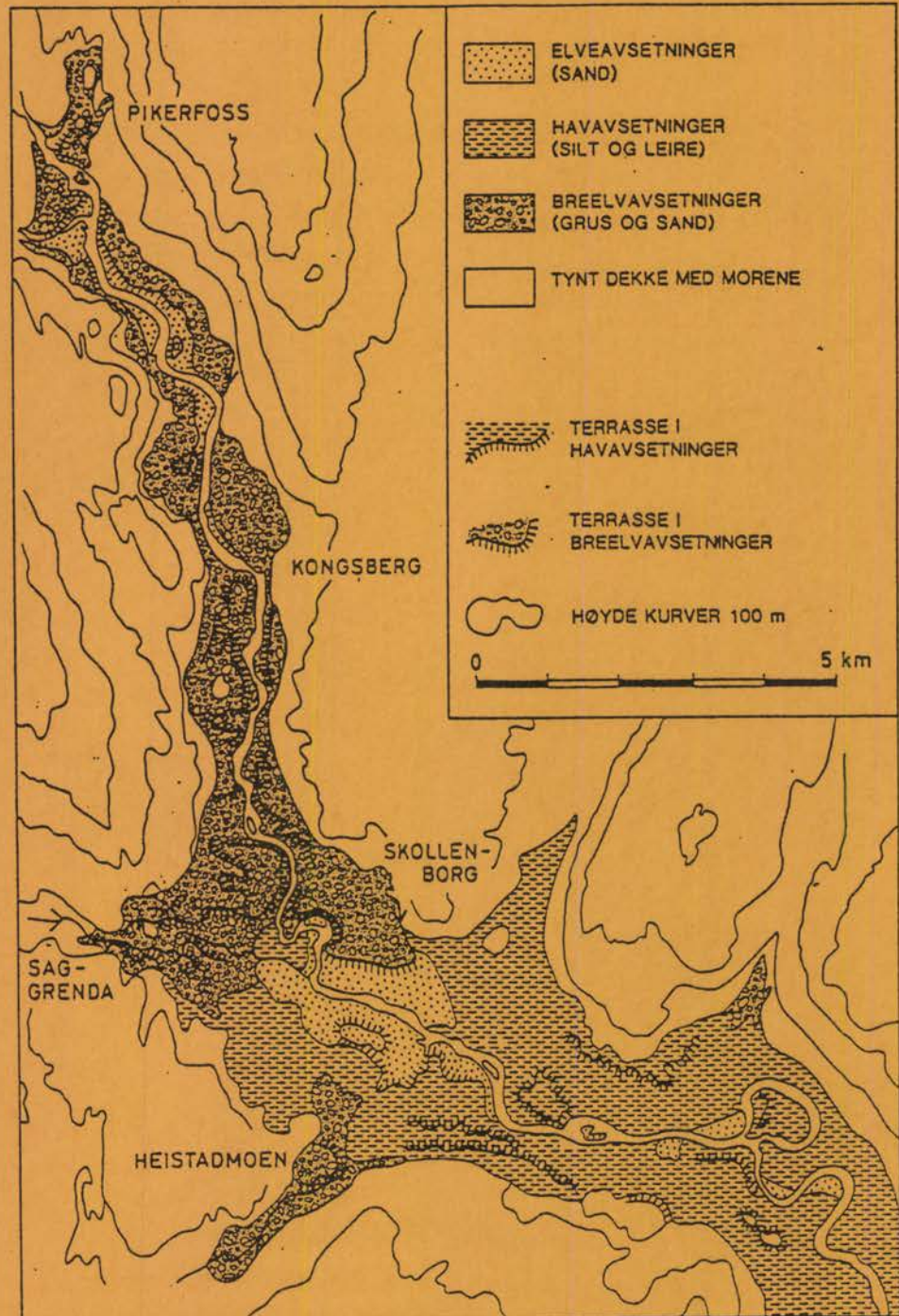
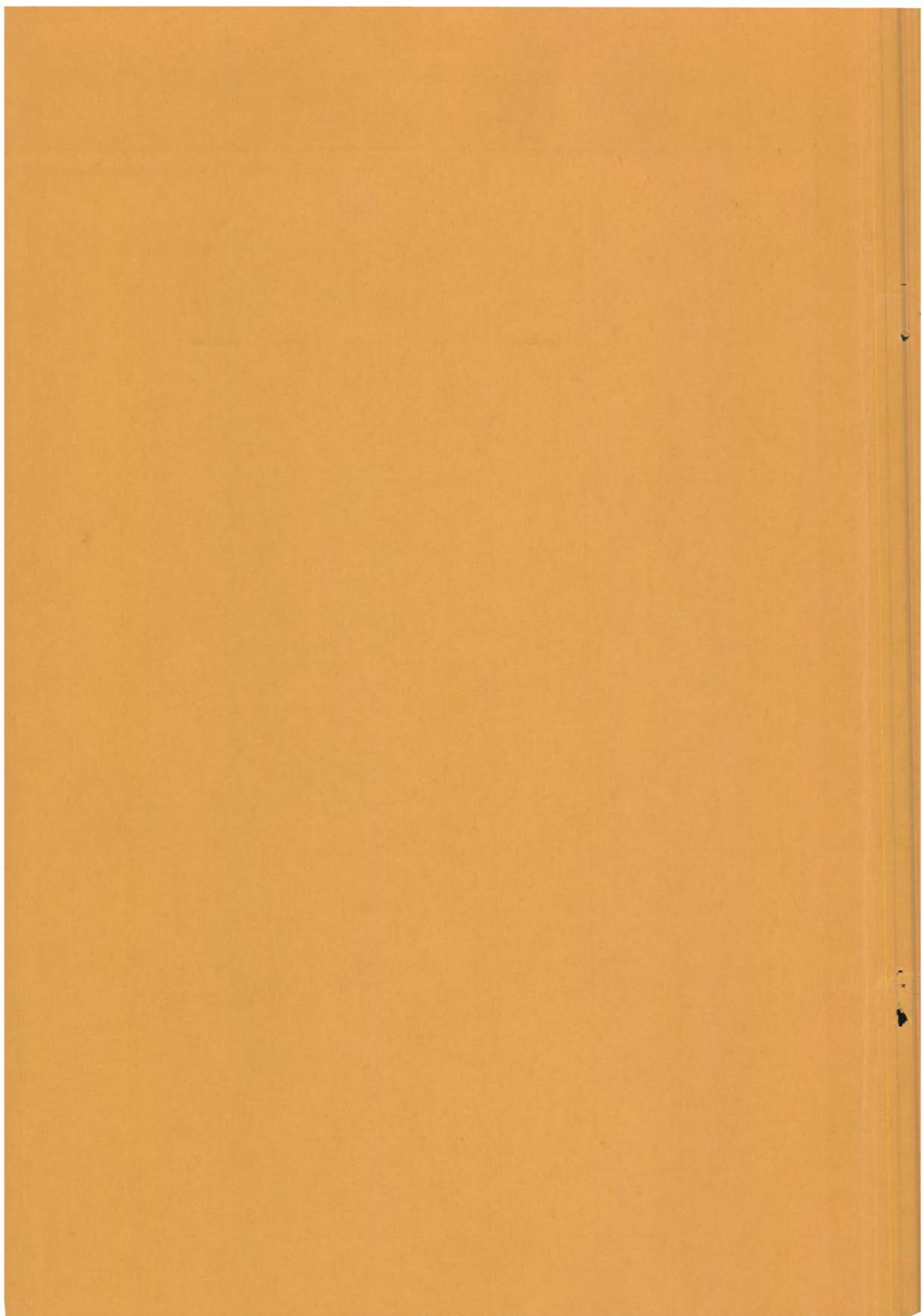


# G11 Kwartærgeologi

## Kompendium

### Del I

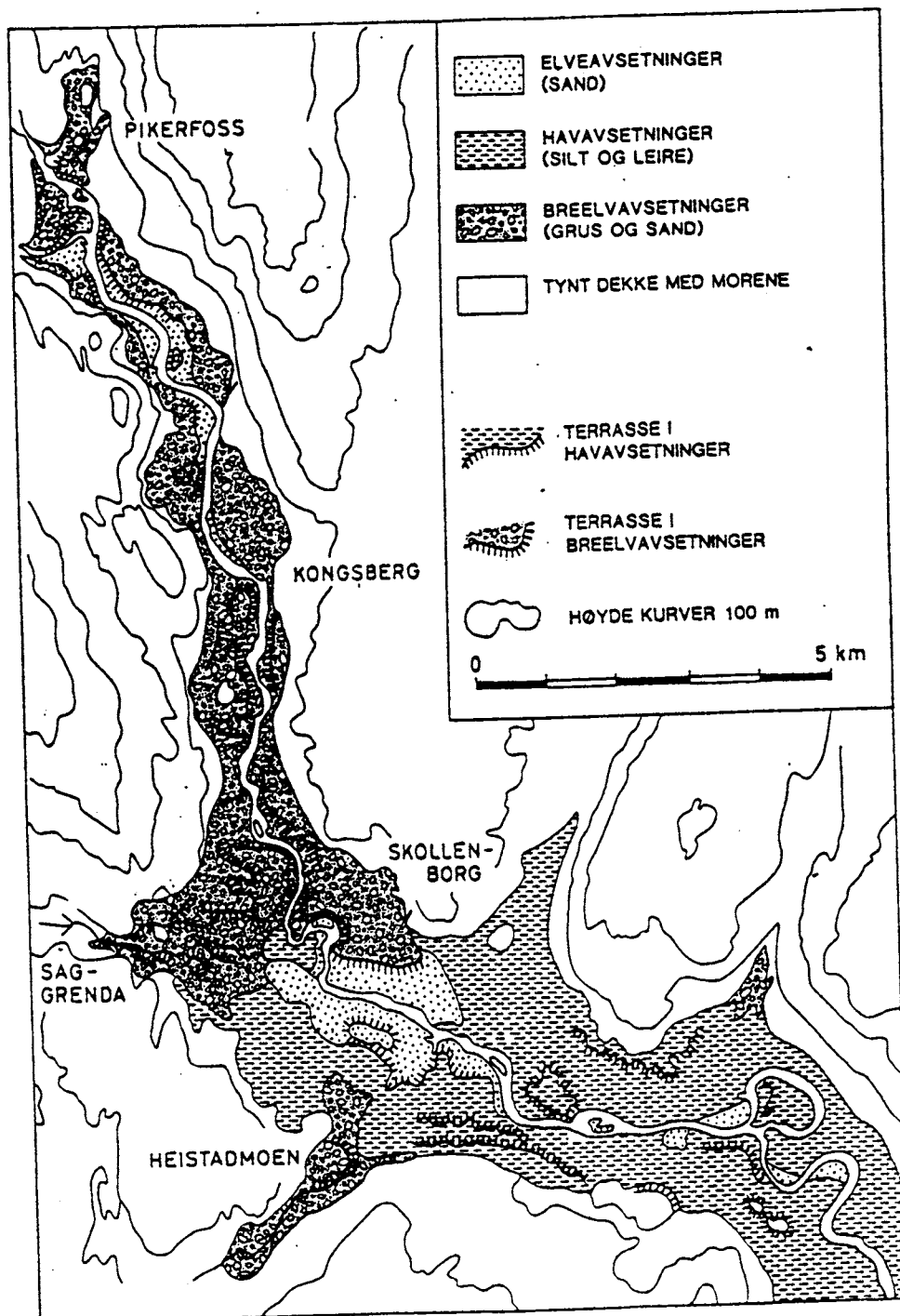




# G11 Kwartærgeologi

## Kompendium

### Del I





## INNLEDNING.

Pensum i G11 Kvartærgeologi er samlet i et kompendium som er delt i to deler (del I og del II). I del I er det lagt stor vekt på å beskrive ulike prosessers betydning for dannelsen av forskjellige jordarter samt jordartenes egenskaper og dannelsesmåte. Hensikten er å gi studentene gode basiskunnskaper som er nødvendige når man skal kartlegge kvartære avsetninger eller planlegge en praktisk utnyttelse av løsmassene. Gode basiskunnskaper er også påkrevet der det oppstår konflikter med hensyn til utnyttelse av forekomstene. Kompendiet er først og fremst skrevet for studenter ved NLH og det er lagt vekt på at kurset skal være et grunnlag for andre fag som f.eks. jordbunnsføre og arealplanlegning.

Del II er hovedsakelig en beskrivelse av den kvartærgeologiske utvikling i forskjellige deler av Norge (Norden). Kvartærgeologiske kart og profiler fra utvalgte områder benyttes til å illustrere den kvartærgeologiske utvikling i et område og de prosesser som har vært viktige ved landskapets utforming. For denne beskrivelsen av Norges kvartærgeologi er det valgt ut områder som skal være representative for mange områder eller store deler av landet. Noen fenomener, som finnes mange steder i Norge, er beskrevet der hvor de er best utviklet. Det er en stor fordel at man har basiskunnskaper om Norges geografi.

Det blir i løpet av semesteret bli delt ut en del "hjemmeoppgaver". Det er en forutsetning at studentene har arbeidet med disse før de blir gjennomgått av faglærer.

Det vil midt i semesteret bli gjennomført en endags utferd for å illustrere prosesser og sedimentegenskaper ute i naturen.

Norges Landbrukshøgskole  
Institutt for jord- og vannfag  
Seksjon for geologi

15. juli 1993

Per Jørgensen



KAPITTEL 1. KLIMA OG KLIMAVARIASJONER . . . . .	1
KLIMA OG SIRKULASJON I HAVET OG LUFTEN. . . . .	1
Klimautjamning. . . . .	1
Havområdene mellom ekvator og sydpolen. . . . .	1
Norskehavet og Polhavet. . . . .	2
KLIMAENDRINGER MED TID. . . . .	5
Jordens sammensatte bevegelser. . . . .	5
Eksentrisiteten (100 000 års variasjonen). . . . .	5
Jordaksens helning. . . . .	6
Jordaksens slingring. . . . .	6
Variasjoner i skydekke og atmosfærens innhold av klimagasser og vulkansk materiale. . . . .	7
Vulkanisme. . . . .	10
KOBLEDE MEKANISMER. . . . .	10
TIDLIGERE NEDISNINGER OG NEDISEDE OMRÅDER. . . . .	11
KVARTÆRTIDENS BEGYNNELSE OG INNDELING. . . . .	15
Den generelle klimaforverring. . . . .	15
Registrerte klimaendringer. . . . .	16
Oksygenisotoper. . . . .	16
KLIMASONER . . . . .	17
Klimasoner på land. . . . .	17
Marine klimasoner. . . . .	19
ISTIDER OG MELLOMISTIDER. . . . .	20
Istid (glasialtid): . . . . .	22
Mellomistid (interglasialtid): . . . . .	23
Interstadial: . . . . .	23
Stadial: . . . . .	23
Variasjoner de siste 800 000 år. . . . .	23
De siste 15 000 år. . . . .	25
De siste 1000 år. . . . .	26
Den lille istid . . . . .	26
De siste 125 år. . . . .	27
 KAPITTEL 2 IS OG ISBREER . . . . .	 28
Snøens vannverdi. . . . .	30
BREBUDSJETT (regime). . . . .	31
KLASSIFIKASJON AV ISBREER. . . . .	35
Istemperaturen. . . . .	35

Kald bre (Polar bre) . . . . .	36
Varm bre (Temperert bre). . . . .	37
Subpolare breer. . . . .	37
Istemperaturens betydning. . . . .	37
Brebevegelse. . . . .	37
Bevegelser i et is skjold. . . . .	38
MORFOLOGISK KLASSIFIKASJON (form på breen). . . . .	41
Kontinentalt isdekke (Isskjold). . . . .	41
Platåbre (Iskappe). . . . .	41
Fjellbreer. . . . .	42
Dalbre . . . . .	42
LIKEVEKTS LINJENS BELIGGENHET I TIDLIGERE TIDER. . . . .	45
AVSMELTINGEN ETTER SISTE ISTID. . . . .	45
KAPITTEL 3 FORANDRINGER I HAVNIVÅ . . . . .	48
Marin grense . . . . .	48
Forandringer i havnivå . . . . .	48
Regresjon - Transgresjon . . . . .	49
Skjev landhevning . . . . .	50
Utforming av strandlinjer. . . . .	53
KAPITTEL 4 BESKRIVELSE OG KLASSIFIKASJON AV	
JORDARTER. . . . .	60
FUNDAMENTALE EGENSKAPER. . . . .	60
Kornfordeling. . . . .	61
Oppdeling av en prøve i fraksjoner. . . . .	61
Pipetteanalyse. . . . .	61
Kornstørrelser. . . . .	63
Klassifikasjon basert på kornfordeling. . . . .	65
Bimodalitet. . . . .	67
Øvre grense for en kornfordelingsanalyse. . . . .	68
PETROGRAFISK, MINERALOGISK OG KJEMISK SAMMENSETNING. . . . .	69
Kornfordelingens betydning for andre egenskaper. . . . .	71
AVSETNINGSMILJØ - KORNFORDELING - MINERALOGI -	
GEOKJEMI. . . . .	72
Kornform. . . . .	73
Orientering. . . . .	75
Pakning og porøsitet. . . . .	76



Mineralkorn - vann - luft. . . . .	78
Vanninnhold. . . . .	78
Permeabilitet. . . . .	79
<b>KAPITTEL 5 STRATIGRAFI OG ALDER . . . . .</b>	<b>84</b>
STRATIGRAFI . . . . .	84
Litostratigrafi. . . . .	84
Biostratigrafi. . . . .	85
Kronostratigrafi. . . . .	88
Kronostratigrafi - Biostratigrafi - Litostratigrafi. . . . .	89
Morfostratigrafi. . . . .	89
DATERING MED <sup>14</sup> C-METODEN. . . . .	90
Eksempel på bruk av stratigrafisk informasjon ved tolkning av den kvartærgeologiske utvikling. . . . .	93
<b>KAPITTEL 6 FORVITRINGSJORD OG MORENEJORD . . . . .</b>	<b>95</b>
FORVITRINGSJORD. . . . .	95
Postglasial forvitring. . . . .	95
Kornfordeling. . . . .	96
Forvitring i høyfjellet. . . . .	96
Gammel blokkforvitring. . . . .	97
MORENER. . . . .	98
Dannelsesmåte. . . . .	98
Transportmåte og nedknusing. . . . .	98
SAMMENSETNING . . . . .	99
Innhold av blokk og stein. . . . .	99
Innhold av grus, sand, silt og leir. . . . .	100
Moreneavsetningenes indre oppbygning. . . . .	103
Regional tykkelse og utbredelse av bunnmorener. . . . .	103
Tynt og usammenhengende morenedekke. . . . .	104
Sammenhengende flater av morene. . . . .	104
Lokale variasjoner. . . . .	105
Lesideavsetninger i daler. . . . .	106
Transportlengde. . . . .	107
MORENEDANNELSE - BESKRIVELSE FRA DAGENS BREER. . . . .	108
Forholdene under en bre. . . . .	108
Aktiv bre. . . . .	108
Passiv bre. . . . .	110

Forholdene på breens overflate. . . . .	111
Utviklingen av et morenelandskap. . . . .	113
<b>KLASSIFIKASJON AV MORENER UT FRA DANNELSESMÅTEN.</b> . . . .	114
Morenematerialets betydning for andre avsetninger. . . . .	115
<b>KAPITTEL 7 BREELVER OG BREELVAVSETNINGER</b> . . . . .	117
Spør etter breelver. . . . .	117
Smeltevann. . . . .	118
Kald bre eller varm bre. . . . .	118
Breelv. . . . .	118
Smeltevannets dreneringsveier. . . . .	119
<b>BREELVENES EROSIJON.</b> . . . .	119
De eldste erosjonssporene. . . . .	120
Laterale og sublaterale erosjonsspor. . . . .	121
Englasial og subglasial strømning. . . . .	123
Jettegryter. . . . .	124
Noen kjente jettegryter i Norge. . . . .	125
Proglasiale elveløp. . . . .	125
Tapningsløp. . . . .	125
<b>BREELVAVSETNINGER.</b> . . . .	127
Avsetningstyper. . . . .	127
Eskere . . . . .	127
Dannelsesmiljø for eskere. . . . .	128
Supraglasiale og englasiale eskere. . . . .	129
Proglasiale eskere. . . . .	130
Regional utbredelse av eskere. . . . .	131
Kames. . . . .	132
Kameterrasser (seter). . . . .	133
<b>DØDISLANDSKAP.</b> . . . .	134
<b>FRONTAVSETNINGER.</b> . . . .	134
Sandur. . . . .	134
Marine isranddeltaer. . . . .	138
Hauerseter deltaet. . . . .	140
Mona. . . . .	141
Eidfjord. . . . .	143
<b>BREELVAVSETNINGER - SEDIMENTOLOGISKE EGENSKAPER</b> . . . . .	143

KAPITTEL 8 HAVAVSETNINGER . . . . .	146
AVSETNINGSMILJØER . . . . .	147
GRUNNE HAVOMRÅDER. . . . .	150
POSTGLASIALE LEIRER. . . . .	151
SEKUNDÆRE HAVAVSETNINGER. . . . .	152
Elvdalsedimenter. . . . .	153
EGENSKAPER VED MARINE AVSETNINGER. . . . .	154
Kornfordeling . . . . .	154
Strandnære avsetninger . . . . .	154
Leirer. . . . .	155
Leirers struktur . . . . .	156
Teksturelle variasjoner i sen- og postglasiale marine sedimenter. . . . .	156
LEIRENES KJEMISKE OG MINERALOGISKE SAMMENSETNING. . . . .	158
LEIRERS GEOTEKNISKE EGENSKAPER. . . . .	160
Reduksjon av porevannets saltinnhold . . . . .	162
Dannelse av forvitringsskorpe. . . . .	163
OMRÅDER MED HYPPIGE KVIKKLEIRESKRED. . . . .	165
Stabilisering med salt. . . . .	166
 Kapittel 9 ELVER OG INNSJØER . . . . .	 167
Erosjon og avrenning fra et nedbørsfelt. . . . .	167
Vegetasjonens betydning for erosjon. . . . .	167
Vannføring og vannhastighet. . . . .	167
Vannets friksjon mot elvebunnen. . . . .	168
EROSJON. . . . .	169
Undergravning. . . . .	170
Erosjon i fjell. . . . .	171
TRANSPORT. . . . .	171
Hjulstrøms diagram. . . . .	171
Massetap fra forskjellige nedbørsfelt. . . . .	172
Bunntransport. . . . .	174
Nydannelse av finmateriale. . . . .	175
Oppløst materiale. . . . .	175
SEDIMENTASJON. . . . .	176
Erosjon og sedimentasjon i elver og innsjøer. . . . .	177
Sedimentasjon på elveslettene. . . . .	178
Sedimentasjon i innsjøer. . . . .	178

Sedimentære strukturer. . . . .	178
Alluviale vifter. . . . .	180
Sandur. . . . .	180
Fluviale prosesser og sedimentasjon i innsjøer. . . . .	180
Sedimentasjonshastigheter. . . . .	182
Varvige sedimenter. . . . .	182
<b>LANDHEVNING, EROSJON OG SEDIMENTASJON.</b> . . . .	182
Dannelse av ravinesystem. . . . .	184
Elvdalsedimenter. . . . .	184
<b>KAPITTEL 10 VIND OG VINDAVSETNINGER.</b> . . . .	188
Betingelser for å få dannet vindavsetninger. . . . .	188
Erosjon i landbruksområder. . . . .	189
<b>EROSJON, TRANSPORT OG AVSETNING.</b> . . . .	189
Avsetningsformer. . . . .	191
Kornfordeling. . . . .	192
Residualavsetninger - steinørkener. . . . .	193
Områder med resente vindavsetninger. . . . .	194
<b>SENGLASIALE AVSETNINGER.</b> . . . .	195
<b>STØV I ATMOSFÆREN.</b> . . . .	197
Vulkansk støv. . . . .	197
<b>KAPITTEL 11 MASSEBEVEGELSER OG SKRED.</b> . . . .	199
<b>ULIKE TYPER AV MASSEBEVEGELSER.</b> . . . .	199
Steinsprang og fjellskred. . . . .	199
Steinsprang. . . . .	199
Fjellskred. . . . .	200
Andre effekter av fjellskred. . . . .	201
<b>STABILITET AV JORDSKRÅNINGER.</b> . . . .	202
Jordas skjærfasthet. . . . .	202
Hvorfor får vi skred etter lange nedbørsperioder ? . . . . .	204
Kohesjonsjordarter og friksjonsjordarter. . . . .	204
<b>JORDSIG, BLØTJORDSKRED OG SLAMSTRØMMER.</b> . . . .	205
Jordsig. . . . .	205
Bløtjordskred - massestrømmer. . . . .	206
Slamstrømmer. . . . .	206
Snøskred. . . . .	206
<b>KJENTE SKRED.</b> . . . .	207

Moreneskred i Ulvådalen. . . . .	207
"Stor-Ofsen". . . . .	208
Skredlignende avsetninger. . . . .	209
Skred ved innsjøreguleringer. . . . .	209
SUBMARINE SKRED. . . . .	210
Kystnære skred. . . . .	210
Skredet i Orkdalsfjorden. . . . .	210
De enorme submarine skredene. . . . .	211



# KAPITTEL 1. KLIMA OG KLIMAVARIASJONER

## KLIMA OG SIRKULASJON I HAVET OG LUFTEN.

Ulik energitilførsel fra sola til jorden er viktigste faktor til å forklare klimaforskjeller. Omtrent 30% av innstrålingen reflekteres tilbake, hovedsakelig fra skyer. Omtrent 19 % absorberes i atmosfæren av vann, gasser og støv. De resterende 51 % når fram til jord- og havoverflatene og absorberes der. Jordas varmebalanse opprettholdes ved at det som er absorbert returneres til verdensrommet, hovedsakelig som infrarød stråling.

Det er et viktig poeng at forholdet mellom innstråling og utstråling varierer sterkt med breddegrad. Nesten all innstråling absorberes i havvann og i vegetasjonsdekkede områder, mens nesten 90 prosent reflekteres fra snødekkede områder (høy albedo). Vi får derfor en meget ujevn oppvarming av jordas overflate.

### **Klimautjamning.**

Det foregår en kontinuerlig klimautjamning ved at store varmemengder fraktes fra lave mot høye breddegrader. Hvis det ikke var en slik utjamning, så ville områdene nær ekvator vært mye varmere, mens de polare områdene ville vært kaldere.

Ca 1/3 av denne varmetransporten foregår med havstrømmer mens atmosfærisk transport utgjør 2/3. Verdenshavene har en stor varmekapasitet mens atmosfærens kapasitet er meget liten slik at atmosfæren holdes i termisk likevekt med havet. Fordampning ved lave breddegrader og kondensasjon ved høye er en meget viktig del av atmosfærens bidrag.

### **Havområdene mellom ekvator og sydpolen.**

Det er stor forskjell på de polare havområdene i syd og nord. Sydishavet er et **ringhav** som omgir sydpolkontinentet. De vinddrevne overflatenære havstrømmene som sirkulerer fra vest mot øst, ca. 200 millioner  $\text{m}^3 \text{sek}^{-1}$ , er de mektigste vi kjenner. En av de viktigste **klimaprosessene** som skjer i dette området er dannelsen av **antarktisk bunnvann** (Fig. 1.1). På grunn av varmetapet til atmosfæren blir vannet avkjølt. Isdekket rundt Antarktis veksler i utbredelse mellom 20 millioner  $\text{km}^2$  om vinteren og 4 om sommeren. Varmetapet til atmosfæren er minst om vinteren p.g.a. isdekkets isolasjon.

I havisdekket rundt sydpolen finnes det store isfrie hull (Polynyas) som kan være opp mot 350000  $\text{km}^2$  i areal som har stor betydning for varmetapet. Polynyas som dannes ute i drivisen skyldes konveksjonsceller som dannes under isdekket. Varmt vann kommer opp, smelter isen og avgir varme. De kystnære polynyas dannes når sterk vind fra det kontinentale isdekket blåser drivisen vekk fra kystlinjen og det dannes inntil 100 km brede isfrie soner. Varmetapet er så stort at det dannes nye mengder med is, saltinnholdet i havvannet øker, og kaldt, tungt vann synker mot havbunnen (Fig. 1.1). Dette antarktiske bunnvannet strømmer nordover langs havbunnen og passerer ekvator. Det varmes gradvis opp på sin

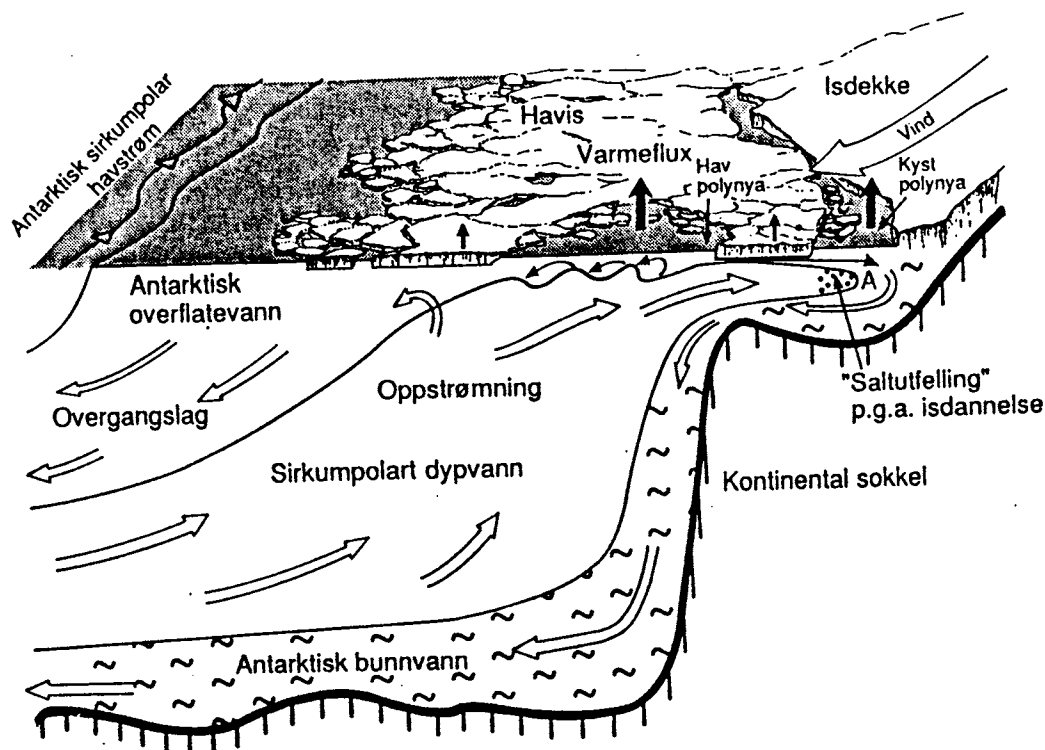


Fig. 1.1 Dannelsen av kaldt vann med høyt saltinnhold i havområdene rundt sydpolkontinentet er motoren i et sirkulasjonssystem av stor betydning for jordens klima. Mye av havvannets varmetap skyldes dannelsen av store åpne områder (Polynyas) i drivisen (etter Gordon and Comiss, 1988).

vei nordover og går inn i sirkulasjonen på nytt. Høy fordampning i tropiske og subtropiske områder fører til at havvannets saltinnhold øker. Vannet synker til bunns og sprer seg langsamt mot syd. Når vannet nærmer seg sydpolkontinentet stiger det mot overflaten (oppstrømning av sirkumpolart dypvann, Fig. 1.1).

Forholdene rundt sydpolen illustrerer hvordan koblingen mellom hav og atmosfære fører til enorm transport av vann og varme, oksygentilførsel til dyphavsområdene og utveksling av CO<sub>2</sub> mellom hav og atmosfære.

### Norskehavet og Polhavet.

Fig. 1.2 er et vertikalt snitt gjennom vannmassene utenfor vestkysten av Norge (Norskehavet). Dypvannet som strømmer nordover har et relativt høyt saltinnhold. Hver vinter er det enorme mengder av dette vannet som stiger mot overflaten i områdene rundt Island når overflatevannet feies unna p.g.a. sterk vind. Kontakt med den kalde vinterluften fører til at vannet avkjøles og avgir store energimengder. Det kalde vannet (med høyt saltinnhold) synker helt til havbunnen. Denne prosessen fører til en energiutveksling mellom hav og luft som tilsvarer 30% av den årlige tilførsel av solenergi. Det er denne energiutvekslingen som er årsaken til det milde vinterklimaet i Vest Europa. (Denne oppvarmingen blir ofte feilaktig antatt å skyldes Golfstrømmen). Den vertikale vannsirkulasjonen tilsvarer 20 ganger vannføringen i alle verdens elver.

Resten av dette salte og varme vannet, ca. 5 millioner m<sup>3</sup> sek<sup>-1</sup>, strømmer inn i Polhavet (Nordishavet) med Vestspitsbergenstrømmen.



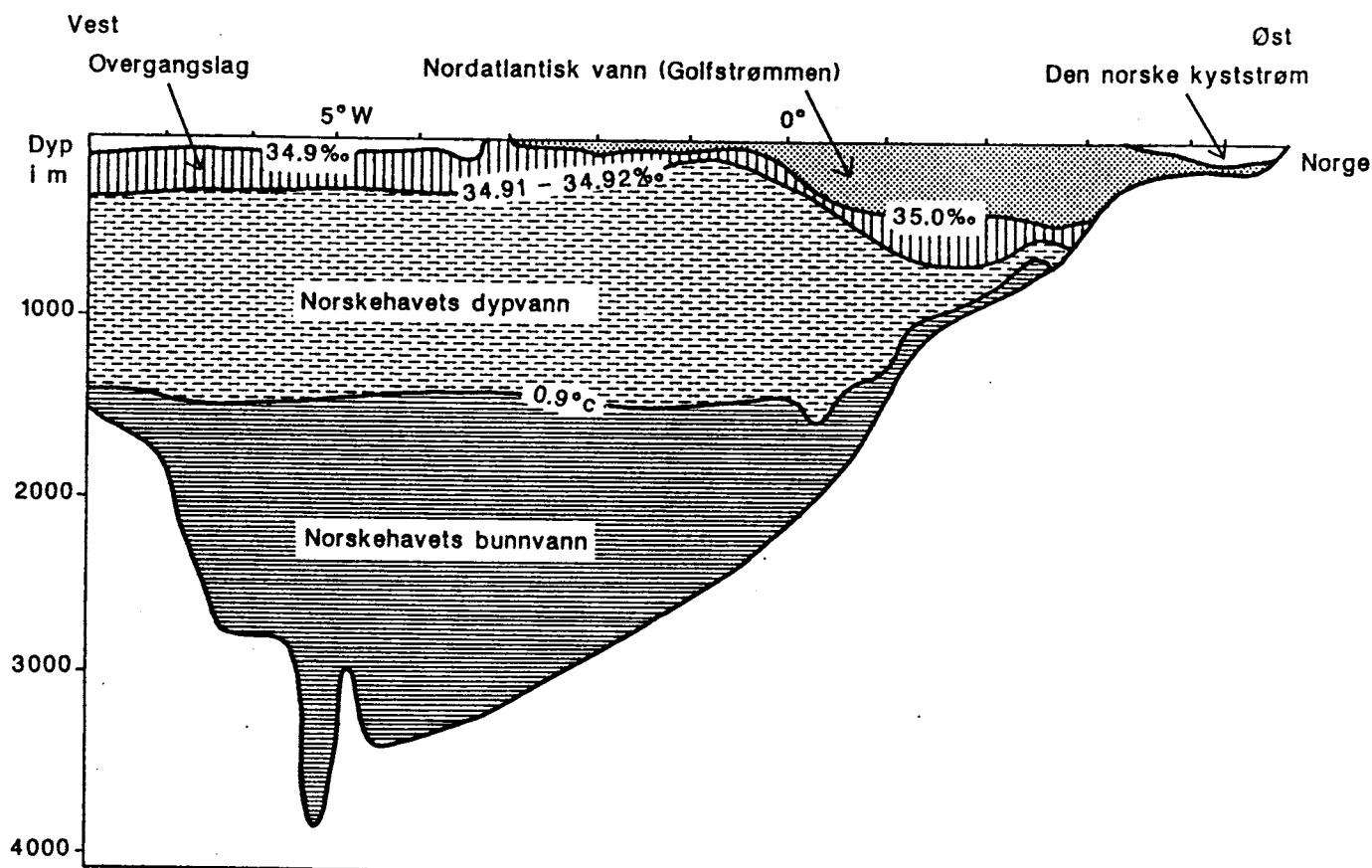
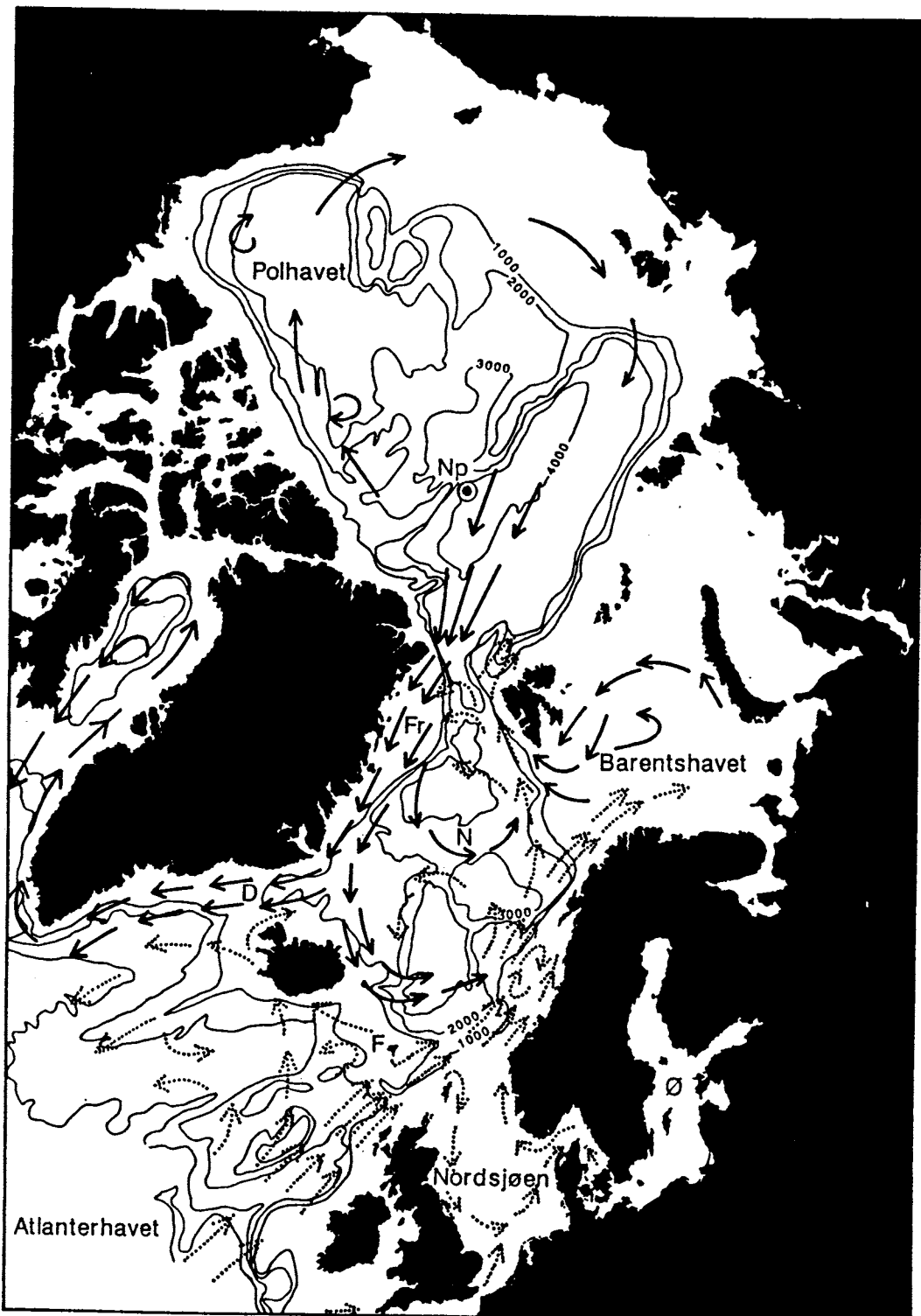


Fig. 1.2 Vertikalt snitt gjennom Norskehavets vannmasser utenfor vestkysten av Norge. Promilleverdiene viser saltinnhold. (etter Mosby, 1972 og Mackensen et. al. 1985).

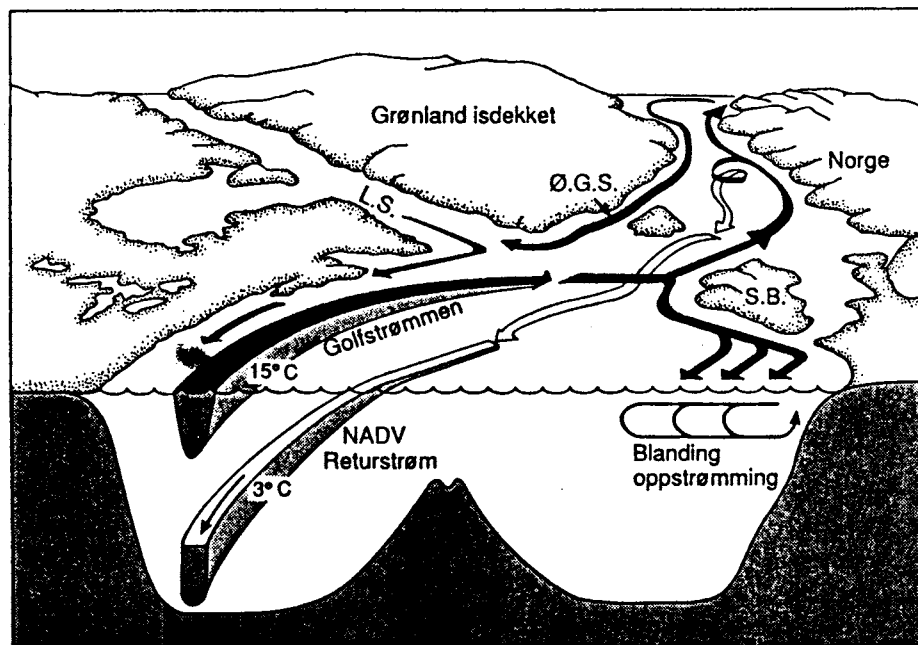
**Polhavet** er verdens største middelhav (omgitt av land, Fig. 1.3) med en stor ferskvannstilførsel fra land. Det øverste vannlaget i Polhavet er relativt ferskt og kaldt, og virker som isolasjon mot det salte og varme vannet som kommer inn fra Norskehavet. Kommunikasjon med havområdene i syd må foregå gjennom områdene mellom Norge og Island og mellom Island og Grønland. Vinddrevet sirkulasjon av vannet i Polhavet fører til at store mengder kaldt vann og is strømmer ut gjennom Framstredet (Østgrønlandstrømmen). Det øverste "salfattige" og kalde vannet ligger som et 200 m tykt isolerende lag over det varme og salte atlantiske vannet (Fig. 1.4).

Fig. 1.4 gir et bilde av havstrømmene i Atlanterhavet. Den varme Golfstrømmen krysser Atlanterhavet og en del går videre nordover på vestsiden av England og Norge og inn i Barentshavet. Som påpekt tidligere så dannes det store mengder med kaldt vann i området nær Island som strømmer mot syd under Golfstrømmen (NADV). Det er her, som i Sydis-havet, at dannelsen av en kald bunnvannsstrøm er motoren i havvannets sirkulasjon. I tillegg kommer de vinddrevne havstrømmene.



Overflatestrømmer	Np : Nordpolen	D : Danmark strødet
varm havstrøm	Fr : Framstrødet	F : Færøyene
kald havstrøm	N : Norskehavet	Ø : Østersjøen

Fig. 1.3. Varme og kalde **overflatestrømmer** i Atlanterhavet, Norskehavet og Polhavet. Varmt vann strømmer langs Norges kyst og inn i Polhavet, mens det kalde overflatevannet strømmer tilbake langs Grønland.



Ø.G.S. - Øst Grønland strømmen  
NADV - Nordatlantisk dypvann

S.B. - Storbritannia  
L.S. - Labrador strømmen

Fig. 1.4 Avkjøling av Norskehavets dypvann mellom Norge og Island skaper den Nordatlantiske Dypvannsstrømmen (NADV) og dette virker som en enorm varmepumpe i Atlanterhavet. Golfstrømmen bringer varmt vann opp langs Norges kyst, mens Østgrønlandstrømmen bringer kaldt vann fra Polhavet nedover langs Grønlands kyst (etter Berger 1990).

Vi ser hvordan kombinasjonen av havstrømmer og vindsystemer fører til store klimaforskjeller i områder som ligger på omtrent samme breddegrad som f.eks. Norge og Island i motsetning til Grønland.

### KLIMAENDRINGER MED TID.

Selv om det er en rekke faktorer som fører til svingninger i jordens klima så antar vi at variasjoner i den energimengde vi mottar fra sola er en styrende faktor for svingningene gjennom kvartær tid. Det er meget liten variasjon i den **totale** innstråling til jorden, men innstrålingen på f.eks. nordlige breddegrader varierer ganske mye med tiden. Denne variasjonen skyldes jordens sammensatte bevegelser (Fig. 1.5).

### Jordens sammensatte bevegelser.

Det er minst tre variable som påvirker den mengde solinnstråling som når toppen av atmosfæren.

#### Eksentrisiteten (100 000 års variasjonen).

Jordens avstand fra solen og jordaksens helning i forhold til solens innstråling er av betydning for den energimengde som tilføres **på forskjellige breddegrader**. Jordens bane rundt solen varierer fra å være nesten en sirkel til å være en ellipse, og avstanden varierer med 18 millioner km (Fig. 1.5). Syklusen sirkel - ellipse - sirkel tar ca 100 000 år.

### Jordaksens helning.

Jordaksen står aldri normalt på baneplanet (planet gjennom solen og jordbanen). Aksens helning i forhold til baneplanet varierer mellom 21.5 og 24.5°. Det er denne helningen som fører til de forskjellige årstidene ved at tilført solenergi varierer gjennom året. Variasjonen fra 21.5 til 24.5° tar ca 41 000 år. Når helningsvinkelen er størst så har vi de varmeste somrene og de kaldeste vintrene. Aksehellingen er idag 23.5°, og bestemmer polarsirkelens beliggenhet på 66.5° N.Br.

### Jordaksens slingring.

I løpet av ca 23 000 år vil jordaksen ha tegnet en dobbelt kjegleflate. Denne bevegelsen (presesjon) fører til at Nordpolen stadig peker mot forskjellige punkter på himmelhvelvingen. I dag peker aksen mot Polarstjernen. Om 12 000 år vil Vega være vår Nordstjerne. Som et resultat av denne bevegelsen har vi i dag gjennomgående milde vintere og kjølige sommere. For 11 000 år siden var situasjonen den motsatte.

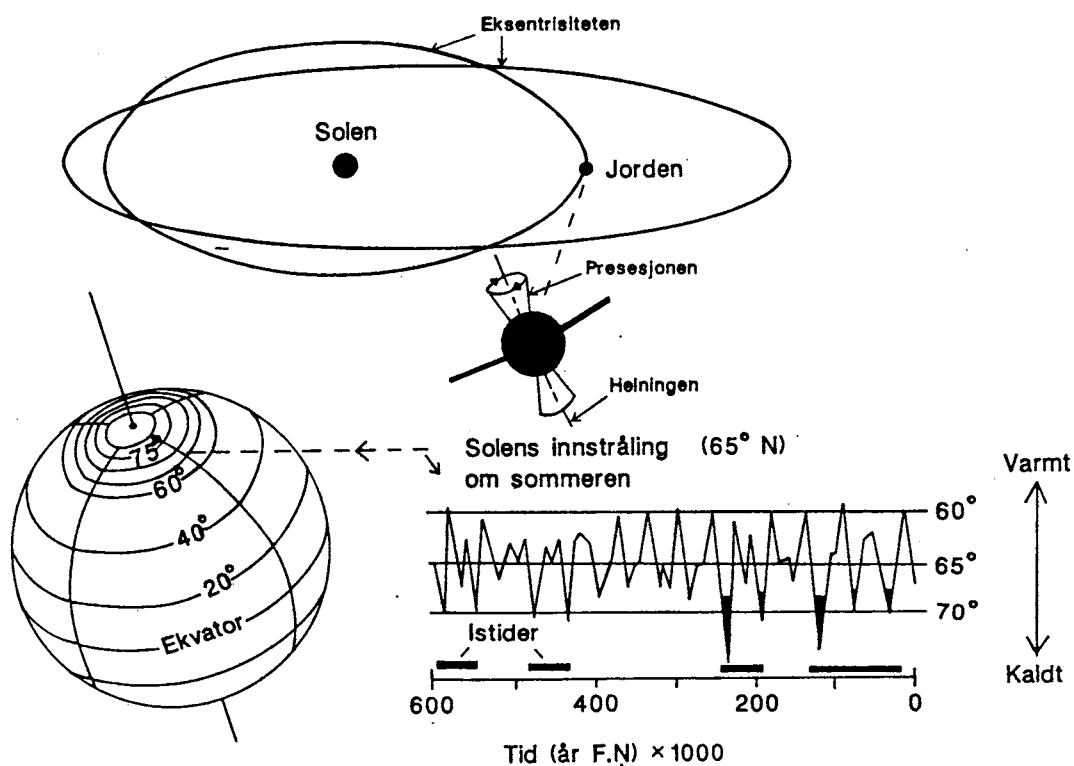


Fig. 1.5 Jordbanens og jordaksens endringer med tiden fører til variasjoner i fordelingen av solens innstråling på forskjellige breddegrader. Milankovitch's kurve viser de beregnede endringer (på 65° N.Br.) gjennom de siste 600 000 år.

Den jugoslaviske matematiker Milankovitch utførte omfattende beregninger for å vise hvorledes tilført solenergi har variert som et resultat av jordens sammensatte bevegelser. Som et resultat av hans beregninger framkom Milankovitch's kurve (Fig. 1.5). Denne kurven viser variasjoner i solens innstråling gjennom de siste 600 000 år på 65° N. bredde (f.eks. Island eller sydligste del av Nordland). Han sammenligner med dagens innstråling på andre breddegrader. I en kald periode (istid) var solens innstråling på Island (65° N. Br.) det vi i dag har på 75° N. bredde (litt syd for Svalbard), mens i en varm periode (mellomistid), tilsvarte innstrålingen det vi i dag har på 60° N. bredde (Østlandet-Oslo).

### **Variasjoner i skydekke og atmosfærens innhold av klimagasser og vulkansk materiale.**

Alle utviklingsmodeller viser at solen var 25-30% svakere for 4,5 milliarder år siden, og det har vært en gradvis økning i solutstrålingen (intensiteten) med tiden.

Hvis jorden tidligere hadde samme atmosfære som i dag, så ville det vært en frossen jord. Geologiske data viser derimot at jorden hadde åpne havområder for nesten 4 milliarder år siden, og livets utvikling startet for ca 3,5 milliarder år siden. I Kritt og Tertiær var gjennomsnittstemperaturen ca 6 °C høyere enn idag. Nær ekvator var forholdene omtrent som nå, men i Nord Europa var temperaturen 12-15 °C høyere enn idag. På denne tid var det ikke breer eller havis i polområdene.

Den mest sannsynlige forklaring på disse to observasjonene er at jordens atmosfære tidligere hadde et høyere innhold av klimagasser. Den viktigste er vanddamp og deretter følger karbondioksyd (CO<sub>2</sub>) og metan (CH<sub>4</sub>). Disse gassene gir en "veksthuseffekt". De lar solstråling slippe igjennom, men absorberer infrarød stråling (varme) som jorden utstråler, og sender deler av denne tilbake til jordens overflate. Jordens gjennomsnittstemperatur idag er 15 °C, mens en jord uten veksthusgasser ville hatt en gjennomsnittstemperatur på -18 °C.

I fig. 1.6 er vist noen viktige naturlige CO<sub>2</sub> og CH<sub>4</sub> kilder og sluk. De viktigste prosessene er:

1. Frigivelse fra og opptak i havvann
2. Fotosyntese og respirasjon på land.
3. Nedbrytning av organisk materiale i jord.
4. Forvitring på land.
5. Dannelse og oppløsning av karbonater.
6. Vulkansk aktivitet på land og i dyphavene.
7. Frigivelse fra hydrokarboner i sedimenter.
8. Avskogning og industriell virksomhet.

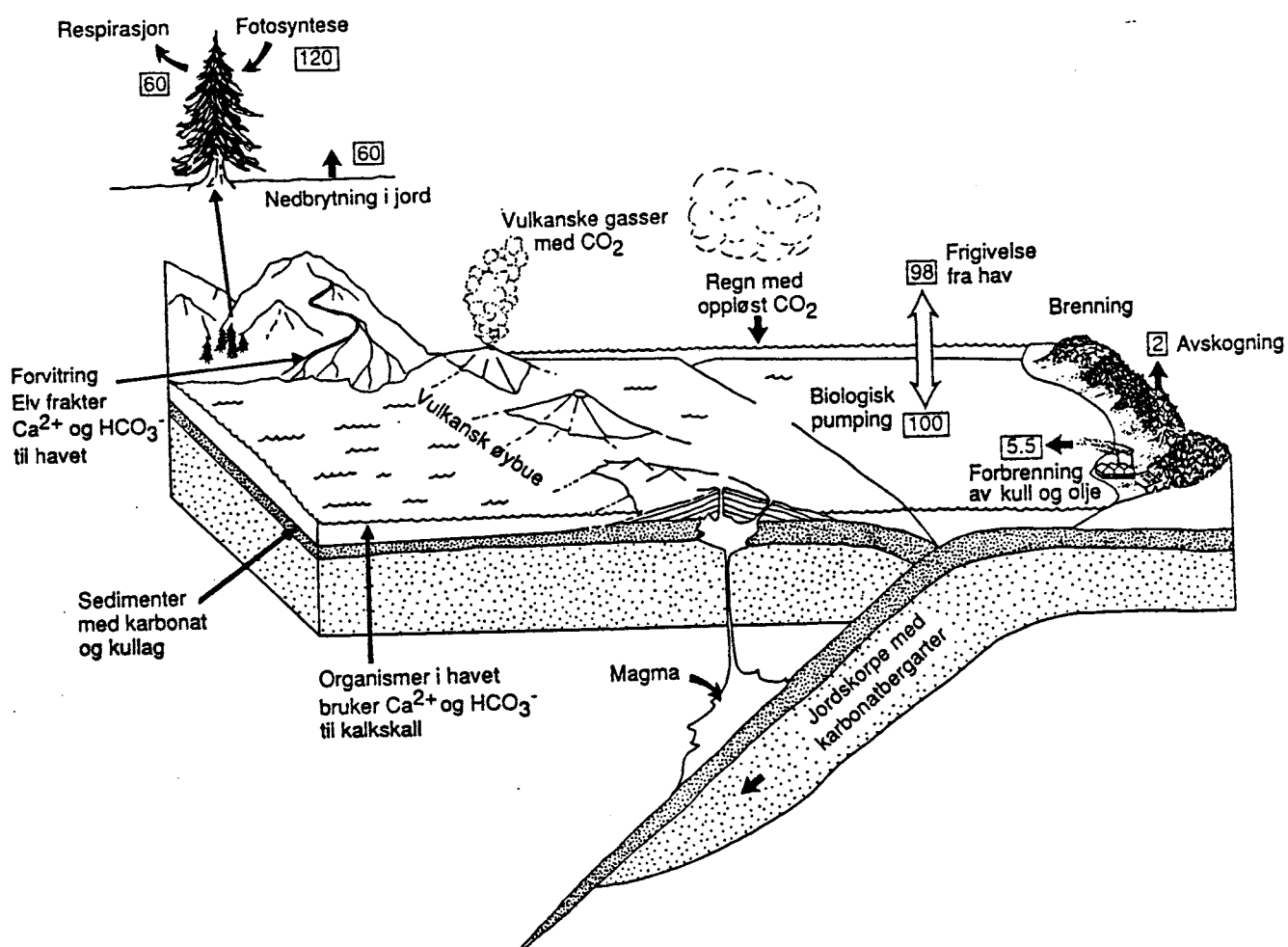
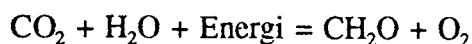


Fig.1.6 Atmosfærens innhold av CO<sub>2</sub> er bestemt av forskjellige ytre og indre geologiske prosesser.

Fotosyntese i de øverste vannlagene fører til dannelsen av organisk materiale. Noe av materialet synker til bunns i dyphavsområdene hvor bakteriell oksidasjon fører til dannelse av CO<sub>2</sub>. Havet inneholder 60 ganger mer CO<sub>2</sub> enn atmosfæren og hovedmengden er oppløst i dyp-vannet. Havsirkulasjon med oppstrømming (upwelling) av CO<sub>2</sub> rikt bunnvann fører til frigivelse av CO<sub>2</sub> i noen havområder mens andre områder virker som sluk på grunn av primærproduksjonen (biologisk pumping) eller oppløsning av CO<sub>2</sub> i kaldt havvann. Som et resultat av dette kan havområdene deles i 2 grupper (Fig. 1.7): De områder hvor det er en avgassing fra havet til atmosfæren og de områder (bl.a. Atlanterhavet) hvor det i løpet av et år er et opptak (hovedsakelig p.g.a. primærproduksjon om sommeren). Denne produksjonen kan beskrives med:



Sirkulasjonen i havet er en langsom prosess slik at vi kan ha lange perioder, 1000 år eller mer, med større frigivelse enn opptak eller omvendt. Det betyr også at havets evne til å ta opp CO<sub>2</sub> fra atmosfæren begrenses av den globale havsirkulasjonen. Nedbrytningen av organisk materiale fører til at CO<sub>2</sub> mengden øker (se kjemisk reaksjon overfor). En del CO<sub>2</sub> kan nøytraliseres ved at det reagerer med karbonatskall på havbunnen for eksempel i havbasseng hvor bunnen kan være dekket med kalkslam.

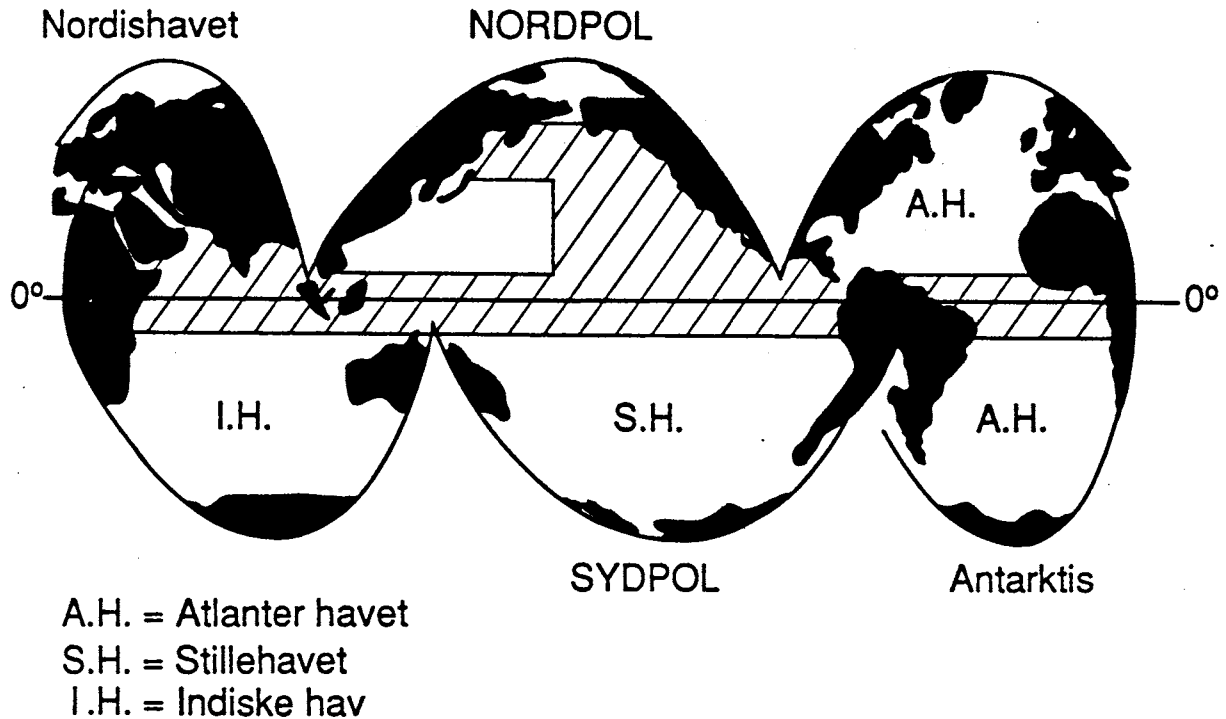
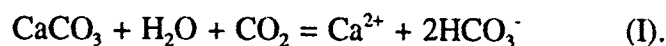


Fig.1.7 Havområder kan deles i to hovedgrupper: De områdene som har en netto CO<sub>2</sub>-frigivelse til atmosfæren i løpet av et år (områder med skrå linjer) og de områdene som er sluk p.g.a. høy primærproduksjon (hvite områder) (etter Jansen og Johannesen 1990).

Betydelige mengder metan produseres i myrområder. Ved høye breddegrader på den nordlige halvkule har myrområdene vokst betydelig i areal og tykkelse etter siste nedising. Plantevekst på land fører til at CO<sub>2</sub> fjernes fra atmosfæren mens nedbrytning av organisk materiale har motsatt effekt. Gassen fjernes også fra atmosfæren ved at den løses opp i regnvann. På grunn av nedbrytningen av organisk materiale i jord vil jordvannets innhold av kullsyre øke, men samtidig vil forvitringsprosesser føre til et CO<sub>2</sub>-forbruk. En vanlig forvitringsprosess er oppløsning av kalkspat:



Ionene tilføres havet, hvor de fjernes fra havvannet ved at forskjellige organismer danner kalkskall som omdannes til sedimentære bergarter. Dette er den motsatte prosess av det som er beskrevet i ligning 1. En vesentlig del av jordens karbonressurser er bundet i karbonater. Hvis alle karbonatbergarter ble omdannet til  $\text{CO}_2$  så ville gasstrykket ( $P_{\text{CO}_2}$ ) øke med en faktor på ca. 20000.

### **Vulkanisme.**

Ved plategrenser (platetektonikk) presses bergartene ned (Fig. 1.6) og øket temperatur fører til vulkanisme og frigivelse av  $\text{CO}_2$ . Gassen frigis fra såvel submarine oppsprek-ningssoner som vulkaner på land.  $\text{CO}_2$  utgjør f.eks. 25% av de gasser som strømmer ut av vulkanen Mauna Loa på Hawaii.

Voldsomme vulkanutbrudd vil ha den motsatte effekt. Atmosfæren tilføres store mengder med fint materiale (aske og svovelsyre) som absorberer og reflekterer solstrålingen. Dette vil, vanligvis for korte perioder, føre til en klimaendring. I 1815 hadde vulkanen Mount Tabora i Indonesia et voldsomt utbrudd og klimaet den etterfølgende sommeren var elendig. På østkysten av USA kom det snø i juni og det var flere frostperioder i august slik at avlinger av ulike kornsorter ikke kunne høstes.

Den filippinske vulkanen Pinatubo startet nye utbrudd i april 1991, etter å ha ligget i ro i over 600 år. Etter å ha sendt ut mellom 500 og 5000 tonn svovelforbindelser per dag i 6 uker eksploderte vulkanen. Over 20 millioner tonn aske og svovelforbindelser ble slynget opp i stratosfæren. I løpet av en måned hadde materialet spredt seg over den nordlige halvkulen. Svovelforbindelsene reagerer med luftens fuktighet og danner svovelsyre, og svovelsyredråpene hindrer sollyset i å nå ned til jordens overflate. Daglig innstråling over Sahara ble redusert med omtrent 25 %. Denne skjermingseffekten p.g.a. materiale fra Pinatubo vil vare noen år og motvirke effekten fra et økende innhold av  $\text{CO}_2$ . Det er beregnet at gjennomsnittelig temperatur vil synke med ca.  $0,5^\circ\text{C}$ .

### **KOBLEDE MEKANISMER.**

Når et kontinentalt isdekke på flere tusen meters tykkelse forsvinner i løpet av noen tusen år, slik som det skjedde i Norge ved slutten av siste istid, så er det et resultat av store endringer i klima. Milankovitch's beregninger viser at variasjoner i solens innstråling er av stor betydning og de markerte isvekstperiodene i kvartær faller sammen med perioder med minimal innstråling på den nordlige halvkule. Dette støtter teorien om at kjølige somre er nødvendig for å starte oppbygningen av et isdekke. Men variasjoner i solens innstråling er ikke nok til å forklare de store og meget raske klimasvingningene vi har hatt i kvartær tid. Det må derfor finnes andre prosesser som forsterker solenergi-effekten. Hvis man i en periode med redusert solinnstråling på den nordlige halvkule har mye vulkansk aktivitet så vil kombinasjonen av redusert innstråling og høyt innhold av vulkanske aerosoler gi en



markert klimaforverring. En slik kombinasjon kan iflg. Nesje og Johannesen (1992) forklare raske klimasvingninger og brevariasjoner i perioden etter siste istid (Holocen). Når en klimaendring først starter så vil andre mekanismer kobles inn. Ismassene som finnes på jorden vil vokse. Dette vil føre til redusert absorpsjon av solenergien p.g.a. sneens høye albedo. Arealer med sumpområder hvor det utvikles metan gass vil bli redusert og nedbrytningen av organisk materiale vil avta. Dette vil føre til en reduksjon av veksthusgasser i atmosfæren og ytterligere klimaforverring. Samtidig vil primærproduksjonen i havet og fotosyntesen på land avta (tregrensen senkes) og det vil virke den motsatte vei. Selv om man kobler disse prosessene sammen så er det fortsatt meget vanskelig å forklare klimaendringer som fører til at kontinentale isdekker forsvinner i løpet av bare noen tusen år.

Som vist i fig. 1.4 så er den Nordatlantiske Dypvannsstrømmen (NADV) av fundamental betydning for klimaet på den nordlige halvkule. Hvis det finnes mekanismer som fører til at dette enorme transportbeltet for vann og varme i løpet av kort tid kan "slåes på eller av" så har man muligens en forklaring på de observerte klimasvingningene. Dette vil føre til en modell hvor vekselvirkningen mellom hav og atmosfære er av fundamental betydning. En slik modell vil også forklare hvorfor klimasvingningene på den sydlige halvkule er samtidige med svingningene på den nordlige halvkule (noe de ikke skulle være ifølge Milankovitch).

## **TIDLIGERE NEDISNINGER OG NEDISEDE OMRÅDER.**

De mest karakteristiske trekk ved Kvartærtiden er kjølig klima på høyere breddegrader, samt en serie på 20-30 større eller mindre nedisninger. Dette er ikke noe uvanlig hvis en ser på hele den geologiske historie. Bergarter dannet for 2300 mill år siden viser sikre spor etter en omfattende prekambrisk istid i U.S.A. og Canada. I senprekambriske avsetninger i Norge er det spor etter nedisninger. Forsteinet morene (tillitt) ble beskrevet av professor Reusch allerede i 1891 ( Fig. 1.8).

Det er mulig at det kan skilles ut mer enn 12 "istider" i Prekambrium og Senprekambrium (2500-600 mill år før nåtid). I Ordovicium (for ca 450 mill år siden) var det en ny istid flere steder på jorden.

Selv om man finner typiske glasiale avsetninger i gamle lagrekker så betyr ikke det nødvendigvis at hele jorden hadde et kaldt klima. Det kan bety at det var kaldt klima i det området hvor de glasiale avsetningene ble dannet. Hvis et kontinent, pga kontinentaldrift, beveger seg over enten Nordpolen eller Sydpolen, så vil det bli dannet isdekker som flytter seg etterhvert som kontinentet endrer posisjon i forhold til polområdet. Dette tror vi er

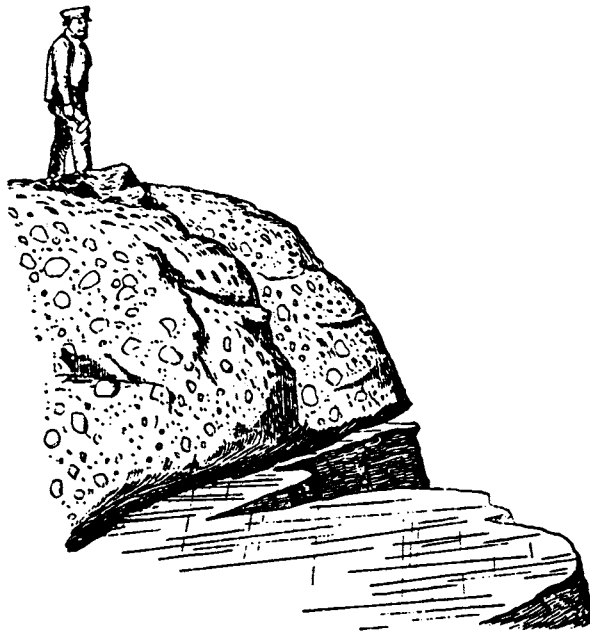


Fig. 1.8 Forstenet morene over sandsten med skuringsstriper. Morena og sandstenen er fra Prekambrium (ved Bigganjarga, Finnmark, Reusch 1891). Dette var et av de første bevis på nedisninger før kvartær.

årsaken til de nedisninger vi kjenner til fra Karbon-Perm (ca 300 mill år tilbake) hvor super-kontinentet "Gondwanaland" passerte Syd-polen (Fig. 1.8). Andre effekter av kontinentaldrift og kontinentkollisjoner er følgende: nye havområder åpnes mens gamle lukkes og forbindelser mellom havområder lukkes eller åpnes. Vindsystemene endres når nye fjellkjeder dannes og gamle slites ned. Kalde såvel som varme luft- og havstrømmer endres og klimaet i forskjellige områder endres tilsvarende.

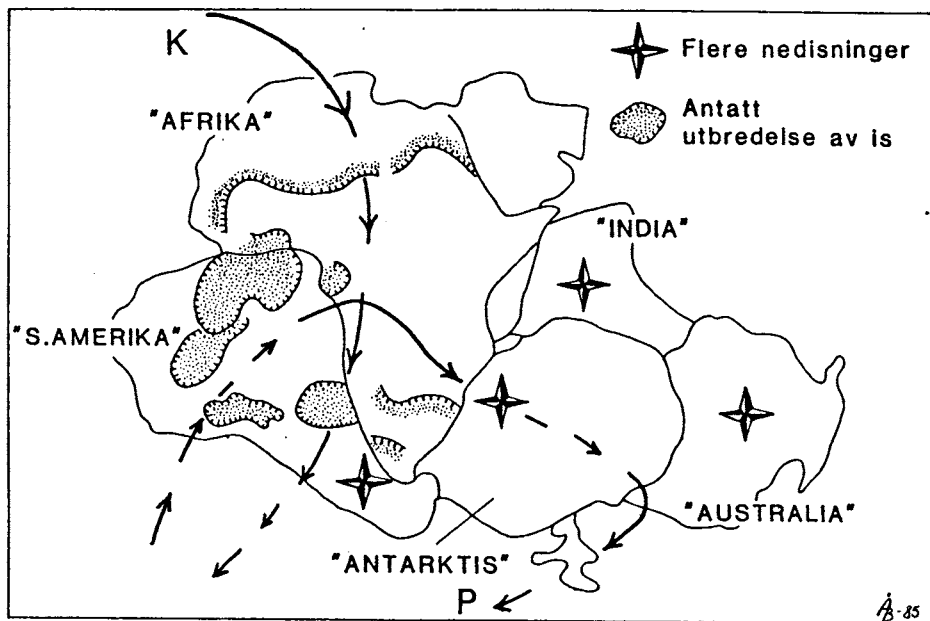


Fig. 1.9 Superkontinentet "Gondwanaland" med antatt utbredelse av kjente Paleozoiske nedisninger. Pilen viser Sydpolens plassering i forhold til dette kontinentet fra Karbon (K) til Perm (P) (etter Crowell, 1983).

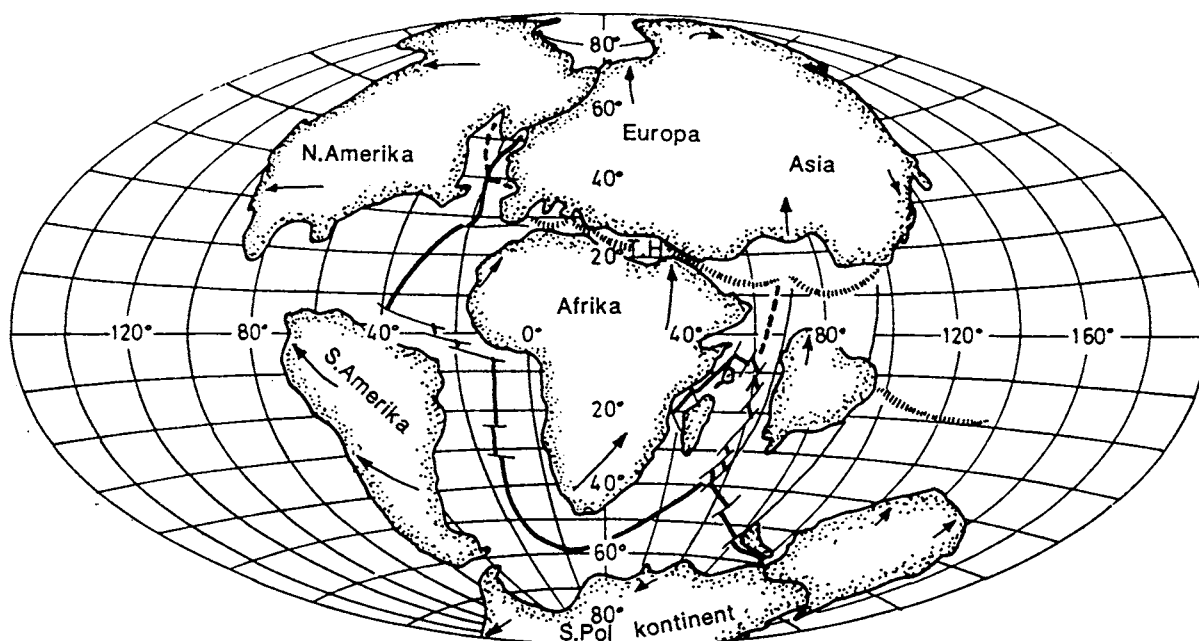
Et karakteristisk geologisk trekk forut for istidsperiodene, fra Senprekambrium og fram til kvartær, er platetektoniske bevegelser og store fjellkjedefoldninger. De paleogeografiske forhold før siste istidsperiode (Kvartær) illustrerer godt betydningen av platetektonikk og fjellkjededannelser. Fra slutten av jordens mellomtid (ca 80 mill år siden) og fram til den siste istidsperioden, som startet for 10-20 mill år siden, var det et temperert-tropisk klima over mesteparten av jorden. Kontinentene var stort sett slitt ned til peneplan, og det var fri varmeutveksling mellom ekvator og polområdene.

For bare 3-4 millioner år siden ble Rocky Mountains og Andesfjellene dannet og forbindelsen mellom Stillehavet og Atlanterhavet ble brutt. Det må ha ført til store endringer i sirkulasjonsmønstrene på den nordlige halvkule. Den afrikanske plate kolliderte med den europeiske, Thetyshavet lukket seg og Alpefjellkjeden ble dannet. Den indiske plate kolliderte med den eurasiske og Himalayafjellkjeden ble dannet (Fig. 1.10). Sydamerika og Australia fjernet seg fra Antarktis slik at det oppstod en sterk luft- og havstrøm rundt sydpolkontinentet. Dette førte til dannelse av breer i Øst- og Vestantarktis for ca 20 mill år siden. For Norge er det viktig at Norskehavet ble dannet og Golfstrømmen brakte varme fra sydlige områder.

