

Aalborg Universitet



Kystmorfologi for bygningsingeniører

Burcharth, Hans F.

Publication date:
1968

Document Version
Også kaldet Forlagets PDF

[Link to publication from Aalborg University](#)

Citation for published version (APA):
Burcharth, H. F. (1968). *Kystmorfologi for bygningsingeniører*. Den Private Ingeniørfond DTH.

General rights

Copyright and moral rights for the publications made accessible in the public portal are retained by the authors and/or other copyright owners and it is a condition of accessing publications that users recognise and abide by the legal requirements associated with these rights.

- Users may download and print one copy of any publication from the public portal for the purpose of private study or research.
- You may not further distribute the material or use it for any profit-making activity or commercial gain
- You may freely distribute the URL identifying the publication in the public portal -

Take down policy

If you believe that this document breaches copyright please contact us at vbn@aub.aau.dk providing details, and we will remove access to the work immediately and investigate your claim.

H. F. BURCHARTH

KYSTMORFOLOGI
FOR
BYGNINGSINGENIØRER

H. F. BURCHARTH

KYSTMORFOLOGI
FOR
BYGNINGSINGENIØRER

1968

DEN PRIVATE INGENIØRFOND, DANMARKS TEKNISKE HØJSKOLE

© 1968 H. F. Burcharth

STATENS TRYKNINGSKONTOR
Un 04-411

FORORD

Denne bog er skrevet til brug ved undervisningen i havnebygning på Danmarks Ingeniørakademi's Bygningsafdeling.

Bogen giver en indføring i den del af kystmorfologien, som er relevant i forbindelse med vandbygningsarbejder. Med henblik på forholdene her i landet, er hovedvægten lagt på omtalen af fladkyster.

For kritisk gennemlæsning af manuskriptet er jeg ingeniørdocent V. Mandrup Andersen megen tak skyldig.

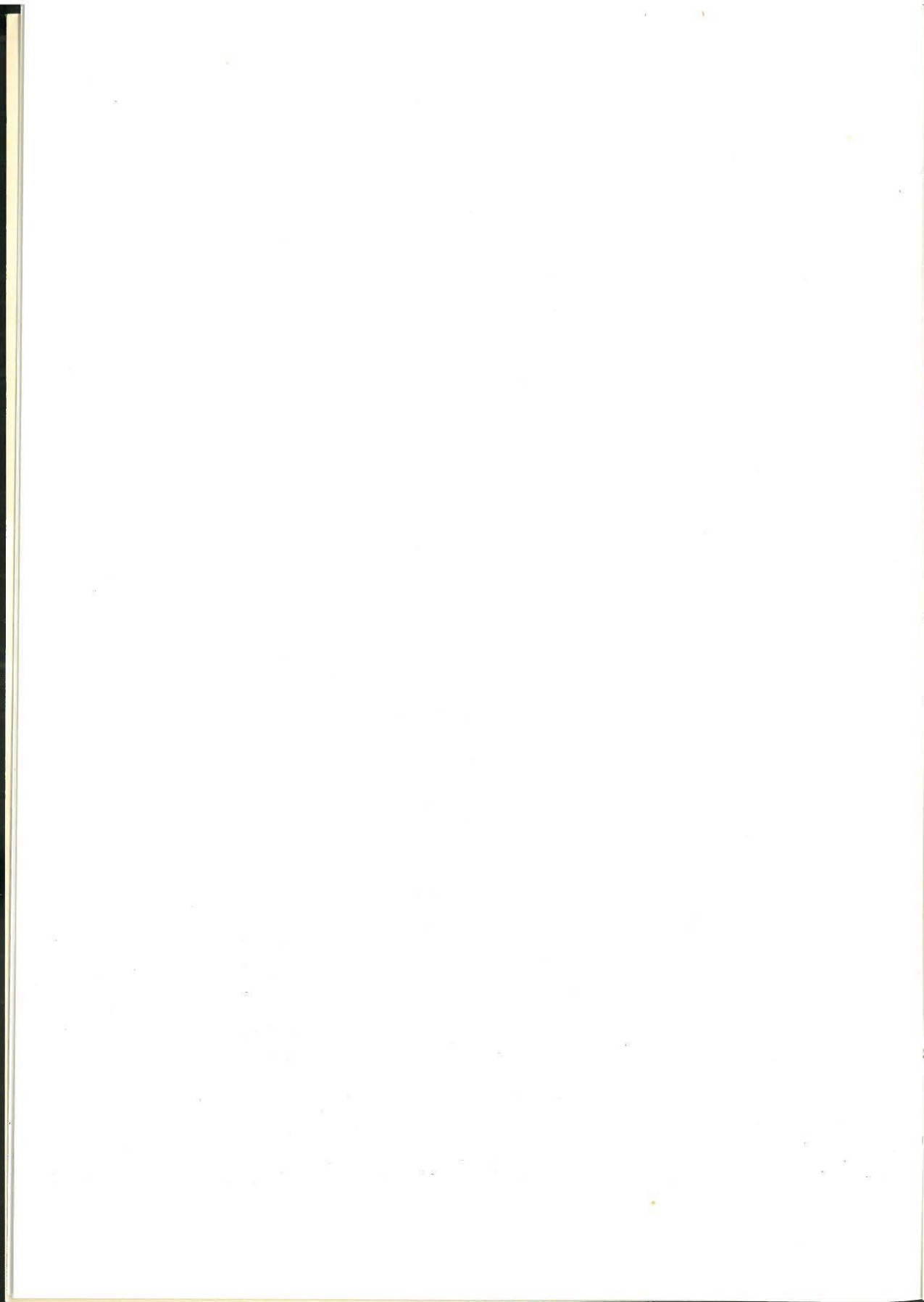
En særlig tak rettes til professor H. Lundgren, hvis mange vejledende kommentarer på flere punkter har præget behandlingen af stoffet.

Jeg takker endvidere professor Axel Schou for tilladelse til at benytte figurer fra afhandlingen Det marine forland.

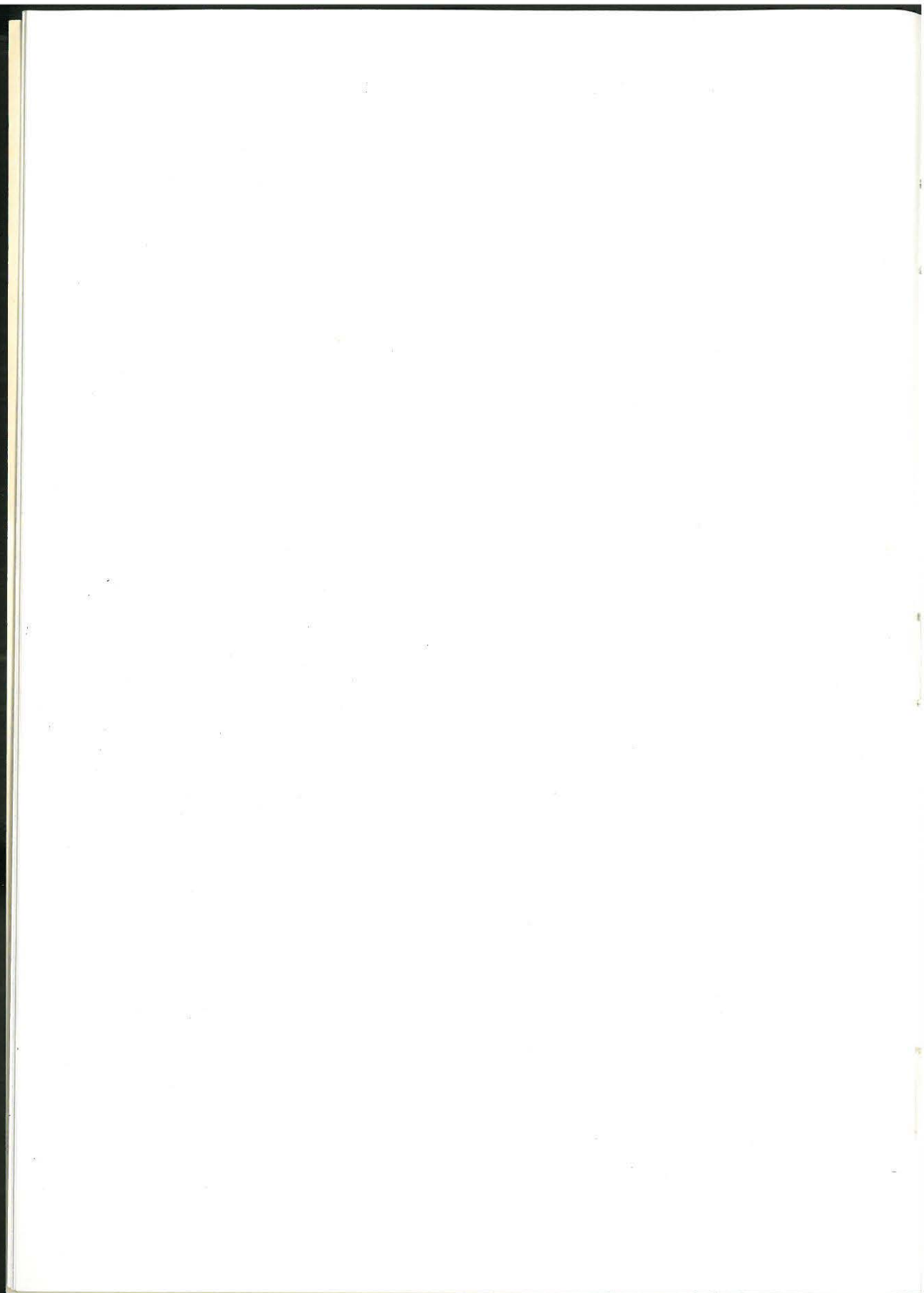
For omhyggelig maskinskrivning takker jeg Mona Thiesen.

København, den 22. april 1968

H. F. Burcharth



INDHOLDSFORTEGNELSE	side
1. KYSTMORFOLOGISKE FAKTORER	9
1.1 Bølger	9
1.2 Strøm	11
1.3 Nedbør, vind og forvitring	15
1.4 Biologiske faktorer	15
1.5 Niveauforandringer	16
2. KLASSIFIKATION AF KYSTER	19
3. INITIALFORMER	21
4. UDVIKLINGSFORMER	25
4.1 Kystskrænter	25
4.2 Fladkyster	27
4.3 Marine forlandsdannelser	35
4.4 Flodmundinger og deltaer	42
5. LITTERATURHENVISNINGER	47



INDLEDNING

Kystmorfologi er læren om kysternes opståen, udformning og udvikling.

Kendskab til kystmorfologiske fænomener (f.eks. kysterosion og materialvandring) er således en nødvendig forudsætning for projektering af de fleste kysthavne og kystsikringsværker.

Opførelsen af en havn kan være et betydeligt indgreb i naturen, og det er selvfølgelig helt afgørende, at man på forhånd kan danne sig et skøn over konsekvenserne heraf. Som udgangspunkt for en sådan bedømmelse er kendskabet til kystens hidtidige udvikling meget værdifuldt. En analyse af denne udvikling samt en bedømmelse af den fremtidige udvikling forudsætter kendskab til kystens grundform og geologiske opbygning samt kendskab til de påvirkninger, som de såkaldte kystmorfologiske faktorer (bølger, strøm m.v.) forårsager.

I det følgende omtales derfor de enkelte faktorer og deres indvirkning på forskellige karakteristiske kystformer, idet der specielt er lagt vægt på de forhold, som er relevante i forbindelse med havnebygning og kystsikring i Danmark.

