2009

geoviden

GEOLOGI OG GEOGRAFI NR. 1

Vadehavet

- Dannelse, historie og processer
- Vadehavets barrierekyster
- Marsken - landet der lever af at drukne
- Vadehavets udvikling ved et stigende havspejl

Vadehavet: Dannelse, historie og processer

Vadehavet er et af verdens vigtigste kystnære vådområder. Det er dannet i forbindelse med den havspejlsstigning, der efterfulgte afsmeltningen af isen fra den seneste istid, Weichsel. Det er et vigtigt opvækstområde for fisk og et vigtigt fourageringsområde for fugle. De sidste 6000 år har aflejringen af sediment kunnet følge med havspejlsstigningen. Det store spørgsmål er, om dette kan fortsætte i fremtiden, hvor havets niveau ventes at stige væsentligt hurtigere.

Indledning

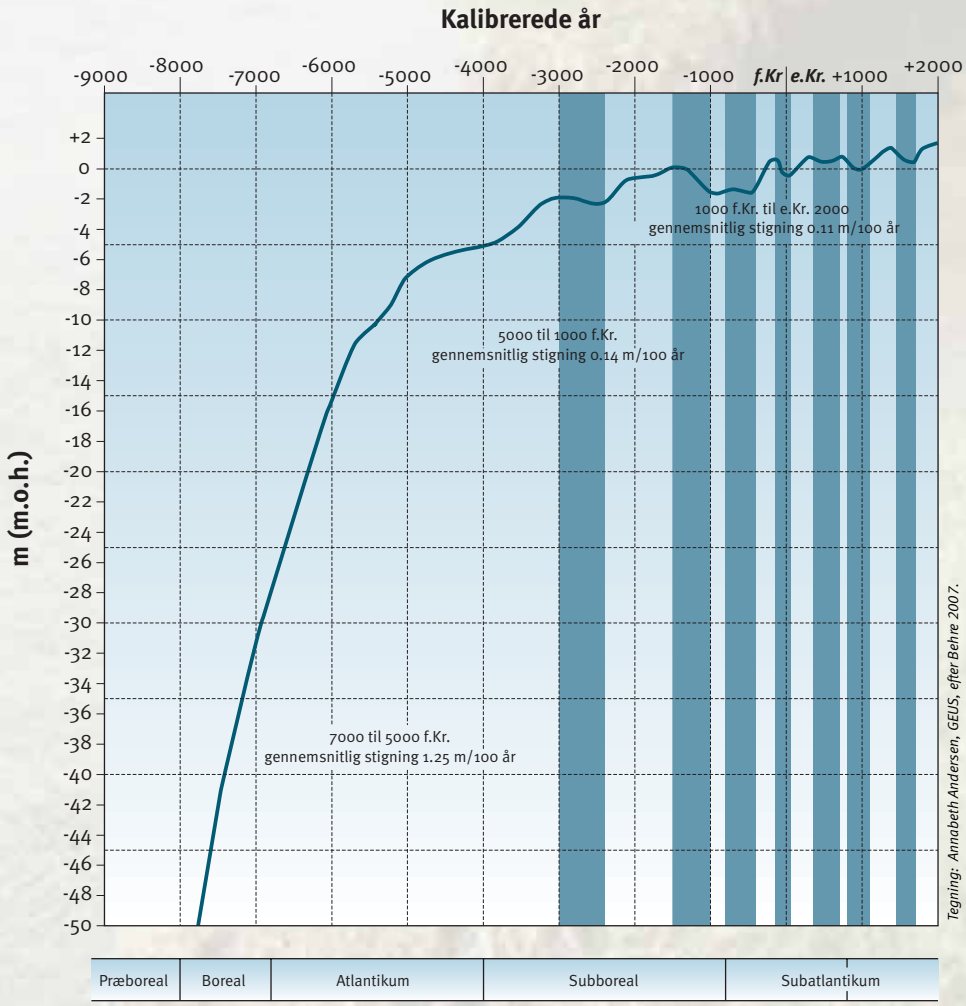
Vadehavet er beliggende langs Hollands, Tysklands og Danmarks kyster i den sydøstlige del af Nordsøen. Vadehavet dækker et areal på ca. 8000 km^2. Omkring 2/3 af det samlede areal er vadeflader, som tørlægges ved lavvande og den sidste 1/3 er lavtliggende vadeflader, der ikke tørlægges ved almindelige lavvander, samt tidevandsløb og -render. Da Vadehavet er et af verdens største og vigtigste kystnære vådområder med store naturværdier, har Danmark, Tyskland og Holland etableret et samarbejde med et fælles sekretariat. Samarbejdet omkring Vadehavet drejer sig primært om natur- og miljøovervågning, administration og planlægning, men også kystbeskyttelse, kulturhistoriske og befolkningsmæssige forhold inddrages i samarbejdet. Hele Vadehavet er udpeget som NATURA 2000 område (www.blst.dk/Natura2000), som i EU anses for et vigtigt initiativ til beskyttelse af biodiversiteten. I Holland og Tyskland har Vadehavet i en årrække haft status af nationalpark, hvilket man ikke har kunnet finde politisk tilslutning til i Danmark før i januar 2008. Processen mod etableringen af en nationalpark i Vadehavet i Danmark sættes i gang i foråret 2009.

Vadehavet

Vadehavssystemet afgrænses mod Nordsøen af en række på 25 barriereøer, hvoraf de 17 er beboede. Hertil kommer ca. 15 større sandlegemer uden vegetation, se ovenfor. Mellem barriereøerne og fastlandet finder man en kystlagune. Det er denne lavvandede lagune, som kaldes Vadehavet, fordi vidtstrakte vadeflader tørlægges hver gang, der er lavvande. Barrierekyster i mindre skala findes adskillige andre steder i Danmark fx i Sejerø Bugt og i Køge Bugt. På verdensplan er barrierekysten meget udbredt og dækker op mod 15 % af verdens kyststrækninger. Da barriereøer altid er opbygget af marint sand uden større sten, er de næsten altid attraktive for turister pga. de vidtstrakte sandstrande samt de store sammenhængende klitområder, der indbyder til en frisk spadseretur i naturen. Flere steder åbner de attraktive naturforhold endvidere mulighed for de lokale myndigheder og private initiativtagere til at etablere anlæg for rekreative aktiviteter som fx golfbaner, hesteridning eller kite-surfing på stranden. De største øer i Vadehavet har således alle en stor turistindustri med mange ferieboliger og hoteller. De rekreative aktiviteter kan være en trussel mod øernes natur og de miljømæssige værdier.

Tegning: Jette Halskov, GEUS, efter Johannessen et al. (2008), modificeret fra Pejrup (2006) og Sørensen et al. (2006).

Det danske Vadehav med fordeling af sedimenttyper og tidevandsdyb. Hovedlandet øst for lagunen (Jylland) består af istidsaflejringer. Vadehavets udstrækning fra Den Helder i Holland til Blåvands Huk i Danmark er vist i den indsatte figur.



Her ses stigningen i havets niveau gennem de sidste ca. 10.000 år. Kurven viser middelhøjvandsniveauet i den sydlige Nordsø. Den er baseret på ^{14}C dateringer af tørvelag, pollenanalyser, arkæologiske dateringer og på de århundreder gamle hydrografiske målinger. I begyndelsen fra 7000 til 5000 f.Kr. steg havet ca. 12 mm/år, men i perioden 5000-1000 f.Kr. aftog stigningen til ca. 1,4 mm/år. De sidste 3000 år har stigningen gennemsnitlig været ca. 1,1 mm/år. Inden for de sidste årtier har stigningen i havets niveau målt i Esbjerg været ca. 4 mm/år. De lodrette markeringer viser perioder med fald i havniveauet. Den yngste af disse falder samtidig med 'Den lille Istid'. Kurven slutter i niveauet omkring +2 m. Dette hænger sammen med, at det er niveauet af højvandstanden, der er målt.

Dannelse

Vadehavet er dannet i forbindelse med den stigning i det relative havniveau, som fandt sted i tilknytning til afsmeltningen af isskjoldet fra den seneste istid, Weichsel. Den sydlige del af det Skandinaviske Isskjold begyndte at smelte tilbage for ca. 13.000 år siden, og der blev blandt andet aflejret vidstrakte smeltevandssletter bestående af sand foran den tilbagesmeltende isrand. Der findes mange forskellige bud på, hvordan havspejlets niveau har ændret sig siden afsmeltningen af isskjoldet begyndte. Et af disse bud er vist ovenfor, hvor ændringen i havniveau gennem de sidste ca. 10.000 år er vist. Det ses, at havets niveau er steget ca. 50 m i den pågældende periode.

I kortere perioder har der været fluktuationer på havniveaukurven, som formodentlig skyldes bevægelser i jordskorpen, fx i form af indsynkning af de landområder, som blev presset op foran isranden. Den relative ændring af havniveauet i den danske del af Vadehavet gennem det seneste årti anser Kystdirektoratet for, med rimelig sikkerhed, at ligge på omkring 4 mm/år.

Morten Pejrup

Professor, IGG, Københavns Universitet
(mp@geo.ku.dk)

Peter N. Johannessen

Seniorforsker, GEUS
(pjo@geus.dk)

Anni T. Madsen

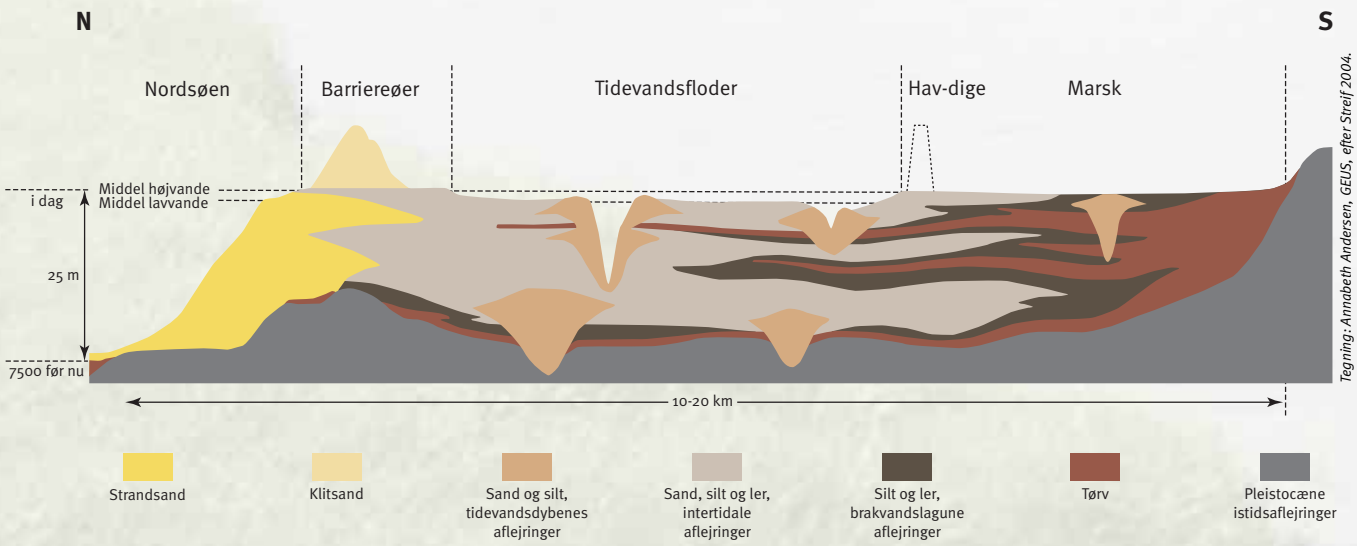
Ph.d.-studerende, IGG, Københavns Universitet
(atm@geo.ku.dk)

Lars Henrik Nielsen

Statsgeolog, GEUS
(lhn@geus.dk)

Thorbjørn J. Andersen

Lektor, IGG, Københavns Universitet
(tja@geo.ku.dk)



Tegning: Annabeth Andersen, GEUS, efter Streif 2004.

