inaktive, fossile sandlegemer.

Det subrecente til recente vandudvekslingssystem mellem Nordsøen og Østersøen bevirker, specielt i forbindelse med ekstreme vandstandsændringer eller storm-situationer, at indstrømmende saltvand på større dybde og udstrømmende vand på lavere dybder har opnået og opnår strømhastigheder, der er tilstrækkelige til at erodere i havbunden. Resultatet af disse strømninger ses specielt tydeligt i de fossile kystaflejringer, hvor de let eroderbare sandaflejringer modificeres i et karakteristisk mønster domineret af megaribber. Disse ribber viser hovedsagelig erosionsformer på opstrøms-siden, medens de på nedstrøms-siden gradvis ændres, så de viser, at der sker akkumulation (Werner et al, 1974).

Sedimenter

Bundsedimenterne omfatter moræneler, sen-glacialt ferskvandsler og -sand, holocænt ferskvands- og brakvandssand, dyndet sand og sandet dynd samt marint sand og dynd.

Moræneler

De ældste blotlagte aflejringer består af moræneler. Morænelersbunden er dominerende i de marginale dele af undersøgelsesområdet på vanddybder mindre end 15–20 m. Morænelersbunden kan opdeles i to enheder, dels en gråbrun, sandet, kompakt bundmoræne, der generelt har en ujævn overflade, dels en grå til gråbrun, normalkonsolideret flydemoræne med en jævn overflade.

Fælles for begge typer af morænelersbund er, at den overlejres af et tyndt stenet residuallag bestående af grus og sand og med en tykkelse på omkring 0,1 m som det hyppigste.

Sen-glacialt ferskvandsler og -sand

De sen-glaciale aflejringer består af issedimenter, der er blotlagt i den centrale del af Femer Bælt, og langs nord og østranden af Mecklenburg Bucht samt i store dele af området mellem Gedser Rev-Darsser Schwelle og Arkona Bassinet.

Lerede, varvige issedimenter er de mest udbredte sen-glaciale overfladesediment i Femer Bælt området og området umiddelbart sydøst for Møn. De stratigrafisk set nedre dele af ler-silt sedimenterne er grå medens rødgrå til brune farver præger de øvre dele. I områderne syd for Gedser Rev og Arkona Bassinets syd-vestlige randområde vidner sandede sedimenter om tilførsel af materialer fra et ældre flodløb i den nuværende Warnow flods dal.

Holocænt fersk-brakvandssand, dyndet sand og sandet dynd

Holocæne, finkornede bassinsedimenter rige på organisk materiale blev aflejret i de dybere dele af Femer Bælt området, dels i forbindelse med Ancylus Søen, dels under den begyndende marine transgression i Mastogloia fasen. Sedimenterne er dels lysegrå mergel og dels mørkegrå til brun gytje og tørv. Sandede, kystnære facies af Ancylus Søens aflejringer er eroderet frem på nordsiden af Femer Bælt på nuværende vanddybder omkring 20 m. Syd og nordøst for Gedser Rev er en palæokanal og de omkring- og lavtliggende områder blevet udfyldt med disse karakteristiske sedimenter, som nu, som følge af erosionen, pletvist ligger blotlagt på havbunden.

Holocænt, marint sand

På vanddybder mindre end 20 m består havbunden stedvist af marint sand, der overlejrer morænelersaflejringer. Oprindeligt er det marine sand aflejret som kystdannelser i forbindelse med Littorina Transgressionen. I nogle tilfælde er sandet senere delvist blevet omlejret. I området fra Gedser Rev-Darsser Schwelle og østpå findes foruden de fossile kystdannelser også store områder dækket af marint sand. Sandlaget kan være op til 4 m tykt, men tykkelsen aftager gradvis mod øst. Sandlaget ligger på cirka 20 meters vanddybde.

Holocænt, marint dynd

Udstrækningen af de marine dyndaflejringer er begrænset til den centrale del af Mecklenburg Bucht og Arkona Bassinet samt den sydvestlige del af Femer Bælt og et mindre bassin umiddelbart øst for Møn. I Femer Bælt er det karakteristisk, at der i den nordlige og vestlige del af dyndområdet er tydelige tegn på erosion i form af en erosions ukonformitet og »sand-silt bølger«. Kun i de centrale dele af Mecklenburg Bucht og Arkona Bassinet, kan en recent, kontinuert sedimentation forventes. Denne sedimentation kan dog ikke påvises med

sikkerhed, da intensiv trawling er vidt udbredt i området.

Dynamiske bundstrukturer

Mellem Kattegat og Østersøen sker der en betydelig vandudveksling, og det giver anledning til stærke strømme i undersøgelsesområdet. Fra Kattegat strømmer tungt saltvand gennem bælteerne ind i Østersøen, hvorfra lettere, brakt vand strømmer ud gennem de danske bælte. Strømmene afbøjes ved påvirkningen af jordens rotation (Coriolis kraften).

Det overordnede strømningsmønster er således, at den indgående strøm ved bunden dominerer i den sydlige del af undersøgelsesområdet, medens den udadgående vandstrøm påvirker bunden i den nordlige del. Denne sidstnævnte påvirkning finder fortrinsvis sted på vanddybder, der er mindre end 15 m.

Sandbølgefelter

Sandbølgefelter bruges som betegnelse for en stærkt bølget sandbund, der er resultatet af en kraftig strømpåvirkning. Sandbølgefelter er observeret flere steder i det kortlagte område. Tilsvarende strukturer er udviklet i fossile, sandede kystaflejringer, der er forholdsvis lette at modificere. Sandbølgerne er overvejende dannet som mindre erosions former på opstrømsiden, medens der nedstrøms er opbygget positive akkumulations former.

Der er tidligere foretaget detaljerede undersøgelser af et sandbølgefelt nord for Fehmarn (Werner and Newton 1970, Werner et al 1974) på vanddybder mellem 12 og 22 m. Bølgelængden af sandbølgerne var 40 til 70 m og bølgehøjden var 1 til 2 m. Sandbølgerne bestod af mellemkornet til grovkornet sand (Werner et al 1974). Den stejle læside af de stærkt asymmetriske sandbølger vender over alt mod øst, hvilket antyder at strømrøtningerne var mod øst. For at kunne danne disse sandbølger kræves strømhastigheder langs bunden på mindst 70–100 cm/sek (Rubin and McCulloch 1980, Kuijpers 1980). Strømmålinger viser, at så høje hastigheder sandsynligvis kun forekommer med års mellemrum (Kuijpers 1980, Wyrki 1953, 1954). At disse processer på bunden sandsynligvis kun finder sted med års mellemrum, viser tilstedeværelsen af småskala strømrubber og en bundfauna af *Mya arenaria* på sandbølgefelterne (Werner et al 1974). Også i Gedser Rev området (Lemke et al 1994) er der foretaget undersøgelser, der viser tilstedeværelsen af både ind- og udgående sandbølger samt ændringer af disse (Kuijpers 1991).

Foruden i de tidligere omtalte områder er der fundet sandbølgefelter i den nordvestlige del af Femer Bælt. Disse sandbølgefelter findes hovedsagelig på vanddybder mindre end 15 m, og de svarer nøje til feltet nord for Fehmarn.

Sand-silt bølger, enkelte

I denne undersøgelse benyttes betegnelsen for langstrakte, nordøst-sydvest strygende rygge dannet vinkelret på strømrøtningen. Ryggene ligger enkeltvis med en indbyrdes afstand på op imod 500 m. Det er tydeligvis isolerede rygge dannet som følge af, at tilførslen af sediment var begrænset. De enkelte rygge er 0.5–1 m høje og cirka 50 m bredde. De seismiske data viser, at der findes sand-siltbølger på vanddybder over 20 m i den centrale del af Femer Bælt.

Det er karakteristisk, at de isolerede sand-siltbølger findes på erosionsflader i materialer, der spænder fra senglacialt ler i vest til holocænt marint dynd i øst. De er ofte symmetriske, eller der er manglende konsekvens i røtningen af læsiden. Derfor er det som regel ikke muligt at afgøre, hvilken vej strømmen, der har dannet dem, har løbet i modsætning til de tidligere omtalte sandbølgefelter.

Kometmærker

Disse strukturer udvikles på læsiden af forhøjninger på havbunden, hvor hvirveldannelser forårsager erosion i en hale af betydelig længde i forhold til bredde (Werner og Newton 1975).

I Femer Bælt, hvor der pletvist findes et tyndt dække af finsand oven på en morænelersoverflade, danner opragende sten hyppigt forhindringer for strømmen. På læsiden af stenene udvikles en aflang erosionshale, et kometmærke. Ofte er erosionen mindre umiddelbart bag stenen, og da bevares en central »skygge« af aflejret sand. Kometmærker kan inddeles i typer efter strømmens energiniveau (Werner et al. 1980). I Femer Bælt findes paraboliske kometmærker, der dannes under strømforsvar til dem, der giver anledning til dannelsen af de tidligere omtalte sandbølgefelter.