1. Kystmorfologiske faktorer

1.1 Bølger

Bølger er almindeligvis den faktor, der har den største indflydelse på kystændringerne. Den kystmorfologiske interesse er først og fremmest knyttet til de bølgefænomener, der optræder ved selve kysten. Oprindelsen til disse bølgefænomener er de bølger, der opstår på dybere vand uden for kystområderne. Dybvandsbølgernes virkninger på bunden er ganske små og derfor uden interesse i denne sammenhæng, [1] og [8]. På fig. 1.1 er vist en skematisk fremstilling af de ændringer, bølgeprofilen undergår, når en dybvandsbølge løber ind mod en fladkyst.

Når forholdet mellem vanddybde og bølgelængde bliver omkring 0,5, begynder bunden at påvirke bølgerne, og man taler da om grundtvandsbølger. Disse er karakteristiske ved, at de på skrånende kyst med aftagende vanddybde rejser sig (stejlheden vokser) som følge af aftagende bølgelængde.

Særlig morfologisk interesse har grundtvandsbølgerne bundpartikelbevægelse, idet den fremadgående partikelbevægelse under bølgetoppe har større hastigheder, men mindre varighed end den tilbagegående bevægelse under bølgedale. Dette forhold har, som senere omtalt, betydning for bølgerne evne til at transportere og sortere sedimenter.

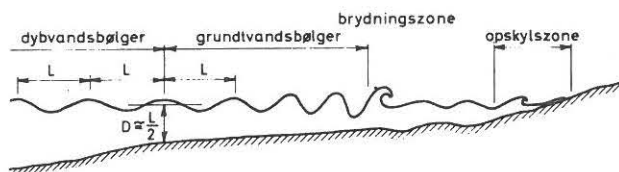


Fig. 1.1 Skematisk fremstilling af bølgeprofilændringen ved kystbrydning

Med aftagende vanddybde vil partikelhastigheden i bølgenes top til sidst nå op på bølgehastigheden, hvorved bølgerne brydes, som omtalt i [1]. Det skal nævnes, at ikke alene forholdet mellem vanddybde og bølgehøjde, men også vindstyrken er afgørende for, hvor bølgerne bryder, idet brydningen under storm sker på større vanddybder. Brydende bølger har stor erosionsevne, navnlig styrtbrænding kan sætte bundsedimenter i stærk bevægelse. Turbulensen i bølgebevægelsen er i stand til at holde sedimenter opslæmmet. I brydningszoner er denne materialbærende virkning meget udtalt, et forhold, som har stor indflydelse på materialtransportens fordeling over kystprofilen.

Når bølgerne kommer tæt ind under land, hvor vanddybderne er små, har de - evt. efter brydning længere ude - ændret form, så de nærmest ser ud, som vist på fig. 1.2, hvor konfigurationen nogenlunde kan sammenlignes med en række vandrende hydrauliske spring. I dette bølgeprofil transporteres der en vandmængde mod land i overfladen, og dette giver anledning til en udadgående understrøm. Ved et bestemt forhold mellem vanddybde og bølgehøjde brydes bølgerne i en strandbrænding, og vandet skyller et stykke op på strandbredden.

Ved skrænter og klipper, hvor der er relativt store vanddybder helt ind til land, er der mulighed for bølgeslag med deraf følgende store bølgetryk direkte på skræntvæggene. Bølgebevægelsens eroderende virkning kan forstærkes af opslæmmet materiale, som med vandet slynges mod kysten, samt i nogen grad af luft som af bølgetrykket presses sammen i skræntvæggens sprækker.

Bølgekraften kan navnlig på stejle skråninger antage meget store værdier, jfr. [5], og er ofte i stand til at flytte klippestykker eller betonblokke på adskillige tons.



Fig. 1.2 Bølgeprofil tæt ved stranden

1.2 Strøm

Strøm er en anden faktor, der på grund af sin evne til at erodere og transportere materiale kan have indflydelse på kystændringerne. Navnlig i forbindelse med bølgebevægelse bliver strøm stærkt materialførende.

Hvor bølgerne løber skråt ind mod en kyst, bevirker refraktionen, at bølgenes impuls kraft får en komponent parallelt med kysten. Herved opstår en langsgående bølgestrøm. I brydningszoner vil bølgestrømmen blive forstærket som følge af, at impuls kraften her aftager relativt hurtigt. Bølgestrømme er således et fænomen, der knytter sig til de kystnære zoner.

På revlefri kyster fordeles bølgestrømmen sig over grundtvandsbølge-, brydnings- og opskylszonen, jfr. fig. 1.1, idet de største strømhastigheder optræder i de to sidstnævnte zoner.

På kyster med revler kan de noget komplicerede strømforhold i hovedsagen beskrives under henvisning til fig. 1.3. Når bølgerne løber skråt ind på revlens flade yderside, vil brydningen i forbindelse med bølgerefraktionen give anledning til en kraftig bølgestrøm på revlen.

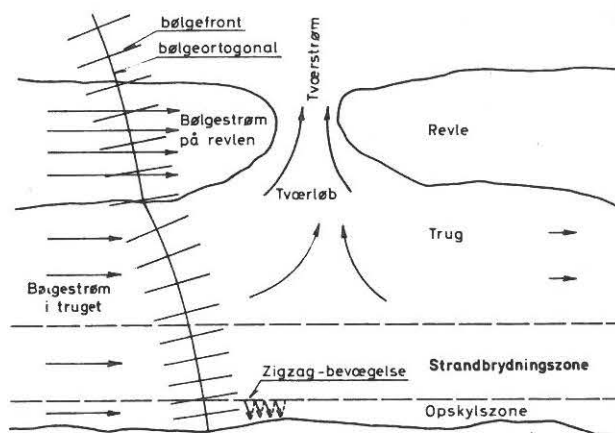


Fig. 1.3 Bølgestrøm på revlekyst

Endvidere foregår der en nettotransport af vand ind over revlen, idet der ved revlens inderside, hvor vanddybden vokser, transporteres betydeligt mere vand med bølgetoppene, end der går tilbage med bølgedalene. I truget bag revlens inderside vil de overskydende vandmasser løbe som en strøm langs kysten, indtil de søger tilbage til området udenfor revlen i form af tværstrømme, som følger tværløb (hestehuller), der med mellemrum gennemskærer revlen. Såfremt bølgeortogonalerne på revlens underside ikke er vinkelrette på kysten, vil vandmasserne, der transporteres ind over revlen, have en impuls-kraftkomponent parallel med kysten. Denne komponent bestemmer i hovedsagen strømrretningen bag revlen, jfr. fig. 1.3. I dette tilfælde er der således tale om en bølgestrøm i truget. Tværstrømmene, der undertiden virker i hele vanddybden, kan ved kraftig pålandstorm opnå hastigheder på flere knob og er i stand til at føre store materialmængder ud på dybere vand.

Nær stranden går der en bølgestrøm i strandbrydningszonen. Endelig vil vandpartikler, der i opskylszonen løber skråt ind på strandbredden søge tilbage til havet gennem parabelbaner, der ender næsten vinkelret på kystlinien. Herved fremkommer en zigzag-bevægelse, som kan flytte materiale langs kysten.

Månens og solens tiltrækningskraft kan i nogle vandområder forårsage kraftige tidevandsstrømme. I stræder, hvor tidspunktet for tidevandsskiftet er forskelligt ved hver ende af strædet, kan der optræde en betydelig tidevandsstrøm, selv om flodskiftet er lille. Sådanne forhold findes f.eks. i Messinastrædet, hvor der forekommer strømhastigheder på flere knob, selv om flodskiftet i det Ioniske og det Tyrrenske hav, som strædet forbinder, kun er 20-30 cm.

De største tidevandsstrømhastigheder optræder imidlertid på steder med stort flodskifte, f.eks. hvor et hav står i forbindelse med en bugt, et stræde eller evt. et flodudløb.

Ved Bretagnes kyster medfører et flodskifte på ca. 12 m således enkelte steder strømhastigheder på 10-11 knob. I Moluccastrædet syd for Philippinerne er registreret hastigheder i tidevandsstrømme på indtil 16 knob. I Danmark er de største hastigheder i tidevandsstrømme ca. 2 knob, en hastighed, der f.eks. optræder i Grådyb, hvor den forårsager en betydelig materialtransport.

På lavvandede områder med slikholdigt vand er tidevandsstrømme af særlig stor betydning, idet disse strømme betinger dannelsen af marskområder, jfr. [6].

Overalt, hvor vinden blæser over havet, vil der opstå vindstrømme på grund af friktion langs vandspejlet. På åbent hav vil disse strømme kun have ubetydelige hastigheder, men ved kysterne, hvor der er lavt vand, og hvor vindstrømme, som i forvejen ikke løber parallelt med kysten, nødvendigvis må afbøjes, kan de opnå betydelige hastigheder. På de fleste kyster vil bølgestrømmene dog dominere over vindstrømmene.

Mere indirekte er vinden årsag til de stærke strømme, som under specielle geografiske forhold optræder på grund af vindstuvning. Et eksempel herpå er strømmene i de danske bæltter, der hovedsagelig skyldes vindstuvning i Kattegat eller Østersøen.

Særlige strømfænomener kan opstå på grund af forskelle i vandets rumvægt. Sådanne tæthedsstrømme forekommer, hvor der er forskelle i vandtemperaturen, eller hvor saltvand og fersk- eller brakvand mødes. Det sidstnævnte er tilfældet ved flodudløb i havet samt f.eks. i de danske bæltter, hvor Kattegats salte vand møder Østersøens brakvand. Forholdet er omtalt i forbindelse med flodmundinger og deltaer i kap. 4.4.

Endelig skal det nævnes, at forskelle i lufttrykket også kan give anledning til nogen strøm.

Ved nogle kystformer vil kyststrømmen altid løbe i samme retning, selv om strømrretningen længere ude skifter. Dette kan f.eks. være tilfældet i bugter begrænset af to næs, idet der ved en strømrretning - på grund af særlig udformning af det ene næs - dannes en hvirvelstrøm, medens det tilsvarende ikke gør sig gældende, når strømmen uden for bugten løber i modsat retning (se fig. 1.4).

Et eksempel på dette fænomen, har vi f.eks. i Lillebælt, hvor de stærke slyngninger forårsager, at der i strømlæ af fremspring på kystlinierne optræder strøm modsat rettet hovedstrømmen, det såkaldte "idvande" (se fig. 1.5).

Det skal understreges, at de i naturen optrædende strømme meget ofte er sammensat af flere af de i det foregående omtalte strømme. Det er derfor i mange tilfælde særdeles vanskeligt at analysere strømfænomenerne.