Skitseprofil fra Nordsøen, ind over en barriereø og på tværs af lagunen ind til hovedlandet. Man ser, at barriereøen er placeret på et fundament af marint sand. Samtidig ses det, at der gennem de sidste 7500 år er aflejret ca. 20 m sediment i lagunen bag barriereøen. Nederst finder man tørv dannet oven på de gamle istidsaflejringer og tørven overlejres af sand og mudder. De brune bånd af tørv, som forløber vandret gennem dele af lagunen, er dannet i forbindelse med de sænkninger af havniveauet inden for de seneste 3-4000 år, som fremgår af figuren på side 3.

Den stratigrafiske opbygning af en barriereø

Når det relative havniveau stiger, vil havet langsomt skylle ind over land. I områder med svagt hældende strandplan og rigelige mængder af sand i kystzonen, vil der ofte dannes en række af barriereøer et stykke fra fastlandskysten. Samtidig med dannelsen af disse øre opstår en lagune mellem barriereøerne og fastlandet. En skitse af den morfologiske og stratigrafiske opbygning af en barriereø og lagune er vist på figuren øverst.

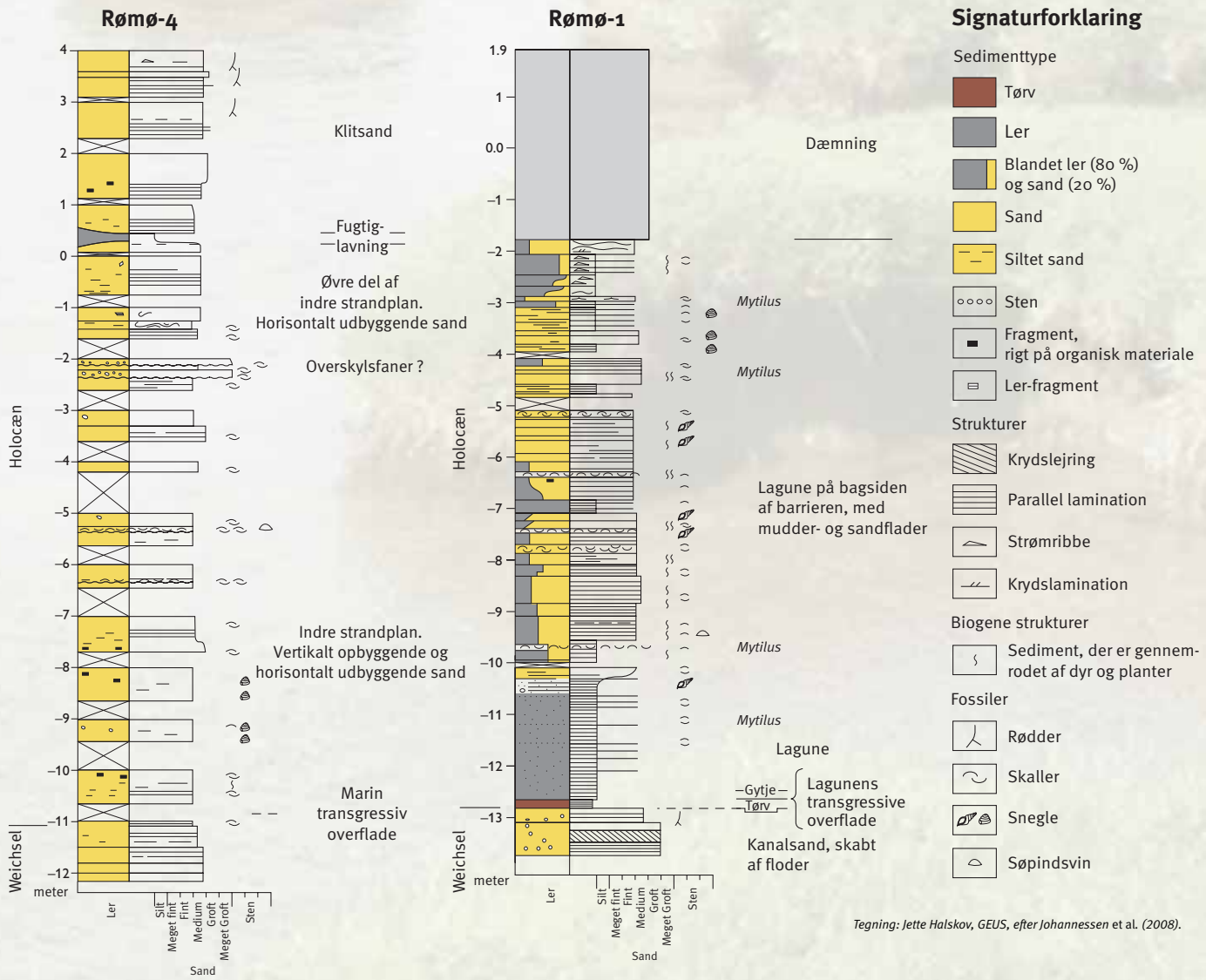
Barriereøer, eksempelvis Rømø, er opbygget af sand aflejret på det sub-marine strandplan. Sand og grus er aflejret i strandzonen i form af strandvolde; mudder og tørv er aflejret i små søer eller sumpede områder i lavninger mellem strandvolde eller klitrækker (se foto) og sand er aflejret mellem strandvolde og lagunen af overskylsfaner der bliver dannet, når havet bryder gennem barriereøens klitrækker under stormfloder. Den øverste del af barriereøen er opbygget af sand aflejret af vinden i form klitter.

Foto: Morten Pejrup, IGG, Københavns Universitet.

Den centrale del af Rømø. Rømø er de sidste 2000 år bygget ca. 3 km ud i Nordsøen, og der er dannet nye klitrækker i forbindelse med denne udbygning. De lavtliggende områder mellem klitrækkerne er ofte vandlidende, og i visse tilfælde finder man små søer, som vist her.

Samtidig med dannelsen af barriereøen og i takt med den relative havniveau-stigning, vil grundvandstanden i de lavtliggende landområder landværts for barrierøen stige. Og fordi grundvandet har vanskeligt ved at strømme væk, vil områderne forsumpe. Forsumpningen fører til dannelsen af tørvelag, der kan være flere meter tykke. Ved en fortsat relativ havniveaustigning vil havet oversvømme disse tørvelag, og dermed dannes en lagune mellem barriereøen og fastlandet. Lagunens sedimenter består af ler, silt og sand aflejret på tidevandsfladerne langs lagunens bredder. Der vil også blive aflejret sand i tidevandskanaler og floddeltaer. Et profil gennem et lagunesystem vil således vise et tørvelag nederst, der overlejres af vekslende lag af ler og sand, se figuren øverst. I artiklen 'Vadehavets udvikling ved et stigende havspejl' kan man læse mere om tørven og sedimenterne.

I takt med at det relative havniveau stiger, vil barriereøer ofte rykke ind over de ældre lagunesedimenter samtidig med, at kysten på fastlandet rykker landværts. Et profil gennem sådan et system viser lagunesedimenter (tørv, ler og sand) overlejret af barriereø-sand. I områder med endnu større sandmængder i kystzonen vil barriereøen ikke rykke mod land, men vil i ste-



Tolkning og beskrivelse af sedimenterne i de øverste 12-14 meter kerner fra boringerne Rømø-1 og Rømø-4. Rømø-1 er placeret i lagunen og Rømø-4 er placeret i centrum af Rømø. Den venstre søjlehalvdel viser sedimenttyper: fx sand, ler og tørv. Den højre søjlehalvdel viser den eksakte kornstørrelse, der aflæses på kornstørrelsesskalaen under søjlen. Man kan fx se, at sand er inddelt i 5 kornstørrelser, fra meget fint sand til meget groft sand. Symbolerne i højre søjlehalvdel viser forskellige sedimentstrukturer, fx parallel lamination (lagdeling) og krydslejring (skrå lejring) der bl.a. andet bruges til at bestemme i hvilket miljø, sedimenterne er aflejret, fx om sandet er aflejret i klitter på land eller på havbunden nær stranden.

det bygge opad (aggradere) i takt med den relative havniveau-stigning. Det er det, der er vist i figuren på side 4. Et profil gennem et sådant system vil vise tykke lag af barriereø-sand, der ligger havværts for tykke lag af lagunesedimenter. Hvis der er endnu større overskud af sand i kystzonen vil barriereøen ikke blot bygge opad, men også bygges ud i havet (progradere). Et profil gennem et sådan system vil vise mægtige lag af barriereø-sand overlejret af klitter.

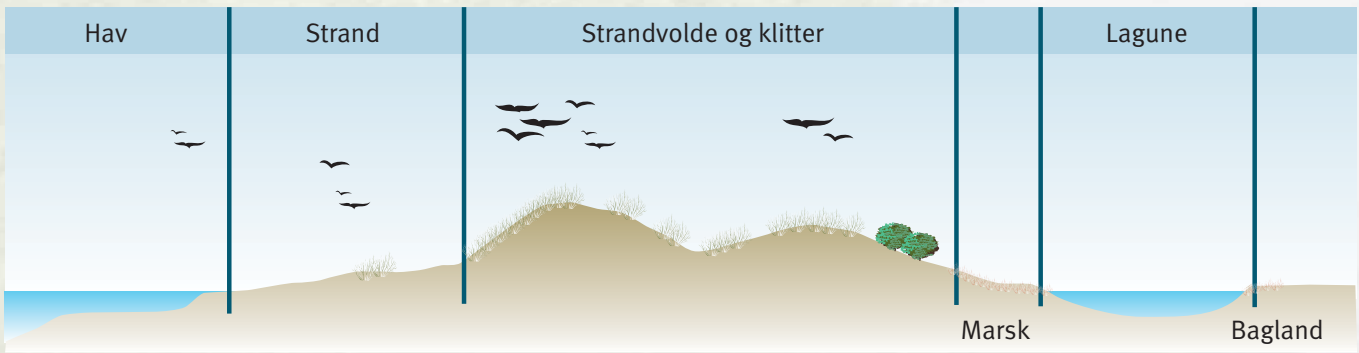
Der er foretaget en række kerneboringer på Rømø. Figuren ovenfor viser lagfølgen fra den centrale del af Rømø. Ved at sammenligne stratigrafien mellem de forskellige kerneboringer i et øst-vest profil kan det vises, at Rømø først aggraderede og nu prograderer.

Morfologi

Betragtes den synlige del af barriereøen fra havet og ind mod lagunen vil den typisk indeholde de morfologiske hovedzoner, som er vist på figuren på side 6. Længst ude mod havet finder man tidevandsforstranden, der afløses af en eller flere kystparallelle klitrækker. I læ bag klitrækkerne finder man en næsten vandret vegetationsdækket marskoverflade, der har et niveau på 0,5–1,0 m over det daglige højvandsniveau. Herefter bevæger man sig ud i lagunen, hvor områderne bliver vanddækket dagligt og består af vadeflader opbygget af sand og/eller mudder. Sedimentdynamikken omkring barriereøen er behandlet i den efterfølgende artikel, mens aflejring af sediment på marsken og i lagunen er behandlet i de efterfølgende artikler i dette nummer af Geoviden.