De observerede områder med kometmærker ligger dels i den nordlige del af Femer Bælt og dels langs nordranden af bassindannelserne; begge steder på vanddybder mellem 15 og 20 m. Alle kometmærker har en »skyggesiden«, der vender mod øst og angiver således en strømrøtning mod øst.

Sandstriber

I de nordlige, lavvandede dele af kortområdet, fra Femer Bælt til Gedser Rev-Darsser Schwelle, er småskala sandstriber meget udbredte. Striberne er aflange strukturer, der er parallel med strømrøtningen. En bestemmelse af strømrøtningen ved hjælp af dem er usikker.

Bundstrømsforhold

Holocæne, ferske og marine bassinaflejringer har oprindeligt dækket både Mecklenburg Bucht og de dybere dele af Femer Bælt. Transgressionen af tærsklen øst for Gedser Rev-Darsser Schwelle og subrecent til

recent strømbetinget erosion har imidlertid forårsaget en kraftig erosion i den vestlige, smalle del af Femer Bælt. Der findes dog stadig rester af de holocæne aflejringer langs kanterne af bæltet. I retning mod Mecklenburg Bucht aftager graden af erosion, hvilket tyder på, at der i den centrale del af Mecklenburg Bucht bassinet ikke foregår strømningsbestemt erosion. Generelt er havbunden i kortområdet stærkt præget af erosion, dog med undtagelse af den centrale del af Mecklenburg Bucht.

Erosionen af sedimenterne og de dynamiske strukturer indikerer den kraftig strømning gennem Femer Bælt. De isolerede sandbølger i bassinområdet viser, at der optræder øst-vest gående strømning med betydelige hastigheder, og sandbølgefelterne og områderne med kometmærker peger på en dominerende østgående strøm med bundhastigheder på op mod 100 cm/sek. Strømhastigheder af denne størrelse optræder sandsynligvis dog kun med års mellemrum (Kuijpers 1985, Wyrтки 1954).

Nordøst for Gedser Rev er der ligeledes tegn på en sedimenttransport mod øst. Her består havbunden af et op til 4 m tykt lag af marint, holocænt sand, der i nordøstlig retning gradvist aftager i tykkelse.

Ved Gedser Rev synes strømningsforholdene komplekse, idet de dynamiske strukturer viser strømning både mod vest og mod øst.

Det generelle billede af strømforholdene viser, at stort set alt bundvandet på dybder over ca. 15 m periodevis

bevæger sig mod øst med stor fart.

Tidligere undersøgelser (Lemke et al. 1994) har vist, at i Kadet Renden og i områderne syd for denne dominerer en østgående strømning af salt bundvand, mens havbunden nord for Kadet Renden påvirkes af en vestlig strømning (dog kun på vanddybder mindre end 15 m). Generelt set vil den vestgående udstrømningen fra Østersøen være koncentreret langs Lolland kysten. I situationer med en stærk vestgående udstrømning kan der opstå en strømhvirvel på læsiden af Gedser Rev.

Tak

Forfatterne er taknemmelige for tilladelserne til at udføre shallowseismiske undersøgelser og prøvetagninger i tysk og dansk territorialfarvand. Disse tilladelser blev givet af de militære myndigheder i den tidligere Tyske Demokratiske Republik (DDR) og Danmark i forbindelse med starten på samarbejdet mellem IOW og GEUS. Forfatterne takker Dr. Figge, Bundesamt für Seeschiffahrt und Hydrographie (BSH) for tilladelse til at benytte vesttyske data. Vi takker det danske Naturvidenskabelige Forskningsråd for finansiering af AMS ¹⁴C dateringer, udført på Aarhus Universitet, og Jan Heinemeier for samarbejdet. Besætningerne på undersøgelsesskibene r/v »A.v.Humboldt«, »Professor A. Penck«, »Marie Miljø« og »Mette Miljø« takkes for en fortræffelig indsats.

Deutsche Zusammenfassung

Einleitung

Die hier vorgestellte Karte zeigt die spätquartären Sedimente am Boden der Ostsee vom Fehmarn Belt bis zum westlichen Teil des Arkonabeckens. Das in der Karte dargestellte Gebiet umfaßt zu etwa gleichen Teilen dänisches und deutsches Territorium.

Die gegenwärtige Bathymetrie ist durch Wassertiefen von mehr als 40 m im Arkonabecken und nahezu 30 m in weiten Teilen des Fehmarn Belts und der Mecklenburger Bucht gekennzeichnet. Die Darßer Schwelle trennt die genannten Beckengebiete weitgehend voneinander. In die Darßer Schwelle eingeschnitten ist die Kadetrinne mit Wassertiefen von bis zu 32 m. Die Kadetrinne erstreckt sich in NE-SW Richtung unmittelbar südlich von Gedser Rev. Außerhalb der Kadetrinne beträgt die Wassertiefe auf der Darßer Schwelle weniger als 20 m.

Die Karte wurde im Rahmen des dänischen Kartierungsprogrammes von submarinen Sand- und Kiesvorräten sowie des deutschen Monitoringprogrammes zur Überwachung der Meeresumwelt in der Ostsee durchgeführt. Beteiligte Institutionen waren der Geologische Dienst von Dänemark bzw. das Institut für Ostseeforschung Warnemünde (IOW) im Auftrag des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie Hamburg (BSH). Die für die Erarbeitung der Karte genutzten Daten wurden teils durch individuelle Forschungsarbeiten, teils durch gemeinsame Ausfahrten mit den Forschungsschiffen »A.v. Humboldt«, »Professor A. Penck«, »Marie Miljø« und »Mette Miljø« gewonnen. Während der genannten Ausfahrten wurden flachseismische Profile aufgenommen und Sedimentkerne gezogen.

Die dabei gewonnenen Informationen bilden die Grundlage für die Interpretation der spät- und postglazialen Entwicklung des betrachteten Gebietes.

Methoden

Allgemeines

Diese Karte der Verteilung von spätquartären Sedimenten im Seegebiet von Fehmarn Belt bis zum westlichen Arkonabecken beruht auf flachseismischen Daten und Ergebnissen von Kernprobenahmen. Wegen der begrenzten Auflösung der flachseismischen Profile bezieht sich die Kennzeichnung der oberflächlich anstehenden Sedimente auf den in etwa 0,5 m Tiefe unter dem Meeresboden anzutreffenden Lithotyp.

Die meisten der genutzten Untersuchungsmethoden

eignen sich nicht für einen Einsatz in Wassertiefen von weniger als 4 m. Aus diesem Grund sind Informationen zum gegenwärtigen Küstenraum nicht verfügbar und fehlen demzufolge in der Karte.

Flachseismik

Die flachseismischen Daten wurden mit Hilfe eines Elac Echolotes (30 kHz), eines ORE- (3,5 kHz) und eines Datasonics Chirp- (1–10 kHz) subbottom-profilers, eines Uniboom Systems (0,8–16 kHz) sowie von Side Scan Sonar Geräten (Edo Western bzw. EG & G; 100 kHz) gewonnen. Die gesamte Profillänge beträgt etwa 3000 km. Die Daten wurden analog auf EPC- bzw. Klein-Graphic-Printer aufgezeichnet und entweder analog auf Band oder in digitaler Form gespeichert. Die Navigation erfolgte unter Nutzung des Differential-GPS-Systems oder des Syledis-Systems mit einer Genauigkeit in der Größenordnung von weniger als 10 m.

Die Echolotdaten wurden zur Feststellung der Wassertiefe genutzt, während die subbottom-profiler- und Uniboom-Profile die Erarbeitung eines regionalen seismostratigraphischen Modells ermöglichten. Dies erfolgte unter Nutzung seismostratigraphischer Methodik.

Auf Basis der verfügbaren seismischen Information wurde auf das zugehörige Sedimentationsmilieu geschlossen und eine Auswahl der Kernstationen vorgenommen.

Sedimentuntersuchungen

Insgesamt wurden etwa 300 Sedimentkerne beschrieben. Einzelne Kerne wurden beprobt, um an den Proben Bestimmungen der Korngrößenverteilung, des Glühverlustes und des Karbonatgehaltes vorzunehmen. Darüber hinaus wurden bestimmte Kerne gezielt für ¹⁴C-Datierungen und Untersuchungen der Makroflora beprobt.