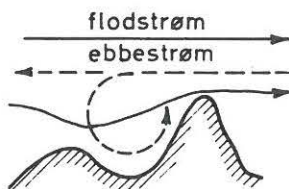


Fig. 1.4 Eksempel på ensrettet flod- og ebbestrøm langs en kyst

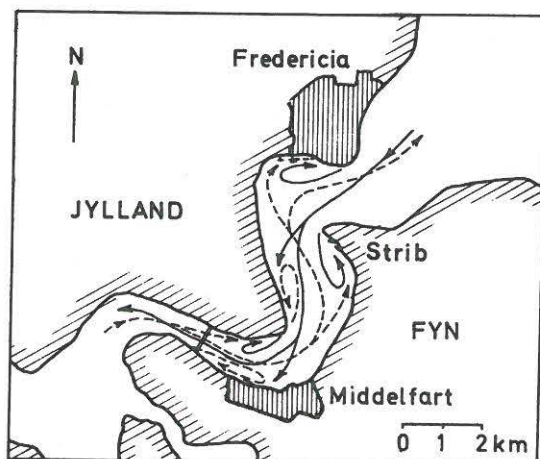


Fig. 1.5 Idvande i Lillebælt

Hvor vandløb og floder løber ud i havet, vil disse ofte i meget høj grad præge kystens udseende. Fortrinsvis på fladkyster, og især hvor der er strøm langs kysten, kan flodudløb bevirke stærke omløjninger af sedimenter, ligesom opslået materiale i floder kan aflejres som store banker ved flodmundingerne og eventuelt danne deltaer.

Vind er en særdeles vigtig kystmorfologisk faktor, selv om den som tidligere forklaret mest gør sig indirekte gældende ved at skabe bølger og forårsage højvande ved vindstuvning. Disse højvande, der under storm kan nå adskillige meter over normal vandstand, udgør en stor fare for alle lavt beliggende kystområder.

Vindens direkte virkning beror på dens evne til at føre løse jordpartikler med sig. F.eks. kan sand, når det ikke holdes sammen af fugtighed eller af et sammenhængende plantedække, føres afsted som flyvesand, et problem, der er velkendt fra den danske vesterhavskyst.

Forvitring er som regel en meget langsom proces sammenlignet med de mekaniske erosionsprocesser. Ved den kemiske forvitring spiller vand ofte en stor rolle. Som tidligere nævnt, sker der således en opløsning af kalk ved infiltration. Ved den kemiske forvitring af de almindeligt forekommende bjergarter, granit og gnejs, vil kvarts og til dels også lys glimmer forblive uomdannet som sandpartikler. Derimod omdannes feldspat, hornblende og mørk glimmer til kolloidal kiselsyre, kaolin og aluminiumrige

lerminerale samt forskellige, opløselige salte. En del af de opløselige stoffer føres bort med vandet. Den kemiske forvitring aktiveres med stigende temperatur og er derfor kraftigst i subtropiske og tropiske egne. Da mange mineraler øger deres rumfang ved kemisk forvitring, opstår der indre spændinger i stenene, der bevirker, at disse smuldrer og afskaller. Hurtige temperatursvingninger fremkalder også sådanne indre spændinger.

I tempererede og arktiske egne forstærkes nedbrydningen af bjergarter ved, at vand trænger ind i revner og sprækker og ved frysning forårsager frostsprængninger. Ved de arktiske kyster nedbrydes klipperne særlig kraftigt i vandspejlszonen, idet der i denne altid fastfryser en isbræmme, den såkaldte "isfod", der - på grund af vandspejlets bevægelser - som regel er adskilt fra havisen.

1.3 Nedbør, vind og forvitring

Regn kan løsne jordpartikler og skylle dem bort. Den kraftigste virkning optræder på hældende terræn, hvor jorden ikke er beskyttet af et sammenhængende plantedække, således som det tit er tilfældet ved kystskrænter på grund af det ofte hårde og ugunstige planteklima. Sådanne skrænter svækkes derfor let ved dannelse af regnkløfter.

Ikke al nedbør forsvinder ved overfladeafløb, men en del siver ned i jorden. En sådan infiltration kan i lerskrænter bevirke store udskridninger, ligesom gennemsivende vand i revner i kalkklipper forårsager opløsning af kalken med deraf følgende sammenstyrtninger.

1.4 Biologiske faktorer

Blandt de væsentligste biologiske faktorer er de varme haves koral- og kalkalgeforekomster. Kolonier af disse alger kan i forbindelse med niveauforandringer danne rev og øer.

Dyre- og planterester spiller en stor rolle ved mange dyndaflejringer i flodmundinger og havnebassiner.

I de tempererede egne kan bevoksning af bløde alger ("tang") langs kysterne indvirke på kystudviklingen, idet algebevoksningen, når den når op til - eller i nærheden af - vandspejlet, kan bevirke en dæmpning af bølgerne, og dermed forårsage bundfældning af opslået materiale.

1.5 Niveauforandringer

Under konstante niveauforhold vil de ovenfor beskrevne faktorer virke hen imod en ligevægtstilstand mellem kræfter og former, således at kysterne vil gennemløbe en klar kystmorfologisk udviklingsrække. Niveauforandringer griber imidlertid ofte forstyrrende ind i denne udvikling og vanskeliggør derved analysen af kysterne.

En bestemmelse af de absolutte ændringer i land- og vandspejlsniveauet er en særdeles vanskelig opgave. I reglen er det dog kun differensen mellem de nævnte niveauforandringer, der har interesse, og denne er ulige nemmere at bestemme, selv om også det kan volde besvær. Kendskabet til de relative niveauforandringer har udover rent kystmorfologisk interesse også geotekniske aspekter, idet man ud fra forandringerne kan vurdere forekomsten af forskellige jordarter, deres sammensætning, sortering, konsolidering m.v.

Ændringer i vandspejlets niveau benævnes eustatiske bevægelser. Disse forårsages enten af ændringer i de kontinentale iskalotter rumfang eller af forandringer i oceanernes dybde og form. Således vil en forøgelse af iskalotternes rumfang bevirke en havsænkning og omvendt. Eksempelvis er det udregnet, at afsmeltning af den nuværende grønlandske indlandsis ville bevirke en hævnning af oceanernes vandspejl på ca. 8 meter, og gennem kvartærtidens 4 istider har havets vandstand svinget ca. ± 100 m i forhold til det nuværende niveau.

Ændringer i landniveauet, de såkaldte isostatiske bevægelser, skyldes dels jordskorpen foldning (bjergkædedannelsen), dels ændringer af belastningen, idet jordskorpen under vekslende egenvægt og belastning til stadighed vil søge mod en ligevægtstilstand. Når landområder eroderes, vil vægten af det eroderede og af floder og vandløb transporterede materialer flyttes ud i havet, hvorved vægtfordelingen ændres således, at havbunden langsomt synker, medens landområderne hæves. Opfrysning og afsmeltning af

store ismasser på kontinenterne bevirker henholdsvis sænkning og hævnning af de isdækkede områder.

De isostatistiske bevægelser vil, på grund af sejheden af de lag, der ligger under jordskorpen, stadig foregå længe efter de ændringer, der har fremkaldt dem, hvilket svarer til, at områder af jordskorpen i lange perioder befinder sig i isostatisk uligevægt.

Til belysning af de eustatiske og isostatistiske bevægelser, skal i det følgende rent skematisk redegøres for niveauændringerne i Skandinavien under og efter sidste istid.

Opfrysningen af de store ismasser, der under is iden dækkede næsten hele Skandinavien, bevirkede en eustatisk sænkning af oceanernes vandstand på omkring 80 m, hvorved havet trak sig tilbage (regression), og store områder blev tørlagt. Samtidigt med dette begyndte der - på grund af isens vægt - en isostatisk nedpresning af de isdækkede områder, der i den centrale del af Skandinavien (nordvestlige del af den Botniske bugt), hvor ismassen var af størst mægtighed, har været ca. 300 m. Nedpresningen blev til dels modsvaret af mindre hævnunger af jordskorpen uden for randen af det isdækkede område

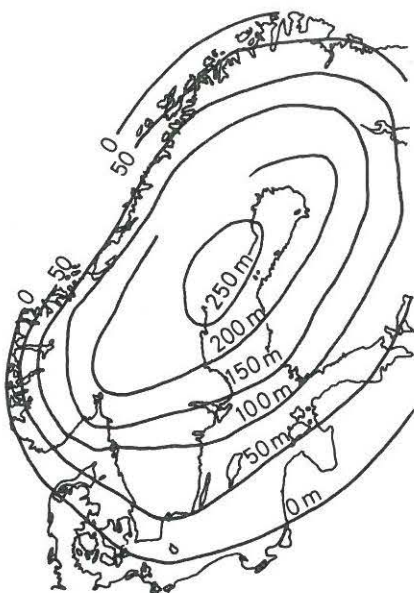


Fig. 1.6 Isostatistiske landhævninger i Skandinavien siden istiden

Efterhånden som isranden smeltede tilbage, steg havet igen (transgression), og store dele af de nedpressede områder blev oversvømmet, indtil den isostatiske landhævning, som isafsmeltningen forårsagede, kunne gøre sig gældende. Afsmeltningen har imidlertid ikke været konstant, men er blevet afbrudt af adskillige isfremstød, ligesom den isostatiske landhævning har været uregelmæssig. Somme tider har havstigningen domineret over landhævningen med transgressioner som følge. Til andre tider har landhævninger været dominerende, hvilket har medført regressioner.

De isostatiske bevægelser er endnu ikke ophørt, selv om der er forløbet ca. 8000 år siden isens afsmeltning. I det centrale Skandinavien foregår der i dag hævn timer på ca. 1 cm om året, hvilket geologisk set er en meget stor hastighed. Selv om Danmark lå i periferien af det isdækkede område, sker der i øjeblikket landhævninger i det nordlige Jylland på ca. 0,2 - 0,6 mm om året, medens der i Sønderjylland sker sænkninger på ca. 1,7 mm om året. På fig. 1.6 er indtegnet isobaser, der viser den totale hævn timer i meter af det skandinaviske område siden isafsmeltningen. Som det ses på figuren, forløber nulisobasen tværs gennem Danmark fra Hanstholm til Stevn s.

Beliggenheden af tidligere kystlinier kan, når der er tale om hævede kyster, ofte bestemmes ud fra landskabets topografi og jordbundsforekomsterne. Nord for Sæby kan man således ganske klart se det senglaciale ishavs strandflader samt stenalderhavets kystskrænter og strandflader; de sidste med tydelige strandvolde.