Tidevand

Barriereøer finder man ofte i områder med tidevand. Tidevand skyldes månens og solens tiltrækning af jordens vandmasser, samt jord/måne-systemets rotation omkring deres fælles tyngdepunkt. Hver tidevandsperiode varer i gennemsnit 12 timer og 25 minutter og består af en flodperiode, hvor vandet stiger og løber ind i Vadehavet efterfulgt af en ebbeperiode, hvor vandstanden falder igen og vandet løber ud. Forskellen mellem højvande og lavvande kaldes tidevandsstørrelsen, se figuren nederst på næste side. I det åbne hav er den ikke så stor, men tæt på land grunder tidevandsbølgen op og bliver højere. Det er ikke nødvendigt at have tidevand i et kystområde for at få dannet barriereøer, hvilket Sejerø Bugt og Køge Bugt er eksempler på. Men når der er tidevand, har det stor

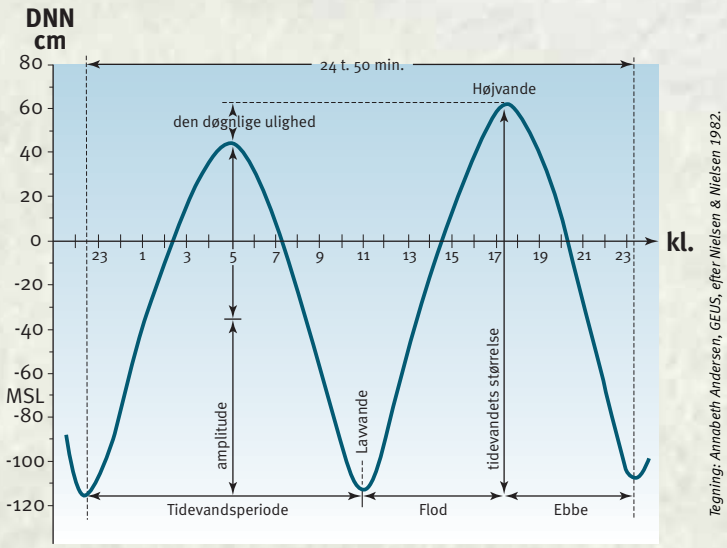


Tegning: Annabeth Andersen, GEUS, efter www.science.howstuffworks.com/barrier-island2.htm

Profil af et barrieresystem med de morfologiske hovedzoner.

betydning for, hvordan barriereøerne kommer til at se ud, såvel morfologisk som stratigrafisk. I den sydlige del af Nordsøen varierer tidevandsstørrrelsen i dag fra ca. 1,3 m ved Den Helder i Holland til omkring 3,5 m i Tyske Bugt og er igen aftagende til 2,0 m ved Sylt-Rømø og 1,4 m ved Esbjerg. I hver tidevandsperiode udveksles der således store mængder vand mellem Nordsøen og Vadehavet. Transporten af disse vandmægder forårsager kraftige tidevandsstrømme. Det er disse kraftige strømme, der holder tidevandsdybene mellem barriereøerne åbne, så de ikke sander til af det sand, som transporteres med de bølgedrevne strømme langs kysten.

Man kan se på kortet på side 2, at jo større tidevandsforskellen er, jo kortere er der mellem øerne. Og der, hvor tidevandsforskellen er størst i Tyske Bugt, forsvinder de helt. Forklaringen er, at jo større tidevandsforskel, der er i et givent tidevandsområde, jo mere vand skal der transporteres frem og tilbage i hver tidevandsperiode. Den mængde vand, som transporteres ind i et område i flodperioden er omtrent tidevandsstørrelsen multipliceret med arealet af det tidevandsbassin, som fyldes med vand. Tidevandsbassinets areal er proportionalt med barriereøens længde og et tidevandsdyb kan kun transportere en begrænset mængde vand. Så generelt gælder det, at jo større tidevandsstørrelsen er, jo kortere bliver der mellem de enkelte tidevandsdyb. Og jo kortere bliver således barriereøerne. Dette ses tydeligt på den aftagende længde af øerne, når man bevæger sig fra de Vestfrisiske øer i Holland mod de Østfrisiske øer i Tyskland.



MSL = middel springtids lavvande (Søkortets nul)
DNN = dansk normal nul

Tegning: Annabeth Andersen, GEUS, efter Nielsen & Nielsen 1982.

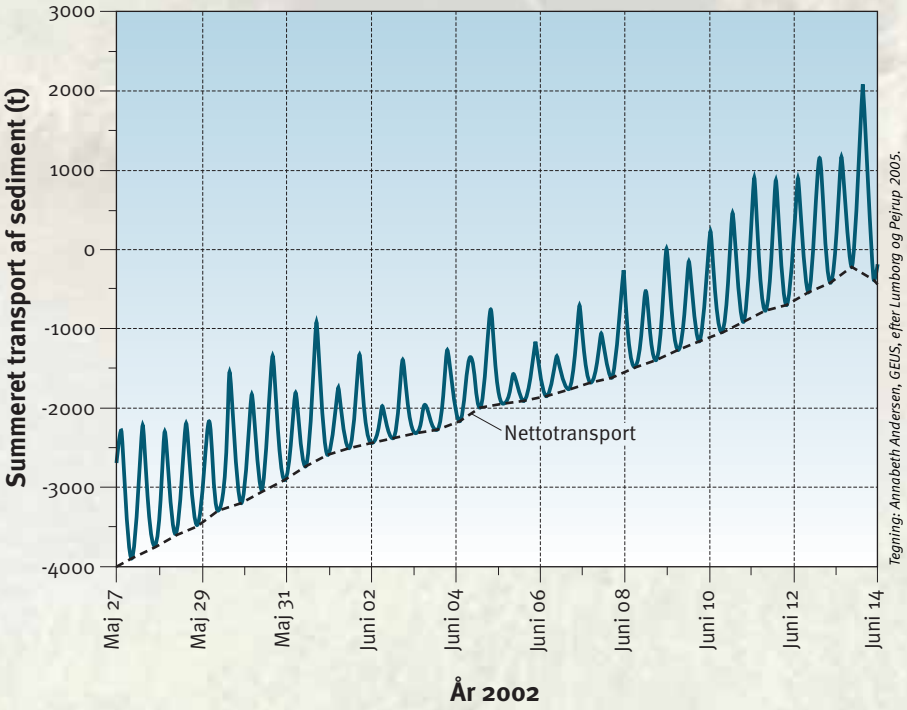
Tidevandsstørrelsen, tidevandsperiodens længde og dens opdeling i flod- og ebbeperiode.

Processer

I hver tidevandsperiode udveksles der store mængder vand mellem Vadehavet og Nordsøen. I alt bliver det til ca. 14 km^3 vand pr. tidevandsperiode. Dette er så stor en vandmængde, at den samlede vandføring på ca. 36 døgn svarer til den vandmængde, som findes i hele Kattegat. Til sammenligning kan det anføres, at der årligt tilføres Vadehavet ca. 60 km^3 ferskvand gennem et stort antal floder, hvoraf Elben, Weser og Ems er de 3 største.

Sammen med de meget store mængder vand, der dagligt udveksles mellem Nordsøen og Vadehavet, transporteres der store mængder sediment opslemmet i vandet. En almindelig koncentration af sediment i den kystnære del af Nordsøen er 5 g/m^3. Så i hver tidevandsperiode transporteres der omkring 70 mio. tons sediment ind i Vadehavet. Hvis alt dette sediment blev aflejret inde i Vadehavet, ville det hurtigt blive fyldt op med sediment. Men langt det meste føres med vandet ud igen i ebbeperioden. Dette kan illustreres ved et eksempel fra den danske del af Vadehavet: Listerdybs tidevandsområde.

Listerdybs tidevandsområde har et areal på ca. 400 km^2. I hver tidevandsperiode transporteres der ca. 620 mio. m^3 vand ind i området, og i denne vandmængde er der opslemmet finkornet sediment: silt og ler. Ved anvendelse af en hydrodynamisk model, der beskriver transporten af vand og sediment, er det beregnet, at der i hele året 2002 blev transporteret ca. 1 mio. tons sediment ind i området. Ved at datere sedimentkerner i tidevandslagunen kan det samtidig beregnes, at der hvert år kun aflejres ca. 45.000 tons sediment i området, hvilket svarer til 4-5 % af den samlede transporterede sedimentmængde. Det er altså kun en ganske lille del af den sedimentmængde, som er i bevægelse, der aflejres. Resten føres tilbage til den kystnære del af Nordsøen. Forholdene kan illustreres som vist på figuren til højre, hvor den summerede transport ind og ud af Listerdybs tidevandsområde er vist. Når kurven bevæger sig opad, er det udtryk for, at vand og sediment transporteres ind i området i flodperioden. Og når kurven efterfølgende bevæger sig nedad igen, er det udtryk for at vand og sediment transporteres ud i ebbeperioden.



Kurven viser den summerede transport af finkornet sediment ind og ud af Listerdybs tidevandsområde i en 18 dages periode fra maj/juni 2002. Når kurven stiger, transporteres sediment ind i området i flodperioden, og når det transporteres ud igen i ebbeperioden, falder kurven igen. Men man kan se, at der aflejres en lille smule sediment inde i området i hver tidevandsperiode, så derfor stiger kurven jævnt. Det er dette lille daglige bidrag, der har ført til aflejring af ca. 20 m sediment i Vadehavet gennem de sidste 6-8000 år.

Man kan se, at der i hver enkelt tidevandsperiode efterlades en lille smule sediment inde i området, som aflejres på bunden. Nettoaflejringen kan illustreres af forbindelseslinjen mellem de enkelte minimumsværdier på kurven. Det er altså det lille daglige bidrag, der giver den årlige aflejring. Dette bidrag er primært bestemt af, hvor meget sediment der kan aflejres på de vidtstrakte vadeflader og på marsken. Inddigning af sådanne områder er foregået langs Vadehavet lige siden 1500-tallet, hvilket har ført til, at der i flere tidevandsområder i dag aflejres langt mindre sediment, end tidligere. Jo flere diger der etableres, jo mindre sediment tilbageholdes i systemet, fordi de områder, hvor der kan aflejres sediment blive mindre.

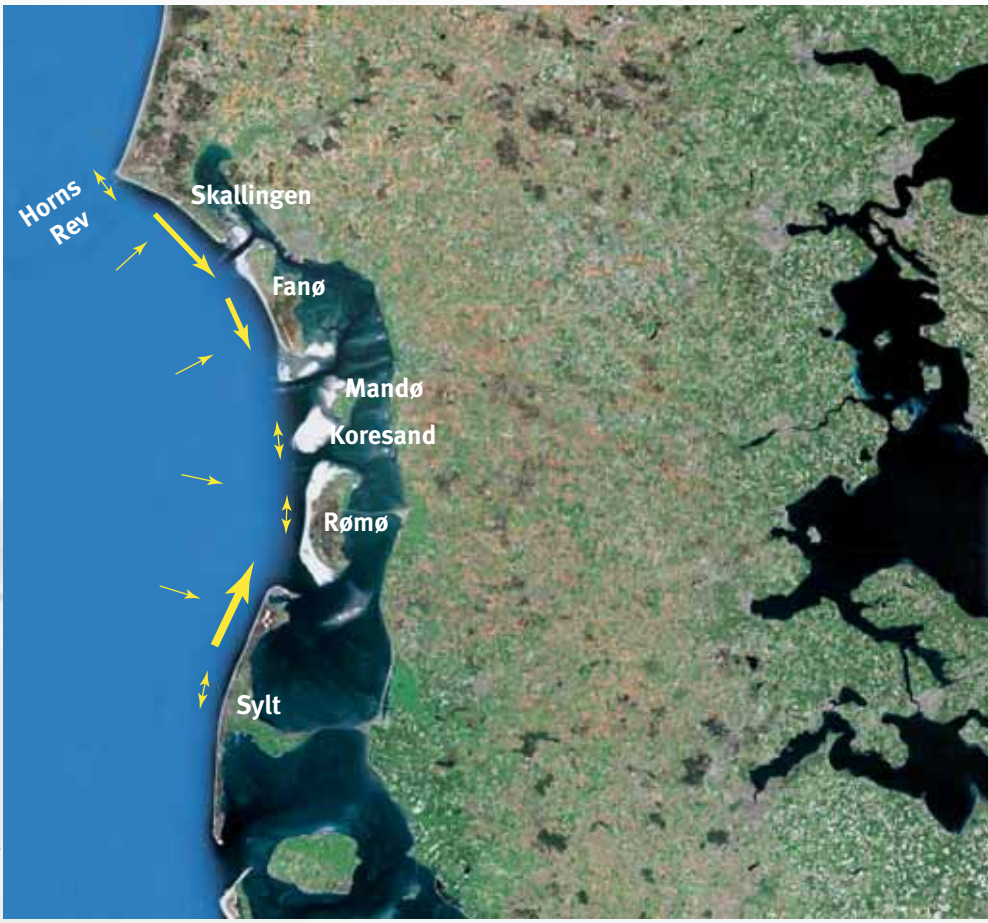
Det er også værd at bemærke, at der er meget store forskelle på hvor meget sediment, der transporteres i forskellige nærliggende tidevandsperioder. Forklaringen er, at vindens aktuelle hastighed i meget høj grad er bestemmende for vandets indhold af sediment og dermed for, hvor meget sediment der transporteres og aflejres i de enkelte tidevandsperioder i Vadehavet. Det bør også bemærkes, at meget kraftige storme oftest fører til et stort momentant tab af sediment ved erosion fra Vadehavet, som det kan tage måneder at genopbygge med den lille men kontinuerlige daglige sedimenttilførsel.