Postglaziale geologische Entwicklung

Das Gebiet vom Fehmarn-Belt bis zum Arkonabecken durchlief eine komplizierte postglaziale Entwicklung. Der Fehmarn Belt liegt südlich der isostatischen 0-Linie, weshalb hier mit einer gewissen isostatischen Absenkung gerechnet werden kann. Untersuchungen deuten jedoch darauf hin, daß es während des Holozän

scheinbar keinen Unterschied in der Absenkungsrate zwischen Kieler Bucht und Mecklenburger Bucht gegeben hat. Allerdings können in eher lokalem Rahmen Vertikalbewegungen infolge von Salztektunik auftreten. Demzufolge können die im Untersuchungsgebiet abgelaufenen Wasserstandsänderungen vorwiegend auf eine Kombination von eustatischen sowie von eher lokalen und episodischen Prozessen zurückgeführt werden. Der endgültige Eisrückzug mit dem letztmaligen Beltsee-Vorstoß (Fehmarn-Mecklenburg-Vorstoß) führte zur Bildung verschiedener typischer Eisrandmerkmale. Die Untersuchungen bestätigen dies, denn im westlichen Teil des Fehmarn Belts konnte eine glazial deformierte Grundmoräne nachgewiesen werden, die aller Wahrscheinlichkeit nach Teil einer Eisrandlage war. Nordwestlich davon wurde ein relativ weicher Geschiebemergel gefunden, der als flow till vor der Gletscherfront gebildet wurde. Der weitere Schmelzprozeß führte zur Ausbildung eines (Eis-) Stausees unmittelbar vor dem Eisrand. Während dieses Anfangsstadiums des Baltischen Eisstausees entstanden u.a. auch Urstromtäler als Schmelzwasserbahnen. Diese führten zur Ablagerung proximaler Sedimente in Teilen des Untersuchungsgebietes. Unmittelbar nordöstlich Gedser Rev bildete sich auf der Darßer Schwelle ein umfangreiches Deltasystem mit nordöstlicher Schüttungsrichtung aus. Die zugehörigen Schmelzwässer entstammten dem Mecklenburgischen Grenztal bzw. dem spätglazialen Warnowtal. In den eher distalen Bereichen wurden feinkörnigere und charakteristisch laminierte Staubeckensedimente, aber auch geschichtete Geschiebemergel abgelagert. Nachdem sich das Eis endgültig aus dem Untersuchungsgebiet zurückgezogen hatte, fiel der Wasserspiegel zunächst um ein beträchtliches Maß. Am Ende des Spätglazials war der südwestliche Ostseeraum von einer starken Transgression betroffen, in deren Folge eine Verbindung mit dem Weltmeer über den Öresund geschaffen wurde. Im Gebiet vom Fehmarn-Belt bis zum westlichen Arkonabecken wird diese transgressive Phase durch Warventone und -schluffe repräsentiert. Gleichzeitig wurden aber auch Sedimente durch die spätglaziale Warnow und Recknitz in den Baltischen Eisstausee transportiert. Dies wird durch die Existenz eines relativ kleinen, aus Sand bestehenden Vorschüttungskörpers im südlichen Teil der Mecklenburger Bucht, sowie durch den erneuten Vorbau des Deltasystems nordöstlich der Darßer Schwelle in das Arkonabecken hinein belegt. Die Vorschüttungskörper deuten darauf hin, daß die Transgression mit einem Höchststand bei relativ konstantem Wasserspiegel abschloß, bevor eine relative Wasserspiegelsenkung eintrat. Die Datierung von Pflanzenresten aus den Deltasedimenten der Mecklenburger Bucht ergab ein Alter von etwa 10500 ¹⁴C-Jahren vor heute (Before Present = BP), was recht gut mit dem Zeitraum unmittelbar vor der letztmaligen Wasserspiegelabsenkung des Baltischen Eisstausees übereinstimmt. Die Untersuchungen zeigen, daß der relative Wasserspiegel des Baltischen Eisstausees während der Höchststand-Periode bis auf etwa 20 m unter den gegenwärtigen Meeresspiegel

(below sea level = bsl) anstieg. Dies läßt vermuten, daß zu dieser Zeit in geringem Maße auch ein Ausstrom über den Großen Belt erfolgt sein kann. Der Abfluß des Baltischen Eisstausees über die Pforte bei Billingen in Mittelschweden führte im zentralen Ostseebecken zu einer Wasserspiegelabsenkung von ca. 25 m. Eine Regression von etwa dem gleichen Ausmaß läßt sich im Arkonabecken nachweisen, wo fossile Küstensedimente in einer Tiefe von 40 m bsl gefunden wurden. Im Gegensatz dazu hatte sich auf der Darßer Schwelle nordöstlich von Gedser Rev eine aus spätglazialen Sanden bestehende, bis auf 23–24 m bsl aufragende Schwelle ausgebildet, welche um 10000 ¹⁴C-Jahren vor heute zur Ausbildung eines lokalen Sees westlich davon Anlaß gab. Während der folgenden Periode bildete sich vor den spätglazialen Deltaschüttungen im Arkonabecken ein keilförmiger Sedimentkörper (lowstand-wedge) aus, dessen Bildung mit ca. 9600 ¹⁴C-Jahren BP datiert werden konnte. Die Verbindungen mit dem Kattegat über Belte und Sund waren wegen des tiefer liegenden Abflußgebietes in Mittelschweden zu dieser Zeit unterbrochen. Infolge weiteren isostatischen Anstiegs wurde schließlich auch die Verbindung bei Billingen unterbrochen, und es begann eine erneute Periode des Wasserspiegelanstiegs im Ostseeraum (Ancylussee). Seinen Höchststand erreichte der Wasserspiegel des Ancylus-sees im südwestlichen Ostseegebiet um 9200 ¹⁴C-Jahre BP. Nach dem bisherigen Kenntnisstand befand sich das westliche Ufer des Ancylus-sees während dieses Höchststandes am Westrand des Arkonabeckens. Im Gegensatz dazu zeigen die Ergebnisse der vorliegenden Untersuchungen, daß sich der Ancylussee während seines Höchststandes viel weiter nach Westen, d.h. bis in die Kieler Bucht hinein, ausdehnte, wobei der Wasserspiegel in diesem Gebiet bis auf 19 m bsl anstieg. Forschungsarbeiten an der schwedischen Ostküste ergaben, daß nach diesem Höchststand des Wasserspiegels offenbar eine Periode von einigen wenigen hundert Jahren begann, während welcher eine Verbindung zum Weltmeer bestand und der Wasserspiegel des Ancylus-sees um etwa 9 m abgesenkt wurde. Die Beobachtungen im Fehmarn-Belt-Gebiet sprechen allerdings lediglich für eine Absenkung des damaligen Wasserspiegels von maximal 5 m. Diese Differenz kann auf die Wirkung der bereits oben genannten Schwelle nordöstlich von Gedser Rev zurückgeführt werden. Um 8900 ¹⁴C-Jahre BP fand in den tiefen Teilen des Arkonabeckens bzw. des Fehmarn-Belt-Gebietes kontinuierliche Sedimentation statt, wobei der Wasserspiegel westlich des Schwellengebietes höher lag als im östlich der Schwelle gelegenen Bereich. Diese Situation ist derzeit noch Gegenstand einer intensiven Diskussion, da Ergebnisse anderer Autoren in diesem Zeitraum die Existenz einer Verbindung des Ancylus-sees mit dem Kattegat über den Großen Belt vermuten lassen. Wenn die Absenkung des Ancylus-sees tatsächlich weit mehr als 5 m betragen hat, muß die zugehörige Verbindung mit dem Kattegat woanders, z.B. in Mittelschweden, zu suchen sein.

Der nachfolgende weltweite eustatische Meeresspiegelanstieg hatte schließlich steigende Salzgehalte im Großen Belt und Fehmarn Belt zur Folge, was bei weiterer kontinuierlicher Sedimentation in den tiefen Bereichen dieses Gebietes zu brackischen Verhältnissen führte (Mastogloia-Meer). Die Schwelle nordöstlich von Gedser Rev gelangte von Zeit zu Zeit unter den Wasserspiegel, wobei ein vorher existierendes flaches Rinnensystem mit sandigen Sedimenten verfüllt wurde. Nachdem die marine Transgression um ca. 7200 ¹⁴C-Jahren BP das Niveau von 20 m bsl erreicht hatte, änderten sich die hydrodynamischen Bedingungen im Schwellenbereich wegen der schnellen und beträchtlichen Querschnittszunahme drastisch. Als Folge davon nahmen auch die Strömungsintensitäten um ein beträchtliches Maß zu. In den tiefen Beckenbereichen setzten sich die Sedimentationsprozesse fort, während in den beckenrandnahen Gebieten zunehmende Erosion und Küstenlängstransport die Bildung von Strandwällen und Sandriffen begünstigte. Die fortgesetzte Transgression war mit einer Rückverlegung der Küstenlinie verbunden. Dabei gerieten die ehemaligen Küstensedimente in größere Wassertiefen und wurden demzufolge nicht mehr von aktiven Küstenprozessen beeinflusst. Die Überreste dieser Ablagerungen bilden gegenwärtig größere inaktive Sandkörper.