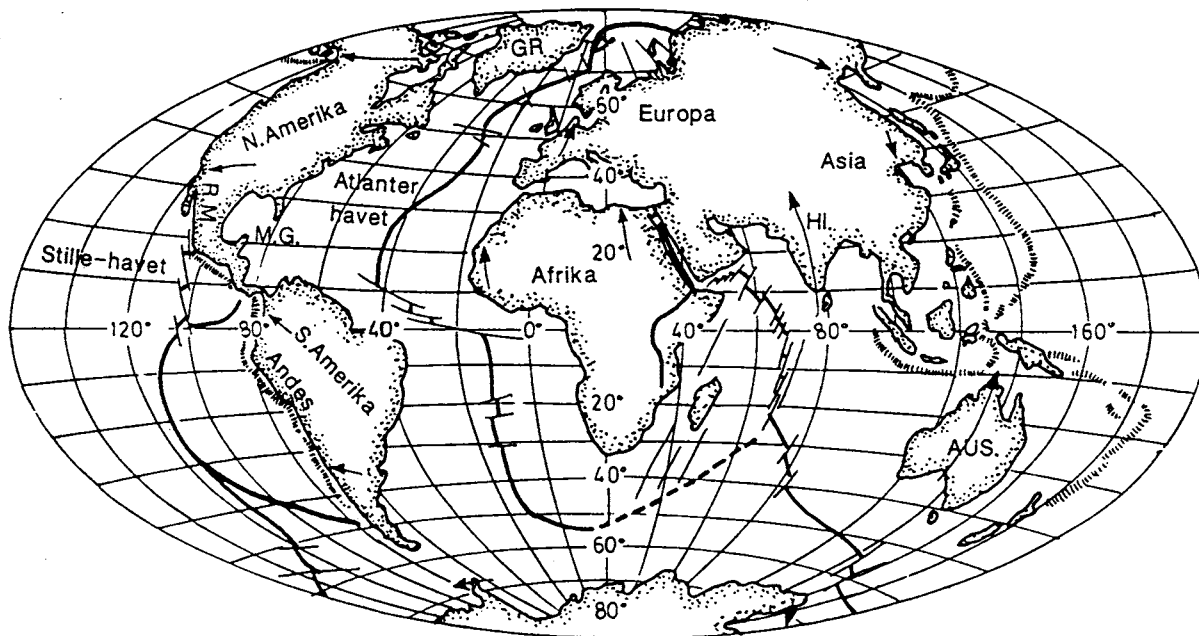
Som en konklusjon kan vi si at geologiske prosesser før kvartær tid har hatt stor betydning for kvartætidens klimasvingninger. Beliggenhet av fjellkjeder og havområder i forhold til polområdene styrer såvel sirkulasjonen i verdenshavene som den globale atmosfæriske sirkulasjon.

**Hver enkelt istid** skyldes samspillet mellom endringer i jordens sammensatte bevegelser og solens energiskapende prosesser. Endringer i energitilførselen er ikke nok til å forklare de store og raske klimasvingningene. Det må kobles sammen med CO<sub>2</sub>-utvekslingen mellom hav og atmosfære, vulkanisme, biologiske prosesser i hav og på land. Vegetasjonsinnvandring fører til at mengden absorbert solstråling øker mens bredannelse har den motsatte effekt. Den kanskje viktigste faktor i dette bildet er de kraftige havstrømmene som sørger for klimautjamning og sirkulasjon av viktige kjemiske komponenter.

De store isdekkene på Grønland og i Antarktis samt isdekket over Polhavet viser at vi i dag er inne i en relativt kjølig periode som vil vare i flere tusen år hvis ikke menneskelig aktivitet fører til drastiske klimaendringer.



(d) 65 mill. år siden, begynnelsen av tertiær



(e) Verden i dag

- |                      |                   |
|----------------------|-------------------|
| AUS.=Australia       | GR.=Grønland      |
| M.G.=Mexikanske gulf | HI.=Himalaya      |
| R.M.=Rocky mountains | T.H.=Thetys havet |

Fig. 1.10 Kontinentaldrift og fjellkjededannelse har stor betydning for varmeutvekslingen på jorden.

## KVARTÆRTIDENS BEGYNNELSE OG INNDELING.

### Den generelle klimaforverring.

I oligocen (Fig. 1.11) var det en drastisk endring i jordens klima. Det er sannsynlig at de store isdekkene i Antarktis ble dannet som et resultat av denne endringen. Dette store is-skjoldet over sydpolkkontinentet har senere hatt en meget stor innflytelse på havstrømmene, havnivået og klimaet over hele jorden. Klimaforverringen fortsatte gjennom tertiær og kvartær. Grensen mellom tertiær og kvartær har vært noe forskjellig plassert, men blir ofte satt til 2,5 millioner år. På dette tidspunkt startet en serie med kontinentale nedisinger på midlere breddegrader (45°-70° N), temperaturen i verdenshavene sank, og det skjedde markerte endringer i såvel marine som kontinentale miljøer.

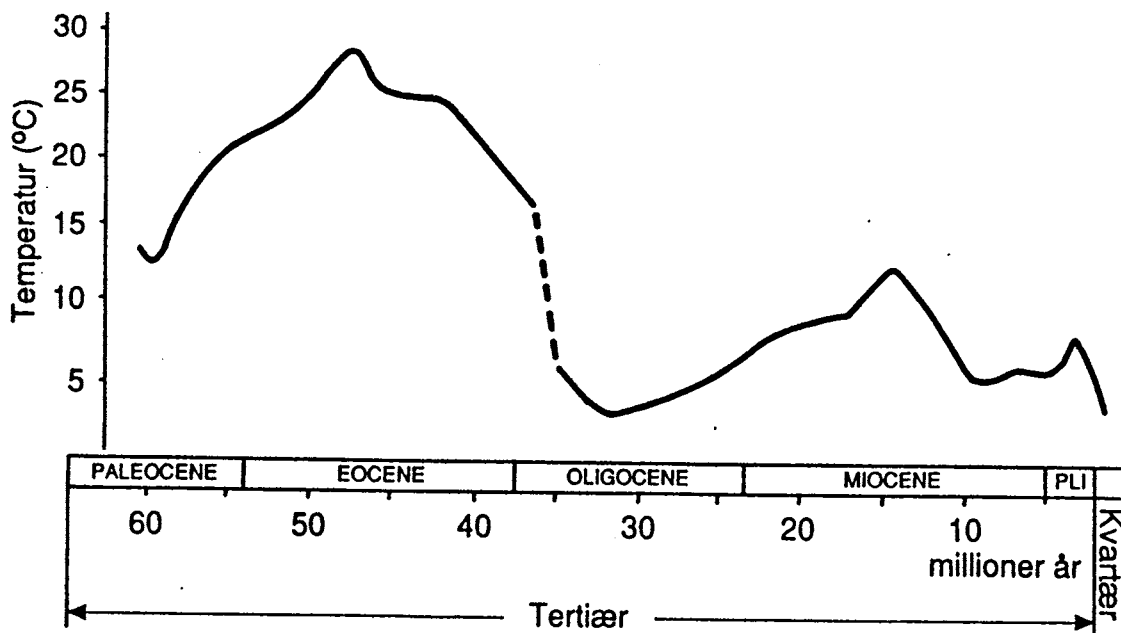


Fig. 1.11. Klimatisk utvikling gjennom tertiærtiden (70 mill år) fram til kvartær tid (de siste 2,5 mill år) etter Buchardt (1978).

Det mest karakteristiske med kvartærtiden er ikke bare disse forandringene ved dens **begynnelse**, men at kvartær har vært en periode preget av store sykliske klimavariasjoner. Det har ikke vært store endringer i kontinentenes plassering de siste millioner år, men på den nordlige halvkule har det i løpet av denne "korte" tiden (2,5 millioner år) vært 20-30 istider og mellomistider som har hatt enorm betydning for utformingen av landskapet og endringer i naturmiljøet.

### Registrerte klimaendringer.

Når en ny istid starter så fjernes vanligvis mesteparten av sporene fra den forutgående isfrie perioden. Derfor finner vi vanligvis lite med avsetninger eller andre spor etter

tidligere nedisninger og isfrie perioder bevart i områder som har vært dekket av innlandsis, som f.eks Skandinavia. I motsetning til dette har det i dyphavsområdene vært en sakte men kontinuerlig sedimentasjon gjennom istider og varme perioder. En kjerne på 20 m lengde kan dekke et tidsintervall på 1/2-1 million år.

### Oksygenisotoper.

Vann, is og CO<sub>2</sub> inneholder de to stabile oksygenisotopene O<sup>18</sup> og O<sup>16</sup>. Organismer som danner kalkskall produserer CaCO<sub>3</sub> (kalkspat) med et O<sup>18</sup>/O<sup>16</sup> forhold som er bestemt av dette forholdet i havvannet hvor de dannes.

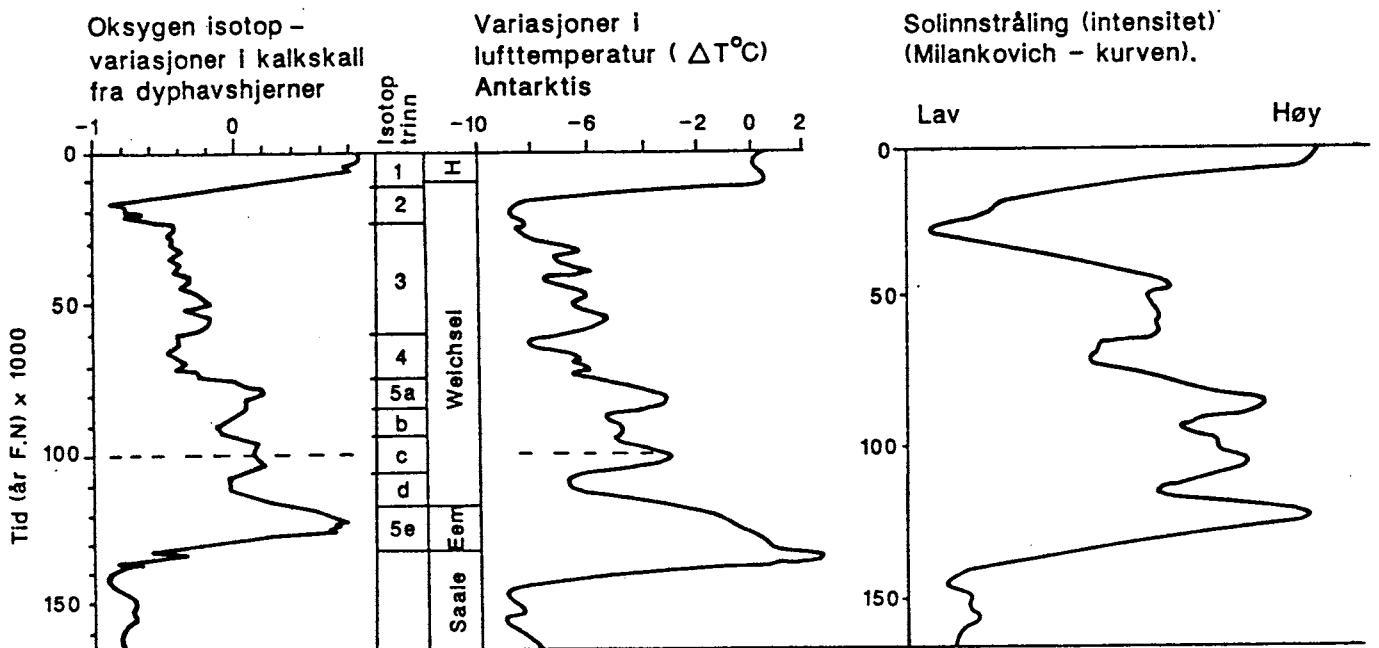


Fig. 1.12. I kalde perioder dannes store isdekker. Havvannet får et høyt O<sup>18</sup>/O<sup>16</sup> forhold pga isotopfraksjonering under dannelsen av isdekkene, og dette gjenspeiles i karbonatskall dannet i havet. Beregnet solinnstråling (intensitet) viser god korrelasjon med veksling mellom kalde og varme perioder.

Når havvann fordamper så er O<sup>18</sup>/O<sup>16</sup> forholdet i det vannet som går opp i atmosfæren lavere enn havvannets gjennomsnitt. Når de store isdekkene bygges opp så får isen et lavt O<sup>18</sup>/O<sup>16</sup>-forhold mens dette forholdet vil øke i havvannet. Varisjoner i O<sup>18</sup>/O<sup>16</sup> forholdet i havvannet gjenspeiler derfor mengden med vann som er bundet opp i kontinentale isdekker.

Ved hjelp av borkjerner fra dyphavsområder kan man fastlegge variasjoner i fossilenes (kalkskall) isotopforhold som gjenspeiler havvannets isotopsammensetning da skallene ble dannet. Dette gjør det mulig å skille mellom lange perioder med og uten nedisning på jorden (Fig. 1.12). Sovjetiske forskere har tatt opp iskjerner fra innlandsisen i Antarktis

som går ned til 2 km dyp, og de dekker et tidsintervall på 160 000 år. Ved hjelp av isotopstudier har de fastlagt variasjoner i lufttemperaturen over Antarktis gjennom hele denne tiden (Fig. 1.12). Resultatene fra isstudiene i Antarktis stemmer bra med resultatene fra dyphavskjerner, og med Milankovitch's kurve (Fig. 1.12). Samsvaret med denne kurven viser at astronomiske forhold er av stor betydning for klimaendringene.

## KLIMASONER

### Klimasoner på land.

Den danske botaniker Vahl har på grunnlag av vegetasjonens variasjoner delt jorden i 7 "klimasoner": en tropisk, to subtropiske, to tempererte og 2 polare soner. Disse sonene er

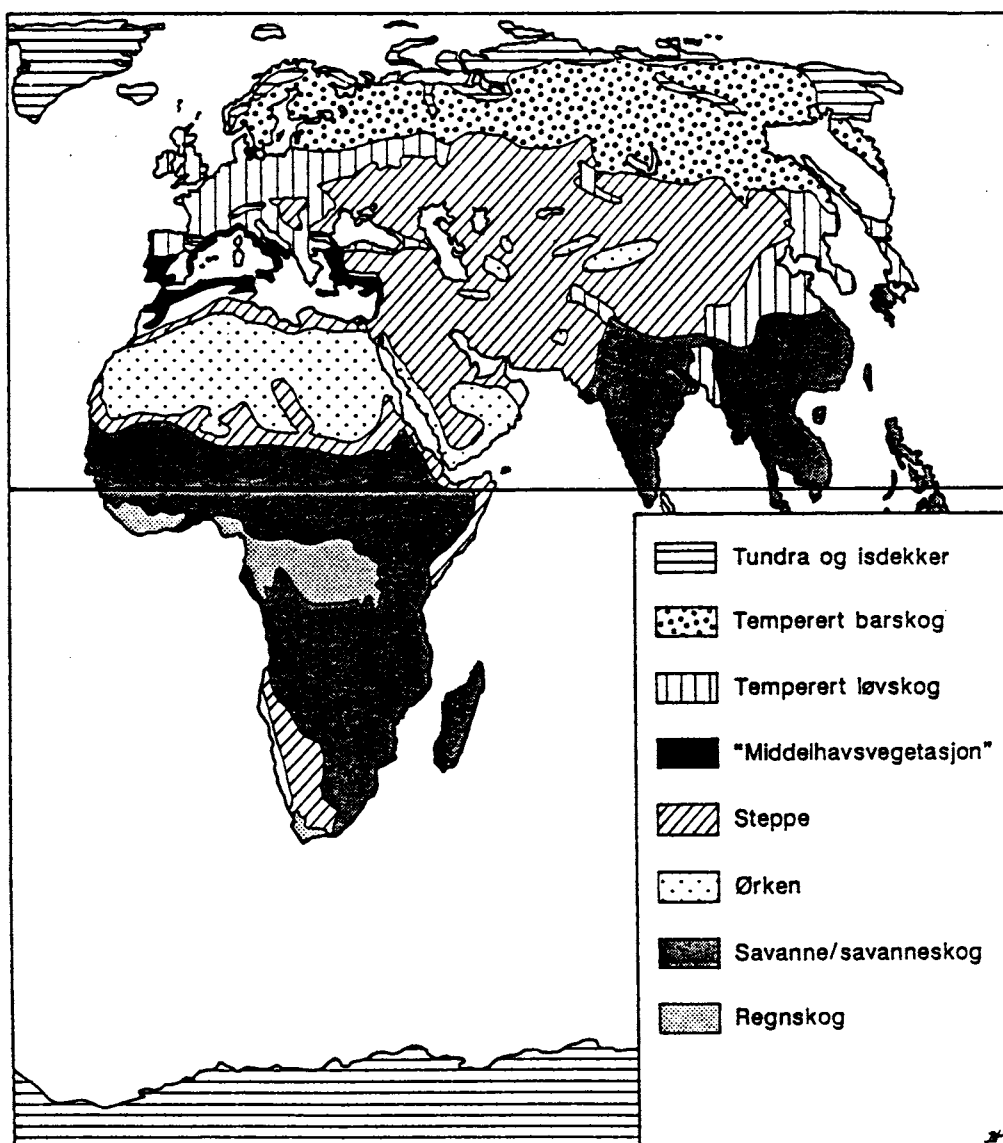


Fig. 1.13. Dagens "klimasoner" på land basert på vegetasjonen (etter M. Vahl).

igjen delt i undersoner, slik at mesteparten av Norge ligger i den tempererte barskogsone, men noen av våre høyfjellsområder tilhører den polare sone (Fig. 1.13).

Bestemmelse av tidligere klimasoners regionale utbredelse på land er hovedsakelig basert på vegetasjonsstudier i fossilførende avsetninger (pollenanalyse). Ved hjelp av plantefossiler kan en rekonstruere forandringer av skogsvegetasjonen og tilhørende klima gjennom tidene. Forholdene under siste istid og i dag er vist på Fig. 1.14. Alle klimasoner finnes mellom ekvator og polen såvel under en istid som i en mellomistid men utbredelsen varierer. Det er særlig det tempererte skogbeltet, inkludert den kjølig-tempererte edelløvskogen, som snevres inn under en istid, samtidig med at de tropiske regnskogsområdene reduseres og ørkenområdene utvides. Kuldeømfintlige arter dør ut under en kuldeperiode og ofte klarer de ikke å etablere seg på nytt i det etterfølgende mildere klima. Under en kjølig periode for ca 4,5 mill år siden forsvant alle arter av palmer fra Nordvest Europa. Noen få "nye" arter av planter og dyr har etablert seg i de periodevis nedisete områdene, deriblant mennesket. Noen arter har oppstått og dødd ut igjen nesten med en gang, f.eks. mammut.

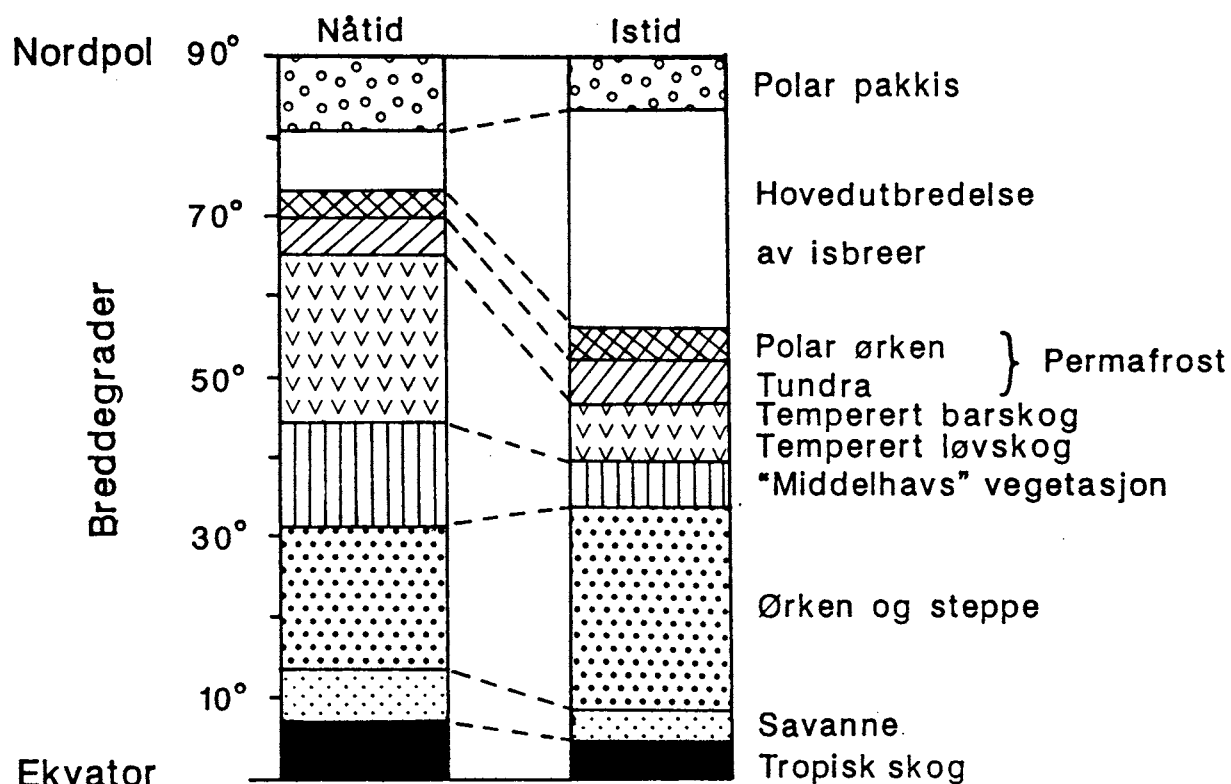


Fig. 1.14. Regional utbredelse av klimasoner på land i dag og under en istid. Mens tundraområder idag såvidt går over 70 grader, gikk de under en istid nesten 25 grader nærmere ekvator.



### Marine klimasoner.

I havområdene baserer man seg på en dyregeografisk inndeling. Fig.1.15 viser en slik inndeling av de Nord-Atlantiske havområder, slik forholdene er i dag. De tre nordligste sonene betegnes som arktiske, de tre neste boreale og den sydligste er lusitansk.

Tabell 1.1 viser variasjonene mellom de forskjellige sonene. Fra nordligste til sydligste sone er det en gradvis endring i faunistisk sammensetning p.g.a. endringer i vanntemperatur. Andre viktige faktorer er saltholdighet, dybde og næringstilgang.

Tabellen viser at det er forholdsvis små temperaturforskjeller mellom de forskjellige klimasonene. Ved en klimaforverring vil sonene forskyves mot syd, mens bedret klima (temperaturøkning) fører til en forskyvning mot nord (på den nordlige halvkule). På en lokalitet vil plante- og dyrelivet endres i takt med klimaendringene, og dette vil gjenspeiles i sedimentenes innhold av fossiler.

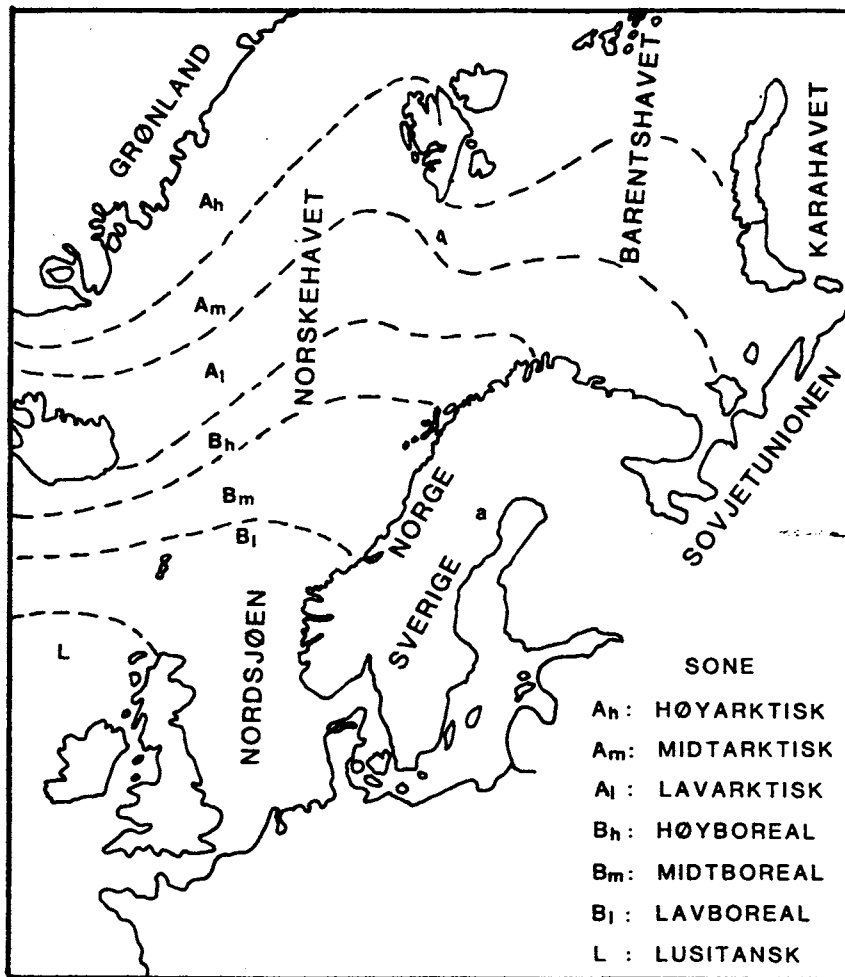


Fig. 1.15. Dyregeografisk inndeling av de Nord-Atlantiske farvann i dag (etter Feyling-Hansen & Knudsen 1979).

Tabell 1.1. Årsmiddel, sommertemperatur og bunntemperatur i de forskjellige soner på Fig. 1.13.

Sone	Årsmiddel	Sommertemp.	Bunntemp.
Høyarktisk	-1 - 0	0 - 5	ca 3
Lavarktisk	1 - 5	8 - 10	ca 3
Høyboreal	4 - 6	9 - 11	3 - 4
Midtboreal	5 - 7	11 - 13	4 - 5
Lavboreal	7 - 11	13 - 17	4 - 8
Lusitansk	> 10	> 13	> 7

Ved en generell klimaforverring så vil nedkjølingen av havområdene ta mye lengre tid enn enn nedkjølingen av landområdene. Det kan derfor være varmt overflatevann i havområdene som ligger nær opp til kalde landområder hvor breene har begynt å vokse. Dette er en meget gunstig situasjon for å få en rask vekst av et stort isdekke. Stor fordampning fra havet gir stor snøakkumulasjon på land. I Atlanterhavet har det troligvis vært en "forsinkelse" i avkjølingen av havets overflate i forhold til vekst av isdekket på 3000-4000 år. Først når isdekkene hadde nådd betydelig størrelse ble havområdene dekket med havis (Fig. 1.15) og fordampningen ble sterkt redusert. I vekstfasen var det "mellomistid" i havområdene og "istid" på land.

### ISTIDER OG MELLOMISTIDER.

Det er en rekke felles trekk som kjennetegner de syklene av istider (glasialer) og mellomistider (interglasialer) vi har hatt gjennom kvartær. I avsetninger både på land og i havet finnes fossiler som gir informasjon om endringer i dyre- og plantelivet etter hvert som lagene ble avsatt. Ved å studere disse kan vi rekonstruere klimaendringene både på land og i havområdene.

Fig. 1.15 viser situasjonen slik vi tenker oss at det var under en glasialtid da isdekkene lå over Skandinavia, Grønland, Island, Færøyene og kontinentalsokkelen rundt. Havnivået var mye lavere enn i dag fordi store vannmasser var bundet opp i isdekkene. Utvekslingen av vann (og varme) mellom Atlanterhavet og Norskehavet som er av stor betydning for klimaet, må ha vært mye mindre under maksimal nedisning enn den er i dag.

Noen sedimenttyper er karakteristiske for kalde perioder f.eks. morener eller breelavsetninger, mens andre sedimenttyper som torv og gytje avsettes i varmere perioder.

Studier av biologiske endringer, vekslinger mellom forskjellige sedimenttyper samt opp-treden av fossile jordsmonn og forskjellige frostfenomener i jord har ført til etableringen av en kvartær stratigrafi.

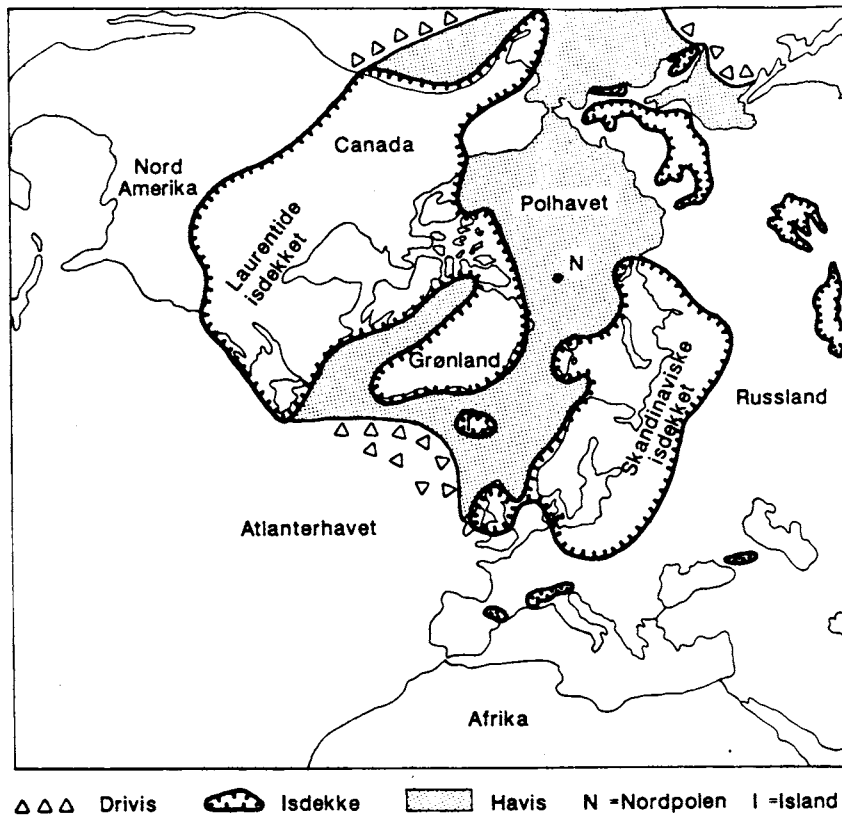


Fig. 1.15. Utbredelse av ismassene og områder dekket med havis i N.Europa under en glasialtid.

Kvartærtiden blir delt opp i en rekke **istider** og **mellomistider**, også kalt glasiale og interglasiale tider. I tillegg kan istidene inndeles i **stadialer** og **interstadialer**. Det er nødvendig å definere disse begrepene nærmere og omtale karakteristiske utviklingstrekk. Vi har ganske detaljert kjennskap til forholdene etter siste istid (Holocen) og noe kunnskap om forholdene under siste istid (Weichsel) og mellomistid (Eem). På grunnlag av dette kan man sette opp et generalisert skjema som viser variasjoner i temperatur og fuktighet gjennom en istid (glasial) og en mellomistid (interglasial), Fig. 1.16. Under en istid var store deler av Skandinavia, Nord-Amerika, Alpene og områder i Asia dekket av is, og innlandsisen over disse områdene påvirket klimaet i vid omkrets. En betingelse for å få dannet innlandsis er bl.a. lav årsmiddeltemperatur. En senkning av middeltemperaturen med 2-3°C er troligvis tilstrekkelig for å starte en istid i Skandinavia. Det er beregnet at med nåværende nedbør (500-1000 mm), og en senking av sommerens middeltemperatur med 3,3°C vil det ta ca 20000 år å danne et 2 km tykt isskjold over Labradorhalvøya. Hvis det samtidig er en økning i nedbøren vil prosessen gå betydelig raskere.

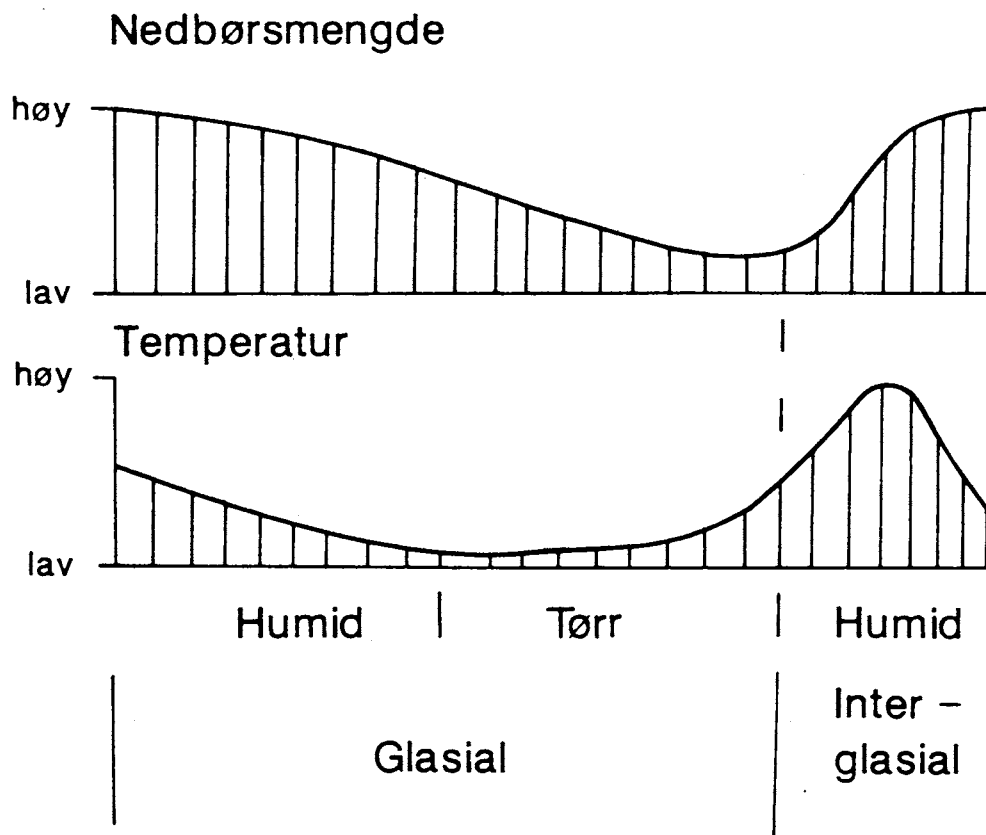


Fig. 1.16. Generalisert skjema som viser variasjoner i temperatur og fuktighet gjennom en istid og en mellomistid.

En istid består ikke av sammenhengende ekstrem kulde og isdekke. Siste istid var delt opp i en rekke meget kalde maksima, med mildere perioder mellom. Milde perioder innen en istid kalles for interstadialer, og de kalde perioder for stadialer. En langvarig varm periode mellom istidene kalles mellomistid (interglasialtid).

Fig. 1.16 viser at en istid innledes med lave temperaturer og mye nedbør og avsluttes med lav temperatur og lite nedbør. Avsmelting skjer i en varm og tørr periode, som er innledningen til en mellomistid. Mellomistiden kulminerer med en varm og fuktig periode (f.eks. den postglasiale varmetid) og avsluttes med en kjølig, humid periode.

Det forekommer store vekslinger innenfor den langsiktige utviklingen, slik at f.eks. den kjølige og fuktige klimatype vi har idag behøver ikke nødvendigvis å være innledningen til en ny istid.

De ovenfor beskrevne "tider" kan for utviklingen i Norge kort karakteriseres slik:

Istid (glasialtid): Store områder dekkes av innlandsis. Det tar anslagsvis 10-20 000 år for å få dannet en innlandsis, og ca 10 000 år for at den skal smelte vekk. Som eksempel kan nevnes at for 20 000 år siden hadde vi maksimal nedisning av Skandinavia, og det tok ca. 12 000 år å smelte vekk denne isen. Jordskorpen under ismassene trykkes ned flere hundre

meter, og verdenshavene senkes inntil 150 m. Forskjellige glasiiale prosesser fører til dannelse av "ny" jord (f.eks. norske morener).

Mellomistid (interglasialtid): Store deler av ismassene smelter vekk. Klima er som i dag eller varmere. Verdenshavene går tilbake til "normalt" nivå, og jordskorpen heves mot likevektstilling. Vegetasjonsutviklingen i et tidligere nediset område går gjennom en syklus, fra parktundra (åpen bjørkeskog) - boreal blandskog (bjørk og furu) - temperert lauvskog (edel-lauvskog) - boreal blandskog (gran, furu og bjørk) tilbake til parktundra. "Rå-jorden" etter glasialtiden utsettes for forvitring og jordsmonndannelse som ender med sterkt podsolerte jordsmonn over store områder.

Marin fauna skifter fra høyarktisk til arktisk og boreal og tilbake til høyarktisk. Siste interglasialtid i Skandinavia (Eem) varte i ca. 12 000 år (130000-118000 år f.n.)

Interstadial: Kortvarig mild periode (500-5000 år) med betydelig isavsmelting. Vegetasjonsutviklingen går fra tundra til parktundra (muligens med boreal blandskog på lune steder) og tilbake til tundra. I denne korte og forholdsvis kjølige perioden er det svak jordsmonnforvitring.

Stadial: Kald periode med breframstøt, eller stagnasjon i avsmeltingen (tundrafase). Som eksempel kan nevnes stagnasjonen/breframstøtene i Yngre Dryas (Ra-tid). Midt i en periode med en generell klimaforbedring sank temperaturen sterkt iløpet av noen hundrede år for så å stige raskt. Dette var utvilsomt et resultat av et komplisert samspill mellom frigivelse av store smeltevannsmengder, havstrømmer og atmosfæriske forhold (samt vulkanisme?). Isdekket i Skandinavia vokste markert med framrykning av brefronten i noen områder eller stopp i isens tilbaketrekning i andre områder.

### **Variasjoner de siste 800 000 år.**

Ved hjelp av skallmateriale fra lange dyphavskjerner har man bestemt variasjoner i havvannets isotopforhold og beregnet hvor mye vann som var bundet opp i kontinentale ismasser (Fig. 1.17). Grovt sett har det vært 8 perioder med mye is i løpet av de siste 800 000 år. I periodene med mest is var det globale havnivå over 150 m lavere enn i dag.

### **De siste 160 000 år.**

Fig. 1.18 viser den geologiske inndeling av de siste 160 000 år, fra Saale istid og fram til i dag. I Antarktis er det tatt opp iskjerner som dekker dette tidsintervallet. Luft fanges opp som små blærer når snøen omdannes til is og disse luftblærene benyttes til å fastlegge variasjoner i atmosfærens CO<sub>2</sub> innhold (Fig. 1.18). Det har variert mellom 190 og 300 ppm og disse variasjonene forklarer langt på vei de registrerte temperaturvariasjonene

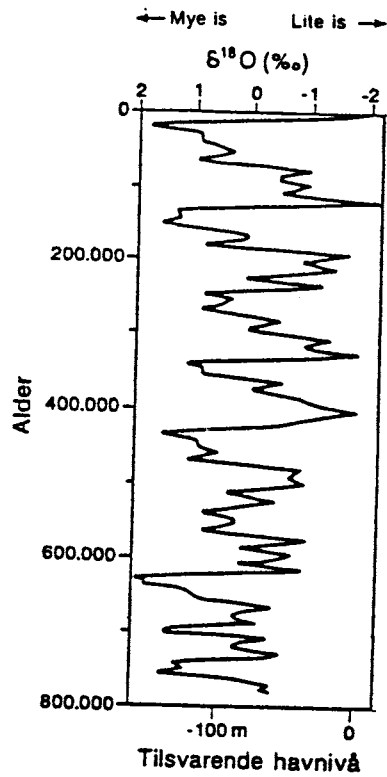


Fig. 1.17. Variasjoner i havvannets isotopforhold (oksygenisotoper) gjenspeiler de mengder med vann som var bundet opp i kontinentale isdekker. Ved maksimal nedisning var det globale havnivå ca. 150 m lavere enn i dag.

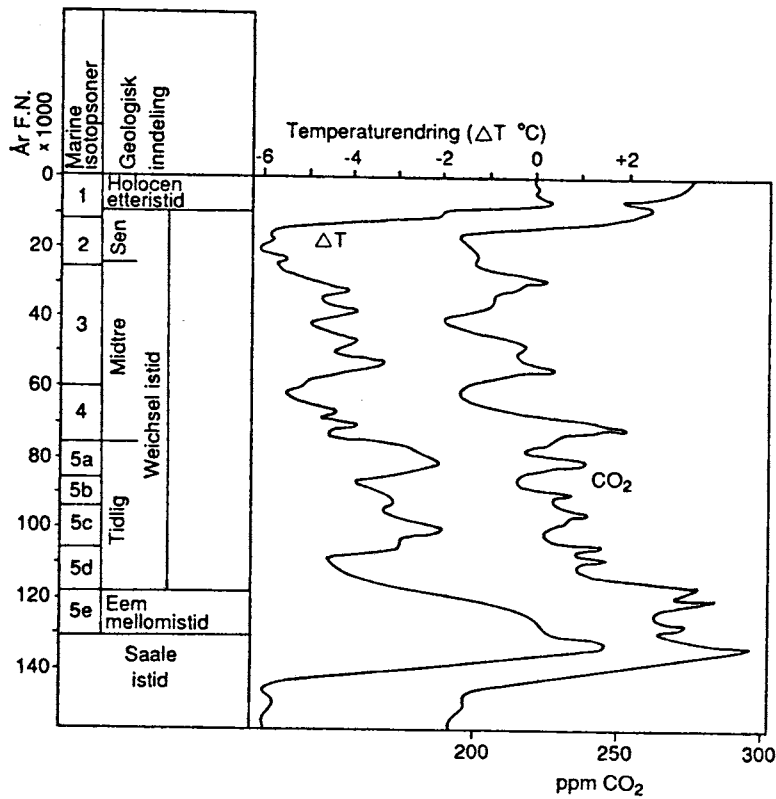


Fig. 1.18. Gassblærer i iskjerner fra Antarktis er benyttet til å fastlegge variasjoner i atmosfærens innhold av CO<sub>2</sub>.

(som er bestemt v.h.a. isens innhold av deuterium). Det er rimelig å annta at variasjoner i atmosfærens CO<sub>2</sub> innhold skyldes variasjoner i utveksling av CO<sub>2</sub> mellom atmosfære og hav samt variasjoner i nedbrytning av organisk materiale og fotosyntese på land.

Det var en sterk økning for 140 000 og ca 15 000 år siden. Dette faller sammen med overganger fra istider til mellomistider. Siste mellomistid, Eem startet for ca 130 000 år siden og varte i ca 15 000 år. Pollenanalyser viser at klimaet var betydelig varmere enn i dag. Siste istid, Weichsel, deles i tidlig, midtre og sen Weichsel. Sen Weichsel var meget kald med stor utbredelse av isdekker. Etteristiden, Holocen, har mange trekk felles med Eem.

### De siste 15 000 år.

Jo nærmere vi kommer nåtid jo bedre kjenner vi klimavariasjonene. I siste del av sen Weichsel var det en relativt varm periode med rask isavsmeltning før vi fikk den allerede omtalte klimaforverringen under Yngre Dryas stadialen. Forskjellen mellom varmeste og kaldeste periode de siste 15 000 år er ca. 5 °C (Fig. 1.19).

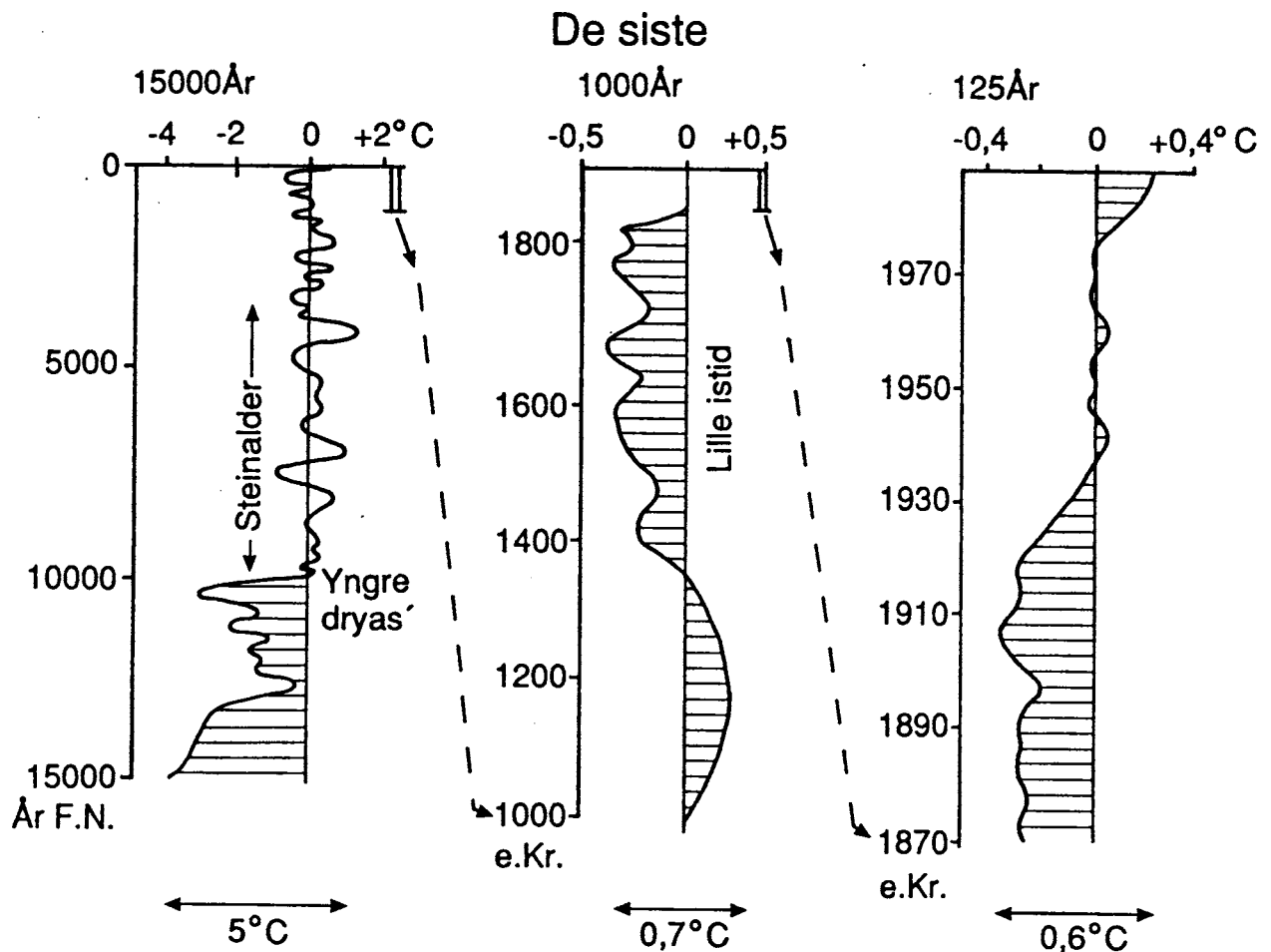


Fig. 1.19 Temperatursvingninger de siste 15 000, 1000 og 125 år.

## De siste 1000 år.

I dette tidsrommet har temperaturen ikke variert med stort mer enn 1 °C (Fig. 1.19).

**Den lille istid** er betegnelsen på en 500-års periode med dårlig klima på den nordlige halvkule som varte fra ca 1350 til 1850. At denne perioden faller sammen med en lang periode med lav solflekkaktivitet er tatt som et bevis på at endringer i solens energiskapende prosesser influerte på jordens klima. Den totale utstråling fra sola øker litt når antall solflekker øker fordi andre deler av sola får en mer intens utstråling.

Før den lille istid var det relativt varmt i Europa med stor vinproduksjon i England. Under den kaldeste delen av lille istid kunne man om vinteren krysse Thamsen ved London på isen. Det har ikke vært mulig de siste 175 år. Dette var en hard periode for Skandinavia. Folketallet i Finnmark gikk tilbake 30% pga utvandring, hungersnød og ihjelfrysning. Fig. 1.20 viser utbredelsen av havis mellom Grønland og Norge under den lille istid. Island var omsluttet av havis og nordiske bosetninger på Grønland ble isolert fra omverdenen og forsvant. Breene i Norge vokste sterkt på denne tiden og de nådde sitt maksimum omtrent i 1750. Nigardsbreen, som er en utløper fra Jostedalsbreen begravde i 1740 to gårder.

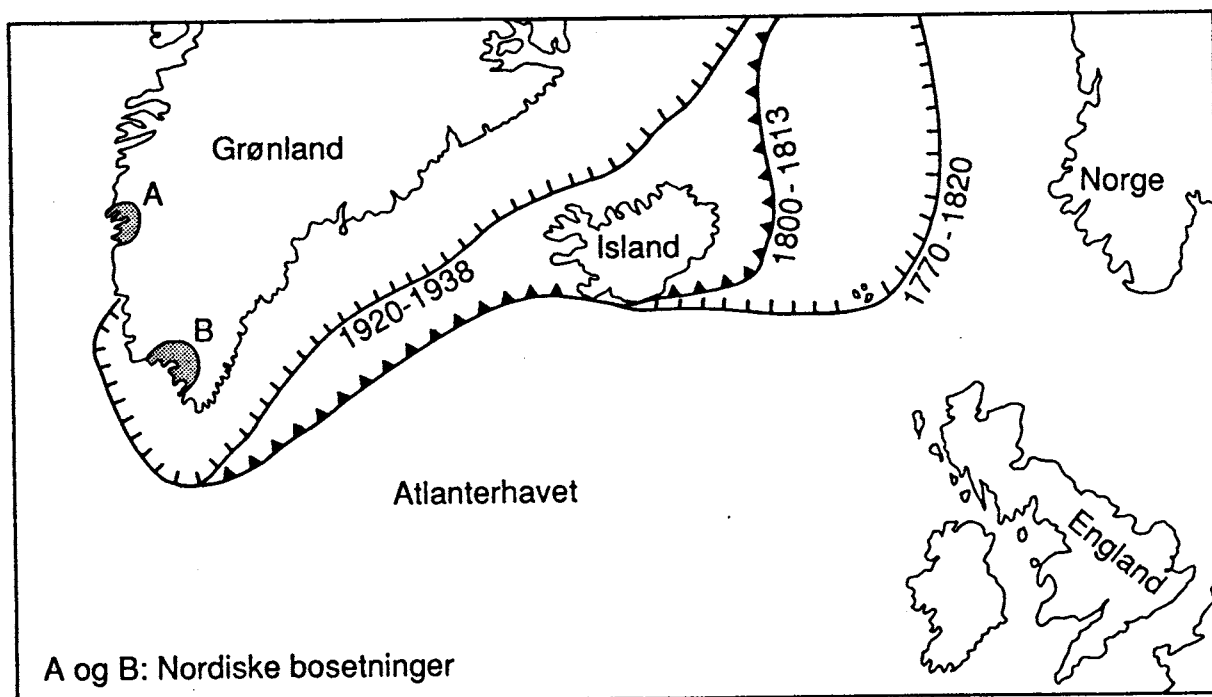


Fig. 1.20 Kartet viser den sydlige begrensning for havis i Atlanterhavet i forskjellige perioder. Under den lille istid var Island omgitt av havis og de nordiske bosetningene på Grønland ble isolert fra omverdenen (etter Denton og Porter).



### De siste 125 år.

I denne perioden har vi hatt en relativt kjølig periode fram til 1930 etterfulgt av en relativt varm periode (Fig. 1.19). De siste års økning kan ha en sammenheng med atmosfærens økende innhold av CO<sub>2</sub>. Vår engstelse for hvordan klimaet skal endre seg på grunn av øket CO<sub>2</sub>-innhold fra industrielle utslipp gjenspeiler hvor følsomt klimaet synes å være overfor endringer i atmosfærens innhold av denne gassen. I løpet av de siste 100 år har atmosfærens CO<sub>2</sub> innhold økt med 30% (Fig. 1.21) og CH<sub>4</sub> innholdet er fordoblet (og jordas gjennomsnittstemperatur har økt med 0,5 °C).

Fig. 1.6 viser at de mengdene som tilføres atmosfæren p.g.a. industriell forurensning og felling av skog er meget små komponenter i det store CO<sub>2</sub>-budsjettet. Utslipp fra industri, som kan beregnes relativt nøyaktig, utgjør 5,5 gigatonn karbon per år, mens den årlige økning av CO<sub>2</sub> i atmosfæren tilsvarer idag ca. 2/3 av de årlige industrielle utslipp. Vi må derfor anta at verdenshavene tar opp den resterende 1/3.

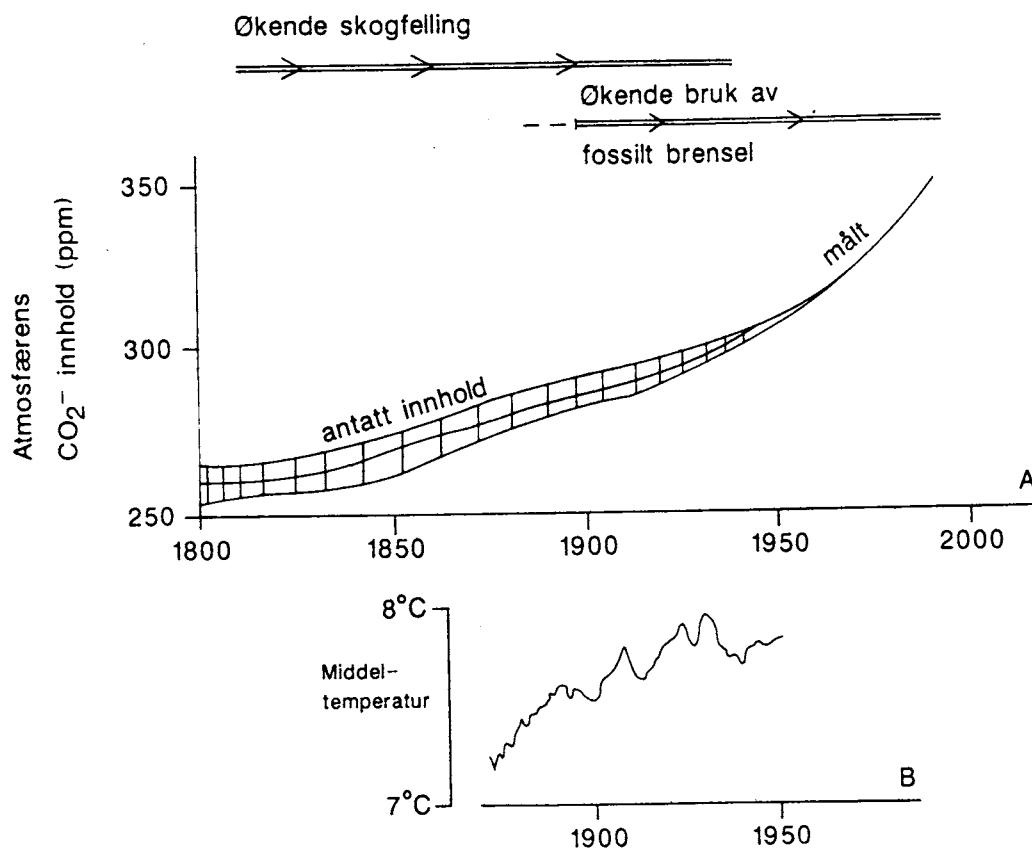


Fig. 1.21 Det har de siste 100 år vært en generell temperaturøkning på den nordlige halvkule, samtidig med at atmosfærens CO<sub>2</sub>-innhold har steget.

## KAPITTEL 2 IS OG ISBREER

Breer dekker idag omtrent 10% av jordens landarealer og inneholder 2% av jordens totale vannmengde. Arealmessig utgjør innlandsisen i Antarktis ca 85% av de bredekte områdene mens Grønlandsisen dekker ca 12%. De resterende 3% er fordelt på mindre breer rundt om i verden.

Vår interesse for breer skyldes først og fremst at hovedmengden av norske jordarter er dannet og landskapet utformet i forbindelse med glasiale prosesser. Isdekkede landområder som Antarktis og Grønland samt drivisen i Nordishavet har stor innflytelse på havvannets temperatur, og dermed på hele jordens klima.

Under istidene var betydelig større landområder dekket med is (Tabell 1) og havnivået var lavere. Hvis isen i Antarktis og på Grønland smeltet, ville havnivået stige med ca 50 m og 1/8 av jordens landarealer ville bli oversvømmet.

Tabell 1. Størrelse på isdekkede områder idag og under maksimal nedisning. Areal i km<sup>2</sup> og prosent av bredekte områder.

	Nåtid Areal 10 <sup>6</sup> km <sup>2</sup>	%	Maksimum Istid Areal 10 <sup>6</sup> km <sup>2</sup>	%
Antarktis	12.5	85	13.8	31.6
Grønland	1.7	12	2.3	5.3
N.Amerika og Canada	0.076	0.5	14.4	30.7
Skandinavia	0.004	0.03	6.7	15.3
N.Russland		2.7	6.2	

Sjøisdekket over Polhavet som idag slutter ved Svalbard i sør, dekket havområdene langs Norge under istiden (Fig. 1.15).

### Dannelse av is og isbreer.

Når den årlige akkumulasjon av snø i et område er større enn avsmeltingen (ablasjonen), vil det dannes snøfonner. Når dette pågår gjennom lengre tid, vil fonna vokse til å bli en bre. Flere breer kan, under spesielle klimaforhold, vokse sammen og danne et isskjold.

Snø som akkumuleres på en bre vil få økende tetthet nedover. Ved at snøen presses sammen og rekrystalliseres får vi en gradvis overgang fra lett porøs snø til firn og videre til breis. Basert på tetthet kan man foreta følgende inndeling:

Ny snø	0.1 - 0.3	g/cm <sup>3</sup>
Gammel snø	0.3 - 0.82	"
Firn	0.55 - 0.82	"
"Ung" breis	0.84 - 0.89	" ("boble-is")
Eldre breis	0.89 - 0.90	"
Ren is	0.917	"

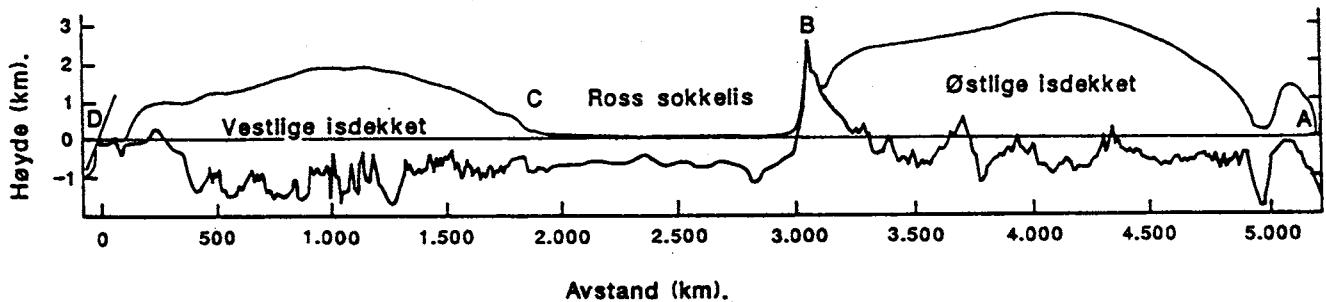


Fig. 2.1. Snitt gjennom isdekket i Antarktis viser at isen over fjellområdene kan være over 3 km tykk (plassering av snittlinje, se Fig. 2.8).

Økningen i tetthet medfører økning av kornstørrelse samt reduksjon av porevolum og permeabilitet. Snøkrystaller deformeres og rekrystalliserer slik at små korn smelter og vannet fryser til de større kornene. Ved overgangen fra firn til is øker tettheten bare fra 0.82 til 0.84 g/cm<sup>3</sup>. Den maksimale tetthet for is, 0.917 g/cm<sup>3</sup>, oppnås sjelden eller aldri i breis fordi den som regel inneholder noen luftbobler.

Overgangen fra snø til breis går raskt i områder hvor det om sommeren produseres smeltevann. Fig. 2.2 viser at snøen på Nigardsbreen i løpet av en sommer omdannes fra snø til firn. Overgangen fra firn til breis kan ta 5-10 år. I områder med lite smeltevann tar denne prosessen mye lengre tid, og på Nord-Grønland, hvor det dannes et meget tykt firnlag (>100m) kan omdannelsen til breis ta mer enn 100 år.

### Smelting av snø og is.

Smelting på breens overflate (ablasjon) skjer når:

- Breen mottar direkte eller indirekte solstråling.
- Det er varmeledning fra atmosfæren.
- Damp kondenseres på breens overflate.
- Det regner på breen.

Hvilken faktor som er viktigst varierer med høyde over havet, breddegrad, helningsretning, skydekke, vind, luftfuktighet osv. Effekten av direkte stråling er proporsjonal med antall soltimer på den enkelte bre, og den varierer med årstiden. På Kårsabreen i Nord-Sverige

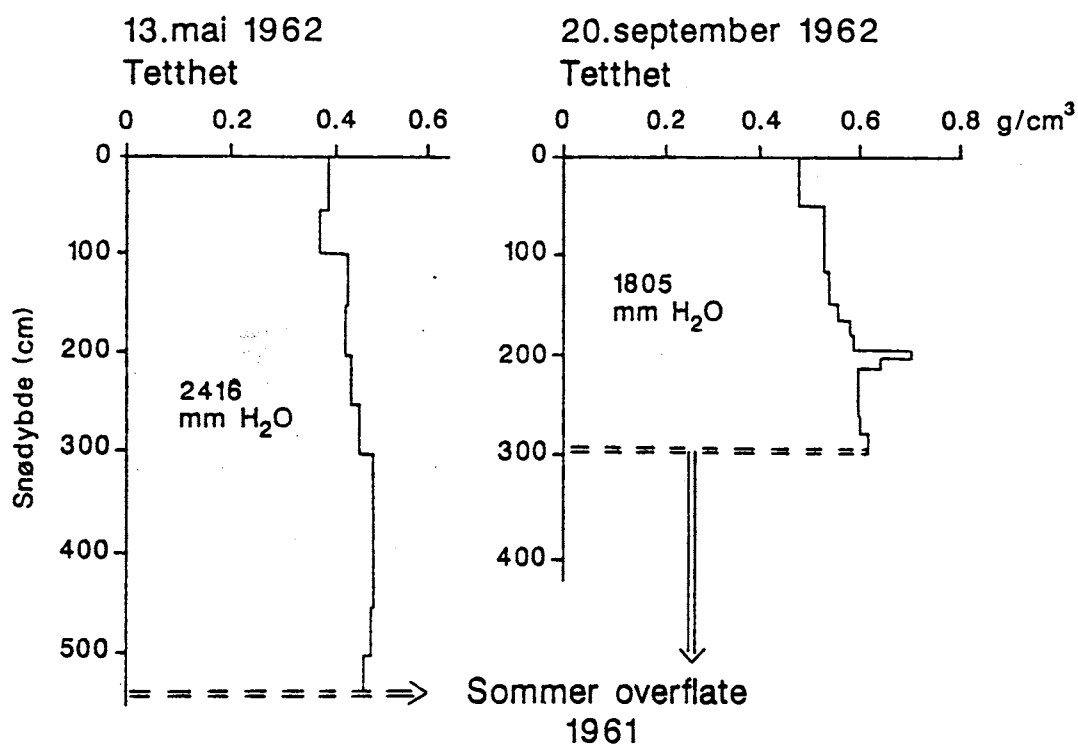


Fig. 2.2. Omdannelse av siste vinters snø på Nigardsbreen i løpet av sommeren. Det har vært noe smelting på denne lokaliteten og snølagets vannverdi er redusert fra 2416 til 1805 mm (etter Østrem og Karlén, 1963).

utgjorde smelting på grunn av stråling ca 75% i juni, men bare ca 30% i august.

Lufttemperaturen er den viktigste faktor når is smelter på grunn av varmeledning fra atmosfæren. Hvis varmeledning skal føre til smelting av betydelige mengder av is, må det være bevegelse i luftmassene over isen (vind). Hvis det er helt stille (ingen turbulens) vil det raskt dannes et tynt isolerende luftlag med temperatur 0°C over isen. Hvis ikke dette kalde luftlaget fjernes, kan det ikke skje noen varmeledning eller smelting av betydning. Luftfuktigheten er også viktig fordi fuktig luft har større spesifikk varme enn tørr luft med samme temperatur. Hvis luftfuktigheten er så stor at "duggpunktet" nåes når luften kommer i kontakt med snø eller is, vil det skje en kondensering. Kondensering av vann-damp ved 0°C avgir ca 600 cal. pr gram vann. Denne varmemengde kan smelte ca 7.5 g is eller snø hvis temperaturen i isen eller snøen er nær smeltepunktet. Selv varmt vann har en relativt liten smelteeffekt. 25 mm nedbør med temperatur 10°C vil bare smelte 3 mm is. For å få smelting langs breens **bunn**, må varmetilførselen fra underlaget samt varmeproduksjon pga. isens bevegelse og friksjon være større enn varmetapet opp gjennom isen.

### Snøens vannverdi.

Når et snølag komprimeres og omdannes ved at noe av snøen smelter, så vil tykkelsen på snølaget endres og snøens vannverdi endres (Fig. 2.2). Vannverdien av et snølag bestem-

mes ved å måle lagets tykkelse og tetthet. Hvis et snølag som er 1 m tykt har en tetthet på  $0.6 \text{ g/cm}^3$  så tilsvarer dette 0.6 m med vann (600 mm med nedbør). (Se Fig. 2.2.). Når vi skal bestemme de snømengder som er akkumulert på en breoverflate (snøtaksering) så bestemmer vi snølagets vannverdi.

### BREBUDSJETT (regime).

Det er lite sannsynlig at snøfall og isavsmelting et år er like store. Hvis det årlige snøfall er større enn årlig avsmelting, vil breen vokse. Klimaet veksler periodisk og dette fører til at budsjettet for små breer i stor grad varierer med de korte klimaperiodene. Store breer

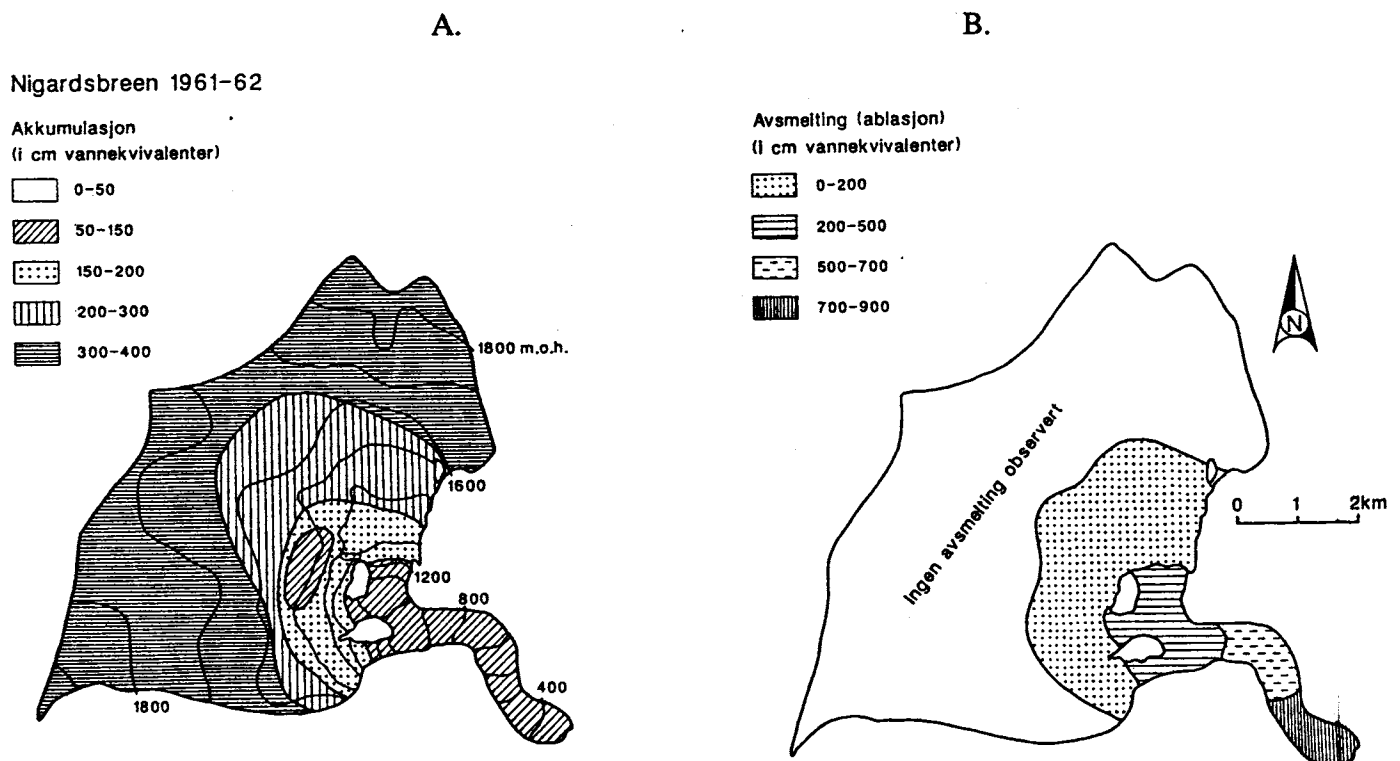


Fig. 2.3. Akkumulasjon og avsmelting på Nigardsbreen (en utløpsbre fra Jostedalsbreen) i budsjettåret 1961-1962 (etter Østrem og Karlén, 1963).

(isskjold) vil trenge lengre tid på å stabiliseres, slik at de ofte er i "utakt" med kortvarige klimasvingninger.

Fig. 2.3A viser vannverdien (vannekvivalenter) for de snømengder som ble akkumulert på Nigardsbreen i løpet av vinteren 1961-62. Snømengdene på øverste del av breen tilsvarer 3000-4000 mm regn. Avsmeltingen (ablasjonen) i løpet av 1962 er framstilt på tilsvarende måte i Fig. 2.3B. På breens nedre del smelter først all vintersnø og deretter smelter isen under. Brutto avsmelting på breens nederste del var nesten 9 m, mens det ikke var noen

målbar avsmelting over 1500 m. o.h. Avsmeltingskartet viser et jevnere snø-mønster enn akkumulasjonskartet, da avsmeltingen er sterkt avhengig av høyden over havet (lufttemperaturen).

Om våren starter snøsmeltingen nederst på breen, og grensen mellom snøfritt og snødekket bre (midlertidig snøgrense) flytter seg oppover breen utover sommeren. Fig. 2.4 viser hvordan snøgrensen på Tunsbergdalsbreen (utløper fra Jostedalsbreen) har flyttet seg oppover i løpet av en sesong. Forholdet mellom akkumulasjon og avsmelting er **breens budsjett**. Det gir uttrykk for om breen vokser eller avtar gjennom et tidsrom, vanligvis et år. Fig. 2.5 viser Nigardsbreens netto-budsjett som en funksjon av høyden. Totalt mottok breen 121.6 mill m<sup>3</sup> nedbør (vannverdi) som snø, mens total avsmelting var 26.7 mill m<sup>3</sup>. Da akkumulasjonen var større enn ablasjonen i dette budsjettåret hadde Nigardsbreen en positiv massebalanse, hvor ca 112-17=95 mill m<sup>3</sup> "vann" ble bundet i breen. Det bør påpekes at dette var et unormalt budsjettår med en kald sommer (liten avsmelting) og store snømengder om vinteren.

#### TUNSBERGDALSBREEN

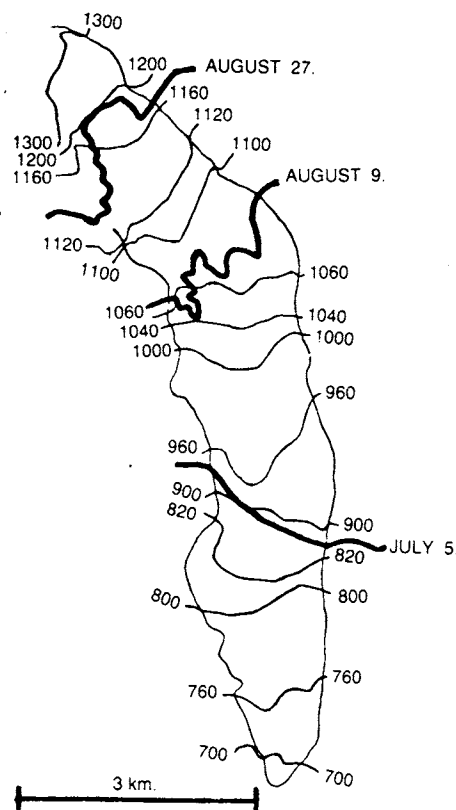


Fig. 2.4 Forskyvning av snøgrensen på Tunsbergdalsbreen i løpet av en sommer (etter Skorve, 1983).

#### Likevektslinjen (firngrensen).

Det området på breen hvor avsmeltingen er lik siste års snøfall kalles likevekstlinjen. I praksis vil det si den nedre grense for siste års snø. Det kan ofte være vanskelig å definere en slik "linje". Det er riktig å tenke på det som en sone som forskyves oppover og nedover breen avhengig av årets avsmelting. Området over likevekstlinjen betegnes næreområdet (akkumulasjonsområdet), og området under likevekstlinjen er tæreområdet (ablasjonsområdet). For Nigardsbreen lå likevektslinjen 1200 m.o.h. (se Fig. 2.5) høsten 1962. Når netto akkumulasjon er like stor som netto avsmelting gjennom flere år og isbevegelsen (isfluksen) fra næreområdet til tæreområdet er konstant, så sier vi breen er i likevekt (balanse).

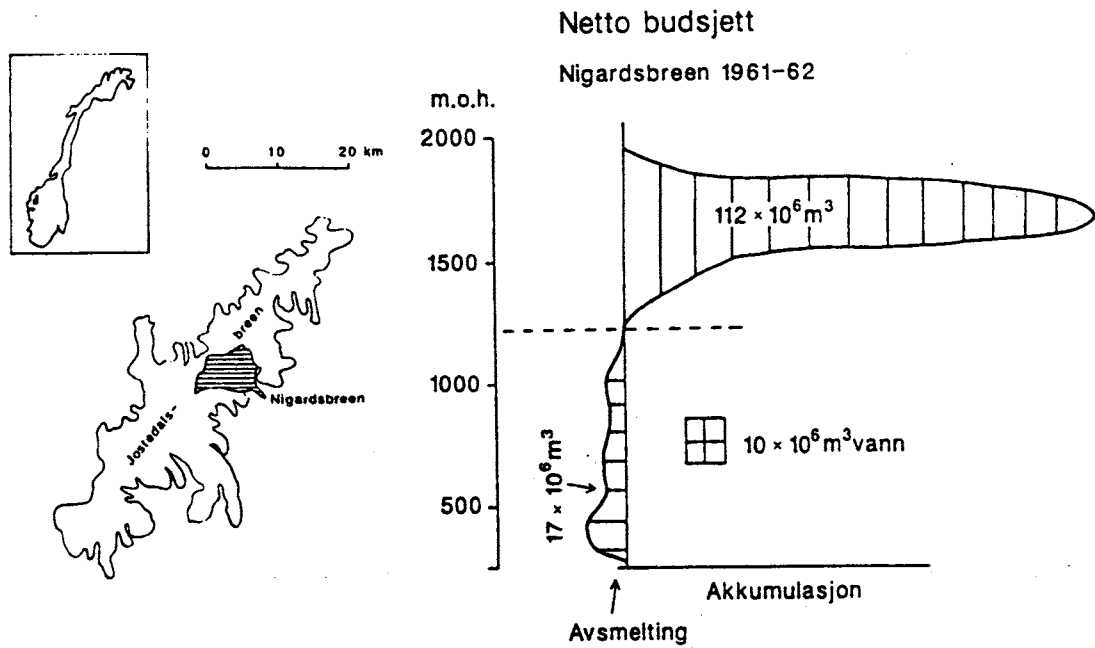


Fig. 2.5 Nigardsbrens netto budsjett (akkumulasjon - avsmelting) for året 1961-62 (etter Østrem og Karlén, 1963).

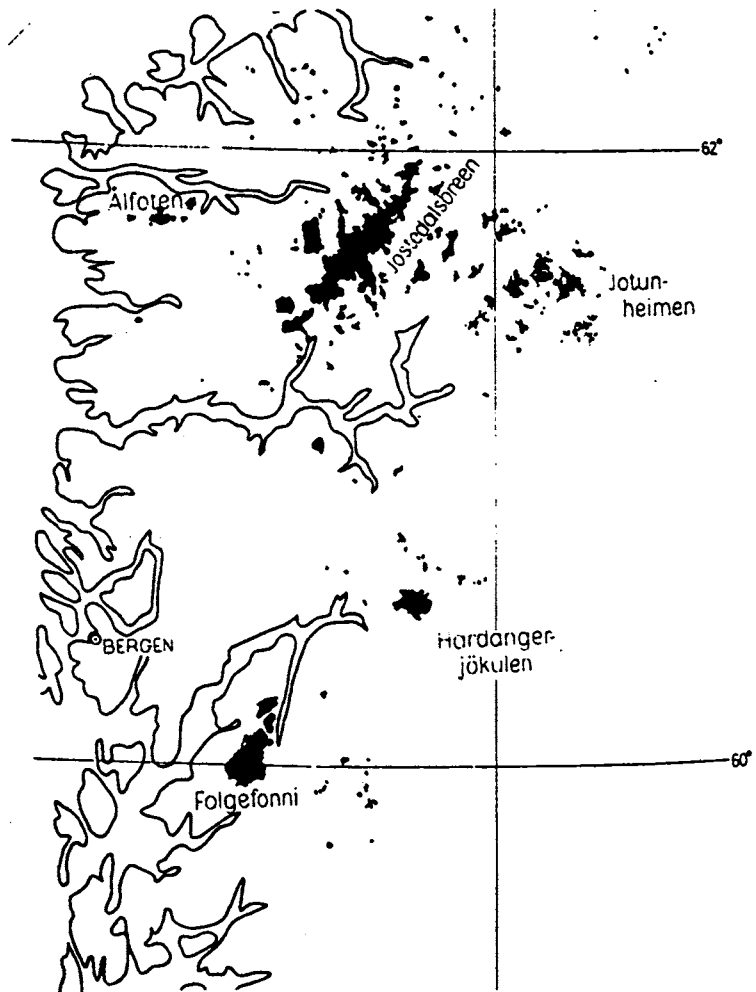


Fig. 2.6. Breområder langs vestkysten av Midt-Norge.