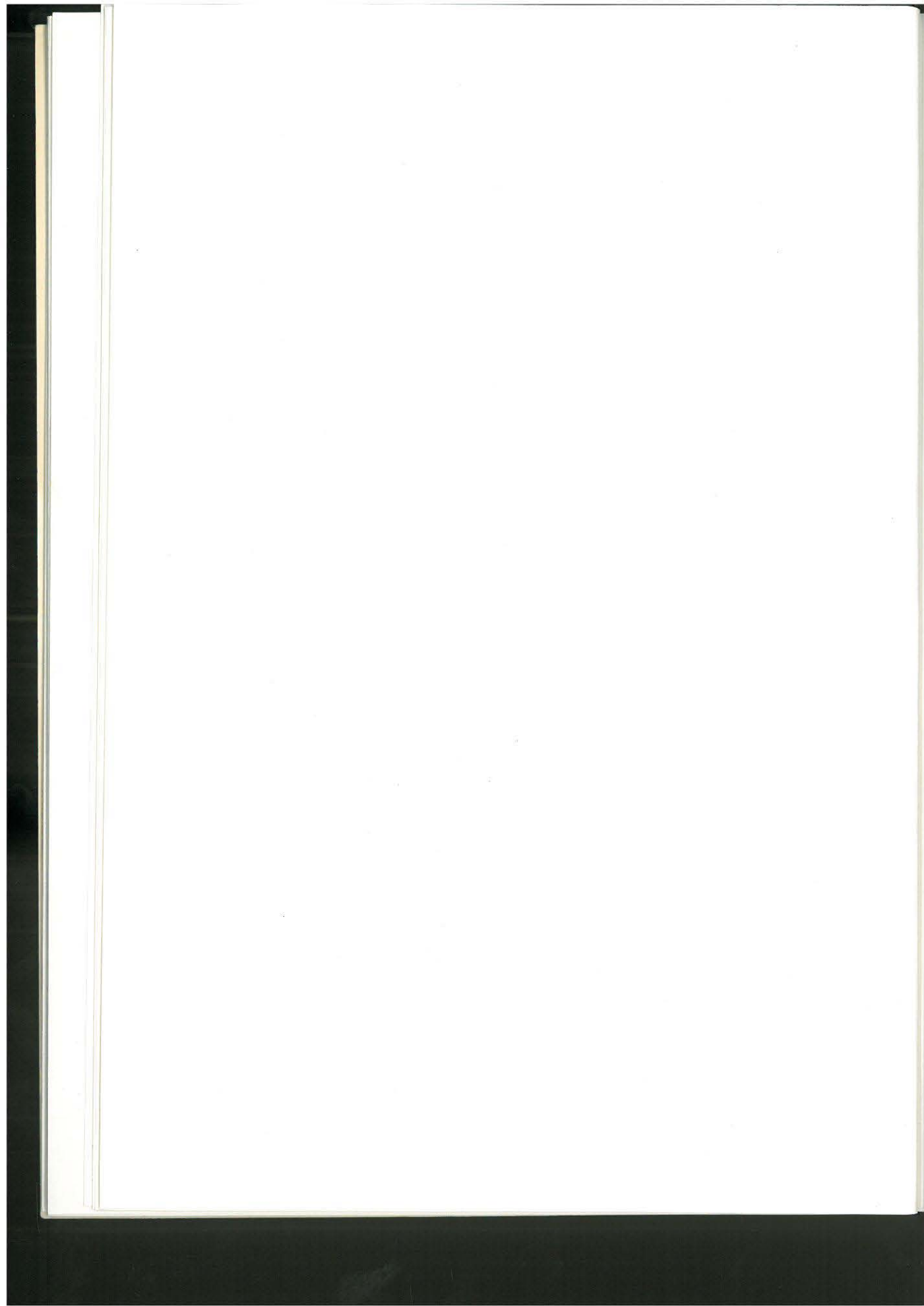
2. Klassifikation af kyster

Da kysternes oprindelse og geologiske opbygning varierer meget, og da der findes et uhyre antal muligheder for kombination af de kystmorfologiske faktorer, er det ikke mærkeligt, at også kysternes udseende er meget varierende. Forsøg på klassifikation af kysterne er derfor en vanskelig opgave, der har affødt megen diskussion. Tilsyneladende er man nu blevet stående ved en klassifikation, der opdeler kysterne i to hovedgrupper; Initialformer (oprindelige former) og udviklingsformer.

Ved initialformer forstås kystformer, der ikke er dannet ved direkte indvirken af marine kræfter, men som følge af vulkansk, tektonisk og glacial virksomhed.

Udviklingsformerne er de former, der fremkommer af initialformerne ved de marine kræfters påvirkning.

Som det kan forstås af disse definitioner, er det udviklingsformerne, der har aktuel interesse, men for at kunne vurdere disse er kendskabet til initialformerne nødvendigt.



3. Initialformer

Riakyster er kyster, der er domineret af helt eller delvis overskyllede flodsystemer. Det følger heraf, at denne kystform har en meget uregelmæssig kystlinie, hvis indskæringer er oversvømmede - ofte vidt forgrenede - floddale. Almindeligvis opstår riakysterne som følge af en stigning i havvandsspejlet, men de kan også være resultatet af en landsenkning.

Som eksempler på denne kystform kan nævnes kysten ved Cornwall i det sydlige Wales, samt kyststrækningen mellem New York og Washington.

Fjordkyster dannes, hvor havet - som f.eks. i Norge, Skotland og Grønland - har oversvømmet gletscherdale, der er eroderet i fjeld.

På trods af at en isostatisk hævn af kysten ofte har domineret over transgressionen, således at der i virkeligheden er tale om en "hævet" kyst, er fjordkyster karakteristiske ved store vanddybder i fjordene. Dette skyldes, at gletscherne har været af en sådan mægtighed, at de var i stand til at erodere sig dybt ned under det oprindelige havvandsspejl, før de begyndte at flyde. Nogle af de største, kendte fjorddybder er fundet i Sognefjorden og i Scoresbysund, hvor der er målt dybder på indtil 1300 m.

Fjordene har gletscherdalens typiske U-formede profil, og på bunden ligger ofte store mængder sand og grus, som den smeltede is efterlod.

Glaciale lavvandskyster. Da isen ved slutningen af sidste istid trak sig tilbage fra Danmark, efterlod den et meget varieret landskab med morænebakker, hedesletter, tunneldale, åse o.s.v. Ved den såkaldte Flanderske transgression, der fulgte med isens afsmeltning efter sidste istid, mødte havet dette postglaciale landskab, og en glacial lavlandskyst fremkom. En sådan kyst er karakteristisk ved en uregelmæssig kystlinie med mange indskæringer og er som regel omgivet af øer. Jyllands østkyst er et godt eksempel på denne kystform.

Ikke-glaciale lavlandskyster har i modsætning til glaciale lavlandskyster regulære kystlinier, der kun brydes af flodmundinger (deltaer).

Disse kyster er imidlertid domineret af udviklingsformerne. Dette er f.eks. tilfældet med kysten fra Flandern til Jylland, som er præget af marskdannelse.

Ved kyster med karakteristisk struktur skal her forstås kyster, hvis specielle struktur spiller en så afgørende rolle for kystudviklingen, at denne struktur må være den væsentlige basis for en klassifikation. Det fremgår heraf, at omtalte gruppe indeholder kystformer, der kunne henregnes under de ovenfor nævnte initialformer.

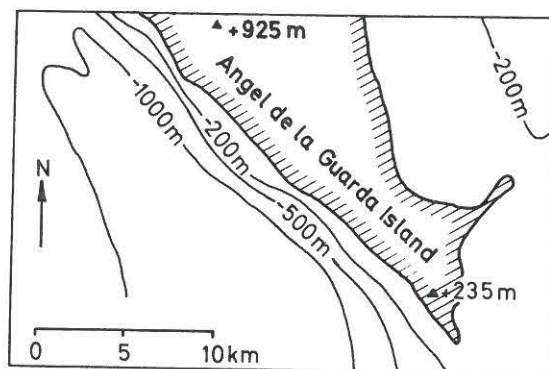


Fig. 3.1 Kyst med langsgående struktur (Mexico)

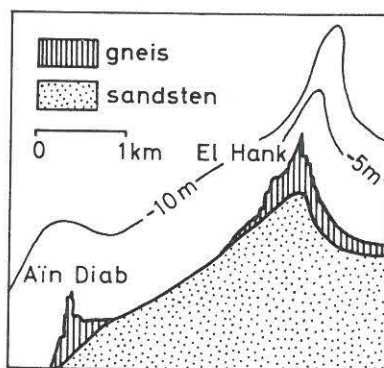


Fig. 3.2 Kyst med tværgående struktur (Casablanca)

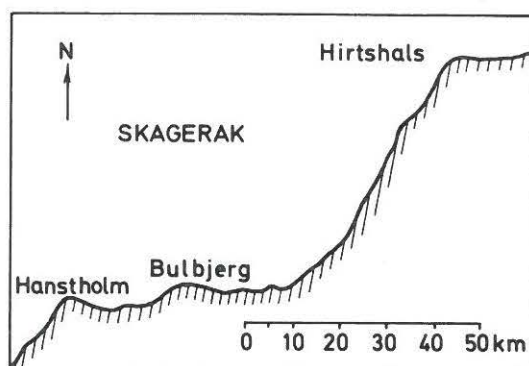


Fig. 3.3 Guirlandekyst

I det følgende skal omtales nogle eksempler på almindeligt forekommende karakteristiske kyststrukturer.

På fig. 3.1 er vist et eksempel på en kyst med langsgående struktur fremkommet ved et geologisk spring parallelt med kysten.

Et eksempel på kyster med tværgående struktur er vist på fig. 3.2, der fremstiller kyststrækningen ca. 2 km vest for Casablanca, hvor strukturen i nogle gneisforekomster går på tværs af kystlinien.

Guirlandekyster (contraposed coasts) fremkommer, hvor en tilbagerykende kyststrækning pletvis består af materiale, der er mere modstandsdygtig overfor erosionen end det øvrige kystmateriale. Nordjyllands vestkyst, hvor de hårde formationer Hanstholm, Bulbjerg og Hirtshals danner fremspringende punkter på kysten, er et udmærket eksempel herpå, se fig. 3.3. Sjællands Oddes nordkyst er ligeledes et eksempel på denne kystform.



4. Udviklingsformer

4.1 Kystskrænter

Ved kystskrænter forstås i det følgende skrænter, der direkte er udsat for havets påvirkning. Definitionen gælder således ikke forhenværende kystskrænter, der f.eks. på grund af landhævning eller regression nu er beliggende inde i landet, selv om disse såkaldte "døde skrænter" har samme opbygning som kystskrænterne.

På fig. 4.1 er det rent skematisk vist, hvordan en erosionsskrænt udvikler sig på en kyst, hvor det eroderede materiale ikke fjernes af langsiggende strøm. Det ses, at der foran skrænten dannes et fladt vandområde (flak), som i zonen nærmest kystlinien fremkommer ved bølgenes direkte erosion i skræntmaterialet (abrasion) og længere ude ved aflejring af det eroderede materiale (akkumulation).

Bestemmende for en skrænts tilbagerøyningshastighed og profil er skræntmaterialets art samt størrelse og karakter af de nedbrydende kræfter. I det følgende skal de vigtigste træk ved en række almindeligt forekommende skrænttyper omtales.

Skrænter af kohæsløst materiale (f.eks. sand, glaciale grus- og stenaflejringer og vulkansk aske) er karakteristiske ved en ret hurtig tilbagerøyning, idet skræntmaterialet sjældent når at stå med naturlig skræntvinkel på grund af havets erosion enten direkte i skrænten eller i det nedstyrtede materiale (ur) ved foden af denne, se fig. 4.2. Som eksempler på

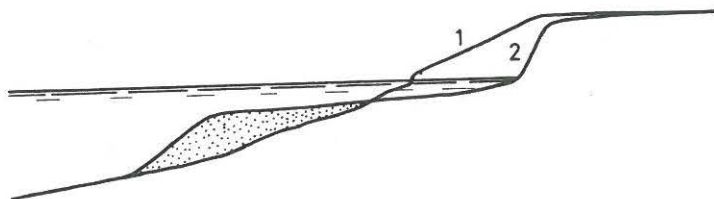


Fig. 4.1 Skråntdannelse

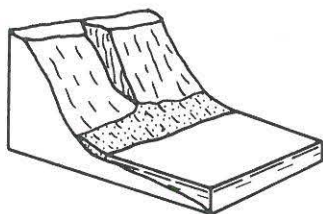


Fig. 4.2 Skrænt af kohæsiionsløst materiale

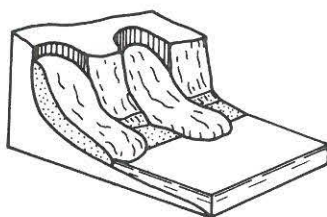


Fig. 4.3 Lerskrænt

erosionshastigheder i sådanne skrænter kan nævnes, at tilbagerykningen ved Lodbjerg, hvor skrænterne består af moræneaflejringer, er ca. 2 m om året, samt at tilbagerykningen af Krakatav's skrænter, der består af vulkansk aske, i perioden fra 1883 til 1928 gennemsnitlig har været ca. 34 m årligt.