Sedimente

Geschiebemergel

Die ältesten anstehenden Sedimente sind Geschiebemergel, welche vorwiegend an den Beckenrändern und in Wassertiefen von weniger als 15–20 m austreichen. Es können zwei verschiedene Geschiebemergeltypen, nämlich ein graubrauner, sandiger, stark verfestigter Geschiebemergel mit einem rauen Oberflächenrelief sowie ein grauer bzw. graubrauner, wenig verfestigter flow till mit einem weniger rauen Oberflächenrelief, unterschieden werden. Beide Geschiebemergeltypen werden von einer geringmächtigen (ca. 0,10 m) Schicht grober Restsedimente überlagert.

Spätglaziale Süßwassertone und -sande

Die spätglazialen Ablagerungen bestehen aus Staubeckensedimenten, die gegenwärtig im zentralen Teil des Fehmarn Belt, am Nord- und Ostrand der Mecklenburger Bucht und am Westrand des Arkonabeckens am Meeresboden aufgeschlossenen sind. Gewarvte Staubeckentone sind die häufigsten spätglazialen Sedimente im Fehmarn Belt und im Gebiet unmittelbar südöstlich der Insel Mön. Der stratigraphisch tiefste Teil ist dabei häufig grau, die jüngeren Sedimente eher rötlich gefärbt. Südlich von Gedser Rev und am Südwestrand des Arkonabeckens dominieren spätglaziale Sande, deren Ablagerung mit dem in nordöstliche Richtung entwässernden spätglazialen Warnow-Recknitz-Flußsystem zusammenhängt.

Holozäne Süßwasser- bzw. brackische (schlickige) Sande und sandige Schlicke

Während des frühen Holozän wurden in den tieferen Teilen des Fehmarn-Belt-Gebietes feinkörnige Sedimente mit hohen Gehalten an organischer Substanz abgelagert. Dabei handelt es sich vorwiegend um hellgraue Seekreiden und dunkelgraubraune Torfgyttjen und Torfe. Diese Bildungen wurden während der ancyluszeitlichen Entwicklung und teilweise während der anschließend beginnenden marinen Transgression (Mastogloia-Meer) abgelagert. Die beckenrandnähere sandige Fazies dieser Sedimente wurde in einer schmalen Zone um die 20-m-Tiefenlinie am Nordrand des Fehmarn Belt weitgehend erodiert. Ancyluszeitliche Sedimente wurden daneben auch südlich und nordöstlich von Gedser Rev abgelagert, wo sie die vorher existierenden Rinnen und die tieferen Teile dieser Gebiete ausfüllen. Gelegentlich sind heute erosive Reste dieser Ablagerungen am Meeresboden aufgeschlossen.

Holozäner mariner Sand

Mariner Sand kommt örtlich in Wassertiefen von weniger als 20 m direkt über Geschiebemergel vor. Dieser Sand ist größtenteils ein Aufarbeitungsprodukt der während der Littorinatransgression gebildeten Küstenablagerungen. Auf der Darßer Schwelle nahe Gedser Rev sowie etwas weiter nordöstlich lagern marine Sande von bis zu 4 m Mächtigkeit. Die Wassertiefe in diesen Gebieten beträgt um 20 m. In Richtung Osten verringert sich die Mächtigkeit dieser Sande kontinuierlich.

Holozäner mariner Schlick

Gebiete mit mariner Schlicksedimentation sind der Zentralteil der Mecklenburger Bucht, das Arkonabecken und der südwestliche Teil von Fehmarn Belt. Ein kleines lokales Schlickbecken existiert unmittelbar östlich von Mön. Ein typisches Merkmal der Schlicksedimentation im nördlichen und westlichen Teil des Schlickbeckens im Fehmarn Belt sind Anzeichen von Erosion. Hinweise darauf geben eine Erosionsdiskordanz sowie das Vorkommen von Großrippelstrukturen. Demgemäß kann eine kontinuierliche Sedimentation von rezenten Sedimenten lediglich in den zentralen Teilen der Mecklenburger Bucht und des Arkonabeckens erwartet werden.

Allerdings ist hier auch mit großflächiger Aufarbeitung der rezenten Sedimente durch Scherbrettfischerei zu rechnen, was aus der Vielzahl an Schlepsspuren in diesen Gebieten hervorgeht.

Strömungsbedingte Sedimentmarken

Der Wasseraustausch zwischen Nord- und Ostsee ist seit der Littorinatransgression durch ein gezeitenunabhängiges Strömungssystem gekennzeichnet, in

welchem starke Strömungen durch Starkwinder-
eignisse, oder allgemeiner ausgedrückt durch Wasser-
standsunterschiede zwischen Kattegat und der südwest-
lichen Ostsee erzeugt werden. Die maximalen Strömungs-
geschwindigkeiten des am Boden in die Ostsee ein-
strömenden, stärker salzhaltigen Wassers sowie des
an der Oberfläche auströmenden brackischen Ostsee-
wassers liegen deutlich über der für Sedimenterosion
notwendigen kritischen Geschwindigkeit. So weisen
charakteristische Megarippeln auf den fossilen Sand-
ablagerungen auf die Erosionsfähigkeit dieses Strömungs-
systems hin. Die Rippeln werden dabei auf der
strömungszugewandten Seite erodiert, während sich in
Strömungsrichtung positive Akkumulationsformen
ausbilden.

Aus den Beobachtungen ergibt sich als allgemeine
Schlußfolgerung, daß der Meeresboden im südlichen
Teil des Untersuchungsgebietes vor allem von ein-
strömendem Salzwasser aus dem Großen Belt und dem
Kattegat beeinflusst wird, während aus der Ostsee aus-
strömendes weniger stark salzhaltiges Wasser in den
flacheren Bereichen (<15 m Wassertiefe) im nördlichen
Teil vorherrschend ist.

Großrippelstrukturen

Diese quer zur Strömung gerichteten Strukturen zeigen
normalerweise Sedimenttransport durch Strömungen
an. Großrippelfelder kommen in verschiedenen Teilen
des Untersuchungsgebietes vor und stehen häufig mit
fossilen sandigen Küstensedimenten in Zusammen-
hang. In diesen Gebieten werden die fossilen Ablage-
rungen auf der der Strömung zugewandten Seiten
erodiert, während in Strömungsrichtung Material akku-
muliert wird.

Die vorliegenden Untersuchungen ergaben, daß ein
weiteres Großrippelfeld im nordwestlichen Teil des
Fehmarn Belt existiert. Diese Großrippeln wurden in
Wassertiefen von mehr als 15 m gefunden, was in Über-
einstimmung mit der Tiefenlage des Großrippelfeldes
bei Fehmarn steht.

Einzelne Großrippeln

Seismische Daten belegen die Existenz von einzelnen,
vermutlich aus Sand oder Schluff bestehenden Groß-
rippeln im zentralen Teil von Fehmarn Belt in Wasser-
tiefen von mehr als 20 m. Diese Strukturen sind quer
zur Strömung gerichtet und erscheinen als NE-SW
streichende Rücken von beträchtlicher Länge. Der
Abstand zwischen den einzelnen Großrippeln beträgt
bis zu 500 m. Sie sind 0,5–1,0 m hoch und etwa 50 m
breit. Das Einzelvorkommen solcher Strukturen wird
mit einer spärlichen Sedimentzufuhr in Verbindung
gebracht, die eine weitere Verbreitung dieser Groß-
rippeln verhindert. Ein charakteristisches Merkmal ist,
daß einzelne Großrippeln auf unterschiedlichsten Sub-
straten, von spätglazialen Ton im westlichen Teil des

Fehmarn Belt bis zu holozänem marinen Schlick im
östlichen Teil dieses Seegebietes, beobachtet werden
können. Im Gegensatz zu den oben beschriebenen
Großrippelstrukturen zeigen die einzelnen Großrippeln
keine deutliche Asymmetrie oder bevorzugte Orien-
tierung bezüglich vorherrschender Bodenströmungen.