### Likevektslinjens beliggenhet i Norge.

Brens budsjett er klimaavhengig. I figur 2.6 er vist beliggenheten av våre breer i fjellområdene og langs kysten på Vestlandet, med bl. a. Jostedalsbreen som er den største breen på det Europeiske fastlandet.

Når vi tegner likevektslinjens beliggenhet inn på et kart (Fig. 2.7), så ser vi at den stiger fra ca 1000 til ca 2000 m.o.h. fra kysten og innover i landet. Temperaturforskjellen mellom disse høydene er ca. 6°C. Det betyr at breer nær kysten kan eksistere i et varmere klima enn breene lenger mot øst. Det er først og fremst sommertemperaturen som er avgjørende for avsmeltingen. I innlands-områdene blir sommertemperaturen relativt høy, og dette øker avsmeltingen (likevektslinjen stiger). Den viktigste årsak til den relativt lave likevektslinjen i kystnære områder (fig. 2.7) er nedbørmengden, som er betydelig større her enn i de vinterkalde innlandsområdene. Midlere årlig nedbør avtar fra ca 2500 mm/år ved Ålfotbreen til ca 1500 mm i området rundt Galdhøpiggen.

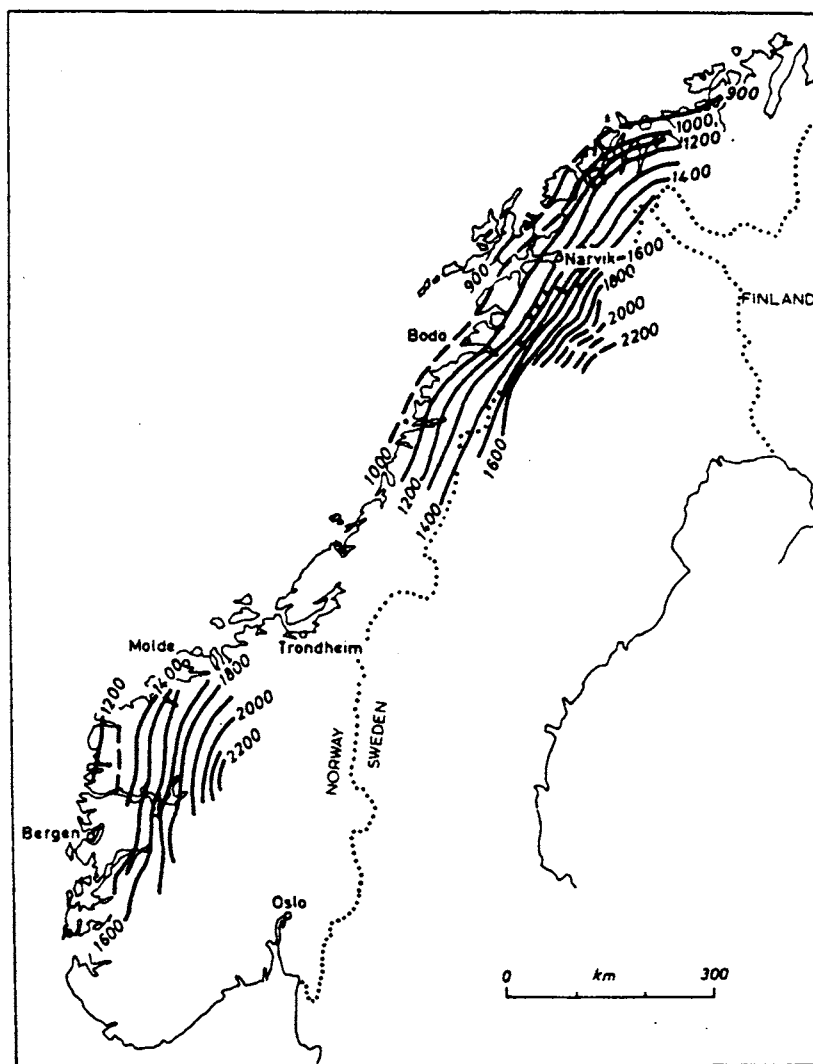


Fig. 2.7. Likevektslinjens beliggenhet langs Norges vestkyst.



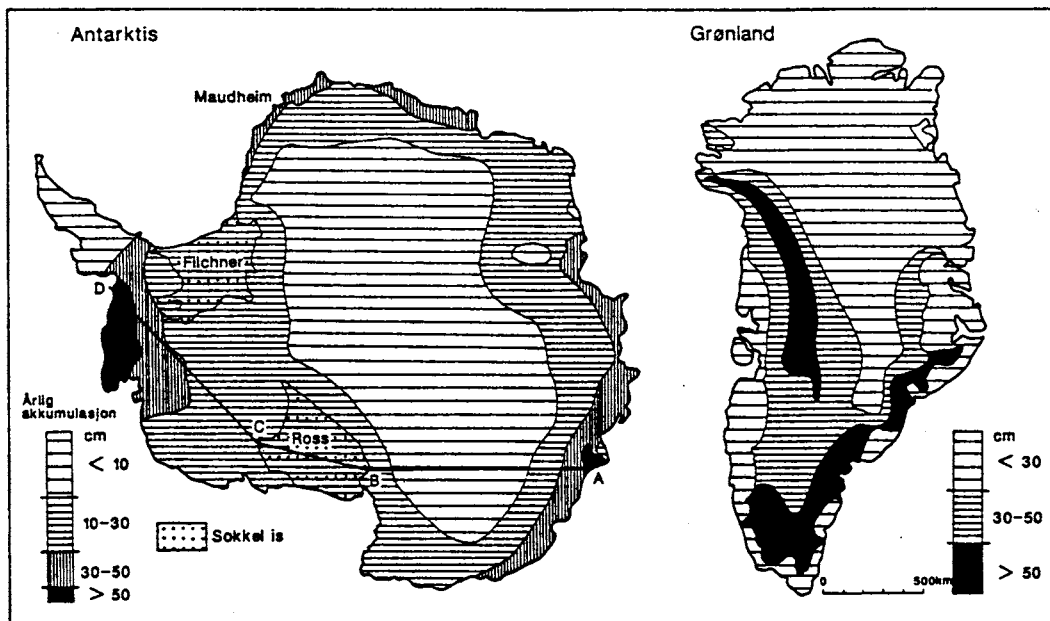


Fig. 2.8. Fordeling av årlig akkumulasjon på isdekket i Antarktis og på Grønland.

Store variasjoner i den årlige akkumulasjon i forskjellige deler av et breområdet kommer klart fram når vi ser på akkumulasjonen i Antarktis og på Grønland. Det er tydelig at de største snømengdene i Antarktis akkumuleres i de kystnære områdene (Fig. 2.8). På Grønland er det vind fra sør og vest som fører de største nedbørsmengdene. Deler av N-Grønland er ikke dekket av is p.g.a lite nedbør.

### KLASSIFIKASJON AV ISBREER.

For at en is/snømasse skal karakteriseres som en bre må ismassen vise tegn på bevegelse. De vanligste klassifikasjoner av breer er basert på:

1. Temperaturen i isen
2. Breens dynamiske tilstand
3. Breens form og beliggenhet.

### Istemperaturen.

Vann fryser til is ved  $0^{\circ}\text{C}$  når trykket er 1. atm. Økes trykket, senkes frysepunktet med  $0.0075^{\circ}\text{C}$  pr atm. Ved bunnen av en is som er 1.5 km tykk, vil isen smelte ved  $-1^{\circ}\text{C}$ .

Smeltepunktet for is på forskjellig dyp i en bre kalles trykksmeltepunktet.

### Varm bre - kald bre.

Temperaturprofilen i en bre er bestemt av såvel klima som varmetilførsel fra jordens indre (Geotermal varmetilførsel). Fig. 2.9 viser temperaturprofilen gjennom en varm (temperert) og en kald (polar) bre. For begge typene ser vi at temperaturen øker fra isens underlag og nedover i berggrunnen p.g.a. varmetilførselen nedenfra, men den polare breen har en mye lavere bunntemperatur enn den tempererte breen. Den vil derfor være "frosset fast" til

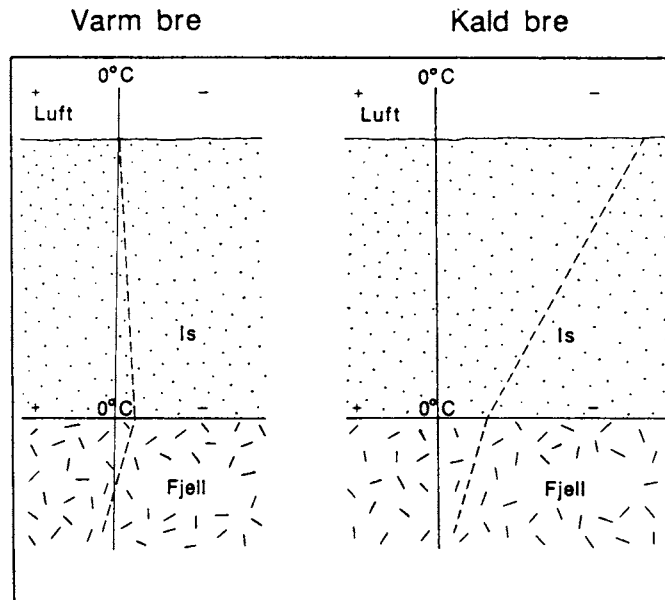


Fig. 2.9 Snitt gjennom en varm og en kald bre. De stiplede linjene viser hvordan temperaturen endrer seg fra breens overflate og mot dypet.

underlaget, enten dette er berggrunn eller løsmasser. I en polar bre vil temperaturen avta mot overflaten. Dette gjelder f.eks. for isdekket i Antarktis hvor lufttemperaturene svinger mellom  $-20$  og  $-80^{\circ}\text{C}$  i området rundt Sydpolen. Den varme breen har en temperatur som tilsvarer trykksmeltepunktet tvers gjennom, med unntak av et overflatelag på 10-20 m som kan ha temperaturer under null i den kalde sesongen. Dette kalde laget må bli oppvarmet til  $0^{\circ}\text{C}$  ved slutten av sommeren for at breen skal kunne kalles varm.

Selv om de øverste lagene i en bre er kalde kan hovedmengden av ismassene, og spesielt de underste delene være på trykksmeltepunktet. Dette er en bunnvarm (warm based) bre i motsetning til en bunnkald (cold based) bre, hvor hele ismassen er kald.

Vi kan derfor skille mellom tre hovedtyper av breer: Varme, kalde og subpolare (en blandingstype). Noen karakteristiske trekk ved disse bretypene er følgende:

#### **Kald bre (Polar bre)**

På den polare bre skjer det ikke smelting om sommeren. I de øvre 10-15 m vil temperaturen variere gjennom året. På større dyp vil temperaturen ligge nær årsmiddeltemperaturen for området. En kald bre vil være fastfrosset til underlaget og deformasjonshastighetene i isen vil være lavere enn i en varm bre som utsettes for de samme spenningene.

"Avsmeltingen" fra en polar bre vil ofte skje ved oppbrekning (kalving) hvis breen går ut i havet.

#### **Varm bre (Temperert bre).**

Det som karakteriserer denne bretypen, hvor hele ismassen er på trykksmeltepunktet er at

store mengder snø smelter i løpet av sommeren. Smeltevann kan renne gjennom breen til sålen, og dette vil ofte føre til at breen blir lettere og raskere på underlaget, sammenlignet med en kald bre. Smeltevannet vil også sørge for en rask overgang fra snø til firn. Med smeltevann i nærområdet om sommeren, kan snøen synke sammen og bli til firn i løpet av en sesong (Fig. 2.2). De breer vi har i Norge tilhører denne typen.

Et meget viktig trekk er frigivelsen av store smeltevanntmengder i løpet av sommeren, og den betydning det har for erosjon, transport og avsetning av forskjellige sedimenttyper.

### **Subpolare breer.**

I tykke polare breer kan temperaturen ved bunnen være ved trykksmeltepunktet (bunnvarm). Det er påvist smeltevann ved bunnen av et 2100 m dypt borehull på den antarktiske innlandsis. Isdekket på Grønland er bunnvarmt over store deler, mens andre deler er bunnkalde.

Omtrent 2/3 av Svalbard er dekket av breer og de fleste tilhører den subpolare typen.

Breene er kalde og fastfrosset til underlaget i store deler av tæreområdet, men varme langs bunnen i nærområdet. Noen små breer på Svalbard er av polar (kald) type.

### **Istemperaturens betydning.**

Brens temperaturtilstand er viktig for dens bevegelse og for evnen til å erodere, transportere og avsette materiale. Hvis temperaturen i en bre senkes fra 0°C til -22°C så vil deformasjonshastigheten (strømningen) reduseres til ca 10% av verdien ved 0°C. En varm bre vil derfor ha en mye større hastighet enn en kald bre som utsettes for de samme spenninger. Undersøkelser av breer i Nord-Norge har vist at de som ligger høyest er bunnkalde. Rundt disse breene ligger det blokkfelt som viser at det tidligere har vært liten eller ingen erosjon. Lavere liggende breer er bunnvarme og de er omgitt av jamne fjelloverflater med skuringsstriper og morenefelt i områdene foran breene (Gellatly et. al. 1988). I norske fjellområder finner vi ofte blankskurte fjellpartier med skuringsstriper og morenemateriale i forsinkingene. Tykke lag med forvittringsjord i områder som har vært dekket av is kan forklares ved at breen var bunnkald.

### **Brebevegelse.**

Når breisen blir tilstrekkelig tykk og isoverflaten (og/eller underlaget) har en helningsgradient, begynner breen, p.g.a. tyngdekraften, å strømme mot lavere områder. Dette er en av hovedbetingelsene for å kunne kalle en ismasse for en bre. Ved å plassere målestenger i hull på isen kan man bestemme breens hastighet. Fig. 2.10 viser resultatet av slike målinger på overflaten av Styggedalsbreen (en av breene i Hurrungane i Jotunheimen). Linjer gjennom punkter på overflaten med samme hastighet er tegnet inn på figuren. Det er tydelig at hastigheten er størst midt på breen og minst langs kantene. Hastigheten avtar fra ca 8 cm/døgn i midten til <2 cm/døgn langs kanten. Brebevegelsen som måles i

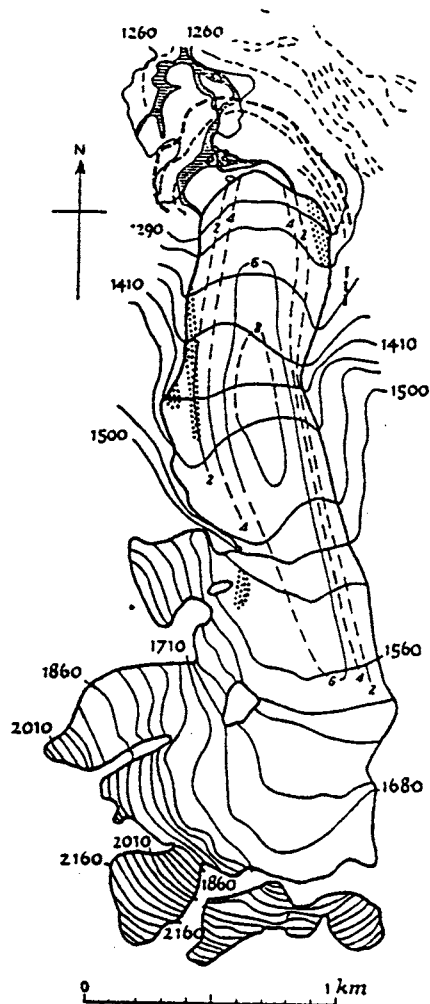


Fig. 2.10. Styggedalsbreen (i 1935). Stiplede linjer viser breoverflatens hastighet (cm/døgn). Heltrukne linjer viser høyde over havet (m o.h.)

overflaten skyldes en kombinasjon av indre deformasjon og såleglidning (Fig. 2.11). Det er friksjonen langs breens bunn og sider som er årsaken til at hastigheten er størst langs midtpartiet i overflaten. En polar bre vil ha meget liten såleglidning, mens for en temperert dalbre kan såleglidningen utgjøre 50% av breens totale bevegelse. Vanlige overflatehastigheter for dalbreer er av størrelsesorden 5-50 cm pr dag. I bratte partier kan hastigheten bli flere m pr. dag. De største dalbreene på Grønland har overflatehastigheter på 20-40 m pr. dag (7-15 km pr. år), mens verdens største isstrømmer i Antarktis beveger seg 2-3 m pr dag (ca 1 km pr. år).

### Bevegelser i et iskjold.

På Fig. 2.12 vises teoretisk tverrsnitt av et iskjold på plant underlag. Strømningslinjene viser at den snøen som avsettes midt oppe på breen får en lang transport før den når brefronten som kompakt is. Midt under brekulminasjonen er det nesten ingen bevegelse. Dette er årsaken til at borkjerner fra Antarktis har is nederst som er mer enn 150 000 år gammel.

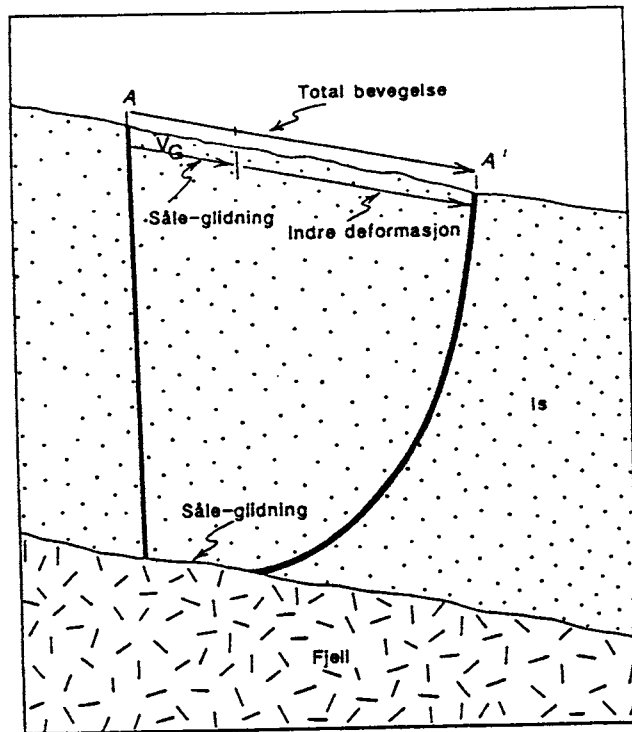


Fig. 2.11. Snitt gjennom en varm bre hvor såleglidningen utgjør en vesentlig del av brebevegelsen i overflaten.

Fig. 2.1 viser et tverrsnitt gjennom isdekkene i Antarktis. Under disse finnes bl a den Transantarktiske fjellkjede hvor høyeste fjell, Mt. Kirkpatrick er 4528 m høyt. De to isdekkene avviker noe fra det teoretiske i Fig. 2.12. Undersøkelser i disse områdene har vist at formen på den underliggende berggrunnen har innflytelse på breoverflatens helning og brebevegelse selv når istykkelsen er 3000 m. I de ytre deler er brehastigheten mye

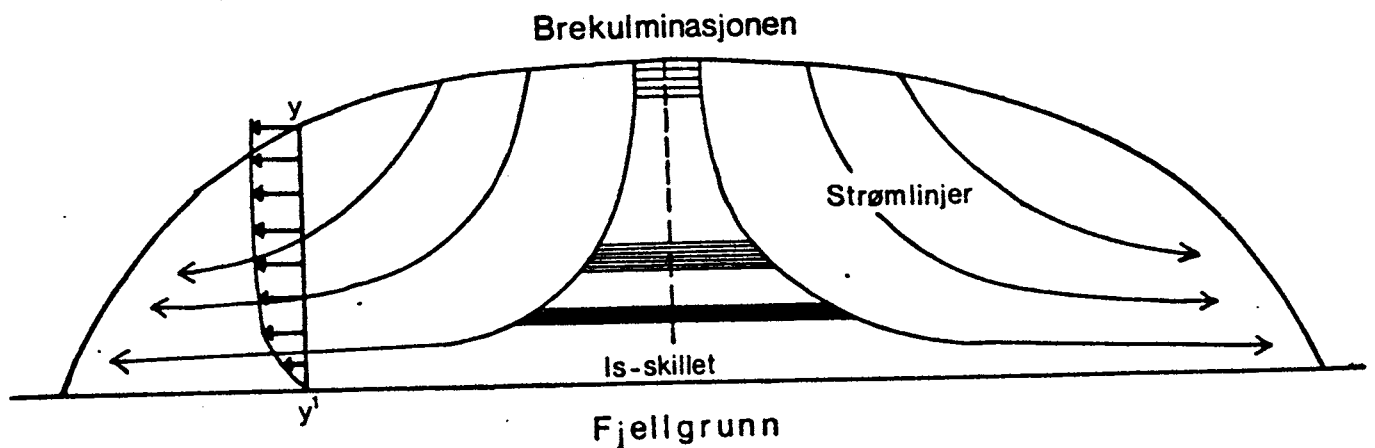


Fig. 2.12. Teoretisk tverrsnitt av et iskjold på plant underlag (etter Dansgaard et. al. 1969).

større enn i de sentrale deler. Hastighet og strømningsretning blir mer påvirket av underlagets topografi når isskjoldet blir tynnere utover mot kanten.

### Bevegelser i en fjellbre (botnbre).

Fig. 2.13 viser et lengdesnitt gjennom Skauthøbreen. De stiplede linjene viser isens bevegelse (strømningslinjer). Steinmateriale som er falt ned på breen, eller plukket løs fra berggrunnen under, fraktes opp mot breoverflaten i tæreområdet. Breen får derfor om sommeren et øvre snødekket område, et midtre område med klar is og et nedre område dekket med løsmateriale.

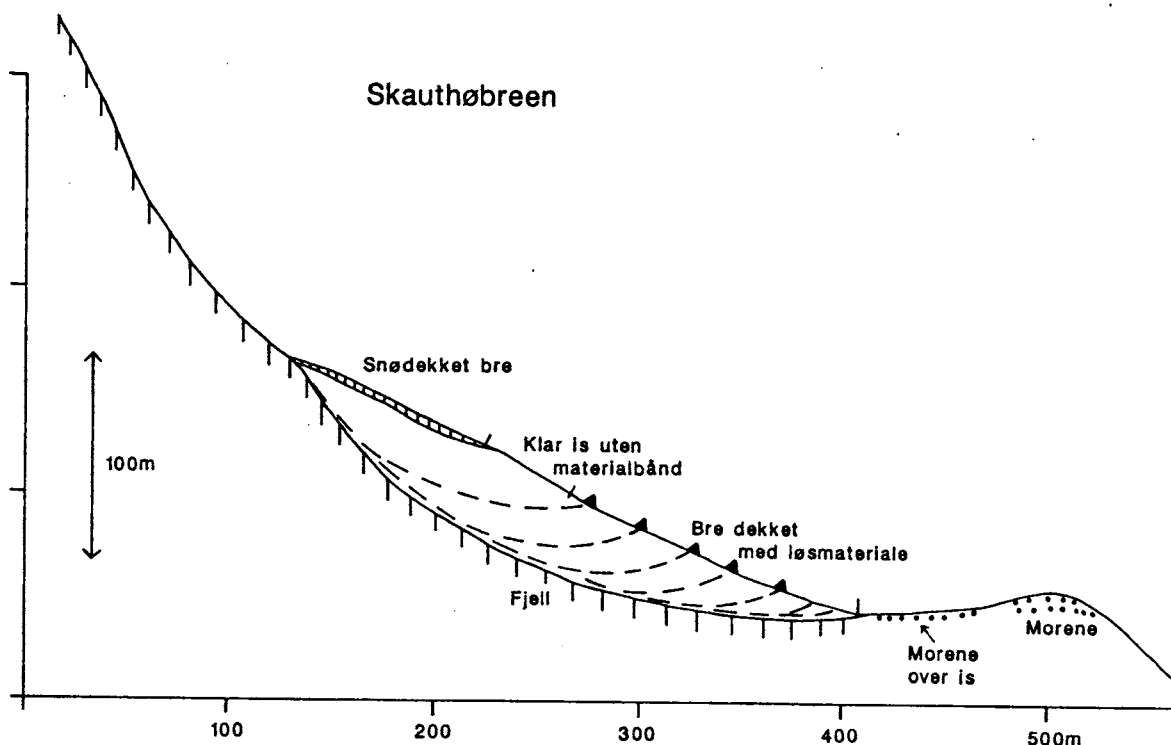


Fig. 2.13. Vertikalt snitt gjennom Skauthøbreen (en botnbre) i Jotunheimen. De stiplede linjene viser breens bevegelse, strømningslinjer (etter Clark og Lewis 1951).

### Bevegelse i en dalbre.

Fig. 2.14 viser at underlagets helning har stor betydning for breens bevegelse. I steile partier vil breen strømme raskere og den tynnes ut, samtidig med at det dannes sprekker. I slake områder vil breen strømme saktere og komprimeres.

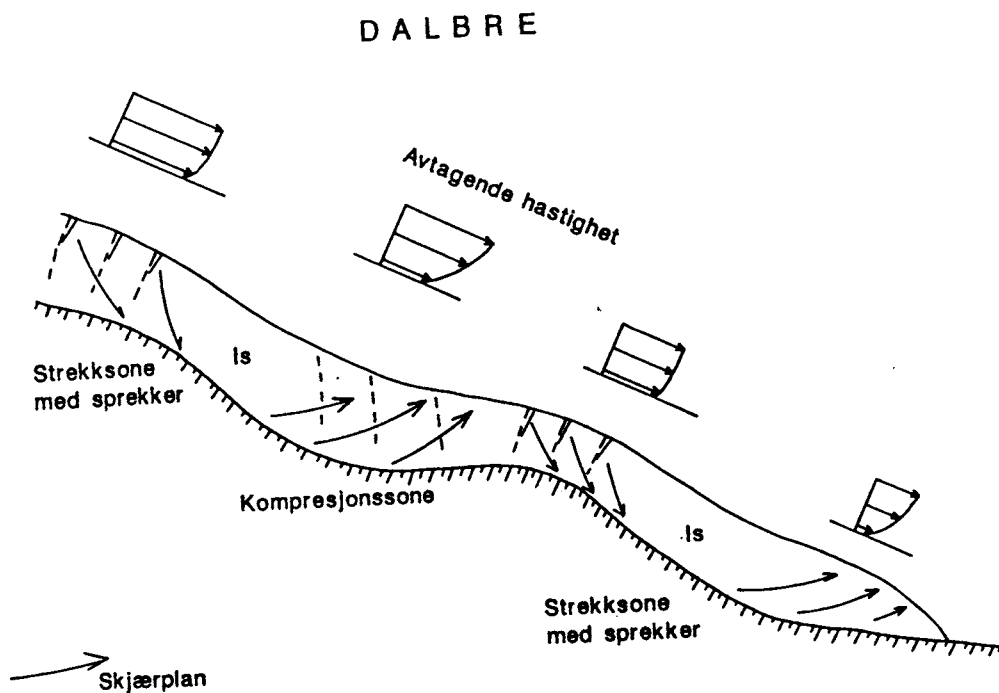


Fig. 2.14 Vertikalt snitt gjennom en dalbre.

### MORFOLOGISK KLASSIFIKASJON (form på breen).

En av de enkleste måter å beskrive breer på, er utfra beliggenhet og form. Det kan skilles mellom en rekke bretyper, og de vanligst brukte betegnelse er:

- |                         |             |               |
|-------------------------|-------------|---------------|
| 1. Kontinentalt isdekke | 2. Platåbre | 3. Isfelt     |
| 4. Utstrømsbreer        | 5. Dalbreer | 6. Fjellbreer |

#### Kontinentalt isdekke (Isskjold).

Et godt eksempel er isdekket over Antarktis. (Se Fig. 2.1).

Gjennom kvartærtiden har store deler av landområdene på høye breddegrader periodevis vært dekket av isskjold, Fig. 1.15.

#### Platåbre (Iskappe).

Platåbreer har et nærområde som dekker et stort høytliggende fjellplatå. Isen i en platåbre beveger seg i den retning som isoverflaten heller, og bevegelsen er i mindre grad bestemt av fjelltopografien, i motsetning til fjell- og dalbreer. På de vestlige deler av Norges gamle landoverflate (Den paleiske flate) ligger noen av våre største platåbreer (iskapper) som f. eks. Jostedalsbreen, Folgefonni, Hardangerjøkulen og Svartisen.

Fra isplatåene går det utløpere (**utstrømsbreer**) i forskjellige retninger. Det er disse som sørger for at "overskuddet" strømmer mot lavere områder. Utstrømsbreene har en sterkt

eroderende effekt på landskapet, mens selve platåbreens bunn ligger i ro og eroderer lite. Under ekstreme klimaforhold kan platåbreer også dannes i lavlandet. Som eksempel kan nevnes enkelte breer på øyene i det nordlige Canada (Barnes Icecap, Baffin island og Nordaustlandet på Svalbard).

### **Fjellbreer.**

Fjellbreer er sannsynligvis de første som dannes ved innledningen til en istid ved en gradvis overgang fra flerårige snøfonner. De finnes i fjellsider eller i den øvre enden av en fjelldal. En kjent undertype er botnbreen. Navnet er knyttet til den karakteristiske bolleformede erosjonsform som dannes - "en botn". Denne formen er avgrenset av steile fjellvegger i sider og bakkant, og den hører til de sikreste tegn på tidligere breaktivitet. Skauthøbreen (Fig. 2.13) er et typisk eksempel på en botnbre.

### **Dalbre (Fig. 2.14).**

En dalbre har et veldefinert nærområde og strømmer fra dette nedover i en dal. Dalbreer kan være "forvokste botnbreer". Dette gjelder spesielt den alpine typen som kan bestå av en eller flere botnbreer i nærområdet. Ismassene fra disse vokser sammen til en dalbre. Denne type dalbreer er f. eks. vanlige i de norske høyfjell, Alpene, Himalaya og kystfjellene i Alaska. Når en dalbre beveger seg fra et fjellområde til et flatt lavland, kan breen spre seg ut i vifte og danne en **fjellfotbre** (piedmont bre).

I Jotunheimen og på Møre er dalbreer og botnbreer dominerende. Den sterke erosjonen i botnbreenes øvre deler har gitt landskapet et karakteristisk utseende, med skarpe egger og tinder.

Et **isfelt** består av et jamnt dekke med is som ikke er tykt nok til å skjule landskapets topografi.

**Sokkelis.** En spesiell "bretype" som i dag er vanligst rundt Sydpolkontinentet er sokkelisen. Den er en flytende fortsettelse av innlandsisen. Fig. 2.15 viser et profil gjennom en sokkelis utenfor Dronning Mauds land. Sokkelisen har her en bredde på 50-150 km og en tykkelse på 200-450 m. "Brehastighetene" er mellom 500 og 2000 m/år.

Budsjettet til en sokkelis er avhengig av is som tilføres fra land og nedbør som faller på selve isen. Den mest kjente sokkelisen i Antarktis er Rossisen, som dekker et areal på 0.5 mill km<sup>2</sup> og har en middels tykkelse på 200 m.

Årsmiddeltemperaturen er ca -20°C på sokkelisen rundt Antarktis og hele ismassen har en temperatur langt under frysepunktet (kald bre). Det akkumuleres ca 1 m snø i løpet av et år, og selv midtsommers er det ingen avsmelting. Smelting skjer kun fra undersiden i kontakt med det kalde sjøvannet.



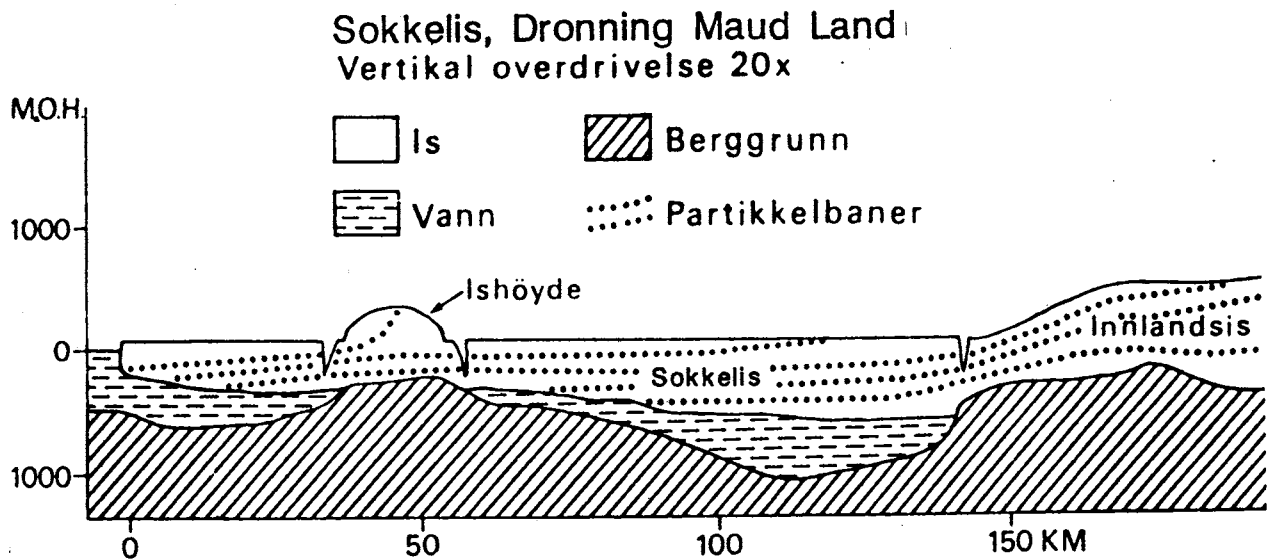


Fig. 2.15. Profil gjennom sokkellis utenfor Dronning Mauds land (Antarktis), (etter Orheim 1978). Vertikal overdrivelse x 20.

Vind- og strømpåvirkning, samt kollisjon mellom isfjell og sokkelisen fører til dannelse av store isfjell. "Trolltunga" som kalvet fra Dronning Mauds land i 1967 var på 5000 km<sup>2</sup>. Det er store energimengder i et slikt isfjell på  $2 \times 10^{10}$  tonn som beveger seg med en hastighet på 10-20 cm/sek. De enorme isfjellene driver langt nordover mot ekvator og i store områder rundt Sydpolkontinentet inneholder de marine avsetningene materiale frigitt fra undersiden av sokkellis og isfjell. Sokkellis dannes kun i store og grunne havbukter, og det er derfor lite sannsynlig at det fantes andre store sokkellis-områder under istidens maksimum.

#### DYNAMISK KLASSIFIKASJON (breens bevegelse).

Den hastighet en bre beveger seg med er avhengig av breoverflatens helning samt isens tykkelse og temperatur. Setter man likhetstegn mellom begrepet aktivitet og bevegelse, vil aktiviteten variere fra sted til sted på breen. Ofte støter man på uttrykkene dynamisk, stagnert, passiv eller død bre.

**Dynamiske breer** har som regel en betydelig istransport. På slutten av en bres levetid kan akkumulasjonen være redusert eller ha opphørt, men overflategradienten er fortsatt tilstrekkelig til å bevege ismassene. I en **dynamisk død** bre har bevegelsen opphørt. Dette kan skje i tynne eller/og meget kalde breer. Ved slutten av en nedsmeltingsperiode er det vanlig at de siste brerestene mister sin dynamiske karakter. Dette var tilfellet svært mange steder i Norge ved slutten av siste nedsmeltingsperiode. En bremasse som har opphørt å bevege seg har ingen, eller meget liten overflategradient. Den kan ha blitt isolert i en

forsenkning eller den kan være så mettet med jord at normal isbevegelse blir hindret. Hvis likevektslinjen ligger over breens høyeste punkt bruker en også begrepet **klimatisk død bre**. De store isrestene som lå bevart langs bunnen av våre dalfører ved slutten av siste istid er typiske eksempler på klimatisk døde breer. Hele overflaten lå under likevektslinjen.

Det er viktig å være klar over at en bre hvor fronten trekker seg tilbake på grunn av sterk tæring (negativt budsjett) kan være meget aktiv. Et godt eksempel er det skandinaviske is skjoldet ved slutten av siste istid. I ca. 10 000 år var budsjettet til dette isdekket (nesten hele tiden) negativt, men brefronten var aktiv slik at det ble bygget opp endemorener (isrand-trinn). Først på et sent stadium i avsmeltingen, da isen ble tynn og underlagets topografi forårsaket avsnøring av større og mindre ismasser, ble det dannet døde breer. En må også huske på at en ismasse som er mer enn 22 m tykk (teoretisk sett) kan deformeres og bevege seg forutsatt at det kan bygges opp skjærspenninger av en viss størrelse. Dynamisk "levende" eller aktiv is kan derfor ha forekommet i Norge nesten til avsmeltingen av "den siste isrest".

### **Brebølge (Surge).**

Når transporten (isfluksen) fra nærområdet til tæreområdet er slik at breen gjennom lengre tid har et konstant lengdeprofil så er breen i likevekt. Mange breer, bl.a. på Svalbard, har i lange perioder (10-100 år) en istransport fra nære- til tæreområdet som er for liten til at likevekten kan bevares. Det bygges opp et overskudd av is i nærområdet, mens isen i tæreområdet blir gradvis tynnere.

Breens overflategradient vil øke og det fører til økte skjærspenninger. Idet skjærstresset langs brebunnen overskrider en kritisk verdi så øker glidehastigheten meget raskt.

Overskuddet på breens øvre deler fraktes raskt nedover, breens nedre del presses sammen og brefronten rykker raskt framover. I løpet av kort tid (1-3 år) vil breoverskuddet være fjernet, hastighetene reduseres sterkt og fronten begynner å trekke seg tilbake.

Disse periodiske raske framrykningene av en bre betegnes surge eller rebølge. På Island (Brúarjökull) er det målt framrykningshastigheter på 100 m i døgnet. En vesentlig del av framrykningen skyldes såleglidning. Breens såle må derfor være på trykksmeltepunktet (bunnvarm). Når framrykningen starter vil mengden friksjonsvarme øke og det dannes mye smeltevann. Det antas at vanntrykket under breen øker og dette vil redusere friksjonen, slik at hastigheten kan øke ytterligere.

Usherbreen, som er en utløpsbre fra Nordmannsfonna på Spitsbergen, hadde en rebølge (surge) i perioden 1970-85. Forut for dette hadde det vært en oppbygningsfase på ca 100 år. Brefronten rykket fram 1.5 km i løpet av bølgeperioden, og ca 20% av breens totale ismasse ble forflyttet fra nærområdet til breens nedre del. Bretrykkelsen økte med ca 100 m nær brefronten (Fig. 2.16). I dette tilfellet var framrykningshastigheten ca 1 m i døgnet.

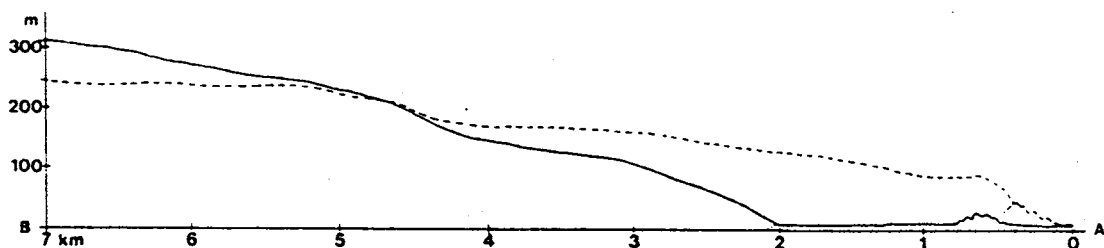


Fig. 2.16. Vertikalt snitt gjennom Usherbreen. Stiplet linje viser breens form etter brebølgen (etter Hagen, 1988).

Morenerygger som tidligere var avsatt foran breen ble skjøvet framover og sedimentene foran moreneryggene ble foldet opp i nye rygger.

Brebølger ser ut til å være mest vanlig for subpolare breer. Det er trolig at kombinasjonen med en kald ytre del som er frosset fast til underlaget og en sentral del som er temperert gir muligheter for å bygge opp et isoverskudd i akkumulasjonsområdet. Hovedmengden av breene på Svalbard er av denne typen.

Det er mulig at også isskjold og utløpere fra disse kan danne slike bølger, og at dannelsen av enkelte av de store endemoreneryggene omkring isskjoldene skjedde p.g.a en brebølge like gjerne som ved en klimaforverring.

### LIKEVEKSTLINJENS BELIGGENHET I TIDLIGERE TIDER.

En rekke steder finner man tydelige spor etter nedisninger under et kaldere klima. Hvis man har en rekke botner bevart, viser de hvor **lavt** breene har ligget i tidligere tider. Glasiasjonsgrensen er definert som den laveste fjellhøyde hvor det ble dannet en bre på fjellets sydside (solsiden). Fig. 2.17 viser hvordan man kan bestemme denne grensen. I likhet med likevektstlinjen, vil nåtidens og tidligere tiders glasiasjonsgrense stige fra vestkysten og innover i Norge.

Under siste istids maksimum var likevektstlinjen i Alpene ca 1200 m lavere og i Yngre Dryas (for ca 10 000 år siden) lå likevektstlinjen 400-500 m lavere enn i dag i Sør Norge.

### AVSMELTINGEN ETTER SISTE ISTID.

Fig. 2.18 viser et snitt gjennom isdekket over Skandinavia slik vi tror det var under siste istid. En klimaforbedring (høyere temperatur og mindre snømengder) førte til en heving av likevektstlinjen. Tæreområdet ble større og avsmeltingen økte, slik at breoverflaten senket seg og **brefronten** rykket innover mot isskjoldets sentrale del. Likevektstlinjen steg så mye at mesteparten av breoverflaten var et tæreområde. Dette førte til en rask senkning av hele isskjoldets overflate.

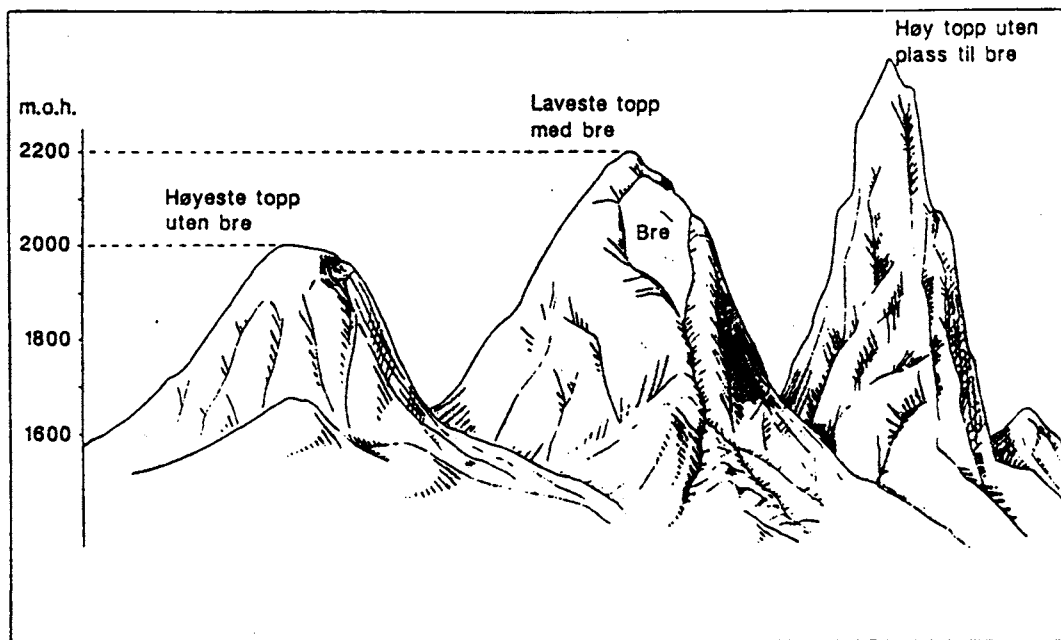


Fig. 2.17 Toppmetoden benyttes til å fastlegge likevektslinjens beliggenhet i tidligere tider.

Gradvis stakk de høyeste fjelltoppene gjennom isdekket (nunatakker) og bevegelsene i isdekket ble gradvis mer styrt av dype daler og fjorder. På slutten av istiden var det kun isrester som lå tilbake i bunnen av våre hoveddalfører (klimatisk død is).

Det er meget viktig å skille mellom situasjonen langs kanten av breen hvor det er en kontinuerlig transport fra nærområdene til tærområdene samtidig med at brefronten trekker seg innover, og avsmeltingen i de områder hvor hele breoverflaten smelter ned, og terrenget (fjelltopografien) har en dominerende innflydelse på såvel brebevegelse som drenering av smeltevann.

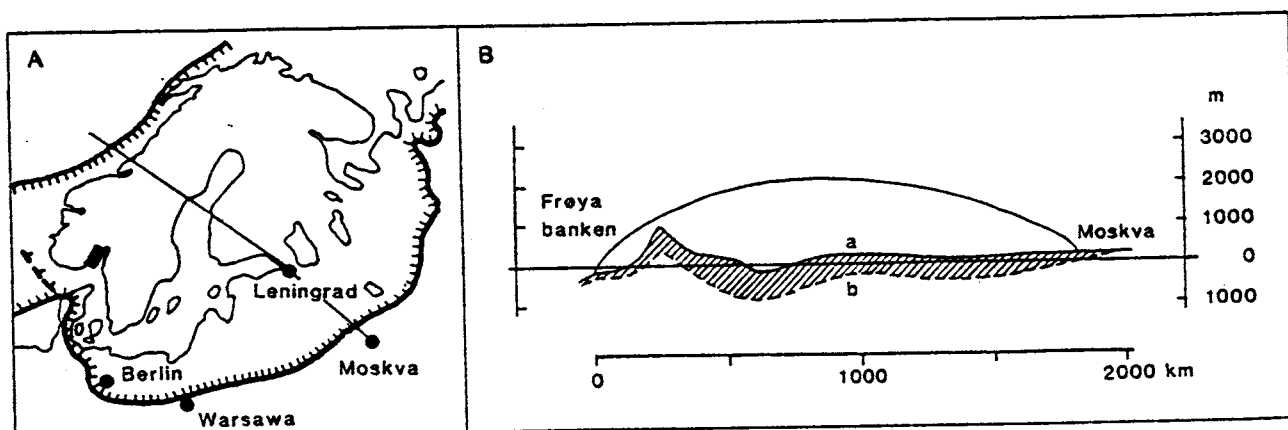


Fig. 2.18. Snitt gjennom isdekket over Skandinavia ved maksimal nedisning.

I varmetiden etter siste istid forsvant breene nesten fullstendig fra Norges fjellområder. Det er beregnet at likevektslinjen lå ca 400 m høyere enn den gjør i dag. Det var bare noen få steder i Jotunheimen og ved Jostedalsbreen at det fantes breer i Sør-Norge. De fleste av våre nåværende breer begynte å vokse på nytt ved begynnelsen av Subatlantisk tid (for ca 2 500 år siden). Likevektslinjen nådde sitt laveste nivå omkring år 1750 (den lille istid). Det er historisk dokumentert at breframstøt ødela flere fjellgårder på denne tiden. Senere har det vært tilbaketrekning, avbrutt av små breframstøt. Fra omtrent 1930 har det vært en usedvanlig varm periode hvor breene smeltet hurtig.

## KAPITTEL 3 FORANDRINGER I HAVNIVÅ

### Marin grense

En av de viktigste jordartsgrupper vi har i Norge, fra et jordbruksmessig synspunkt, er våre marine leirer. Leirene ble avsatt på havbunnen, men er senere hevet over dagens havoverflate. Norge kan deles i to hovedregioner når det gjelder den innflytelse tidligere havnivå har hatt på geologien; **over** og **under** marin grense (M.G.). Denne grense er definert som høyeste nivå havet hadde etter **siste** nedisning, og det varierer fra sted til sted.

Marin grense bestemmes utfra gamle strandlinjer, (strandhakk-strandvoll), toppflaten til et gammelt delta eller andre "strandmerker". Marin grense kan sjelden bestemmes mer nøyaktig enn på nærmeste 1-2 meter. Bestemmelsen av M.G. har stor betydning for forståelsen av jordartsfordelingen i landskapet.

### Forandringer i havnivå

Forandring av havets overflate i forhold til landets overflate skyldes to komponenter: havnivåforandringer (eustatiske bevegelser) og jordskorpebevegelser på grunn av økende eller avtagende vekt av bremassene (isostatisk bevegelser). Kvartærtidens havnivåforandringer i områder utenfor de store isdekkene skyldes at store mengder vann ble bundet i isbreene, eller ble frigjort da bremassene smeltet. Fig. 3.1 viser havnivåforandringer i de siste 20 000 år.

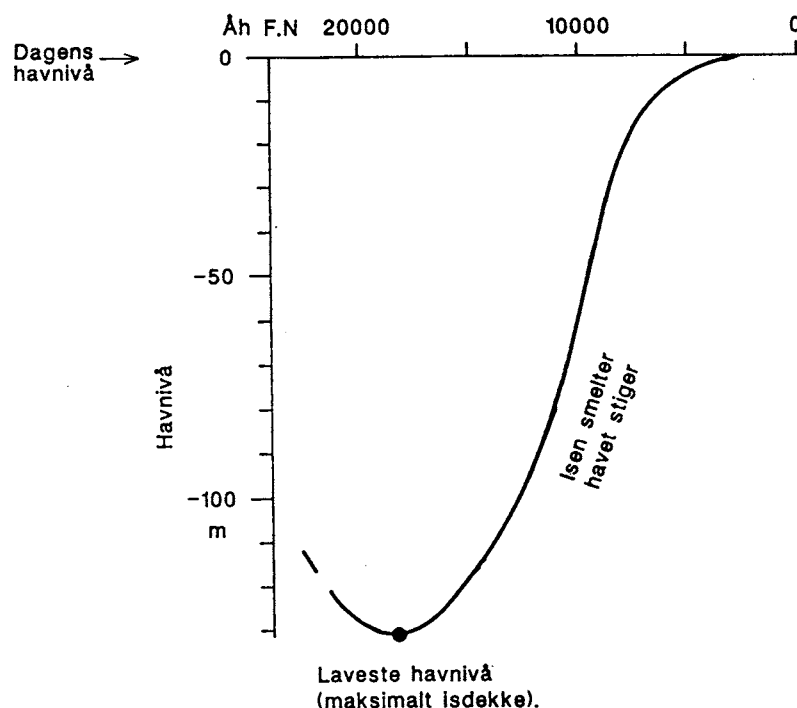


Fig. 3.1. Havnivåforandringer, i områder som ikke har vært dekket av is, gjennom de siste 20000 år (siste del av Weichsel istiden og postglasial tid).

Hvis de ismassene som idag ligger over Antarktis og Grønland smeltet, så ville havnivået stige ytterligere 100 m. Dette tilsvarer havnivået i tidlig Tertiær tid (før dannelsen av kontinentale isdekker).

Jordskorpebevegelsene når et område tynges ned av en innlandis (Fig. 3.2) har to komponenter. Det er en elastisk deformasjon av jordskorpen og reaksjonshastigheten ved på- eller avlastning er rask. Dette gjenspeiles i landhevingen de første 3000 år etter isavsmeltingen. Den andre komponenten er en plastisk deformasjon i mantelen, enten ved forflytning av masse ut mot randområdene til isdekket eller ved mineralomvandlinger på store dyp i mantelen. Disse prosessene går langt seinere enn den elastiske deformasjonen, og landhevingen i de siste 5000 år skyldes i vesentlig grad forandringer i mantelen. Der innlandsisen var tykkest (i Bottenviken) er det fortsatt betydelig isostatisk heving, mens langs Norges kyst er landhevingen null eller meget nær null.

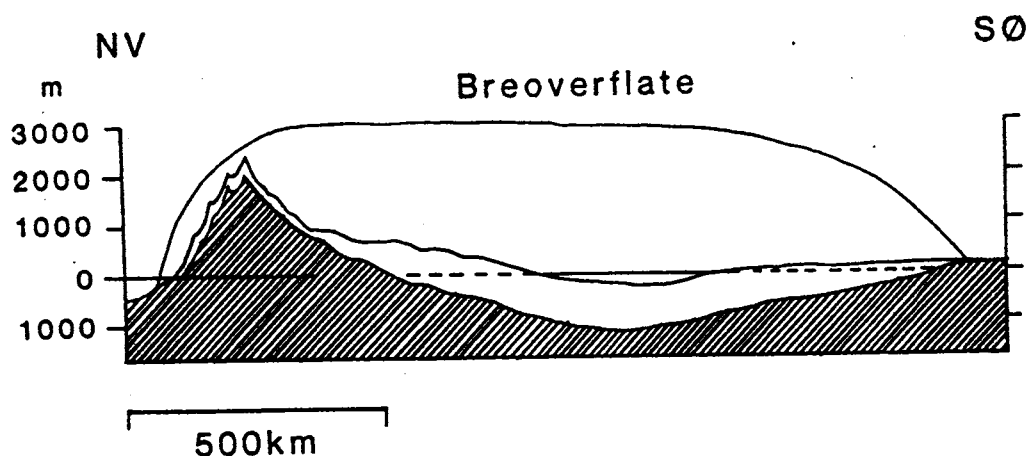


Fig. 3.2 Landoverflaten ved maksimal nedising (skravert) og etter at isen smeltet. Differensen er isostatisk heving.

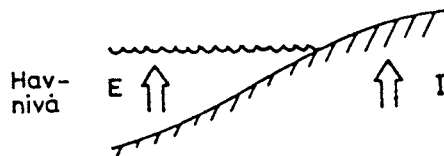
Det er vanskelig å bestemme nøyaktig hvor stor den isostatiske og den eustatiske hevingen har vært i et område. Det vi vanligvis bestemmer er differensen:

$$\text{Netto landheving} = \text{Isostatisk heving} - \text{Eustatisk heving}$$

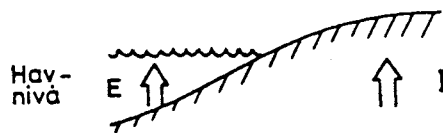
### Regresjon - Transgresjon

Hvis den isostatiske heving er større enn den eustatiske, så heves landområdene i forhold til havoverflaten, og vi får en regresjon. Det motsatte tilfellet vil gi en transgresjon (Fig.3.3). Netto landhevingen har vært positiv (regresjon) for det meste av Norge i tiden etter siste nedising, med unntak av kystområdene fra Grimstad til Øst-Finnmark hvor det var en transgresjon for 8000 - 6000 år siden (Tapes-transgresjonen). Nyere undersøkelser viser at det også har vært en kortvarig transgresjon for 10 000 - 11 000 år siden, fra Sør-Vestlandet og nordover Trøndelagskysten.

$E < I \Rightarrow$  Regresjon



$E = I \Rightarrow$  Stabilt havnivå



$E > I \Rightarrow$  Transgresjon

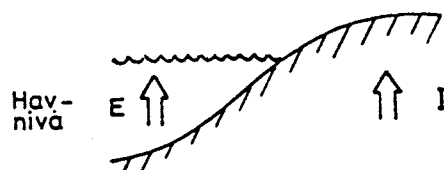


Fig. 3.3. Sammenheng mellom havnivåheving (eustatisk heving) E, isostatisk landhevning I, transgresjon og regresjon.

### Skjev landhevning

Den isostatiske heving har vært størst der isdekket var tykkest, og dette forårsaket en skjev landhevning. For Norge betyr dette at landhevingen øker fra kysten og innover i landet (Fig 3.4).

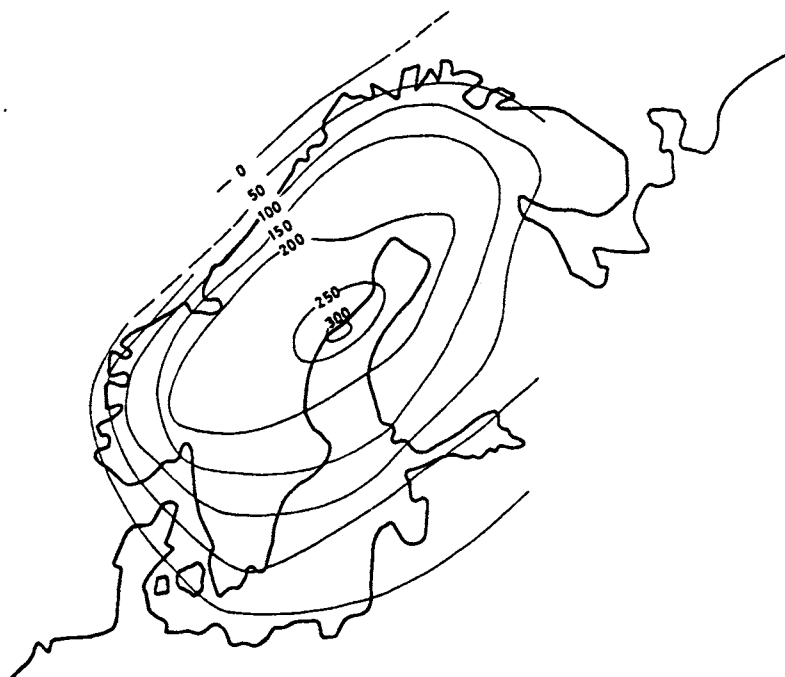


Fig. 3.4 Omtrentlig postglasial landhevning (netto) i Skandinavia. For Norge øker landhevingen fra kysten og innover i landet.



Forandringer i havnivå kan framstilles som en strandforskyvningskurve (Fig. 3.6). Kurven er basert på nøyaktige bestemmelser av hvor høyt havet stod til forskjellige (daterte) tidspunkt. Punkter på strandforskyvningskurven bestemmes ved å fastlegge tidspunktet da et basseng med kjent **terskelhøyde** ble isolert fra havet (Fig. 3.5). Vi benytter den såkalte isolasjonsmetoden.

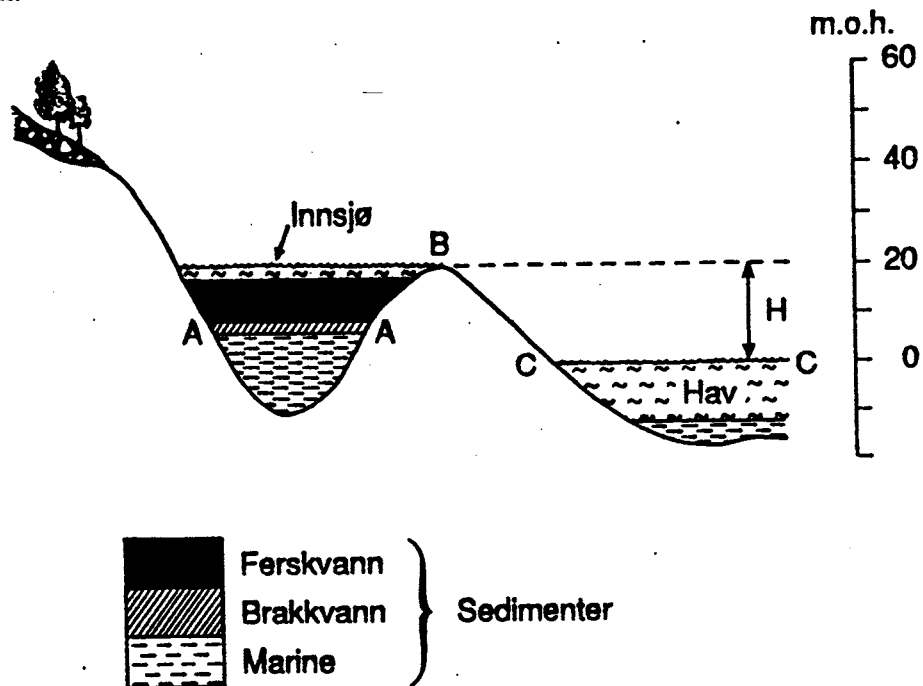


Fig. 3.5. Skisse som illustrerer netto landhevning (H) etter at innsjøens terskelpunkt (B) ble hevet over havnivå C-C.

### Isolasjonsmetoden

Så lenge havets overflate stod høyere enn terskelpunktet B, ble det avsatt marine sedimenter i bassenget. Idet havoverflaten sank lavere enn B, ble det først avsatt brakkvanns- og deretter ferskvanns-sedimenter. Flaten A-A er en isolasjonskontakt, og datering av organisk materiale umiddelbart over denne gir en minimumsalder for isolasjonen av bassenget. Landhevningen (H) etter at den marine kontakt ble brutt er i dette tilfellet ca 20 m. Ved hjelp av nøyaktige terskelpunktbestemmelser fra basseng i flere høyder og datering av isolasjonskontaktene bestemmes **strandforskyvningskurven** (Fig. 3.6), som viser **havets nivå til enhver tid etter isavsmeltingen**.

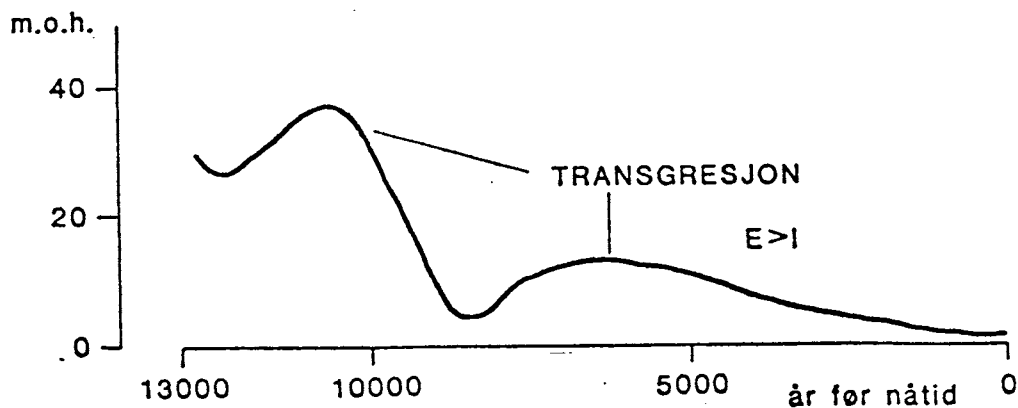


Fig. 3.6 Strandforskyvningskurve med to transgresjonsperioder.

Fig. 3.7. viser hvordan strandforskyvningen har variert i forskjellige områder i Norge. For ca 9700 år siden var havnivået i Oslo-området ca 220 m høyere enn i dag, og det har vært

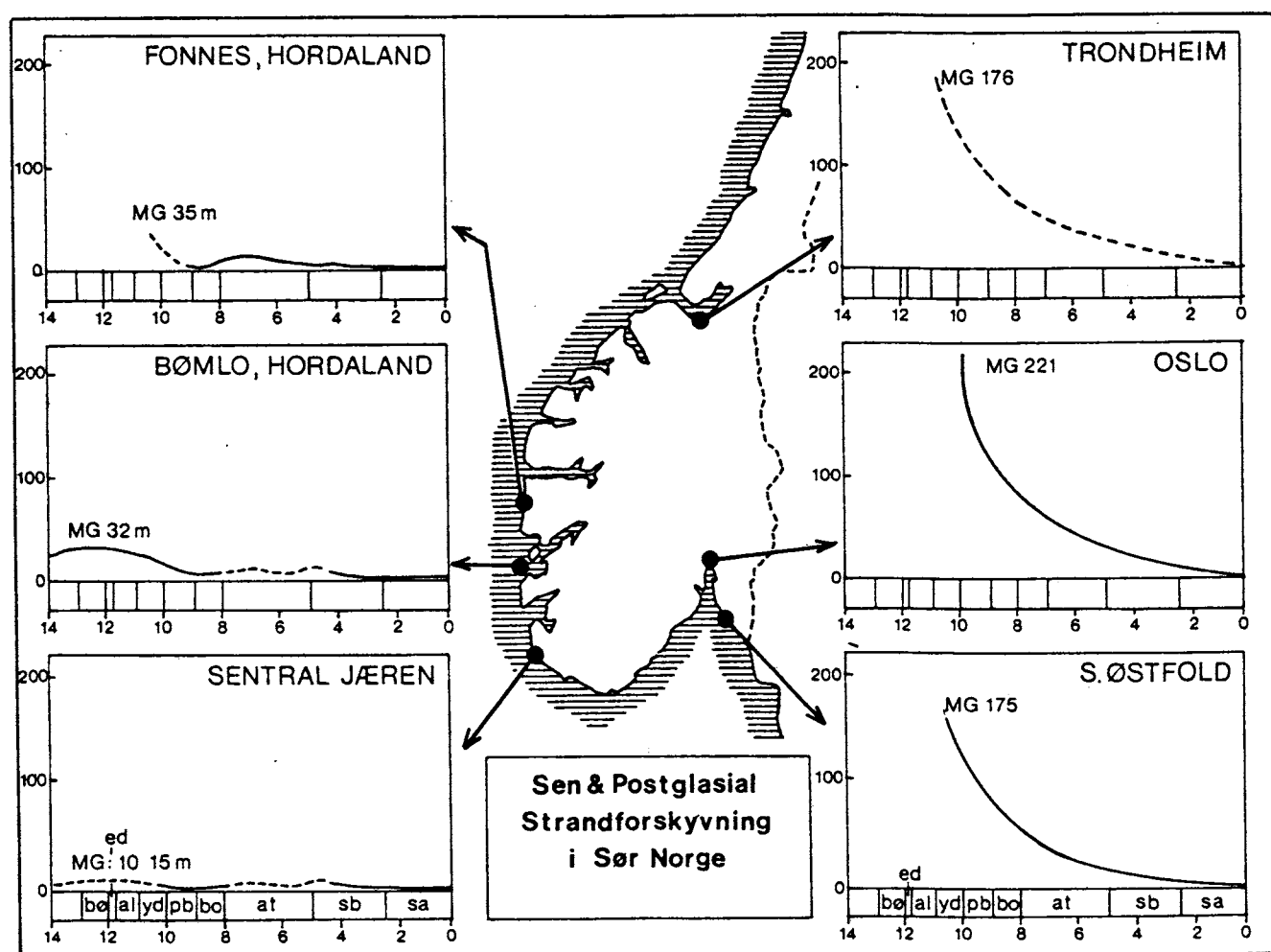


Fig 3.7. Strandforskyvningskurver for forskjellige deler av Norge.

en kontinuerlig regresjon fram til i dag. På Sotra har derimot den eustatiske heving periodevis dominert over den isostatiske, f.eks i yngre dryas og atlantisk tid (Tapes transgresjonen).

### Utforming av strandlinjer.

I kontakt mellom land og hav (strandlinjen) dannes forskjellige erosjons- og akkumulasjonsformer. Kartlegning av slike former kan benyttes til rekonstruksjon av tidligere havnivåer (Fig. 3.8).

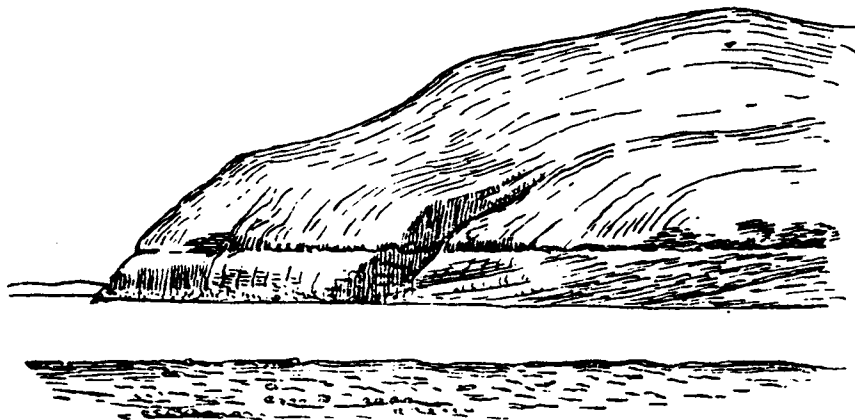


Fig. 3.8. Strandlinje i fjell langs Porsangerfjorden viser tidligere havnivå. (Etter K.O. Bjørlykke, 1913).

Fig. 3.9 illustrerer de viktigste landformer som benyttes ved strandlinjebestemmelse og bestemmelse av marin grense i et område. Ved erosjon i fjell eller faste sedimenter kan det dannes **strandhakk** eller **strandterrasse**, ofte med en skrent i bakkant (A, B og C). **Strandvoll** utvikles spesielt på lange, flate strender, og vollen ligger med sin maksimale høyde over høyeste vannstand (D). På spesielt utsatte steder, der stormer har stor innflytelse, vil man ofte få en omarbeidelse av tidligere avsatt materiale, f.eks. morene. Dette kan gi renvaskede **stein-** eller **blokkfelt** med strandavsetninger nedenfor (E).

I spesielle tilfelle kan M.G. fastlegges ved hjelp av brenningssone. I et område eksponert for bølger vil morenematerialet under M.G. kunne vaskes vekk under landhevningen, og bare en morenekappe blir bevart. Utvaskingsgrensen ligger normalt noe høyere enn den marine grense. Ofte finner man strandavsetninger i noe lavere nivå (F).

I forbindelse med de store israndtrinnene finner en ofte utviklet sandurdeltaer, hvor det er utviklet markerte elveløp i den øvre, subaerielt (under luft) utformede del (G). Når en breelv munner ut i havet bygges det opp et breelvdelta, hvor topplagene avsettes i havnivå (H).

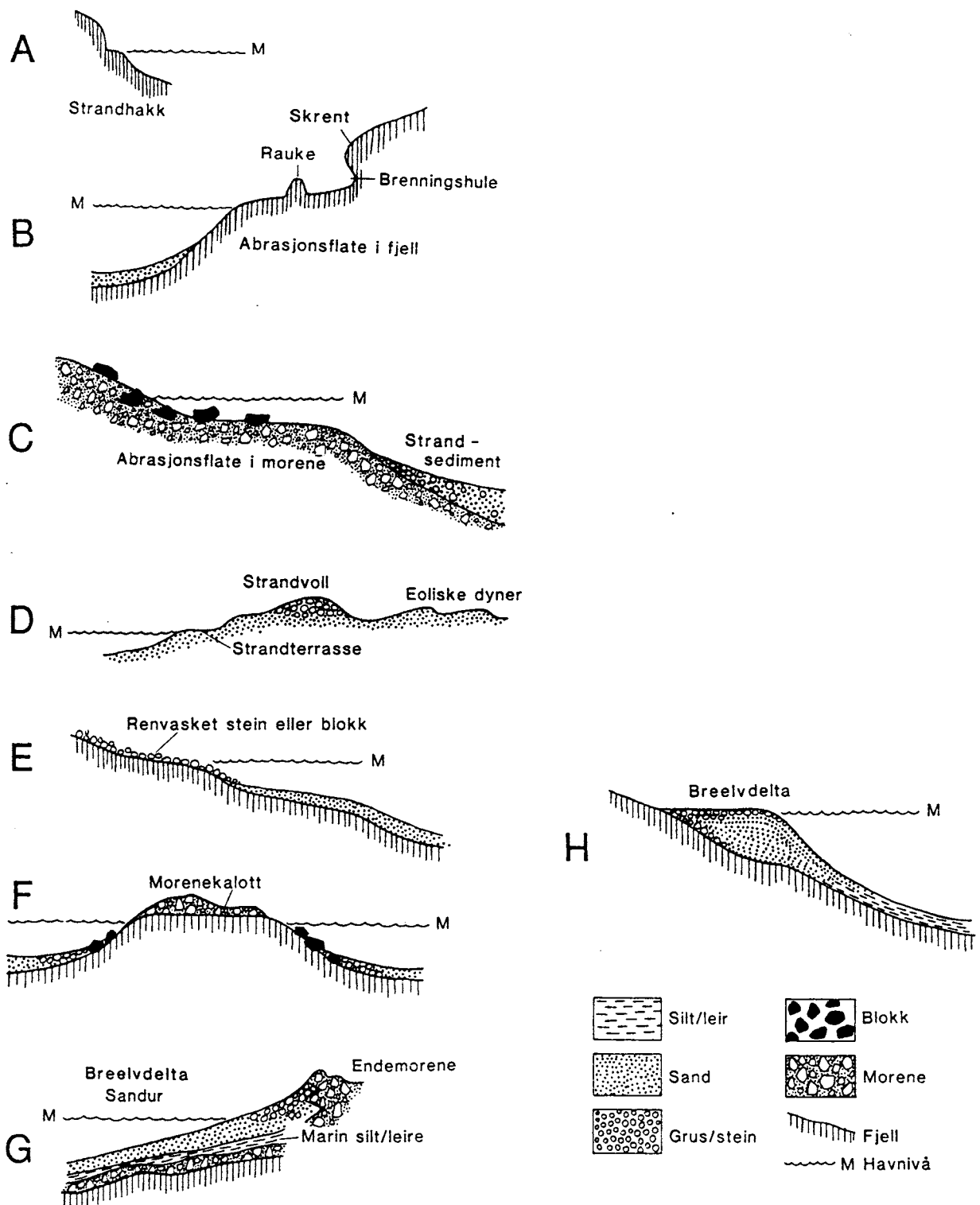


Fig. 3.9 Formelementer som benyttes til strandlinjebestemmelser.

Det er spesielt i perioder med sakte eller ingen landhevning at det utvikles kraftige strandlinjer både ved erosjon og ved sedimentasjon. Forutsetningen er likevekt mellom isostatisk og eustatisk heving. I områder hvor den isostatiske heving normalt er raskere enn den eustatiske kan vi få "likevekt" enten fordi den isostatiske hevningshastighet reduseres ved at isbelastningen øker (f.eks. ved breframstøt i yngre dryas) eller fordi den eustatiske heving øker p.g.a. stor isavsmeltning i andre nedisningsområder.

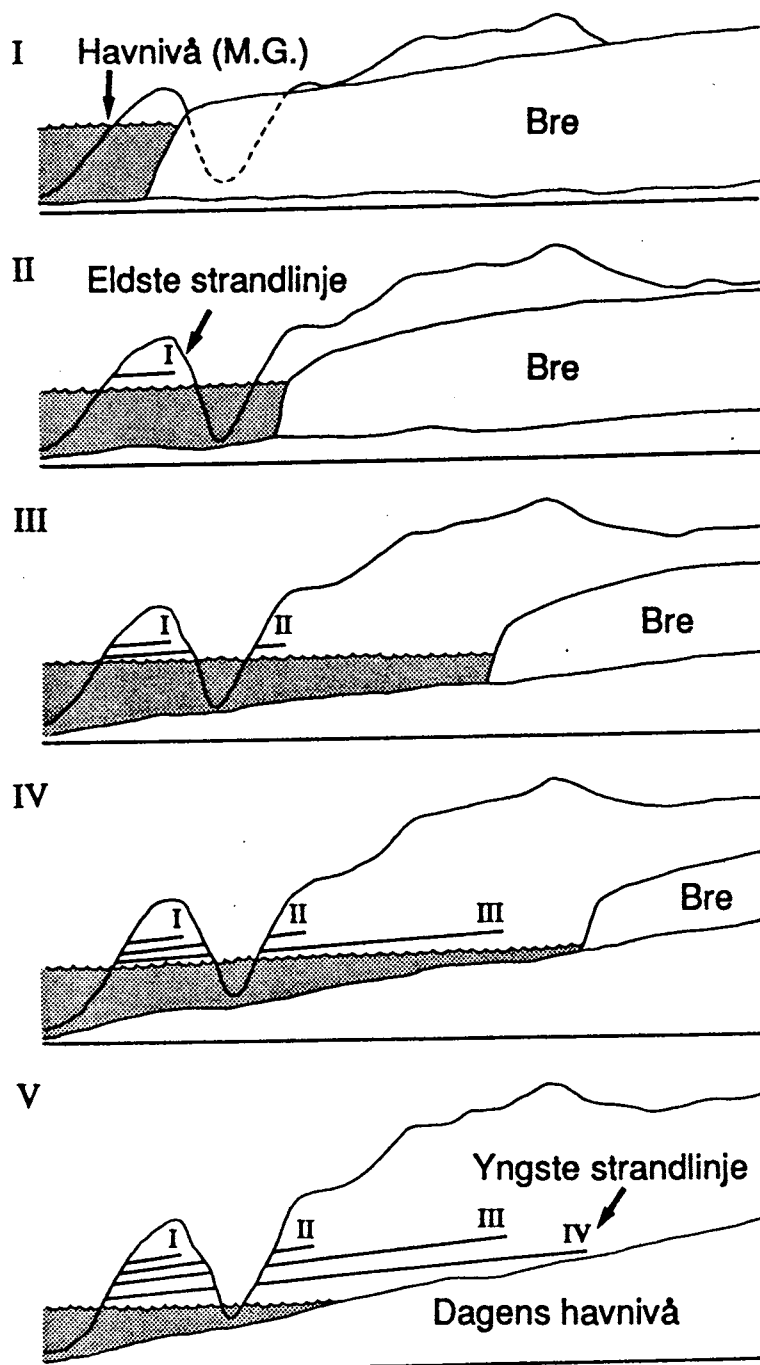


Fig. 3.10 Isens tilbaketrekning bestemmer når det dannes strandlinjer i et fjordområde. (etter Møller et. al. 1986).