Ved skrænter af ler er tilbagerykningen almindeligvis langsommere end ved den ovenfor omtalte skrænttype. Nedbrydningen af en lerskrænt skyldes som regel infiltration samt skiftevis svelning og udtørring af leret, idet disse processer forårsager, at ofte store partier af skrænten ved skred føres ned på stranden, hvor havet sørger for den videre erosion, se fig. 4.3. Eksempler på sådanne lerskrænter findes i Danmark, bl.a. ved Refsnæs, hvor skræntmaterialet er Lillebælts-ler.

Fig. 4.4 viser en skrænttype opbygget af en hård jordart (f.eks. kalk) lejret på svage impermeable lag (f.eks. ler). Kysttilbagerykningen er ved

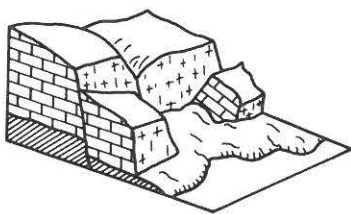


Fig. 4.4 Skrænt af hård bjergart lejret på svage impermeable lag

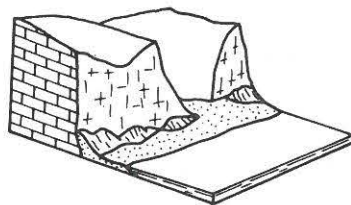


Fig. 4.5 Kridtskrænt

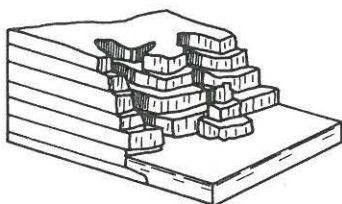


Fig. 4.6 Basaltklipper
med horisontal struktur

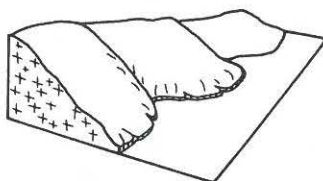


Fig. 4.7 Kystskrænt af
krystallinske bjergarter

sådanne skrænter som regel ret langsom, men foregår på en ubehagelig måde, idet den former sig som store samlede skred, som kommer uden varsel. Skredene skyldes virkningen fra nedsivende vand i forbindelse med de hårde bjergarters tryk på de bløde underliggende lag.

Ved Seaton i England, hvor kystskrænterne består af kalk og grønsand lejret på ler og sand, skete der således i 1839 et enormt skred, der omfattede 8 mill. m³ skræntmateriale.

Skrænter af modstandsdygtige bjergarter (f.eks. limsten, sandsten og basalt) er som regel ret stejle. Tilbagerykningen, der må betegnes som langsom, sker i reglen i stormperioder, hvor bølgerne løsner skræntpartier, der på grund af regn og nedsivende vand er blevet gennemskåret af revner. Fig. 4.5 og 4.6 viser eksempler på denne skrænttype.

Kystskrænter af krystallinske bjergarter er den mest resistente skrænttype. Kystprofilen er som oftest konvekst. Kun den nederste del af skrænten, der er udsat for havets direkte påvirkning, er genstand for erosion af nogen betydning, fig. 4.7.

4.2 Fladkyster

Fladkyster, der er den mest udbredte kystform her i Danmark, er kendetegnet ved det meget brede lavvandede område (flak), der strækker sig langs kystlinien.

Flak kan fremkomme ved bølgenes erosion i kysten (abrasionsflak), ved sedimentaflejring foran kysten (akkumulations flak) og ved transgression af plane landoverflader. Ofte optræder disse processer dog samtidigt.

De almindeligst forekommende fladkyster er strandvolds- og tilgroningsfladkyster.

Strandvoldsfladkysten forekommer, hvor der er væsentlig bølgeaktivitet helt ind til kysten, så der dannes en strandbred.

Tilgroningsfladkysten opstår i beskyttede farvande, hvor der ikke langs kystlinien forekommer bølgebrydning og strøm af betydning. Ved sådanne kyster vil strandengen nå helt ud til kystlinien, hvor den ender som spredte tuer. Da tilgroningsfladkysten næsten udelukkende forekommer ved meget brede, fladvandede områder, hvor man almindeligvis ikke anlægger større havne, vil vi nedenfor kun omtale strandvoldsfladkysten. Denne benævnes i det følgende blot fladkyst.

På fig. 4.8 er vist et skematisk snit gennem en typisk dansk fladkyst. Denne består af sedimenter lejret på en abrasionsflade, der er fremkommet ved bølgenes erosion i morænelandskabet i forbindelse med transgressionerne efter fastlandstiden. På figuren er anvendt de af Axel Schou indførte betegnelser på fladkystens komponenter.

Hvor vinden er i stand til at transportere sandmateriale fra stranden, kan der på det marine forland dannes kystklitter, som ofte vandrer ind over land. Permanente klitter forekommer kun, hvor kysten ikke er under tilbagerykning, og da kun hvis klitterne er bevoksede.

I det følgende behandles kun opbygningen af og ændringerne i fladkystprofilets hovedformer. En nøje beskrivelse af detalformerne (bundriller, kysttakker m.v.) er givet i [3] og [4].

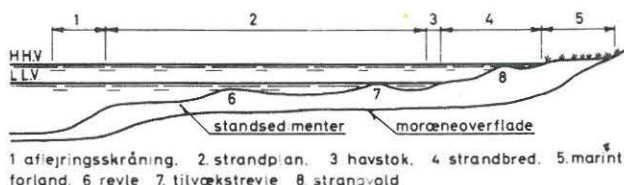


Fig. 4.8 Eksempel på fladkystprofil

Fladkystprofilen er under stadig ændring som følge af, at de marine kræfter forårsager en omlejring af kystmaterialet, en såkaldt materialtransport. I det følgende omtales kun materialtransport forårsaget af vandbevægelser på kysten; af andre transportformer kan nævnes sandflugt forårsaget af vind, der som før nævnt kan føre til kliddannelse.

Materialtransport på åbne kyster kan ligesom materialtransport i floder opdeles i bundtransport og opslæmmet transport, [2]. Til forskel fra materialtransporten i floder skyldes kystmaterialtransporten imidlertid som regel både strøm og bølger, hvilket komplicerer transportfænomenet væsentligt. Dette er årsagen til, at man endnu ikke kan give en udtømmende beskrivelse af kystmaterialtransporten, men i det store og hele må nøjes med en forenklet kvalitativ analyse. Den følgende fremstilling må betragtes som summarisk, idet der kun gøres rede for hovedtrækkene ved materialtransporten.

Grundtvandsbølger kan i sig selv forårsage materialtransport, hvilket skyldes, at maximalhastigheden i den fremadgående bundpartikelbevægelse (under bølgetop) er større end i den tilbagegående bevægelse (under bølgedal). Samtidig er den tilbagegående bevægelse dog mere langvarig end den fremadgående, hvorfor resultatet både bliver en transport og en sortering, idet sten og grovere sandkorn hovedsageligt transporteres i bølgeretningen som bundtransport, medens finere partikler, der i overvejende grad hvirvles op ved de store fremadgående vandbevægelser, i hovedsagen føres tilbage som opslæmmet transport. So teringsevnen er i øvrigt størst ved brydende bølger, idet der her er større forskel mellem de frem- og tilbagegående partikelhastigheder.

Bølgerne forårsager således i sig selv en resulterende bundtransport på tværs af kystlinien. Herved føres materiale til stranden, indtil bunden har fået så stærkt fald mod bølgeforplantningsretningen, at de flyttende kræfter ikke mere er i stand til at transportere materiale op ad skråningen.

Som materialtransporterende faktor optræder bølger imidlertid meget sjældent alene, idet der ved kysterne i reglen altid er strøm, om ikke andet så den af bølgerne skabte bølgestrøm. Kombinationen af bølger og strøm giver mulighed for meget stor materialtransport på grund af strømmens evne til at transportere det materiale, som bølgerne hvirvler op og holder opslæmmet. Sammenlignet med strøm har bølgerne stor evne til at bringe sedimenter i bevægelse. Ved den oscillerende bevægelse forekommer relativt store forskydningsspændinger ved bunden som følge af de store hastighedsgradienter, der opstår her, når grænselaget skal vokse op, hver gang strømmen vender.

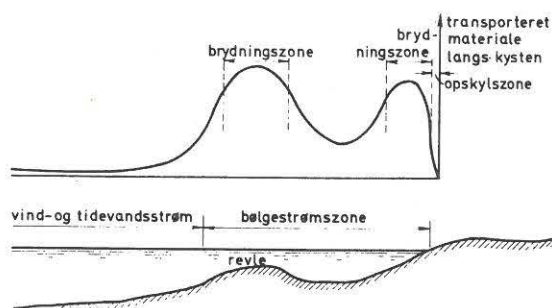


Fig. 4.9 Eksempel på materialtransportfordeling over kystprofil med revle

Da materialvandringen følger strømmen, foregår den væsentligste transport næsten altid langs med kysten. Materialvandringens fordeling over kystprofilet afhænger i høj grad af profilformen, idet de store transportintensiteter fortrinsvis optræder i bølgebrydningszonerne, hvor man, alt andet lige, har den største opslæmning af materiale samt den stærkeste bølgestrøm.

På fig. 4.9 er skitseret, hvorledes den langsgående materialtransport fordeles sig over tværprofilet på en revlekyst. Samtidig er de langsgående strømme og zonerne, hvori de almindeligvis dominerer, angivet. Næsten hele materialtransporten foregår imellem yderste bølgebrydningszone og kystlinien, hvilket i Vesterhavet og Kattegat omtrentlig svarer til vandområdet inden for henholdsvis 10 m og 4 m dybdekurverne. Uden for brydningszonerne aftager materialtransporten hurtigt mod nul. Transporten på revlen foregår lidt skråt indefter, hvorved der til stadighed føres materiale ind i truget bag revlen. Her føres det i overvejende grad med bølgestrømmen til tværløbene, som fører materialet tilbage til revlens forside.

På revlefri kyster foregår størstedelen af materialtransporten som oftest med bølgestrømmen i brydnings- og opskylszone ved kysten. Det fremgår af det foregående, at kystprofilets form bestemmes af balancen mellem de forskellige, men i hovedsagen langsgående transporter.

Profiler uden revler findes, hvor der enten er meget lille materialtilførsel, eller hvor store variationer i vandstanden (tidevandskyster) hindrer revledannelse.

Profiler med revler findes på kyster, hvor der er materialtilførsel, men små vandstandsvariationer. Jo større materialtilførslen er, jo flere revler dannes der.

Kystprofilet ændrer sig til stadighed. I stormvejr starter bølgebrydningen relativt langt fra kysten og giver anledning til en kraftig langsgående materialtransport i et bredt bælte uden for kystlinien. Under disse omstændigheder udflades kystprofilet, idet der opbygges revler samtidig med, at stranden nedbrydes. Jo større materialtransporten er, jo fladere bliver kystprofilet.

I roligere perioder med dønninger sker brydningen først tæt ved kystlinien som strandbrænding, og materialtransporten foregår da hovedsagelig i dette område. Under disse omstændigheder er der en tendens til nedbrydning af revlerne og opbygning af stranden, som bevirker, at kystprofilet som helhed bliver stejlere.