Kometmarken

Diese Longitudinalstrukturen wurden als Hindernis-
marken auf einem in Strömungsrichtung gelegenen
Erosionsgebiet definiert, deren Länge weit größer als
ihre Breite ist. Im Fehmarn Belt bilden sich solche
Kometmarken bevorzugt in Gebieten aus, wo Geschie-
bemergel lokal von einer geringmächtigen Feinsand-
decke überlagert wird. Größere Geschiebe auf der
Sedimentoberfläche bilden das erforderliche Hinder-
nis für die Bildung dieser im Feinsand ausgebildeten
Erosionsmarken. Oft entwickelt sich jedoch auch eine
kleine Sandakkumulation unmittelbar hinter dem
Hindernis. Die Kometmarken können je nach ihrem
hydrodynamischen Bildungsmilieu in verschiedene Ty-
pen unterteilt werden. Die Kometmarken im Fehmarn
Belt zeigen meist ein parabolisches Aussehen, was Strömungs-
bedingungen widerspiegelt, die auch die Bild-
ung von Großrippeln begünstigen. Die Areale mit
Kometmarken befinden sich im nördlichen Teil vom
Fehmarn Belt, oder, allgemeiner gesagt, entlang des
Nordrandes der tieferen Abschnitte dieses Seegebietes
in Wassertiefen zwischen 15 und 20 m. Alle Komet-
marken weisen ausnahmslos einen Schweif in östlicher
Richtung auf, was auf den Einstrom salzhaltigen
Wassers aus dem Großen Belt hindeutet.

Sand streifen

Kleine sand streifen lassen sich im gesamten nördlichen
Teil des Fehmarn Belt in Wassertiefen von weniger als
15 m nachweisen. Allerdings war es nur in einigen
wenigen Fällen möglich, die vorherrschende Strömungs-
richtung mit Hilfe dieser Longitudinalmarken fest-
zustellen.

Bodenströmungsbedingungen

Ursprünglich waren die tieferen Teile des Fehmarn Belt
und der Mecklenburger Bucht von Süßwasser- und
marinen Sedimenten des frühen Holozän bedeckt.
Nachdem die marine Littorinatransgression die Darßer
Schwelle überschritten hatte, erhöhten sich die Strömungs-
geschwindigkeiten und besonders im engen, west-
lichen Teil des Fehmarn Belt begann Erosion vorzuherr-
schen. Gegenwärtig sind hier großflächig spätglaziale
Staubeckentone am Meeresboden aufgeschlossen.
Reste der genannten holozänen Süßwasser- und mari-
nen Sedimente lassen sich noch lokal an den Rändern
des Fehmarn Belt nachweisen. Im allgemeinen nimmt

die Intensität von Erosionsvorgängen in Richtung Mecklenburger Bucht ab. Das Vorkommen strömungsbedingter Erosion läßt sich allerdings wahrscheinlich nur für den zentralen Teil der Mecklenburger Bucht ausschließen.

Die Existenz starker Bodenströmungen geht nicht nur aus den beschriebenen Erosionsmerkmalen hervor, sondern wird auch durch eine Anzahl strömungsbedingter Sedimentmarken, die in diesem Gebiet beobachtet wurden, belegt. Sowohl die Großrippelfelder als auch die Kometmarken weisen auf vorherrschende östlich gerichtete Bodenströmungen mit Maximalgeschwindigkeiten von bis zu 1,0 m/s hin. Von diesen extremen Verhältnissen wird jedoch angenommen, daß sie relativ selten, im Zeitraum von Monaten bzw. Jahren, auftreten. Auch die einzelnen Großrippeln im tiefsten Teil des Fehmarn Belt sprechen für ein verhältnismäßig hochenergetisches Milieu. Es kann gefolgert werden, daß die Bodenströmungen in Wassertiefen von mehr als 15 ihre Maximalgeschwindigkeit während intensiver Einstromlagen erreichen. Eine östliche Transportrichtung wurde auch im Gebiet nordöstlich von Gedser Rev beobachtet, wo eine bis zu 4 m mächtige Schicht mariner Sande ostwärts auskeilt.

Ein komplizierteres Bodenströmungsmuster wurde rings um Gedser Rev festgestellt, wo sowohl durch Einstrom als auch durch Ausstrom gebildete Sedimentstrukturen nachgewiesen werden konnten. Die Verteilung von Sedimentmarken im Gebiet um Gedser Rev deutet an, daß sich während intensiver Ausstromer-

eignisse an der (südwestlichen) Leeseite von Gedser Rev ein antizyklonaler Wirbel ausbildet.

Schließlich kann festgestellt werden, daß Ausstrom generell im flacheren Abschnitt (<15 m) des nördlichen Fehmarn Belt vor Lolland sowie im Küstenbereich von Falster nördlich von Gedser Rev vorherrscht.

Danksagung

Die Autoren bedanken sich bei den Militärbehörden Dänemarks und der DDR für die Erteilung der zu Beginn der gemeinsamen Arbeit (1990) notwendigen Genehmigungen zur Aufnahme flachseismischer Profile und zur Sedimentprobenahme in den jeweiligen Territorialgewässern.

Weiterhin sei Dr. Klaus Figge (Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie Hamburg; BSH) für die Erlaubnis zur Nutzung von Daten gedankt, die im Rahmen eines vom BSH geförderten Kartierungsprogrammes gewonnen wurden. Dank der Unterstützung des Danish Natural Science Research Council konnten AMS ¹⁴C-Datierungen an der Universität Aarhus unter der Leitung von Dr. Jan Heinemeier durchgeführt werden.

Schließlich sei den Mannschaften der Forschungsschiffe »A.v. Humboldt«, »Professor Albrecht Penck«, »Marie Miljø« und »Mette Miljø« für deren hervorragende Arbeit gedankt.

English summary

Introduction

The map shows the Late Quaternary sea-bed sediments of the Femer Bælt and the western part of the Arkona Basin, covering Danish and German territory in about equal parts.

The water depths of the map area are more than 40 m in the Arkona Basin and around 30 m over large parts of the Femer Bælt and Mecklenburg Bucht. Darsser Schwelle, separating the two basins, has a water depth less than 20 m. The Kadet Channel, forming a connection between the basins, with a maximum water depth of about 30 m, is of erosional origin.

The map is a result of Danish offshore investigations for sand and gravel in the western part of the Baltic which since 1990 have been carried out in close cooperation with the »Institute für Ostseeforschung« (IOW) in Warnemünde, Germany.

Methods

The map is compiled from shallow seismic data and vibro-coring. Due to seismic resolution limitation the uppermost 0.5 m or so of the sediments cannot be characterised. The surveying techniques could not be applied at water depths of less than about 4 m, and consequently the coastal zone has not been mapped.

Shallow seismic investigations

Shallow seismic data were collected using an Elac 30 kHz echosounder, an ORE 3.5 kHz and a Datasonics CHIRP (1–10 kHz) sub-bottom profiler system, an Uniboom (0.8–16 kHz), an Edo Western and EG & G 100 kHz side-scan sonar. The total track length is about 3000 km. The data were recorded analogue on an EPC and a Klein graphic printer, and stored either on analogue tape or in digital form.

Positioning was done using differential GPS and the Sercel Syledis precision navigational system giving an accuracy of within 10 m. The water depth was determined by an echosounder.

The interpretation is based on the seismo-stratigraphic principle.

Sediment investigations

Sediment lithology was examined in about 300 vibro-cores. From the cores, sub-samples were selected for

grain size analyses, loss on ignition, carbonate content determination, ¹⁴C-dating and macroflora studies.

The post-glacial geological development

Despite the fact that the Femer Bælt is situated south of the isostatic 0-line virtually no isostatic subsidence has occurred during the Holocene. Water level changes are considered to have been controlled by a combination of eustatic and local, episodic processes due to salt tectonics.

During the final phase of the Weichselian glaciation »The Belt Sea glacier« (»Fehmarn-Mecklenburg Vorstoss«) advanced in the Baltic depression depositing ice marginal features. A deformed basal till in a moraine is conspicuous in the western part of Femer Bælt, with a relatively soft flow till being deposited in the north-west. The ice-dammed lake that formed in front of the glacier, represents the initial stage of the Baltic Ice Lake. The Late Glacial Warnow river, which drained the area around Rostock and the inland to the south, deposited sandy sediments in a large delta north-east of the Gedser Rev-Darsser Schwelle. The delta prograded towards the north-east. Outside the delta, laminated fine-grained ice-lake sediments and layered diamictons accumulated.

After the glacier had melted a significant lowering of the water level took place.

In the final part of the Weichselian a large transgression occurred in the Baltic Ice Lake. A connection with the open sea was formed through Øresund. In the Femer Bælt and western Arkona Basin this transgression is represented by varved clay and silt deposits. The Late Glacial Warnow river continued to transport sediments into the Baltic Ice Lake as indicated by a relatively small sand delta in the southern part of the Mecklenburg Bucht. In the Arkona Basin north-east of the Darsser Schwelle the progradation system was renewed.

The transgression ended with a high-stand period with an almost constant water level that reached about 20 m below present sea level. A small outflow through the Store Bælt and Øresund may have occurred. Flora remains from the delta deposits give an age of about 10.500 ¹⁴C years BP.