## Strandlinjediagram

På grunnlag av en rekke feltobservasjoner og dateringer kan det utarbeides et strandlinjediagram, som viser hvordan strandlinjer av forskjellig alder ligger i terrenget. Vi tegner linjene inn i et vertikalt snitt som ofte går fra kysten og innover i landet.

Fig. 3.10 viser hvordan isfrontens tilbaketrekning avgjør når det kan dannes strandlinjer i et område. De fire strandlinjene ligger i forskjellige høyder p.g.a. den land-hevning som har funnet sted i det tidsrom breen trakk seg tilbake fra posisjon I til IV.

I dette området, som kan være en vestnorsk fjord, har den isostatiske heving hele tiden vært større enn den eustatiske.

Figuren viser det man ofte observerer i norske fjorder, hvor isfronten har trukket seg innover samtidig med strandlinjeutforming. Det karakteristiske ved disse strandlinjene er:

1. De har en helning (gradient) på grunn av den skjeve landhevingen (Fig. 3.4)
2. Jo yngre strandlinjene er jo lavere vil de ligge og gradienten avtar.
3. De eldste strandlinjene finnes bare i ytre del av fjorden fordi indre del var isdekket.

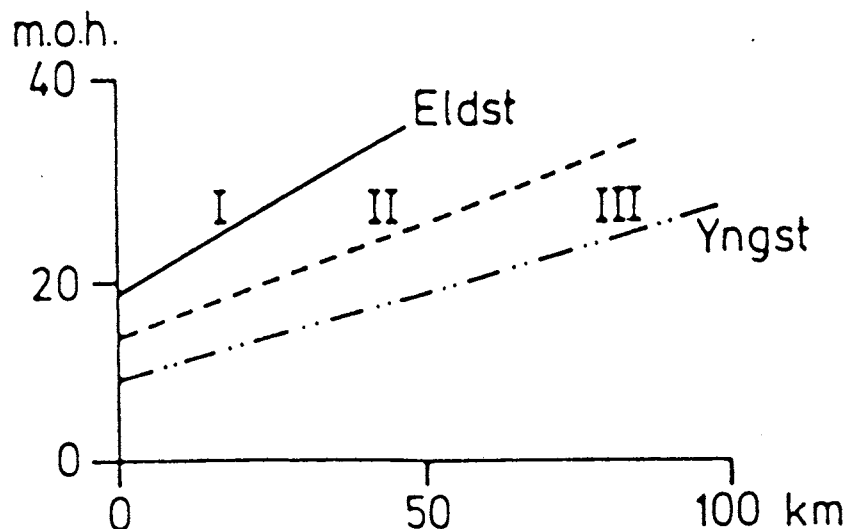


Fig. 3.11 Strandlinjediagram for en vestnorsk fjord.

I områder langs eller nær ved kysten er det ofte mulig å følge samtidig dannede (synkron) israndavsetninger (bl.a. endemorener) over lange strekninger. Utenfor moreneryggen kan man i fjordområdene finne breelvavsetninger som ble dannet samtidig med moreneryggen (Fig. 3.12). Isranddeltaets overflate viser havnivået på det tidspunkt da israndavsetningene ble dannet.

Dette eksempelet fra Troms (Fig. 3.12) viser at havnivået på denne lokaliteten, da "Tromsø - Lyngen"-trinnet endemorene ble avsatt, var 50-53 m over dagens nivå.

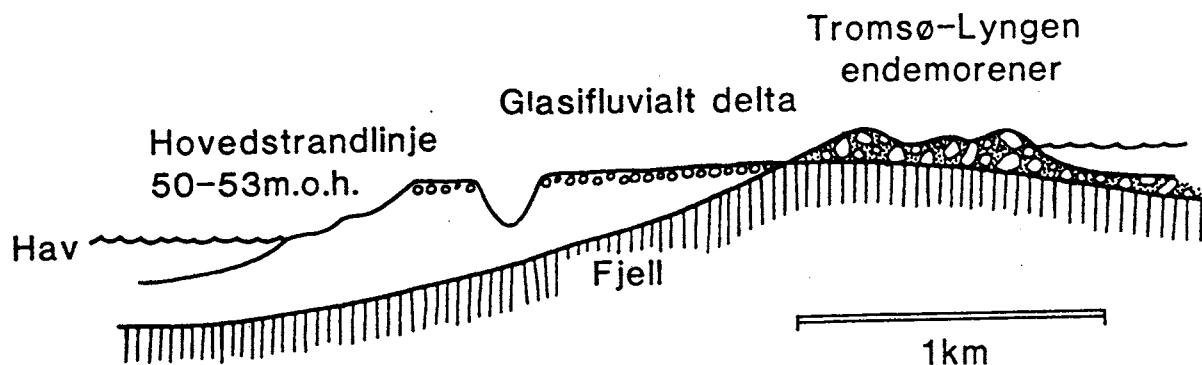


Fig. 3.12 Israndavsetninger i Troms. Moreneryggen og breelvdeltaet er dannet samtidig. Marin grense 50-53 m.o.h.(etter Andersen, 1968).

Allerede i 1868 påpekte Th. Kjerulf at det under landhevingen ble dannet terrasser av elvetransportert materiale i markerte nivåer. Hans tolkning var at landhevingen hadde foregått rykkvis etter dannelsen av øverste terrasse (ofte marin grense). En slik terrasseutvikling kan observeres mange steder langs norskekysten. Ofte er den øverste terrassen den største (Fig. 3.13). Blytt var ikke enig med Kjerulf i hans tolkning om den trinnvise heving av landet. Han mente at landhevingen har vært kontinuerlig. Terrassenivåene ble utformet i perioder med stor vannføring (stor erosjon og sedimenttransport), mens brudd i terrassedannelsen skyldes tørre perioder med liten vannføring. De fleste kvartærgeologer er enige med Blytt i hans tolkning.

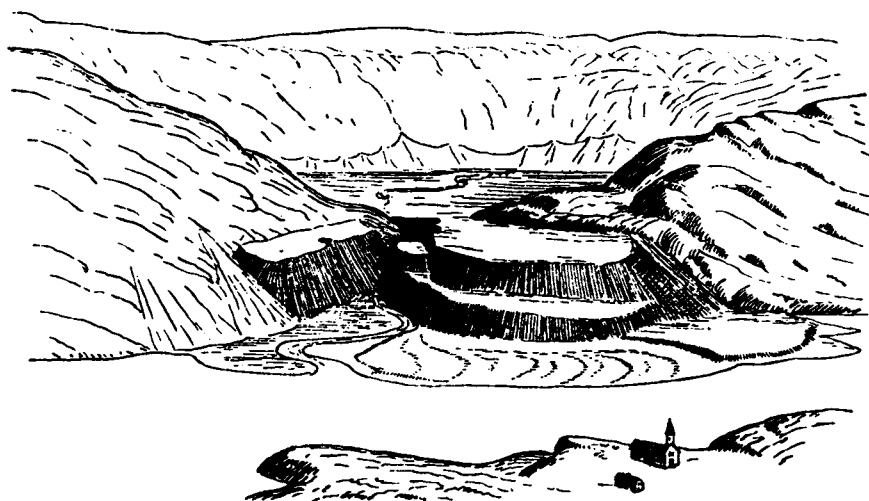


Fig. 3.13. Terrassenivåer ved Kåfjord (Alta) dannet under landhevingen. (etter K.O. Bjørlykke 1913).

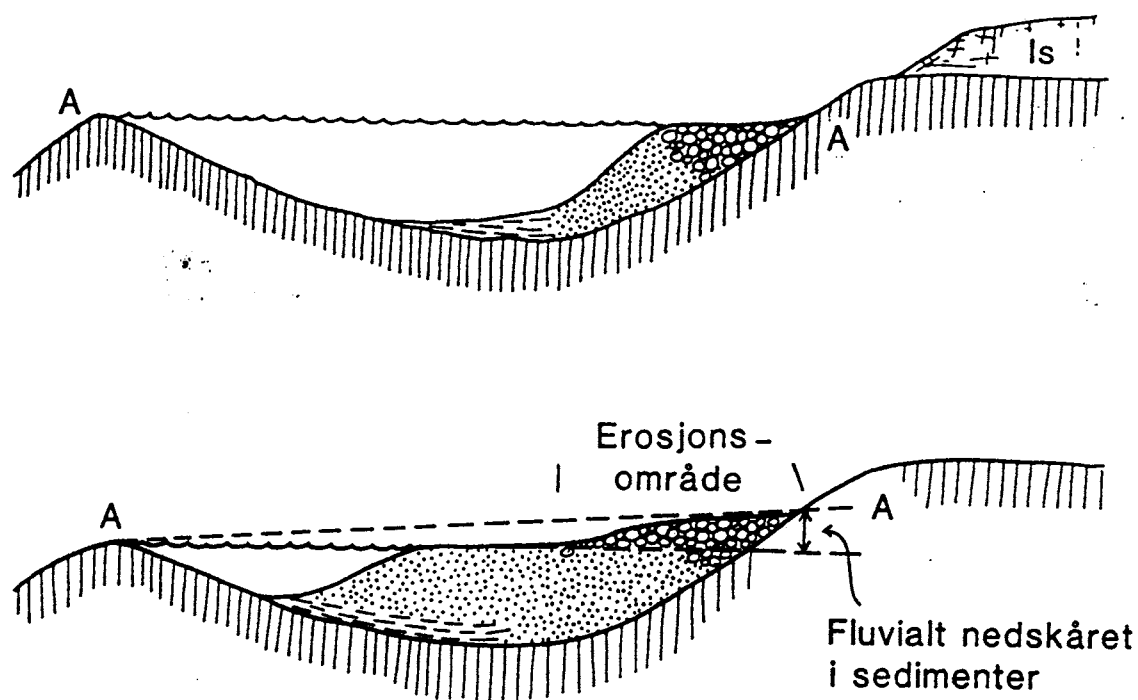


Fig 3.14. Erosjon i innsjøsedimenter på grunn av landhevning. Øverste figur viser situasjonen umiddelbart etter at området ble isfritt, mens nedre figur viser situasjonen i dag.

Den skjeve landhevningen har også betydning for store innsjøer. I et område med størst landhevning i nord (f.eks. på Østlandet) og utløp fra vannet i syd (Mjøsa, Randsfjord m.fl.) vil landhevningen medføre en regresjon i nord og erosjon i gamle innsjøsedimenter. I våre sentrale fjellområder ble det under isavsmeltingen dannet store bredemte sjøer. Nøyaktig kartlegging av strandformer dannet i disse innsjøene viser at strandlinjenes gradienter i dag varierer mellom 0 - 1,7 m/km avhengig av strandlinjens retning.

I en rekke av våre dalfører ble store basseng fylt helt eller delvis med sedimenter umiddelbart etter at isfronten passerte området. I sen- og postglasial tid vil disse sedimentene, pga den skjeve landhevningen, bli utsatt for erosjon uten at den lokale erosjonsbasis (utløpsterskelen) senkes (Fig. 3.14). I et basseng som er 20 km langt og forskjellen i isostatisk heving er 0,5 m/km kan det dannes 10 m høye skjæringer i elv- eller breelv transporterte avsetninger (Fig. 3.14).

### Isobasekart.

Ved hjelp av strandlinjediagramm kan man beregne landhevningen fra et bestemt tids-punkt og fram til idag. Fig. 3.15 viser isobaser (linjer gjennom punkter med samme landhevning) for perioden fra yngre dryas (Ra-tid) og fram til idag. Vi ser at den f.eks. øker fra 0 til ca. 200 meter når vi går fra sydligste del av Norge og inn i Oslofjorden.





Fig. 3.15 Isobasekartet viser netto landhevning fra Yngre-Dryas (Ra-tid) og fram til idag. Merk israndens beliggenhet i Yngre Dryas (etter Sørensen upubl.).

## KAPITTEL 4 BESKRIVELSE OG KLASSIFIKASJON AV JORDARTER.

Jordarter, forskjellige typer løsmateriale som ligger over den faste berggrunn, kan inndeles i grupper etter to forskjellige hovedprinsipper:

1. Dannelsesmåte (Genesis)
2. Egenskaper

Det er nær sammenheng mellom disse, og en balansert utnyttelse av våre jordarter krever kunnskap om såvel deres egenskaper som dannelsesmåte. Hvorvidt sand fra et bestemt sandtak er egnet som betongtilslag er først og fremst bestemt av sedimentegenskaper som sammensetning, (kornfordeling, mineralogi og innhold av organisk materiale), mens mengde og beliggenhet av ulike sedimenttyper er bestemt av deres dannelsesmåte.

God forståelse av hvordan forskjellige jordarter er dannet, er til stor hjelp når man ønsker å finne avsetninger med bestemte egenskaper. Ved rekonstruksjon av et landskaps utviklingshistorie er forståelsen av de forskjellige jordartenes dannelsesmåte helt avgjørende.

Å gi en komplett beskrivelse av en jordarts forskjellige egenskaper er ikke mulig, og som oftest er det bare noen utvalgte egenskaper som er av interesse.

Det eksisterer en rekke forskjellige klassifikasjonssystem hvor valg av de egenskaper man benytter i klassifikasjonen ofte er bestemt av jordartens framtidige anvendelse.

Et hovedproblem ved framstilling av kvartærgeologiske kart er å kombinere opplysninger om jordartenes sammensetning og deres dannelsesmåte. Ofte benyttes en fargekode til å vise dannelsesmåte, mens forskjellige symboler sier noe om sammensetning.

Vanligvis skiller vi mellom fundamentale og avledete egenskaper:

### **FUNDAMENTALE EGENSKAPER.**

Det kan diskuteres hvilke egenskaper som er mest fundamentale ved en jordart, men det er vanlig å betegne følgende fem egenskaper som fundamentale:

1. Kornstørrelser (kornfordeling)
2. Sammensetning (petrografisk og mineralogisk)
3. Kornform
4. Kornorientering
5. Pakking

Disse fem egenskapene er ikke uavhengige variable. Det er f.eks. en nær sammenheng mellom sammensetning og kornstørrelser, og kornform er ofte bestemt av kornstørrelse og sammensetning.

### Kornfordeling.

Et sediments kornfordeling kan ofte fortelle mye om dannelsesmåte og muligheter for praktisk utnyttelse. Det er f.eks. stor forskjell på kornfordelingen til en leirholdig morene og en marin leire. Kornfordeling er derfor den egenskap som er mest brukt ved beskrivelse av forskjellige jordarter.

### Oppdeling av en prøve i fraksjoner.

En bestemmelse av hvilke størrelsesfraksjoner en jordart inneholder kan utføres på to forskjellige måter, sikteanalyse eller sedimentasjonsanalyse.

Sikteanalyse anvendes for prøver med mye grovt materiale, mens sedimentasjonsanalyse benyttes for mer finkornet materiale. Ofte er det nødvendig å benytte begge metoder f.eks. ved undersøkelser av leirholdige morener. Ved sikteanalyse rister man prøven gjennom et sett sikter med forskjellig maskevidde. De partikler som har en diameter større enn maskevidden blir liggende på sikten, mens partikler med mindre diameter faller ned i en sikt med mindre maskevidde.

Det fineste materialet, silt og leir, undersøkes videre v.h.a. sedimentasjonsanalyse. I en tynn suspensjon med silt og leir partikler vil fallhastigheten for de forskjellige kornstørrelser være bestemt ved Stokes lov. **Kornstørrelse** er definert som diameter i en kule med samme densitet og fallhastighet som den partikkel vi studerer (effektiv diameter,  $d_e$ ). Ifølge Stokes lov vil en kule som faller i en viskøs veske få en fallhastighet  $v$  som er lik:

$$v = \frac{2gr^2(\delta_1 - \delta_2)}{9\mu}$$

$v$  = fallhastighet

$g$  = tyngdens aksellerasjon

$\mu$  = veskens viskositetskoeffisient

$r$  = kuleradius

$\delta_1$  = densitet for kule

$\delta_2$  = densitet for viskøs veske

Vanligvis vil fraksjoneringen foregå i vann, og for partikler med en densitet på  $2.7 \text{ g cm}^{-3}$  vil Stokes lov forenkles til:

$$v = 5,6 \times 10^3 \times (d_e)^2$$

### Pipetteanalyse.

En vanlig benyttet metode for å bestemme kornfordelingen til finkornede jordarter er pipetteanalyse. En liten mengde materiale med ukjent kornfordeling blandes med en liter vann. Etter kraftig omrøring får vi en homogen suspensjon med vann og partikler.

Suspensjonen fylles i en pipettesylinder (Fig. 4.1) og  $10 \text{ cm}^3$  av den homogene suspensjonen suges opp i pipetten. Stoppekranen vendes og den oppsugde mengde overføres til et

lite glass med kjent vekt. Glasset settes i tørkeskap, og senere bestemmes vekten av tørt materiale som var i  $10 \text{ cm}^3$  av den opprinnelige suspensjonen.

Vi tenker oss et meget lite veskevolum rett under pipetteåpningen, forstørret slik at vi kan se de individuelle partiklene (Fig.4.2). Umiddelbart etter omrøring (tid = 0) vil vi ha alle partikkelstørrelser representert. Etter at sylindere har stått i ro en tid  $t_1$  vil alle partikler med fallhastighet som er lik eller større enn  $v_1$ , hvor:

$$v_1 = H/t_1$$

ha passert det området hvor vi suger opp materiale. Hvis vi nå suger opp  $10 \text{ cm}^3$  med suspensjon, så vil den inneholde et representativt utvalg av alle partikler med mindre fallhastighet enn  $v_1$ . Ved å ta nye prøver, etter et fastsatt tidsskjema, kan vi få prøver av stadig finere fraksjoner.

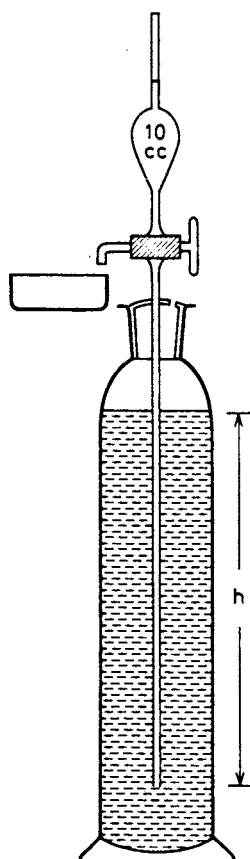


Fig.4.1. Pipettesylinder til kornfordelingsanalyse.

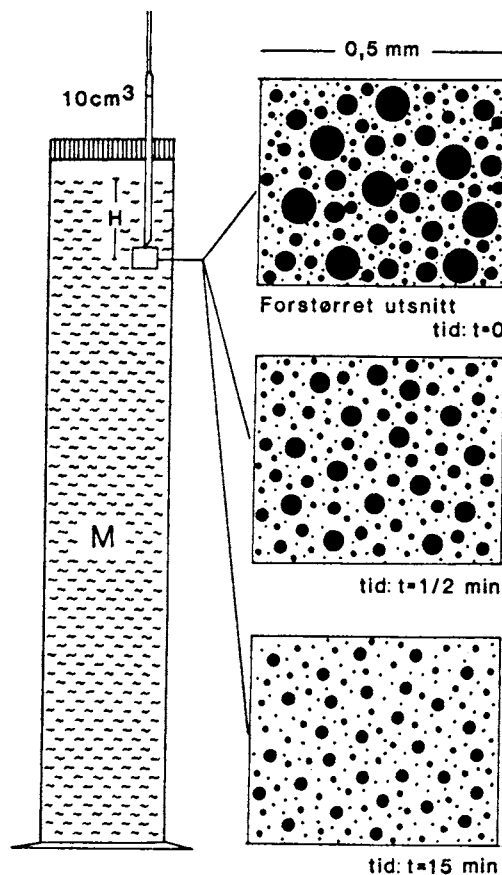


Fig. 4.2 Forstørret utsnitt fra sedimentasjonssylinder.

Dataene benyttes til å regne ut mengden materiale i forskjellige fraksjoner, f.eks. mengde (vekt-%) materiale med diameter i intervallet  $6\text{-}20 \mu\text{m}$  ( $0,006\text{-}0,020 \text{ mm}$ ).

### Kornstørrelser.

Inndeling i forskjellige kornstørrelsesgrupper kan gjøres etter forskjellige system. I fig. 4.3 er Atterbergs system og et modifisert Wentworths system tegnet opp. Atterbergs system er velegnet for nordiske jordarter, men de fleste forskere som arbeider med sedimenter benytter betegnelsen silt i stedet for mjele og mo. Vi vil benytte et modifisert Wentworth's system, med  $\phi$  ( $\phi = -\log_2$  diameter) som inndelingsenhet.

Partikler med diameter (ekvivalent sfærisk diameter) mindre enn  $2 \mu\text{m}$  ( $0,002 \text{ mm}$ ) betegnes leir, mens fraksjonene mellom grensene  $2-63 \mu\text{m}$ ,  $63 \mu\text{m}-2\text{mm}$  og  $2-64 \text{ mm}$  betegnes henholdsvis silt, sand og grus.

Hvis man ønsker en detaljert kornfordelingsanalyse deles hovedfraksjonene i fem underfraksjoner, f.eks. sandfraksjonen kan v.h.a. sikter deles i fraksjonene  $0,064-0,125$ ,  $0,125-0,250$ ,  $0,25-0,5$ ,  $0,5-1$  og  $1-2 \text{ mm}$ . (Se histogram, fig. 4.4).

Ofte nøyer en seg med å dele i tre underfraksjoner som spenner over like store  $\phi$ -intervaller (Tabell 4.1).

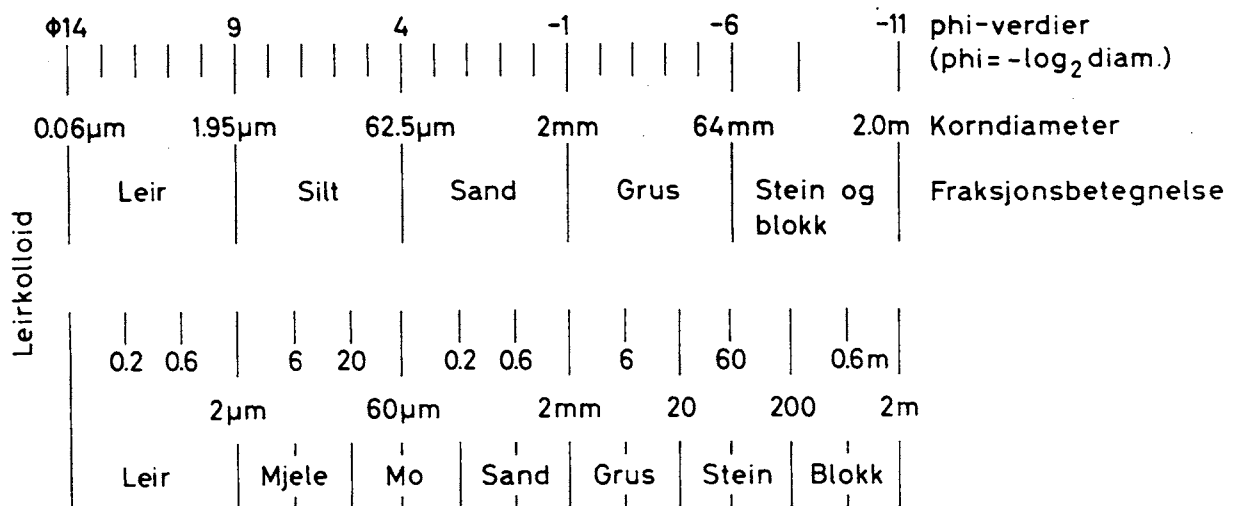


Fig.4.3. Betegnelser på forskjellige hovedfraksjoner. Nederst er det svenske systemet utarbeidet av Atterberg. Øverst er et modifisert system etter Wentworth. I det svenske systemet er hovedfraksjonene delt i 2 underfraksjoner. I Wentworth's system kan hovedfraksjonene deles i 5 underfraksjoner.

Relative mengder av de forskjellige fraksjoner i en jordart kan framstilles på mange måter, men histogram, kumulative kurver (Fig.4.4) eller trekantdiagram er mest anvendt. Kumulative kurver kan tegnes opp i to typer av diagram, hvor ordinat angir vektprosent enten i lineær skala eller i logaritmisk sannsynlighetsskala (Fig.4.4). Etter at kornfordelingsanalysen er tegnet opp kan forskjellige parametre beregnes.

KORNGRADERING FOR ET KLASTISK SEDIMENT

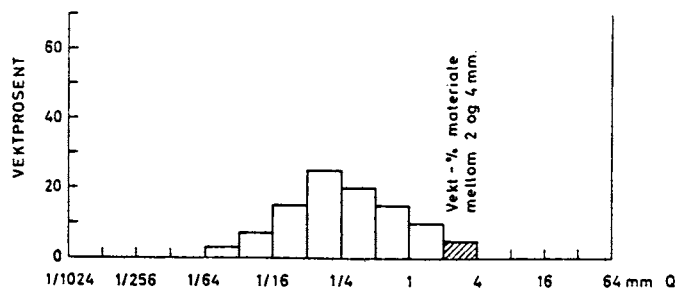


Fig. A: Histogram

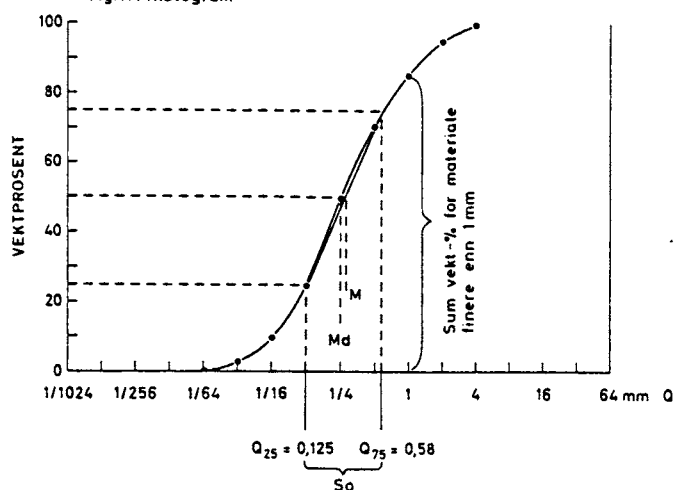


Fig. B: Kumulativ kurve

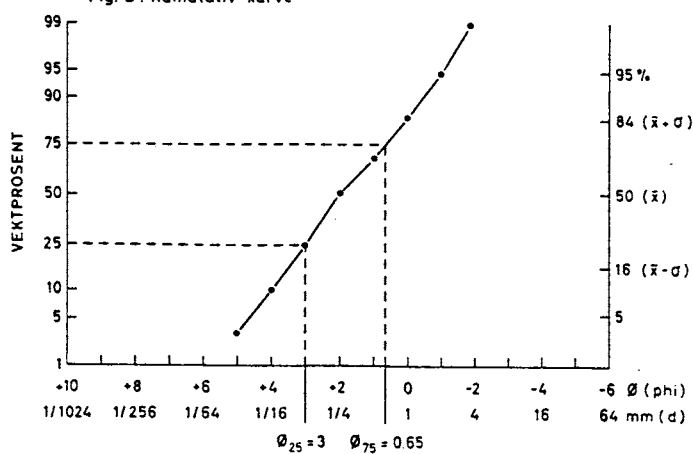


Fig. C: Kumulativ kurve  
(logaritmisk sannsynlighetspapir)

Fig. 4.4. Kornfordeling for en sandprøve framstilt på forskjellige måter. Langs X-aksen er vist korndiameter i mm.

Tabell 4.1. Betegnelse på forskjellige fraksjoner.

SIKTEANALYSE		SLEMMEANALYSE	
Grovgrus	20 - 64 mm	Grovsilt	20 - 63 $\mu\text{m}$
Mellomgrus	6 - 20 "	Mellomsilt	6 - 20 "
Fingrus	2 - 6 "	Finsilt	2 - 6 "
Grovsand	0,6 - 2 "	Grovleir	0,6 - 2 "
Mellomsand	0,2 - 0,6 "	Mellomleir	0,2 - 0,6"
Finsand	0,06 - 0,2 "	Finleir	0,06 - 0,2"
		Leirkolloid	< 0,06 $\mu\text{m}$

Selmer-Olsen (1954) benyttet i sin undersøkelse av norske jordarter en kumulativ kurve av type B (Fig.4.4) og bestemte følgende parametre fra denne:

$Q_{25}$  = Kornstørrelse i mm tilsvarende kurvens 25 % verdi

$M_d$  = Kornstørrelse i mm tilsvarende kurvens 50 % verdi (midlere kornstørrelse).

$Q_{75}$  = Kornstørrelse i mm tilsvarende kurvens 75 % verdi.

$M$  = Midtpunkt mellom  $\log. Q_{25}$  -  $\log. Q_{75}$  (geometrisk).

Sortering =  $S_o = \log. Q_{75} - \log. Q_{25} = \log.(Q_{75}/Q_{25})$ .

For den prøven som er vist i Fig.4.4 er verdien for  $M_d=0,25$  mm og  $S_o=\log(0,58/0,125) = 0,66$ .

For det kumulative diagram på logaritmisk sannsynlighetspapir (kurve C Fig.4.4) benyttes et annet sett med parametre. Som enhet for korndiameter ( $d$ ) kan benyttes mm eller  $-\log_2 d$ . I dette systemet benyttes kurvens skjæringspunkter med 95, 84, 16 og 5 % linjene (1 og 2 standardavvik fra middelverdien) til beregning av:

Gjennomsnitt:  $M_z = (\emptyset_{16} + \emptyset_{50} + \emptyset_{84})/3$

Sortering:  $S_1 = (\emptyset_{16} - \emptyset_{84})/4 + (\emptyset_5 - \emptyset_{95})/6,6$

Symmetri:  $Sk_1 = (\emptyset_{16} + \emptyset_{84} - 2\emptyset_{50})/2(\emptyset_{16} - \emptyset_{84}) + (\emptyset_5 + \emptyset_{95} - 2\emptyset_{50})/2(\emptyset_5 - \emptyset_{95})$

Symmetriske kurver har  $Sk_1 = 0$ , men verdien kan variere fra -1 til +1. Positive verdier indikerer at prøven har en "hale" i de groveste fraksjonene.

### Klassifikasjon basert på kornfordeling.

Hensikten med denne klassifikasjonen er enten å kunne si noe om mulig anvendelse eller klarlegge hvordan avsetningen er dannet. Ved presentasjon av et stort antall kornfordel

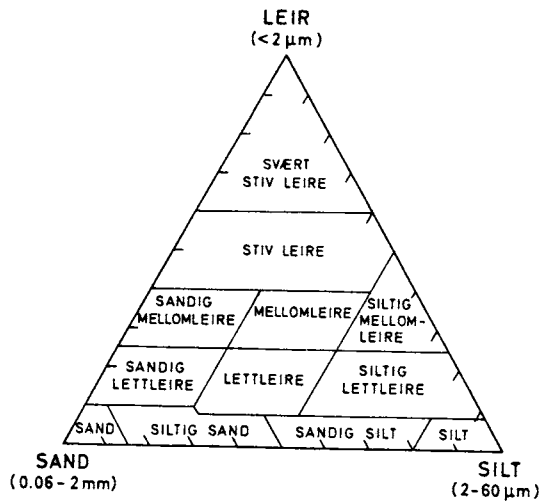


Fig.4.5. Klassifikasjon av norsk mineraljord, basert på prøvens innhold av materiale finere enn 2 mm (Njøs og Sveistrup 1977).

ingsanalyser er det ofte hensiktsmessig å benytte trekantdiagram hvor hver analyse angis med et punkt. Ved jordstudier er det vanlig å avgrense kornfordelingsanalysen til materiale finere enn 2 mm. Fig. 4.5 viser et forslag til klassifisering av norsk mineraljord hvor jordartsbetegnelsen blir bestemt etter innhold av de tre kornfraksjonene leir, silt og sand. Svært ofte benyttes parametre beregnet ut fra kornfordelingskurver til gruppering av forskjellige sedimenttyper Selmer-Olsen benyttet de to parametrene midlere kornstørrelse (Md) og sortering ( $\log \frac{Q_{75}}{Q_{25}}$ ) til å klassifisere norske jordarter (Fig.4.6).

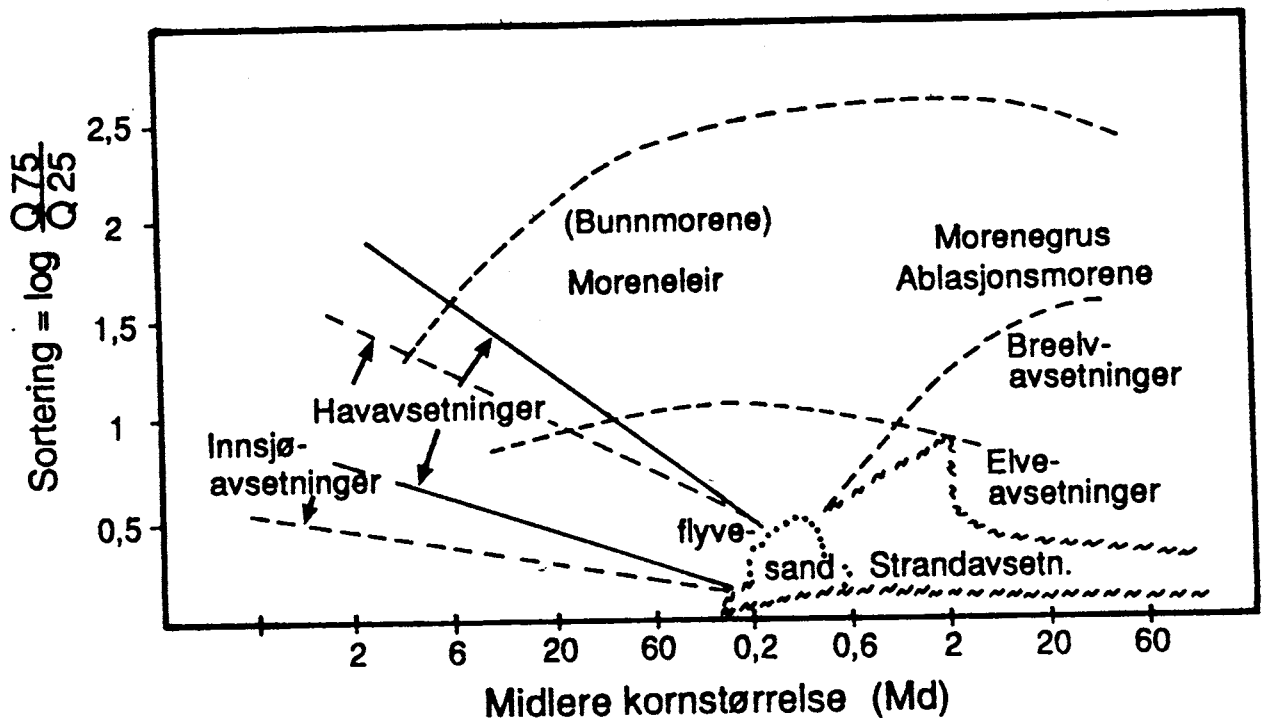


Fig 4.6. Klassifikasjon av forskjellige avsetningstyper etter Selmer-Olsens system.



På denne figuren er avmerket variasjonsområdene for de mest vanlige jordarter. For eksempel vil flyvesand normalt ha midlere kornstørrelse mellom 0,2 og 0,6 mm og god sortering ( $<0,5$ ), mens morener vanligvis er dårlig sortert og kan ha svært varierende midlere diameter.

**Denne sammenhengen mellom dannelsesmåte og kornfordeling er noe vi bruker hele tiden ved feltarbeide for å skille mellom forskjellige jordartstyper.**

### Bimodalitet.

Hvis et sediment har et høyt innhold av to kornfraksjoner og lave innhold av de mellomliggende fraksjonene så sier vi at sedimentet har to moder, eller det er bimodalt.

Bimodalitet i kornfordelingsanalysen betyr vanligvis at jordarten er dannet ved kombinasjon av to prosesser. Transport i strømmende vann (elver og havstrømmer) er ofte en kombinasjon av bunntransport og suspensjonstransport. Ved sedimentasjon blandes to typer med forskjellig kornfordeling og vi får et bimodalt sediment. Et eksempel her (Fig.4.7) er det materialet Jyllandsstrømmen frakter inn i Skagerrak og avsetter langs kanten av Norskerenna.

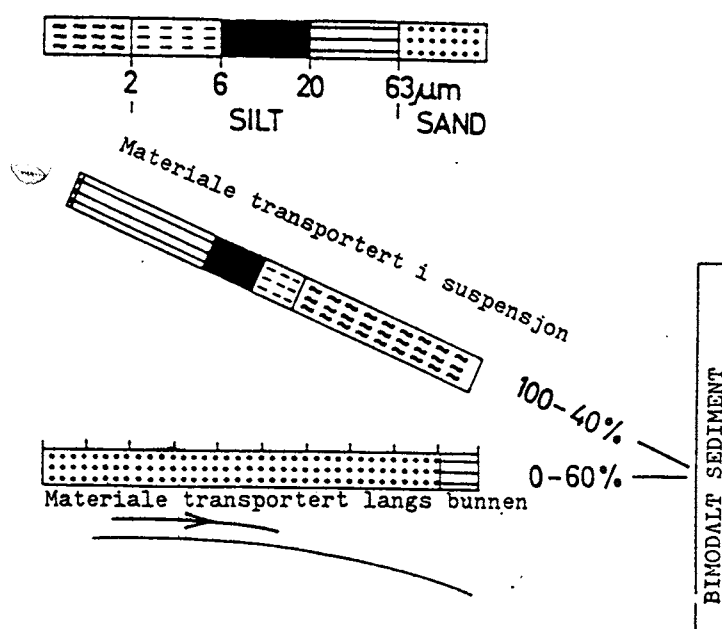


Fig. 4.7. I grunne havområder kan et sediment få en bimodal kornfordeling ved at materiale som er transportert på to måter blandes ved sedimentasjon.

En elv kan i vårflommen transportere grov grus og stein langs bunnen mens alt som er finere går som suspensjonstransport. Grus og stein avsettes i ett område mens det finere materialet avsettes først når hastigheten har avtatt ytterligere. Senere på året er vannføringen lavere og sand som avsettes fyller delvis porerommene i grovere avsetninger.

Ved analyser av **varvige** sedimenter (dannet i bredemte sjøer) er det vanlig å få bimodalitet ved at materiale som avsettes om sommeren (sommervarv) har en annen sammensetning enn vintervarvene (Fig.4,8).

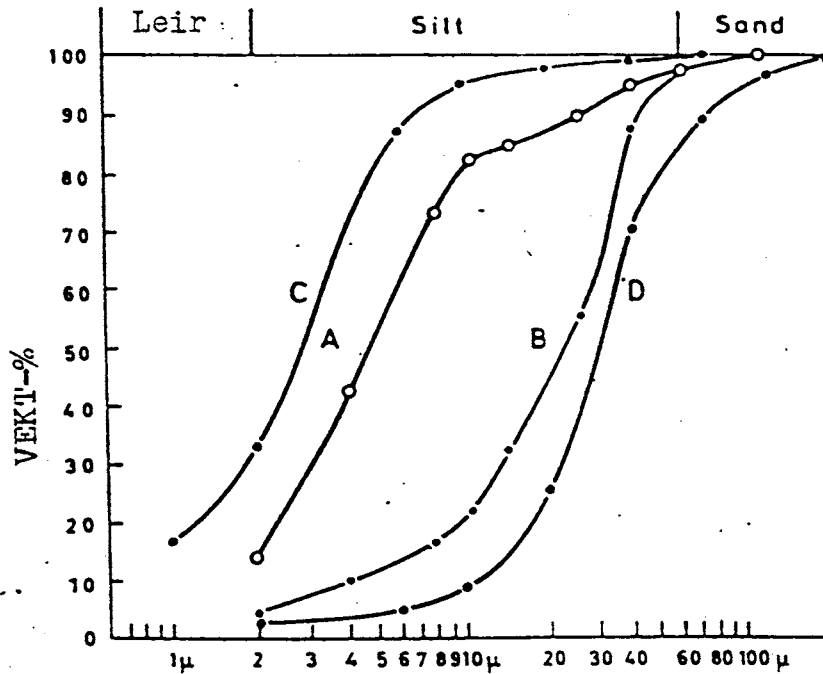


Fig. 4,8. Kornfordelingskurver for "vintervarv" (A og C) og "sommervarv" (B og D) fra varvige bresjøsedimenter ved Tynset skole.

#### Øvre grense for en kornfordelingsanalyse.

Hvis man ønsker å bestemme den totale kornfordeling for en blokkrik morene, er det påkrevet med flere tonn materiale. Rent praktiske hensyn tilsier at vi må velge en øvre grense for det materialet vi vil undersøke. Ved geotekniske undersøkelser er det vanlig å sette øvre grense ved 20 mm diameter. **Jordforskere** bestemmer ofte kornfordelingen for materialet finere enn 2 mm. Man antar at de grovere fraksjonene er av liten betydning for bl.a. tilgangen på plantenæringsemner. Fig.4.9 viser hvorledes kornfordelingsdiagrammet endrer form når man fjerner de groveste fraksjonene. Histogrammet til venstre viser den totale kornfordeling for en moreneprøve, mens de to til høyre viser geoteknikerens og jordforskerens histogram for den samme prøven. Det er viktig huske på dette, slik at man f.eks. ikke beregner mediandiameter og sortering fra jordforskerens data og deretter glemmer at prøven kan inneholde grovere materiale.

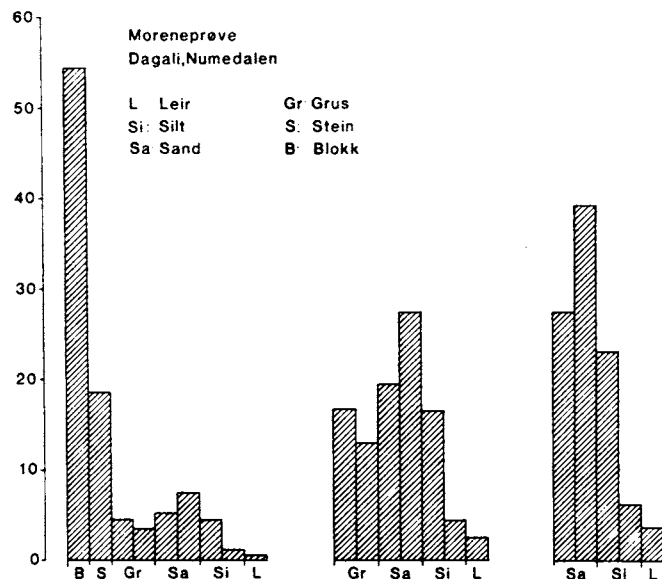


Fig. 4.9. Histogram som viser kornfordeling for samme sediment (morene) med forskjellige øvre grenser for analysene.

#### PETROGRAFISK, MINERALOGISK OG KJEMISK SAMMENSETNING.

Kvartære sedimenter i Norge kan betegnes som umodne. De er stort sett dannet i et kjølig klima fra en lite forvitret berggrunn. De har gjennomgående hatt kort transport og er lite preget av forvitningsprosesser (med unntak av det øverste jordlaget).

Morener og andre stedege jordarter er tydelig preget av berggrunnsgeologien i det området de er dannet selv om istransporten kan ha flyttet og blandet materialet noe. Andre jordartstyper er også preget av at de er dannet fra uforvitret berggrunn selv om f.eks. transport i en elv har fraktet materialet ut av sitt opprinnelige dannelsesområde. Sammensetningen er også avhengig av hvilke kornstørrelser man undersøker. Som eksempel til å illustrere sammenheng mellom kornstørrelse og mineralogi er valgt en moreneprøve fra et område med prekambrisk berggrunn (Fig.4.10). Ved hjelp av sikte- og slemmeanalyse ble prøven delt i en rekke fraksjoner, og ved hjelp av forskjellige kjemiske og mineralogiske undersøkelser ble sammensetningen for hver fraksjon bestemt. Bergartsfragmenter finnes hovedsaklig som korn med diameter større enn 1/4 mm. Under denne størrelsen dominerer monomineralske korn. De viktigste mineralene i sand- og grovsilt- fraksjonene er kvarts, kalifeltspat og plagioklas. Kvarts ( $\text{SiO}_2$ ) har et tydelig maksimum i mellomsand og finsand fraksjonene. Det skyldes hovedsaklig at mengden med bergartsfragmenter avtar og innhold av monomineralske korn øker ved avtagende kornstørrelse. De to feltspatene (Kalifeltspat  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$  og Plagioklas  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  -  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ) utgjør mindre mengder, men har omtrent samme fordeling som kvarts.

Med avtagende kornstørrelse (silt og leir) øker mengden med sjiktsilikater (glimmer og kloritt) mens innholdet av tektsilikater avtar.

En siltholdig leire inneholder hovedsaklig partikler med diameter mindre enn 2 µm samt endel siltpartikler. Den vil derfor inneholde hovedsaklig illitt (finkornet glimmer) og kloritt, samt mindre mengder med kvarts og feltspat. En velsortert sandavsetning vil derimot inneholde mest kvarts og feltspat og kun mindre mengder sjiktsilikater. I tillegg finner vi normalt små mengder av andre mineraler som amfibol, pyroksen, kalkspat, m.m.

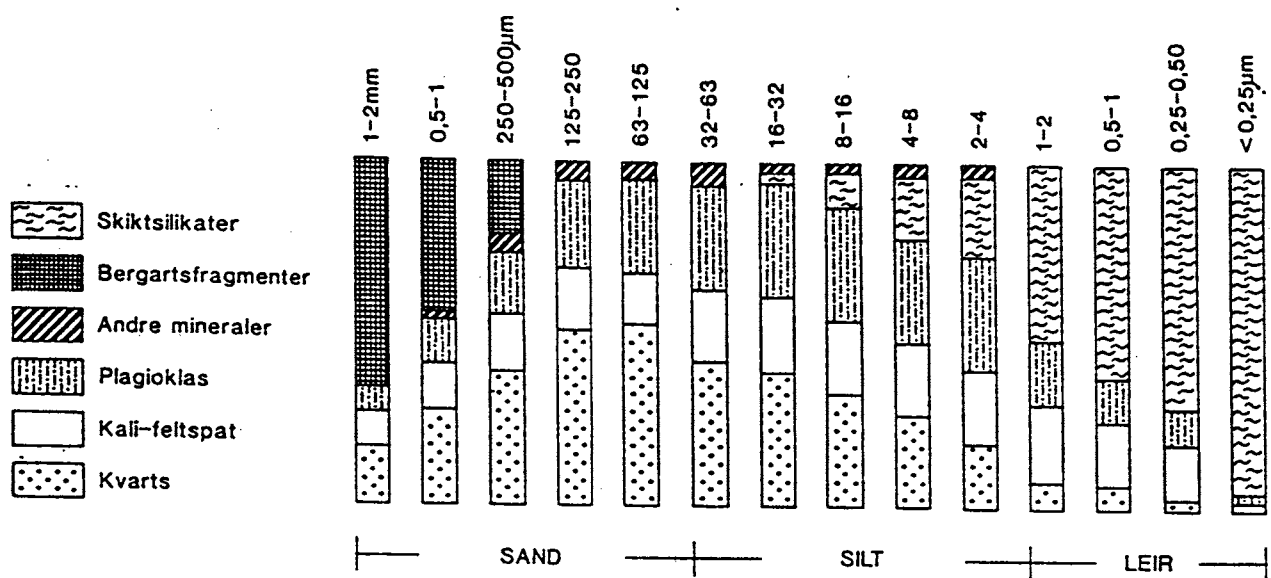


Fig. 4.10. Sammensetning av forskjellige fraksjoner i en morene fra et område med prekambrisk berggrunn.

De tre viktigste sjiktsilikatene i våre kvartære avsetninger er muskovitt, biotitt og kloritt. Mineralenes sammensetning er:

Muskovitt  $K(\text{Al,Fe})_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$  Dioktaedrisk

Biotitt  $K(\text{Mg,Fe})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$  Trioktaedrisk

Kloritt  $\text{Si}_{4-x}(\text{AlFe}^{3+})_{2x}(\text{Mg,Fe}^{2+})_{6-x}\text{O}_{10}(\text{OH})_8$

### Kornfordelingens betydning for andre egenskaper.

Forskjellige fysikalsk/kjemiske egenskaper skyldes sedimentenes variasjoner i kornfordeling og mineralogi. Et eksempel på dette er illustrert i Fig.4.11. En marin leire ble fraksjonert i seks fraksjoner. Øverste histogram (A) viser den spesifikke overflate i  $\text{m}^2\text{g}^{-1}$  for hver fraksjon. Det fineste leirmaterialet ( $<0,2 \mu\text{m}$ ) har en spesifikk overflate på 230

$\text{m}^2\text{g}^{-1}$ . Selv om vektmessig andel av denne fraksjonen kun utgjør 5 % av den totale prøve, så er nesten 60 % av prøvens totale overflate i denne fraksjonen.

De tre groveste fraksjonene (fin, middels og grov silt utgjør til sammen 86 vekt-%, men fordi disse fraksjonene har små spesifikke overflater, utgjør de kun 25% av prøvens totale overflate.

Det er umiddelbart klart at en rekke viktige overflateavhengige egenskaper som katjonbyttekapasitet, plastisitet, vannbinding m.m. er sterkt influert av de fineste fraksjonene. Tilsvarende undersøkelser av leir og siltfraksjonene i en morene viste at dette sedimentet inneholder svært lite materiale finere enn  $0,2 \mu\text{m}$  og den fineste fraksjonen som her er undersøkt ( $< 2\mu\text{m}$ ) har spesifikk overflate på  $27 \text{m}^2\text{g}^{-1}$ .

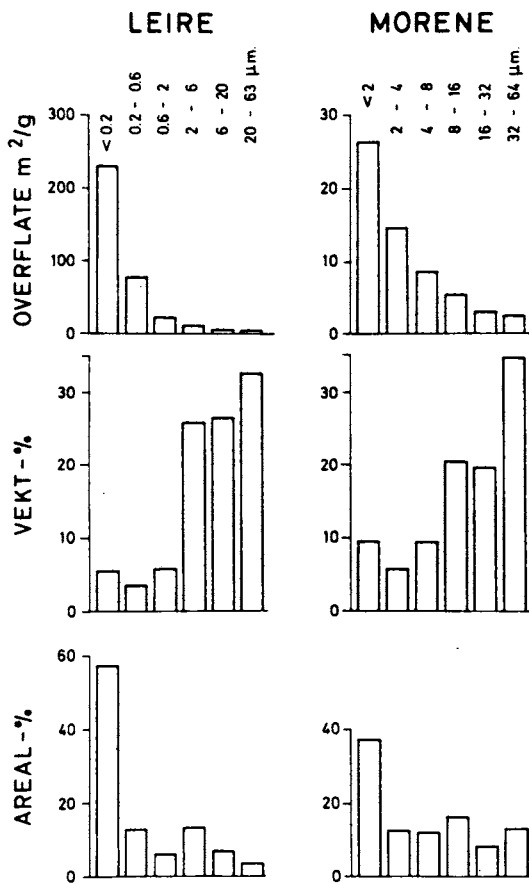


Fig. 4.11. Sammenheng mellom spesifikk overflate ( $\text{m}^2 \text{g}^{-1}$ ) for de enkelte fraksjoner (A), kornfordeling (B) og %-messig andel overflate for de enkelte fraksjoner.

Selv om den spesifikke overflate avtar så øker mengden materiale med økende kornstørrelse. Alle finfraksjonene har derfor betydning for morenas fysikalsk-kjemiske egenskaper og næringsinnhold.

### AVSETNINGSMILJØ - KORNFORDELING - MINERALOGI - GEOKJEMI.

Nederst på Fig. 4.12 er vist skjematisk oppbygning av et breelvdelta. Grovt sett kan sedimentene deles i det materialet som ble transportert langs bunnenen, og ble avsatt nærmest land, og de sedimenter som ble transportert i suspensjon, og avsatt i havbassenget utenfor deltaet.

Sedimenter som er avsatt nærmest elveutløpet er grovere enn de som er avsatt lenger ute på deltaflaten. De suspensjonstransporterte sedimentene vil også bli finere med økende avstand fra tilførselsstedet. De kumulative kornfordelingskurvene viser hvordan kornfordelingen endres som følge av sedimentasjonsmiljøet.

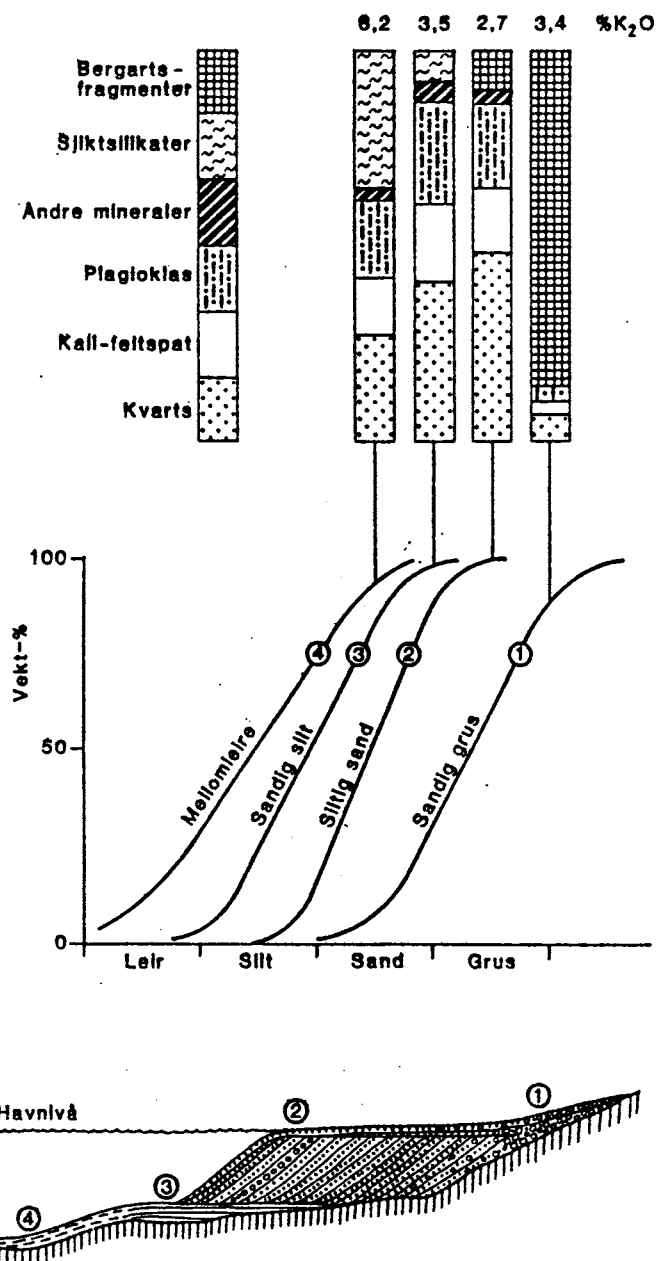


Fig. 4.12 Sammenheng mellom avsetningsmiljø og kornfordeling, samt mineralogisk og geokjemisk sammensetning.

På figuren er også vist at prøvenes totale mineralogiske sammensetning endres samtidig med endring i kornfordeling. Variasjonen av  $K_2O$  er vist som et eksempel på hvordan den kjemiske sammensetning varierer med kornstørrelse (som en følge av de mineralogiske endringene).

### Kornform.

Formen på stein, grus og finere partikler vil ofte fortelle noe om et sediments dannelses- måte. Den vanligste bruken er å skille vanntransportert materiale fra materiale som har vært transportert på annen måte. Spesielt ved feltarbeide er dette et viktig trekk for å skille mellom f.eks breelvmateriale (rundet) og morene (kantet).

Det er vanlig skille mellom:

1. **Rundhet**, som skyldes slitasje eller nedtøring p.g.a. transport eller forvitring.
2. **Sfærisitet**, som er kornenes opprinnelige form, uavhengig av rundhet.

Graden av rundhet vil være sterkt influert av begartenes og mineralenes hardhet, skifrihet, partikkelstørrelse samt **transportlengde**. Bestemmelse av rundhet kan gjøres på mange måter, men de fleste metoder hvor målinger på materialet er påkrevet blir svært tidkrevende. De fleste benytter derfor en enkel inndeling der en skiller mellom kantet, kantrundet, delvis rundet, rundet og godt rundet materiale (Fig.4.13 fra A til E). A er et materiale hvor det er meget små tegn til slitasje, slik at kanter og hjørner er skarpe. Det er en gradvis overgang til E, hvor ingen av de opprinnelige hjørner, kanter eller flater er bevart, slik at hele overflaten består av jevne kurver.

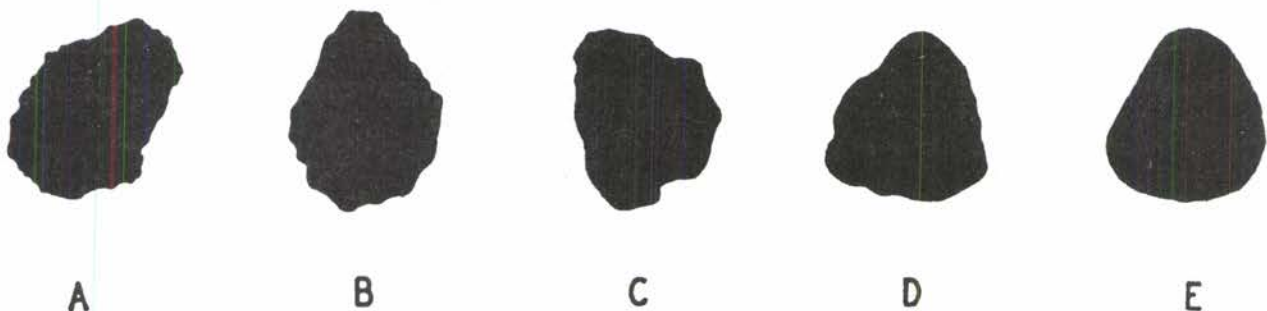


Fig.4.13. Diagram for visuell bestemmelse av partiklers rundhet. (Pettijohn, 1957).

Selv relativt kort transport i elv vil sette sitt preg på materialet. I Fig.4.14 er vist fordelingen på rundhetsklasser for et morenemateriale og materiale fra et breelvdelta. Grov grus (2-4 cm) i deltaet stammer fra det undersøkte morenematerialet, og har gjennomgående hatt en kort fluvial transport (fra noen hundrede meter til noen kilometer). Det er tydelig at breelvmaterialet er mye bedre rundet enn morenematerialet.

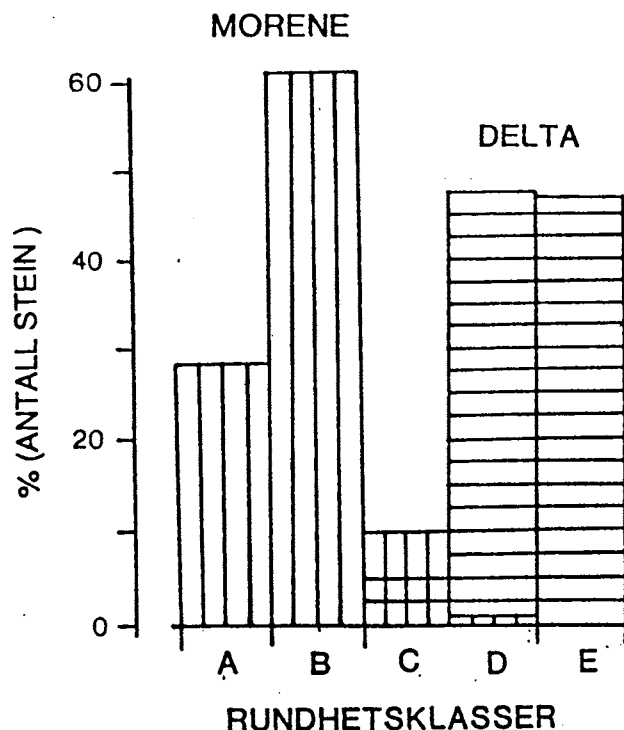


Fig. 4.14. Rundhet for grov grus fra morene og fra korttransportert breelv-materiale. Breelvmaterialet stammer fra den undersøkte morena.

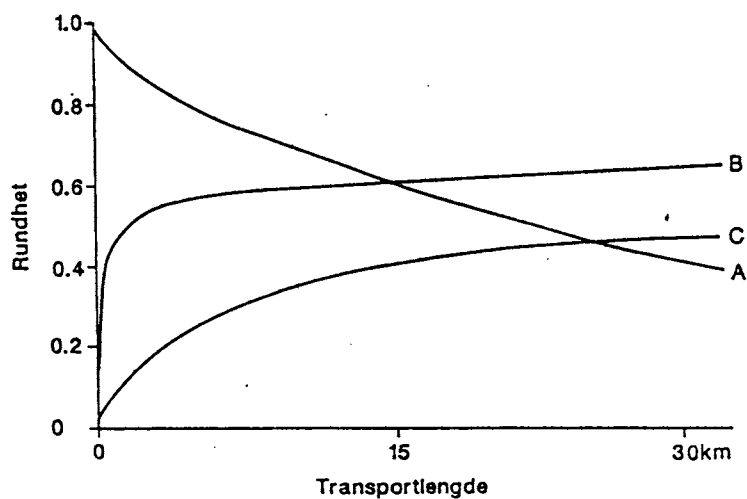


Fig. 4.15 Partikkelstørrelse (A) og rundhet (B) for kalkstein og rundhet for flint (C) som funksjon av transportlengden.

Partikkelstørrelsen har stor betydning for rundhet ved at store partikler, når de transporteres, slites raskere enn små partikler. Nedslitingen kan beskrives med følgende formel:

$$dV/V = k_b * l$$



$dV$  er vektendring i løpet av transportlengde  $l$ , mens  $V$  er partikkelens opprinnelige vekt og  $k_p$  er en konstant. Dette innebærer at store partikler vil slites raskere enn små, samtidig med at det produseres mye finkornig materiale. Konstanten  $k_p$  varierer med bergartstype (Fig. 4.15). En umetamorf leirholdig kalkstein vil slites ned betydelig raskere enn flint. Slitasjen er også en funksjon av vannføring, elvebunnens bekledning (steinbunn, leirbunn) og helning.

Ofte kan rundhet være en arv fra tidligere geologisk historie. Et enkelt eksempel er en morene dannet fra breelvmateriale. Under en isavsmeltningsperiode blir det ofte avsatt store mengder breelvmateriale foran brefronten. En mindre framrykning kan føre til at dette materialet blir innarbeidet i en morene og rundheten på steinmaterialet er da en "arv" fra breelv-perioden.

Kvarts har en høy hardhet og stor motstandsevne mot mekanisk nedslitning og kjemisk forvitring. Et materiale som gjennomgår flere omganger med forvitring, erosjons, transport og sedimentasjon vil gradvis få et økende innhold av kvarts i de grove fraksjonene mens andre mineraler anrikes i finere fraksjoner eller løses opp. Dette er delvis forklaringen på at våre kvartære leirer har et høyt innhold av illitt og kloritt.

Vindtransportert materiale som finnes i ørkenstrøk vil ofte ha en høy grad av rundhet. Dyne-sand i Norge inneholder normalt lite rundet materiale, noe som skyldes at materialet gjennomgående er korttransportert. Ofte har sanden beveget seg fra strandsonen til en dyne like innenfor. Til tross for at denne transporten har gitt et meget velsortert materiale er det vanskelig å fastlegge den eoliske karakter ut fra rundhet.

### **Orientering.**

Den romlige orientering av (store) partikler i et sediment kalles på engelsk "fabric" (mønster), et ord som også benyttes delvis av norske geologer. For at man skal kunne snakke om orientering av mineralkorn eller bergartsfragmenter, må disse ha en form som avviker fra kulen eller terningen. Man må kunne definere akser hvor det er mulig å bestemme den romlige orientering (vanligvis med kompass og klinometer for store fragmenter). Lengste akse (a), midlere akse (b) og korteste akse (c) bør defineres vinkelrett i forhold til hverandre, men aksene må ikke nødvendigvis skjære hverandre i samme punkt.

En skiller mellom den primære orientering som partiklene får under avsetningen av jordarten og sekundær orientering som er påført jordarten etter avsetningen, ved utglidninger, belastninger, frost o.l.

Orienteringen kan være helt tilfeldig, dvs. aksene peker i alle retninger (isotrop fabric), eller en/flere av aksene har en foretrukket retning (anisotrop fabric). Teoretiske betrakt-

ninger (hydrodynamikk o.a.) og et stort observasjonsmateriale (målinger i forskjellige jordarter), har vist at spesielle transportmåter og avsetning gir en karakteristisk partikkelorientering. Vår kunnskap om de fysiske forhold under avsetningen av forskjellige jordarter er fortsatt mangelfull. Grunnlaget for å tolke et spesielt orienteringsmønster som resultat av en bestemt prosess er derfor ikke alltid til stede. Orienteringsmønsteret vil være avhengig av partiklens form. Elipsoide-formede eller stenglige korn vil enten skli med lengste akse parallellt med bevegelsesretningen eller rulle med lengste akse vinkelrett på bevegelsesretningen.

I bunnmorener vil som regel lengste akse orientere seg parallellt med isbevegelsesretningen. I områder hvor man ikke har andre muligheter for å klarlegge isbevegelsen, kan en orienteringsanalyse være til stor hjelp.

I et steinete elveløp vil det ofte dannes et spesielt orienteringsmønster som kalles imbrikasjon (takstein-mønster), Fig.4.16. Dette mønsteret synes å være typisk for vanntransportert materiale og brukes som kjennemerke for vanntransport i en jordart hvor avsetningsmekanismen er usikker, f.eks. til å skille mellom utsklidd materiale og korttransportert breenmateriale. Partikkelorienteringen kan ha betydning for andre egenskaper, som pakning og porøsitet.

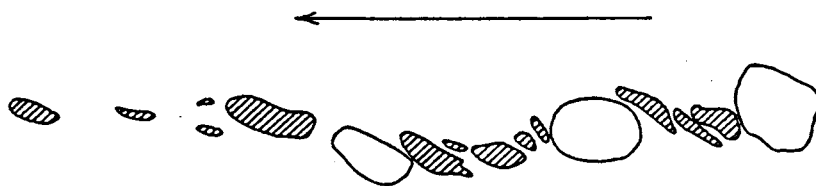


Fig.4.16 Imbrikasjon av stener i en elv. Pilen viser transportretningen (etter Bjørlykke 1969).

### **Pakning og porøsitet.**

Pakningen av partiklene i et sediment er av stor betydning for en rekke andre egenskaper som f.eks. sedimentets porøsitet. Porøsitet er definert som forholdet mellom porevolum og totalvolum. Fig. 4.17 viser pakning av like store kuler i løseste og tetteste pakning. Dette kjente eksempelet illustrerer sammenhengen mellom pakningsgrad og porøsitet for velsorterte sedimenter. Velsorterte sandavsetninger (elveavsetninger) har ofte en porøsitet nær det som er typisk for løseste pakning. Det betyr f.eks. at et vannmettet sediment inneholder 400-500 l vann i hver  $m^3$ .

I et sediment med dårligere sortering kan vi ofte skille mellom skjellett-korn og fyllkorn (matriks). Fig.4.18 viser 3 typer av konglomerat. I type A ligger gruspartiklene i direkte kontakt uten fyllkorn mellom. I type B er porerommene mellom skjellett-kornene fylt med

matriks, mens i type C ligger gruspartiklene uten innbyrdes kontakt. Dette illustrerer hvordan sortering påvirker pakningsgrad og porøsitet.

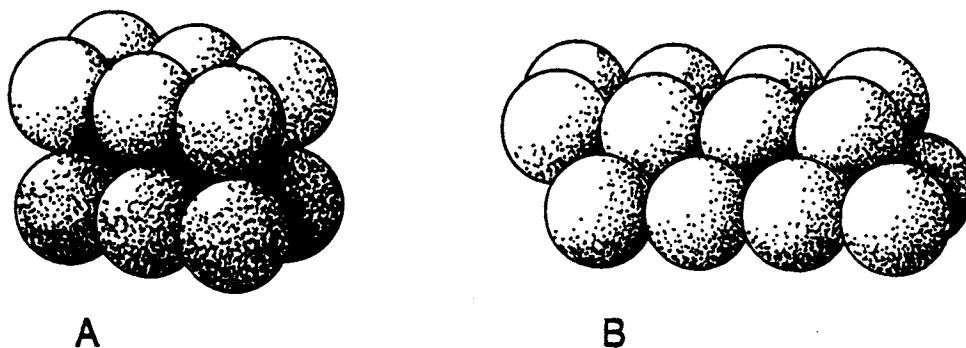


Fig.4.17. Like store kuler pakket i løseste pakning (A) har en porøsitet på 0.48 og den tetteste pakningen (B) har en porøsitet på 0.26.

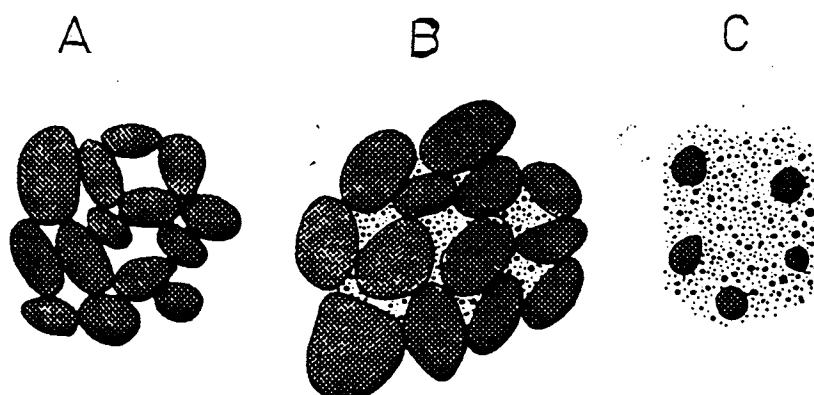


Fig.4.18. Tre typer av konglomerater. A: Åpen skjelettstruktur uten matriks. B: Skjelettstruktur med matriks. C: Spredte boller i matriks (Bjørlykke 1977).

Ofte brukes betegnelsen kornbåret struktur for typene A og B. I type B kan skjelettkorn og fyllkorn være avsatt på to forskjellige måter. De største partiklene fraktes langs bunnen i en elv eller i strandsonen, mens matriksmaterialet ble fraktet i suspensjon. De fineste partiklene kan enten være fanget opp og avsatt samtidig med og mellom gruspartiklene, eller de ble avsatt i en roligere periode (lavere vannføring eller mindre bølgeenergi). Resultatet er en bimodal avsetning.

Sedimentenes dannelsesmåte og senere historie er av betydning for **pakningsgraden**. Vekten av overliggende sediment er viktig. Når tykkelsen på de overliggende sedimentene øker så presses porevannet ut og såvel fasthet som pakningsgrad øker. Et viktig eksempel er morener og andre sedimenter som har båret vekten av isdekket under siste nedisning. Dårlig sortering, vekt av is og bevegelser i bresålen har ført til en tett pakning av våre avsetningsmorener (bunnmorener).

### Mineralkorn - vann - luft.

Jordarter som inneholder lite organisk materiale kan betraktes som et trefasesystem. Følgende enkle relasjoner gjelder for dette systemet:

$$V = V_l + V_g + V_s$$

V er totalt volum, mens  $V_l$ ,  $V_g$  og  $V_s$  er volum for vann, luft og faste partikler. Porøsitet (n) er tidligere (se pakning) definert som forholdet mellom porevolum og totalvolum, mens poretallet (e) er definert som forholdet mellom porevolum og volum av faste partikler:

$$n = (V_l + V_g)/V$$
$$e = (V_l + V_g)/V_s$$

For et kubisk pakningsarrangement (løseste pakning) av like store kuler med radius r er porøsiteten gitt ved:

$$n = (8r^3 - 4/3 \pi r^3)/8r^3 = 0,48$$

Poretallet for dette pakningsarrangementet  $e = 0,91$ . For den tetteste pakning (Fig.4.17) er  $n = 0,26$  og  $e = 0,35$ .

### Vanninnhold.

Total vekt (W) er vekt av vann og vekt av faste partikler:

$$W = W_l + W_s$$

Jordforskere beregner prøvens vanninnhold med følgende formel:

$$WI = (W_l/W) \times 100$$

mens geoteknikere og sivilingeniører ofte benytter en annen beregningsmåte:

$$WII = (W_l/W_s) \times 100$$

Det siste alternativet hvor vanninnholdet beregnes ved hjelp av vektforholdet (vann/faste partikler) kan for prøver med et høyt vanninnhold, f.eks. svelleleirer, gi et vanninnhold på over hundre prosent.

En prøves **metningsgrad** (S) er gitt ved volumforholdet (veske/veske+luft):

$$S = V_l/(V_l + V_g) \times 100$$

slik at fullstendig vannmettede prøver har en metningsgrad på 100 %.

Prøvens romvekt ( $\gamma$ ) er gitt ved:  $\gamma = W/V$

Prøvens tørre romvekt ( $\gamma_d$ ) er gitt ved:  $\gamma_d = W_s/V$

Verdien for  $\gamma_d$  er et uttrykk for pakningsgraden av prøvens faste partikler.

### Permeabilitet.

Permeabilitetsbestemmelser utføres enten i felt eller i laboratoriet. Feltforsøk utføres når det er et problem å frakte uforstyrrede prøver fra felt til laboratoriet samt å gjennomføre målingene uten at prøvenes egenskaper endres. Ved bestemmelser i laboratoriet benyttes et oppsett som vist på Fig.4.19. En homogen jordprøve (D) med lengde  $l$  og tverrsnitt  $A$  er montert mellom to meget porøse filtre (F). Vann tilføres **kontinuerlig** gjennom inntak C, og på denne måten holdes en konstant hydraulisk gradient  $i$ :

$$(i = h/l).$$

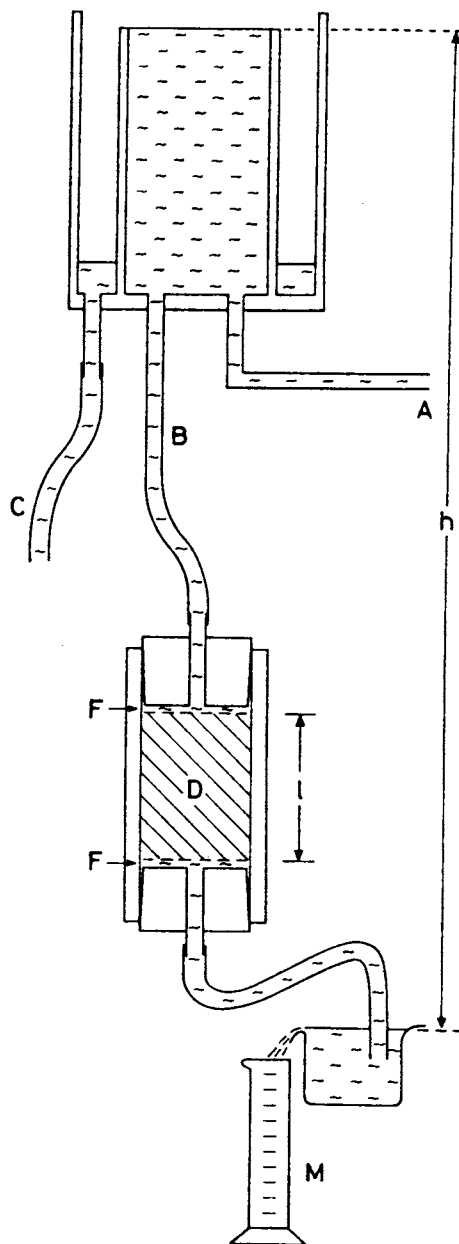


Fig. 4.19. Utstyr for bestemmelse av permeabilitet i jord.

Den vannmengde (Q) som i løpet av en tidsenhet strømmer gjennom prøven er gitt ved følgende ligning (Darcy 1856):

$$Q = k * A * h/l$$

Q: gjennomstrømningshastighet (m<sup>3</sup>/sek.). h: vannsøylens høyde, "overtrykket" (m).  
 l: jordprøvens lengde (m). A: permeabilitetssylinderens tverrsnitt (m<sup>2</sup>).  
 k: permeabilitetskoeffisienten (m/sek.).

Filterhastigheten (V) og gradienten (i) er definert ved:

$$V = Q/A \quad \text{og} \quad i = h/l$$

og Darcys lov kan da forenkles til:  $V = k * i$

Permeabilitetskoeffisienten er en konstant som er karakteristisk for den undersøkte prøve (og veskefasen). Den er bestemt av kornfordeling (partikkelstørrelse og sortering), porøsitet og pakning. Temperaturen er av betydning for veskefasen, da f.eks. vann ved 7°C har ca 40% høyere viskositet enn ved 20°C.