Hvor stormbølger - som f.eks. i Danmark - hovedsageligt optræder efterår og vinter, medens sommerperioden præges af mere roligt vand, kan man tale om sommer- og vinterprofiler. Af det foregående fremgår, at sommerprofiler er stejlere end vinterprofiler og har en bredere strand. På trods af disse variationer i profilerne har det vist sig, at ved den moment udviklede fladkyst foregår ændringerne om et ligevægtsprofil. Et sådant må defineres som et statistisk gennemsnitsprofil, der er stabilt bortset fra mindre afvigelser i overfladeformerne. Afvigelserne kan f.eks. være omlægning af revler, opbygning og nedbrydning af strandvolde m.v.

En kyst under tilbagerykning kaldes en erosionskyst. Er en sådan kyst samtidig en fladkyst, er det karakteristisk, at den hele tiden bevarer samme ligevægtsprofil. Dette er derimod ikke tilfældet ved kyster, der som følge af sedimentation er under fremrykning. På fig. 4.10 er eksempelvis optegnet kystprofiludviklingen ved Lyngby på Jyllands vestkyst, hvor kysten er under tilbagerykning. Af figuren ses, at de to optegnede profiler næsten er ens, og i hovedtrækkene kan bringes til at dække hinanden ved en vandret parallelforskydning.

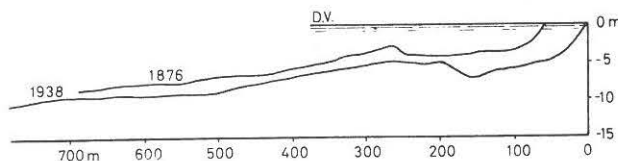


Fig. 4.10 Kystprofiludvikling ved Lyngby på Jyllands vestkyst

Materialvandringen langs kysten kan - alt afhængig af strømretningen - snart foregå i den ene retning snart i den anden. Imidlertid er der som regel en fremherskende retning, og der fremkommer da en nettotransport langs kysten.

På kyster, hvor bølgestrøm er den dominerende strøm, kan den resulterende materialvandringsretning ofte bestemmes ved hjælp af en vindstatistik. I mange tilfælde er der imidlertid ingen eller kun mere eller mindre ufuldstændige vindobservationer til rådighed, ligesom der i mærkbart omfang kan optræde andre former for strøm end bølgestrøm, og det er derfor vigtigt at påpege, at den resulterende materialvandringsretning ofte kan bestemmes ved at studere kystens struktur og formationer.

Sådanne morfologiske indikatorer kan være odder og tanger, der vokser frem i materialvandringsretningen, eller det kan være mundinger fra vandløb, der forlægges i samme retning på grund af den ensidige materialtilførsel.

Forskelle i erosions- eller aflejningshastigheden på hver side af et fremspring på en materialvandringskyst angiver også materialvandringsretningen, idet der på fremspringets luv side (den side, der vender mod materialvandringsretningen) sker en kystfremrykning i forhold til kysten på læsiden. Dette forhold opstår ved, at en del af det transporterede materiale opfanges af fremspringet, så der sker en luvsideaflejring, hvorved materialmængden, der føres forbi fremspringet til læsiden, reduceres. Denne forskel i materialtransport ophører dog, når der er aflejret så meget materiale på luv siden, at en ligevægtstilstand indtræder. Kysten i umiddelbar læ af fremspringet vil dog stadig blive underforsynet, idet en del

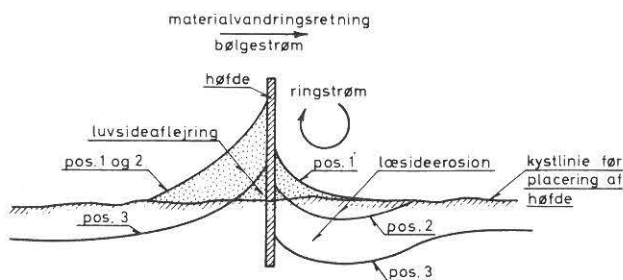


Fig. 4.11 Luvsideaflejring og læsideerosion

af det forbitransporterede materiale først når ind til stranden et stykke nedstrøms for fremspringet. Læsidens stilling kan yderligere forværres ved, at den langsgående bølgestrøm her frembringer en ringformet strøm, der også bidrager til at føre materiale bort fra fremspringet og den nærliggende kyst, se fig. 4.11.

Tilføres der mere materiale til læsiden, end den ringformede strøm kan transportere bort, sker der på dette sted en kystopbygning, der dog altid vil være mindre end luvsideobygningen, se fig. 4.11 pos. 1. Fører ringstrømmen derimod mere materiale bort, end der tilføres, fremkommer læsideerosion, hvorved den læ kystlinie rykker tilbage, som skitseret på fig. 4.11 pos. 2.

Ved fremspring på materialvandringskyster, der som helhed enten er udsat for erosion eller er under opbygning, vil de ovenfor beskrevne tilstande overlejres med en tilbagerykning, henholdsvis fremrykning af kystlinien på en sådan måde, at den ulige fordeling af materialaflejringen mellem luv- og læsiden bevares, se fig. 4.11 pos. 3.

Kystfremspring kan være næs eller eventuelt lokale hårde formationer på erosionskyster. Sidstnævnte tilfælde kan studeres på Jyllands vestkyst ved Vorupør og Klitmøller, hvor materialvandringen er nordgående, og hvor der som følge heraf sker den største kysttilbagerykning på nordsiden (læsiden) af de nævnte lokaliteter, se fig. 4.12. Luvsidaeaflejring og læsideerosion optræder selvsagt også ved kunstigt anlagte kystfremspring, såsom høfder og havnemoler [5].

Variationen i strandmaterialets sortering samt kystprofillets hældning kan også indicere den resulterende materialvandringsretning, idet profilstejlheden vokser med voksende kornstørrelse og aftager med voksende materialtilførsel. Således vil man ved at bevæge sig i materialvandringsretningen langs kysten kunne konstatere, at kystprofilerne bliver fladere og strandmaterialet mere finkornet. En sådan ændring af kysten sker f.eks. ved Jyllands vestkyst, hvor kysten fra at være forholdsvis stejl og stenet ved materialvandringsnulpunktet ved Harboøre (nord for Bovbjerg) udvikler sig til en flad og sandrig badestrand ved Vejrs.

En af de vanskeligste opgaver i forbindelse med materialvandring er bestemmelse af materialtransportens størrelse. Da det i dag ikke er muligt at matematisk vej at beregne denne, er man henvist til at anvende andre metoder. I de heldigste tilfælde eksisterer tidligere opmålinger, ud fra hvilke en beregning af den materialmængde, der er aflejret på eller fjernet fra kysten, kan foretages. På grundlag af denne kan en omtrentlig beregning af materialtransporten finde sted, idet man dog ved beregningerne

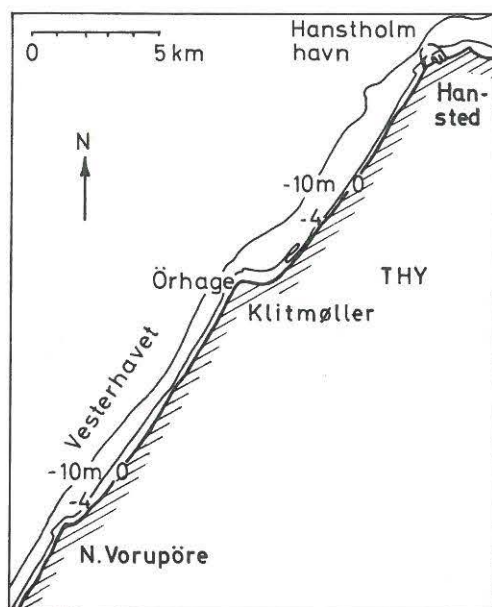


Fig. 4.12 Læsideerosion på Jyllands vestkyst

må tage hensyn til eventuel sandflugt på stranden, materialaflejringer i bugter eller fjordindløb m.v. Eksempelvis skal nævnes, at en stor del af det materiale, der nedbrydes mellem Lodbjerg og Bovbjerg, føres gennem Thyborøn Kanal og aflejres i Nissum Bredning, der således fungerer som "materialvandringsdræn".

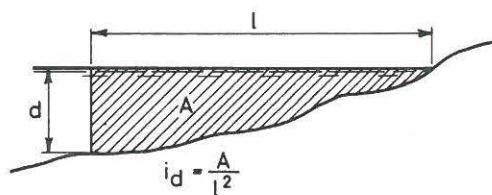


Fig. 4.13 Stejlhedskarakteristikken i_d

Som et hensigtsmæssigt mål til at beskrive et kystprofils stejlehed anvender man stejlhedskarakteristikken i_d , der er defineret, som angivet på fig. 4.13. Indekset d refererer til vanddybden for enden af det betragtede profil. Ved Thyborøntangerne og ved Hanstholm er i_{6m} henholdsvis lig med 1,0 - 1,2 % og 2 %. I Køge bugt ved Jersie er i_{6m} ca. 0,2 %.

Ved en bedømmelse af bundsedimenternes omlejring langs kysterne er det af stor betydning at have kendskab til abrasionsdybden, hvorved forstås den maksimale vanddybde, på hvilken bølgepåvirkningen kan præge havbundens udformning. Abrasionsdybden markerer således den ydre grænse for strandplanet (se fig. 4.8). Det fremgår af ovenstående, at abrasionsdybden er en lokal størrelse, idet den afhænger af bølgepåvirkningen på det betragtede sted. Således er abrasionsdybden ved Jyllands vestkyst ca. 20 m, mens den i Storebælt er ca. 6 m og i de mere lukkede danske farvande mindre end 6 m. Det fremgår endvidere, at bundformen på vanddybder mindre end abrasionsdybden hænger nøje sammen med kystlinieformen. Derfor danner kystlinien og dybdekurverne i denne zone som oftest konforme figurer.

4.3 Marine forlandsdannelser

Forudsætningen for marine forlandsdannelser, hvis tilblivelse hovedsagelig skyldes marine kræfter, er tilstedeværelsen af et flakområde. Navnlig akkumulationsflak, der fremkommer ved aflejring af materiale på steder, hvor strømhastighed og bølgepåvirkningen mindskes, danner ofte fundament for forlandsdannelser.

Når flakområdet er opstået, vil bølgerne kunne opkaste strandvolde på dette, hvorved forlandsdannelsen fremkommer. Ofte dannes strandvoldene så tæt ved hinanden, at de udgør et sammenhængende område, der benævnes en strandvoldsslette. Sådanne sletter er karakteristiske ved at bestå af meget velsorterede materialer, hvor en kornstørrelse ofte er dominerende. Strandvoldssletterne kan antage betydelige dimensioner. Således kan nævnes, at strandvoldssletten ved Dungeness i England, der består af ral og håndsten, dækker et areal på ca. 18 km². I læ af strandvoldene dannes laguner, der, efterhånden som de fyldes med sand og gror til, omdannes til land, der benævnes afspærringsforland.

Da dannelsen af strandvolde er betinget af et vist forhold mellem bølgestørrelse og vanddybde, vil forløbet af flakområdets dybdekurver være bestemmende for forlandsdannelsens form. I indre danske farvande synes forlandsdannelser således at være betinget af vanddybder, der er mindre end 2-4 m, (se figurerne 4.14 - 4.22).