In the following period the Baltic Sea was drained through central Sweden at Mount Billingen and the connections through Store Bælt and Øresund were closed. This caused a lowering of the water level in the central Baltic by about 25 m. The fossil coastal deposits in the Arkona Basin indicate a regression of about the same magnitude. A threshold at 23–24 m below

sea level at the Darsser Schwelle caused the formation of a local lake in the Femer Bælt area at about 10.000 ¹⁴C years BP. A low-stand-wedge deposit was formed in front of the Late Glacial prograding system in the Arkona Basin; the formation of the low-stand-wedge is dated at about 9.600 ¹⁴C years BP.

Associated with the continued isostatic rebound, the drainage connection at Mount Billingen was closed and a new period of water rise (Ancyclus Lake) occurred. In Kieler Bucht a high-stand maximum of about 19 m below sea level has been found indicating that the Ancyclus Lake extended much more to the west than generally considered. The high-stand maximum of the Ancyclus Lake in the south-western Baltic was reached at 9.200 ¹⁴C years BP.

After the Ancyclus Lake high-stand period drainage resulted in a water level drop of about 9 m, while in the Femer Bælt the simultaneous lowering of the water level was not more than 5 m. This difference may have been caused by the threshold north-east of Gedser Rev-Darsser Schwelle. The water level in the Femer Bælt area was higher than in the Arkona Basin. The phase with low water level seems to have existed for a few hundred years.

The continuous eustatic global sea level rise resulted in increasing salinity in the Store Bælt and Femer Bælt and in the latter basin the water became brackish (Mastogloia Sea). Intermittent overflow of the threshold east of Gedser Rev resulted in the accumulation of sandy sediments and filling up of a previous channel system in the threshold. After the marine transgression had reached 20 m below sea level at around 7200 ¹⁴C years BP, the hydrodynamic conditions at the Darsser Schwelle changed drastically due to a rapid and marked increase of the cross section of the passage. Sedimentation continued in the deep basins, and coastal processes in the near-shore areas resulted in increased erosion and long-shore transport favouring the formation of coastal barriers and associated bar systems. The continuing transgression resulted in an onshore stepping of the coastline.

Sediments

Till

Till, the oldest deposit exposed, is of two types: a well consolidated basal till with generally a rough surface topography and an normal consolidated flow till of smooth surface topography. A thin layer of lag sediment on top of the till is characteristic. This layer, approximately 0.10 m thick, consists mainly of gravel and coarser material. Till dominates the basin margins where water depths are less than 15–20 m.

Late Glacial freshwater clay and sand

The Late Glacial deposits were formed in an ice dammed lake. The most widespread sediments of the

Femer Bælt and in the area immediately south-east of Møn are varved clays. Sands dominate in the areas south of Gedser Rev and along the south-western margin of the Arkona Basin. The sandy deposits reflect the discharge from the Late Glacial Warnow river system.

Holocene freshwater-brackish (muddy) sand and sandy mud

During the early Holocene fine-grained sediments rich in organic material were deposited in the deeper parts of the Femer Bælt, in the Ancyclus Lake and during the following marine transgression (Mastogloia Sea). A sandy, littoral facies of these sediments occurs in the northern part of Femer Bælt. Erosional remnants of these deposits are locally exposed on the sea-floor.

Holocene marine sand

Marine sand overlying till deposits locally occurs at water depths less than 20 m.

The sands mostly originate from coastal deposits formed during the Littorina Transgression. At the Darsser Schwelle and to the east large areas sand with a thickness of up to 4 m occur. The thickness of this sand decreases gradually in an easterly direction.

Holocene marine mud

Accumulations of marine mud are found in the central part of the Mecklenburg Bucht, in the Arkona Basin and the south-western part of Femer Bælt and in a small basin east of Møn.

In the northern and western part of the Femer Bælt the sediments are being actively eroded as shown by unconformities and the occurrences of sediment waves. Continuous accumulation of recent sediments can only be expected in the central parts of the Mecklenburg Bucht and Arkona Basin.

Current-induced bed forms

Since the Littorina Transgression the water exchange regime between the North Sea and Baltic is characterised by a non-tidal current system in which strong currents are triggered by gale-force winds or, more generally, by differences in sea level and salinity between the south-western Baltic and Kattegat. The effect of Earth rotation (Coriolis force) complicates further the flow pattern.

The maximum current velocities both in the inflowing saline water at great depth in the southern part, and in the outflowing low-salinity Baltic water at shallow depth in the northern part, are well above the critical speed required for sediment erosion.

The circulation pattern of the Femer Bælt is responsible for modifying the older deposits and for the generation of specific current-induced bedforms.

Sand-waves and megaripples

These bed-forms are transverse to the current direction. They often occur together with fossil sandy coastal deposits from which the material originates by erosion.

Isolated sediment (sand-silt) waves

In the central part of the Femer Bælt at water depths of more than 20 m, seismic data demonstrate the presence of isolated sediment waves consisting presumably of sand or silt. Wave length reaches 500 m, their height is between 0.5 and 1.0 m; with a width of 50 m. The isolated occurrence of these waves may be ascribed to sparse sediment supply. The waves occur on various substrates ranging from Late Glacial clay in the western part to Holocene marine mud in the east. In contrast to the sand-waves described above, the isolated sediment waves have no clear asymmetry or preferred orientation in relation to current directions.

Comet marks

These longitudinal structures have been defined as obstacle marks characterised by a downstream erosional area of which the length is much larger than its width. In the Femer Bælt they are preferably developed in areas where till deposits are covered by a thin layer of fine sand. Stones from the till provide the obstacle required for formation of the marks. The comet marks can be classified into a number of types depending on the hydrodynamic environment in which they formed. The comet marks observed in the Femer Bælt have mostly a parabolic appearance, which typically reflects bottom current conditions comparable to those required for the formation of sand-waves.

Comet marks are found at water depths between 15 and 20 m in the northern sector of the Femer Bælt and along the northern margin of the deeper parts of the strait. The direction of the tail is exclusively to the east which connect the marks to the inflow of saline bottom water from the Store Bælt.

Sand ribbons

Small sand ribbons are widespread at shallow (<15 m) depths in the northern part of the Femer Bælt. Current direction determination from this bedform is uncertain.

Bottom current conditions

After the marine transgression in the Baltic the current pattern changed and velocities increased leading to increased erosion particularly in the narrow part of the Femer Bælt. The erosion is generally less intensive towards the Mecklenburg Bucht: in the central parts of this bay the erosion is probably only negligible.

The occurrence of strong bottom currents is also obvious from various current-induced bedform types. The sand-wave fields and the comet marks indicate a prevailing easterly bottom current with a maximum speed of around 1 m/second. Extreme currents are considered to be relatively rare events, which probably only occur in the course of months or years.

A more complicated bottom current pattern is observed around Gedser Rev since both inflow and outflow induced bedforms occur. The bedform pattern suggests that in a situation of strong outflow an anticyclone gyre develops at the leeward (western) of Gedser Rev.