Vadehavets fremtid

Hvad vil der ske med Vadehavet, hvis havniveauet bliver ved med at stige som følge af den globale opvarmning og deraf følgende afsmeltning af de globale iskapper? Ifølge FN's Klimapanel, IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) tyder alt på, at havniveauets stigningsrate i fremtiden vil være væsentligt højere end den, der har været gældende de seneste ca. 6000 år (IPCC 2007). Betyder det så, at Vadehavet vil drukne og forsvinde hurtigt, som det har været fremført i medierne? Nej, det vil sandsynligvis ikke ske. Vadehavet vil vedblive med at eksistere. Svaret på hvorfor, gives i de 3 efterfølgende artikler, der omhandler de morfologiske hovedelementer i et vadehav: Barriereøen, marsken og tidevandslagunen, og deres udvikling i tid og rum. Den største trussel mod Vadehavets fortsatte eksistens synes at være alle de diger, som er etableret gennem det sidste halve årtusinde, fordi de betyder, at de områder, der kan oversvømmes og modtage sediment, blive mindre.

Vadehavets barrierekyster

Ser man på et kort, fremtræder Vadehavets barriere-række (Skallingen, Fanø, Koresand / Mandø, Rømø, Sylt) overordnet set som en homogen, konkavt buet kystlinje med sit dybeste punkt ved Rømø. Besøger man disse lokaliteter, er det dog indlysende, at dette indtryk er meget forenklet. Barriereøerne/halvøerne fremstår derimod yderst forskelligt. I de to ender af systemet (Sylt og Skallingen) rykker kystlinjen tilbage med op til 2, hhv. 3 (og visse steder 5) meter om året. Klit- og klintfronterne fremstår her uden vegetation og ofte med nedskredet materiale ved klitfoden. Skallingens klitrække er efterhånden blevet uhyre tynd. Rømø, derimod, er præget af en meget bred strand med lave, bevoksede forklitter, og kystlinjen rykker frem med en hastighed på knap 3 m om året. Der sker stor tilsanding på Fanøs nord- og navnlig sydspids. Kystlinjen på Koresand rykker visse steder frem, og andre steder tilbage, men er samtidig under opvækst, uden at der dog endnu er etableret permanente klitter. Disse forskellige tendenser skyldes sedimenttransport-forholdene i barriere-rækken.



Kilde: Google Earth.

Oversigtskort over Vadehavet mellem Horns Rev og Sylt. Pilene angiver retningen af sedimenttransporten på langs og på tværs af kysten. Pilenes tykkelse angiver det relative størrelsesforhold af transporten.

Tværtransport

Barriereøerne er grundlæggende dannet ved, at sand er blevet transporteret fra relativt dybt vand ind imod land, hvor sandet er blevet stablet op som en ryg – barrieren. Denne proces er blevet studeret på Skallingen, hvor revler dannes på ca. 4 meters vanddybde, og derefter bevæger sig østpå mod land med en hastighed på 20-30 meter om året, indtil de vandrer ind på kysten og smelter sammen med strandbredden (se Geoviden 2005, nr. 3).

En lignende proces er dokumenteret på Rømø, og fra georadar-profiler fra både Rømø og Sylt ved vi, at store dele af disse barriereøer udgøres af sandlegemer fra sådanne indvandrende revler. Når revlen er smeltet sammen med stranden, udgør den et sanddepot, som, når vandstanden falder, tørrer ud, hvorefter sandet kan blæse fra forstranden, ind på bagstranden og op i klitten.

Her fanges sandet i vegetationen, som primært udgøres af hjelm og marehalm. Begge planter udtrækker de næringsstoffer, der sidder på sandskornene, og de vokser kraftigere, jo mere sand der tilføres. Grænsen for klitplanternes udbredelse afgøres af højeste bølgeopskyl, så efterhånden som stranden tilføres mere sand, spreder vegetationen sig længere ud mod kystlinjen. Det fygende sand fanges hovedsageligt i den yderste rand af vegetationen, således at der opstår en ryg langs med denne yderste rand – en begyndende forklit. Denne proces fortsætter i takt med, at kystlinjen rykker frem, og på denne måde er Rømøs kystparallelle klitrækker opstået.

Langstransport

Fra tid til anden er udviklingen blevet afbrudt af stormfloder, hvor bølgerne har gnavet i forklitterne og transporteret store mængder sand ud

Indvandring af tidevandsrevle på Skallingen. De to billeder er taget samme sted med fem dages mellemrum i august 2002. Bemærk træpælen i højre side af fotos; den blev gravet ned ved klitfoden i 1989. I perioden 1989-2008 er klitfoden på dette sted rykket ca. 100 m tilbage. (Fotos er taget ved samme vandstand).

Foto: Jørgen Nielsen.

Foto: Steffen Andersen.

på strandplanet. Dette har ikke været – og er ikke - noget stort problem på f.eks. Rømø, hvor sandet returneres til stranden, når energiniveauet falder igen. Her er kystlinjens position således rykket jævnt mod vest, kortvarigt afbrudt af pludselige tilbagerykninger under og kort efter stormfloder.

Sådan forholder det sig ikke på Skallingen og på Sylt, hvor kystlinjen i gennemsnit rykker tilbage (mod øst). Det skyldes, at der udover sandtransporten på tværs af kysten, også er en transportkomponent på langs af kysten på grund af bølgestrømmen. Bølgestrømmens styrke, og dermed langstransportens størrelse, bestemmes dels af bølgehøjden, dels af den vinkel, som bølgefronterne udgør med kystlinjen. Da de dominerende bølger kommer fra vest, er Rømøs kyst (og Koresand) altså orienteret stort set parallelt med bølgefronterne og her er langstransporten, set som netto gennem et år, derfor lille. Både Skallingen, Fanø og Sylt er orienteret skævt på den dominerende bølgeindfaldsretning. Her er netto-langstransporten derfor relativt stor.

Af kortet på side 8 fremgår det, at netto-langstransporten er nul ved Horns Rev, og den øges til en sydgående nettotransport på ca. 600.000 kubikmeter per år ved Skallingens sydspids. Denne materialemængde kommer altovervejende fra erosion af selve Skallingen. Tidligere transporteredes sand fra Skallingen videre sydpå ad naturlig vej, men i takt med Grådybs uddybning er stigende mængder i stedet blevet oprenset fra sejlrenden. Langstransportens størrelse på Fanø kendes ikke i detaljer, men er formentlig en del mindre end 600.000 kubikmeter. Hovedparten af den sydgående langstransport aflejres ved Rømøs og Koresands kyster, hvor netto-langstransporten er stort set nul. På Sylt er nettotransporten nordgående; den stiger fra nul midt på Sylt, til ca. 1.000.000 kubikmeter på den nordlige del af øen. Denne mængde sand havner også omkring Rømøs og Koresands kyster og udgør – formentlig – nu om dage hovedtilførslen til disse kyster.

Regressive og transgressive kyster

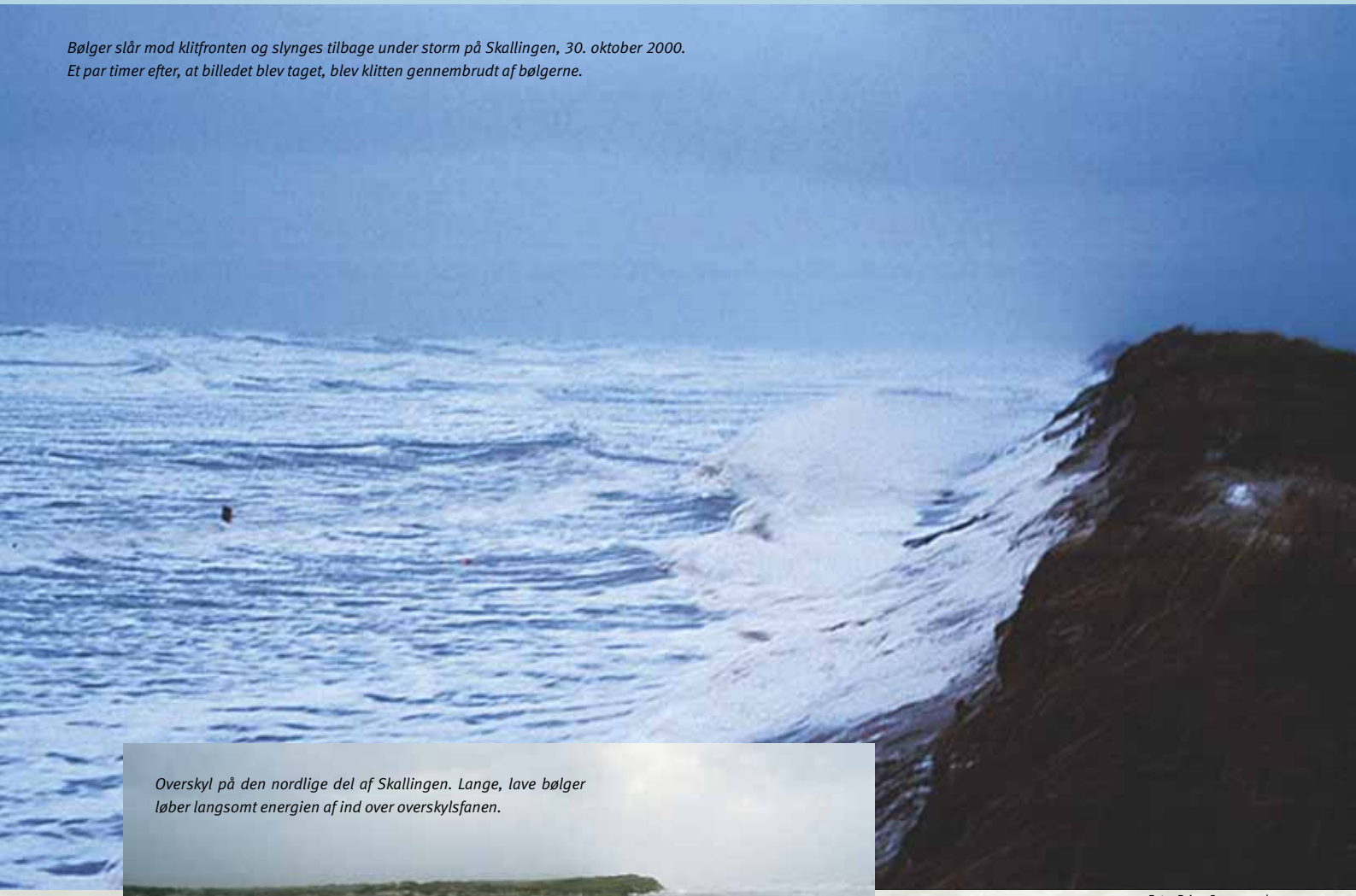
Kombinationen af tværtransporten og langstransporten udgør kystens husholdningsregnskab, kaldet sedimentbudgettet. Hvis der over et år tilføres mere sand, end der fjernes, er budgettet positivt, og kystlinjen rykker frem, som på Rømø, som dermed kan betegnes som en *re-*

Troels Aagaard

Lektor, IGG, Københavns Universitet
(taa@geo.ku.dk)

Aart Kroon

Lektor, IGG, Københavns Universitet
(ak@geo.ku.dk)



Bølger slår mod klitfronten og slynges tilbage under storm på Skallingen, 30. oktober 2000. Et par timer efter, at billedet blev taget, blev klitten gennembrudt af bølgerne.