I det følgende gennemgås nogle almindeligt forekommende forlandsdannelser ved en række eksempler fra danske kyster. Figurerne 4.14 - 4.19 er gengivet efter [3].

Marine odder er aflange, halvøformede forlandsdannelser, opbygget af strandmateriale.

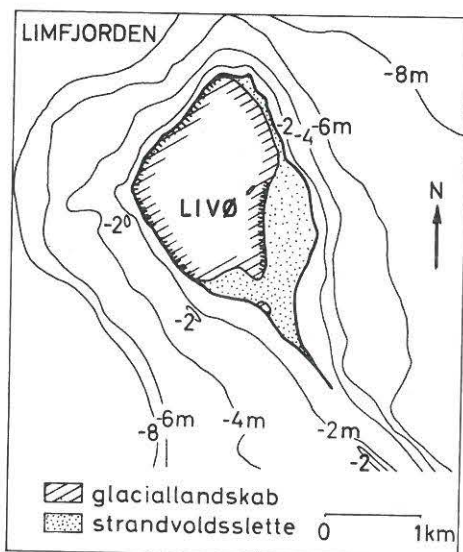


Fig. 4.14 Retodde på Livø

På fig. 4.14 er vist en oddedannelse på sydspidsen af Livø. Odden, der består af en strandvoldsslette, opkastet på et akkumulationsflak, er dannet ved materialtilførsel fra Livøs østre og vestre konvergerende kyststrækninger. Da materialtilførselen til oddens to sider har været lige stor, er oddeformen blevet lige, og odden benævnes da retodde.

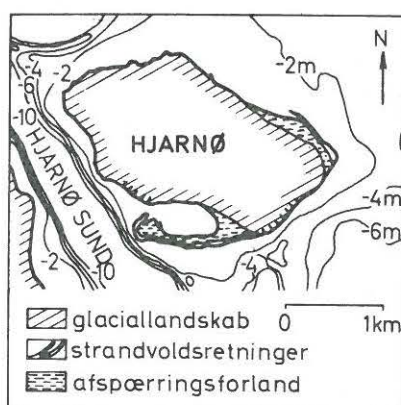


Fig. 4.15 Krumodde ved Hjørnø

Tilføres kun materiale fra den ene side, vil oddevæksten blive krum, og en såkaldt krumodde opstår. Fig. 4.15 viser en sådan oddevækst ved Hjørnøs sydspids. Som det ses af figuren, vil det dybere vand i Hjørnø sund begrænse oddens videre udbredelse i vestlig retning. Bag krumodden er afspærringsforlandet ved at vokse frem.

Under vekslende bølge- og strømforhold dannes ofte en række indbyrdes forbundne krumodder, et såkaldt krumoddekompleks. Som eksempel på dette er valgt krumoddekomplekserne ved Aarø i Lillebælt, alle tilført fra øens sydkyst. At oddetilvæksten kun finder sted inden for 2 m dybdekurven, fremgår tydeligt af det vestlige oddekompleks, hvis udbredelse begrænses af dybden og de kraftige strømme i Aarøsund.

Fed er en kølleformet forlandsdannelse, der opstår, hvor marine odders længdevækst hæmmes af et strømløb. Den specielle form skyldes, at det til oddespidsen tilførte materiale fjernes af strømmen og aflejres på begge sider af odden fortrinsvis ud for de sidstdannede partier, hvor der således skabes mulighed for yderligere opbygning af strandvolde og afspærringsforland. Fig. 4.17 viser Ulvshale ved Møn, hvis dannelse er betinget af strømmen i Ulvshaleløbet.

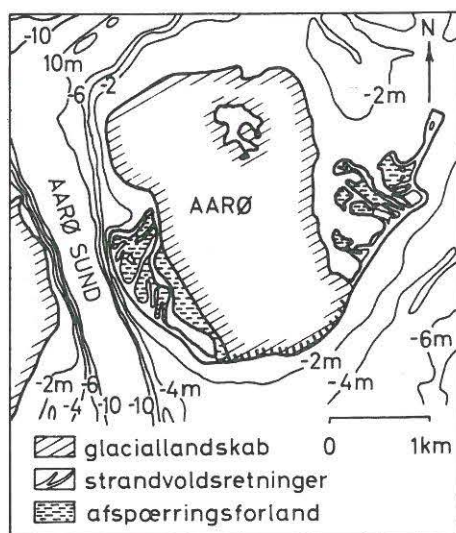


Fig. 4.16 Krumoddekomplekser ved Aarø

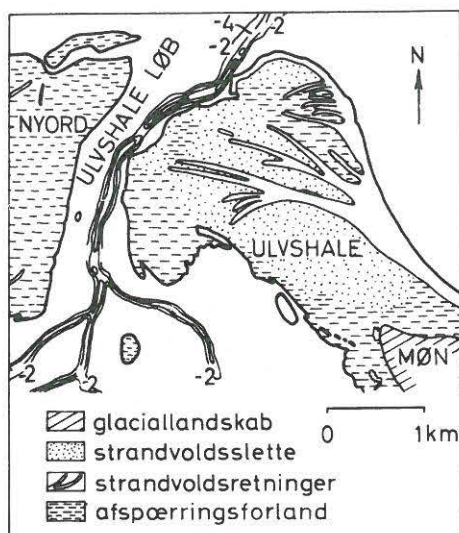


Fig. 4.17 Feddannelse ved Møn



Fig. 4.18 Vinkelforland ved Halsskov

Vinkelforland opstår, hvor to konvergerende oddesystemer vokser sammen, og den mellemliggende lagune efterhånden fyldes og gror til. Den i det foregående nævnte strandvoldsslette ved Dungeness i England er dannet som vinkelforland. På fig. 4.18 er vist et vinkelforland på Halsskov halvøens nordside, hvor lagunen bag strandvoldene næsten er omdannet til land.

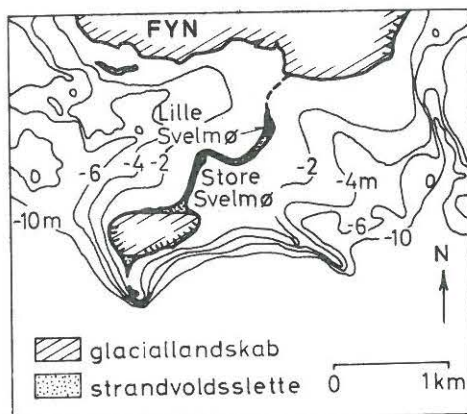


Fig. 4.19 Dragforbindelse mellem Fyn og St. og Ll. Svelmø

Ved et drag forstås en landforbindelse, der opbygges mellem to nærliggende landområder. Fig. 4.19 viser draget, der forbinder Store og Lille Svømmø med Fyn. Årsagen til dragdannelser er, at de landnære dele af vandområdet mellem to landmasser er delvis beskyttede mod stærk bølgeuro, således at der her er forøgede muligheder for, at materialaflejring kan finde sted. Følgelig vokser et flak frem fra det ene eller begge af de to landområder, og når vanddybderne er blevet tilstrækkeligt små, kan bølgerne opkaste strandvolde, hvorved landforbindelsen dannes.

Marine tanger er betegnelsen på smalle forlandsdannelser, som ved deres vækst slutteligt forårsager en bugttillukning. De herved afspærrede vandområder benævnes strandsøer eller laguner.

Tangerne dannes - som de fleste marine opbygningsformer - ved opkastning af strandvolde på akkumulationsflak. Flakdannelsen er betinget af, at en del af det materiale, der transporteres langs den åbne kyst, aflejres i bugten, hvor der almindeligvis er mindre strøm og bølgeuro.

Er vanddybden ved bugtmundingen lille, vil der hurtigt på dette sted dannes et akkumulationsflak, hvorpå bølgerne kan opkaste strandvolde af det materiale, som ellers føres indefter langs bugtens kyst. Herved opstår tangen i form af krumodde, der fra bugtmundingsens bred vokser frem foran bugten.

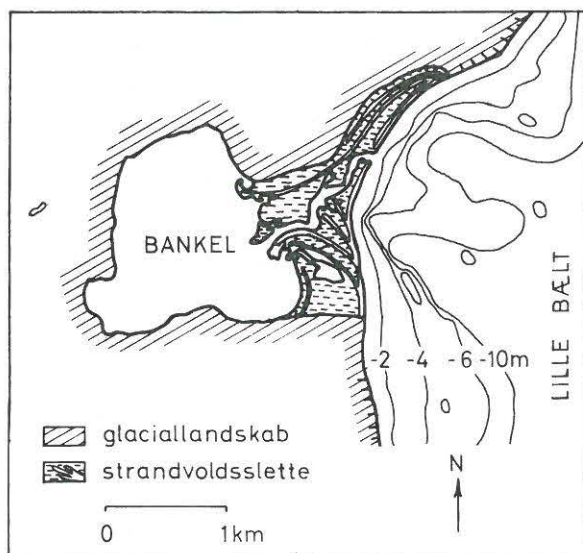


Fig. 4.20 Marine tanger ved Bankel

Foregår der materialvandring i begge retninger foran bugten, vil der vokse tanger frem fra bugtmundingsens to bredder, som vist på fig. 4.20. Dominerer den ene materialvandringsretning, sker bugtlukningen ved ensidig tangedannelse.

Tilføres der til stadighed vand til bugten (f.eks. fra flodudløb), vil der altid være afløb til havet gennem en afbrydelse i tangen. På kyster med en dominerende materialvandringsretning vil et sådant laguneudløb forskyde sig i samme retning på grund af den ensidige materialtilførsel. Udløbet fra Ringkøbing fjord gennem tangedannelsen Holmslands Klit er således gentagne gange vandret syd over, idet et nyt udløb er blevet dannet, når det gamle sandede til. I dag er denne cyklus standset med anlæggelsen af kanalen ved Hvide Sande, se fig. 4.21.

I bugter med dybt vand ved munden vil flakområder og dermed også odde- og tangedannelser opstå på lavt vand langs bugtens bredder. Sådanne bugter vil derfor lukke sig ved udfyldning indefra. I indre danske farvande forekommer denne form for bugttillukning, hvor vandets dybden ved bugtmundingen er over ca. 4 m.

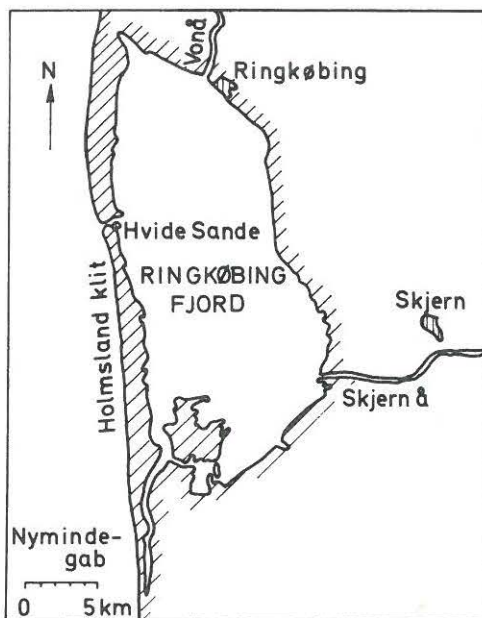


Fig. 4.21 Marine tanger ved Ringkøbing Fjord

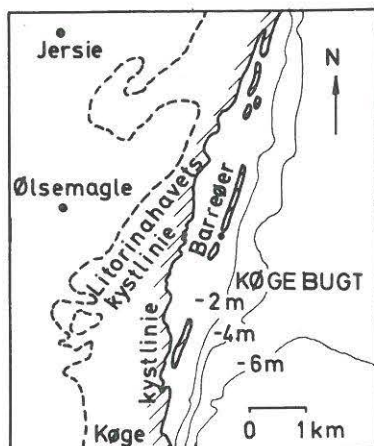


Fig. 4.22 Barreøddannelser i Køge Bugt

Barre-øer er øddannelser, der fremkommer som strandvoldsdannelser på lavvandede områder. Ofte sammenvokser en hel række af disse barre-øer til kilometerlange forlandsdannelser, som det f.eks. er sket i Køge bugt, se fig. 4.22.