Like viktig som porøsiteten er porestørrelsen. Dette kan illustreres med Poiseuilles ligning for strømning av vann i tynne rør.

$$Q = (\gamma r^4 \nabla P) / 8 l \mu$$

$\nabla P$  er trykkdifferensen (dyne/cm<sup>2</sup>) mellom rørets endeflater,  $\mu$  er viskositet (dyne-sek/cm<sup>2</sup>)  
 l = rørets lengde (cm) og r er radius (cm). (Fig. 4.21). Gjennomstrømningshastigheten er proporsjonal med 4. potens av "effektiv" diameter. Det er først og fremst størrelsen på "effektiv porediameter" som bestemmer permeabiliteten i våre jordarter, hvor typiske verdier for permeabilitetskoeffisienten kan være:

sand:  $k = 10^{-5}$  m/sek    marin leire:  $k = 10^{-11}$  m/sek

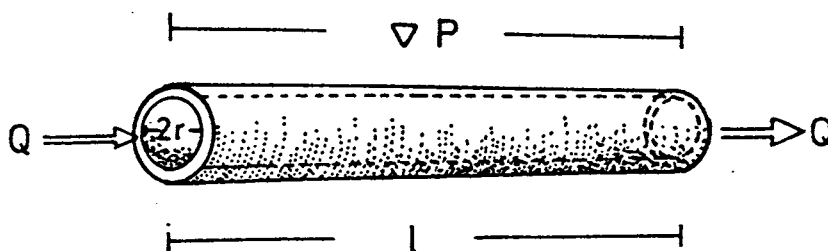


Fig. 4.20. Illustrasjon av strømning i kapillære rør (Poiseuilles likning).

Det er viktig å merke seg at selv om våre marine leirer har en høy porøsitet, så har de på grunn av sine små porer en meget lav permeabilitet. Våre breelavsetninger, som ofte består av grus, sandig grus eller sand har høy porøsitet og permeabilitet. Morener vil p.g.a. pakningen ha en lav porøsitet og relativt lav permeabilitet. I mange jordarter utvikles kanaler og sprekkesystemer med høy permeabilitet.

Vi kan skille mellom homogene sedimenter, hvor permeabiliteten er den samme i alle retninger, og lagdelte sedimenter hvor permeabiliteten varierer med retning.

For strømning parallelt med lagdelingen gjelder Fig. 4.21):

$$V_A = k_A * i \text{ og } V_B = k_B * i$$

og gjennomstrømningen er bestemt av de mest permeable lagene, mens for strømning loddrett på lagdelingen er gjennomstrømningshastigheten bestemt av de minst permeable lagene. Hvis vi har 2 mm leire med en permeabilitetskoeffisient på  $10^{-10} \text{ m s}^{-1}$  som ligger mellom to sandlag som begge er 10 m tykke og har en k-verdi på  $10^{-4} \text{ m s}^{-1}$ , så vil dette føre til at 99% av den hydrauliske gradient benyttes til å overvinne strømningsmotstanden gjennom leirlaget. Permeabilitetsbestemmelser utført på omrørte prøver er derfor av liten verdi hvis det opprinnelige materialet var lagdelt (f.eks. vekslende lag med siltig leire og siltig sand).

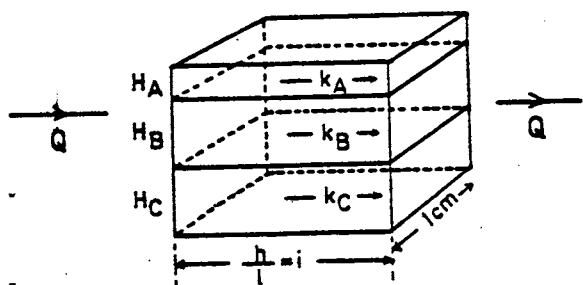


Fig. 4.21. Strømning i lagdelte avsetninger.

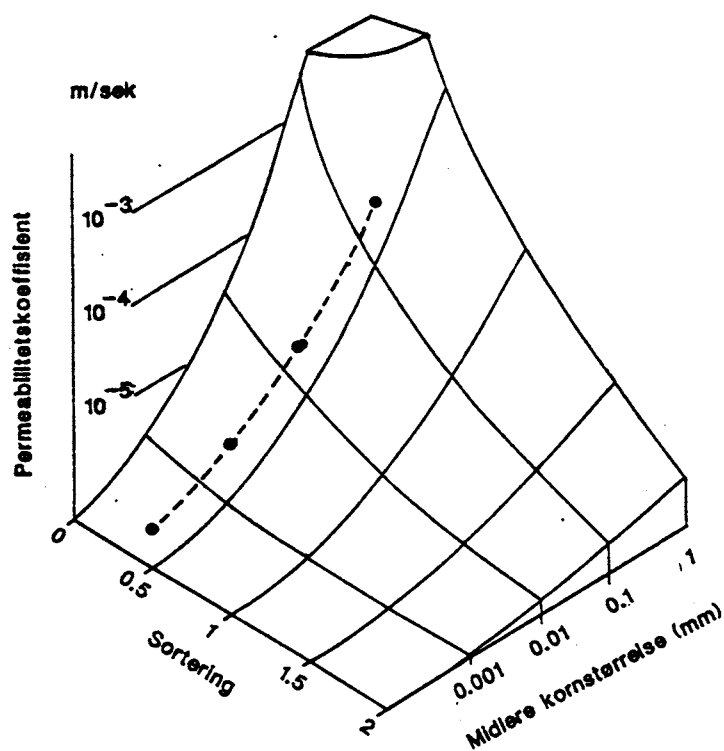


Fig. 4.22. Sammenheng mellom kornfordelingsparametre og permeabilitet.

Som påpekt vil dannelsesmåte (geologisk historie), kornfordeling og pakningsgrad influere på en prøves lagdeling, porøsitet og porestørrelser. Det er derfor svært vanskelig å finne en fundamental eller en avledet egenskap som kan benyttes til å anslå en prøves permeabilitet. For **homogene** og **løst lagrede** sedimenter (som en del av våre elveavsetninger) er det mulig å finne en sammenheng mellom kornfordelingsparametre (midlere korndiameter og sortering) og prøvens permeabilitet (Fig.4.22).

### Kapillaritet.

Kapillaritet er en avledet egenskap som stort sett er avhengig av de samme sedimentegenskaper som permeabiliteten.

Kapillaritet gjør det mulig for en jordart å "holde" vann over grunnvannsnivået. For kapillarer av glass med en indre radius  $r$  (cm) vil en væske med densitet  $\gamma$  ( $\text{g/cm}^3$ ), som fukter veggen fullstendig, stige til en høyde  $h$  (cm) over fritt vannivå som er bestemt ved:

$$h = 2\mu/r\gamma$$

$\mu$  er væskens overflatespenning ( $\text{dyn/cm}$ ), og  $g$  er tyngdens aksellerasjon ( $981 \text{ cm/sek}^{-2}$ ).

I et rør med en indre diameter på 0,02 mm vil vann stige til høyden:

$$h = (2 \times 75)/(0,001 \times 1 \times 981 = 153 \text{ cm.}$$

I en normal jordart vil det være svært mange forskjellige porestørrelser, og det finnes derfor ikke en bestemt verdi for den kapillære stighøyde.

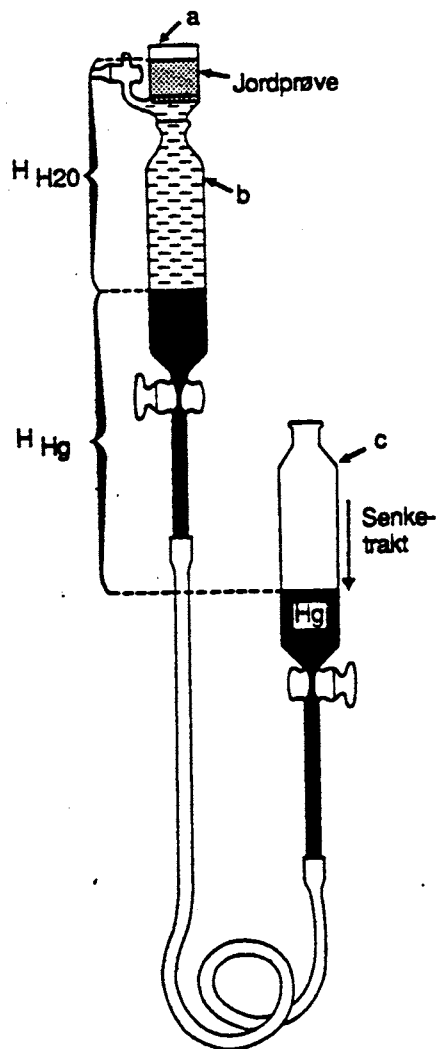


Fig. 4.23 Beskow's kapillarimeter.

I våre kvartære leirer kan vi ha en kapillær stighøyde på over 10 m mens den er ubetydelig for velsorterte sandavsetninger.

Fig. 4.23 viser et kapillarimeter som benyttes til bestemmelse av den kapillære stighøyde i naturlige jordarter. Jordprøven monteres på toppen av trakten a. Det er viktig at prøven slutter tett inntil veggen slik at det ikke kan dannes lekkasje langs sylinderveggen. Trakten c og nedre del av b er fyllt med kvikksølv, mens øvre del av b (i kontakt med prøven) er fyllt med vann. Ved starten av forsøket er jordprøven fullstendig vannmettet og det ligger



et tynt vannlag på prøvens overflate. Når trakten c senkes nedover skapes et sug i porevannet. Trakten c senkes i små steg samtidig med at man observerer prøvens overflate. Først suges "overskuddsvannet" inn i prøven. Så lenge kapillærkreftene i porevannet er større enn suget under prøven forblir prøven mettet. Vi ser dette ved at prøvens overflate er skinnende (vannmettet). Idet suget overskrider de kapillære kreftene får vi et luftgjennombrudd og noe av porevannet suges ut av prøven (overflaten blir matt). Jordartens kapillaritet eller kapillære stighøyde er (Fig. 4.23):

$$h = H_{Hg} \times 13,6 + H_{H_2O}$$

Metningsgraden i en jordart vil være bestemt av såvel jordartens egenskaper som høyden over grunnvannsnivået (kapillært sug). Fig. 4.24 viser hvor høyt vannet stiger i tørre jordarter med forskjellig kornstørrelse i løpet av ett døgn og 100 døgn. Av figuren framgår at mellomsand har en maksimal kapillær stighøyde på ca 15 cm og p.g.a. stor permeabilitet stiger vannet fra grunnvannsoverflaten og nesten til denne høyden i løpet av et døgn. I de mer finkornede jordartene fører lavere permeabilitet til at det tar lang tid å nå maksimal kapillær stighøyde. Kombinasjonen av relativt høy kapillaritet og permeabilitet fører til at grov-mellom silt er de mest telefarlige jordartene ved at store vannmengder trekkes fra grunnvannet og opp i frostsone hvor det dannes islinser. De grovere jordartene har liten kapillær stighøyde, mens de finere jordartene har lav permeabilitet og vannet stiger meget sakte.

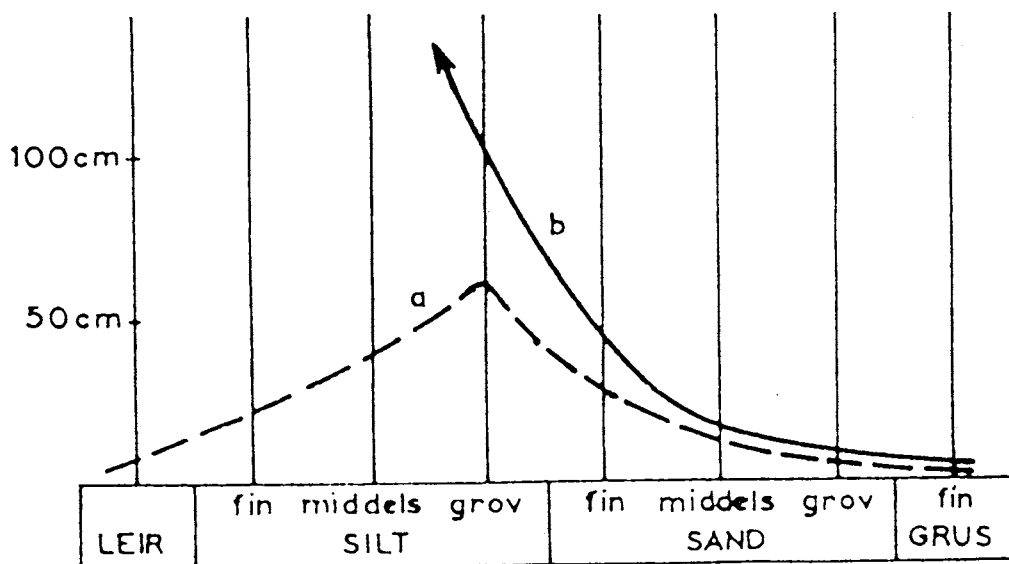


Fig. 4.26. Diagrammet viser den kapillære stighøyde i enskornede og forholdsvis tett-pakkede jordarter. Den stiplede linjen viser hvor høyt vannet stiger i en tørr jordart i løpet av et døgn, og den fullt opptrukne linjen etter 100 døgn (G. Beskow).

## KAPITTEL 5 STRATIGRAFI OG ALDER.

### STRATIGRAFI

Ved kvartærgeologiske undersøkelser fastlegges hvilke typer avsetninger som finnes i et område, og man forsøker ved hjelp av disse å rekonstruere områdets geologiske utvikling. Det er viktig å klarlegge **hvordan** og **når** de forskjellige avsetningene ble dannet.

Kvartære avsetninger kan, i likhet med sedimentære bergarter, betraktes som lag. Lagene skilles fra hverandre enten på grunnlag av deres egenskaper, innhold av ulike fossiler eller på grunnlag av klare grenser mellom lagene. Et lag (en avsetningstype), som kan skilles ut på denne måten, betegnes en stratigrafisk enhet. En morene som ligger på fjell med leire over (Fig. 5.1) utgjør en klar stratigrafisk enhet.

Ved å organisere all informasjon, som er samlet inn med ulike metoder, på en systematisk måte kan man få bestemt lagrekkefølgen (relativ alder) for alle avsetningstyper. Denne stratigrafiske inndeling danner basis for de konklusjoner vi kan trekke om områdets utvikling og dannelsen av forskjellige jordarter.

Det enkleste og viktigste prinsipp for å fastsette avsetningenes relative alder ble formulert av dansken Nicolaus Steno allerede i 1669. Hans prinsipp er ganske enkelt: I en uforstyrret lagpakke vil en yngre avsetning ligge over en eldre.

Stratigrafi deles i 4 typer; lito-, bio-, morfo- (form-) og krono-(tids-) stratigrafi.

#### Litostratigrafi.

Ved litostratigrafiske undersøkelser benytter man avsetningenes sammensetning (litologisk sammensetning = bergartsmessig sammensetning). En avsetningstype som på grunnlag av sin sammensetning lett kan skilles i felt fra andre avsetningstyper vil utgjøre en litostratigrafisk enhet.

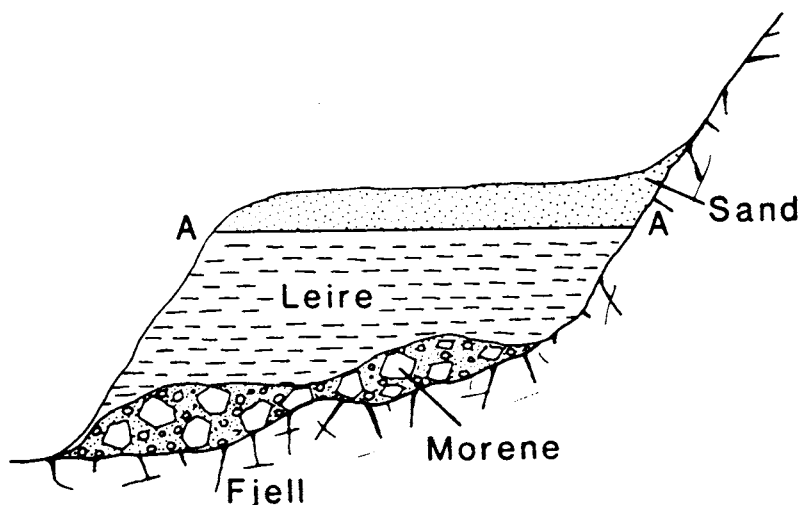


Fig. 5.1 Snitt gjennom fire litologiske enheter.

Et enkelt eksempel er illustrert i Fig.5.1. Under feltarbeidet vil man, på grunnlag av mekanisk sammensetning (kornfordeling) skille mellom de fire litologiske enhetene: fjell, morene, leire og sand. Allerede under feltarbeidet vil man forsøke å tolke avsetningsmiljøet for løsmassene:

1. Morene avsatt under en glacialperiode.
2. Leire (som inneholder skjell) er avsatt i havet etter isens tilbaketrekking.
3. Sand kan enten være dannet i strandsonen (under landhevning) eller avsatt i en elv som strømmet over området.

Det er viktig å merke seg at **grensene** mellom de litologiske enhetene kan representere lange tidsrom hvor det ikke var noen avsetning, eller hvor det var erosjon (hiatus/brudd).

### **Biostratigrafi.**

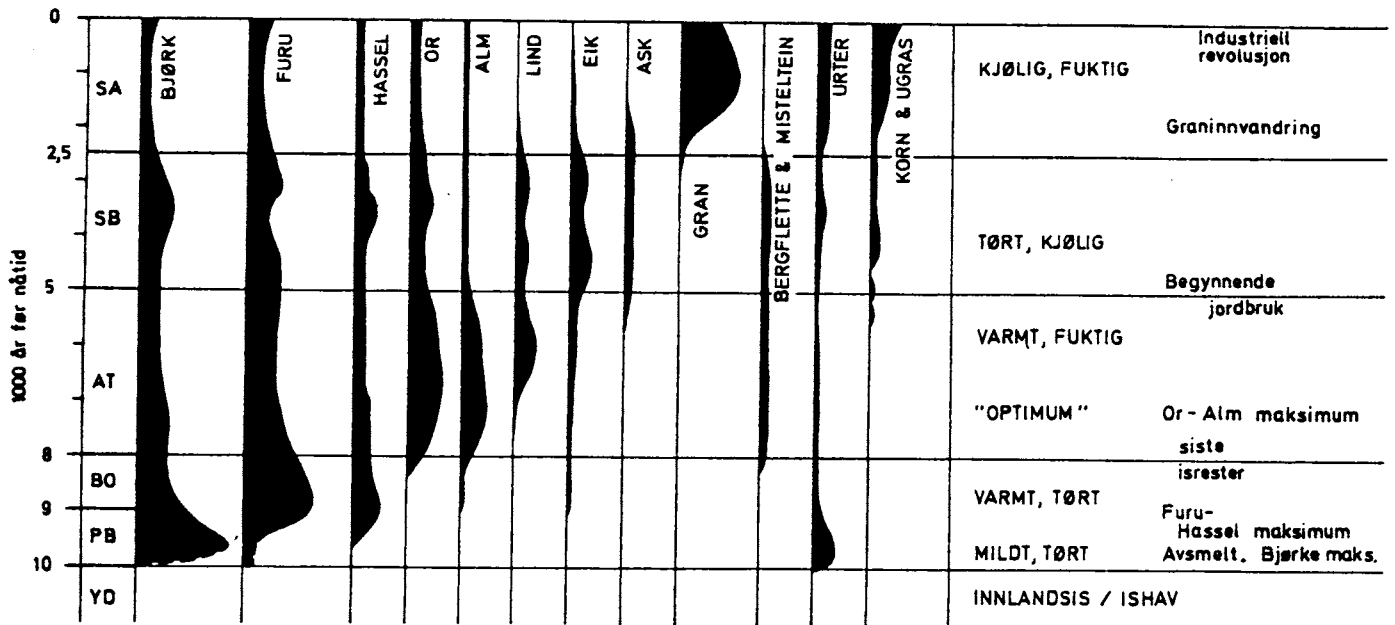
Ved biostratigrafiske studier i f.eks. Kambro-Siluriske avsetninger baserer man seg på at sedimenter som inneholder de samme fossiler er dannet omtrent samtidig, og at evolusjonen (utviklingen) har ført til at yngre eller eldre avsetninger har et annet fossilinnhold. Dette prinsipp er stort sett **ikke** brukbart når det gjelder kvartær stratigrafi. Det har i løpet av kvartærtiden vært liten eller ingen evolusjon, slik at vi finner de samme fossiler gjennom hele perioden (med unntak av noen få utdødde arter).

De faktorer som bestemmer en arts utbredelse er såvel geografiske som klimatiske og økologiske. I kvartære avsetninger vil variasjoner i fossilinnhold som oftest gjenspeile variasjoner i avsetningsmiljø og klima. Dette er et viktig poeng på grunn av klimasvingningenes betydning for den geologiske og biologiske utvikling gjennom kvartær tid.

Pollenkorn (blomsterstøv) varierer i utseende fra plante til plante. Pollen spres over store områder, og er svært motstandsdyktige, slik at de oppbevares i mange typer av kvartære avsetninger. Innholdet av pollen i de forskjellige lag i ei myr viser hvordan vegetasjonen på og rundt myra har endret seg over tid (Fig. 5.2).

Borkjernene som er analysert er fra myrer på Sørøstlandet og Sørvestlandet. Polleninnholdet gjenspeiler gradvise endringer i klima og miljø på Sørøstlandet etter at innlandsisen smeltet. Da isen trakk seg tilbake under klimaforbedringen i Preboreal (PB) innvandret først bjørka. Relativ mengde med furu økte sterkt i den etterfølgende tørre og varme Borealtiden (BO). Samtidig med dette var det en sterk spredning av hassel. Store mengder or og eikblandingsskog kom først i Atlantisk (AT) og Sub-boreal (SB) tid. Til slutt, i Sub-Atlantisk tid (SA), kom innvandringen av gran i Oslo-området. På grunn av forskjellig klimautvikling har vegetasjonsutviklingen på Sørvestlandet vært svært forskjellig fra utviklingen på Sørøstlandet. Blandt annet ser vi at grana "mangler" i dette området. På grunnlag av pollenanalysen kan man dele inn myra i biostratigrafiske enheter, f.eks.

## SØRØSTLANDET



## SØRVESTLANDET

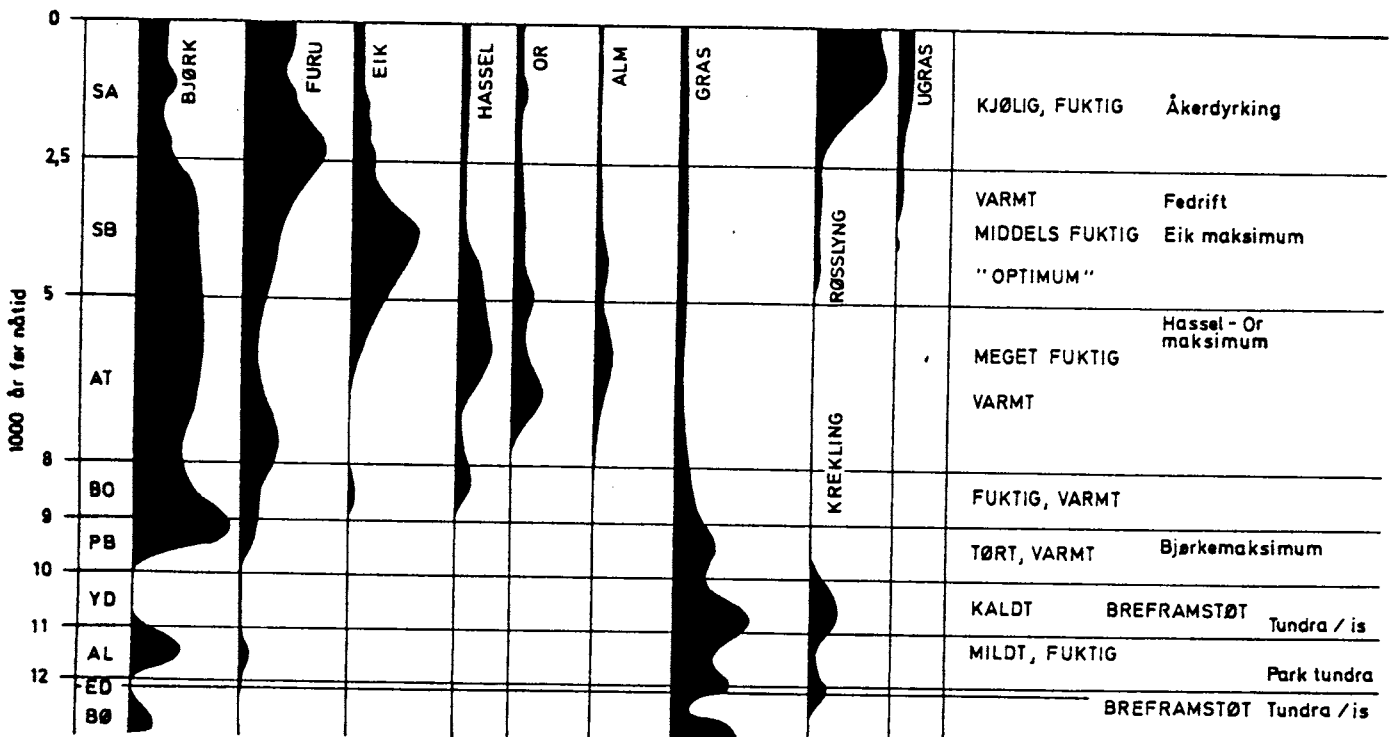


Fig. 5.2 Generaliserte pollendiagram fra Sørøstlandet og Sørvestlandet. Kronosoner (tidszoner) er angitt langs tidsaksen. Lokaliteten på Sørvestlandet ble isfri ca. 3000 år før lokaliteten på Sørøstlandet.

"gransonen" som da omfatter tiden etter granas innvandring og fram til idag, eller "bjørkesonen" som var umiddelbart etter isens tilbaketrekking. Vegetasjonsendringene

gjenspeiler endringer i miljø og klima på "myrlokaliteten" og innvandringshastigheten til de forskjellige plantene, men pollenanalysen sier ikke noe om når de klimatiske endringer fant sted.

En rekke steder i Norge og i Nordsjøen har vi tykke marine leirer som vanskelig kan skilles fra hverandre fordi den litologiske sammensetning er den samme. Leirene kan imidlertid inndeles i biostratigrafiske enheter på grunnlag av fossilinnholdet. Ofte benyttes foraminiferskall til en slik inndeling. Foraminiferer er encellede organismer med kalkskall (0,1-0,5 mm i diameter) som finnes i stort antall i de fleste marine leirer. Dyrene kan enten leve frittsvevende i vannmassene (pelagiske) eller på bunnen (bentoniske).

Foraminiferselskapet i en leirprøve gjenspeiler de økologiske forhold da leira ble avsatt. De viktigste faktorene for artssammensetningen er temperatur, saltholdighet, næringsinnhold, vanddyb, lysforhold, strømforhold, bunnforhold og slammengde i havvannet.

Fig. 5.3 viser inndelingen av en leirkjerne fra Oslo i 5 biostratigrafiske soner (enheter) C, D, E, F og G. Foraminiferene i sone D tilsvarer det man idag finner i fjorder med stor tilførsel av smeltevann, mens foraminiferene i sone E gjenspeiler et varmere havvann med høyere saltholdighet. Fossilene i sone G gjenspeiler grunne forhold da denne sonen ble avsatt.

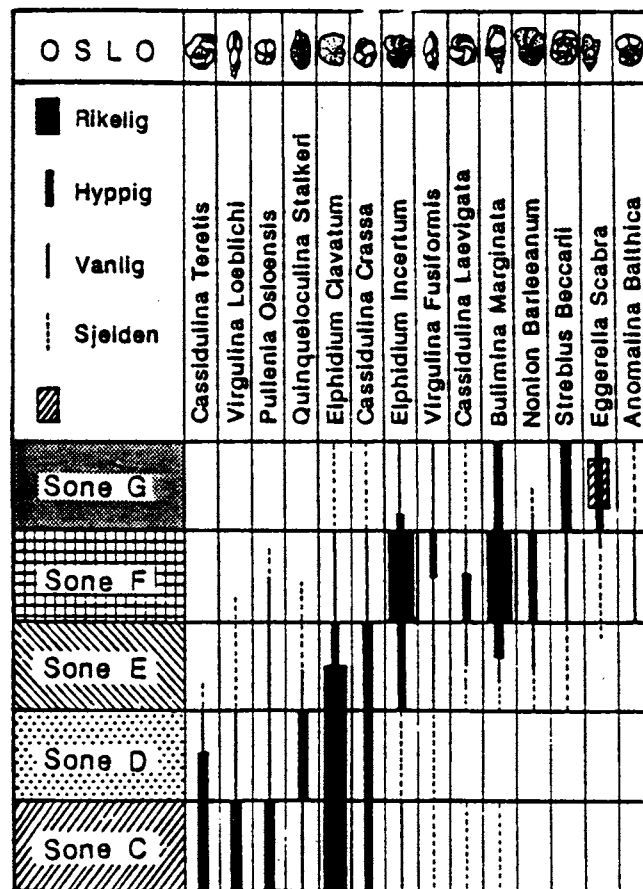


Fig. 5.3 Biostratigrafisk inndeling for senkvartære leirer i Oslofjord området. Stratigrafien er basert på 14 vanlige foraminiferarter. De eldste sonene (C og D) er av sen-glacial alder, mens de øvrige er postglasiale (etter Feyling-Hanssen, 1958).

### Kronostratigrafi.

I et kronostratigrafisk system skal grensene være tidssamtidige (synkroner). For tiden etter siste nedisning i Norge benytter man følgende kronostratigrafiske inndeling (Tabell 5.1). Alder og lengde for de 9 kronostratigrafiske enhetene (kronosonene) bestemmes med dateringer.

Tabell 5.1. Kronostratigrafisk inndeling for de siste 13 000 år.

0 - 2 500	Subatlantisk	(SA).
2 500 - 5 000	Subboreal	(SB).
5 000 - 8 000	Atlantisk	(AT).
8 000 - 9 000	Boreal	(BO).
9 000 - 10 000	Preboreal	(PB).
10 000 - 11 000	Yngere Dryas	(YD).
11 000 - 11 800	Allerød	(AL).
11 800 - 12 000	Eldre Dryas	(ED).
12 000 - 13 000	Bølling	(BØ).

Sedimenter med samme litologi kan være dannet til forskjellige tider, og forskjellige avsetningstyper kan være dannet på samme tid. Det siste tilfellet kan illustreres med Fig. 5.4. Figuren viser et delta av den typen som ofte ble dannet under isavsmeltingen i Norge (konstruktivt delta). Normalt deler vi en slik avsetning i 3 litologiske enheter, topplag (A), skrålag (B) og bunnlag (C). De skiller seg fra hverandre ved forskjeller i kornstørrelse og lagenes helning. Flaten markert med I er deltaets overflate ved et tidligere tidspunkt, og denne tidsflate skjærer gjennom litologiske enheter. Deltaets overflate idag representerer en ny tidsflate ( $t=0$ ), hvor man får avsatt samtidig de grove toppsedimentene, de noe finere skrålagene og de finkornige bunnlagene.

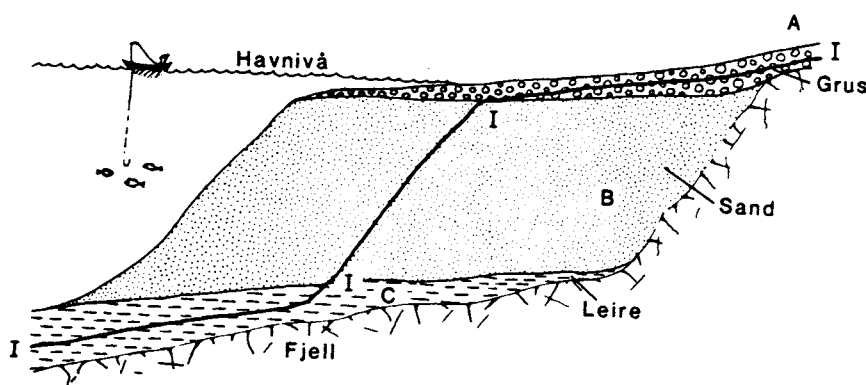


Fig. 5.4 Flaten merket I-I representerer deltaets overflate på et tidligere tidspunkt. Denne kronostratigrafiske flate (tidsflate) skjærer gjennom de forskjellige litologiske enheter.

### **Kronostratigrafi - Biostratigrafi - Litostratigrafi.**

Fig. 5.2 viser hvorledes vegetasjonen har endret seg på Østlandet fra isavsmeltingen og fram til idag. På grunnlag av disse endringene kan kjernen deles i biostratigrafiske soner, som kan benyttes til korrelasjon. Da isen trakk seg tilbake fulgte pionervegetasjonen etter. Man vil derfor kunne finne samme biostratigrafiske sone i bunnen av ei myr ved Lillehammer som ved Oslo ("Bjørkesonen"). Denne sonen viser at umiddelbart etter at isen forsvant var det like forhold på disse to lokalitetene. Men dette skjedde ikke samtidig. Sonen kan derfor ikke benyttes til kronostratigrafisk korrelasjon. Tvertimot er bjørkesonen ved Oslo ca 1000 år eldre enn samme sone i myrene ved Lillehammer.

Ved hjelp av  $^{14}\text{C}$ -dateringer kan man bestemme når de viktige klimaendringene fant sted. Kjernen fra Sørøstlandet er på grunnlag av dateringer delt inn i kronostratigrafiske soner. Bjørkesonen på denne lokaliteten faller hovedsakelig innenfor den preboreale (PB) kronosonen. Et pollendiagram fra Lillehammerområdet ville vist at bjørkesonen her tilhører den boreale kronosone.

Ofte vil sedimenter av samme litologiske type ha forskjellig alder. I Lågendalen syd for Kongsberg, finner man på en rekke steder at det ligger sandlag (elvesand) over marine leirer. Disse sandavsetningene er meget like, litologisk sett, og kan derfor defineres som en litologisk enhet. De eldste sandavsetningene ble dannet for 9000 år siden, mens dannelsen av yngre avsetninger har pågått fram til idag. Denne litologiske enhet (elvesand) strekker seg derfor over en rekke kronologiske soner. Som illustrert i Fig. 5.4 kan en tidsflate skjære gjennom litosoner, slik at litostratigrafi og kronostratigrafi blir svært forskjellig. Det finnes tilfeller hvor litostratigrafi og kronostratigrafi faller klart sammen. Som eksempel kan nevnes askelag fra vulkanske utbrudd, som er avsatt samtidig over store områder. Her vil en litologisk korrelasjon basert på askelag gi en meget god kronostratigrafisk korrelasjon. Eksempler på dette er askelag fra forskjellige utbrudd fra vulkanen Hekla (på Island). Askelagene finnes såvel i jordprofiler på Island som i Nordsjøens marine sedimenter og i skandinaviske myrer og innsjøsedimenter.

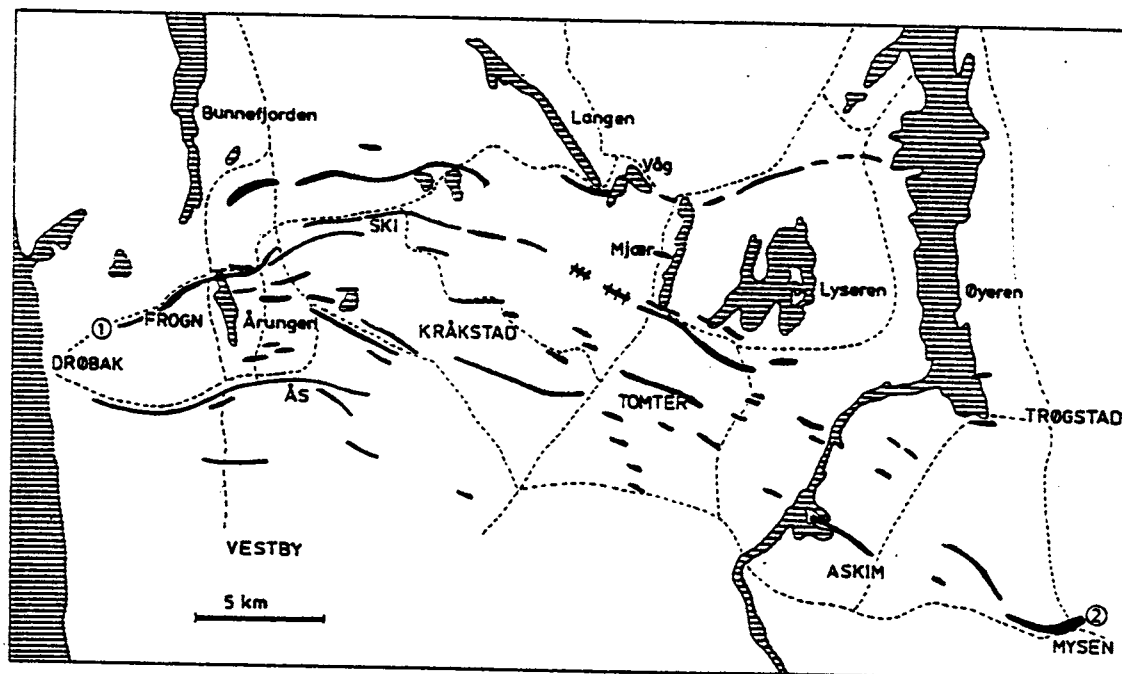
Et annet eksempel er varv-kronologien, hvor man med stor nøyaktighet har rekonstruert brefrontens tilbaketrekning på grunnlag av en varv-stratigrafi. Den baserer seg på korrelasjon mellom årslag i leirer.

### **Morfostratigrafi.**

Morfostratigrafi, eller formstratigrafi, er viktig for kvartærgeologien. Et godt eksempel er bruken av israndavsetninger til regional korrelasjon og inndeling av avsmeltingshistorien. Et israndtrinn består av morener og breelvavsetninger som ble dannet **samtidig** ved ytterkanten av breen. Trinnet består av forskjellige avsetningstyper som tilsammen utgjør en morfostratigrafisk enhet.

Det klassiske området for bruk av morfostratigrafi er Oslofjorden med sine israndavsetninger fra Yngre Dryas tid (Ra-trinnene) som vist i Fig. 5.5.

Et annet meget viktig formelement, særlig i Nord-Norge og på Vestlandet, er strandlinjer som viser havets høyde til samme tid på forskjellige lokaliteter.



TEGNFORKLARING:

--- Vegnett  
 - - - - - Israndavsetning under MG  
 +++ Israndavsetning over MG

① Lokalitetsnr.

(Etter P.Sörensen 1973)

Fig. 5.5 Israndtrinn i området rundt Norges Landbrukshøgskole.

### DATERING MED $^{14}\text{C}$ -METODEN.

Til en datering trenger man skall eller organisk materiale som ble dannet samtidig med at sedimentene ble avsatt. Levetiden for enkelte organismer med kalkskall er kort. Datering av fossile kalkskall vil derfor gi en relativt nøyaktig alder for det sediment organismen ble begravet i. Organisk materiale i ei myr er et annet eksempel på materiale dannet samtidig med avsetning. Den viktigste metode for datering av organisk materiale er ved hjelp av naturlig forekommende radioaktivt karbon ( $^{14}\text{C}$ -metoden).

Metoden har vært til uvurderlig nytte i kvartærgeologien etter 1947, da W.F.Libby og hans medarbeidene studerte nedbrytningen av denne isotop.

Fig. 5.6 illustrerer hvorledes  $^{14}\text{C}$  dannes fra nitrogen i atmosfæren som et resultat av kosmisk stråling. Nydannet  $^{14}\text{C}$  vil raskt reagere med oksygen og danne  $\text{CO}_2$ .

Den radioaktive isotopen går inn i kretsløpet som skissert på Fig. 5.6 og kan danne nytt organisk materiale (fotosyntese) eller karbonatskall.  $^{14}\text{C}$  vil utgjøre en meget liten del av karbonet i alt levende organisk materiale. Forholdet mellom den radioaktive isotop og de



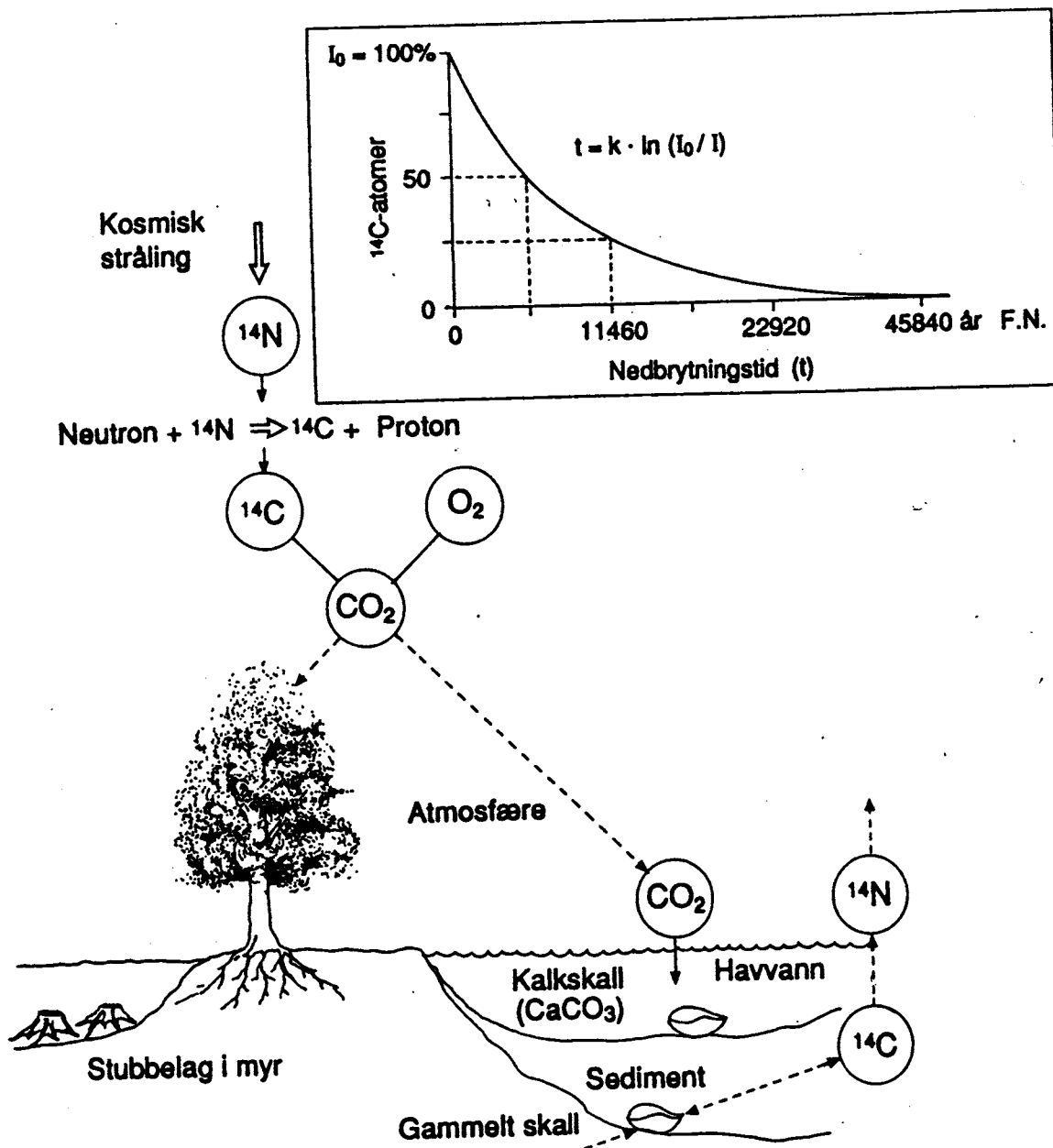


Fig. 5.6 Dannelse av radioaktivt karbon og karbonets kretsløp. Diagrammet til høyre viser nedbrytningskurven for radioaktivt karbon i en død organisme. Mengde  $^{14}\text{C} = \text{Mengde } ^{12}\text{C} \times 10^{-14}$ .

to stabile isotopene  $^{13}\text{C}$  og  $^{12}\text{C}$  i en organisme vil være bestemt av isotopforholdene i det medium hvor organismen lever (luft, innsjø eller hav). Når organismen dør, avskjæres den fra kretsløpet og  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  forholdet avtar som et resultat av den radioaktive nedbrytning.  $^{14}\text{C}$ -innholdet kan bestemmes ved å måle radioaktiviteten eller man kan benytte et massepektrometer til bestemmelse av mengden av de forskjellige isotoper.

Kurven på Fig. 5.6 er viser hvordan innholdet av  $^{14}\text{C}$  avtar som funksjon av tiden. Etter 5730 år (halveringstiden) er innholdet redusert til 50 %. Denne kurven illustrerer også hvorfor det er vanskelig å datere materiale som er eldre enn 30 000 år.

Datering med denne metoden er i tillegg til usikkerheten ved dateringsmetoden beheftet med flere feilkilder. En type feil skyldes tilførsel av gammelt karbon til sedimentasjons-

miljøet. I et område med gamle kalkbergarter, som Kambro-Silur områdene i Norge, vil bikarbonatjoner dannet ved kjemisk forvitring inneholde mye gammelt karbon. Organismer som lever i innsjøer og benytter vannfasens karbon vil få et lavt  $^{14}\text{C}$  innhold (sammenlignet med  $^{12}\text{C}$ -innholdet) og de vil få en høyere tilsynelatende alder enn de virkelig har. En annen type feil kan oppstå ved at gamle avsetninger forurenses med mye yngre karbon, f.eks. ved karbonatutfellinger fra strømmende grunnvann. Kurven på Fig. 5.6 viser at denne feilen blir større jo eldre prøven egentlig er.

### ISLAND (Tjørnes)

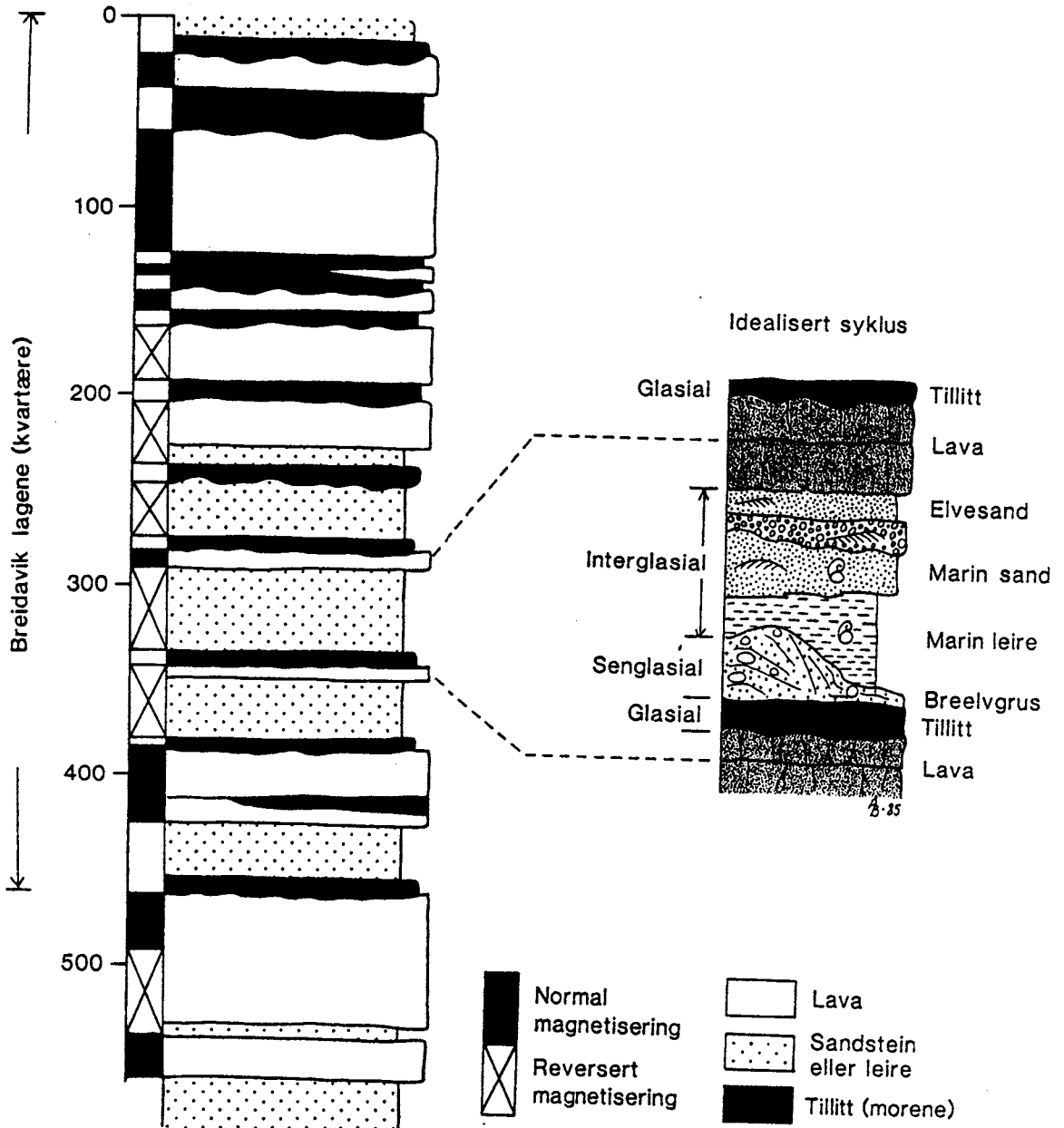


Fig. 5.7 Stratigrafisk snitt gjennom kvartære avsetninger på Tjørnes (Island, etter Fredericia, 1984).

## Eksempel på bruk av stratigrafisk informasjon ved tolkning av den kvartærgeologiske utvikling.

Fig. 5.7 viser et snitt gjennom Breidavik-avsetningene i Tjørnesområdet på Island. Det som er spesielt for Island er kvartær vulkanisme med lavaer som har beskyttet de kvartære løsavsetningene mot erosjon. Lavalagene er datert (K/Ar-datering) og man har en nesten komplett lagserie for de siste 2,5 mill. år (Kvartærtiden). Hvis vi antar at tillittene (forstenede morener) gjenspeiler en nedisningsperiode, mens leire- og sandlagene ble dannet i isfrie perioder, så er det spor etter 12 nedisninger. Man kan skille ut 12 sykluser som starter med en moreneavsetning. En komplett (idealisert) syklus består av (Fig. 5.7): Moreneavsetning (tillitt) - smeltevannsavsetninger - marine leirer - marine sandavsetninger - elveavsetninger.

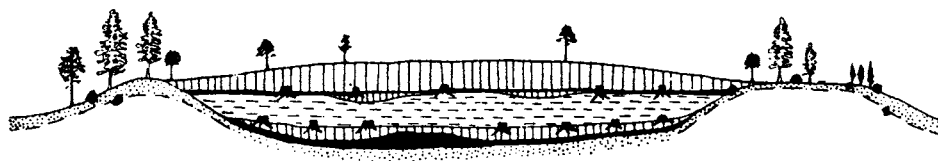
En slik syklus gjenspeiler følgende geologiske historie. Da isen smeltet ned over Tjørnesområdet ble det i en kort periode avsatt smeltevannssedimenter over de glasialt dannede morener. Området lå under havnivå, og det ble avsatt marine leirer over breelvavsetningene. Landhevning førte til at de marine avsetningene ble gradvis grovere, og til slutt ble det avsatt elvesedimenter idet området lå i havets nivå eller litt høyere.

Faunaen i de marine avsetningene viser at klimaet endret seg gradvis fra høyarktisk til et klima av samme type som på Island idag. Man kan trekke følgende konklusjon fra dette stratigrafiske profilet: På Island har man hatt klimasvingninger de siste 2,5 mill. år som har forårsaket 12 istider og 12 mellomistider. De syv eldste nedisningene er eldre enn 1,25 mill. år. De to siste nedisningene kan troligvis korreleres med Saale og Weichsel nedisningene.

Fig. 5.8 viser utviklingen gjennom postglasial tid på Østlandet. Etter at bassenget ble hevet over havets nivå er det gradvis blitt fylt opp med organisk materiale. Stubbelag og pollenanalyse viser at Boreal tid (9000-8000 år f.n.) og Subboreal tid (5000-2500) var relativt tørre perioder hvor det vokste furu på myra.

Subatlantisk 0 - 2500 år før nåtid

Myr- og skogutvikling :



Subboreal 2500 - 5000



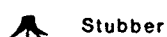
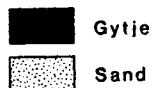
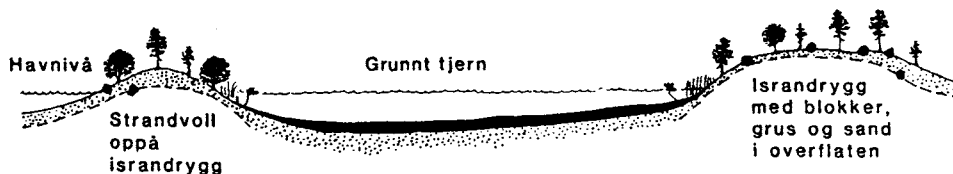
Atlantisk 5000 - 8000



Boreal 8000 - 9000



Preboreal 9000 - 10000



Klima :

1800 E.kr. "Lille  
1600 E.kr.

Kjølig og fuktig

Tørt

Kjøligere enn  
atlantisk tid

Kortvarig  
kald periode

Varmt og fuktig  
Milde vintre

Varmt og tørt

Varmt og tørt  
i siste halvdel

Breen var i  
nærheten i  
første halvdel

Fig. 5.8 Sammensetning av organisk materiale, polleninnhold og stubbelag gjenspeiler den klimatiske utvikling i dette området (Østlandet). Stubbelagene er spor fra tørre perioder.

## KAPITTEL 6 FORVITRINGSJORD OG MORENEJORD

### FORVITRINGSJORD.

Selv om det kun er små områder i Norge som er dekket med forvitningsjord så er disse jordartene interessante fordi gammel forvitningsjord sannsynligvis utgjør en betydelig komponent i våre morener. Ved slutten av tertiær var troligvis store deler av Norge dekket med mye forvitningsmateriale. I kvartær ble dette materialet, sammen med annet erosjonsmateriale, innarbeidet i morener i nedisningsperiodene, mens nytt forvitningsmateriale ble dannet i mellomistidene.

### Postglasial forvitring.

Det er flere steder i Norge beskrevet forvitningsmateriale som antas å være dannet etter siste nedisning. Forvitring til over 3 m dyp i eruptivbergarter er beskrevet fra Vestfold (Fig. 6.1).

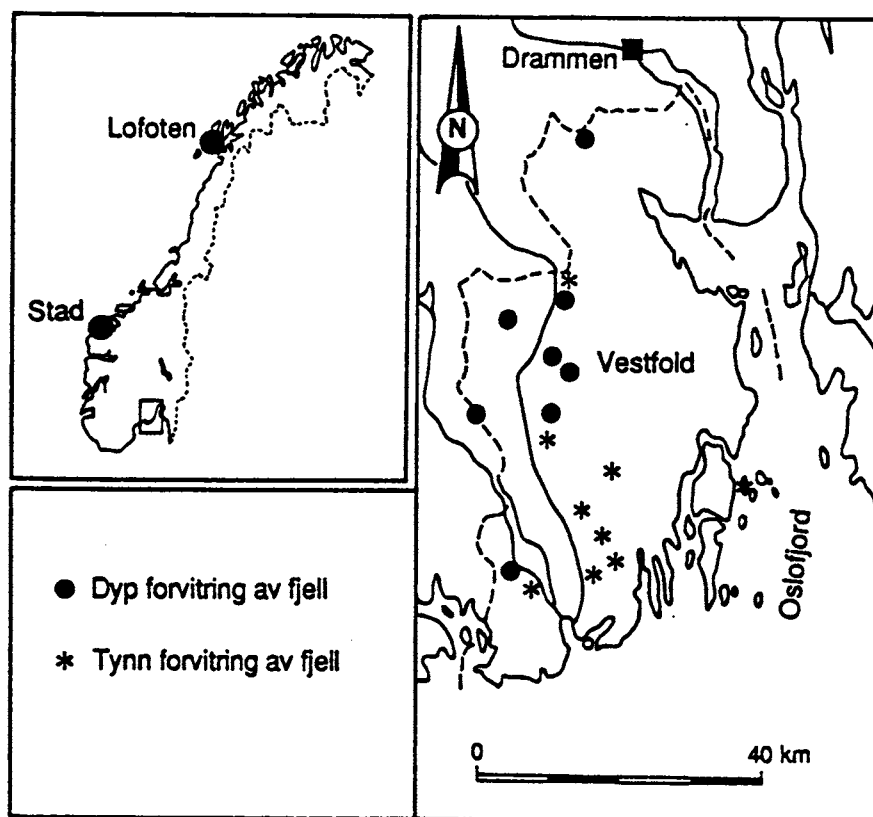


Fig. 6.1 Lokalteter med tykke og tynne forvitningsjordarter i Vestfold (Sørensen 1988).

De grovkornede forvitningsjordartene kan dekke områder opp til 3 km<sup>2</sup>. Selve forvitringen har troligvis funnet sted i postglasial tid. Grunnen til at disse bergartene forvitrer så lett er troligvis en hydrotermal omdannelse av bergartene som fant sted ved slutten av Perm (270 mill. år F.N.). Soner med kalkspat og andre lett forvitrerlige mineraler ble utviklet. De bergartene som inneholder biotitt synes å forvitre ekstra lett. Svellertrykket som utvikles

når biotitt omvandles til vermikulitt synes å være viktig for oppsprekning og videre forvitring. Et annet område med mye forvitningsjord er øyene i Lofoten og Vesterålen (Peulvast 1985). Våre Kambro-Siluriske skifre (og kalksteiner) danner lett en relativt næringsholdig forvitningsgrus.

### Kornfordeling.

Fig. 6.2 viser kornfordelingsanalyser av 16 forvitningsjordarter fra forskjellige lokaliteter i Norge. Prøvene består hovedsakelig av sand og/eller grus mens innholdet av silt+leir er under 5%.

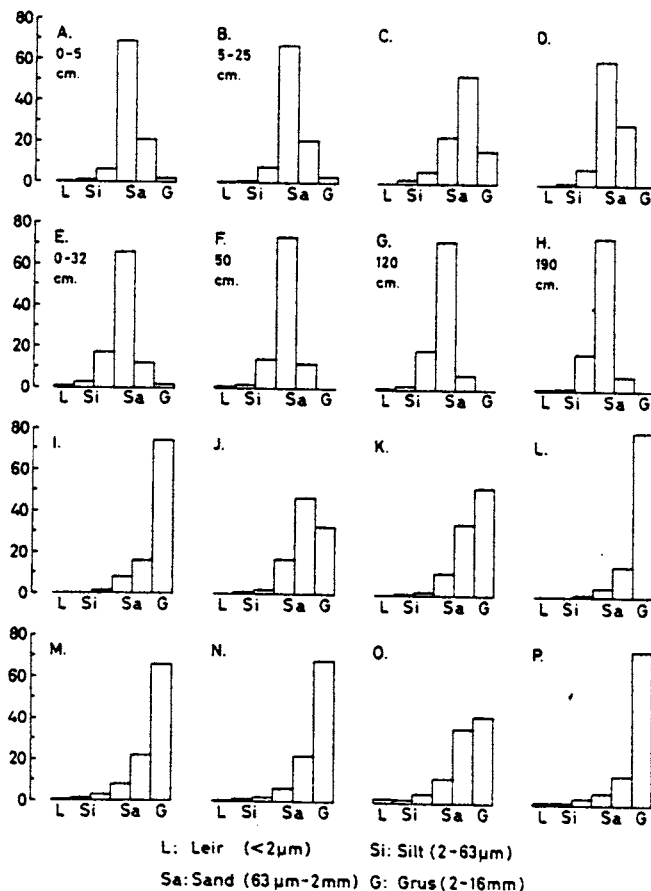


Fig. 6.2 Kornfordelingsanalyser av 16 forvitningsjordarter fra forskjellige lokaliteter i Norge (Jørgensen, unpubl.)

### Forvitring i høyfjellet.

Mekanisk forvitring p.g.a. frostsprengning er viktig i mange høyfjellsområder.

**Stenflyene** er dekket med forvitningsmateriale dannet på stedet. De mest kjente områdene er Femundstraktene og Rondane. Det man spesielt legger merke til i fjellområdene er de nesten uframkommelige blokkhavene og urene.

Disse avsetningene ligger ofte i områder med tydelige spor fra siste nedisning som skuringsstriper og flyttblokker, og forvitningsmaterialet må være dannet etter siste nedisning.

### Gammel blokkforvitring.

Vest for vannskillet er det i flere områder en klar grense mellom områder preget av glasiel erosjon, hvor forvitningsmateriale er fjernet, og **høyere** områder dekket med forvitningsblokker fra den underliggende berggrunn.

Fig. 6.3 viser fordelingen av blokkfelt tegnet i et vertikalt snitt fra Jostedalplatået til Stryn. De områdene hvor blokkfeltene er bevart antas å ha ligget over isdekket gjennom siste nedisning, slik at dannelsen av blokkfeltene har pågått minst fra siste interstadial (ca. 30 000 år F.N.) eller ennu lenger tilbake og fram til idag. Den **nedre forvitringsgrense**, kontakten mellom isskurte områder og de som lå over isen (nunatakker), faller med ca. 7 m/km fra Jostedalplatået og utover mot kysten. Grenselinjen kan benyttes til å rekonstruere breoverflaten ved maksimal nedisning i siste del av Weichsel.

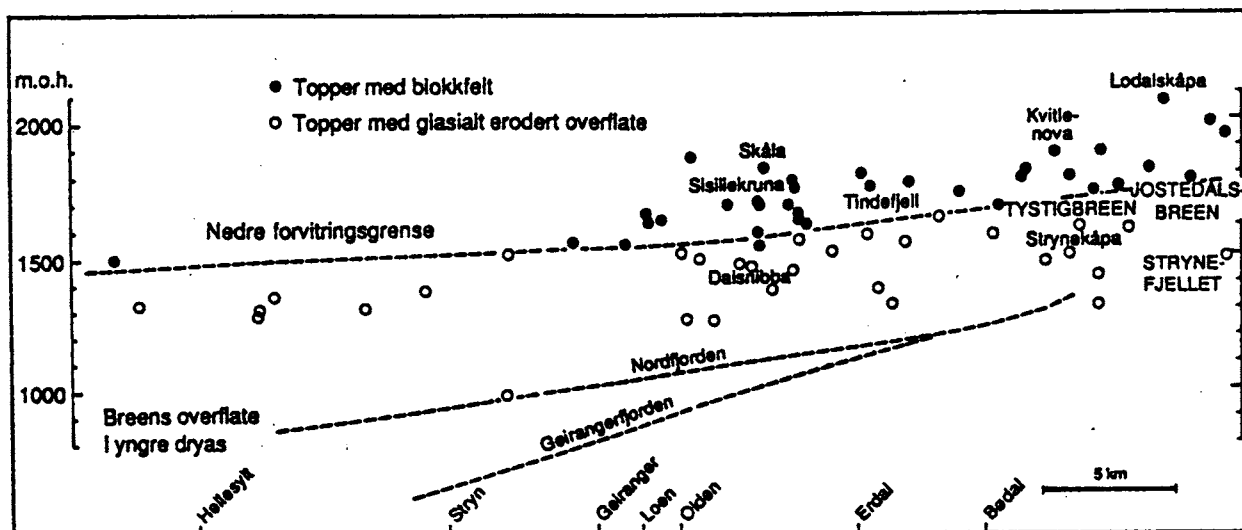


Fig. 6.3. Vertikalt snitt fra Jostedalplatået til Stryn. De øverste toppene har bevart blokkfelt (forvitningsfelt) og de viser ikke spor etter glasiel utforming, mens områdene under den stippled linjen viser klare merker etter glasiel utforming (erosjon). Vi antar at den stippled linjen gjenspeiler isens overflate ved maksimal nedisning. De lavere linjene viser breoverflatens beliggenhet og helning i Yngre Dryas (etter Nesje et. al. 1985).

## **MORENER.**

Arealmessig er morene den vanligste jordarten i Norge, og den er opphavsmateriale for andre viktige jordarter vi finner i Norge. Morenejord består av materiale som er transportert med en isbre og avsatt direkte fra breen uten nevneverdig vantransport.

I Norge bruker vi ofte samme betegnelse for jordarten "morenejord" og formelementet "morenerygg". Vi kaller begge deler for "morene". På eldre kvartærgeologiske kart er morenejord ofte angitt som "bregrus". På engelsk brukes ofte betegnelsen "till" for jordarten og "moraine" for de landskapsformene denne jordarten danner.

### **Dannelsesmåte.**

Morenejorda er dannet fra materiale som breen har erodert direkte fra berggrunnen og/eller fra eldre løsmasser som er frosset inn i isen. Breen virker som en gigantisk knuse- og slipemaskin. Slag og trykk fører til ren knusing som gir et svært kantet og relativt grovt materiale. Sliping (abrasjon) skjer når sand og grus gnis mot stein, blokk og berggrunn. Abrasjonen produserer mer sand, silt og leir og gir glatte flater, gjerne med skuringsstriper på blokker, stein eller fjellet som slipes.



Fig. 6.4 Materiale som er transportert inni eller oppå isen kan være grovt og kantet. Bildet er tatt i Åstadalen, Hedmark.

### **Transportmåte og nedknusing.**

Graden av nedknusing er mye mer avhengig av hvor i breen og hvordan transporten foregår enn av hvor langt materialet er transportert. Materialet kan transporteres mange mil uten nevneverdig nedknusing eller sliping når det ligger spredt inni eller oppå isen (Fig. 6.4). Den mest intensive nedmalingen foregår langs bunnen av breen når den sklir over underlaget (Fig. 6.5). Da skjer det sliping og knusing både av materiale som fremdeles sitter frosset fast i sålen av breen og av morenemateriale som nettopp er smeltet løs fra isen. Her kan nedknusingen skje helt lokalt, uten nevneverdige transportlengder.



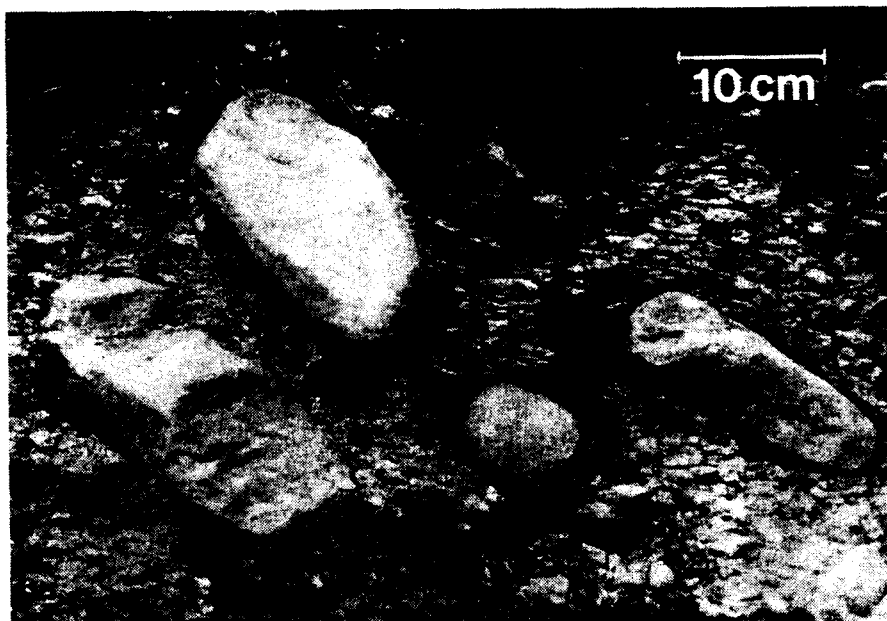


Fig. 6.5. Snitt gjennom morene fra Åstadalen, Hedmark. Materialet, som er slipt og isskurt, antas å være avsatt under breen. Isbevegelsen har vært fra høyre.

Når bunnisen beveger seg over underlaget, tas det stedvis opp materiale, mens andre steder smelter materiale ut og avsettes som morenejord. Gjentatte prosesser med innfrysing og uttining av materiale, og en stadig blanding av langtransporterte og lokale komponenter gir oss den typiske morenesammensetningen:

**Et dårlig sortert sediment der alle kornstørrelser er tilstede, samt en blanding av materiale fra ulike kildebergarter og en blanding av skarpkantede steiner sammen med blokker som er slipt og har skuringsstriper.**

## SAMMENSETNING

### Innhold av blokk og stein.

Mengden av blokk og stein varierer mye i morener, og er i første rekke avhengig av hvilke bergarter morenematerialet er dannet fra. Bergartens hardhet og oppsprekking vil være av stor betydning i denne forbindelse. Enkelte bergarter har stor evne til å gi blokk og stein til morenene (f.eks. sparagmittbergartene), mens andre bergarter enten kan være så seige og lite oppsprukket at de vanskelig har latt seg plukke av breen og derfor ikke produserer særlige mengder av blokk (f.eks. enkelte gabbroer), eller de kan være så bløte og lette å knuse ned at de overveiende gir finstoff til morenene (f.eks. leirskifer).

Den totale kornstørrelsesfordelingen for morener dannet fra grunnfjellsbergarter vil ofte være dominert av blokk og stein (Fig.6.6). Blokkinnholdet kan i mange tilfelle utgjøre mer enn 50% (vektprosent) av det totale morenematerialet. Morenene i Mjøsområdet, hvor den lokale berggrunn består av lettknuselige kambro-siluriske skifre og kalksteiner, inneholder lite blokk og stein, og det som finnes er hovedsakelig langtransporterte sparagmittbergarter. De bløte, lokale bergartene har produsert mye sand og finere materiale (Fig. 6.7B).

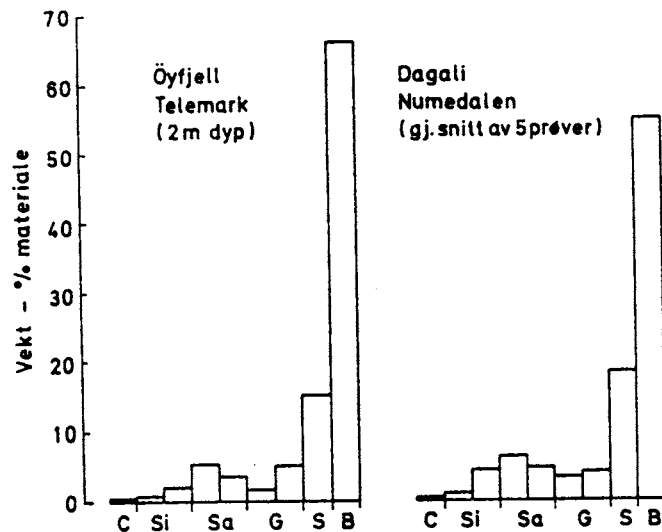


Fig. 6.6 Totale kornfordelingskurver for morener fra Numedal og Telemark (grunnfjells-områder). Legg merke til at mengden stein og blokk i disse tilfellene utgjør mer enn halvparten av morenematerialet. (C: leir, Si: silt, Sa: sand, G: grus, B: blokk) (etter Jørgensen 1977).

Det samme finner vi f.eks. i sparagmittområdene der berggrunnen veksler mellom bløte skifre og harde sandsteiner (Fig.6.4).

Topografiske forhold har også betydning for innholdet av blokk og stein i bunnmorener. Breen vil plukke med seg relativt store mengder av materiale i bratte lesider, og dette kan lokalt gi et høyt innslag av blokk i morenen. Den blokkmengden som observeres på overflaten av en morene er normalt høyere enn blokkinnholdet lenger nede i avsetningen. Dette skyldes at grus, sand og finere materiale ofte blir vasket bort under isavsmeltingen, og dette gir en anrikning av grovt materiale på overflaten.

#### Innhold av grus, sand, silt og leir.

Når bergartsmateriale males ned, er det gjerne en grense for hvor langt hvert mineralkorn kan knuses før det når en stabil størrelse og blir relativt motstandsdyktig mot videre nedmaling. Mineralkorn fra grove, sedimentære og krystalline bergarter blir i liten grad knust lenger ned enn til grov og middels silt, og leirinnholdet i morener dannet fra slike bergarter er normalt mindre enn 5% (Fig. 6.7 A). Finkornige kambro-silur bergarter males derimot mer ned og kan gi morener med mer enn 10% leir. Nedknusing av disse bergartene gir mer silt enn leir og den viktigste forskjellen mellom "kambro-silur" morener og morener dannet fra grovere krystalline og sedimentære bergarter er innholdet av silt+leir (Fig. 6.7 B). Et betydelig leirinnhold finner vi også i morener hvor breen har erodert i tidligere avsatte marine sedimenter. Morener av denne typen finner vi bare lokalt (med unntak av morener dannet på kontinentalsokkelen). Norske morener er derfor stort sett karakterisert ved et høyt innhold av grus, sand og grov silt i forhold til leir (Fig. 6.7 A).

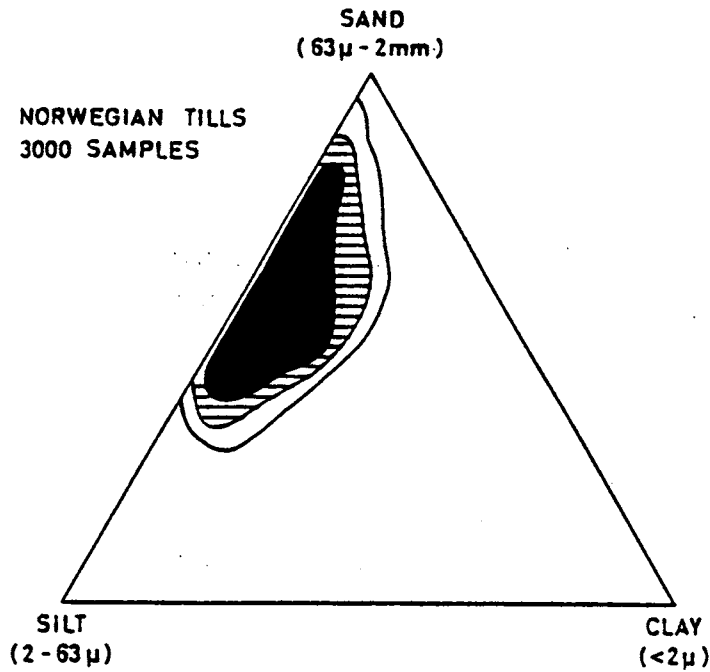


Fig. 6.7 A. Sammenstilling av kornfordelingsdata for 3000 norske morener som viser at de inneholder mye mer sand og silt enn leir.

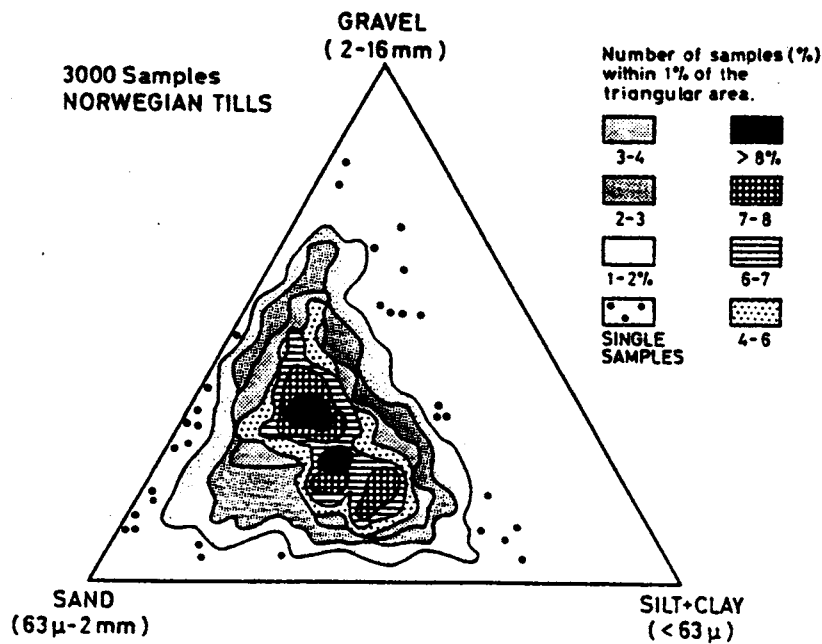
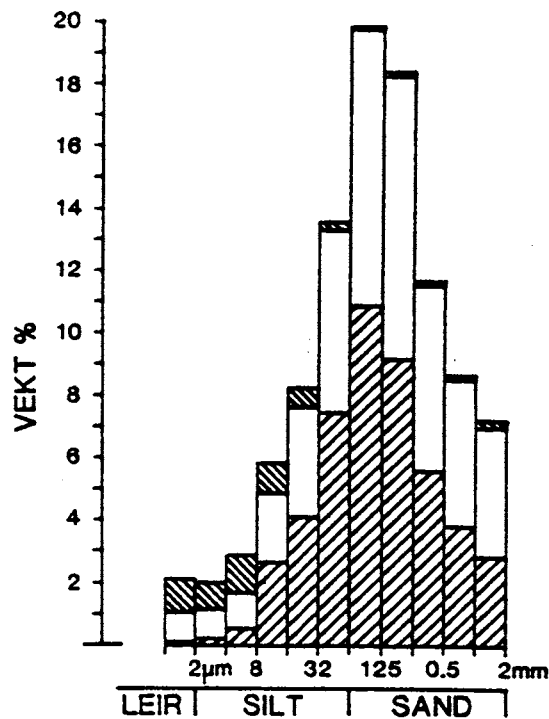


Fig. 6.7 B: På grunnlag av silt+leir, sand og grusinnholdet er det mulig å skille mellom to hovedtyper av morener, de som er dannet fra krystalline, og grovkornede sedimentære bergarter (venstre maksimum) og de som er dannet fra leirskifre, kalksteiner og fyllitter (høyre maksimum).