Foto: Brian Greenwood.

Overskyl på den nordlige del af Skallingen. Lange, lave bølger løber langsomt energien af ind over overskylsfanen.

Foto: Troels Aagaard, IGG, Københavns Universitet.

gressiv barriere. Omvendt er tilfældet med et negativt sedimentbudget. Her taber stranden sand gennem langstransporten, kystlinjen rykker tilbage, og barrieren er derfor *transgressiv*. Dette er tilfældet på Skallingen og på den nordlige del af Sylt.

Hvor den regressive barriere altså rykker frem i form af successive udenpå hinanden liggende forklitrækker, så bevæger den transgressive barriere sig – i sin naturlige tilstand – tilbage ved at barrieren overskylles i stormsituationer. Udover en stor langstransport er der også en transport fra strandbredden og længere ind på barrieren i form af overskylsfaner (havrendinger).

Overskylsfaners naturlig dynamik

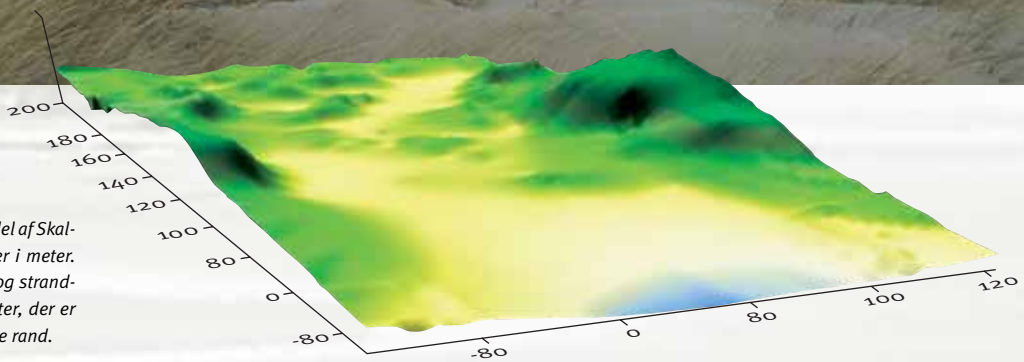
Overskylsprocesser på den transgressive barriere optræder i forbindelse med storme. Langs Vadehavets barrierekyst stiger vandspejlet ekstraordinært under storme fra vestlige retninger. Det normale tidevand når ved højvande et niveau omkring 1 m over middelvandstanden. Derudover opstår der en ekstra vandstandsstigning, dels fordi vinden presser ekstra vand i retning mod kysten, dels fordi passagen fra et atmosfærisk lavtryk medfører en stigning i havspejlet på 1 cm per hPa trykfald. Summen af disse komponenter kan resultere i vandstande, der overstiger 4 m i forhold til middelvandstanden.

Vandstandsstigningen i sig selv påvirker ikke kysten i nævneværdig grad. Men det højere vandspejl resulterer i, at bølgerne så at sige 'løftes' ind på stranden. Afgrænses strandbredden bagtil af en klitrække eroderer bølgerne direkte i klitfoden, som det ses på foto ovenfor. Og som nævnt ovenfor bliver sedimentet bragt ud fra stranden, hvorefter det forsvinder med langstransporten. Men hvis klitrækken er lav og tynd, opstår der gennembrud i lavningerne mellem klitterne, sand transporteres ind gennem klitrækken, og lægges som et 'tæppe' ovenpå den oprindelige overflade, hvorved en overskylsfane er dannet.

Sådanne overskylssituationer har tidligere været et hyppigt fænomen på Skallingen. På flyfotos kan man observere kystnormale (vinkelret på kysten) skår i klitterne, både på de nordlige og centrale dele, hvor skårene er brede, og på den sydlige del, hvor skårene er smallere, men tætliggende. Overskylsfanerne rækker ind over de indre dele af marsken og man får en klar fornemmelse af, hvordan disse processer har opbygget Skallingens overflade. I sin naturlige tilstand vandrer den transgressive barriere således ved at sand kontinuerligt flyttes fra stran-

Overskylsfanen på den nordlige del af Skallingen. Billedet er taget 10. januar 2005. Få dage før (8. januar) var vandstanden i Esbjerg +3,45 m DNN (dansk normal nul). I denne situation blev fanen, hvis overflade ligger imellem 2 og 2,5 m DNN, overskyllet. De få, lave tueklitter på fanen overlevede stormen. Strandbredden ses til venstre i billedet.

Foto: Troels Aagaard, IGG, Københavns Universitet.



Højdemodel af overskylsfanen på den nordlige del af Skallingen, sommeren 2007. Længde/højdeskala er i meter. Fanen ses fra vest; nord er til venstre i billedet og strandbredden ses i forgrunden. Bemærk de høje klitter, der er dannet langs fanens nordlige og specielt sydlige rand.

den ind på marsken. Men på Skallingen standsedes denne naturlige proces ved, at man i 1930erne byggede havdiger. Først for nylig er disse diger – og klitterne, der voksede op foran digerne – begyndt at blive gennembrudt, således at overskylsfaner igen kan dannes. Der ligger en overskylsfane på den nordlige del af Skallingen, lige syd for høfdefeltet ved Hvidbjerg, se det lille foto på side 10. Den blev dannet ved digegennembrud under stormfloden i januar 1990, og har siden da været aktiv, se foto ovenfor.

Morfologien på en overskylfane ændrer sig også efter en stormsituation med høj vandstand. Umiddelbart efter stormen er fanen stort set bar og vegetationsløs. Når fanen tørrer ud, får vinden frit spil, og sandet, som bølgerne har bragt ind på fanen, blæser op i vegetationen, der vokser langs fanens rand. Der dannes derfor nye klitter langs kanterne af overskylsfanen, som er orienteret vinkelret på kystlinjen og den gamle klitrække, se højdemodellen ovenfor. Vegetationen vokser hastigt i disse nye klitter, hvorved sedimentationen accelereres.

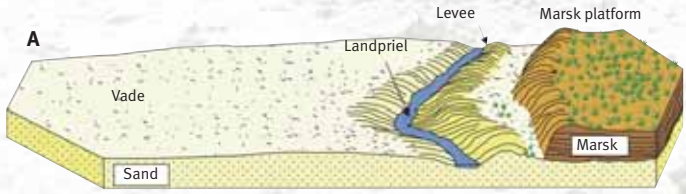
I perioder, hvor overskyl er sjældne, lejres sandet efterhånden også på selve fanen, som derved kommer op i et niveau, hvor klitplanterne kan overleve. Nu dannes små tueklitter på fanens overflade, som derefter vokser endnu højere op i niveau. Jo længere tid denne proces fortsætter, jo større stormflod kræves for at fanen påny aktiveres. Det sker dog før eller siden.

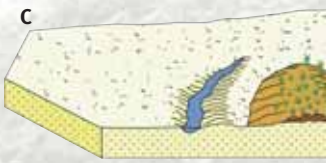
Således foregår der på den transgressive barriere en kontinuerlig recirkulation af sand. Sand transporteres ind på kysten gennem revlevandringen, hvorved strandbredden bygges op. Sandmængden, der bringes ind, er dog for lille til at kompensere for tabet gennem langstransporten. Klitter og strandbred bygges derfor ikke op i et niveau, der kan forhindre overskyl og derfor bringer overskylsprocesser sandet længere ind på barrieren, hvor vindens aktivitet danner klitter. Samtidig rykker kystlinjen landværts, og hele processen starter forfra, når havspejlsstigningen eller stormfloder når op i et niveau, hvor bølger atter kan aktivere overskylsfanen. På denne måde flytter hele barrieren landværts.

Marsken – landet der lever af at drukne

Marsk er en aflejringstype som repræsenterer et samspil mellem tidevandets dynamik og salttålende planter. Der er overordnet set to forskellige marsktyper: (i) læmarsk som mere eller mindre kontinuerligt breder sig ud over vadefladerne, når betingelserne er til stede og (ii) luvmarsk som på eksponerede strækninger dannes i sekvenser. Mennesket har gennem tiderne flittigt forsøgt at fremme marskvæksten for at skabe landbrugsland, og store dele af marsken i det danske Vadehav er i dag inddiget. Marskaflejringerne er finkornede, og kan binde bl.a. tungmetaller. Herved udgør marsken et værdifuldt arkiv til fx dokumentation af forurening med disse stoffer.

Fotos: Jesper Bartholdy, IGG, Københavns Universitet.





Marskdannelse

Marsk-aflejringer består af finkornede sedimenter aflejret i den øvre del af den såkaldte intertidale zone. Det er den zone, som består af områder, der er tørre ved lavvande, og kan være oversvømmet ved højvande. Marsken danner grænseområde mellem vaderne - som også ligger i denne zone - og baglandet, som er højere. I det danske Vadehav består baglandet typisk enten af istidsaflejringer eller klitter. Når marsken dannes her skyldes det, at niveauet i zonen er lidt under middelhøjvande og det giver mulighed for, at salttålende planter kan få fodfæste. Planternes tilstedeværelse fremmer aflejringen af det sediment, som opslæmmet i vandet bringes ind over marsken ved højvande. Det er fordi planterne dæmper påvirkningen fra strøm og bølgeslag. Uden planter ville aflejret materiale relativt nemt efterfølgende kunne resuspenderes og føres væk af bølger og strøm.

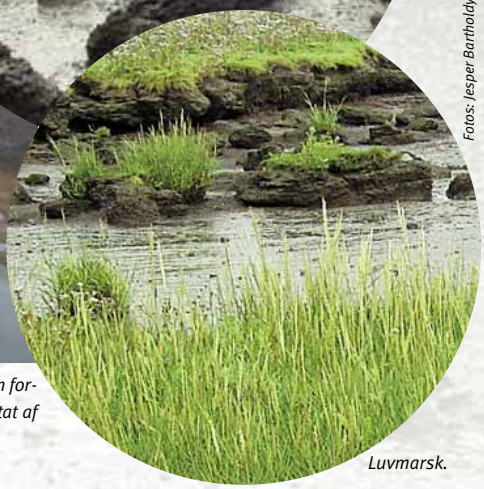
Der er overordnet set to typer af marsk i Vadehavet: læmarsk og luvmarsk. I det danske Vadehav dannes læmarsken typisk på den østvendte side af barriereøerne. Det sker ved at mindre forhøjninger skabt af bølger og strøm giver fodfæste til pionerplanter som fx Kveller, Spartina og Annelgræs. Med tiden vokser de resulterende tuer af marsk sammen, hvorved marsken breder sig ud over den nærmestliggende del af vadefladen. Langs den eksponerede vestvendte kyst af hovedlandet dannes der luvmarsk. Den vokser i sin naturlige form i sekvenser, der også involverer dannelsen af tuer, men adskiller sig ved at være kraftigt påvirket af bølgeerosion og kystparallelle løb.

Uden for marskkanten, som pga. bølgeerosion består af en lille klint, dannes der - på langs af denne - et strømløb kaldet *landpriel*. Det skyldes at vandudvekslingen under forhøjet vandstand tvinges til at løbe parallelt med den barriere, som marsken udgør.

Når vandet strømmer over landprielens bredder, vil der være en tendens til, at suspenderet materiale aflejres tæt ved kanten i form af en *levee* se (A) i figuren ovenfor. Det skyldes at strømmen her formindskes kraftigt med afstanden til strømløbet. Med levee-aflejringerne fremmes marskdannelse mellem landprielen og marsken (B). På ydersiden af landprielen aflejres ligeledes sedimenter, men her vil der være en øget tendens til omlejring pga. bølger. Det giver anled-

Læmarsk.

Luvmarsk.