Flak-øer er forlandsdannelser, der, bortset fra at de opstår på isoleret beliggende flak, fuldstændigt svarer til barre-øer. Raagø Sand og Raagø Kalv, der er beliggende nordvest for Raagø, er eksempler på sådanne flak-øer.

4.4 Flodmundinger og deltaer

Ved en flodmunding forstås det område af en flod eller af et flodsystem, hvor indvirkninger fra havet kan registreres, f.eks. ved ekstreme højvande, saltvandsindtrængen, tidevandsbevægelser og strømme.

Da en lang række af verdens største havne er beliggende i flodmundinger, er de specielle forhold her af stor betydning for havnebygningen og bør derfor omtales nærmere.

Af de mange problemer, der kan opstå i flodmundinger, er et af de alvorligste faren for oversvømmelser langs flodbredderne. Sådanne oversvømmelser fremkommer ved, at havvandet under ekstreme højvande trænger op gennem flodsystemet.

Havvandets indtrængen i floder bevirker ofte en væsentlig saltvandsforurening af det omkringværende grundvand, hvilket kan være ødelæggende for dyreliv og plantevækst og skabe problemer for ferskenvandsforsyningen. Endvidere har denne saltvandsindtrængen, som omtalt i det følgende, den uheldige virkning, at den forstærker sedimentation i floderne.

Når havvandet trænger ind i flodmundinger med ringe tidevandsskifte, vil det - på grund af større vægtfylde - ske langs bunden i form af en såkaldt saltvandskile. Bestemmende for saltvandskilens længde er flodens dybde, tidevandet i havet, forskydningsspændingen mellem den udadgående ferskvandsstrøm og det i det væsentlige stillestående saltvand samt forskellen mellem havvandets og flodvandets massetætheder. Denne forskel i massetæthederne skyldes hovedsageligt havvandets større saltholdighed, men også eventuelle forskelle i vandtemperaturen giver bidrag hertil.

Som mål for den relative balance mellem vandføring og forskel i massetæthed, definerer man det densimetriske Froudes tal F_d ved

$$F_d = \frac{u_0}{\sqrt{\frac{\Delta \rho}{\rho} g D}}$$

hvor u_0 er ferskvandets middelhastighed over hele flodens tværsnit, $\frac{\Delta \rho}{\rho}$ er den relative forskel i massetæthederne mellem hav- og flodvand, og D er vanddybden.

Det kan vises, at når $F_d \geq 1$, er saltvandsindtrængen umulig. Når $F_d < 1$, optræder en saltvandskile, hvis længde vokser stærkt med faldende F_d , og som nemt kan overskride 2000 gange vanddybden.

Ved flodmundinger uden tidevand vil der være en brat overgang mellem saltvandskilens vand og det overliggende ferske vand. Der foregår dog en vis blanding mellem salt- og ferskvand i en overgangszonzone langs saltvandskilens overside, men tykkelsen af denne zone er kun få procent af totale vanddybde.

Forekommer der ved flodmundingen tidevand af beskeden størrelse, vil saltvandet stadig trænge ind langs bunden som en kile, men overgangszonen vil være tykkere, og saltvandskilens beliggenhed vil variere svagt med tidevandet.

Med voksende flodskifte forøges blandingen mellem fersk og salt vand. Der vil dog stadig være en væsentlig forskel mellem bund- og overfladevandets saltholdighed, men variationen over dybden er nu mere jævn.

Ved meget store flodskifter udjævnes forskellen i saltholdighed mellem bund og overflade i reglen næsten fuldstændigt, og strømforholdene er om trent, som om forskelle i vandets massetætheder ikke havde eksisteret.

Det er et væsentligt træk ved flodmundinger med saltvandskiler, at bundtransporten her er nedsat på grund af de mindre strømhastigheder ved bunden. Derfor vil der, navnlig i de øvre dele af de saltvandsforurenede områder, ofte optræde store aflejringer.

Yderligere har det været påpeget, at en del af det materiale, der er opslåmmet i det ferske flodvand, vil flokkulere - d.v.s. samle sig i større klumper - når jonindholdet forøges, ved at flodvandet blandes med saltvand. Derved skulle en del af det opslåmmede materiale synke og aflejres på bunden.

Aflejringerne størrelse afhænger selvsagt af mængden af tilført materiale samt af flodens evne til at rense sit leje under perioder med store strømhastigheder, f.eks. ved vårflod.

I flodmundinger ved tidevandskyster kan tidevandsstrømme forårsage kraftige udskæringer i bunden i form af strømløb og lokale huller, og ofte dannes et indviklet mønster af flod- og ebbestrømløb adskilt af bundaflejringer, se fig. 4.23.

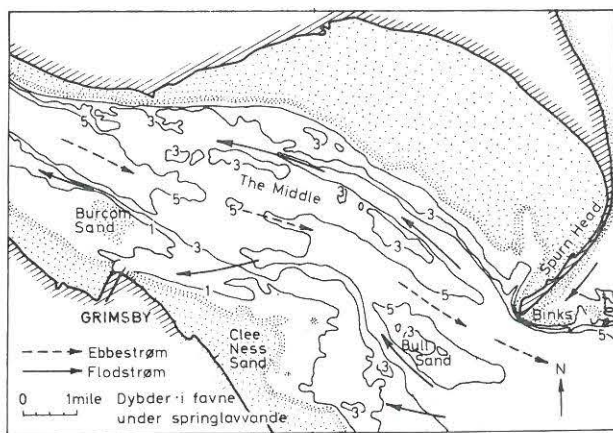


Fig. 4.23 Flod- og ebbestrømløb ved Humberflodens munding

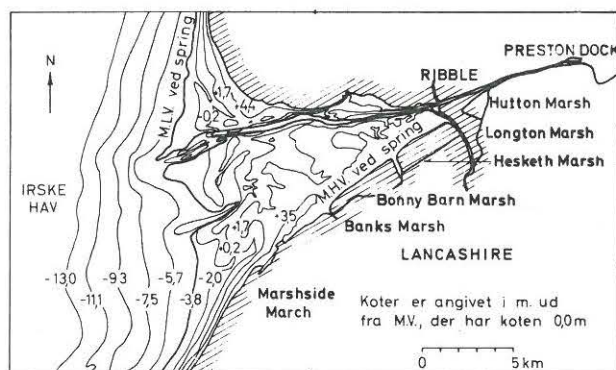


Fig. 4.24 Floden Ribble's munding

På fig. 4.24 er vist floden Ribble's munding ved det Irske hav. I den viste del af flodlejet er uddybet en sejlrende til havnen i Preston. På grund af det store flodskifte i havet (ca. 8 m) og den lille minimumsdybde i sejlrenden (ca. 3 m) kan større skibe kun besejle denne ved højvande, og Preston havn er derfor indrettet med dokbassiner.

For at hindre barredannelse og dermed mindre vanddybde i sejlrenden er der til stadighed beskæftiget fem sandpumpere med vedligeholdelse af vanddybderne.

Som det endvidere fremgår af figuren, findes store marskområder langs flodbredderne, hvilket er almindeligt forekommende ved flodmundinger på tidevandskyster.

Balancen mellem tilførsel af materiale fra floden samt bølger og strøms evne til at videretransportere materialet er afgørende for, om flodmundingen bliver tragtformet, eller om der dannes et delta.

Om dette spørgsmål kan generelt siges, at lille materialtransport i floden samt stort flodskifte, bølgeuro og strøm ved kysten fremmer dannelsen af en tragtformet munding. Modsat vil stor materialtransport i floden samt roligt vandområde ved kysten virke fremmende på deltadannelsen. På fig. 4.25 er sedimenternes lagstilling ved deltadannelse skitseret, ligesom den stærkere konsolidering af de nedre beliggende lag er anskueliggjort. Hvor der forekommer aflejringer af stor mægtighed, kan disse bewirke en nedtrykning af jordskorpen, hvorved mægtigheden af sedimenterne til stadighed vokser.

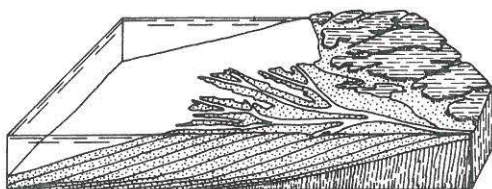


Fig. 4.25 Eksempel på sedimentlagstilling ved deltadannelse

Den på fig. 4.25 viste forgrenede planudformning af deltaet opstår, hvor en stærkt materialførende flod udmunder på en rolig kyst, som det f.eks. er tilfældet med Mississippifloden.

Ved kyster med større materialvandring får deltaer en mere afrundet begrænsning, som vist på fig. 4.26, der forestiller Nilens udløb i Middelhavet.

Banker og strømrrender i flodmundinger udgør i virkeligheden en slags delta, blot har strøm- og bølgeforhold hindret aflejringer i at vokse over højvandsspejlet.

Det skal til slut bemærkes, at det som regel er særdeles vanskeligt at ændre de naturlige forhold i flodmundinger. Således kan nævnes, at man ved anlæg af sejlrender, der graves gennem bundaflejringer, som regel må regne med store driftsudgifter til uddybning, fordi de kunstigt frembragte render meget hurtigt fyldes med sedimenter.

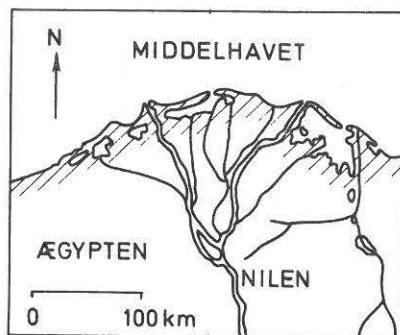


Fig. 4.26 Nilens delta

5. Litteraturhenvisninger

- [1] Frank Engelund og Poul Harremoës: Elementær bølgehydraulik. Polyteknisk Forlag, København 1967.
- [2] Frank Engelund og Eggert Hansen: A Monograph on Sediment Transport in Alluvial Streams. Teknisk Forlag, København 1967.
- [3] Axel Schou: Det marine forland. H. Hagerups Forlag, København 1945.
- [4] Andre Guilcher: Coastal and Submarine Morphology. Methuen and Co., London 1958.
- [5] V. Mandrup Andersen og H.F. Burcharth: Havnebygning og kystteknik. Den private ingeniørfond, Danmarks tekniske Højskole, København 1968.
- [6] V. Mandrup Andersen og F.A. Engelund: Vandbygning I. Akademisk Forlag, København 1965.
- [7] Per Bruun: Coast Stability. Teknisk Forlag, København 1954.
- [8] Robert L. Wiegel: Oceanographical Engineering. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J. 1964.
- [9] J.A. Steers: The Coast of England and Wales in Pictures. Cambridge University Press 1960.

Vedrørende yderligere litteratur om kystmorfologi henvises til det udførlige litteraturregister i [4].