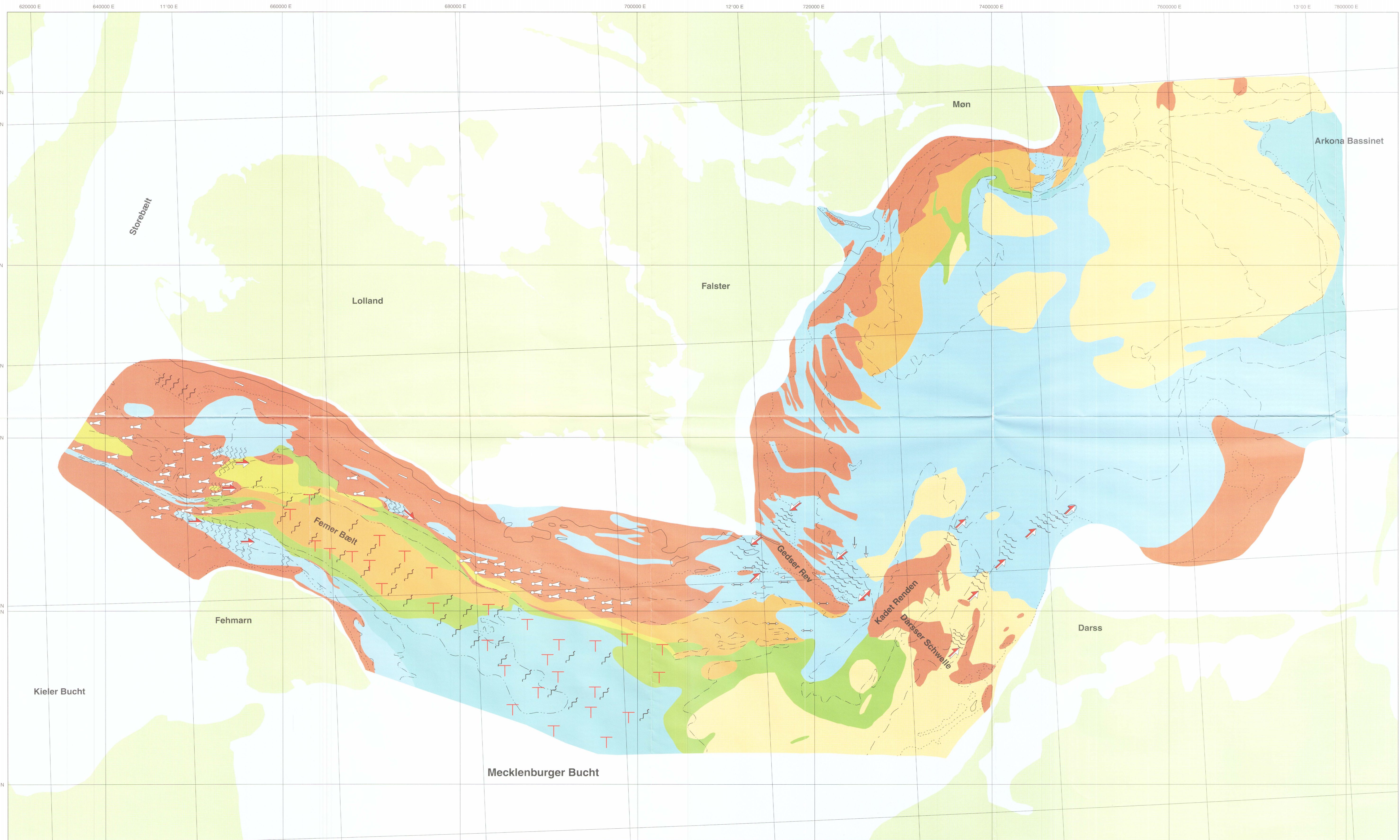
Acknowledgements

The authors acknowledge the permission given by the military authorities of the former German Democratic Republic (DDR) and Denmark to carry out shallow seismic and sediment sampling operations in territorial waters at the beginning (1990) of the co-operation between IOW and DGU.

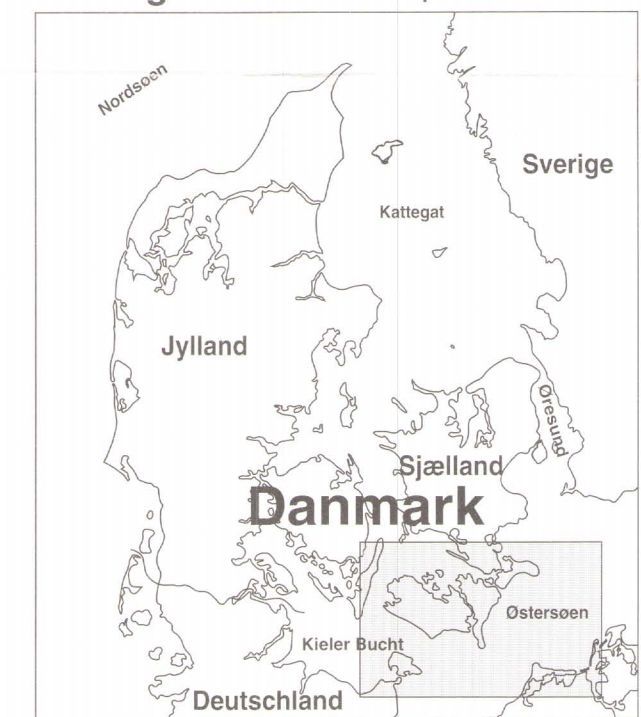
In addition, thanks are due to Dr. Figge, Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) for permission to incorporate German data into our study, and the Danish Natural Science Research Council for funding of AMS ¹⁴C dates performed at the University of Aarhus, under the supervision of Dr. Jan Heinemeier. The crews of r/w »A. v. Humboldt«, »Professor A. Penck«, »Marie Miljø« and »Mette Miljø« are acknowledged for excellent assistance.

References

- Björck, S., 1995: A review of the history of the Baltic Sea, 13.0–8.0 ka BP. – *Quaternary International*, 27, 19–40.
- Heinemeier, J. and Andersen, H. H., 1983: Production of C directly from CO₂ using the anis sputter source. – *Radiocarbon*, 25, No. 2, 761–769.
- Jensen, J. B., 1992: Råstofgeologiske undersøgelser i Østersøen. Femern Bælt, område 564. Sejladsrapport, shallow seismisk dataindsamling. – DGU datadokumentation nr. 19. 1992. 35 p.
- Jensen, J. B., Bennike, O., Witkowski, A., Lemke W. and Kuijpers, A., *in prep.*: The Baltic Ice Lake in the southwestern Baltic: Mecklenburg Bay-Arkona Basin.
- Kolp, O., 1965: Paläogeographische Ergebnisse der Kartierung des Meeresgrundes der westlichen Ostsee zwischen Fehmarn und Arkona. – *Beiträge zur Meereskunde*, 12–14, 1–59.
- Kuijpers, A., 1980: Sediment patterns and bedforms, and their relationship to the flow regime in the Belt Sea and the Sound. – Unveröffentlicht Dissertation, Geologisch-Paläontologisches Institut, Universität Kiel, 138 p.
- Kuijpers, A., 1985: Current-induced Bedforms in the Danish straits between Kattegat and Baltic Sea. – *Meyniana*, 37, 97–127.
- Kuijpers, A., 1991: Råstofgeologiske undersøgelser i Østersøen: Gedser, område 560. – DGU Kunderapport nr. 21. 1991. 67 p.
- Lemke, W., Kuijpers, A., Hoffmann, G., Milkert, D. and Atzler, R., 1994: The Darss Sill, hydrographic threshold in the southwestern Baltic: Late Quaternary geology and recent sediment dynamics. – *Continental Shelf Research*, 14, 847–870.
- Lemke, W., Jensen, J. B., Bennike, O. and Witkowski, A., *in press*: Sequence stratigraphy of submarine Late Pleistocene and Holocene deposits in Mecklenburg Bay, southwestern Baltic Sea. – *Sveriges Geologiska Undersökning, Ser Ca*.
- Mertz, E. L., 1924: Oversigt over de sen- og postglaciale Niveauforandringer i Danmark. – *Danmarks Geologiske Undersøgelse, II række*, nr. 41, 49p.
- Mörner, N.-A., 1983: The Fennoscandian Uplift: Geological data and their Geodynamical Implication. – In: D.E. Smith and A.G. Dawson (eds.): *Shorelines and isostasy*. Academic Press, Institute of British Geographers special publication, no. 16, 251–284.
- Rubin, D. M. and McCulloch, D. S., 1980: Single and superimposed bedforms: a synthesis of San Francisco Bay and flume observations. – *Sedimentary Geology*, 26, 207–231.
- Rørbeck, D. M., 1995: Late Quaternary sedimentology and seismic stratigraphy of the northern Storebælt, Denmark. – Unpublished Ph.D. thesis. Geologisk Institut, Københavns Universitet, 202 p.
- Svensson, N. O., 1989: Late Weichselian and Early Holocene shore displacement in the central Baltic, based on stratigraphical and morphological records from eastern Småland and Gotland, Sweden. – *Lundqua Thesis*, 25, Lund Universitet, 195 p.
- Vail, P. R., Mitchum, R. M., Jr, Todd, R. G., Widmier, J. M., Thompson, S., III, Sangree, J. B., Bubb J. N., and Hatlelid, W. G., 1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level. – In: Clayton, C.E.(ed.), *Seismic stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*. American. Association of Petroleum Geologists Memoir, 26, 49–212.
- Werner, F. and Newton, R.S., 1970: Riesenrippeln im Fehmarnbælt (westliche Ostsee). – *Meyniana*, 20, 83–90.
- Werner, F. and Newton, R. S., 1975: The pattern of large-scale bed forms in Langeland Belt (Baltic Sea). – *Marine Geology*, 19, 39–62.
- Werner, F., Wolf, E. A. and Tauchgruppe Kiel, 1974: Sedimentologi und Ökologie eines ruhenden Riesenrippelfeldes. – *Meynianna*, 26, 39–62.
- Werner, F., Unsöld, G., Koopmann, B. and Stefano, A., 1980: Field observations and flume experiments on the nature of comet marks. – *Sedimentary Geology*, 26, 133–262.
- Winn, K., Averdick, F. R., Erlemkeuser, H. and Werner, F., 1986: Holocene Sea Level Rise in the Western Baltic and the Question of Isostatic Subsidence. – *Meyniana*, 38, 61–80.
- Wyrcki, K., 1953: Die Dynamik der Wasserbewegungen im Fehmarnbælt I. – *Kieler Meeresforschung*, 9, 155–170.
- Wyrcki, K., 1954: Die Dynamik der Wasserbewegungen im Fehmarnbælt II. – *Kieler Meeresforschung*, 10, 162–181.