Variasjon i kornfordeling og petrografisk sammensetning for ulike morenetyper henger, som vi har sett, nøye sammen med egenskapene til de bergartene som morenematerialet er dannet fra. Vi kan ta en morene dannet fra granitt og en morene dannet fra leirskifer som



21 MORENE PRØVER, Dagali



Fig. 6.8 Histogram som viser kornfordeling og mineralogisk sammensetning for en grunnfjellsmorene fra Dagali (materiale < 2 mm) (etter Rueslåtten, 1984).

eksempler på hvordan petrografisk sammensetning vil variere i de forskjellige kornfraksjonene .

Granitter har gjerne mineraler i størrelsesgruppen 0,5-5 mm og består hovedsakelig av kvarts, alkalifeltspat, plagioklas og biotitt. Morene som dannes av denne bergarten, vil gjerne inneholde mye blokk, stein og grus. Grovsandfraksjonen vil inneholde endel granittfragmenter mens finere materiale hovedsakelig består av monomineralske korn. Finsandfraksjonen vil hovedsakelig inneholde enkeltkorn av kvarts og feltspat, mens det er lite biotitt. Sliping har dannet en del grovsilt, litt finsilt og noe (lite) leir. Biotitt finnes hovedsakelig i grovsilt og finere fraksjoner.

Leirskifer inneholder hovedsakelig leirmineraler, glimmer, kvarts og feltspat. Morene dannet fra denne bergarten vil ha lite blokk og stein, og et lavere grusinnhold enn granittmorenen. Skiferfragmenter vil dominere i hele sandfraksjonen og i grovsilt fraksjonen. I finsilt fraksjonen er det en kraftig økning i mineraler av glimmer, kvarts og feltspat, mens leirmineralene dominerer i leirfraksjonen.

### Moreneavsetningenes indre oppbygning.

Når vi studerer snitt i en morene, vil vi nesten aldri finne at den er helt homogen. Det er nesten bestandig linser, eller lag med sortert materiale tilstede. Det kan være tynne siltlag på noen cm tykkelse, eller tykke, markerte lag av grus eller sand på mer enn en meters mektighet. Dette viser at det alltid er vann tilstede ved avsetningen av en morene, og mengden av sortert materiale gjenspeiler graden av vannpåvirkning. Morener som er dannet oppå eller langs kanten av breen eller langs bunnen under siste del av isavsmeltingen, vil vanligvis inneholde mest sortert materiale. Dette innholdet av sorterte sedimenter er av stor betydning for vanntransport i morenene.

### Regional tykkelse og utbredelse av bunnmorener.

I Norge er tykkelsen av bunnmorene som dekker store områder sjelden mer enn 5 m i gjennomsnitt. Tykkelsene er relativt små i forhold til andre områder som var dekket av det skandinaviske isskjoldet. De mektigste avsetningene finner vi i Danmark, Nord-Tyskland, Polen og Estland, og på kontinentalsokkelen utenfor Norge (Fig. 6.9). Også i store deler av Sverige og Finland er moreneavsetningene mektigere og mer sammenhengende enn i Norge.

Motstandsdyktigheten til underliggende berggrunn vil være av stor betydning for mengden av morenemateriale som dannes i et område. Morenene er stort sett sammenhengende og mektige i områder med bløte bergarter som f.eks. rundt Mjøsa, mens de er tynnere i områder med grunnfjellsbergarter og andre harde bergarter.

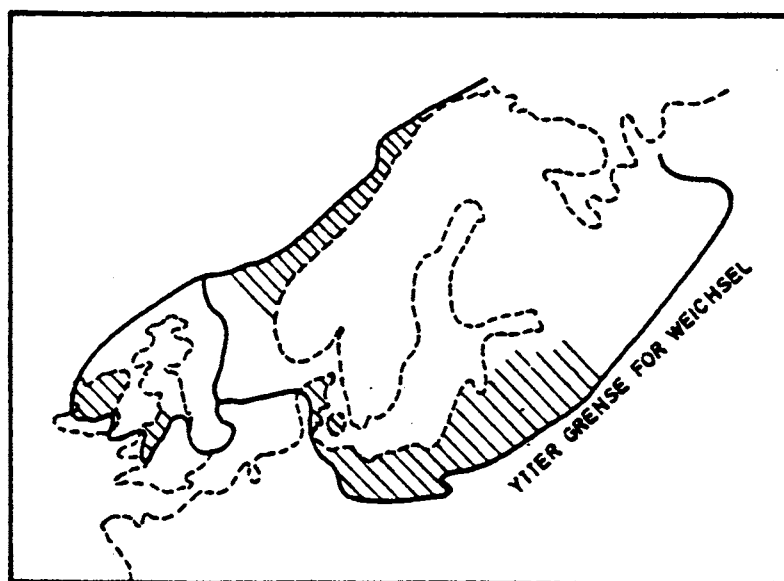


Fig. 6.9. Områder i N. Europa med tykke moreneavsetninger. Tykk strek markerer maksimal utbredelse av isdekket i Weichsel. Skraverte arealer viser områder med spesielt tykke moreneavsetninger.

Vi kan grovt dele landet i tre hovedområder (Fig. 6.9):

1. Store områder med tynt og usammenhengende morenedekke.
2. Relativt tykke bunnmoreneavsetninger som er sammenhengende over store områder, (gjennomsnittlig tykkelse 2-10 m).
3. Tykke morener på kontinentalsokkelen.



Fig. 6.10. Foto fra område med sparsomt morenedekke, Åstadalen, Hedmark.

#### **Tynt og usammenhengende morenedekke.**

Arealmessig dominerer denne typen de fleste fjellområder i landet, d.v.s. områder over marin grense og mellom dalførene (Fig. 6.10). Her er tykkelsen sjelden mer enn en meter. Mye av morenematerialet er konsentrert i forsenkninger og daler, og her kan man finne morene med betydelig større tykkelse. Indre deler av Sørlandet og Telemark er typiske eksempler på slike områder.

#### **Sammenhengende flater av morene.**

Moreneflater med stor regional utbredelse finner vi blant annet over deler av innlandet i Sørøst-Norge, på Jæren og på Finnmarksvidda (Fig. 6.11). De er karakterisert ved en jevn overflate, men tykkelsen er sjelden så stor at den jevner ut hovedstrukturene i den underliggende berggrunn (Fig. 6.12). Jæren er spesiell når det gjelder løsmassetykkelse. De tykke avsetningene vi finner i dette området minner mye om forholdene i Danmark. I områder med tykke morener er det mange steder dannet "drumliner". Drumliner er langstrakte rygger eller hauger i isbevegelsens retning. De består delvis av morene og delvis av sortert materiale. Ofte har de en kjerne av fjell. Størrelsen kan variere fra få meters lengde til en kilometer (Fig. 6.11).

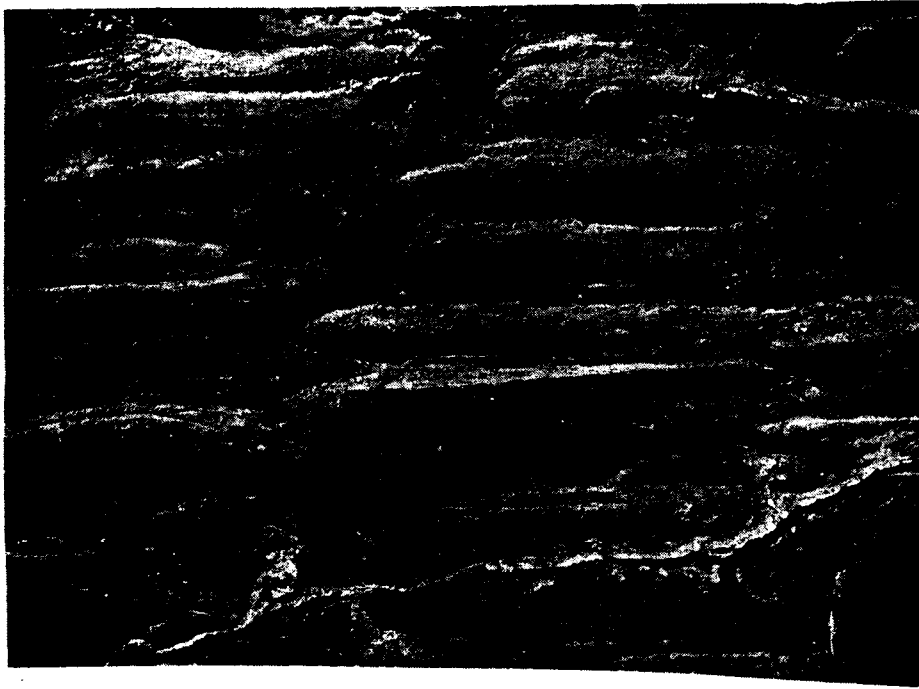


Fig. 6.11. Luftfoto fra område med drumliner (Finnmarksvidda).

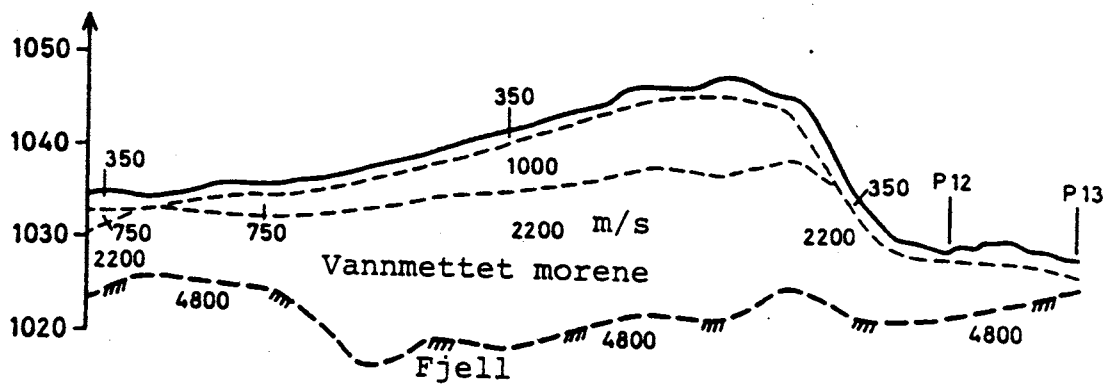


Fig. 6.12 Seismisk profil gjennom tykke moreneavsetninger i Numedal.

#### Lokale variasjoner.

Topografiske forhold vil ha betydning for lokal utbredelse av morenematerialet. Forholdet mellom forsenkninger og høydedrag er allerede nevnt. På støt- og leside av opprakende åser vil vi ofte observere tykkere moreneavsetninger enn ellers i området (Fig. 6.13).

Avsetningen av slike morener har vært betinget av lokale variasjoner i trykket under isen. På støtsiden har trykket gradvis økt oppover åssiden (Fig. 6.13) inntil det ble så høyt at trykksmeltepunktet var nådd ved bunnen av isen. På denne måten er det smeltet fram store mengder morenemateriale.

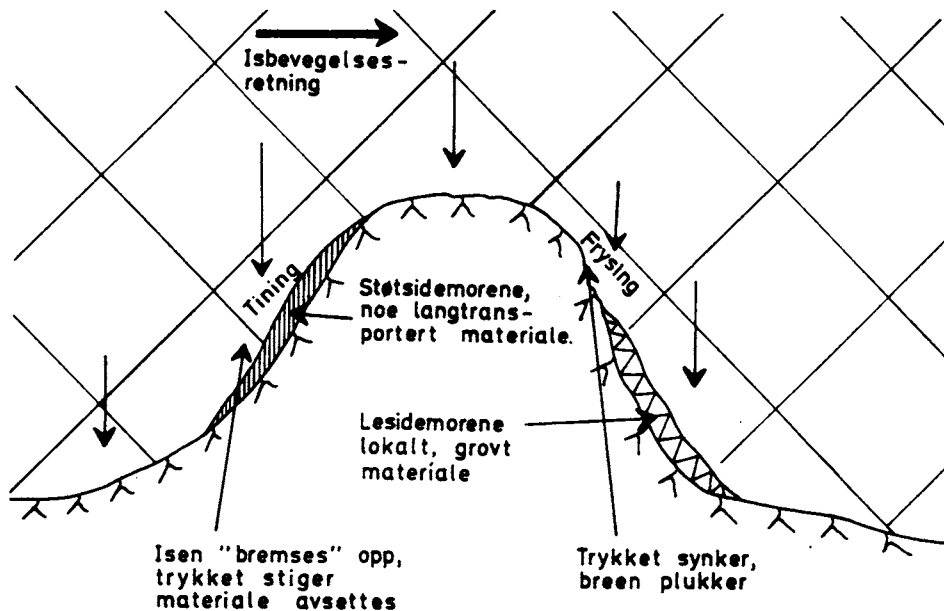


Fig. 6.13. Skisse som illustrerer dannelsen av støt- og leside morener.

På lesiden av åsen vil vannet fryse til is igjen og plukke løs materiale lengst opp i åssiden, og dette materialet avsettes noe lenger nede på lesiden. Vi finner linser og lag av sortert materiale inne i disse støt- og lesidemorenene som viser at det var smeltevann tilstede under morenedannelsen. Støtsidemorener er gjerne mer finkornige og inneholder noe mer langtransportert materiale enn lesidemorener. Lesidemorener er ofte karakterisert ved grovt materiale som reflekterer berggrunnen umiddelbart under. Det er også vanlig at materialet i støtsidemorener er mer komprimert enn materialet i lesidemorener.

#### Lesideavsetninger i daler.

I mange dalsider er det betydelige lesideavsetninger. Dette er spesielt godt utviklet i sidedalførene til Gudbrandsdalen (Fig. 6.14). Slike lesideavsetninger kan ha stor mektighet, opptil 20-50 meter, og de ble trolig dannet mens breen var så tykk at den kunne bevege seg nesten uavhengig av terrengformene, på tvers av de forsøknene hvor morenematerialet ble avsatt. Morenemateriale kan også avsettes på støtsidene, men støtsideavsetningene har gjerne mindre mektighet enn lesideavsetningene.





Fig. 6.14. Lesidemorene i Sjoadalen (Bergersen og Garnes 1972).

### **Transportlengde.**

Mesteparten av materialet i våre morener er lokalt og har ikke vært transportert mer enn noen få kilometer. Materialet er derfor tydelig preget av underliggende og nærliggende (oppstrøms) bergarter (Fig. 6.15) Dette gjelder såvel grovt som fint materiale. Materiale som er transportert 20-30 km regner vi som langtransportert. Vanligvis er høydeområdene karakterisert ved svært lokalt materiale. I dalene kan materialet være mer langtransportert. Det skyldes delvis at breene har tatt opp materiale som tidligere er transportert med elver eller breer, en eller flere ganger.

En spesiell langtransportert komponent er flyttblokkene. Sparagmittbergarter og permiske rombeporfyre fra Sør-Norge kan en finne helt nede i Danmark og Nord-Tyskland. Slike blokker som har et kjent kildeområde kalles gjerne ledeblokker og kan brukes til å fastlegge isens bevegelsesretninger. Ledeblokker har en praktisk betydning ved at de brukes for å finne malmforekomster i områder der berggrunnen er dekket med morene.

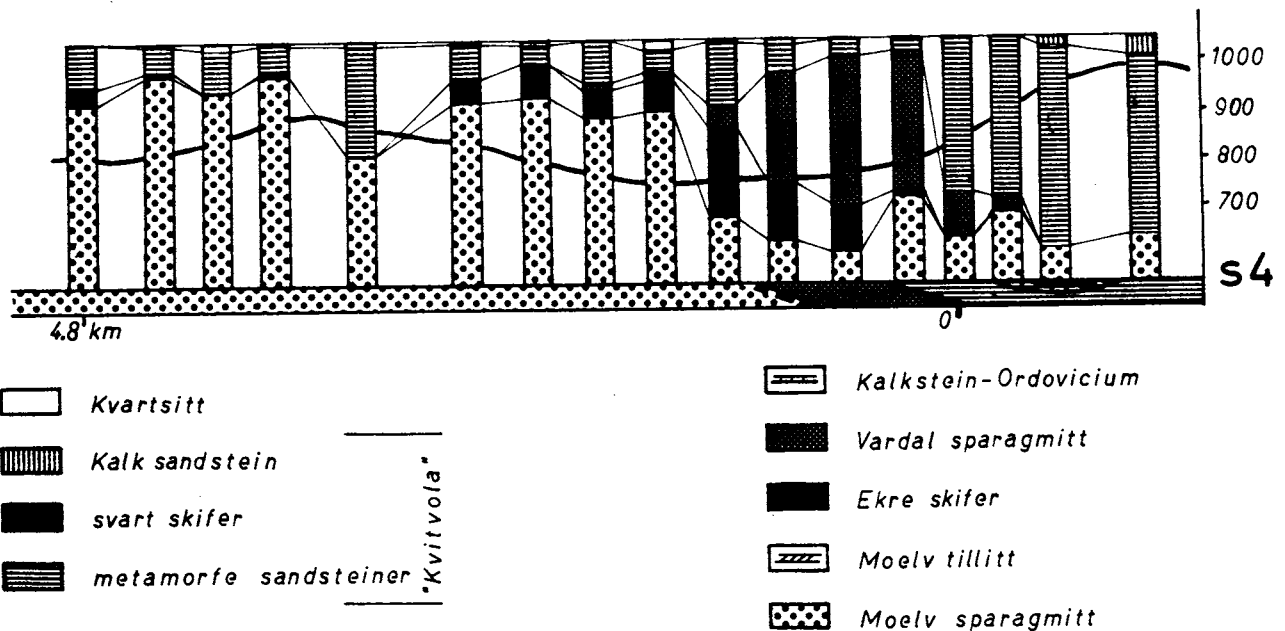


Fig. 6.15. Sammenheng mellom morenas sammensetning og underliggende berggrunn i Elvdal, Hedmark (etter R. Sørensen).

## MORENEDANNELSE - BESKRIVELSE FRA DAGENS BREER.

### Forholdene under en bre.

Det er vanskelig å studere forholdene langs bunnen av en bre. Uten store og kostbare anlegg i form av tunneler og borer er det ikke mulig å se annet enn det som foregår like ved brefronten. Det er ikke mulig å studere forholdene under tykke isskjold med tilsvarende egenskaper som den skandinaviske innlandsisen. Det er derfor mangler i våre kunnskaper om avsetning langs bunnen av breen. Mange antatte prosesser er aldri direkte observert.

### Aktiv bre.

I en aktiv bre som sklir over underlaget må bunnisen være på trykksmeltepunktet. Studier fra Breidarmerkurjøkull på Island, illustrerer hvordan materialet avsettes langs bunnen av en slik bre. Så lenge materialet ligger innefrosset i isen og ikke er i direkte kontakt med underlaget, beveger det seg med samme hastighet som breisen. Transporten er passiv. Så snart en blokk kommer i kontakt med underlaget, vil den bremses opp. Fig.6.16 viser en blokk som ble observert i en tunnel 30 m under overflaten. Isen beveger seg med en hastighet på 2 cm/dag. Blokken bremses opp på grunn av friksjon mot underlaget og beveger seg med en hastighet på 1 cm/dag. Den ligger orientert med lengste akse parallelt med brebevegelsen fordi dette utgjør minste motstand mot bevegelsen.

Blokken slipes mot underlaget som i dette tilfellet er tidligere avsatt morene. Isen beveger seg fortere enn blokken slik at grus og sand som ligger i isen skurer langs sidene og overflaten på blokken. Kontaktflaten mellom is og blokk minker og kreftene som trekker

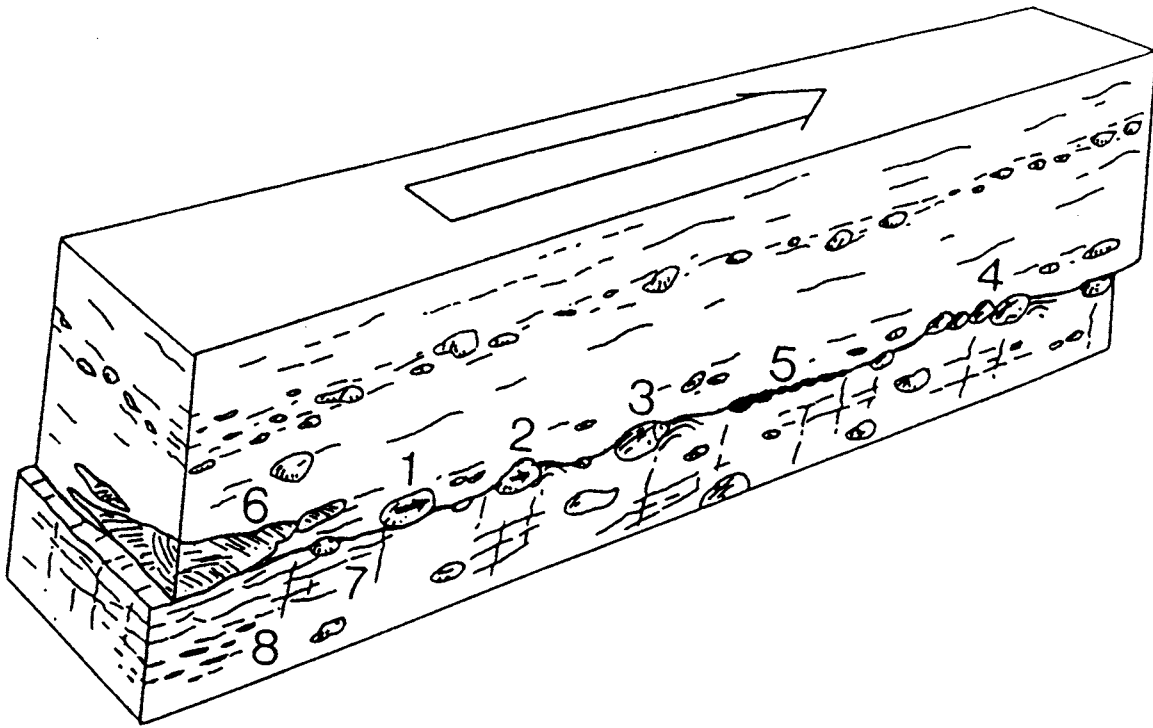


Fig. 6.16. Skisse som illustrerer sliping og nedknusning under en aktiv bre; Den store pilen viser isens bevegelse. A: En blokk smelter ut fra isen. B: Den knuses på lesiden (plukkes av isen) og slipes på støtsiden. C: Blokken har fått en polert overflate på støtsiden og begraves gradvis i morenemateriale.

blokken avgårde blir svakere inntil blokken stopper. Fremdeles blir den slipt og polert på overflaten. Slipingene produserer hovedsakelig silt og sand som avsettes bak blokken eller føres videre med isen. Blokken kan gradvis bli helt polert og få skuringsstriper på overflaten. Når mer materiale smelter ut fra bunnisen, blir blokken gradvis begravet i morenemateriale. Når hele overflaten er dekket, blir den liggende passivt og beskyttet mot nedknusing.

Dette eksempelet viser at en stor del av slipingene skjer helt lokalt, mens og etter at blokken smeltet løs fra isen. Transportlengden fra den kommer i kontakt med underlaget til den blir liggende stille kan være noen få meter. Tiden det tar fra den blir liggende til den er begravet i morene er ikke målt. Breidarmerkurjøkull har kun noen få centimeter av bunnisen fylt med materiale, og det kan ta flere år å avsette så mye morenemateriale at en stor blokk blir begravet.

**Landskapet** som dannes av slik morene er vanligvis jevnt og flatt, ofte med parallelle furer og striper på overflaten. Vi tror at forholdene under Breidarmerkurjøkull kan være typiske for forholdene under aktive breer der bunnisen er på trykksmeltepunktet. Mange norske morener har nettopp de særtrekkene som er beskrevet ovenfor:

Store blokker er polert og har skuringsstriper parallelt med den antatte brebevegelsen (Fig. 6.16). Blokk, stein og grus har lengste akse parallelt med brebevegelsen. Morenene har et relativt høyt innhold av silt dannet ved sliping og polering av blokk, stein og underliggende berggrunn.

### Passiv bre.

Bunnisen kan ligge stille på underlaget uten nevneverdig bevegelse. Dette skjer der friksjonen mellom isen og underlaget er stor, og det observeres ofte nær brefronten. På Matanuskabreen i Alaska blir morene avsatt fra stagnert bunnis. Ca 20 m tykk is ligger stille nær fronten, og er delvis begravet i morenemateriale. Isen inneholder store mengder materiale, konsentrert i bånd og lag (Fig. 6.17). Morenematerialet under isen har en viss lagdeling og inneholder lag og lenser med sortert materiale. Dette gjenspeiler både den opprinnelige lagdelingen i isen samt sortering og utvasking av finstoff mens isen smeltet. De store partiklene ligger orientert med lengste akse i den retningen isen beveget seg da den var aktiv.

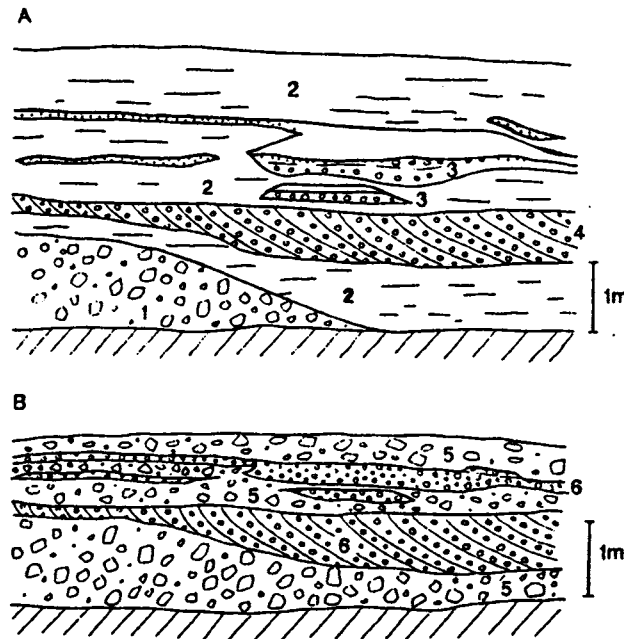


Fig. 6.17. Avsetning av utsmeltingsmorene fra bunnisen på en bre som ligger stille på underlaget. A: 1. Subglasial morene smelter ut av isen. Den resterende is (2) har et høyt materialinnhold. 3. Sortert sand og grus avsettes samtidig av smeltevann som renner i hulrom i isen og de fylles med "breelv"-materiale. B: Resultatet av dette blir en veksling mellom morenemateriale og vannsortert materiale.

Under isavsmeltingens siste fase i indre deler av Skandinavia lå forholdene til rette for avsetning av denne morenetypen. Isolerte isrester ble liggende igjen i daler og fjellsider. Materiale i bunnen av isrestene kunne smelte fram passivt og avsettes som et lag med løs morene. Mye smeltevann var tilstede og vasket ut finstoffet. Endel morener som er studert i Norge og Sverige har vært tolket på denne måten. De er karakterisert ved at de er sandrike og inneholder sortert materiale (Fig. 6.18). Blokker, stein og grus er kantet, og har lengste akse orientert parallellt med brebevegelsen.

**Landskapet** som dannes av denne morenetypen kan være uregelmessig, småkupert med rygger og hauger. Dette er avhengig av hvor mye materiale isen inneholdt, og hvordan siste del av avsmeltingen foregikk.

### Forholdene på breens overflate.

Avsetning av morene på overflaten og langs fronten av breer er beskrevet mange steder i verden. Prosessene kan observeres direkte, og derfor vet vi mest om morenedannelse under slike forhold. På Høfdabrekkjøkkull på Island er sedimentene studert av danske geologer gjennom flere år. De ytterste 2-4 km av breen er dekket med slam (Fig. 6.18). Det er dels vindtransportert silt og sand, dels sand, grus, stein og blokk som smelter fram på breoverflaten. Så lenge sedimentdekket er tynnere enn et par cm, så fremmer det smeltingen. Når det blir tykkere, skaper det en beskyttende kappe som hindrer videre smelting. Det blir dermed en ujevn avsmelting, avhengig av helningen på isen og tykkelsen av sedimentdekket.

De fleste avsetningsprosessene på breoverflaten er betinget av tyngdekraften:

1. Morenemateriale styrter ned fra toppen av steile isvegger.
2. Materiale sklir ned langs bratte skråninger.
3. Mer eller mindre vannmettet morenemateriale flyter nedover slake skråninger og utover de flate delene av isen.



Fig. 6.18. Fronten av Høfdabrekkjøkkull med store mengder materiale. Materialkjeglene dannes langs linjer hvor sedimentlagene inne i isen smelter fram på breoverflaten (Foto Kruger 1982).

Den siste prosessen (3) er den viktigste. I løpet av noen få uker kan så og si alt materiale på breoverflaten være omlagret. Smeltevann og nedbør fører til en sortering idet finkornig

materiale fjernes og avsettes i forsenkninger, mens grus, stein og blokk ligger tilbake på det opprinnelige avsetningsstedet. Alle prosessene pågår aktivt i sommerhalvåret. Den ytterste sonen av Høfdabrekkujøkull utgjør et ferdig utviklet morenelandskap (Fig. 6.19). Det vil si at nesten all underliggende is er smeltet vekk, med unntak av noen spredtliggende dødisrester. Terrenget er småkupert med hauger og rygger av usortert materiale, men også med betydelige innslag av sorterte sedimenter. På dagens breer i Norge, er det stort sett lite materiale på overflaten, unntatt nær brefronten på enkelte breer. Dette skyldes i første rekke at harde bergarter dominerer i erosjonsområdet. Vi må derimot anta at mye materiale ble transportert ned på breoverflatene under isavsmeltingens siste del, etterhvert som fjellområder og dalsider med tidligere avsatte løsmasser smeltet fri og breene lå igjen i bunnen av dalene. Et mildt klima førte til stor overflateavsmelting på breene, og det er ingen grunn til å tro at prosessene var mindre aktive enn eller skilte seg nevneverdig fra det som er beskrevet fra Høfdabrekkujøkull.



Fig. 6.19. Morenelandskap ved Høfdabrekkujøkull (Foto Kruger 1982).

En stor del av det typiske haugete og småkupert morenelandskapet vi finner i mange innlandsområder er sannsynligvis dannet på denne måten. Det er rimelig å anta at så og si alt

morenemateriale som befant seg på breoverflaten i en eller flere faser var utsatt for massebevegelse.

De eksemplene som er nevnt foran er alle studier fra områder nær brefronten. De fleste markerte morenerygger vi har i vårt land er dannet langs brefronten, eller langs sidene av breen. Prosessene for avsetning har normalt vært en eller flere av de som er nevnt foran:

1. Utsmelting av morene langs bunnen av breen.
2. Utsmelting langs overflaten og frontskråningen.
3. Utrasning og strømming i form av slamstrømmer.

I så måte skiller derfor ikke moreneryggene seg fra andre morenetyper i landet. Selve formen er et resultat av at breen lå lenge nok i ro til at det kunne bygges opp en markert rygg med morenemateriale. En del morenerygger **kan** være dannet ved at breen har presset materiale opp i en rygg under fremrykkingen, det vil si at den har virket som en bulldozer. Studier fra dagens breer tyder imidlertid på at denne prosessen er mindre viktig enn de som er nevnt ovenfor.

### Utviklingen av et morenelandskap.

Forholdene foran Høfdabrekkujøkull på Island kan illustrere dannelsen av et morenelandskap. Fig. 6.20 viser hvordan landskapet så ut i 1960.

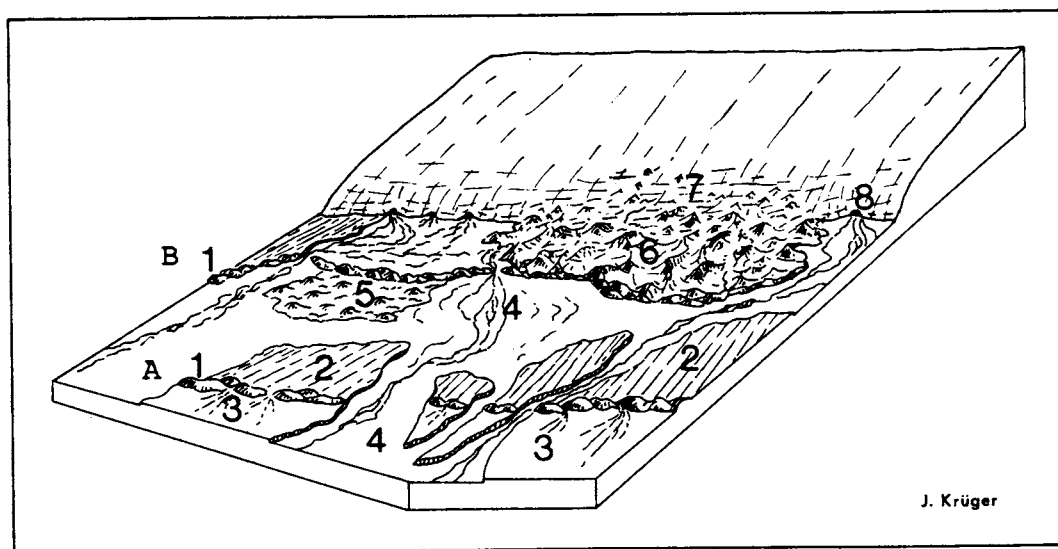


Fig. 6.20. Morenelandskap foran Høfdabrekkujøkull, Island. 1. Morenerygger. 2. Jevnt furet moreneoverflate. 3. Gammel breelvslette. 4. Yngre breelvslette med aktive elveløp. 5. Småkuppert dødismorene. 6. Stagnert is med uregelmessig overflate, tildels dekket med morene. 7. Kjegler av morene på is. 8. Breport.  
A: Beliggenhet av brefronten ved slutten av forrige århundre.  
B: Beliggenhet av brefronten i 1955. (etter Kruger 1982).

I slutten av forrige århundre rykket breen fram til en posisjon ca. 1.5-2 km foran den nåværende beliggenhet (Fig. 6.20 posisjon A). Under fremrykningen skle breen over underlaget og avsatte et jevnt lag med morene som har furer på overflaten, parallelt med brebevegelsen (2).

Breen ble liggende i ro ved posisjon 1 og det ble bygget opp en endemorene av materiale som skle ned langs brefronten (A1). Etter dette trakk isen seg tilbake til nåværende posisjon, eller lenger bak. Under tilbakerykningene ble det enkelte steder dannet et småkupert morenelandskap av materiale på overflaten av breen (5).

I 1955 rykket breen fram til posisjon B. En ny endemorene ble dannet (B1). Fra omkring 1960 og fram til idag har isen smeltet gradvis ned. Fronten er flat og lite aktiv. De ytterste 2-4 km av breen er dekket med sedimenter, og de overflateprosesser som er beskrevet tidligere er aktive. Om nedsmeltingen fortsetter, vil det dannes et karakteristisk, småkupert morenelandskap. Svært ofte blir imidlertid hele området foran breen oversvømmet av breelver. De løse, vegetasjonsløse moreneavsetningene blir derfor lett erodert av smeltevann, og området blir delvis omvandlet til sandursletter.

### **KLASSIFIKASJON AV MORENER UT FRA DANNELESSEMÅTEN.**

Studier av dagens breer, som beskrevet foran, gjør at vi kan skille ut noen hovedprosesser for morenedannelse.

**Under breen** tror vi at de to følgende prosessene er viktigst:

a. Fra aktiv bunnis som sklir over underlaget smelter det ut blokk, stein og finere materiale. Partiklene orienteres, og det grove materialet poleres (se Fig. 6.16). Moreneoverflaten er jevn, men kan ha parallelle furer som viser at breen over har beveget seg. Materialet er relativt rikt på silt fordi det dannes finstoff ved slipeprosesser. På engelsk kalles denne morenetypen "Lodgement till". På norsk har vi foreløpig ikke noe alment godtatt ord.

b. Fra stagnert bunnis som ligger i ro på underlaget smelter det ut materiale. Prosessen er passiv på den måten at det ikke foregår runding, sliping eller nedknusing. Vannet som dannes ved smelteprosessen fører gjerne til en utvasking av finstoff, og gir gjerne et markert innslag av sorterte sedimenter i morenen. Orienteringen av partiklene i morene kan gjenspeile deres orientering i isen. Morenen kalles gjerne "Utsmeltingsmorene" (engelsk: melt out till).

**På breoverflaten** dannes morene fra materiale som er sklidd og rast ut på breen fra området rundt breen, og fra materiale som smelter ut på breoverflaten. Så og si alt materiale gjennomgår massebevegelse. Den viktigste prosessen er trolig at morenematerialet flyter utover breoverflaten. Mye smeltevann på overflaten fører til utvasking av finstoff og avsetning av sorterte sedimenter sammen med morenematerialet.

Ujevne smelting av underliggende is og varierende mengder materiale gir et haugete terreng. Orienteringen av partikler i morenene er vanligvis svært vekslende. Morene som



er dannet på denne måten kalles gjerne "flytemorene" (engelsk: flow till) selv om deler av den kan være dannet ved andre former for massebevegelse.

I områder der breen ikke lenger er tilstede er det vanskelig å bestemme dannelsesmåten. En "flytemorene" som er dannet oppå breen kan ha omtrent de samme egenskapene som en "utsmeltningsmorene" dannet ved bunnen av breen. En "utsmeltningsmorene" kan iblant være så homogen at den kan ligne morene dannet fra aktiv bunnis. Vekslingen mellom ulike morenetyper kan dessuten være så rask at det ikke er mulig å gi noe enhetlig navn på morenematerialet.

For å komme lenger enn å kalle jordarten "morene" kreves det detaljerte studier av korn-sammensetning, partikkelorientering, indre strukturer og overflateformer. Det er også nødvendig å se på omliggende avsetninger og beliggenhet i terrenget.

Gjennom 50 år har det vært vanlig å skille mellom "bunnmorene" og "ablasjonsmorene". Bunnmorene skulle være dannet langs bunnen av breen, være kompakt og relativt homogen og ha en jevn overflate. Ablasjonsmorene, derimot, skulle være dannet fra materiale på breoverflaten. Den ble identifisert ved hauger og rygger, et høyt innhold av grovt materiale og gjerne ved tilstedeværelse av sorterte lag og linser.

Nyere studier, som er summert opp i det foregående viser at det er vanskelig å avgjøre hva som er avsatt oppå og under breen. Derfor er det ikke anbefalt å bruke disse begrepene. Begrepene "bunnmorenene" og "ablasjonsmorenene" er dessuten en uheldig blanding av posisjon ("bunn") og prosess ("ablasjon").

På norske kvartærkart skilles det idag stort sett ikke mellom ulike morenetyper. Kartleggingen gir ikke mulighet for detaljstudier av hver eneste moreneavsetning.

### **Morenematerialets betydning for andre avsetninger.**

Hvis Norge før siste nedisning hadde en tilsvarende fordeling av løsavsetninger som det vi har idag så må morenematerialet som ble dannet under siste nedisning inneholde mye gammelt morenemateriale. I postglasial tid er andre løsavsetninger dannet ved erosjon i morenematerialet og sortering under og etter fluvial transport (Fig. 6.21). Sliping og knusing i strømmende vann har produsert mer finmateriale enn det som opprinnelig var tilstede i morenene.

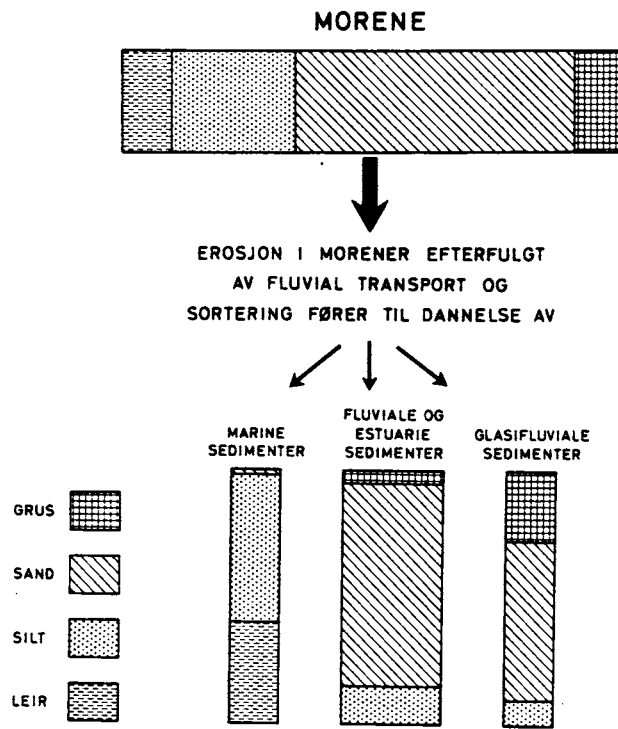


Fig. 6.21 Erosjon i morener og sortering under og etter fluvial transport er viktige prosesser for dannelsen av postglasiale sedimenter.

## KAPITTEL 7 BREELVER OG BREELVAVSETNINGER

### Spor etter breelver.

Mange steder i Norge ser vi store grustak eller sandtak, hvor materialet består av vekslende lag med sand, grus eller stein. Selve avsetningen kan være en langstrakt rygg langs dalbunnen, en terrasse langs dalsiden eller et delta. Materialets sortering, rundhet og lagdeling viser at materialet er vanntransportert. Stadig veksling mellom lag med finsand og grov grus eller steinlag viser at vannføringen (vannhastigheten) har variert voldsomt (Fig. 7.1) Andre steder finner vi kraftige elvefar og store jettegryter erodert i fjell i områder hvor det i dag ikke engang renner en liten bekk.

De fleste av disse avsetningene og mange av erosjonsformene ble dannet da innlandsisen over Norge smeltet.



Fig. 7.1 Grustak i breelvavsetninger. Det som karakteriserer avsetningene er de skarpe vekslingene mellom grovt og fint materiale, lagdelingen og materialets rundhet (avslipping)(Haldorsen, upubl).

I de ytre kyststrøk kan vi finne spor etter breelvenes virksomhet helt fra Eldste dryas (mer enn 12 000 år siden), mens sporene i innlandet stort sett skriver seg fra Preboreal og Boreal tid (10 000 - 8 000 år før nåtid). Da landområdene smeltet fram fra breen, var det ingen vegetasjon som virket bindende på løsmaterialet, og det var muligheter for svært omfattende breelverosjon under og like etter avsmeltingen av siste istids breer.

### **Smeltevann.**

I kapittel 2 har vi vist hvordan breenes størrelse bestemmes av forholdet mellom akkumulasjon av snø og avsmelting. Klimaforbedringen som startet for ca 20 000 år siden førte til en gradvis heving av likevektslinjen. De store ismassene som lå over Skandinavia smeltet ned i løpet av forholdsvis kort tid, og det var enorme mengder med smeltevann som skulle dreneres til havet. Smeltevannet og den normale nedbør førte til at elvene hadde en langt større vannføring enn det vi observerer i dag selv i flomperioder.

I denne isavsmeltingsperioden har vi hatt omfattende erosjon og transport av breelvene. Smeltevannet har ført til erosjon og sedimentasjon såvel i selve breområdet som i dalførene mellom breen og havet.

### **Kald bre eller varm bre.**

Det er store forskjeller på kalde og varme breer når det gjelder dannelse og transport av smeltevann. En kald bre er fastfrosset til underlaget og vann fra overflaten fryser til is når det kommer ned i sprekker. Smeltevann som dannes på overflaten om sommeren renner i forsenkninger på breens overflate eller langs breens kanter.

En varm bre (på trykksmeltepunktet) smelter fra undersiden (jordvarmen) og på overflaten. Vanligvis dannes det minst 10 ganger så mye vann på overflaten som langs breens bunn. På overflaten dannes smeltevannet i løpet av en forholdsvis kort sommerperiode, og vannføringen varierer sterkt med temperatur og nedbør. Smeltevannet ved breens bunn dannes med en nesten konstant hastighet gjennom hele året. Vann kan renne på sprekker og i tunneller uten at det fryser, og fritt vann kan finnes i hele ismassen. Ofte kan breen deles i en undre vannmettet del og en øvre umettet del.

### **Breelv.**

Der smeltevannet er samlet i et smeltevannsløp har vi en breelv. I breelvene gjelder de samme hydrodynamiske prinsipper som i andre elver, men breelvene skiller seg imidlertid fra andre elver ved at de :

1. opptrer i kontakt med eller i nærheten av en bre,
2. har en vannføring som er bestemt av isavsmeltingen på breen. Breelvene har av den grunn meget store variasjoner i vannføring.

Målinger foran norske breer viser at hovedmengden av smeltevannet kommer ut i løpet av perioden mai-august. Fig. 7.2 viser et eksempel fra Vesledalsbreen (Jostedalbreen). I de varmeste periodene i juni og august var det størst avsmelting, og dette gjenspeiles i vannføringskurven. Ved høye vannføringer har vannet størst eroderende og transporterende evne og hovedmengden av suspensjonstransporten foregår i disse periodene.

## UTLØP FRA VESLEDALSMBREEN

Suspendert materiale  
(stolper).

tonn/dag

40

20

0

10

JUNI

JULI

AUGUST

Vannføring (kurve).

$0.4 \times 10^6$  (m<sup>3</sup>/dag)

0.2

0

10

JUNI

JULI

AUGUST

Fig. 7.2 Vannføring og materialtransport (suspendert materiale) fra Vesledalsbreen.

### Smeltevannets dreneringsveier.

Så lenge isdekkets overflate var høyere enn landoverflaten rant smeltevannet på isoverflaten, og isoverflatens helning styrte dreneringen ut mot brekanten.

Fra det tidspunkt da de høyeste fjelltoppene stakk gjennom isoverflaten og fram til isavsmeltingens slutt ble dreneringen av smeltevannet stadig mer dirigert av terrengformene. I denne perioden var det samspillet mellom isen og terrenget som bestemte hvor vannet kunne renne. Ved slutten av siste nedising var store deler av isdekket en **varm bre**. Smeltevann og normal nedbør skulle i løpet av sommeren dreneres ut gjennom våre dalfører hvor det fortsatt lå tykke isrester bevart langs dalbunnen. Smeltevannet fulgte forskjellige dreneringsveier mot brefronten.

For en **varm smeltende bre** kan vi dele smeltevannsløpene i følgende grupper (Fig. 7.3).

1. Supraglasiale løp (oppå breen)
2. Englasiale løp (inni breen)
3. Laterale løp (langs kanten av breen)
4. Subglasiale løp (langs breens bunn).
5. Proglasiale løp (foran brefronten).

### BREELVENES EROSJON.

Breelver som dannes når store ismasser smelter er blant de mest aktive erosjonsfaktorer på jordoverflaten. Det skyldes at vannet i breelver ofte har stor hastighet, og det er mettet med sedimenter. Spor etter breelverosjon kan opptre på mange forskjellige måter. Det kan dreie seg om grunne eller dype nedskjæringer i fast fjell eller i løsmasser (vanligvis morene). Det er beskrevet smeltevannsløp der vannet langs sidene av breen har erodert kanaler som er nesten 100 meter dype, hvor den ene veggen består av is og den andre av fast fjell.

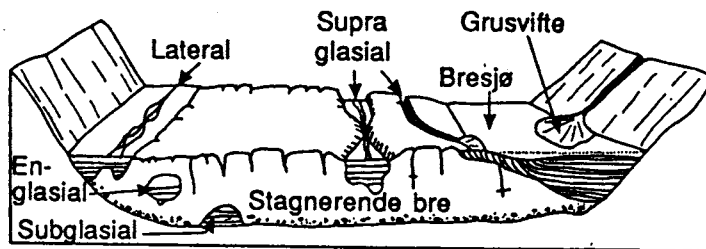
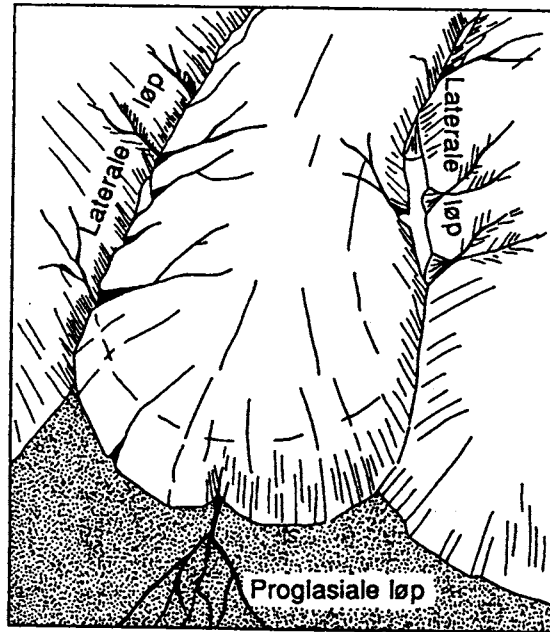


Fig. 7.3 Inndeling av breelvløp ut fra beliggenhet i forhold til breen. Nederst er det vist et tverrsnitt gjennom en varm dalbre. (delvis etter Flint 1971).

Erosjonsspor etter breelver kan ha følgende kjennetegn:

1. De starter og ender ofte på steder der det ikke er naturlig at en normal elv ville begynne eller slutte.
2. De er tørre eller fører ubetydelige vannmengder i dag.
3. De har ofte steile sider (gjel) og er gjerne svært rette over lange strekninger.
4. De kan kutte tvers over naturlige vannskillere.
5. De kan ende i store utvaskingsvifter, terrasser eller fortsette som eskere, det vil si avsetninger av typisk breelvkarakter.

### De eldste erosjonssporene.

De supraglasiale og englasiale breelvene eroderer i is eller i løsmateriale oppå og inni breen. Spor etter slik erosjon kan ikke observeres etter at isen har smeltet ned, så det er først når terrenget trenger igjennom isens overflate at det dannes varige erosjonsspor.

Blant de eldste erosjonsspor etter smeltevannet er de såkalte "sadelskår" som vi finner i våre høyfjellsområder. Dannelsen av slike erosjonsformer er illustrert i Fig. 7.4.

Da innlandsisen smeltet ned, dukket det etter hvert opp fjelltopper som "øyer" på breoverflaten (nunatakter). Der to slike topper dukket frem ved siden av hverandre, ble forsenk

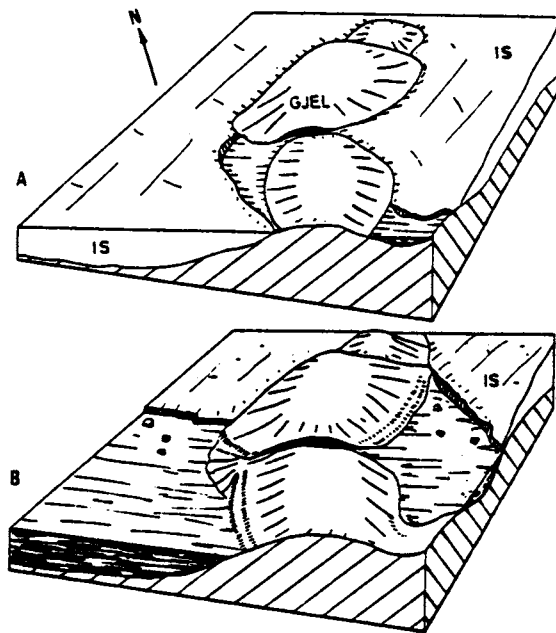


Fig. 7.4 Utviklingen av smeltevannsløp rundt nunatakker (fjelløyer) som stikker opp av den smeltende innlandsisen. A: Vannet flyter på isoverflaten fra østsiden av fjellryggen ned i en liten bresjø på vestsiden. Løpet fordypes etter hvert som breen smelter ned. B: Gjelet utformes av vann fra en bresjø på østsiden som renner ned i sjøen på vestsiden. Det dannes i begge tilfelle et sadelskår (etter Price 1973).

ningen mellom dem til et passpunkt. Mye smeltevann ble dannet rundt nunatakkene og det rant fra breoverflaten ovenfor øyene, gjennom passpunktet og ned på den lavere delen av breoverflaten nedenfor øyene, der det iblant kunne dannes en bresjø. Kraftig erosjon førte til dannelsen av dype gjel eller "sadel-skår" over passpunktet.

Det store gjelet Mjølbøla (80 m dypt) i midtre Gudbrandsdalen regnes som et slikt sadelskår (Fig. 7.5). Vannet har trolig rent oppå breoverflaten (supraglasialt) på oversiden av passpunktet, mens det på nedsiden har rent ned under breoverflaten (englasialt).

#### Laterale og sublaterale erosjonsspor.

På slutten av isavsmeltingen, mens våre dalfører fortsatt var fylt med dalbreer eller dynamisk død is, var den laterale dreneringen svært viktig (Fig. 7.6). Nedenfor **likevektslinjen** var breens overflate vanligvis konveks slik at smeltevannet på overflaten rant ut mot dalsidene. På grunn av "skjev" nedsmelting ble vannet ofte konsentrert langs den ene dalsiden og den raske avsmeltingen i store områder førte til en stor vannføring langs brekanten (Fig. 7.6).

En del av dreneringen kunne også foregå langs dalsiden et stykke under selve breoverflaten (sublateralt, Fig. 7.6 b). Der dalsiden var bratt, eroderte breelva kraftigst i isen, mens det ble lite erosjon i det faste fjellet i dalsiden. Løpene er derfor vanskelige å identifisere i dag bortsett fra at vi kan finne meget rensfylte berggrunnspartier.

I slakere dalsider, dekket med morene, kunne breelva erodere et "hakk" (ensidig løp) inn i

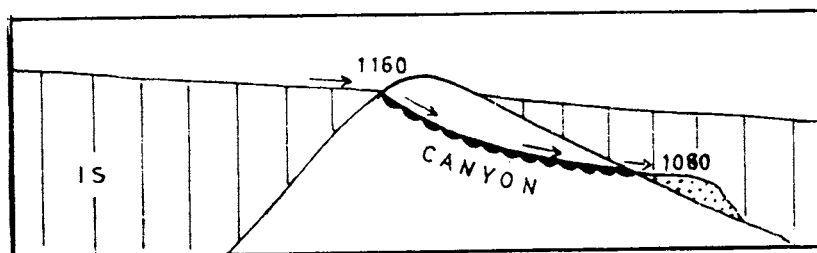


Fig. 7.5 "Situasjonsbilde" som illustrerer dannelsen av gjelet Mjølbøla i Gudbrandsdalen. (etter Mangerud 1964).

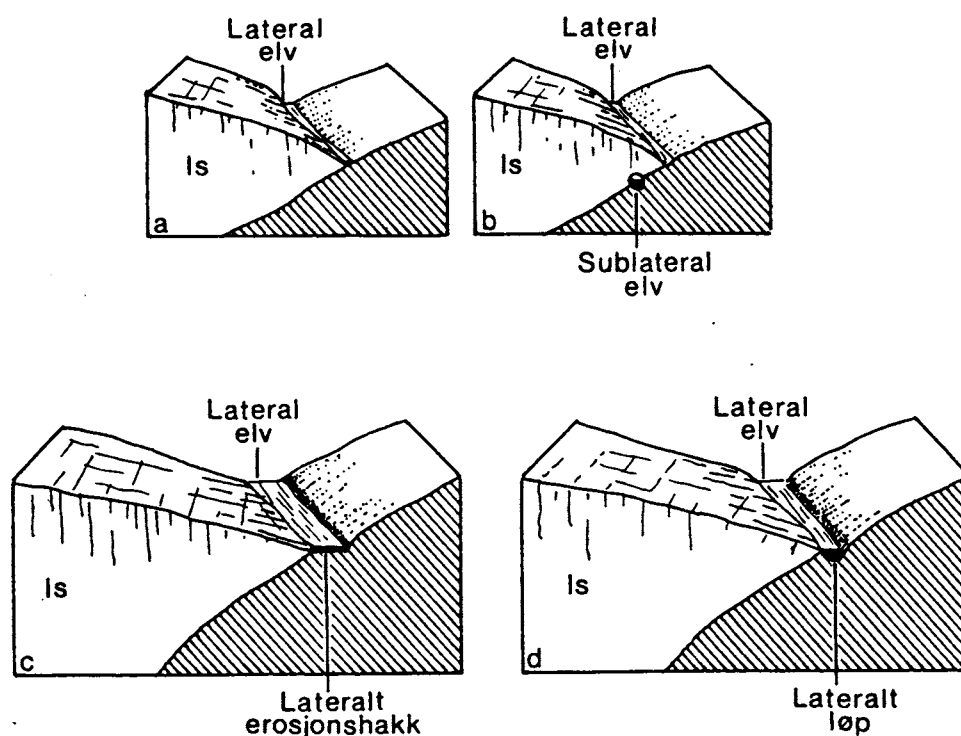


Fig. 7.6 Utvikling av lateral og sublateral drenering (etter Price 1973).

dalsiden (Fig. 7.6 c). Hvis erosjonen fortsatte å virke i samme nivå over lengre tid, ble hakket gjerne utviklet til et tosidig løp der begge sidene i løpet består av fjell eller løsmasser (morene) Fig. 7.6 d.

Disse erosjonssporene kalles vanligvis ensidige og tosidige **spylereenner**. De kraftigste spylereennene ble utviklet der det var avsatt tykke bunnmorener.

I enkelte områder eroderte breelvene vekk alt løsmateriale slik at fjellet ble helt renspylt. Andre steder fjernet breelvene det fineste materialet slik at det i dag bare ligger igjen store felt med blokker og steiner.

Der breen lå så tett inntil dalsiden at vannet ikke kunne trenge ned mellom is og fastmark, kunne det utvikles en type erosjonsspor som kalles "skvalserpentiner". Her rant breelvene delvis inne på fastmark og delvis ute på breen. De svingte fram og tilbake mellom breen og fastmark i dalsiden i et sammenhengende elveløp. Slike skvalserpentiner som bukker



seg fram og tilbake i dalsiden er vanlige i relativt slake dalsider, bl.a. i dalfører på Østlandet og i Trøndelag.

### Englasial og subglasial strømning.

Fig. 7.7 viser et vertikalt snitt gjennom en varm dalbre (Mikkaglaciären, Sverige). Overflatevannet fanges opp av sprekker og vertikale smeltevannsrør som fører vannet ned til den vannmettede del. Under vannspeilet er det hydraulisk strømning fram mot brefronten.

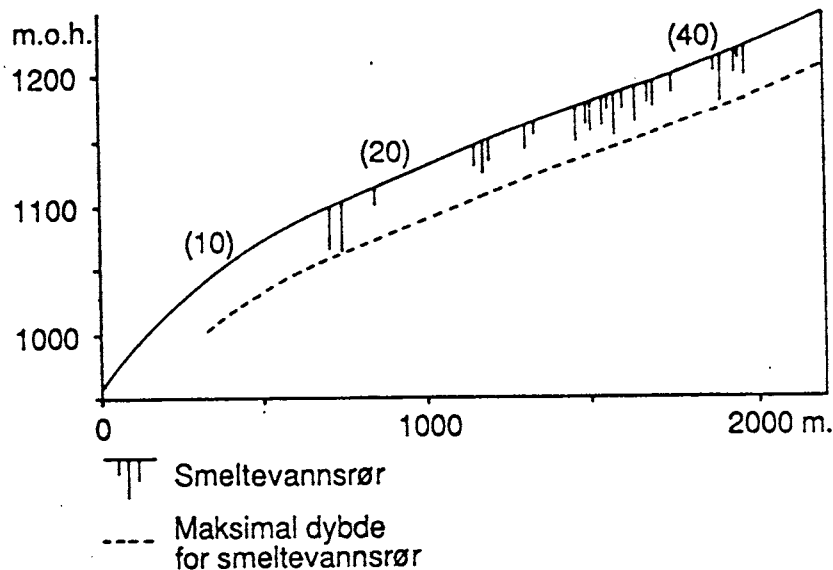


Fig. 7.7 Vertikalt snitt gjennom ytterste del av en varm dalbre (Mikkaglaciären). Vertikale smeltevannsrør er tegnet inn (etter Stenborg 1969).

Ved å blande smeltevannet på overflaten med salt og bestemme når saltvannet nådde fram til brefronten fant man at smeltevannet hadde en gjennomsnittlig hastighet på omtrent 1 m/sek. Det betyr at vannet strømmer raskt gjennom sprekker og tunneler i isen før det samles i en breelv.

Ismassen vil være plastisk, slik at sprekker og tunneler under et bestemt dyp vil tettes ved at isen siger sammen. Å holde en tunnel åpen krever derfor at den varme som tilføres med smeltevannet er tilstrekkelig til å smelte isen raskere enn den siger sammen.

I vintersesongen lukkes deler av dreneringssystemet gjennom isen når smeltevannsstrømmingen avtar, og det åpnes gadvis på nytt om våren når smelteprosessene starter. Smeltevann som rant langs bresidene ble ofte, før det nådde fram til brefronten, fanget opp i sprekker eller forsenkninger og drenert ut langs dalbunnen.

I steile dalsider kunne smeltevann som rant under isen og rett ned mot dalbunnen erodere kraftig i løsmateriale eller fast fjell. Slike steile erosjonsløp kalles for **slukrenner**. Det er en mengde slukrenner i de sentrale innlandsstrøkene i Sør-Norge.

Under en smeltende bre vil det relativt raskt kunne etableres lange, åpne breelvløp. Tak og

vegger består, iallfall i store deler av løpet, av is, mens bunnen består av fast fjell eller løsmasser. Subglasiale breelvløp dannet under isavsmeltingens siste del vil ofte falle sammen med dagens elveløp, fordi breelvene også søkte seg ned mot de laveste punktene i terrenget. Det kan derfor være vanskelig å avgjøre hva som skyldes breelverosjon og hva som er erodert av elvene etter at breen forsvant. Nesten alle store elveløp i Norge har vært kanaler for smeltevann i faser av isavsmeltingen.

### Jettegryter.

Når smeltevannet traff fjelloverflaten med stor kraft via et steilt løp ned gjennom breen, ble det ofte erodert ut jettegryter (Fig. 7.8). Jettegryter ble også dannet mange steder der breelvene fosset langs kanten eller bunnen av breen med stor hastighet (Fig. 7.9).

Jettegrytene kan ha imponerende dimensjoner og viser klart hvilken eroderende kraft breelvene kunne ha.

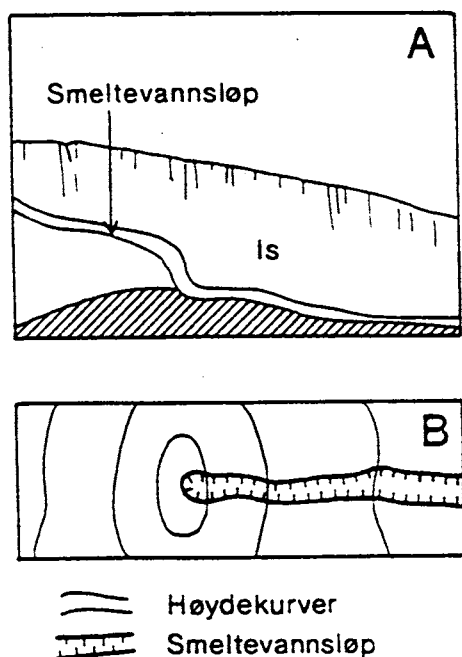


Fig. 7.8 Subglasiale smeltevannsløp. En englasial breelv finner veg til bunnen av breen og lager en jettegryte og et subglasialt løp. A: Tverrsnitt. B: Sett ovenfra. (etter Price 1973).



Fig. 7.9 Jettegryte i fjell. Nedre del er 10 m dyp (etter Brøgger og Reusch 1874).

### Noen kjente jettegryter i Norge.

"Brofosshølen i Tunhovd, Norges største jettegryte" ble beskrevet allerede i 1920. Den er ca 35 m lang, 10 m bred og 12-15 m dyp.

I en kort periode under isavsmeltingen rant vannet fra Vinstras nedslagsfelt gjennom Espedalen. I dette korte tidsrommet ble det erodert et markert gjel like sør for Espedalsvatnet. Det er en imponerende trang kløft med en dybde på 30-40 m ("Helvete"). Over en strekning på hundre meter er det en sammenhengende serie med svære jettegryter (Fig. 7.10). De subglasiale breelvene har mange steder erodert ut lange, rette gjel i berggrunnen, hvor det i dag renner helt ubetydelige vannmengder.

Mange steder finner vi spor etter subglasiale breelver ved at alt løsmaterialet er fjernet langs løpet, eller finmaterialet er fjernet og det ligger kun stein og blokker tilbake.

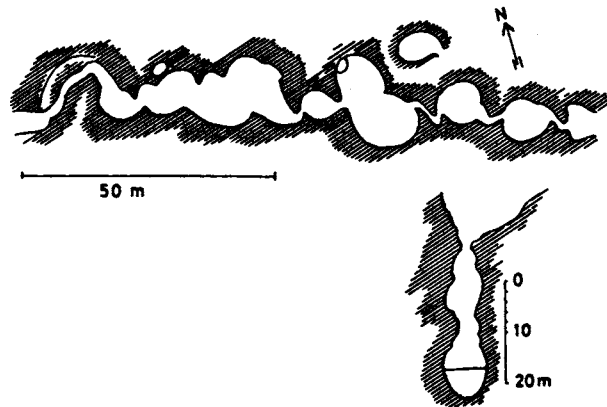


Fig. 7.10 Jettegryter i "Helvete", i Espedal, der det tidligere var avløp for Espedalsvatnet (etter Ramsli m.fl.).

### Proglasiale elveløp.

Vannmengden i breelvene øker gradvis mot brefronten. Utenfor brefronten dannes proglasiale elveløp hvor vannet kan erodere kraftige kanaler i morenemateriale og andre eldre løsmasser.

### Tapningsløp.

Smeltevann kan samles i sjøer hvor utløpet er stengt av is (bredemt sjø). Hvis isdemningen plutselig gir etter får man en katastrofemessig uttapning. Breelva får en unormalt stor vannføring, har stor eroderende virkning og frakter store sedimentmengder.

På Island har katastrofetapninger av bredemte sjøer vært studert mange ganger i moderne tid. Breelvene kalles i den forbindelse for jökulhlaup.

Fig. 7.11 viser et snitt gjennom Skeidararjökull (del av Vatnajökull). Stor varmetilførsel (geotermalt område) fører til dannelsen av en subglasial sjø (Grimsvatn). 25% av vannet i sjøen er nedbør som samles i forsenkningen over innsjøen, mens resten er smeltevann.

Bresjøen fylles inntil det er balanse med isdekket. Plutselig tappes sjøen gjennom et intraglasialt eller subglasialt tunnelsystem. 50 km nedstrøms ved brefronten kommer vannet fram. Tapningen er så voldsom at hele området nedenfor breen (Skeidararsandur) over

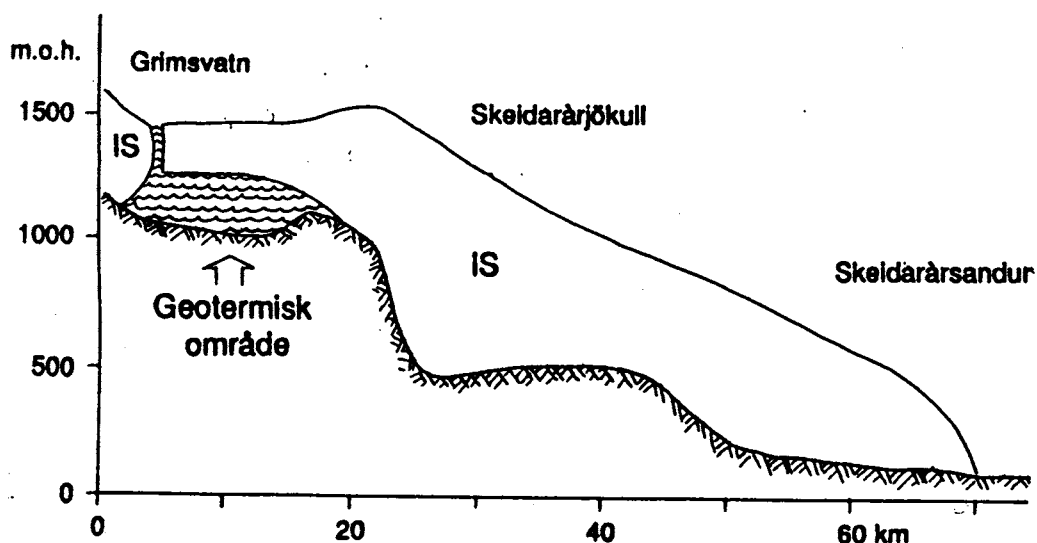


Fig. 7.11 Snitt som viser den bredemte sjøen under Skeidararjökull på Island (etter Björnsson, 1974).

flømmes med vann som frakter store sedimentmengder og store isblokker.

Tapningsprosessen stopper mens det ennå er store vannmengder tilbake i sjøen, og vannoverflaten er fortsatt 200 m høyere enn fjellterskelen ved utløpet. Oppfylling av de 3 km<sup>3</sup> med vann som forsvant tar ca 5 år.

Det karakteristiske ved tapningskatastrofer eller jökulhlaup er at de kommer plutselig og med voldsom kraft, og at vannføringen raskt avtar igjen (Fig. 7.12). Det er målt vannføring helt opp til 100 000 m<sup>3</sup> sek<sup>-1</sup> i forbindelse med jökulhlaup på Island.

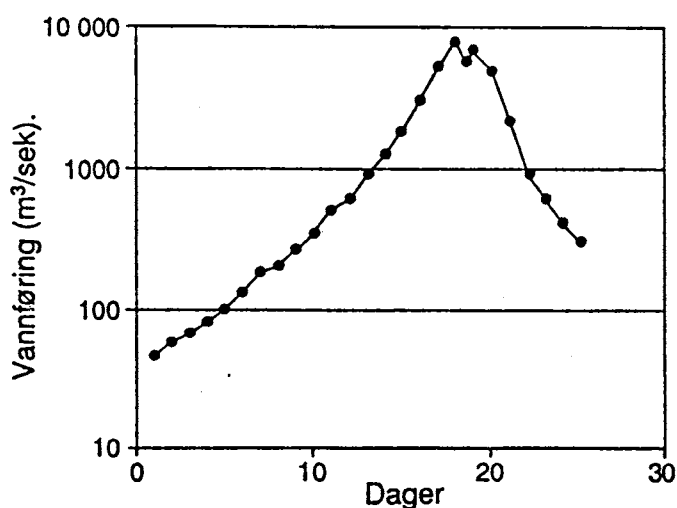


Fig. 7.12 Tapningshydrograf for det bredemte Grimsvatn.

Da den bredemte sjøen i Østerdalen (Nedre Glåmsjø) ble tappet, eroderte breelvene kraftig over passpunktet ved Barkald og Jutulhoggene ble trolig utformet ved disse tapningene. Store gjel som har vært kanaler for smeltevannet ved tilsvarende tapninger, finner vi bl.a.



Fig. 7.13 Nedre kløft ved Hellemobotn, Nordland, som antas å være utformet under tapning fra Store Lulesjø. (etter foto fra Norges Geologi, Bd II, S. Foslie).

ved Hellemobotn og i Tollådalen i Nordland (Fig. 7.13) og i Dividalen i Troms. Disse gjelene er sannsynligvis dannet i tidligere nedskjæringer eller sprekker i berggrunnen, og ikke bare utformet under avsmeltingen av siste istids breer.

### **BREELVAVSETNINGER.**

Breelvavsetninger er det materialet som breelvene har fraktet med seg og avsatt under, langs kanten av eller foran breen. I andre lærebøker vil man ofte støte på betegnelsen **glasifluvialt** materiale. Denne betegnelsen viser også at det er et elvetransportert materiale (fluvialt) og vannet i elva skyldes smelting av breen (glasi-). Avsetningene er dannet ved at smeltevann har erodert i hovedsakelig morene og fjell og avsatt et sortert materiale etter kortere eller lengre transport.

Det er knapt noen annen jordartstype i landet som varierer så mye både med hensyn til sammensetning og ytre form som breelvavsetningene. Det normale er at avsetningene består hovedsakelig av sand og grus, men vi finner ofte breelvavsetninger som er dominert av stein og blokk. Som regel er materialet innenfor ett lag i en avsetning middels godt til godt sortert, og grus og grovere partikler er middels godt rundet.

Mange steder finner vi korttransporterte breelvavsetninger med dårlig sortering og steinmaterialet er dårlig rundet.

#### **Avsetningstyper.**

Breelvavsetningene blir klassifisert ut fra avsetningsmiljø og/eller ytre form.

#### **Eskere.**

Andre vanlige navn på denne type avsetninger er åser, rullesteinsåser og geitrygger). Eskere er rygger av breelvmateriale som ble avsatt i smeltevannstunneler eller i åpne smeltevannsløp på breen. Som regel ble de dannet i relativt flatt terreng, der vannhastigheten i breelvene var så lav at betingelsene for sedimentasjon var tilstede. De ligger gjerne i dalbunnen, og kan følges langs elvene, eller sees som odder og holmer ute i innsjøer.

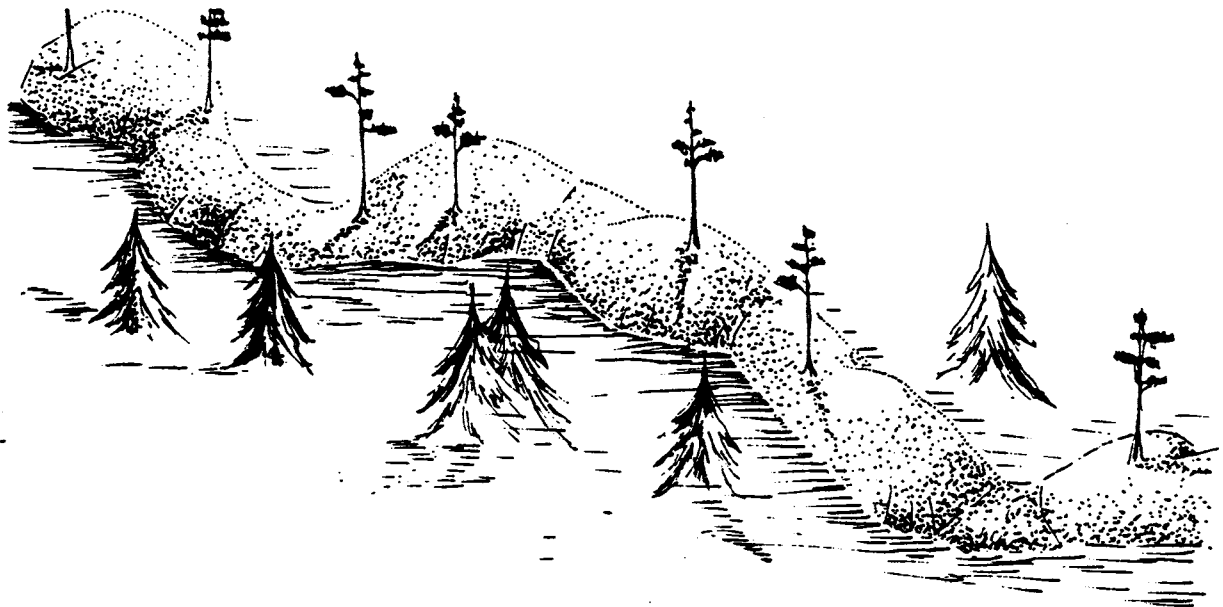


Fig. 7.14 Esker i et flatt terreng. Ryggen består av grovt materiale og har en lav grunnvannstand. Furu er det naturlige treslaget på denne ryggen, mens området omkring er dominert av granskog.

Dimensjonene på ryggene varierer mye. De kan være fra noen få meter til flere hundre kilometer lange. Bredden og høyden står som regel i forhold til lengden, slik at korte rygger er lave og smale, mens lange rygger er brede og høye.

Eskere kan opptre som sammenhengende, jevne og rette rygger, men det er mer vanlig at de er uregelmessige, usammenhengende og at de svinger fram og tilbake relativt uavhengig av terrengformene (Fig. 7.14). Iblant opptrer de som en rad av hauger lenket sammen av smale rygger (Fig. 7.15).

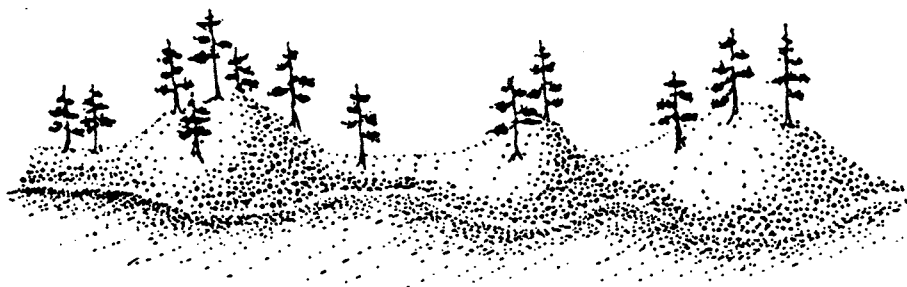


Fig. 7.15 Eskerrygg av uregelmessig type (punktesker). Den består av hauger som er lenket sammen av smale rygger.