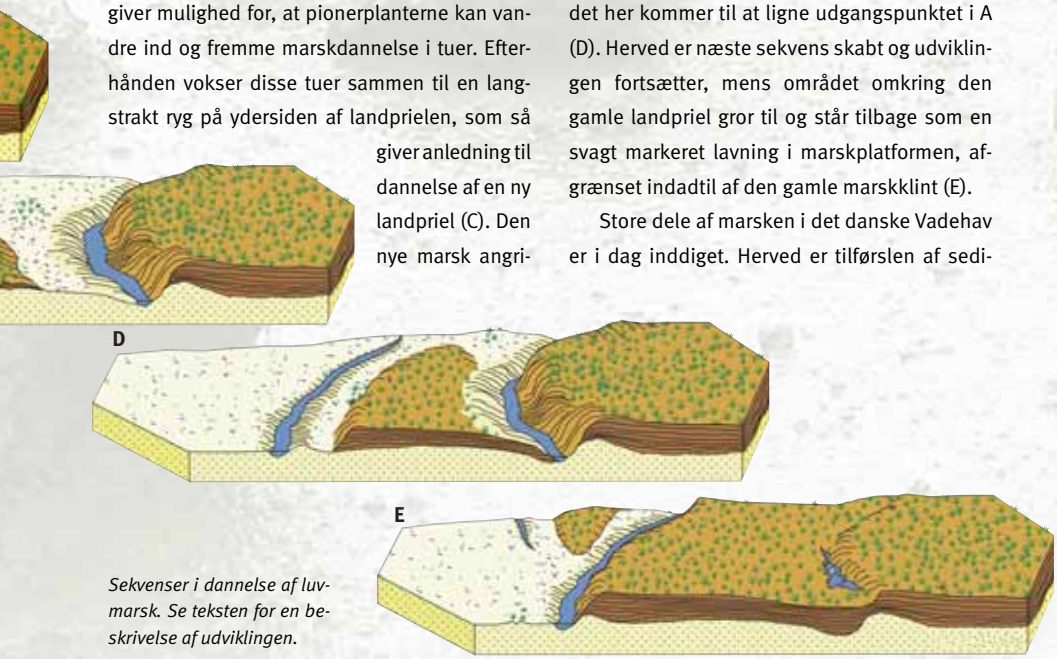
Luvmarsk.

Fotos: Jesper Bartholdy, IGG, Københavns Universitet.

Ovenfor (og på side 12) ses eksempler på læmarsk, der med en front af bevoksede tuer breder sig ud over den foranliggende vadeflade. Samtidig med marskvæksten dannes strømløb i marskoverfladen (loer) som et resultat af tidevandets virke. På billedet ovenfor ses en sådan vidt forgrenet lo i Skallingmarsken.

ning til mere spredte små forhøjninger, som igen giver mulighed for, at pionerplanterne kan vandre ind og fremme marskdannelse i tuer. Efterhånden vokser disse tuer sammen til en langstrakt ryg på ydersiden af landprielen, som så giver anledning til dannelse af en ny landpriel (C). Den nye marsk angribes af bølger og danner en lille klint, så området her kommer til at ligne udgangspunktet i A (D). Herved er næste sekvens skabt og udviklingen fortsætter, mens området omkring den gamle landpriel gror til og står tilbage som en svagt markeret lavning i marskplatformen, afgrænset indadtil af den gamle marskklint (E).

Store dele af marsken i det danske Vadehav er i dag inddiget. Herved er tilførslen af sedi-



Sekvenser i dannelse af luvmarsk. Se teksten for en beskrivelse af udviklingen.

Tegning: Jørn Bjarke Torp Pedersen og Jesper Bartholdy, IGG, Københavns Universitet.

Jesper Bartholdy

Lektor, IGG, Københavns Universitet
(jb@geo.ku.dk)

Jørn Bjarke Torp Pedersen

Post doc, IGG, Københavns Universitet
(jtp@geo.ku.dk)

Slikgårde omkranset af faskingærder uden for diget ved Kongeåslusen.

Grøblet marsk foran dige.

Fotos: Jesper Bartholdy, IGG, Københavns Universitet.

ment og dermed marskvæksten stoppet. Før disse inddigninger har marskområderne formået at holde trit med havspejlsstigningen efter den sidste istid. Det er foregået siden havet for ca. 8000 år siden nåede frem til de lavestliggende dale i området med et niveau på ca. -12 m DNN. Den kombinerede effekt af gentagne inddigninger og havspejlsstigningen betyder, at de inddigede områder kaldet *Kog* typisk ligger lavere end niveauet for marsken uden for digerne. Således ligger de først inddigede kog i Tøndermarsken (det første større dige blev etableret her i 1436) op mod 1 m lavere, end det naturlige niveau for marsken uden for digerne.

Uden for digerne gøres der store anstrengelser for at øge marskvæksten. Det sker i dag primært for at beskytte digerne, idet en bevokset flade foran digerne mindsker bølgepåvirkningen under storm. Før i tiden blev marskdannelsen uden for digerne også betragtet som begyndelsen til det næste kog i en evig jagt på mere landbrugsland.

Marskvæksten fremmes bl.a. ved etablering af *faskingærder*, som omkranser såkaldte *slikgårde*. De giver læ for bølgepåvirkningen og fremmer aflejring af marsk-sedimenter. Det er nødvendigt at etablere sluser, der hvor åerne skal passere diget. For at øge aflejringen af det finkornede sediment (lokalt kaldt for *slik*) er arealerne uden for diget ofte udsat for såkaldt *grøbling*. Det er gentagne oprensninger af parallelle grøfter, som fremmer dræningen og dermed muligheden for at planter kan få fodfæste og danne marsk. Grøbling var før i tiden meget mere anvendt, end tilfældet er i dag, men sporene herfra er stadig tydelige mange steder.

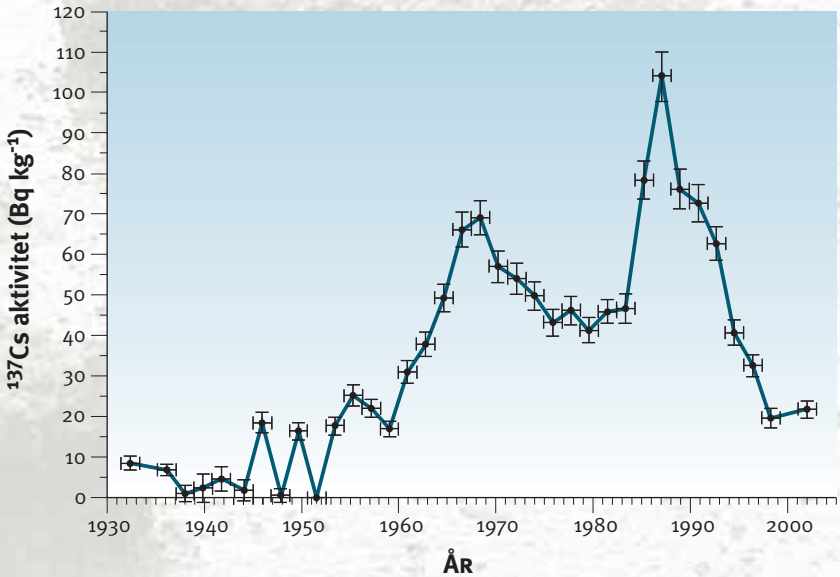
Hvad marsken kan fortælle

I 1930erne etablerede stifteren af Skalling Laboratoriet, Niels Nielsen, flere flader bestående af rødt farvet sand på halvøen Skallingen. Marskdannelsen var her startet omkring forrige århundredskifte, og marskdækket var stadig tyndt.

Udlægningen af sandet betyder, at vi i dag med sikkerhed kender årstallet for denne røde horisont, når vi finder den i marsken. Dermed kan vi kontrollere de dateringsmetoder, som anvendes på denne aflejringstype. Det drejer sig primært om en metode, der bygger på forventningen om et konstant aktivitetsniveau af isotopen ^{210}Pb i det sediment, der aflejres på marskoverfladen. Det har ud fra denne metode været muligt at skabe et meget detaljeret billede af alder og vækstrater i marskaflejringerne.

Som alle andre sedimentationsområder oplagrer marsken den information, der er knyttet til de sedimenter, der aflejres. En detaljeret datering og analyse af marsken ved et af Niels Nielsens testfelter på Skallingen har således muliggjort en relativt præcis beskrivelse af ned-

Udgravning af en af Niels Nielsens rødsandsflader på Skallingen i 2003. Fladen blev udlagt i 1936 på toppen af marsken, der lå nogle få cm over det underliggende lysegrå sand. I dag er der aflejret ca. 22 cm klæg oven på sandet og 16 cm oven på det røde sand, der stadig fremtræder som en stærkt rødfarvet horisont i marskklægen.



Tegning: Jørn Bjarke Torp Pedersen, Jesper Bartholdy og C. Christiansen, IGG, Københavns Universitet.

Aktiviteten af 137Cs i en dateret marskkerne fra Skallingen. Bemærk stigningen som følge af atombombesprængningerne i atmosfæren med toppunkt i slutningen af 1960erne og den kraftige top som stammer fra Tjernobyl-katastrofen i 1986.

Fotos: Jesper Bartholdy og Jørn Bjarke Torp Pedersen, IGG, Københavns Universitet.

faldet af den menneskeskabte isotop ^{137}Cs, som stammer fra atombombe-sprængninger og udslip fra atomkraftværker. Det kan lade sig gøre, fordi marskens finkornede sedimenter binder tungmetaller, så de ikke vandrer i sedimentet efter aflejring. Derfor er det også muligt via marskens sedimenter at påvise tungmetalforureninger som fx udledningen af kviksølv fra Grindsted Værket til Varde Å systemet og dermed til Vadehavet (se Geoviden nr. 3, 2005).

Vadehavets udvikling ved et stigende havspejl

Vadehavet med dets tidevandsflader, marskområder og tidevandsløb er levested for en rig flora og fauna og er samtidig et meget dynamisk naturelement, som konstant udsættes for skift i de processer, som driver landskabsudviklingen. Det må forudses, at der i fremtiden vil komme yderligere fart over specielt én af disse drivere, havspejlsstigningen. Indtil nu har udviklingen af Vadehavet kunnet følge med det stigende havspejl, men det er spørgsmålet, om det også vil være tilfældet i fremtiden. Der er derfor betydelig interesse for at klarlægge, hvordan Vadehavet reagerer på ændringer i havniveauet.