Oversigtskort Location map / Übersichtskarte



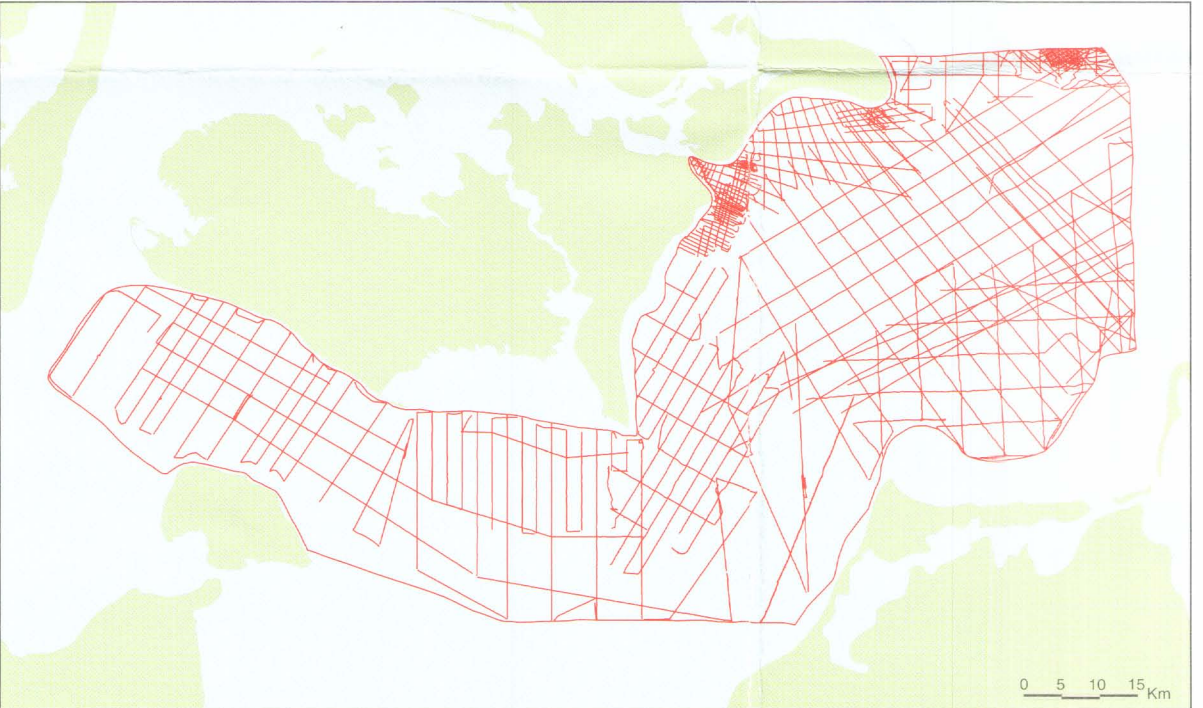
Signaturforklaring Legend / Legende

Holocæn Holocene	Marint sand Marine sand	Strom Strukturer Current Structures / Strömungsbedingte Sedimentmarken
Holocæn Holocene	Marint dynd Marine mud	Transverse Transverse / Transverse
Holocæn Holocene	Ferskvands-brakvands sand Freshwater/Brackish sand	Sandbølge felt Megalippe field
Holocæn Holocene	Ferskvands-brakvands ler/sand Freshwater/Brackish clay/sand	Sandbølge enkelt Single megarippe or sandwave
Senglacial Late Glacial	Ferskvands sand Freshwater sand	Kometmærke (strømretning mod øst) Comet mark (Eastern current direction)
Senglacial Late Glacial	Ferskvands ler Freshwater clay	Sandstriber Sand Ribbons
Glacial Glacial	Moræne Til / Gleichbeimergel	Sandstriber (strømretning angivet) Sand Ribbons (current direction indicated)

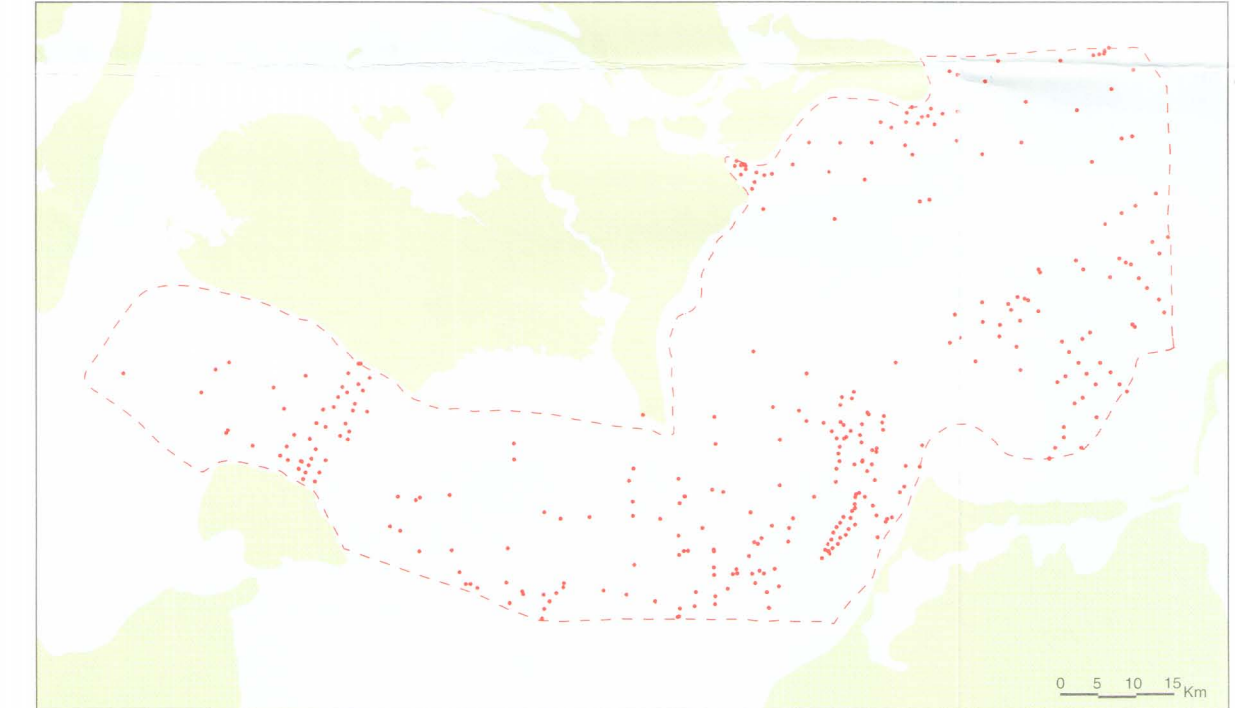
Andre signaturer Other signatures / Andere Signaturen	
Generelle transportretning General transportdirection / Generelle Transportrichtung	
Trawlmærker Trawl marks / Schleppspuren	
Dybdekurver Depth contours / Tiefenlinien	
6 m	25 m
10 m	30 m
15 m	35 m
20 m	
0 2 4 6 8 10 km	
1:200 000	
Sammenstillet af / Compiled by / Zusammengestellt von: J. B. Jensen, A. Kujipers & W. Lenzke Teknisk assistance: Benny Scharh Printed 1996	



Seismisk net Seismic Grid / Seismisches Netz



Borepositioner Core Positions / Probenpositionen



Kortet viser sedimenterne i den vestlige del af Østersøen. Dette havområde har haft en historie fuld af omskiftelser. Efter istiden var der en ferskvands sø, men senere i atlantisk tid åbnedes forbindelser til Kattegat, og saltvandet trængte ind, og Østersøen blev brak. Aflejringerne og deres fordeling afspejler denne historie. De stærke strømme, som i dag og siden saltvandets indtrængen præger havområdet, sætter også sine spor i dannelserne på havbunden.

Die vorliegende Karte stellt die Sedimentverteilung in der westlichen Ostsee dar. Die geologische Entwicklung dieses Gebietes war sehr abwechslungsreich. Nach der jüngsten pleistozänen Vereisung existierte hier ein Süßwassersee. Während des Atlantikums entstand jedoch eine Verbindung zum Kattegat, die das Einströmen salzhaltigen Wassers und damit die Bildung eines brackischen Meeres, der heutigen Ostsee, ermöglichte. Die oberflächlich anstehenden Sedimente und die ihnen aufgeprägten Sedimentmarken widerspiegeln die starken Strömungen, welche durch den intensiven Wasseraustausch mit dem Kattegat erzeugt werden.

The map shows the deposits in the western part of the Baltic Sea. The geological development of this sea has been very changeable. After the last glaciation it was a freshwater lake, but in Atlantic time an opening to Kattegat resulted in inflow of salt water and it changed to a brackish sea. The bottom sediments record these events. The sediments and bedforms indicate the strong current created by the intensive exchange of water with Kattegat.