#### Dannelsesmiljø for eskere.

Eskere kan dannes i 4 litt forskjellige miljøer avhengig av smeltevannets "transportvei": subglasialt, englasialt, supraglasialt og proglasialt. De fleste av våre store eskere ble trolig dannet **subglasialt** (langs breens bunn). Formen på dem er avhengig av formen på breelvtunnellene, som sannsynligvis var like varierende under isavsmeltingen i Norge som de er

under dagens breer. En lav, bred tunnel gir en esker som er flat på toppen og den er vanskelig å observere i terrenget. Høye og smale breelvtunneler vil derimot gi eskere som har en mer markert form og slike eskere vil være lettere å få øye på. Materialet i slike eskere vil være utsatt for ras når isstøtten på siden forsvinner.

Iblant ble selv bratte tunneler, som gikk rett ned dalsiden under isen, fylt med breelvmateriale. Eskere som ble dannet på denne måten kalles gjerne **slukeskere** (slukåser).

Smeltevannet i subglasiale tunneler sto ofte under et høyt hydrostatisk trykk og kunne presses oppover bakke over lokale vannskillinger og lave koller. Som et resultat ble det dannet eskere som går sammenhengende over høydedrag i terrenget.

### Supraglasiale og englasiale eskere.

Deler av eskersystemene kan avsettes på isoverflaten (supra-) eller inni isen (englasialt). Supra- og englasiale eskere vil ofte ha en sterkt forstyrret lagdeling som følge av at materialet beveget seg da isen under smeltet ned. I den siste fasen av innlandsisens nedsmelting, da breene var svært tynne og dynamisk døde, ble det ofte en kombinasjon av supra- og subglasiale løp. Det eksisterte åpne breelvløp tvers gjennom isrestene, og eskerdannelse i disse løpene var en vanlig prosess.

**Eskermaterialet** er gjerne grovt med et høyt innhold av grus og stein. I de store eskerne i hoveddalene er materialet ganske godt sortert og rundet, og det er et høyt innhold av langtransportert materiale. Lagdelingen er vanligvis tydelig og ofte konform med overflaten (Fig. 7.16).

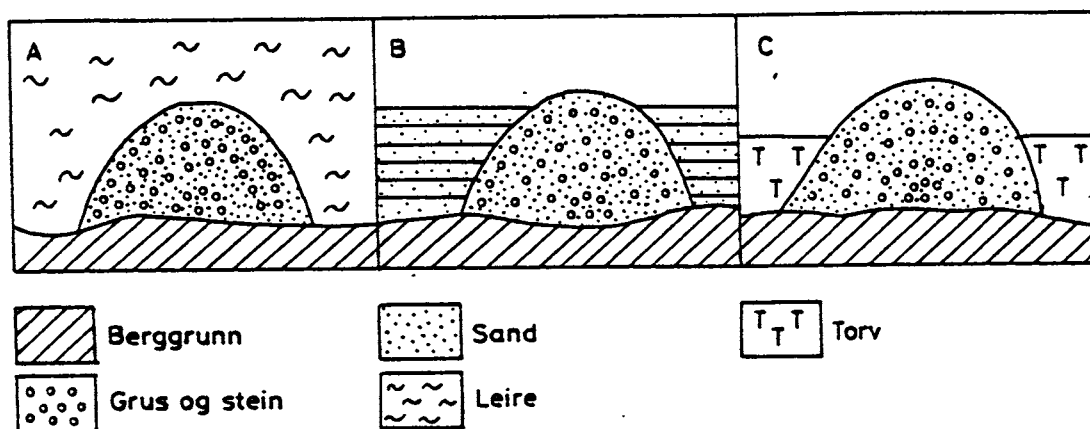


Fig. 7.16 Tverrsnitt gjennom eskerrygger og yngre avsetninger. A. Hele ryggen er begravet i marin leire og stikker ikke frem i dagen. Den vil ikke bli oppdaget ved regulær kartlegging eller ved grunne borer. B. Ryggen er delvis dekket av elvesand. Den peker seg ikke ut formmessig i terrenget, men vil normalt bli oppdaget ved kartlegging og ved grunne borer. C. Esker i et myrområde. Ryggen sees som et bånd av fastmark som bukker seg gjennom myra.

I små eskerrygger på fjellet, i dalsider og i sidedaler er materialet vanligvis dårligere sortert og mindre rundet, det er av lokal karakter og kan iblant ha nesten samme sammensetning som en morene.

Eskere som ligger nede i forsenkninger i terrenget, er ofte helt eller delvis begravet i yngre sedimenter slik som marin leire, elvesand eller torv (Fig. 7.16).

### Proglasiale eskere.

Helt til siste del av Preboreal tid lå brefronten i havet langs store deler av kysten. De subglasiale breelvvene som munnet ut i sjøen ved brefronten, avlastet her raskt mesteparten av det materialet de hadde ført med seg. Det ble bygget opp en haug foran munningen av breelvtunnelen. Det groveste materialet ble avsatt nærmest brefronten og det fineste lengst unna (Fig. 7.17). Etter hvert som breen trakk seg tilbake, kunne det avsettes en rekke slike hauger av grovt materiale (sand, grus, stein). Ofte var de lenket sammen av lave rygger med finere materiale (sand). Denne eskertypen kalles **punktesker**.

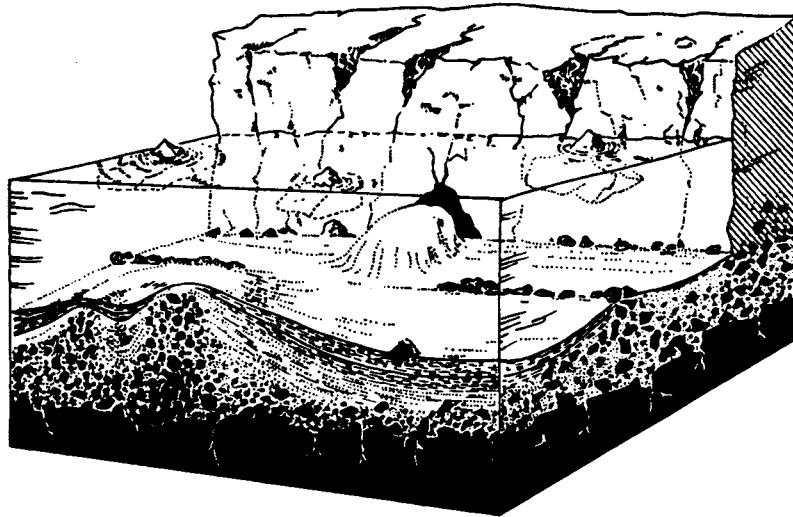


Fig. 7.17 Blokkdiagram som viser isens tilbaketrekking i løpet av to år. (Svart = fast fjell, svarte kantete partikler = morene, runde prikker = breelvvsetninger, korte streker = ishavleire). Isen munner ut i havet der det flyter isfjell, og foran isen kan man se to endemorener. Utenfor tunnelen midt på isfronten bygges det ut en punktesker. (Etter Sveriges Geologi, 1957).

I Sverige er punkteskere en vanlig eskertype, mens den er mindre vanlig i Norge. Vi finner imidlertid noen slike eskere bl.a. øst for Oslofjorden.

Proglasiale eskere kan også dannes på andre måter enn den som er beskrevet ovenfor. Det er ofte sprekker innover i isen nær brefronten (Fig. 7.18). I slike sprekker kan det bli avsatt breelvmateriale. Når brefronten trekker seg tilbake, vil sprekkefyllingen bli stående igjen som en rygg. Ryggen kan gjerne bli utviklet videre bakover når brefronten trekker seg tilbake og sprekken utvikles videre innover i breen. Denne typen rygger finner man bl.a. i forbindelse med israndavsetninger. Materialet er tildels dårlig sortert, på grunn av kort transport med rennende vann. Ofte dreier det seg om materiale fra breoverflaten som



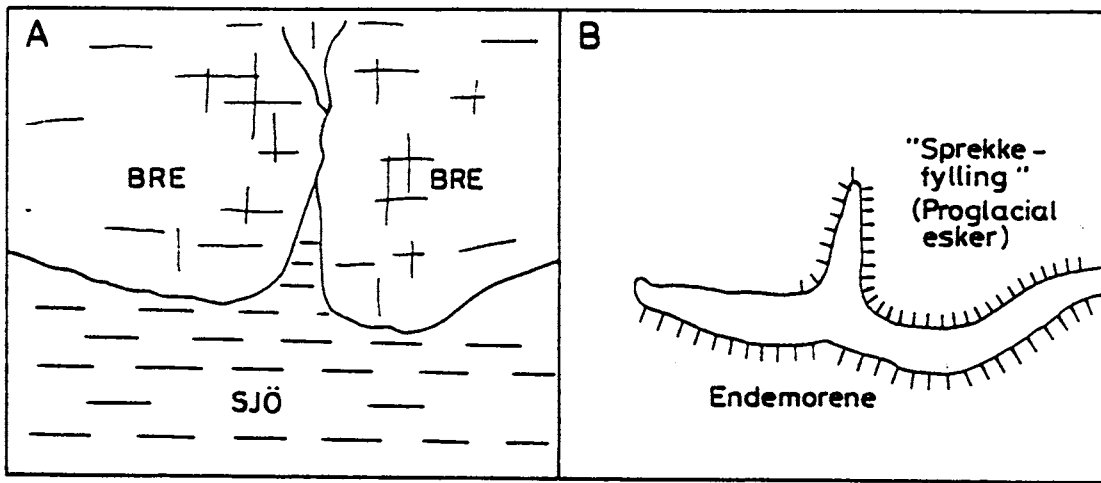


Fig. 7.18 Dannelsen av en proglacial esker. Materialet transporteres fra breen (A, sett ovenfra) ut i sjøen foran brefronten og ned i sprekken innenfor brefronten. Når breen trekker seg tilbake, blir det stående igjen en sprekkefylling eller proglacial esker vinkelrett på en endemorene (B, sett ovenfra).

kun er blitt skylt ned i bresprekker. I forbindelse med Ås-Ski-trinnene finner man flere slike rygger som er orientert vinkelrett på moreneryggenes lengderetning. På svensk side kan eskere følges så og si sammenhengende videre sørover mot Gøte-borg.

#### Regional utbredelse av eskere.

Eskere kan observeres i hele landet. Et av våre største eskersystem finner vi i Rendalen. Det er mulig å følge dette systemet fra Tyldal, gjennom Storsjøen og over Finnskogen. Det er ikke trolig at det har eksistert en åpen smeltevannskanal/tunnell samtidig over hele denne strekningen, men det viser hvilken vei det subglasiale smeltevannet ble drenert i en vesentlig del av isavsmeltingen. Eskersystemet er delvis begravet i yngre elveavsetninger og vanskelig å observere på overflaten i dag.

På Jæren er Nærbøeskeren mest kjent, men det er også mange andre store eskere i dette området. Hellevikeskeren eller St. Olavsormen som ligger vest for Egersund, er en av de vakreste eskere i landet der den ligger meget markert i terrenget.

Enorme smeltevannsmengder ble frigjort da isdekket over Finnmark smeltet bort og spesielt i Øst-Finnmarks dalfører, f.eks. langs Tana, finner vi mange store eskere. (Fig. 7.19). De er ofte lette å få øye på fordi de ligger i skogbare områder.

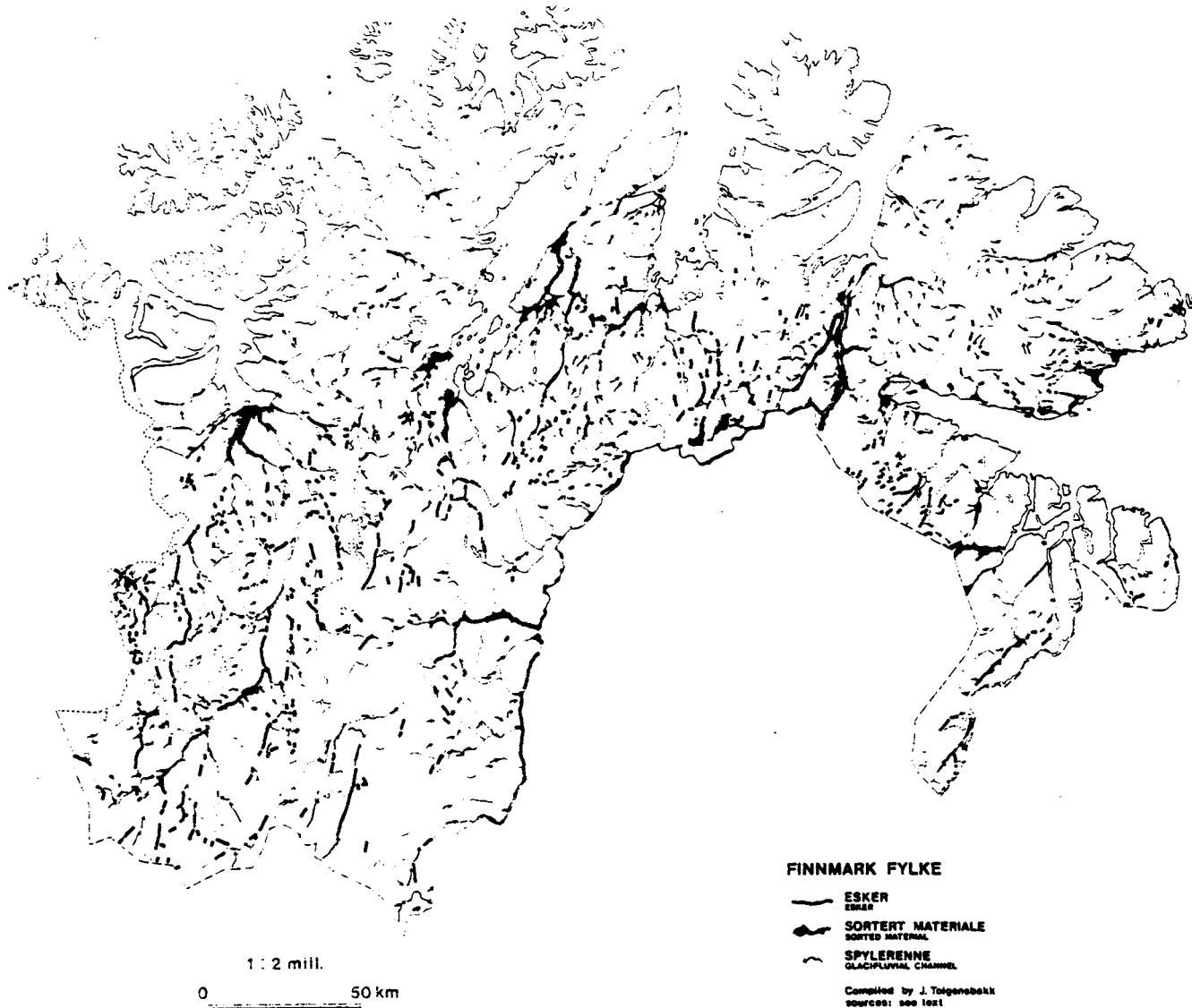


Fig. 7.19 Eskersystem i Finnmark. De lengste kan følges 50 km eller mer.

### Kames.

Kames er hauger eller iskontaktterrasser av breelvmateriale. Den opprinnelige lagdelingen og den ytre formen er ofte forstyrret ved at materialet raste ned da isen smeltet.

Kames kan dannes lateralt, subglasialt, englasialt eller supraglasialt (Fig. 7.20).

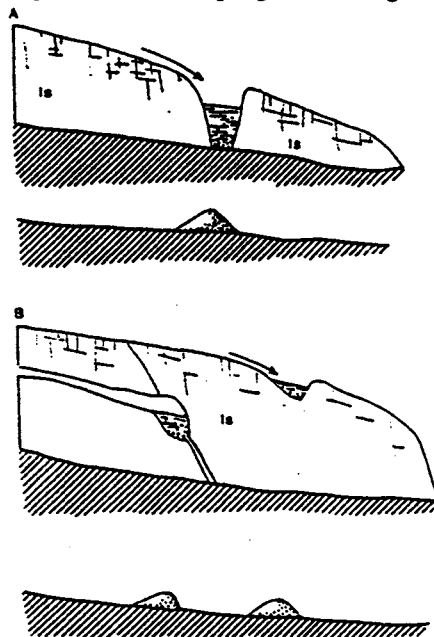


Fig. 7.20 A: En åpen sprekk tvers igjennom breen gir mulighet for dannelse av en kame. B. Supraglasiale eller englasiale hulrom kan gi mulighet til lignende avsetninger som A (Price 1973).

### Kameterrasser (seter).

Blant de mest imponerende breelvavsetningene er kameterrassene. De ble bygget opp mellom dalbreen og dalsiden (Fig. 7.21). De kan variere i lengde fra noen få meter til mange km. Kameterrassene ble dannet der helningen på breoverflaten var liten og breelvene rant rolig. De finnes nesten over alt hvor smeltevannet rant langs kanten av dalbreer som smeltet ned.

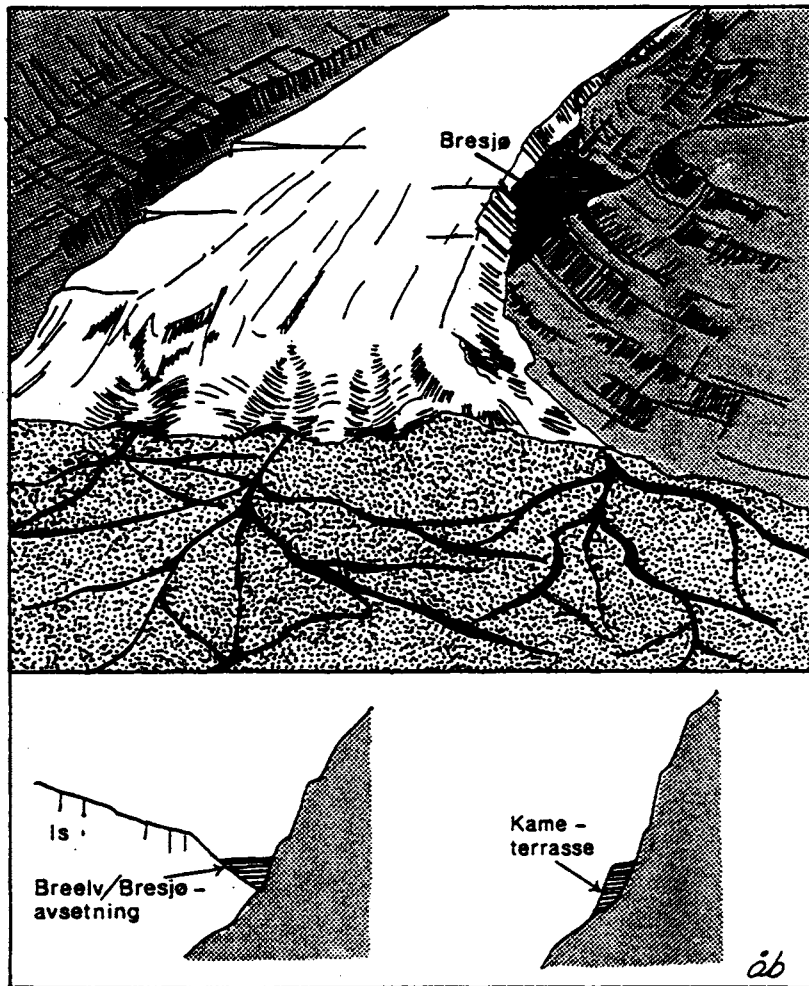


Fig. 7.21 Utviklingen av kameterrasser ved sedimentasjon i en lateral bresjø. En lateral breelv bygger ut et kamedelta i bresjøen til høyre på den øverste skissen. De nederste skissene viser et tverrsnitt gjennom avsetningene før (til venstre) og etter at (til høyre) breen er smeltet vekk.

Ofte var det en veksling mellom smeltevannsløp og små bresjøer langs iskanten (Fig. 7.21) og kameterrassene, som ble avsatt i smeltevannsløpene, er ofte forbundet med bresjødeltaer (**kamedelta**). Yttersiden på kameterrasser består vanligvis av nedrast materiale, men materialets lagdeling kommer godt fram i de mange grustak som er anlagt i slike avsetninger.

## DØDISLANDSKAP.

Da breene gikk inn i siste avsmeltingsfase, var de stagnerende eller dynamisk døde. Det var en mengde sprekker og hull i den tynne isen, og betingelsene var tilstede for omfattende kamedannelser. Slike avsetninger finner vi i dag som tallrike terrasser i lave nivåer i dalene og som en mengde små og store hauger i dalbunnen. Der kames er spesielt tallrike, snakker vi ofte om et kamekompleks, eller mer vanlig om et dødislandskap. I slike dødisområder er det som regel også store grytehull eller dødisgroper som ble dannet da

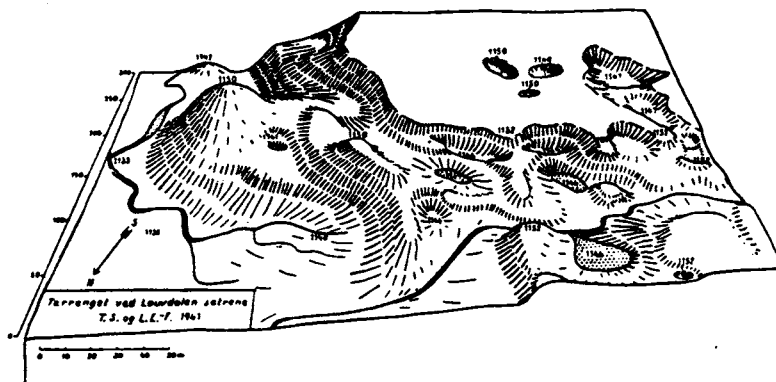


Fig. 7.22 Grusterrasse med grytehull, ca 1150 moh, avsatt mot en stagnerende bre i øst (til venstre på figuren) i Lauvdalen mellom Hemsedal og øvre del av Hallingdal. (Etter T. Sund 1943).

store isblokker ble liggende igjen foran fronten av den raskt smeltende breen. Blokkene ble begravet i materiale som ble skyllet ut fra breen, og de karakteristiske grytehullene ble stående igjen da isblokkene smeltet bort (Fig. 7.22).

Kames og dødislandskap er vanlige i mange deler av landet. De er godt representert f.eks. i nordøstlige deler av Østlandet og i Trøndelag, der breene hadde en lang stagnerende og død fase.

## FRONTAVSETNINGER.

De største breelavsetningene i landet ble dannet foran brefronten (proglasialt). Vi skiller gjerne mellom avsetninger som ble dannet der brefronten lå på land og avsetninger som ble dannet der brefronten sto ute i havet eller i en innsjø, men i prinsippet er det ikke særlig forskjell på de deltaene som bygges opp i en innsjø og de som bygges opp i en fjord.

## Sandur..

Det islandske ordet sandur betegner frontavsetninger som breelvene bygget opp **inne på land**. Store vide breelvflater av denne type kalles sandurflater, mens avsetninger som er begrenset til en dalbunn kalles dalsandur.

Breelver som kommer fram til brefronten gjennom subglasiale tunneler, er de viktigste transportmedia for sandurmaterialet. De har stor hastighet og er tungt lastet med materiale. For å oppnå en likevekt mellom terrenggradient, vannføring og materialtransport, deler elva seg opp i mange små grener som danner et nettverk ute på sandursletta. Slike elvenettverk kalles forgrenede elver eller anastomoserende elveløp. (Fig. 7.23). Materialtransporten ute på en sandur kan være enorm. På Island der vi finner de største, aktive sandurflatene, er det gjort studier av mengden suspensjonsmateriale i breelver som

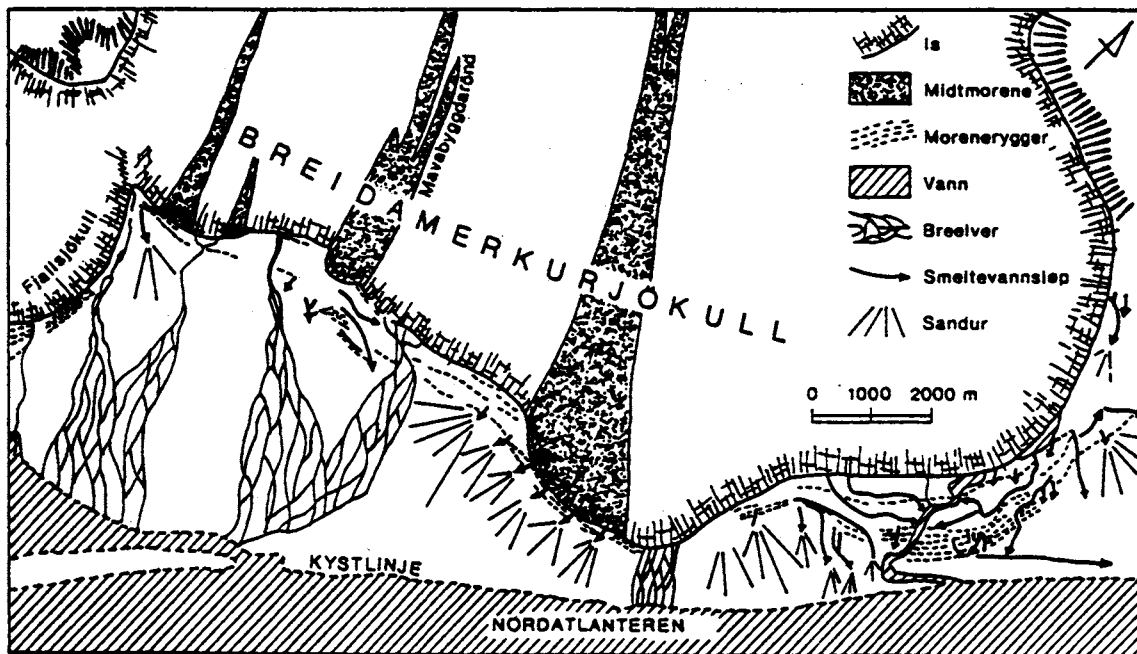


Fig. 7.23 Sandur med forgrenede (anastomoserende) elveløp foran Breidamerkurjökul på Island (Price 1973).

renner ut på sandurflatene. I perioden 18-21 juli 1954 ble materialtransporten i Skeidará målt. Det ble ført ut 28 mill tonn silt og leir i løpet av disse dagene, og mengden blir betydelig større når bunntransportert sand, grus og stein regnes med.

Det er stor variasjon mellom vannføringen i vinter- og sommerhalvåret, med en tilsvarende veksling i sedimenttransporten. Mest materiale fører elvene når det er flom eller når breen har rykket fram og erodert i gammelt sandurmateriale. I flomperioder frakter breelvene store isblokker ut på selve sanduren foran brefronten (Fig. 7.24A). Blokkene synker delvis ned i det løse, umettede sandurmaterialet. Etter hvert blir isblokkene nesten begravet i materiale som avsettes rundt dem. Når bökkene smelter, dannes det spredte dødisgroper ute på sanduren.

På grunn av stadig skiftende vannhastighet, vil det bli komplisert veksling mellom erosjon og sedimentasjon i elveløpene. Elveløpene kan raskt fylles og vannet finner seg nye løp. Svært forenklet kan vi si at det er en gradering fra grovt til fint materiale utover en

sandurslette. Det groveste materialet avlastes ute foran brefronten, mens det finere materialet transporteres av breelvene langt utover på sletta (Fig. 7.24A). I flomperioder er store deler av sletta oversvømmet, men når breelvene fører normale eller små vannmengder, ligger det meste av området som tørt land eller som øyer mellom alle elveløpene. Sanduren bygges opp til maksimal høyde når breen har ligget en tid i ro. Ved tilbaketrekning av brefronten vil ofte den innerste (proksimale) delen av sanduravsetningen bli skåret opp, og det dannes nye flater i lavere nivåer (Fig. 7.25) Englasial eller supraglasial transport kan føre til at sanduren bygges opp delvis på fronten av breen og delvis foran breen (Fig. 7.25).

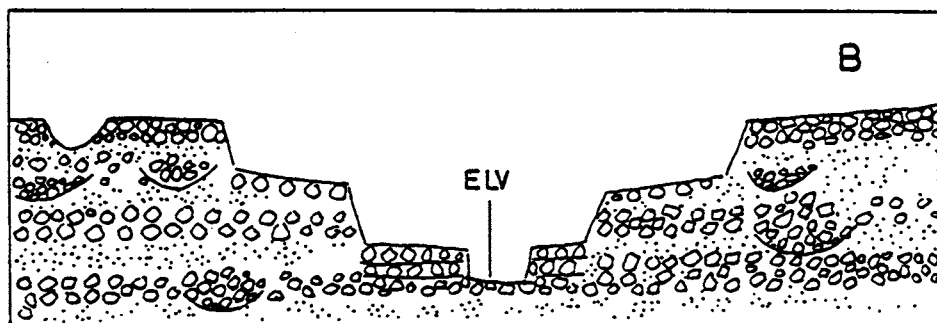
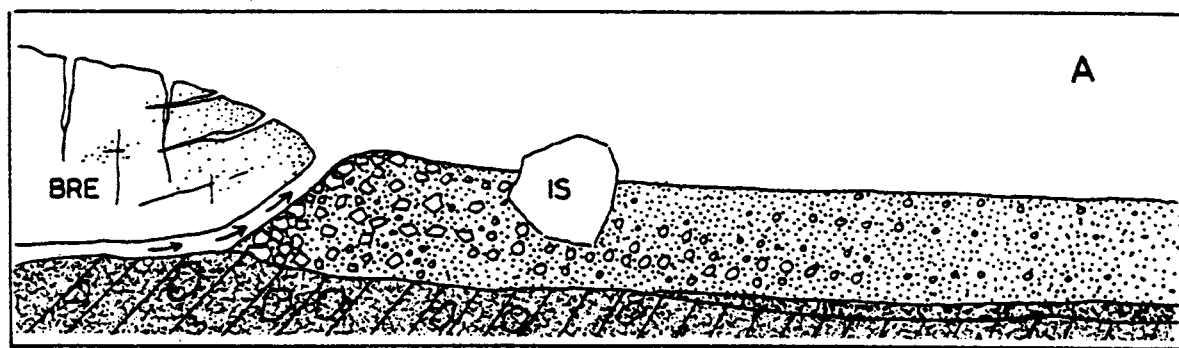


Fig. 7.24 A. Oppbygningen av en sandur, vist ved lengdesnitt. Den subglasiale breelven er antydnet ved piler. Det groveste materialet er avsatt nærmest breen, det finere lenger unna. En isblokk ute på sanduren vil gi opphav til et senere grytehull. Under sanduren er det antydnet morenemateriale: bunmorene (skravert) og ablasjonsmorene (uten skravur, mot høyre på figuren).

B. Tverrsnitt gjennom snadur. Det er en veksling mellom grove og fine lang. En del erosjonsløp er antydnet. Elva har etterhvert gravet seg ned og dannet erosjonsterrasser i flere nivåer. Oppå sanduren er det en dødisgrop.

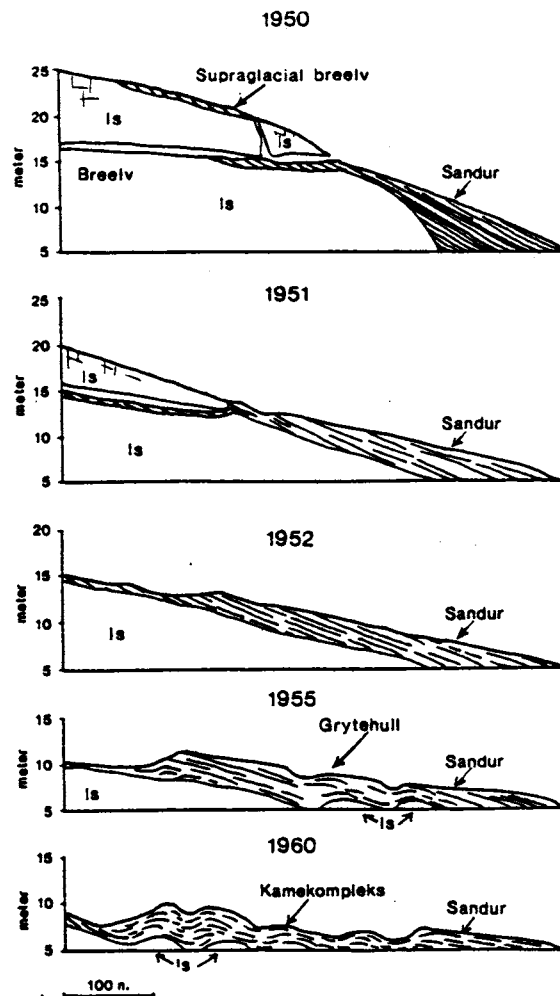


Fig. 7.25. Former dannet ved avsetninger oppå fronten og foran breen. Det er en overgang fra et kamekompleks til en grytehullsandur og til en regulær sanduravsetning. (Price 1973).

På de store sandurflatene på Island, (Fig. 7.23) er det mange breélver som munner ut. Her kan brefronten ligge sammenhengende over flere mil i det flate landskapet, og det bygges opp en sandurflate langs hele denne brefronten.

Ved fronten av en dalbre er det normalt bare en breelv som munner ut. Denne elven bygger opp en dalsandur (dalfylling) som er begrenset til dalbunnen. Smeltevann som renner oppå brefronten og langs dalsidene er aktivt med og frakter materiale fram til brefronten.

I Norge har vi knapt noen gode eksempler på store sandurflater. Derimot har vi en mengde dalsanduravsetninger i landet. Vi finner slike avsetninger bl a på Sørlandet, i Trøndelag, i Finnmark og i indre deler av Østlandet, det vil si i områder med lange, slake daler der brefronten lå lenge over marin grense. Disse sanduravsetningene er ofte grus- og steinfør-ende og de har en horisontal lagdeling. Det kan observeres kanaler eller elveløp som er erodert i tidligere avsatt sandurmateriale. Spesielt eroderer breelvene kraftig i flomperioder og graver dype erosjonskanaler i sandurmaterialet.

Etter at breene trakk seg helt vekk, og landet hevet seg, begynte elvene å erodere kraftig i sandurmaterialet. Det ble utformet erosjonsterrasser i stadig lavere nivåer, slik at bare restene av de opprinnelige sanduravsetningene ble liggende igjen. Dette kan gjøre det vanskelig å skille de rene proglasiale fyllingene fra laterale avsetninger som er dannet på begge sider av dalen.

Ute i fjorder eller bresjøer bygget breelvene ut typiske isranddeltaer. Mange steder lå breen i ro så lenge at deltaet ble bygget helt opp til vannoverflaten. Når deltaet ble bygget opp så mye at iallfall den indre delen ble liggende som tørt land, snakker vi gjerne om et sandurdelta.

### **Marine isranddeltaer.**

Forutsetningene for å bygge opp de mektige isranddeltaene vi finner mange steder i Norge, var at brefronten lå i ro i sjøen i lang tid, slik den gjorde mange steder i Yngre Dryas.

I de kyststrøk som tidligst ble isfrie, f eks på Sørlandet, Sørvestlandet, Møre og i Finnmark, er det også isranddeltaer fra de eldre, kalde fasene Eldste dryas og Eldre dryas.

Isranddeltaer ligger i daler og fjorder der kanaler for de subglasiale breelvene munnet ut. Som regel er de lokalisert til berggrunnsterskler eller dalinnsnevninger der det var naturlig for brefronten å stoppe opp.

Store mengder materiale ble transportert i de subglasiale løpene fram til brefronten og ut i sjøen. Her avtok vannhastigheten raskt, og grov sand, grus og stein ble avsatt foran breelvmunningen, gjerne i en vifteform (Fig. 7.26).

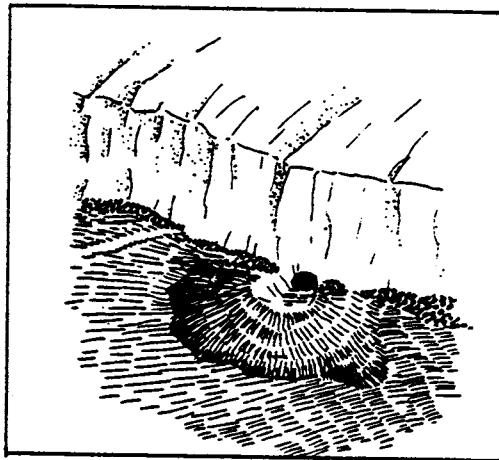


Fig. 7.26 Perspektivskisse som viser avsetningen av et vifteformet isranddelta. Deltaet er bygget opp av en breelv som kommer ut fra den subglasiale tunnelen som sees midt på figuren. Nærmest brefronten er det en endemorene som bygges opp på hver side av breelvløpet (etter Sveriges Geologi, 1957).



Finere materiale (sand) ble ført lenger ut og bygget opp de slakere bunnlagene (Fig. 7.27). Det aller fineste materialet (silt, leir) ble ført lenger ut i sjøen og avsatt som marin leire og silt.

Der breen lå lenge i ro, ble isranddeltaet stadig bygget lenger utover i sjøen og oppover mot havoverflaten ved at nye skrålag ble avsatt utenfor eldre skrålag og over eldre bunnlag (Fig. 7.27). Når deltaet var bygget opp til overflaten, ble skrålagene overlagret av horisontale topplag. Tykke topplag ble avsatt der deltaflaten ble bygget opp over havflaten, slik at breelvene begynte å renne på tørt land (sandurdelta) og laget markerte erosjonskanaler (Fig. 7.28)

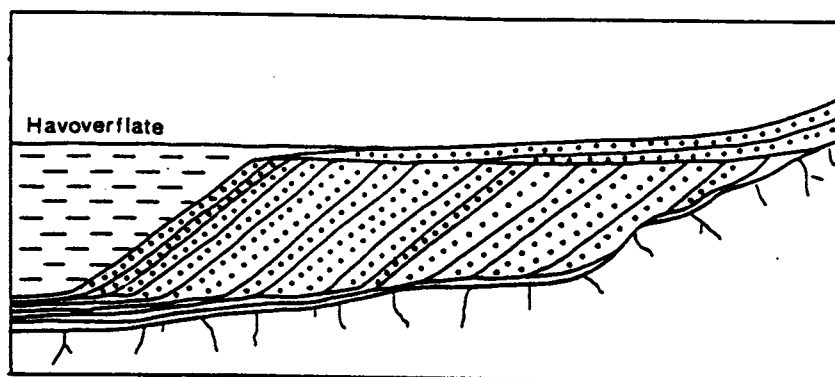


Fig. 7.27 Prinsippskisse for et isranddelta (etter Lundqvist 1964).

Marine isranddeltaer fylte ofte hele dalbunnen. Etter at breen trakk seg tilbake og landet steg, ble deltaene liggende over havnivå. I løpet av landhevningprosessen grov elva seg gjennom deltaflaten, slik at midtpartiet ofte er fjernet.

Når vi sammenligner med isranddeltaer dannet i andre områder kan vi si at våre deltaer har svært bratte skrålag, og selve deltaflaten har en stor helning utover. Materialet er til dels meget grovt. I andre områder f.eks. U.S.A. og Canada vil vi finne at typiske marine isranddeltaer har slakt hellende lag, danner store, nesten horisontale flater og består hovedsaklig av leir, silt og finsand. Beskrivelser av hva som er typisk og hva som er uvanlig, er selvsagt avhengig av hva som brukes som referanseområde. I områder med et høyt relieff, med korte og til dels bratte daler som munner ut i dype fjorder, tilsvarende det vi finner i Norge, så må nødvendigvis isranddeltaene se annerledes ut enn i områder der bretungene lå i vide, slake daler med fronten ute i grunne havbukter.

I Norge er kanskje de Preboreale isranddeltaene fra Indre Oslofjord til Mjøsa best kjent, men isranddeltaer er vel så typisk for kystområdene på Sørlandet, Vestlandet, i Trøndelag og Nord-Norge. Noen av de store, karakteristiske isranddeltaene og deres omgivelser er beskrevet nedenfor.

## Hauerseter deltaet.

Da Hauerseter deltaet ble bygget opp (Fig. 7.28), var havnivået 205 m høyere enn i dag. Den delen av deltaet som lå nærmest brefronten (proksimalsiden) ble bygget opp til en maksimal høyde på 222 m.o.h., og hele den indre delen av deltaet lå over havnivå. Hauerseter deltaet kan dermed klassifiseres som et sandurdelta. På de tørre delene av flaten forgrenet elvene seg utover og avsatte grove sandur-topplag. Det aller grovste materialet finner vi helt på proksimalsiden av deltaet, der subglasiale breelver kom fram under brefronten. Her ligger det store blokker på overflaten. Lenger utover flaten blir materialet

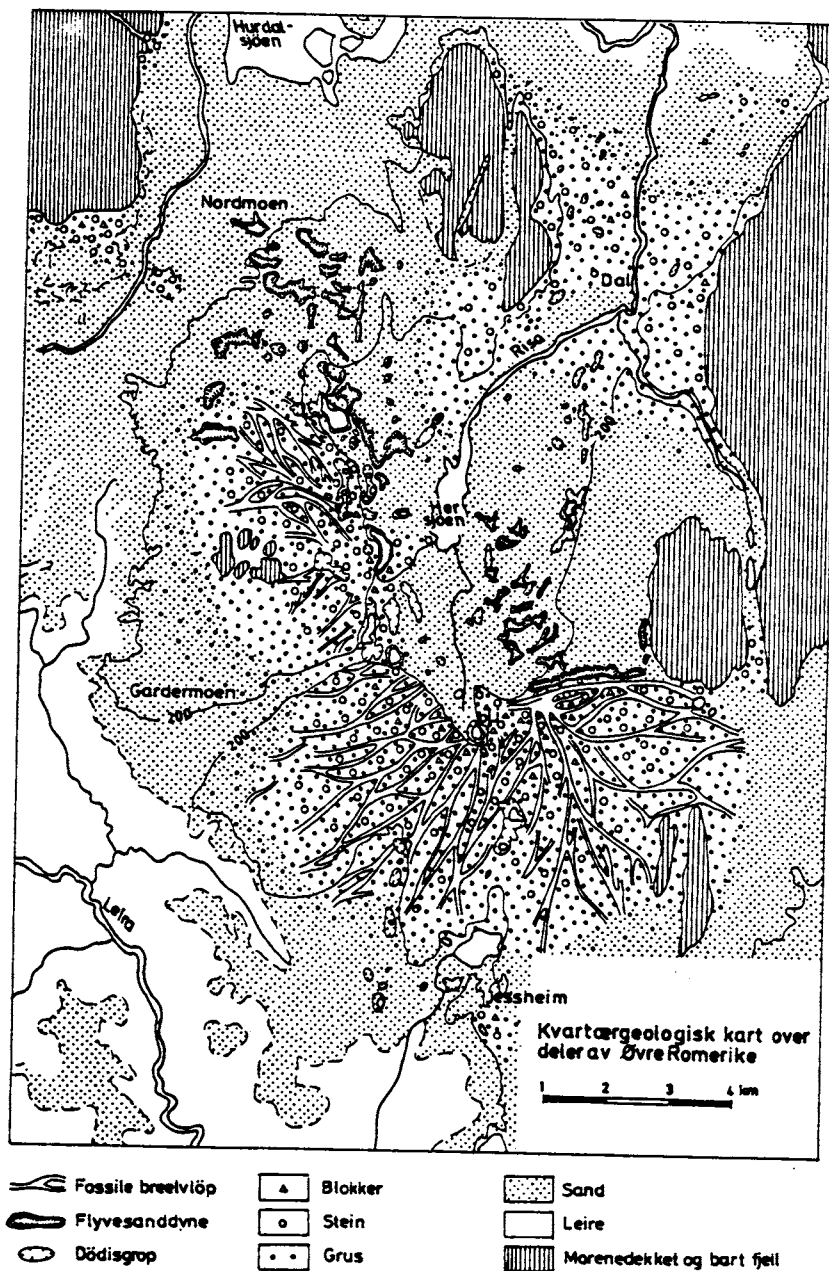


Fig. 7.28 Hauerseter deltaet med omliggende sedimenter. (Etter Østmo 1972).

finere og går over i sand på distalsien (utsiden) av deltaet og utenfor selve deltaflaten. Det ligger leire under sandlagene i fronten av deltaet (Fig. 7.28).

I flomperioder eroderte breelvene kanaler i den høyeste delen av deltaet. Erosjonsløpene stanser i et nivå på ca. 205 moh, som svarer til det nivået der elveløpene munnet ut i fjorden (Fig. 7.28).

Da breen trakk seg videre nordover, ble det liggende igjen svære dødisrester og dødis blokker nord for deltaet. Mens brefronten lå ved Dal (Fig. 7.28), ble det avsatt sand rundt disse dødisrestene, og vi finner i dag en mengde store dødisgroper i sandmaterialet nord for Hauer seter deltaet (f.eks. Hersjøen).

Da havnivået hadde sunket så mye at sandflatene rundt deltaet ble liggende som tørt land tok vinden fatt i sanden og avsatte karakteristiske flyvesanddyner ved Gardermoen.

Grustellinger i Hauer seter deltaet har vist at avsetningen egentlig består av to isranddeltaer. Den nordvestlige delen av avsetningen (fra Gardermoen mot Nordmoen) er dominert av permiske Oslofelt-bergarter fra Hurdalsområdet. I den østlige delen av avsetningen derimot, dominerer prekambriske og senprekambriske (sparagmittiske) bergarter fra områder nordover mot Mjøsa og Gudbrandsdalen. Dette viser at deltaet må ha vært bygget opp av breelver fra to ulike bretunger, en fra nordvest og en fra nord-nordøst.

### **Mona.**

Mona-avsetningen på Mysen sør for Øyeren er en av de mest karakteristiske israndavsetningene i Oslofjordområdet. Mona er en vifteformet deltaavsetning der toppflaten ligger litt over Marin grense. Ryggen er meget markert i terrenget (Fig. 7.29). Deltaet ble bygget opp utenfor en bretunge i Øyeren-forsenkningen, hvor brefronten stoppet opp mot en markert berggrunnstærskel (Fig. 7.30). Skrålagene, som totalt har en mektighet på ca 50 m består av sand og grus lengst sør (distalsiden) og grovere materiale med mye stein lengst mot nord (proksimalsiden).

Bunnlagene foran Monaryggen faller svakt mot sør (Fig. 7.30) og har en mektighet på inntil 100 m. Disse sandavsetningene kan følges sammenhengende langt sørover fra selve deltaet (Fig. 7.30) og de tynner ikke nevneverdig ut over denne strekningen.

I et av grustakene i Monadeltaet (L, Fig. 7.29) er det funnet leire med kaldtvannsmuslinger under breelvavsetningene. Leirlagene er tildels deformert, og viser at breen rykket fram et lite stykke før den trakk seg tilbake og materialet i selve Monadeltaet ble avsatt.

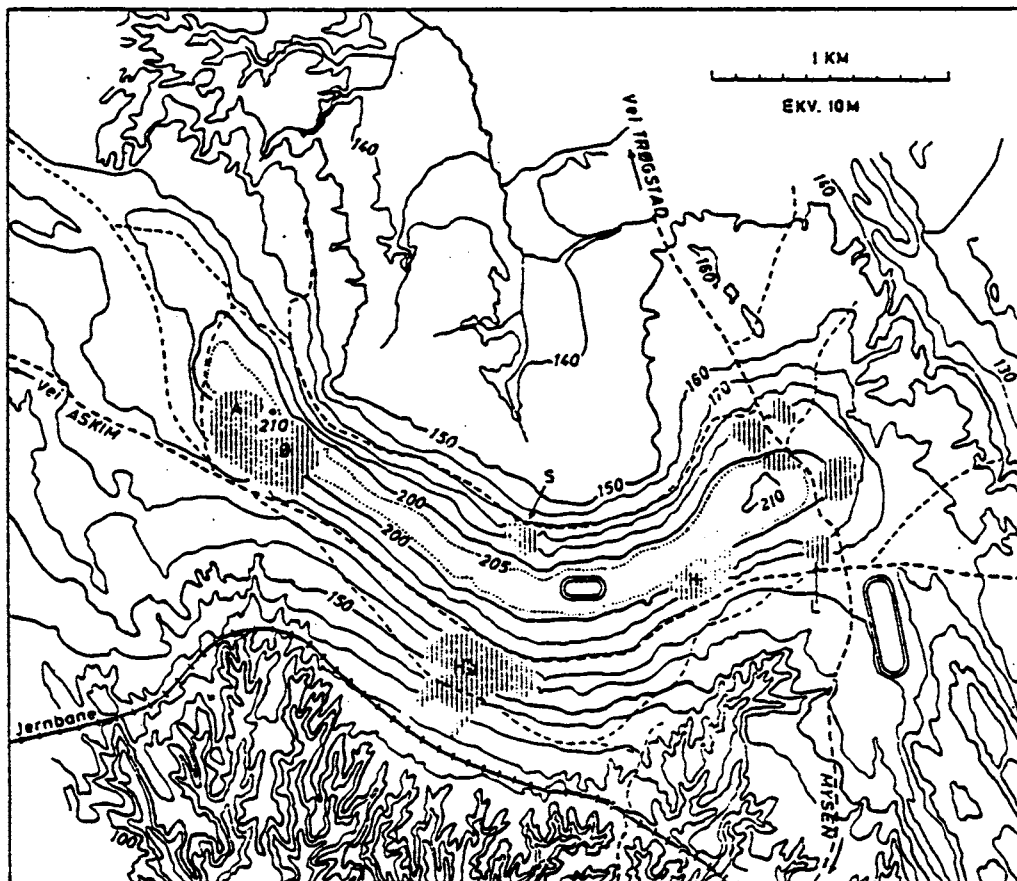


Fig. 7.29 Terrengekart over Monaryggen. Grustak er angitt med skravering (etter Høltedahl 1974).

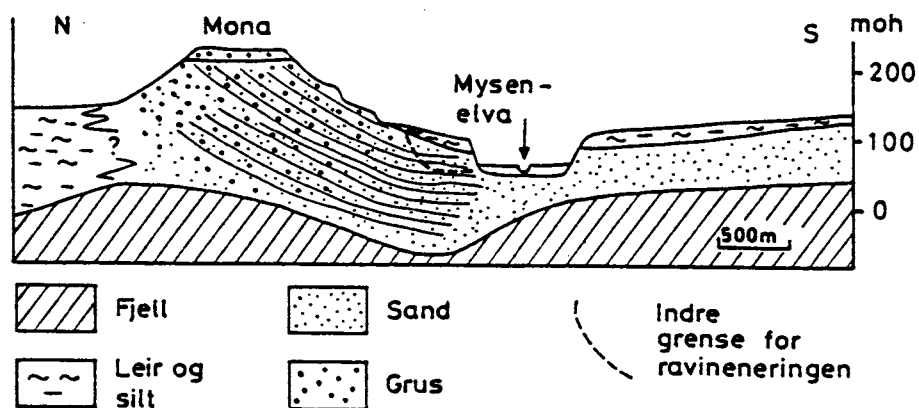


Fig. 7.30 Snitt gjennom Monaryggen og de distale bunnlagene mot sør (Etter Ruden 1977).

## Eidfjord.

Et karakteristisk isranddelta finner vi i Eidfjord i Hardanger (Fig. 7.31). Det ble avsatt i Preboreal tid, og kan brukes som et typeeksempel på et isranddelta i en vestlandsfjord. Da deltaet ble avsatt, lå breen i Eidfjordvatn (Fig. 7.31) med fronten inn mot den berggrunnsterskelen som skiller dette vannet fra Hardangerfjorden. Fjorden sto helt inntil brefronten, og det ble bygget ut et breelvdelta som går fra Eidfjordvatn og 2 km ut mot Hardangerfjorden (Fig. 7.31).

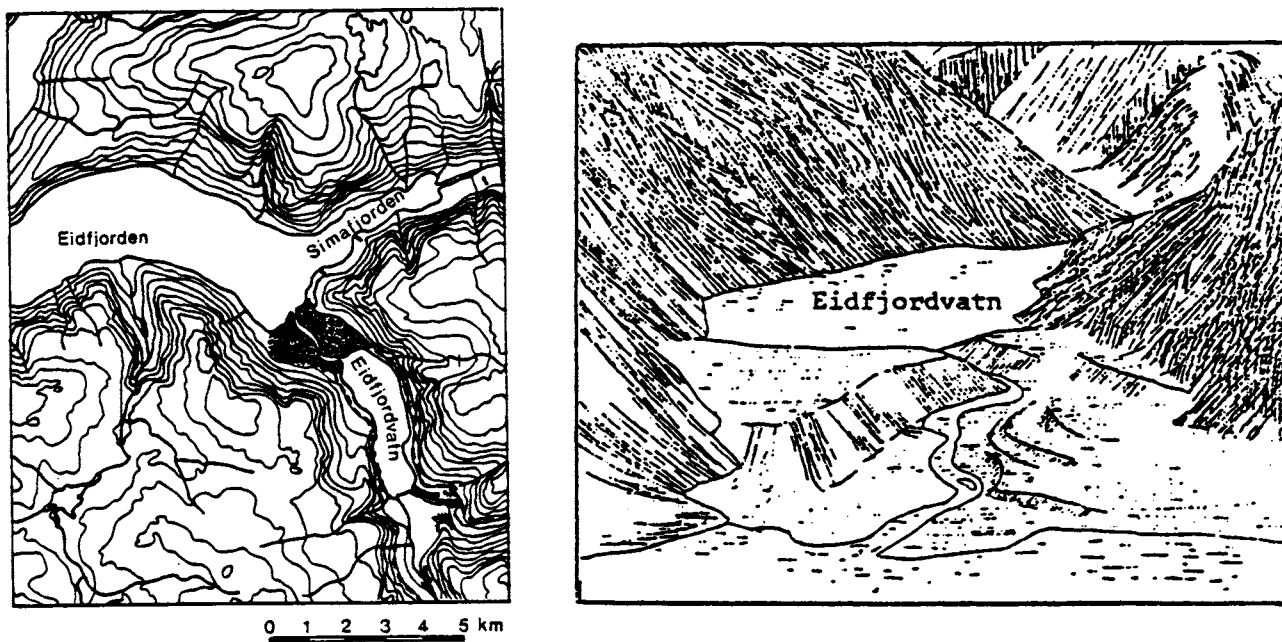


Fig. 7.31 Isranddeltaet i Eidfjord. Foran isranddeltaet i dagens havnivå, holder elva på å bygge ut et fluvialt delta. (etter Holmsen 1971).

Størstedelen av sand- og grusmassene ligger på nordøstsiden av dalen, og deltaflaten er her bygget opp til Marin grense (113 m.o.h.). Det er også deltarester i samme nivå på motsatt side av dalen (sørvestsiden, se Fig. 7.31). Sannsynligvis var dalen engang fylt opp i hele sin bredde. Etter at breen trakk seg tilbake, og landet hevet seg, begynte elvene å grave seg ned i sentrale deler av deltaet. Det ble bygget ut nye elveterrasser i stadig lavere nivåer mens havnivået sank.

### BREELVAVSETNINGER - SEDIMENTOLOGISKE EGENSKAPER

Breelvmaterialet er stort sett dannet ved at morenemateriale ble erodert, transportert, sortert og knust ned av breelvene før det ble avsatt i elveløpet eller der breelven munnet ut i havet.

De sedimentologiske egenskapene vil være avhengig av hvor langt materialet ble transportert, hvilken vannhastighet breelven hadde, og hvor materialet ble avsatt. Det kan derfor

være alle overganger fra morenelignende breelvavsetninger til avsetninger som minner om velsorterte elvededimenter. Vanligvis vil avsetningene ligge et sted mellom disse ytterpunktene. Vi kan derfor si at breelvavsetninger normalt er karakterisert ved følgende egenskaper:

1. Materialet er stort sett grovt og mangler leir og finsilt. I en del breelvavsetninger er det enkelte siltlag som ble avsatt i perioder da vannføringen var svært liten. Disse lagene er normalt tynne, og avsetningene er som helhet dominert av de grovere fraksjonene sand, grus og stein.

2. Materialet er lagdelt. Lagdelingen er som regel tydelig, men iblant mangler markerte grenser mellom lagene. Lagdelingen vil være avhengig av transportlengde og vannføring. Langtransportert breelvmateriale har generelt en mer tydelig lagdeling enn korttransporterte avsetninger. Der vannføringen var jevn i en viss tid, deretter minket eller øket, for igjen å holde seg konstant (f.eks. markerte sommer/vintervariasjoner), vil lagdelingen være tydelig. Lagdelingen er derimot mindre tydelig eller mangler der vannføringen generelt var ujevn og hadde hyppige variasjoner.

3. Sorteringen er god til middel god innenfor hvert lag, men kan iblant være dårlig, spesielt der det dreier seg om korttransportert materiale.

4. Rundingen vil være avhengig av transportlengden. I hoveddalene er størstedelen av materialet rundet, men ofte med en stor prosent kantrundet materiale til stede. (Fig. 7.32A). I sidedaler og i små, lokale avsetninger er materialet hovedsakelig kantrundet (Fig. 7.32B). Den petrografiske sammensetningen av materialet vil også spille en stor rolle for rundingen. Bløte bergarter (f.eks. skifer, kalkstein, grønnstein) vil raskt bli rundet, mens harde bergarter (gneiss, granitt, sandstein) først blir rundet etter mye lengre transport.

5. Porøsitet og permeabilitet er avhengig av kornstørrelse, sortering og pakking. Generelt kan vi si at mange breelvavsetninger er grove og velsorterte og de har derfor høy porøsitet og permeabilitet. For sedimenter med god sortering vil permeabiliteten øke sterkt med økende medianverdi. Dårlig sorterte avsetninger har vanligvis en tettere pakning (lavere porøsitet) og permeabiliteten øker ikke så mye med økende medianverdi. Permeabilitet og porøsitet vil derfor variere en del fra avsetning til avsetning og i de ulike lagene innenfor samme avsetning, men vanligvis vil sand og grovere breelvavsetninger være velegnede som grunnvannsmagasin.

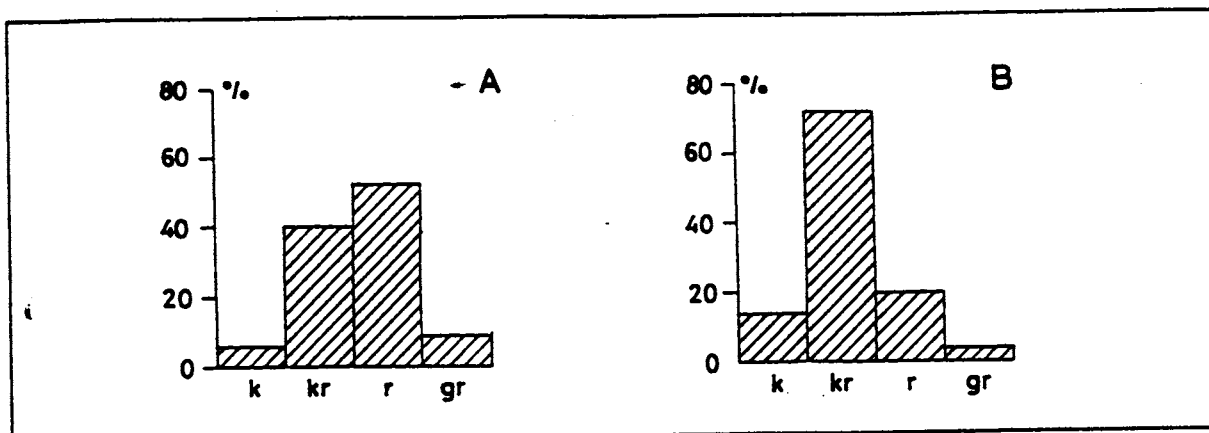


Fig. 7.32 Diagram (morfogram) over runding av breelvgrus.

A: Materiale fra hoveddaler. B: Materiale fra sidedaler

k: kantet, kr: kantrundet, r: rundet, gr: godt rundet (etter Bergersen 1970)

## KAPITTEL 8 HAVAVSETNINGER

Samtidig med og etter isavsmeltingen ble det dannet betydelige mengder havavsetninger i fjordområdene og kystområdene i Skandinavia. Landhevning har ført til at en del av disse sedimentene er hevet over havnivå. Selv om det bare er en liten del av Norge som er dekket av havavsetninger, så er det her vi har en vesentlig del av de viktigste landbruks-

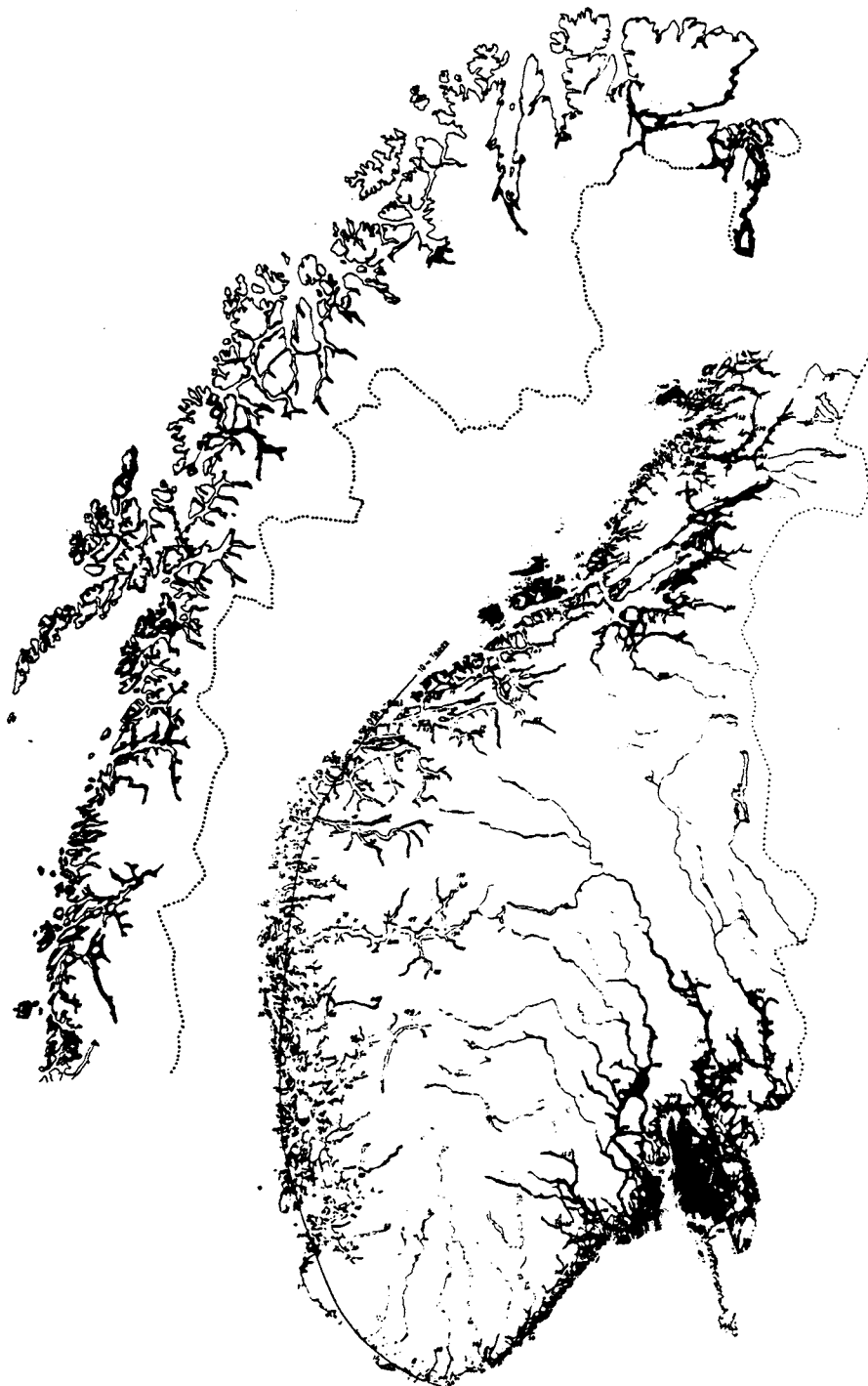


Fig. 8.1. Områder i Norge som har vært dekket av hav i Sen- og Postglasial tid.



områdene og tettbebyggelse (Fig.8.1). Innenfor disse områdene finner en **primære** havavsetninger som ligger der de opprinnelig ble avsatt, eller **sekundære** havavsetninger der hvor bølger og strømmer har omleiret tidligere avsatte jordarter.

For leirsedimentene skiller vi ofte mellom leirer som ble avsatt under isavsmeltingen, ishavsleirer, og de yngre postglasiale leirene.

Marine sedimenter vil være preget av dannelsesmiljøet. En egenskap som ofte viser dette er kornfordelingen. Når man går fra strandsonen utover mot dypere vann avtar kornstørrelsen. Dette reflekterer endringer i avsetningsmiljøet, enten p.g.a. bølger eller strømmer. En annen faktor av betydning for kornfordelingen er sammensetningen av det materialet som tilføres havområdet. Erosjon i morener gir et annet materiale enn erosjon i finkornede leirer.

### AVSETNINGSMILJØER

Under isavsmeltingen ble store mengder materiale fraktet med smeltevannet fram til brefronten. I dette **glasimarine** miljøet med kontakt mellom bre og hav ble det i løpet av forholdsvis kort tid avsatt betydelige mengder med ulike marine avsetninger.

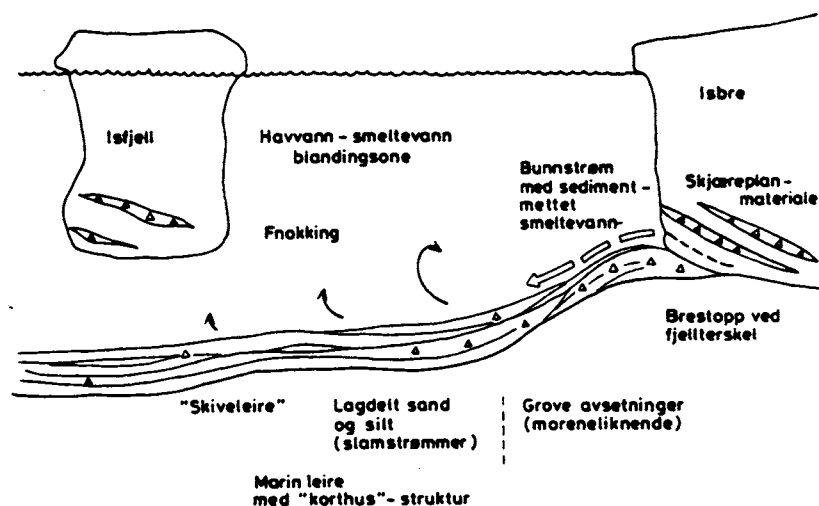


Fig. 8.2. Glasimarin israndavsetning på dypt vann (100-200m vanddyb). Figuren viser forskjellige prosesser og sedimentenes regionale fordeling (forskjellige sedimenttypers avstand fra brefronten). Eksempler på slike miljøer finnes bl.a. langs Raet (R. Sørensen upubl.).

Fig. 8.2. viser et aktuelt avsetningsmiljø under isavsmeltingen. Denne og etterfølgende modeller er idealiserte, og en rekke varianter kan være utviklet. Variantene må tilpasses de lokale forhold rundt om i Norge.

Under isavsmeltingen stoppet breen opp ved fjellterskler (Fig. 8.2). Mellom tersklene kan det være dype basseng (glasiale trau). Tykkelsen av breen i forhold til havdypet vil bestemme om isen ligger fast på underlaget, eller om den helt eller delvis flyter.

Oppbryting og kalving vil være sterkt avhengig av disse forhold. Pålandsstormer presset havvannet opp mot brefronten, slik at oppbryting og kalving gikk lettere. Dette førte til at brefronten trakk seg raskt tilbake over de dype områdene og ble liggende noe lenger på en fjellterskel. Selv om brefronten ligger i ro har ismassene en bevegelse mot fronten, og skjærplanmateriale avsettes som morene (Fig. 8.2).

Smeltevannet langs brebunnen fraktet ofte store mengder suspendert materiale og bunnmateriale. Klimatisk variasjon (årsbasis og kortere perioder) førte til variasjoner i mengde og sammensetning for det materialet som ble tilført. Faktorer som innvirket på kornfordeling og lagdeling for materiale avsatt foran breen har bl.a. vært:

1. Mengden av smeltevann og konsentrasjonen av suspendert materiale.
2. Om det var åpent hav, eller fjord under avsetningsperioden.
3. Havdybden der breelvene munnet ut.
4. Avstanden fra brefronten (se avsetningsmodellene).

I perioder med stor isavsmelting øker smeltevannsmengde samt vannhastighet og grovkornet materiale (sand) fraktes lengre ut i bassenget enn i perioder med mindre smeltevann. Dette er grunnen til at glasimarine avsetninger, i tidligere fjorder, ofte er lagdelte med veksling mellom sandig silt og siltig leir. Fordelingen av det fineste materialet vil være sterkt influert av topografi og strømforhold.

Når smeltevannet blandes med havvann øker saltinnholdet. Salinitetsøkningen fører til utfнокking av suspendert materiale, hovedsakelig silt og leir. Det dannes aggregater med silt- og leirpartikler og p.g.a. størrelsen vil de sedimenteres relativt raskt.

Innblanding av sjøvann skjer i en blandingszone foran breelvas utløp. Blandingssonens utstrekning har variert med de topografiske forhold foran breen, mengden av tilført smeltevann samt sirkulasjon og strømforhold i ishavet (tidevannsvariasjoner). Stor smeltevannstilførsel i en grunn fjord vil føre til at det fineste materialet transporteres langt utover i fjorden før det sedimenteres. Generelt sett vil kornstørrelsen avta med økende avstand fra brefronten, men slamstrømmer kan ha bragt sand langt ut i bassenget.

De mest finkornige sedimentene betegnes ofte ishavsleirer. På grunn av store variasjoner i tilført materiale har ishavsleirene (i fjorder) ofte en oppbygning med tynne finsandlag i veksling med leirholdig silt. Jordarten får derfor en markert lagdeling - "skiveleire" eller "skivesilt". Tykkelsen på lagene og kornstørrelsen vil normalt avta fra brefronten og utover. Den dominerende kornstørrelse er vanligvis silt og det meste av denne jordarten (ishavsleire) kan klassifiseres som leirig silt. Kun det fineste materialet fraktes ut i et rolig

marint miljø hvor det langsomt fnokkes ut og sedimenteres som leirer med korthusstruktur. På Fig. 8.2 er vist fordelingen av forskjellige sedimenttyper utenfor brefronten. Vi ser hvordan forholdet grus+sand:silt+leir avtar med økende avstand fra brefronten. Disse sedimentene inneholder ofte noe grus og stein som ble transportert med isfjell. Ishavsleirene ble avsatt i kaldt vann, og det gjenspeiles i deres innhold av kaldtvannsformer av foraminiferer og skjell.

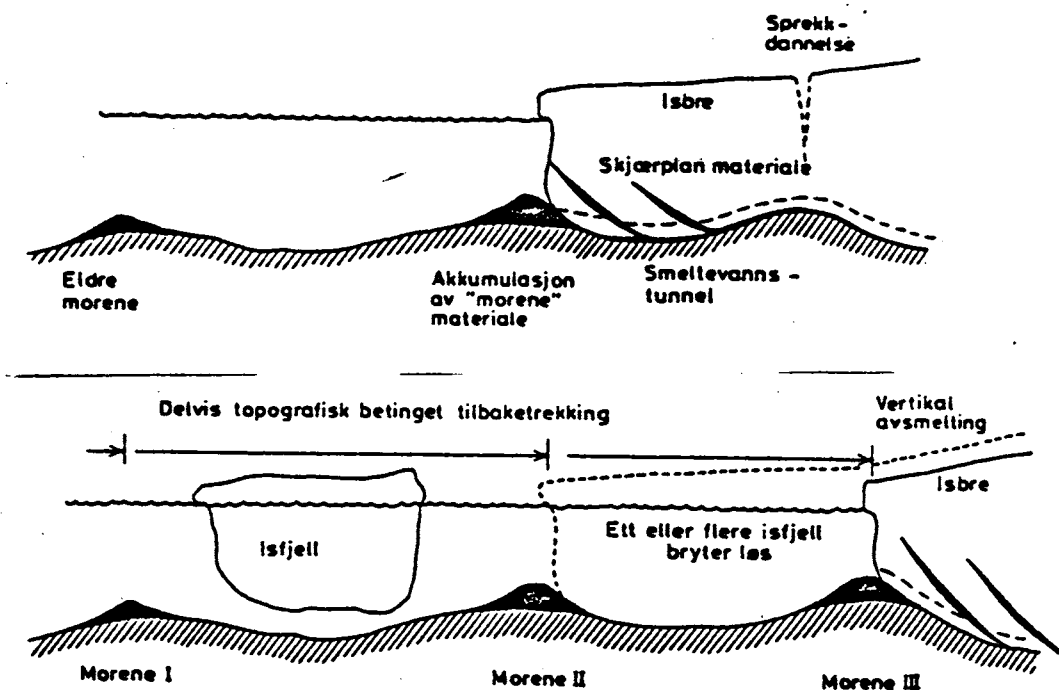


Fig. 8.3. Israndavsetning dannet på grunt vann (20-50 m havdyp). For denne modellen er det tydelig at berggrunnstopografien har betydning for lokaliseringen av de enkelte morenetrinn.

Fig. 8.3 viser hvorledes det dannes morener eller morenelignende israndavsetninger ved brefronten i en grunn fjord. I forsenkningene mellom moreneryggene finner en ofte lagdelte sand og silt avsetninger (skivesilt og skiveleire). Som eksempel på denne type avsetninger kan nevnes israndtrinnene og de glasimarine avsetningene i Ås-Ski området. De to neste figurene viser situasjoner hvor avsetning av breelv- og elvetransportert materialer har hatt stor betydning. Fig. 8.4 viser den "klassiske" deltamodellen som utvikles der man har dypt vann utenfor brefronten. Det man bør merke seg er at sonen med kornstrømmer som bygger opp frontlagene flytter seg gradvis utover og dekker eldre bunnlag. Dette er en svært vanlig modell i Norge.

En noe forskjellig modell får vi i grunne havbukter eller fjordarmer (Fig.8.5). Et eksempel her er deler av sedimentene avsatt i grunne fjorder på Romerike.

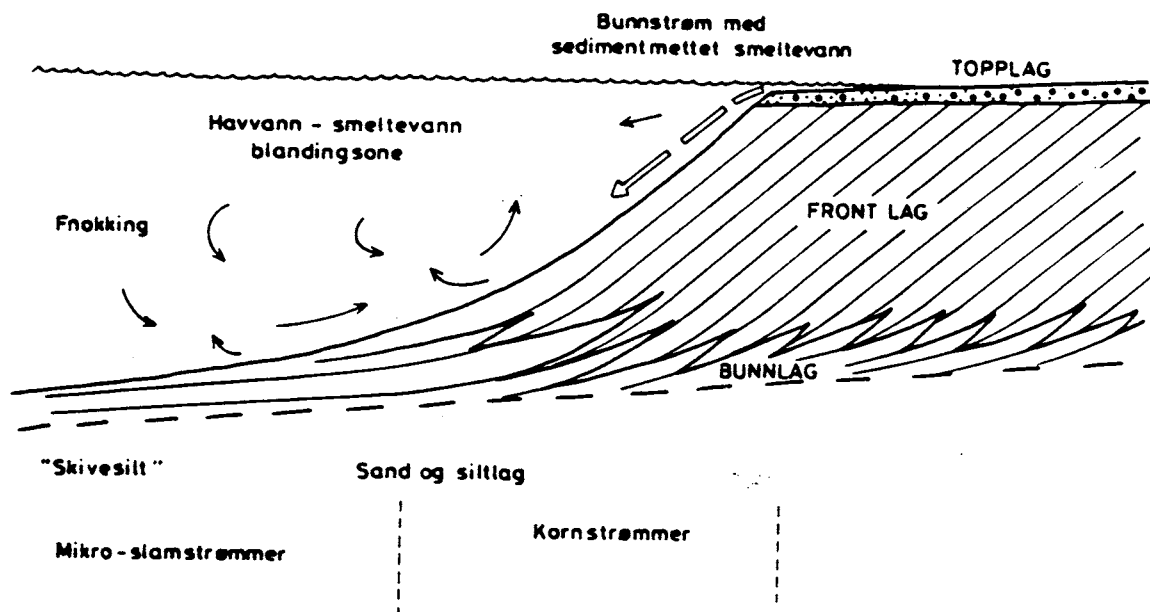


Fig.8,4. Deltamodell med dypt vann utenfor fronten.