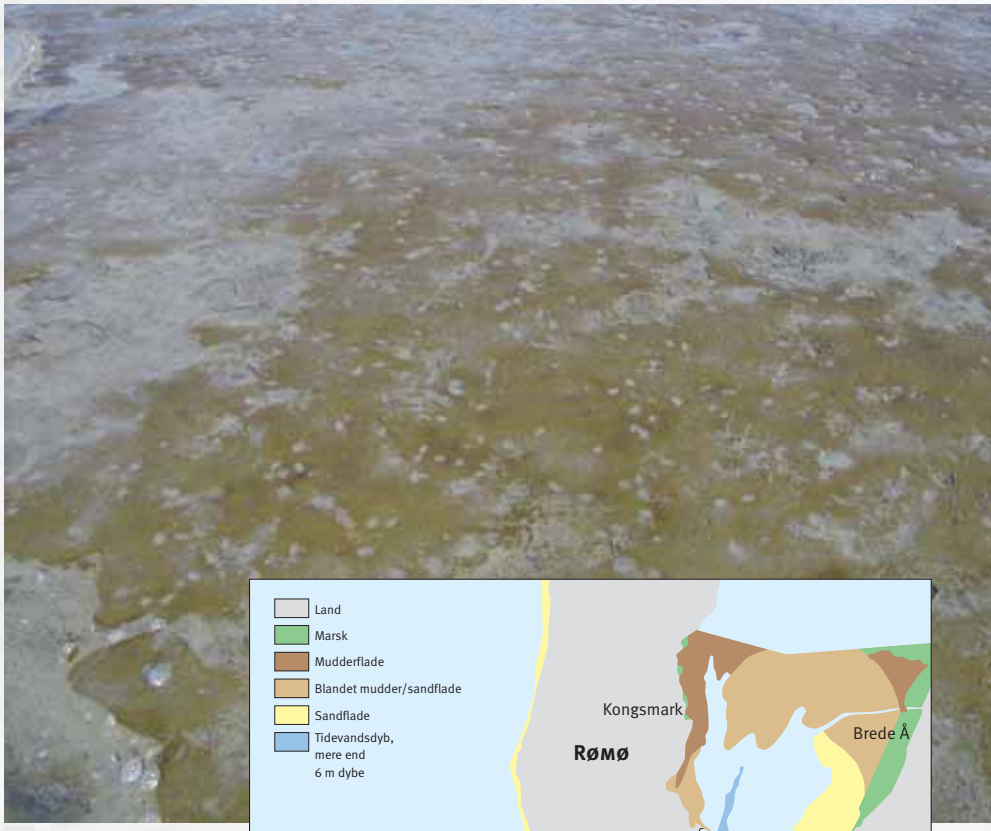


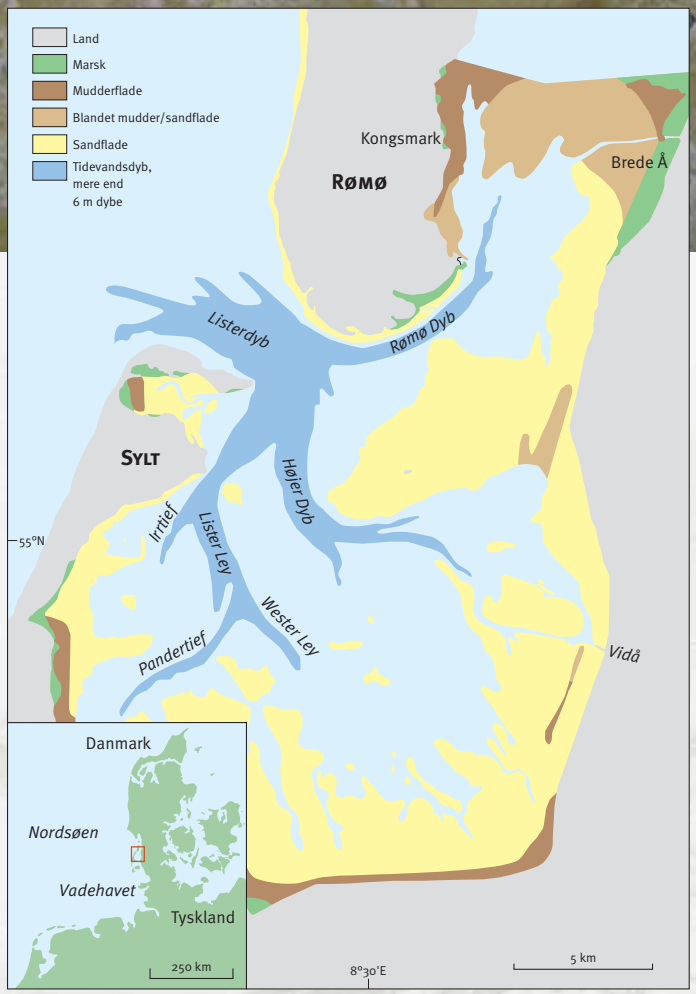
Foto: Thorbjørn J. Andersen, IGG, Københavns Universitet.

Vadeflade med algebelægning og huller skabt af hjertemuslinger.

Vadehavet

Det dominerende landskabselement i vadehavsområdet er de vidtstrakte tidevandsflader. I lagunerne, som ligger beskyttet bag barriereøerne, udgør disse flader typisk omkring 2/3 af arealet, og de er kendetegnet ved at være vanddækkede ved højvande og tørlagte ved lavvande. I modsætning til de indre danske farvande, er der i Vadehavet et betydeligt tidevand, i den danske del mellem 1,5 og 2 m, og da vadefladerne kun hælder ganske svagt, så strækker de sig op til et par km ud fra kysten. Vadefladerne kan ved første øjekast virke som golde og ufrugtbare landskaber, men tilstedeværelsen af store mængder af fugle afslører, at der må være rigelige mængder føde at komme efter. Der er da også et rigt dyreliv, som bl.a. består af muslinger, slikkrebs, orme og snegle. Den primærproduktion, som giver grundlaget for dette dyreliv, skabes hovedsageligt af alger, både de, der lever frit i vandmassen (planktoniske) og de, der er bundlevende (bentiske).

Vadehavet er i landskabsmæssig forstand meget dynamisk og tidevandet danner kraftige vandstrømme, som er i stand til at forme landskabet på ret kort tid. Det oplever man fx når mennesket griber ind i systemer, der ellers er i ligevægt og tidevandsløbene derfor begynder at forrykkes. Bølger er også meget vigtige for dy-

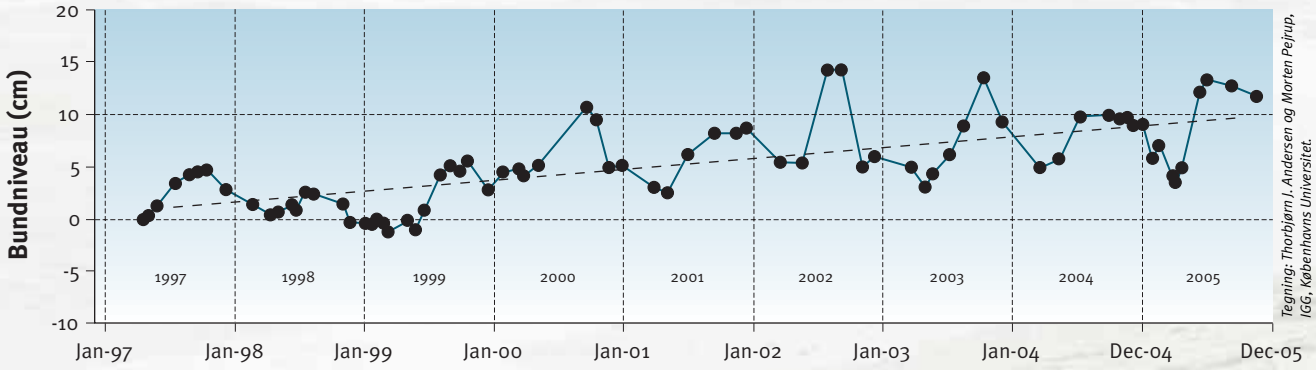


Tegning: Annabeth Andersen, GEUS, efter Thorbjørn J. Andersen og Morten Pejrup, IGG, Københavns Universitet.

Sedimentologisk kort over Listerdyb tidevandsområde.

Vadeflade rørskov og marsk på østsiden af Rømø.

Foto: Thorbjørn J. Andersen, IGG, Københavns Universitet.



Tegning: Thorbjørn J. Andersen og Morten Pejrup, IGG, Københavns Universitet.

Ændringer i bundniveau på en finkornet tidevandsflade øst for Kongsmark, Rømø målt over en periode på 9 år. Ca. 10 cm tilvækst siden 1997.

namikken i vadehavsområdet. På dybt vand når bølgernes påvirkning ikke helt ned til bunden, men ved de mindre vanddybder over vadefladerne vil bølgerne kunne erodere og mobilisere bundmaterialet. Da vadehavsområdet generelt er lavvandet, er bølger derfor meget vigtige for udviklingen af landskabet.

Vandstanden i havet forventes at stige i fremtiden pga. øget afsmeltning fra gletsjere og iskapper og termisk ekspansion. Den termiske ekspansion skyldes, at varmt vand fylder mere end koldt, og denne udvidelse vil formentlig være direkte årsag til omkring halvdelen af den havspejlsstigning, som vi forventer at se i det 21. århundrede. De fleste modeller angiver typisk en stigning i den globale vandstand på omkring 40 cm de næste 100 år. Da vadehavsområdet med sine tidevandsflader og marskområder ligger i et snævert højdeinterval på få meter lige omkring middelvandstanden, siger det sig selv, at området potentielt vil kunne opleve store forandringer ved ændringer i vandstanden. Disse mulige forandringer og sandsynligheden for at de opstår, er centrale forskningsområder for Geocenter Danmark.

Respons på havspejlsstigning

Der findes flere forskellige tilgange til studiet af lagunernes respons på en havspejlsstigning. Målinger af havniveauet i vadehavsområdet afslører, at havet i øjeblikket stiger, så en af de oplagte metoder er simpelthen at forsøge at klarlægge, hvordan systemet udvikler sig nu og her. Det er lettere sagt end gjort, bl.a. fordi netto-transporten af materiale kun udgør en ganske lille andel (omkring 3–5 %) af bruttotransporten. En af de metoder, der bliver anvendt, er at måle hvordan niveauet af vadeflader udvikler sig over tid og afgøre, i hvor høj grad dette er styret af fx havspejlsstigning, årstid og vejrekstremer. Figuren ovenfor viser, hvordan en finkornet vadeflade - lad os bare kalde det en mudderflade - har udviklet sig over en 10-års periode. Der er betydelige udsving over året og også en ret tydelig årstidsbetonet variation. Der er bl.a. en tendens til aflejring forår, sommer og efterår og erosion om vinteren. Desuden ses der en tydelig tendens i data, nemlig at niveauet på denne vadeflade øges med typisk omkring 15 mm om året (vist med den stiplede linje), hvilket er 7 gange! så meget som den gennemsnitlige havspejlsstigning, der har været på ca. 2,2 mm om året de seneste 100 år, se figuren på side 3.

Thorbjørn J. Andersen

Lektor, IGG, København Universitet
(tja@geo.ku.dk)

Morten Pejrup

Professor, IGG, Københavns Universitet
(mp@geo.ku.dk)

Peter N. Johannessen

Seniorforsker, GEUS
(pjo@geus.dk)

Lars Henrik Nielsen

Statsgeolog, GEUS
(lhn@geus.dk)

Anni T. Madsen

Ph.d.-studerende, IGG, Københavns Universitet
(atm@geo.ku.dk)

Fotos: Lasse Christiansen, IGG, Københavns Universitet.

Prøvetagning med vibrocore på tidevandsfladen ved Brede Å. Prøven forsegles og beskyttes mod sollys, så lyset ikke påvirker efterfølgende OSL-dateringer.

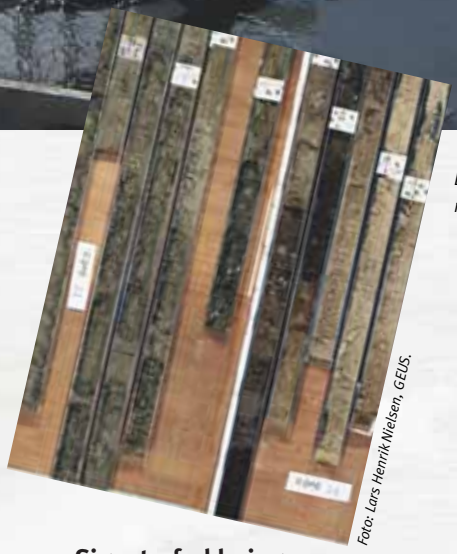
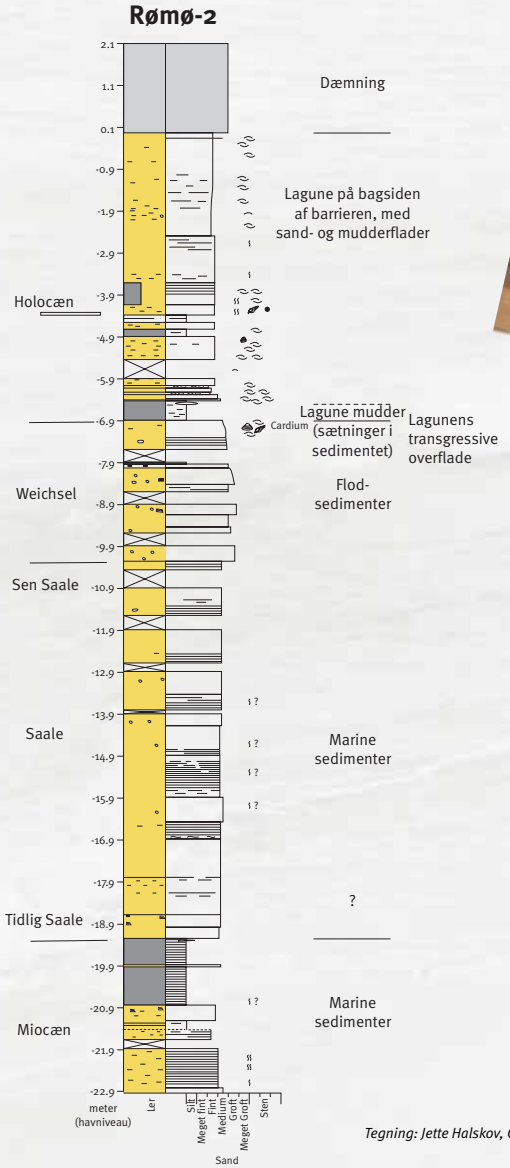
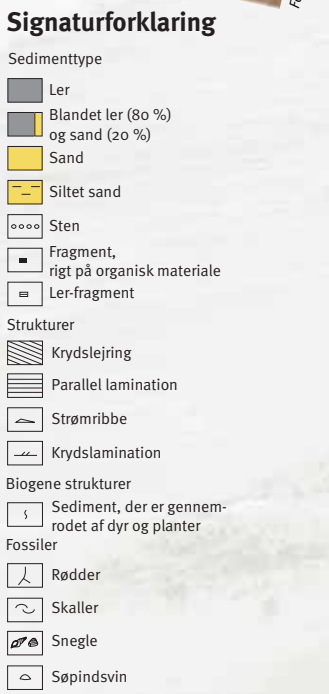


Foto: Lars Henrik Nielsen, GEUS.

Borekerne fra vadefladen mellem Rømø og Jylland.





Tegning: Jette Halskov, GEUS, efter Peter Johannessen og Lars Henrik Nielsen, GEUS.

Log over boring, der er udført igennem Rømø-dæmningen. Hjælp til læsning af loggen kan fås i figurteksten til de to logs på side 5.

På tidevandsfladen ved Kongsmark er der også udført talrige målinger af de parametre, der er vigtige for transporten af sediment. Af de vigtigste parametre kan nævnes:

- faldhastigheden af det materiale, der er opslæmmet i vandet
- den bundforskydningsspænding (fremkaldt af bølger og strøm) som skal til for at erodere bundmaterialet
- den rate, hvormed materialet eroderes ved en given påvirkning af strøm og bølger.

Disse målinger har givet et godt indblik i dynamikken på sådan en tidevandsflade og er derfor værdifulde i sig selv, men målingerne indgår også som input-parametre i numeriske modeller af tidevandsområdet. Med disse modeller er vi bl.a. i stand til at undersøge effekten af forskellige biologiske scenarier på sedimenttransporten og dermed udviklingen af området i et ændret klima. Anvendelsen af disse modeller er dog begrænset til korte perioder, både fordi de - som alle andre modeller - er grove tilnærmelser til en meget kompleks virkelighed og fordi de randdata, som skal anvendes som input til modellerne, varierer over tid og generelt er dårligt kendte. Sætter man fx en numerisk model til at regne på, hvordan responsen på en havspejlsstigning vil foregå over de næste 100 år, er det dømt til at mislykkes; vores viden om systemet og dets omgivelser er simpelthen for mangelfuld. Skal vi give kvalificerede bud på

Biologi og landskabsudvikling

Man antager normalt, at havspejlsændringer og sedimenttilførsel er de faktorer, der på længere sigt primært bestemmer stabiliteten og udviklingen af tidevandsområder; men biologi og biologiske processer har også stor indflydelse på udviklingen af disse områder. Uden de store mængder af filtrerende bunddyr - bl.a. blåmuslinger og hjertemuslinger - ville der tilbageholdes en langt mindre mængde af fint materiale i lagunerne og sedimentsammensætningen ville være forrykket mod et grovere materiale. Uden ålegræs ville store lavvandede områder blive ustabile og være udsat for erosion. Dette er i øvrigt formentlig hvad der er sket i det 20. århundrede, hvor ålegræsset - af ikke helt klarlagte årsager - gik kraftigt tilbage i de danske farvande. Og uden marskvegetationen ville lagunernes middelvanddybde øges betragteligt, da planterne beskytter aflejringerne mod erosion. Denne beskyttelse er stort set total og erosion af marsk foregår derfor kun ved kanterosion langs vandløb i marsken (loer) og erosion langs randen mod tidevandsfladerne. I en situation, hvor sedimenttilførslen kan følge med et stigende havniveau, kan marskvegetation faktisk opfattes som en trussel mod stabiliteten af tidevandsområder - forstået på den måde, at vegetationen under gunstige forhold kan brede sig ud over vadefladerne. Slutresultatet er i så fald vidstrakte marsk- og sumpområder, som man fx ser det på dele af den amerikanske østkyst.

Fotos: Peter Warna-Moors, GEUS.

udviklingen over længere tidsrum, er vi derfor nødt til primært at bygge vores svar på viden om, hvordan området tidligere har reageret på havspejlsændringer.

Boring i tidevandsflader

Den danske del af vadehavsområdet var tørlagt under den seneste istid, Weichsel, hvor havspejlet stod omkring 120 m lavere end i dag, og der aflejredes store mængder af smeltevandssand, hvis overflade havde en svag hældning ud mod Nordsøen. For omkring 8000 år siden blev de lavest liggende dele af smeltevandsfladen oversvømmet og siden er der så dannet barriereøer, tidevandsløb, marsk og tidevandsflader, som man kan læse om i dette nummer af Geoviden. Lagunernes udvikling kan undersøges ved at beskrive og datere de sedimenter, som er aflejret i området. Et eksempel fra en vadeflade mellem Rømø og Jylland er vist i figuren på side 18. Ovenpå smeltevandssandet finder man typisk tørv, som blev dannet i rørskovene, der fandtes i meget store dele af den sydlige Nordsø. Over tørven findes så vekslende lag af sand og finkornet materiale. Vekslen mellem groft og fint materiale er typisk for tidevandsområder, hvor fint materiale kan aflejres ved strømstille, og sand aflejres under indflydelse af strøm og bølger. Nogle steder finder man også rester af rødder, som indikerer tilstedeværelsen af vegetation, altså marsk. Tilstedeværelsen af finkornet sediment i hele sekvensen over tørven indikerer, at området hele tiden har været beskyttet fra direkte eksponering mod Nordsøen - der har altså hele tiden været en barriere vest for boringen. Dette bekræftes også af detaljerede undersøgelser af Rømøs dannelse og udvikling, se artiklen side 2-7.

Sedimenterne kan dateres enten ved brug af den velkendte ^{14}C metode eller OSL-metoden (optisk stimuleret luminescens). Den sidste metode udnytter det fænomen, at kvartskorn oplagrer energi, når de bliver udsat for naturlig radioaktiv bestråling. Mængden af oplagret energi er proportional med den tid, der er gået, siden materialet blev aflejret. Energien frigives ved belysning og kan måles i specialiserede laboratorier. Ved at bestemme denne energimængde kan man afgøre, hvornår materialet sidst blev udsat for lys og dermed hvor gammel aflejringen er. OSL-dateringerne fra boringen viser, at den ældste del af lagune-sedimenterne er godt 5000 år gamle på dette sted, og at sedimenterne bliver gradvist yngre op mod overfladen. Sammenlignes dateringerne af sedimenterne med en kurve over udviklingen i havspejlsniveau, er det tydeligt, at opfyldningen stort set er foregået i samme tempo, som stigningen i havniveauet. Dette indikerer, at der har været tilstrækkeligt materiale til rådighed, til at havbundens og tidevandsfladernes niveau har kunnet følge med det stigende havniveau. Forsøger vi at fremskrive udviklingen, så tyder data fra denne boring på, at området vil kunne følge med en havspejlsstigning på i hvert fald omkring 2 mm om året, som var gældende på dette sted, da stigningen var størst. Det svarer omtrent til den stigning, som vi oplever i området i øjeblikket. Men stigningen er kun halvt så stor, som den man må forvente at se inden år 2100 ifølge de fleste beregninger. Så selvom vores undersøgelser måske giver grund til forsigtig optimisme mht. Vadehavets fremtid, så giver de endnu ikke svar på om landskabet, som vi kender det i dag, vil kunne følge med en markant forøget stigning i havniveauet.

Afsender:
Schultz Portoservice
Postboks 9490
9490 Pandrup

Ændring vedr. Abonnement
ring venligst tlf.: 38 14 29 31

Returneres ved varig adresseændring
Magasinpost

POST B
PP DANMARK

ID-nr.

GEOCENTER DANMARK

Geocenter Danmark

Er et formaliseret samarbejde mellem de fire selvstændige institutioner De Nationale Geologiske Undersøgelser for Danmark og Grønland (GEUS), Geologisk Institut ved Aarhus Universitet samt Institut for Geografi og Geologi og Geologisk Museum begge ved Københavns Universitet. Geocenter Danmark er et center for geovidenskabelig forskning, uddannelse, rådgivning, innovation og formidling på højt internationalt niveau.

Udgiver

Geocenter Danmark.

Foto: Peter Warna-Moors, GEUS.
Tekst: Merete Binderup, GEUS.

Rav

Rav er harpiks, der er forstenet efter at have ligget mere end 30 millioner år i havet. Rav er lettere og mere blødt end de sten, som det let forveksles med. Rav kan brænde og der udvikles statisk elektricitet, når man gnider på det. Verdens rigeste ravforekomst findes ved Kaliningrad, og det skønnes, at omkring 80 % af al forarbejdet rav stammer derfra. Men der findes også rav langs de danske kyster, ikke mindst langs Jyllands vestkyst. Særligt på rolige dage, der følger efter en ordentlig pålandsstorm, kan man være heldig at finde ravet, der typisk ligger skyllet op sammen med kulstykker og andet organisk materiale med samme vægtfylde. På billedet ses rav, der er fundet ved Vesterhavet, på Møn, Mols, Bornholm, i Sverige og ved Østersøkysten tæt ved Kaliningrad. Ravkæden er fra Polen og mon ikke også det er forekomsten i Kaliningrad, der er kilden til dette rav?

Redaktion

Geoviden - Geologi og Geografi redigeres af Seniorforsker Merete Binderup (ansvarshavende) fra GEUS i samarbejde med en redaktionsgruppe.
Geoviden - Geologi og Geografi udkommer fire gange om året og abonnement er gratis. Det kan bestilles ved henvendelse til Finn Preben Johansen, tlf.: 38 14 29 31, e-mail: fpj@geus.dk og på www.geocenter.dk, hvor man også kan læse den elektroniske udgave af bladet.

ISSN 1604-6935 (papir)
ISSN 1604-8172 (elektronisk)

NORDISK MILJØMÆRKNING
TRYKSAG
541 176

Produktion: Annabeth Andersen, GEUS.
Tryk: Schultz Grafisk A/S.
Forsidebillede: Skalling-marsken ved Ho Bugt.
Foto: Peter Warna-Moors, GEUS.
Reprografisk arbejde: Benny Schark, GEUS.
Illustrationer: Forfattere og Grafisk, GEUS.
Eftertryk er tilladt med kildeangivelse.

De Nationale Geologiske Undersøgelser for Danmark og Grønland (GEUS)

Øster Voldgade 10
1350 København K
Tlf: 38 14 20 00
E-mail: geus@geus.dk

GEUS

Institut for Geografi og Geologi

Øster Voldgade 10
1350 København K
Tlf: 35 32 25 00
E-mail: info@geo.ku.dk

Geologisk Museum

Øster Voldgade 5-7
1350 København K
Tlf: 35 32 23 45
E-mail: rcp@snm.ku.dk

Geologisk Institut

Høegh-Guldbergs Gade 2, B.1670
8000 Århus C
Tlf: 89 42 94 00
E-mail: geologi@au.dk

SOLIDUM PETIT IN PROFUNDIS · UNIVERSITAS ARHUSIENSIS