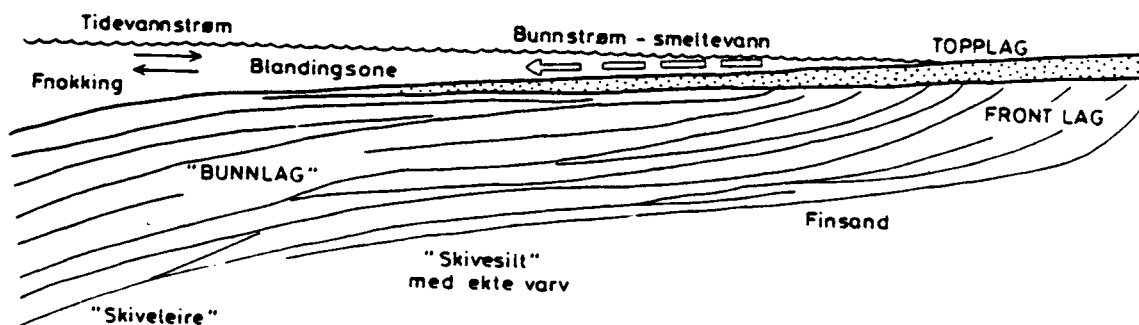


Fig.8.5. Deltamodell i grunn havbuktt eller fjordarm (estuarie miljø). Tydelige frontlag finnes ikke, eller de er svakt utviklet i de indre deler av deltaet. Hvis saltinnholdet i vannet holder seg lavere enn 0,5% vil leirpartiklene ikke fnokke ut, og det dannes "varv".

### GRUNNE HAVOMRÅDER.

I grunne havområder vil sedimenter transporteres såvel langs bunnen som i suspensjon. I store deler av Nordsjøen er det så grunt at det foregår en kontinuerlig erosjon med havstrømmer. Morenemateriale som utsettes for erosjon gir opphav til:

1. Residualsedimenter (materiale som er for grovt til at havstrømmene kan flytte på det).
2. Relativt grovkornet materiale som transporteres langs bunnen (hovedsakelig sand).
3. Materiale som transporteres i suspensjon (hovedsakelig leir og finsilt).

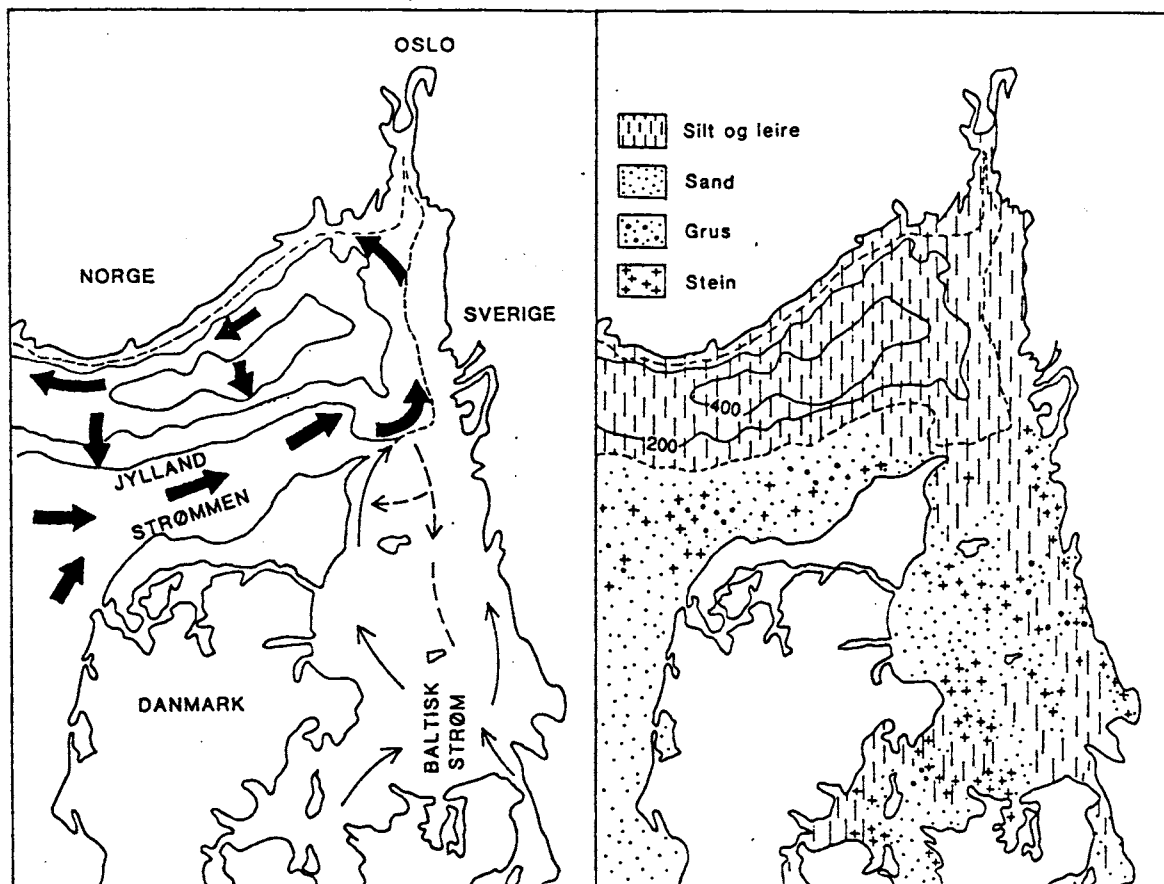


Fig.8.6. Dybde- og strømforhold samt fordeling av forskjellige sedimenttyper i Skagerrak og Kattegat.

Ved hjelp av sidesøkende sonar er det mulig å kartlegge sanddynenes utbredelse og vandring. Dype områder som Norskerenna virker som sedimentasjonsbasseng for såvel bunntransportert som suspensjonstransportert materiale. Skagerrak er en liten del av dette Nordsjø-systemet (Fig.8). Jyllandsstrømmens høye hastighet fører til at det i områdene nord for Danmark finnes grove residualesedimenter og bunntransporterte sandavsetninger. I Norskerenna sedimenteres det fineste suspensjonstransporterte materialet.

### POSTGLASIALE LEIRER.

De postglasiale leirene er dannet ved fluvial erosjon og bølgepåvirkning av morener og yngre sedimenter. Spesielt erosjon i ishavleirer og andre sedimenter som ble hevet over havets nivå har vært av stor betydning. Dette utvaskede leirmaterialet ble sedimentert i havet på nytt, i forsenkninger i terrenget utenfor den "gamle" kyst. Når vi borer gjennom leirer som ligger i landskapets forsenkninger vil vi finne ishavleirer nederst og postglasiale leirer øverst. Et skille mellom de to leirtypene, foruten dropstein og fossiler, er forskjeller i innhold av organisk materiale. Ishavsleirenes innhold av organisk materiale er nesten alltid under 1 %, mens de postglasiale leirene ofte har et innhold mellom 3 og 10%

Områder som har gjennomgått en landhevning (strandforskyvning) slik at de marine avsetningene er hevet over havnivå vil ofte ha jordarter hvor kornstørrelsen er størst nær mark-

overflaten. Etter hvert som vanddybden avtok ble det avsatt stadig grovere sedimenter (oppgrøvning) p.g.a. bølgenes arbeide. Det kan ofte dreie seg om en reduksjon i leirinnholdet i den øvre 1/2-1 m av jordprofilet, slik at en får lag med siltig sand og skjør leire (letteire) over mer finkornede avsetninger. Et typisk eksempel her er de store leirområdene på Romerike.

### SEKUNDÆRE HAVAVSETNINGER.

Som et resultat av landhevingen er en vesentlig del av de sen- og postglasialt dannede marine sedimenter hevet over havets nivå. Som allerede påpekt er våre postglasiale leirer ofte delvis dannet ved erosjon i ishavsleirer, og de kan derfor betraktes som en blanding av primære og sekundære havavsetninger.

Viktige sekundære avsetninger ble dannet idet morenedekkede områder passerte havets overflate. Slike avsetninger er spesielt godt utviklet og kan studeres i tilknytning til israndavsetninger (f.eks. Ra eller Ås-Ski morener). Fig. 8.7 viser hvordan morenemateriale omarbeides i bølgesonen, og strandavsetninger dannes på begge sider av moreneryggen.

**Strandavsetningene** vil normalt være godt sortert og kornstørrelsen avtar nedover skråningen (Fig. 8.8). Materialet på skråningene (Fig. 8.7) ble senere hevet over havnivå, og utsatt for videre bølgebehandling med erosjon. Leire som lå over moreneryggen samt leir og silt i morena ble fraktet i suspensjon til et roligere område og sedimentert (postglasial leire).

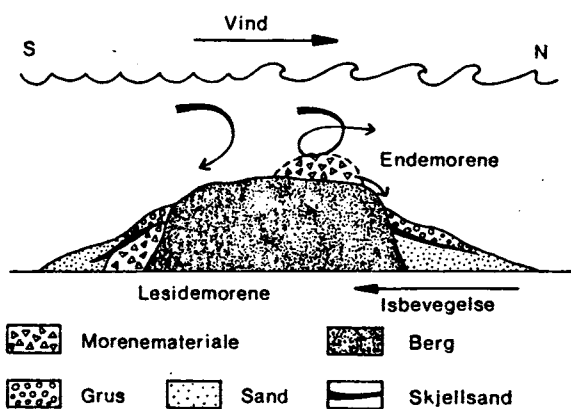


Fig.8.7 Oppstikkende fjellknaus med morene utsettes for vasking av bølger og strøm under landhevingen.

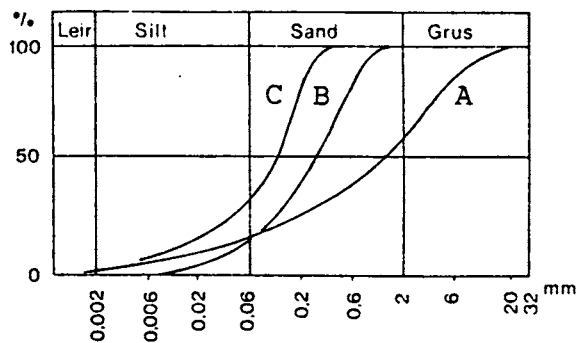


Fig.8.8 Kornfordelingskurver som illustrerer forskjellen i kornfordeling for morene (A), strandavsetning midt på sydskråningen (B) og ved foten på sydskråningen (C). (Se Fig. 8.7) Raet, Sandefjord.

Fig. 8.9 viser snitt gjennom en morene med utvaskede strandsedimenter. Et forstørret snitt gjennom strandavsetningene er vist til høyre. Kornstørrelsen avtar fra "strandsonen" mot dypere vann og avsetningene er finest underst og grovere oppover. Den leirholdige silten kan enten være primært avsatt "ishavsleire" eller postglasial leire.

I en kort periode med gunstige livsbetingelser ble skallmateriale akkumulert, og vi finner skjellbanker på overgangen mellom leire og senere utvasket sand. Ofte vil sandavsetningene inneholde betydelige mengder knust skall fra snegler og muslinger (skjellsand).

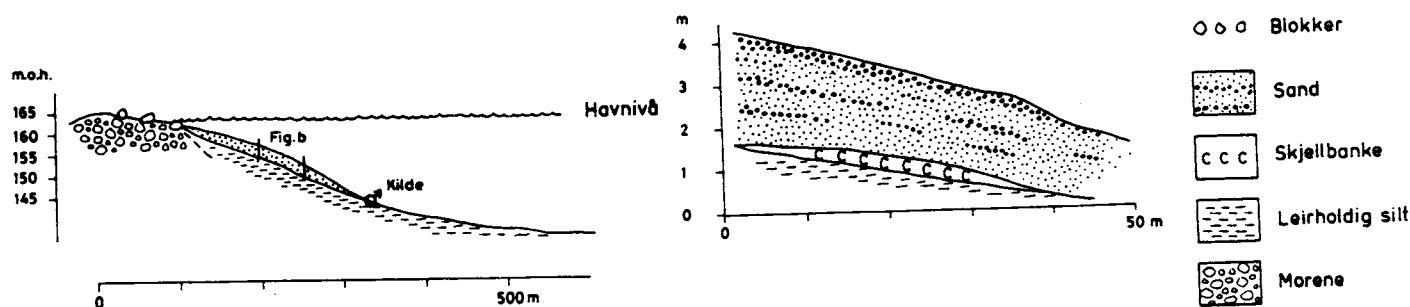


Fig.8.9. Snitt gjennom morenerygg og utvasket materiale (strandavsetninger).

Slike utvaskede avsetninger er vanligvis bare 1-2 m tykke, men de kan bli mer enn 10 m tykke. Hvis morenematerialet inneholdt mye stein og blokk ble det raskt dannet en steinkappe som forhindret videre erosjon. Lokalt kan de være av betydning som grus- og sand-ressurser, og tykke avsetninger kan være brukbare grunnvannsmagasiner. De typiske horisontale og vertikale variasjonene i kornstørrelse fører til gode resipientegenskaper (deponering av flytende og fast avfall). Avsetningene er ofte tørkesvake, men med vanning er de ofte benyttet til tidlig grønnsak dyrking, særlig i Østfold og Vestfold.

### Elvdalsedimenter.

En rekke av våre dalfører f.eks. Lågendalen (syd for Kongsberg) og søndre del av Glommavassdraget (fra Elverum og utover) var det lange, smale fjorder under den siste del av og umiddelbart etter isavsmeltingen. Store smeltevannsmengder førte med seg mye materiale som ble avsatt der hovedelva rant ut i fjorden. Gradvis ble indre del av en fjord fylt med sedimenter opp til havnivå (øvre akkumulasjonsnivå). På grunn av land-hevningen ble disse sedimentene forholdsvis raskt hevet over havets nivå, samtidig med at elvemunningen gradvis forflyttet seg mot nåværende kystlinje. Erosjon i såvel de nyavsatte sedimentene som i resten av nedslagsfeltet førte til at nye avsetninger, såkalte **elvdalsedimenter** ble dannet. Disse nye avsetningene ble bygget opp til et lavere nivå enn tidligere. Dette har gjentatt seg mange ganger, og i dag avsettes f.eks. sedimenter utenfor Numedalslågens utløp i Larviksfjorden.

## EGENSKAPER VED MARINE AVSETNINGER.

### Kornfordeling.

Strandnære avsetninger:

Strandvoller er typiske høyenergi avsetninger med forholdsvis grovkornet og middels godt sortert materiale i overflaten (Fig. 8.7). Iblant vil noe mer finkornet materiale bli vasket innover disse avsetningene og fylle opp hulrommene (Fig. 8.10). Et stykke under overflaten vil disse avsetningene ha en mer finkornet matriks, og de får en tydelig bimodal kornfordeling (Fig. 8.11).

Selv om strandvoller har liten regional utbredelse kan de ha betydelig vitenskapelig og rekreasjonsmessig betydning. De er ofte verneverdige og bør behandles med omtanke.

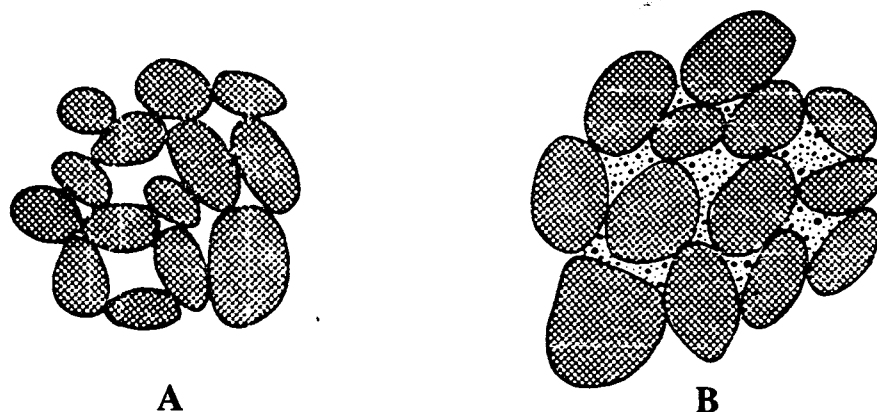


Fig. 8.10. Sammensetning av topplaget i en strandvoll hvor det er en åpen struktur uten matriks (A) og sammensetningen lenger ned i avsetningen, hvor en mer finkornet matriks fyller ut (B).

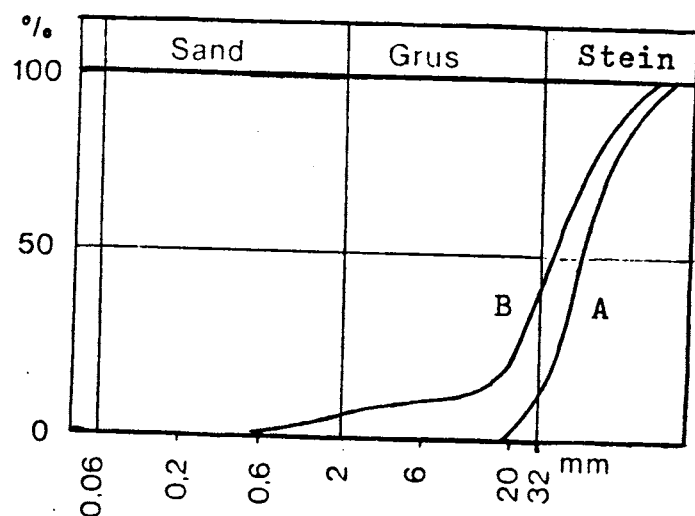


Fig. 8.11. Kornfordelingskurver for de sedimentene som er illustrert i Fig. 8.10 A: Åpent konglomerat (strandvoll). B: Grov strandavsetning med en bimodal kornfordeling.



## Leirer.

Kornfordelingsanalyse på finkornede havavsetninger er meget tidkrevende dersom man ønsker å skille ut de forskjellige leirfraksjonene (grovleir 2-0,6  $\mu\text{m}$ , mellomleir 0,6-0,2  $\mu\text{m}$ , finleir 0,2-0,006  $\mu\text{m}$  og leirkolloid  $<0,006 \mu\text{m}$ ).

I et område som nylig var dekket med is vil det være lite av andre jordarter enn morene. Erosjon i morener må derfor ha vært en viktig faktor ved dannelsen av ishavsleirer, men det er en markert forskjell på morener og leirer når det gjelder innholdet av materiale finere enn 2  $\mu\text{m}$  (0,002 mm) (Fig. 8.12). Forholdet finleir/grovleir er markert høyere i marine leirer enn i morener. Det må derfor være en eller flere prosesser som fører til denne økningen av det fineste materialet i våre leirer. Det har vært foreslått følgende:

1. Under isavsmeltingen dannes det langs breens såle mye fint materiale som ikke innarbeides i morener, men fjernes med smeltevannet.
2. Erosjon i morener med etterfølgende transport og avsetning fører til selektiv anrikning av de fineste fraksjonene i de marine leirene.
3. Det nydannes mineraler i det marine miljø utfra kolloidalt finstoff og joner i havvannet.
4. De marine leirene inneholder mer gammelt forvittringsmateriale enn morenene.

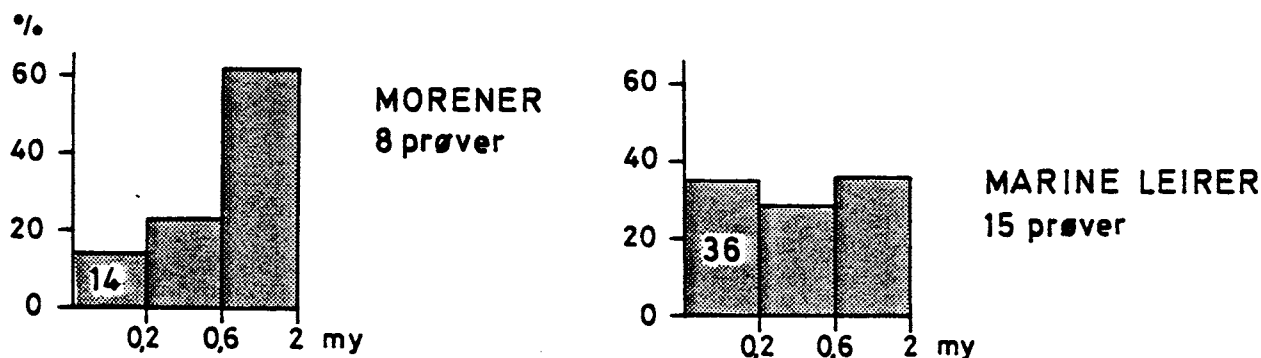


Fig.8.12. Fordeling av grovleir, mellomleir og finleir i morenemateriale og i marine leirer (Augedal, 1978).

Geokjemiske undersøkelser av morener og marine leirer har vist at det sannsynligvis er de to første prosessene som er av størst betydning. Det høye innholdet av finstoff i de marine leirene har stor betydning for en rekke av jordartens egenskaper:

1. Mineralogisk og kjemisk sammensetning.
2. Innhold av plantenæringsstoffer (f.eks. K).
3. Evne til holde på plantenæringsstoffer (jonebytningskapasitet).
4. Vannhusholdning og vanntransport samt jordstruktur.

### Leirers struktur.

Leir og finsilt som transporteres suspendert i havvannet er vanligvis flokkulert, de enkelte partikler er bundet sammen i aggregater. Aggregatene har et høyt vanninnhold og tilsvarende lav densitet. Diameter på aggregatene varierer mellom 1  $\mu\text{m}$  og 60  $\mu\text{m}$  med maksimal hyppighet omkring 10  $\mu\text{m}$  (Fig. 8.13). I områder hvor havstrømmene har lav hastighet vil disse aggregatene sedimenteres, og det dannes et leirsediment med en åpen korthusstruktur og et meget høyt vanninnhold (Fig. 8.14). Ved kontinuerlig sedimentasjon vil tykkelsen på lagpakken øke. Porevannet i dypere lag presses ut og fastheten øker samtidig med at vanninnholdet avtar.

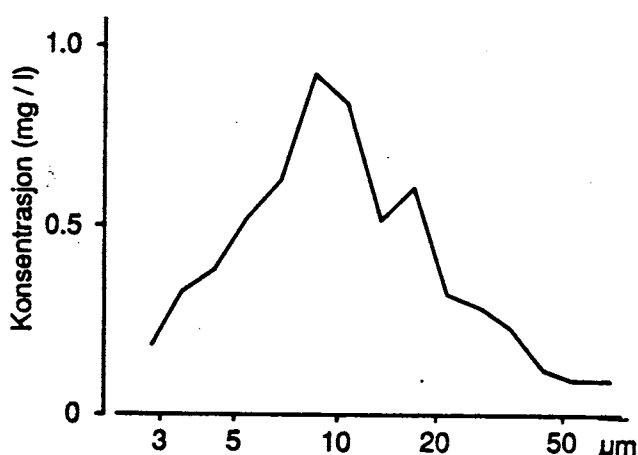


Fig. 8.13. Størrelse på suspendert materiale i havvann (Nordsjøen). (etter Eisma og Gieskes 1977).

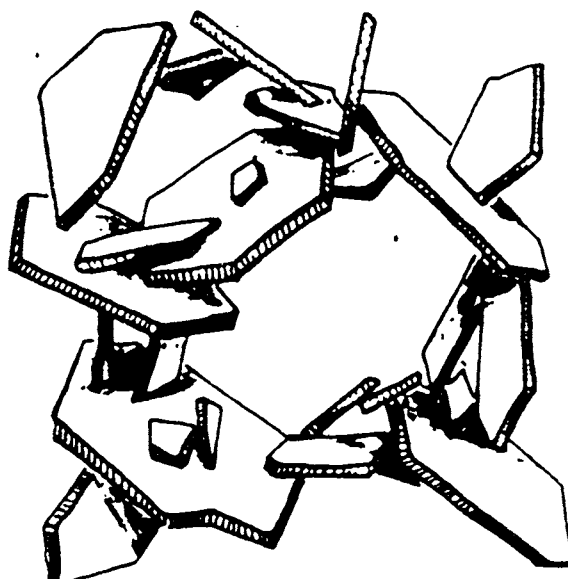


Fig.8.14. Korthusstruktur i leire.

### Teksturelle variasjoner i sen- og postglasiale marine sedimenter.

Vertikale variasjoner i kornfordeling i marine sedimenter gjenspeiler variasjoner i klima og sedimentasjonsmiljø. Dette er tydelig illustrert i en borkjerne fra Viksfjorden, syd for Raet. Sedimentene kan på grunnlag av sitt innhold av foraminiferer og den teksturelle sammensetning deles i 3 soner (Fig. 8.15).

Den nederste delen (Sone I) antas å representere det tidsrom da Raet ble dannet i Yngre Dryas perioden. Brefronten lå nær og selv på forholdsvis dypt vann (ca. 150 m dyp), ble det avsatt sedimenter med et betydelig innhold av sand, og sedimentasjonshastigheten var forholdsvis høy.

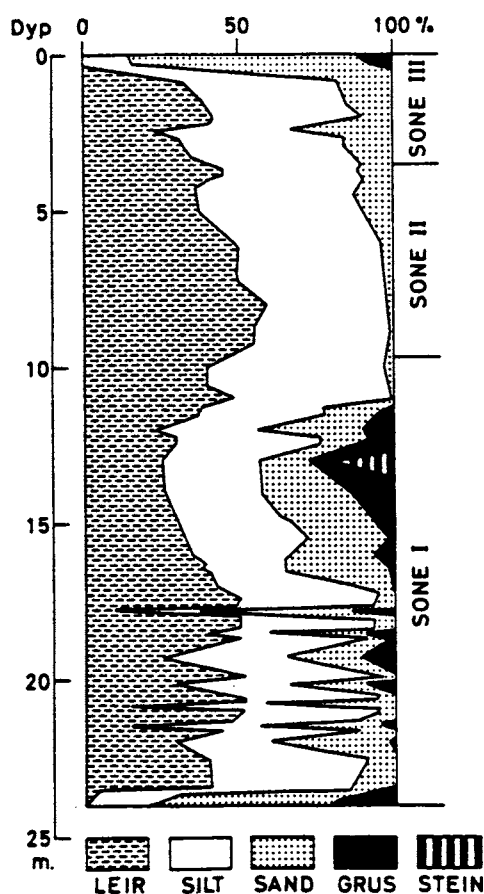


Fig. 8.15. Mekanisk sammensetning av sen- og postglasiale marine sedimenter fra Viksfjorden (etter Ormaasen 1977).

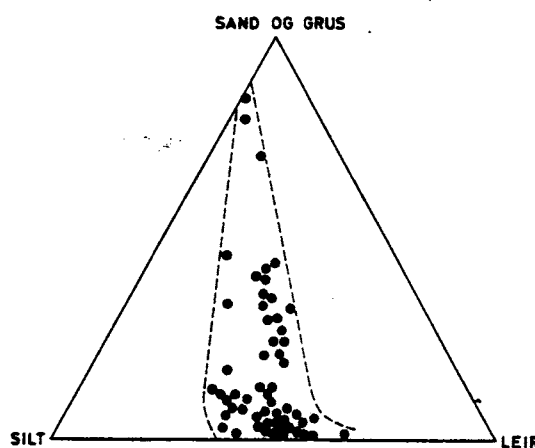


Fig. 8.16. Sannemssetning av sedimenter fra Viksfjorden plottet i et trekantdiagram.

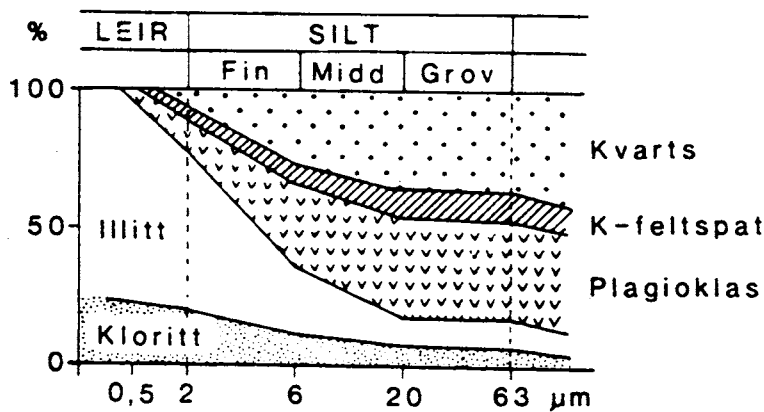
I Preboreal trakk isen seg langt tilbake, og i dette tidsrommet samt i det etterfølgende postglasiale varmeoptimum ble det avsatt mer finkornede sedimenter (Sone II), og sedimentasjons hastigheten var mye mindre.

På grunn av den isostatiske landheving ble sedimentene avsatt på stadig grunnere vann (mer landnært), og effekten av strandprosessene økte. Sedimentene i sone II ble gradvis mer grovkornede. Sone III representerer siste del av den postglasiale oppgrunningsfasen. Dataene fra dette borhullet er også plottet i trekantdiagram (Fig. 8.16). Det er påfallende at selv når innholdet av sand og grus øker fra 0 til 50%, så øker ikke forholdet silt:leir. En mulig forklaring på dette er at sedimentene ble avsatt som et resultat av to prosesser:

I: Silt og leir transporteres i suspensjon og avsettes som aggregater.

II.: Grus og sand transporteres langs bunnen.

En økning av bunntransporten fører ikke til en endring av leir:silt-forholdet for det materialet som transporteres i suspensjon.



Modifisert etter Augedal 1978, Pederstad 1978

Fig. 8.17. Gjennomsnittlig mineralsammensetning for forskjellige kornstørrelser i marine leirer fra Sør-Norge (6 prøver fra Østlandet og 2 fra Trøndelag).

### LEIRENES KJEMISKE OG MINERALOGISKE SAMMENSETNING.

Den første systematiske undersøkelse av norske kvartære leirers mineralogiske sammensetning ble utført i 1920-årene i forbindelse med Statens Råstoffkomites kjemiske og fysiske undersøkelser av forskjellige norske leirforekomster. Undersøkelser av mineralfordeling i forskjellige fraksjoner (kornstørrelser) forklarte forskjeller i kjemisk sammensetning, og undersøkelsene viste klart at berggrunnen har stor betydning for leirenes petrografiske sammensetning. Mineralogiske undersøkelser har vist at innholdet av sjiktsilikater, de typiske leirmineralene, øker med avtagende kornstørrelse (Fig.8.17). De største regionale forskjellene kan påvises i finsiltfraksjonen. I leirfraksjonen er det først og fremst variasjoner i forholdet mellom di- og trioktaedrisk illitt (dannet henholdsvis av muskovitt og biotitt) samt forholdet mellom illitt og kloritt som er utslagsgivende for de forskjellige bergartsprovinserne. Innholdet av kvarts og feltspat er relativt konstant (Fig. 8.18).

Leirene fra Jæren står i en særstilling ved at de inneholder kaolinitt, smektitt og blandsjiktkomponenter. Årsaken til dette er at havstrømmene i Skagerrak og Nordsjøen frakter mye materiale som stammer fra landområdene rundt Nordsjøen. Da Jæren lå under havets nivå, ble det her avsatt leirer av samme type som i Skagerrak.

De øvrige leirene (Fig.8.18) består av materiale som stammer fra forskjellige norske bergartsprovinser:

- Trøndelag: Metamorfe Kambro-Silur bergarter.
- Romerike: "Sparagmitt" + Kambro-Silur bergarter.
- Østfold: Grunnfjellgneis og Granitt.
- Oslo: Kambro-Silur bergarter.
- Vestfold: Permiske dag- og dypbergarter.
- Jæren: Metamorfe Kambro-Silur bergarter + anortositt + "Nordsjømateriale".

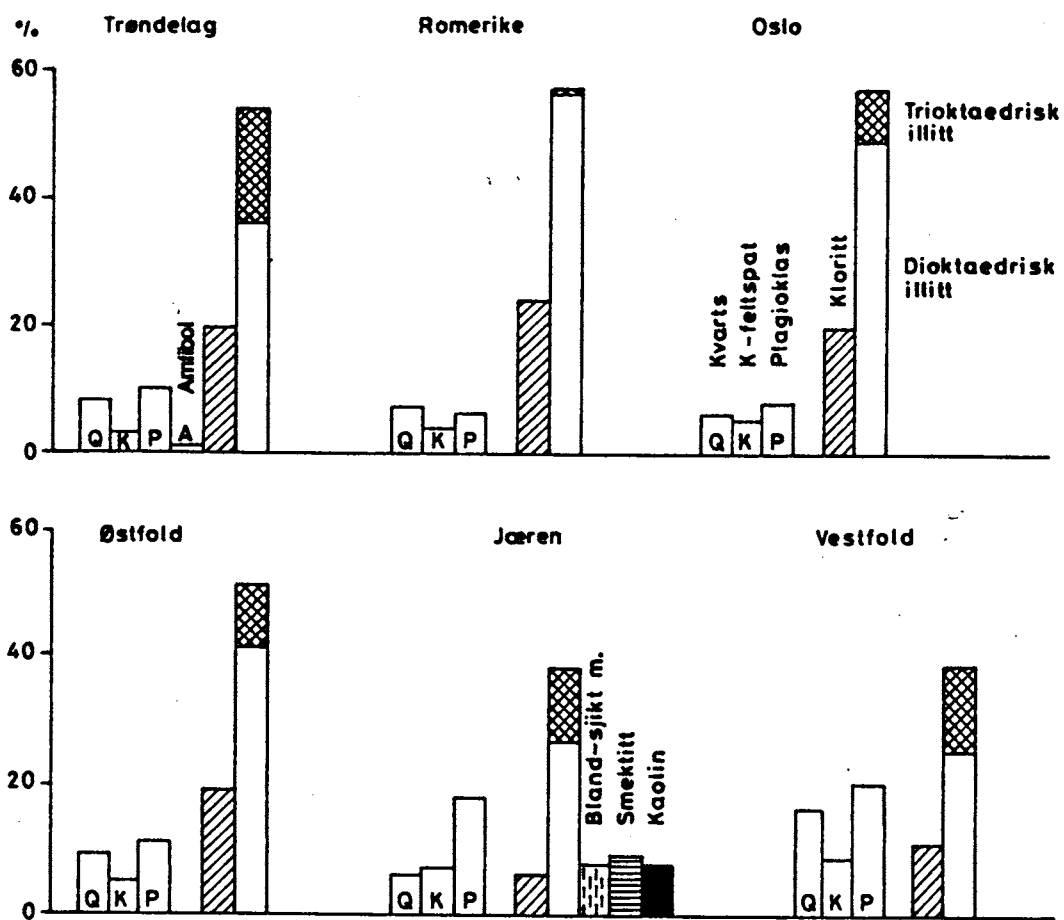


Fig. 8.18. Mineralogiske variasjoner i marine leirer fra Sør-Norge. Sammensetning av fraksjonen mindre enn 2 µm. (etter Augedal 1978 og Pederstad 1978).

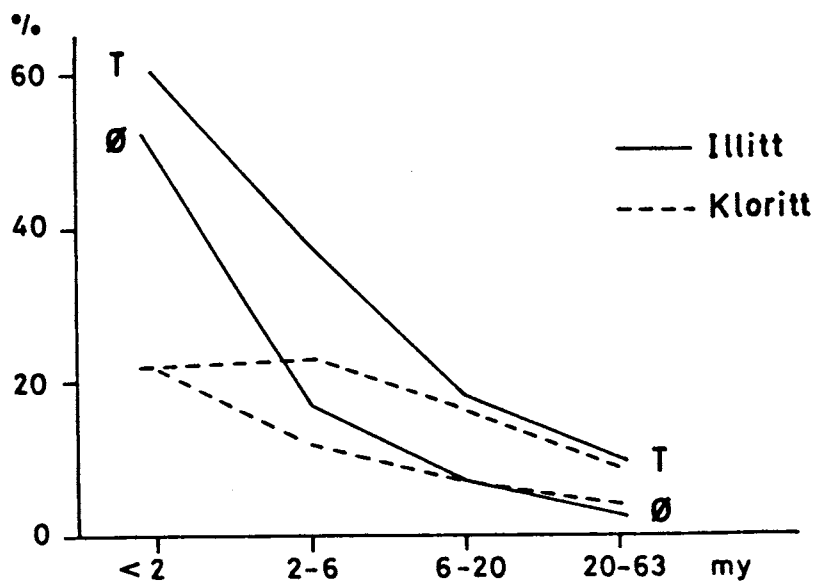


Fig.8.19. Innhold av kloritt og illitt i forskjellige fraksjoner fra marine leirer fra Trøndelag (T) og Østfold (Ø) (etter Augedal 1978).

Et eksempel på bergartsprovinsens betydning er Trøndelagsleirenes høye innhold av kloritt og illitt i finsilt fraksjonen (2-6  $\mu\text{m}$ ) og grovere fraksjoner (arv fra metamorfe skifre), sammenlignet med leirene fra Østfold (Fig. 8.19). Dette resulterer også i et markert høyere Fe- og Mg-innhold i Trøndelagsleirene.

### LEIRERS GEOTEKNISKE EGENSKAPER.

På grunn av fare for utrasning og andre byggetekniske problem er det i løpet av de siste 40 år utført meget omfattende undersøkelser av kvartære leirer ved Norges Geotekniske Institutt. Allerede i 1953 ble det ved laboratorieforsøk vist at porevannets sammensetning har stor betydning for marine leirers skjærfasthet.

Havvann inneholder normalt 3,5% salt (35 g/l), og sammensetningen av dette vannet er:

Na<sup>+</sup> 1,0 %      Mg<sup>2+</sup> 0,1 %      Cl<sup>-</sup> 1,8 %      SO<sub>4</sub><sup>-</sup> 0,2 %

K<sup>+</sup> 0,038 %      Ca<sup>2+</sup> 0,04 %      HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 0,014%

Disse syv jonene utgjør tilsammen 3,2 g/l eller mer enn 90% av det totale saltinnhold.

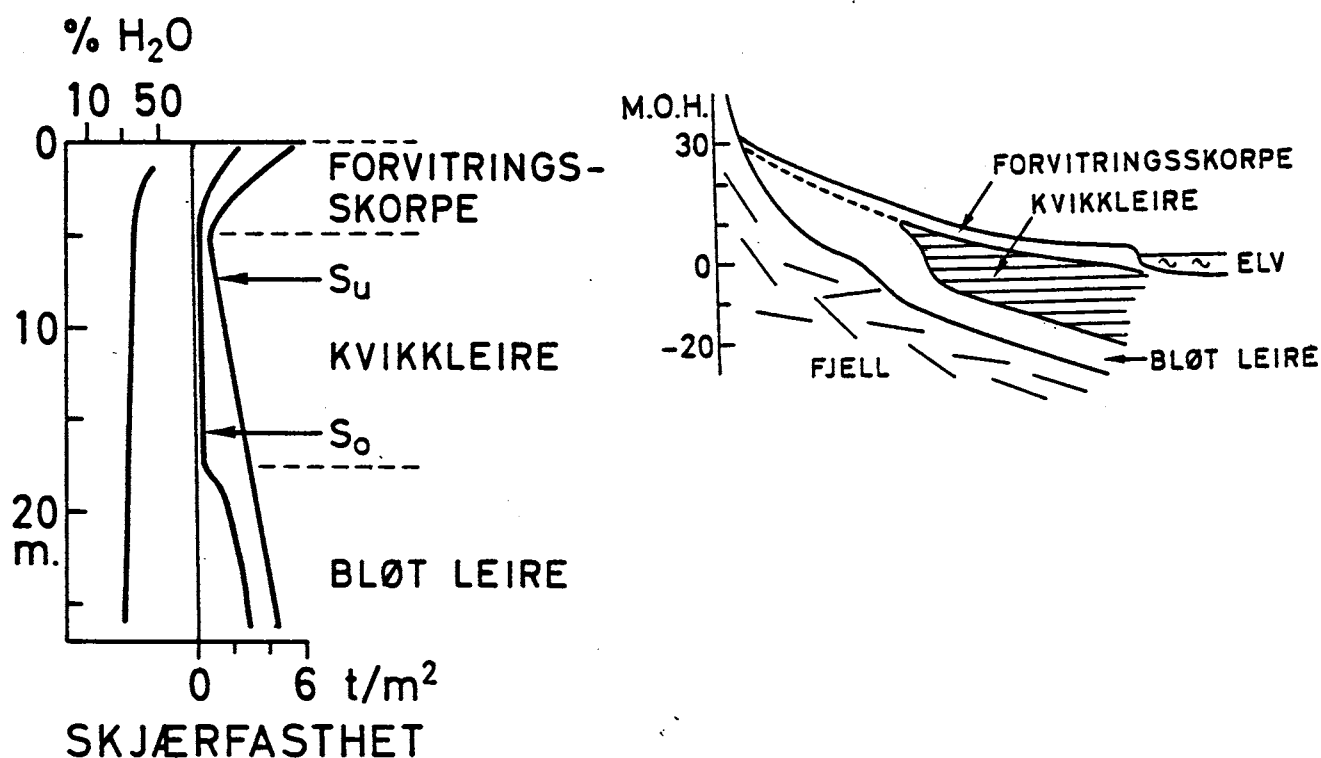


Fig.8.20. Geotekniske data for en avsetning med marine leirer (fra Drammen). Venstre kurve viser at vanninnholdet i % avtar mot dypet. Kurvene til høyre viser uomrørt og omrørt skjærfasthet. De øvre 5 meter viser tydelig at forvitring har økt skjærfastheten, mens salturvaskning har gitt en sone med kvikk leire mellom 5 og 17 m.

Leirer som sedimenteres i havet inneholder porevann med omtrent samme sammensetning som havvann. Leirmineralene har en negativ ladning som er kompensert ved et lite "overskudd" av katjoner i porevannet. Partiklenes negative ladning fører til elektrostatisk frastøtning. I et sediment med høyt saltinnhold i porevannet vil katjoner anrikes nær partikkeloverflaten og "skjerme" de frastøtende kreftene. Samtidig vil det være van der Waalske krefter mellom nærliggende partikler. I et leirsediment er det derfor **samtidig** tiltrekkende og frastøtende krefter mellom leirpartiklene.

Når leire sedimenteres i et marint miljø og tykkelsen på avsetningen gradvis øker så vil porevannet sakte presses ut p.g.a. økende vekt. Kompaksjonsprosessen forsterkes når leira, på grunn av landhevingen, heves over havnivå. Fig. 8.20 viser geotekniske data for et borhull gjennom en marin leire i Drammen. Vi ser at vanninnholdet avtar gradvis med økende dyp samtidig med at skjærfastheten øker.

Når grunnvann strømmer gjennom en leiravsetning vil saltet i porevannet gradvis bli fjernet. Utvasking av saltet fører til at de frastøtende krefter mellom leirpartiklene øker, mens de van der Waalske krefter endres lite.

Fig. 8.21 viser hvorledes skjærfastheten til sedimentet endres med økende grad av utvasking. Skjærfastheten kan enten bestemmes i felt med et vingebor eller i laboratoriet. Den uomrørte skjærfastheten er den fasthet leira har i naturlig tilstand, mens omrørt skjærfasthet er fastheten til leirprøven etter omrøring. Det vil alltid være en markert reduksjon i skjærfasthet når en leirprøve påvirkes mekanisk slik at en del av partikkel-partikkel bindingene brytes. Forholdet mellom uomrørt og omrørt skjærfasthet betegnes sensitivitet ( $S_t$ ):

$$S_t = S_u / S_o$$

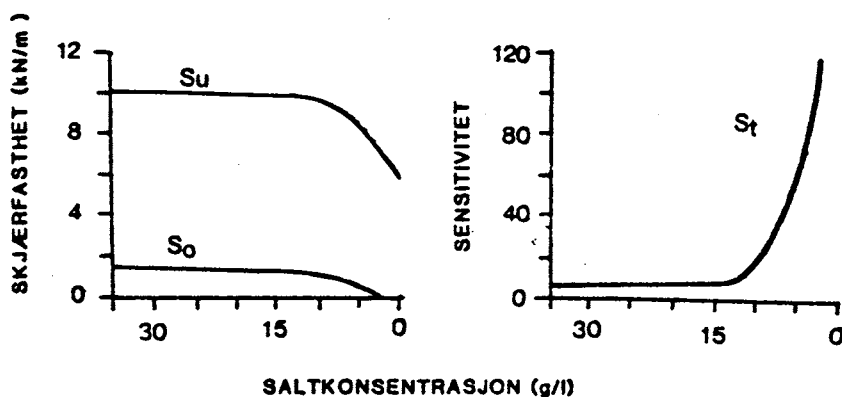


Fig.8.21. Variasjoner i leirers skjærfasthet og sensitivitet som en funksjon av porevannets saltinnhold.  $S_u$  = uomrørt skjærfasthet,  $S_o$  = omrørt skjærfasthet og  $S_t$  = sensitivitet.

Det som skiller **kvikke** leirer fra normale leirer er deres meget høye sensitivitet. Selv om saltet vaskes ut og frastøtningen mellom partiklene øker, så vil strukturen i leira bevares på grunn av de v.d.W-bindinger. Når en kvikkeleire i naturen får så stor belastning (stressnivå) at deformasjonen endres fra elastisk til plastisk, så bryter den åpne leirstrukturen sammen (partikkel - partikkel bindingene brytes) og porevannstrykket øker raskt. Etter at v.d.W.-bindingene er brutt vil de frastøtende kreftene føre til at leirpartiklene flyter adskilt i sitt eget "porevann" og leirmassene flyter av sted som en suppe. Når utsklidde leirmasser resedimenteres i **ferskvann** vil de få en annen struktur, med lavere vanninnhold og høyere skjærfasthet enn de hadde tidligere (Fig.8.22).

Utløsende årsak til leirskred kan være øket belastning, eller mekanisk påkjenning (vibrasjon fra tungraffikk, bakkeplaneringsmaskiner eller jernbane). Et kvikkeleireskred i Anchorage, Alaska, ble utløst av jordskjelv.

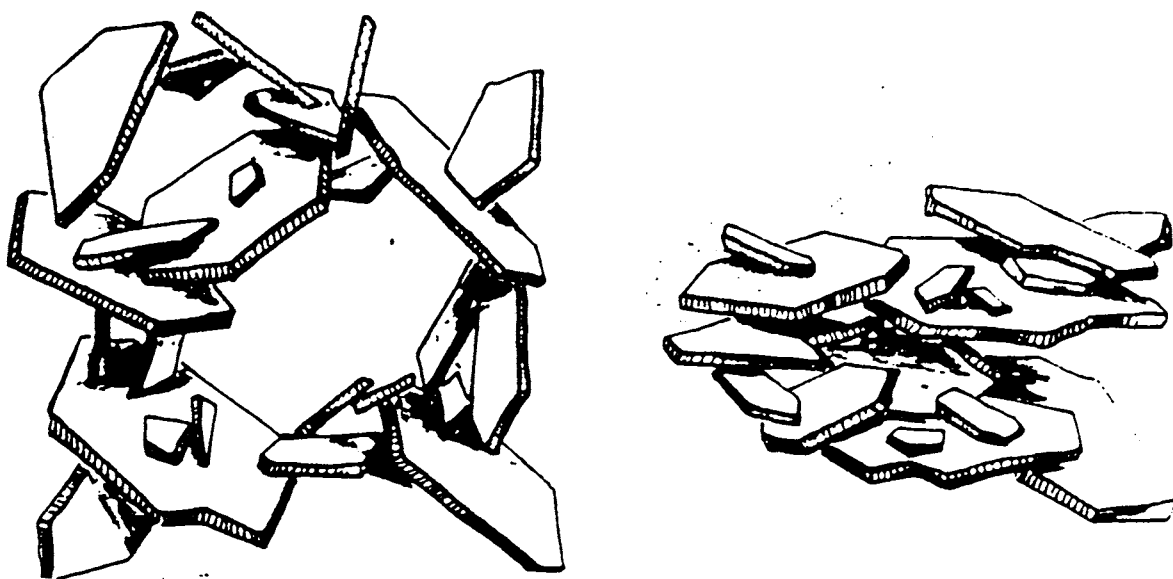


Fig. 8.22. Forenklet tegning av den åpne "korthus"-strukturen i marine leirer og den mer komprimerte strukturen i ei leire resedimentert i ferskvann. I den marine leira er det van der Waalske krefter som binder partiklene sammen. I den resedimenterte leira er det mer flate- flate kontakter.

#### **Reduksjon av porevannets saltinnhold.**

Fig. 8.23 viser hvorledes porevannet kan byttes ut i en leire. Analyser av porevannet viser at saltinnholdet i kvikkeleira er meget lavt. Forsøk i laboratoriet og i felt har vist at diffusjon er en meget langsom prosess som ikke kan forklare dannelsen av dype kvikkeleirer i løpet av postglasial tid.



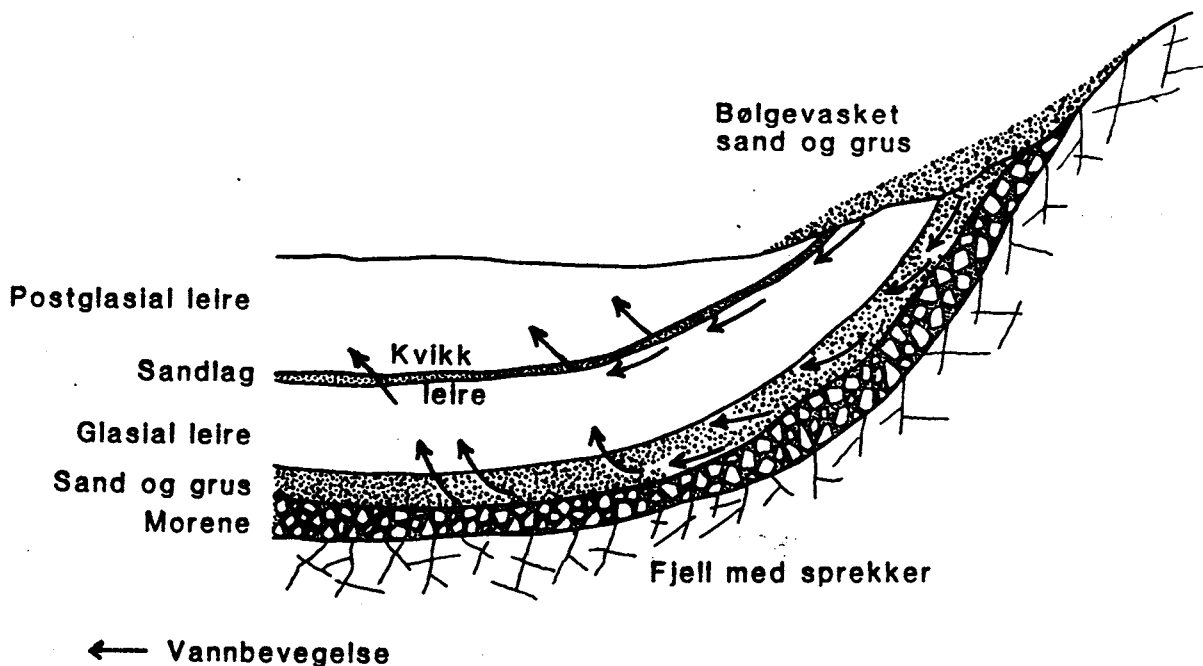


Fig. 8.23. Skisse som illustrerer hvorledes salt porevann i leirene erstattes med ferskvann, ved at overflatevann infiltrerer fjell og grove sedimenter. Modellen passer til Rissa-skredet i 1978 (etter Løken 1968 og Talme 1968).

Kvikkleirer er derfor vanligvis dannet ved oppadgående strømming av ferskvann eller p.g.a. drenering langs grovkornede lag i leira. I sandlag vil det ofte være en relativt rask gjennomstrømming av vann, og det vil øke utlutningshastigheten for salt fra leirene nærmest sandlaget. Trykk fra vannet i omgivende bergarter fører til at det dannes et artesisk trykk, som igjen fører til oppadgående grunnvannsbevegelse (Fig. 8.23).

Det er viktig å merke seg at kvikkleirer kan dannes **under** havets nivå, og selve utvaskingen kan starte når omliggende fjellområder infiltreres med ferskvann og en hydraulisk gradient etableres. Hvis vannet beveger seg med en hastighet på 1-10 mm/år så er dette tilstrekkelig til å forklare dannelsen av 5-50 m tykke kvikkleirer i løpet av de siste 5000 år.

#### Dannelse av forvitringsskorpe.

Den mekaniske og kjemiske forvitring starter når marine leirer heves over havets nivå. Frost, uttørkning og vegetasjonens rotsystem fører til økt infiltrasjon av overflatevann. Ustabile mineraler omvandles (f.eks. biotitt omvandles til vermikulitt) og det nydannes forskjellige amorfe "Fe-Al-Si-organisk materiale" forbindelser. Som et resultat av disse forvitringssprosessene dannes en forvitringsskorpe med høy skjærfasthet. Denne øvre forvitringssonen blir ofte referert til som "tørsskorpe", en noe misvisende betegnelse, da vanninnholdet kan være like høyt som i den underliggende, uforvitrede leira. Det er forvitringsskorpa som er grunnlaget for jordbruket i leirområder.

I en leiravsetning vil skjærfastheten under forvitringsskorpa normalt øke med dyppet (økende effektivt vertikalt trykk) og Fig. 8.24 viser skjematiske forskjellene i skjærfasthet mellom de leirtyper vi har omtalt.

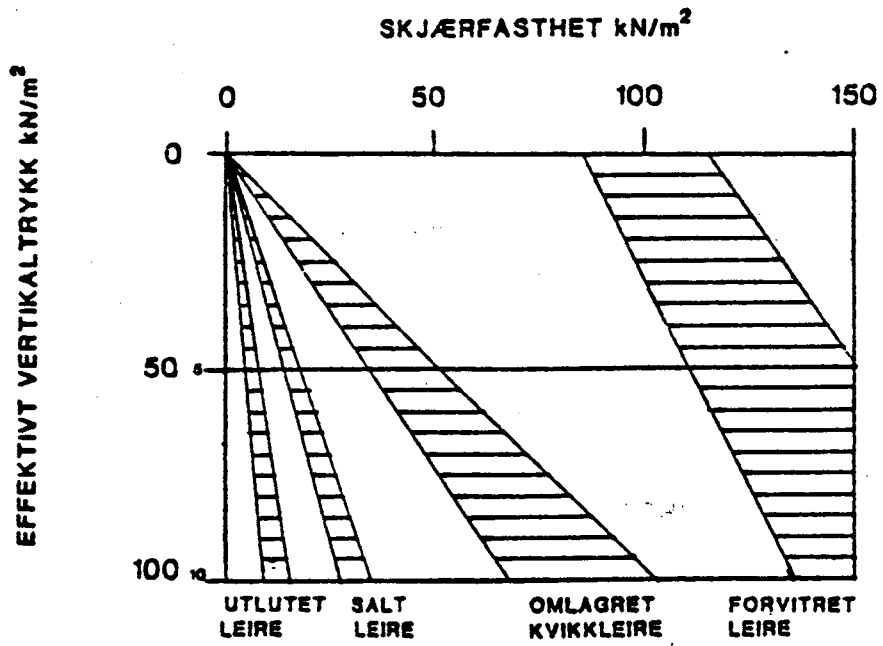


Fig. 8.24. Uomrørt skjærfasthet for forskjellige typer leirer (etter Rosenqvist 1960).

## OMRÅDER MED HYPPIGE KVIKKLEIRESKRED.

De mest kjente skredområder ligger langs og nord for Oslofjorden og rundt Trondheimsfjorden. Her er det beskrevet en rekke skred i historisk tid, og skredgroper viser at det har vært betydelig skredaktivitet i prehistorisk tid (Fig. 8.25).

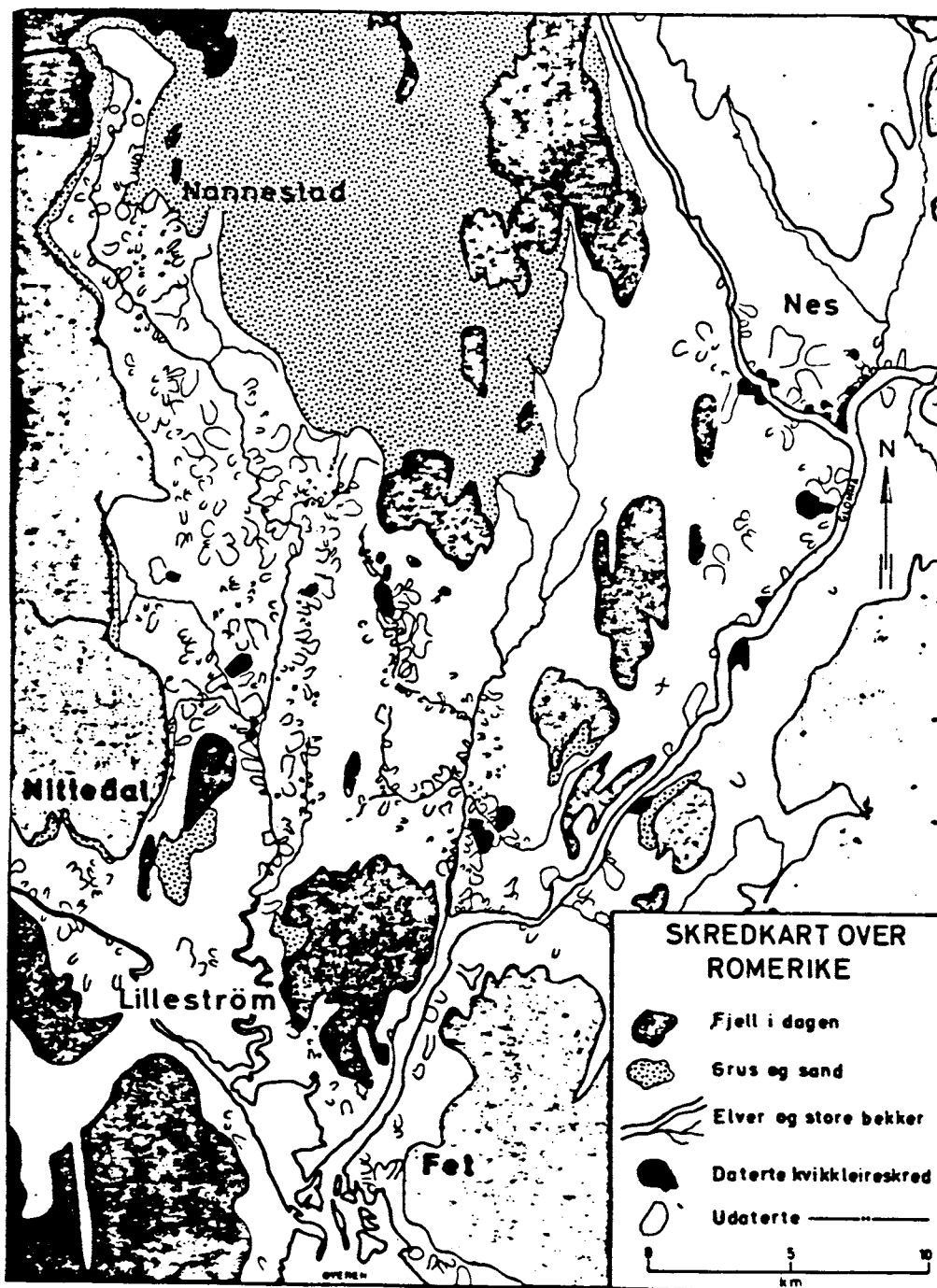


Fig. 8.25. Leirslettene på Romerike er et av de mest skredfarlige områder i Norge.

Skredet ved Bekkelaget, Oslo 7. oktober 1953 er illustrert på Fig. 8.26. Situasjonen før

skredet er vist øverst, med antatt glideflate ca. 3 m under havnivå tegnet inn. Nederste figur viser situasjonen etter utglidningen, med resultatene fra skjærfasthetsbestemmelsene inntegnet. Vi ser tydelig at den laveste skjærfastheten finnes under forvitringsskorpen. Den horisontale forskyvning av den faste forvitringsskorpen illustreres ved forflytningen av huset.

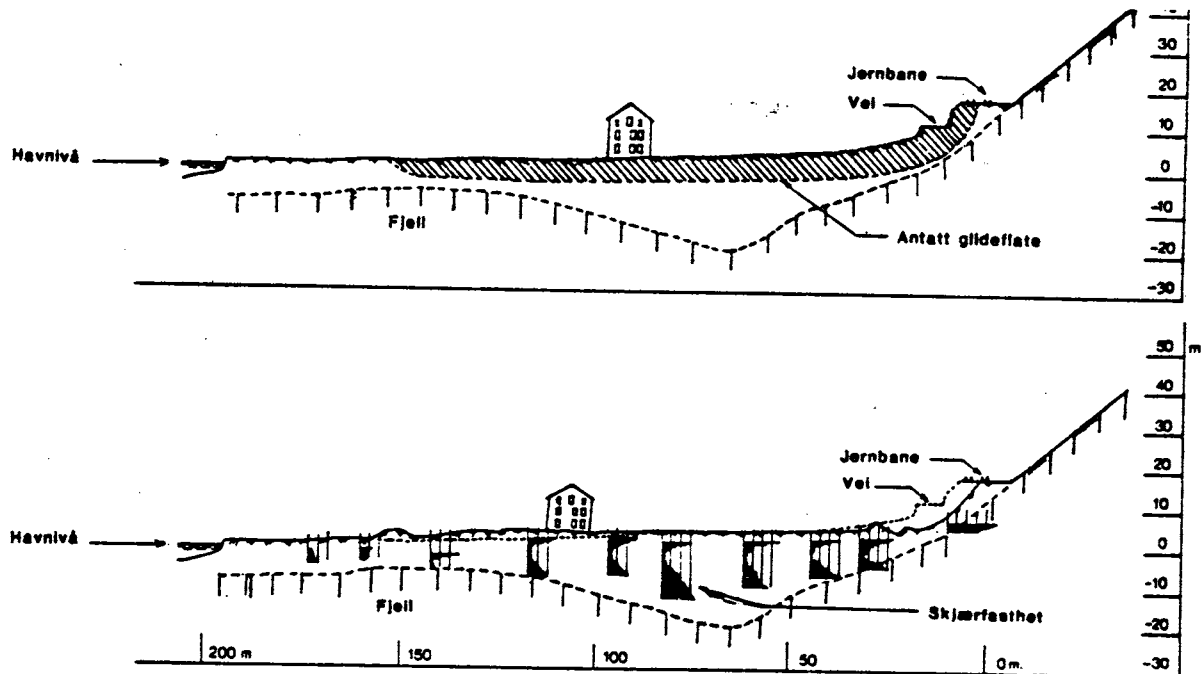


Fig. 8.26. Skisse av skredet på Bekkelaget. Nederste figur viser situasjonen etter skredet. Skjærfastheten ble bestemt v.h.a. vingebor, og vi ser tydelig en sone med meget lav (omrørt) skjærfasthet ca. 5 meter under markoverflaten.

### Stabilisering med salt.

Som vist i Fig. 8.21 er det mulig å øke leirenes skjærfasthet ved å øke porevannets saltinnhold. Etter skredet på Bekkelaget bestod Mosseveien av omrørt leire med en skjærfasthet nær 0. Ved å blande denne leirsoppa med salt var det mulig, i løpet av noen timer, å få veien i kjørbare stand.

I de tilfeller hvor leiras uomrørte skjærfasthet er for liten til å tåle belastningen av et tungt byggverk er det vanlig å sette peler til fjell. Ved bygging av trafikkmaskinen ved Valle Hovin i Oslo benyttet man en annen metode. De bløte leirene ble stabilisert med salt. Vertikale hull med diameter 15 cm ble boret ned til 15 m dyp i de bløte leirene. Avstanden mellom de enkelte hull var ca. 1,5 m. Hullene ble fylt med KCl-salt og deretter plugget igjen. Diffusjon av salt ut i leirenes porevann førte til en så markert økning i skjærfastheten i løpet av to år at trafikkmaskinen kunne bygges på de stabiliserte leirene.

## Kapittel 9 ELVER OG INNSJØER

Strømmende vanns erosjon, transport og sedimentasjon har stor betydning for landskapets utforming og fordelingen av forskjellige jordartstyper. I mange dalfører er elveavsetningene viktige landbruksområder og grunnvannsmagasiner.

### **Erosjon og avrenning fra et nedbørsfelt.**

Erosjonen i et nedbørsfelt kan deles i to trinn, løsrivelsen av jordpartikler og transporten med vann. Avrenningen fra et nedbørsfelt kan deles i flateavrenning og strømmer. Når nedbørmengdene er større enn jordartenes infiltrasjonskapasitet får vi **flateavrenning**. I Norge får vi ofte flateavrenning i snøsmeltingsperioden mens det fortsatt er tåle i bakken. De tynne vannlagene som renner på overflaten samles gradvis i furer og deretter i kanaler (bekker og elver) hvor det blandes med tilstrømmende grunnvann. Vi kan derfor skille mellom flateerosjon, fureerosjon og kanalerosjon.

### **Vegetasjonens betydning for erosjon.**

Slageffekt fra regndråper og oppbløting (dispergering) av jordartene fører til løsrivning av materiale som kan eroderes (flateerosjon). Regndråpenes størrelse og fallhastighet er viktig. Den maksimale diameter for regndråper er ca. 5 mm, og dråper med denne størrelsen har en maksimal fallhastighet på ca. 8 ms<sup>-1</sup>. Slike dråper vil ha en slagenergi som er 500 ganger høyere enn en dråpe med 1 mm diameter og en fallhastighet på 4 ms<sup>-1</sup>.

Målinger av massetapet fra forskjellige områder viser tydelig vegetasjonens betydning for å redusere erosjonen. Bladene reduserer slageffekten fra regndråpene. Ennu viktigere er rotsystemenes evne til å holde jorda på plass. Målinger har vist at overgang fra grasproduksjon til radvekster (f.eks. korn) kan føre til 100 gangers økning i jorderosjonen. Verst er selvsagt åpen åker. Vegetasjonens betydning kommer også klart fram når man observerer den omfattende erosjonen som ofte forekommer etter skogbrann eller andre ødeleggelser av vegetasjonsdekket.

Før vegetasjonens innvandring (etter siste istid) var de fleste jordarter mindre erosjonsbestandige og erosjonen var troligvis mye større enn idag

### **Vannføring og vannhastighet.**

I de fleste hydrologiske arbeider får man oppgitt elvas vannføring (Q). Vannføringen (m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>) er bl.a. bestemt av nedbørsfeltets størrelse, nedbørmengder og klima. Midlere vannhastighet er gitt ved:

$$Q = A * v_{gs}$$

hvor  $v_{gs}$  er middelhastigheten (ms<sup>-1</sup>). Som vist på Fig. 9.1 så varierer vannets hastighet

med posisjonen i elveløpet. Formelen viser at når vannføringen øker så vil såvel tverrsnittet (A) som hastigheten øke. Hastigheten er derfor en funksjon av såvel vannføringen som elveløpets gradient og utforming.

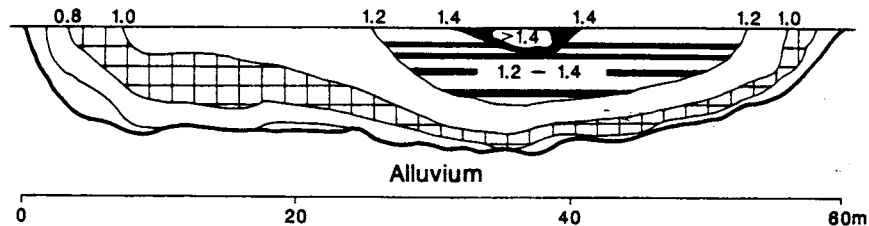


Fig. 9.1 I en stor elv (Rhonen) med tilnærmet laminær strømning er vannhastigheten ( $\text{ms}^{-1}$ ) størst midt i elva og minst langs bunnen p.g.a. friksjonen. (Alluvium=løsmasser).

#### Vannets friksjon mot elvebunnen.

For strømning i en glatt kanal vil tyngdekraftens komponent langs kanalen balanseres av friksjonskraften mot bunnen. Tyngdekraftens komponenten  $F_g$  for et stykke som er L langt er gitt ved ligningen (Fig. 9.2):

$$F_g = A * L * g * \mu * \sin\phi$$

A = tverrsnitt ( $\text{m}^2$ )                       $\mu$  = vannets tetthet ( $\text{kg m}^{-3}$ )  
L = lengde (m)                               $\phi$  = hellningsvinkelen  
g = gravitasjonskonstanten ( $9,81 \text{ m s}^{-2}$ ).

Friksjonskraften mot bunnen ( $F_b$ ) er gitt ved:

$$F_b = P * L * \tau$$

hvor  $P*L$  er bunnens areal ( $\text{m}^2$ ) og  $\tau$  er skjærspenningen langs bunnen ( $\text{N m}^{-2}$ ). Lengden P kalles den våte perimeter.

I en elv som flyter med konstant hastighet er de to kreftene like:

$$A * L * g * \mu * \sin\phi = P * L * \tau$$

$$\tau = \mu * g * (A/P) * \sin\phi$$

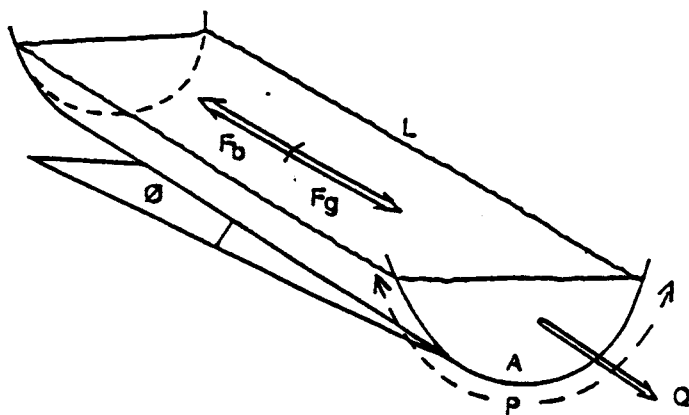


Fig. 9.2 Tyngdekraften balaseres av friksjonen i en elv med konstant vannhastighet.

Forholdet  $A/P$  er definert som den hydrauliske radius ( $R$ ). Ligningen viser, som ventet, at skjærspenningen øker når hellingsvinkelen øker. I en elv vil  $A/P$  forholdet avta når vannføringen synker og skjærspenningen langs bunnen vil avta.

### EROSJON.

En elvs erosjonsevne er avhengig av såvel vannhastigheten som bunns beskaffenhet (kornstørrelse, pakningsgrad). Fig. 9.3 illustrerer laminær strømning i en elv og hastigheten ( $u$ ) avtar mot bunnen (viskøs strømning). Partiklene på bunnen vil i tillegg til tyngdekraften (- oppdrift) være påvirket av såvel en løftkraft ( $F_l$ ) som en tangentialkraft ( $F_t$ ). Årsaken til disse kreftene er skjærspenningen langs bunnen.

Hvis en partikkel med en bestemt størrelse skal løsrives fra bunnen, så må vannhastigheten overskride en kritisk grenseverdi ( $u_c$ ). Allerede i 1753 fant Brahm's at den kritiske hastighet for å rive løs en partikkel med vekt  $W$  er:

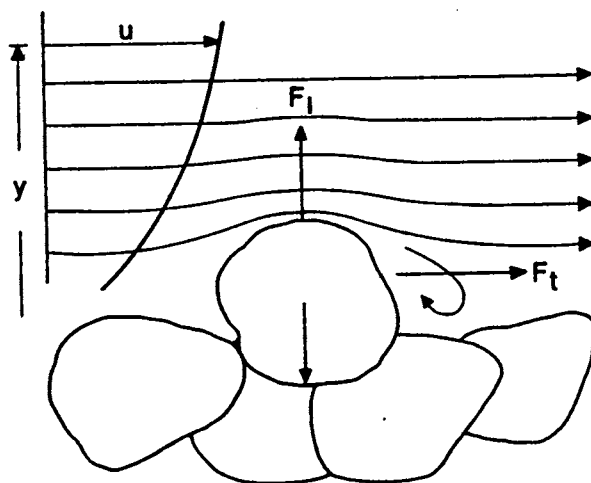


Fig. 9.3 På grunn av vannets bevegelse i forhold til bunnen dannes en skjærspenning ( $\tau$ ) og partiklene på bunnen utsettes for et kraft som kan deles i en løftkraft og en tangentialkraft.

$$u_c = k * W^{1/6} \quad \text{eller} \quad W = 1/k * (u_c)^6$$

hvor  $k$  er en empirisk konstant som er noe forskjellig fra en elv til den neste. Hans forsøk viste derfor at erosjonsevnen (størrelse på det som kan rives løs) øker meget raskt med vannhastigheten.

For en kuleformet partikkel er differensen mellom tyngdekraft og oppdrift gitt ved:

$$F_g - F_o = 4/3 \pi r^3 (\mu_s - \mu_w)$$

hvor  $\mu_s - \mu_w$  er tetthetsdifferensen mellom faste partikler og vann. Setter vi dette inn i Brahms-formelen får vi:

$$d = k_d * (u_c)^2 \quad \text{eller} \quad \log d = 2 * k_d \log u_c$$

hvor  $d$  er partikkelens diameter og  $k_d$  er en ny empirisk konstant. Vi ser at **diameteren på de partikler som rives løs øker med annen potens av vannhastigheten**. Hvis vi tegner opp erosjonsevne (partikkeldiameter) mot vannhastighet i et log-log diagram så får vi en rett linje. Verdien på  $k_d$  er bestemt av såvel elveløpets utforming som bunnens beskaffenhet, men for å anslå en elvs erosjonsevne kan man benytte formelen:

$$d = 4 (u_c)^2$$

hvor  $d$  er målt i mm og  $u$  i  $\text{ms}^{-1}$ , slik at en vannhastighet på  $1 \text{ ms}^{-1}$  er tilstrekkelig for å løsrive partikler med 4 mm diameter (fin grus). Dette er en formel som gjelder for vel-sorterte, rundete sedimenter hvor diameteren er større enn 0,1 mm. For finere materiale vil kohesjonskrefter gjøre seg gjeldende.

En elvs kompetanse er gitt ved diameteren til den største (runde) partikkel som kan transporteres langs bunnen, mens en elvs kapasitet er den maksimale mengde materiale som elva kan frakte. I likhet med kompetansen så er kapasiteten sterkt avhengig av vannføring. En vesentlig del av materialtransporten foregår derfor i løpet av kortvarige flomperioder. Den kritiske prosessen er selve løsrivningen fra underlaget. Når en partikkel først er revet løs vil den lett fraktes videre inntil vannhastigheten synker under "avsetningshastigheten". Når den kritiske verdi overskrides så vil erosjonshastigheten ofte øke raskt på grunn av overføring av slagenergi fra partikler i bevegelse til partikler som ligger i ro.

### Undergravning.

I en meanderende elv er vannhastigheten størst i yttersving og her er som oftest elva dypest (Fig. 9.4). Undergravning av elvebankene fører til utrasning og langsomme masse-



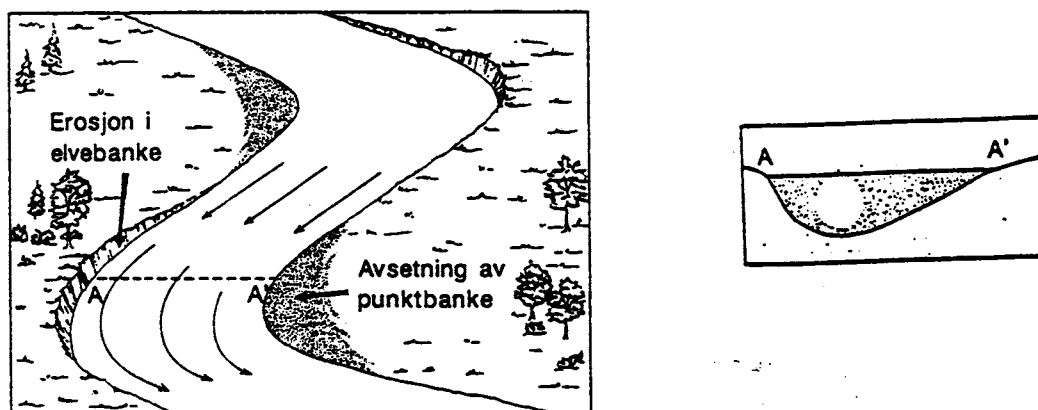


Fig. 9.4 En meandrerende elv som eroderer i yttersving kan samtidig bygge opp en punktbanke i innersving.

bevegelser i skråningene over elveløpet. Begge prosessene er viktige for tilførsel av nytt materiale til elveløpet. Erosjon i bankene og sedimentasjon fører til at elveløpenes posisjon stadig endres. Dette ser vi tydelig når en meandrerende elv skjærer seg et nytt løp og det gamle blir liggende som en kroksjø.

### Erosjon i fjell.

Det finnes en rekke eksempler på gjel og jettegryter i fast fjell som er gravet ut i sen- og postglasial tid. Trangfossen i Nidelven er et slikt eksempel. Gjelet, som er gravet ut i fyllitt, er 175 m langt, 10-20 m bredt og har maksimal dybde på 50 m. Hvis vi antar at utgravningen har tatt ca. 10 000 år, så er den maksimale vertikale erosjon ca. 5 mm/år.

### TRANSPORT.

**Massetapet** fra et nedbørsfelt kan bestemmes ved å måle elvas materialtransport gjennom et lengre tidsrom. Materialtransporten foregår på tre forskjellig måter:

1. Bunntransport, hvor relativt grovkornet materiale transporteres langs bunnen ved rulling, glidning og hopping (saltasjon).
2. Suspensjonstransport, hvor faste partiker svever i vannmassene.
3. Oppløst materiale, hvor hovedmengden er ioner frigitt ved forvitningsprosesser.

### Hjulstrøms diagram.

Elvas evne til å transportere fast materiale, og fordelingen av dette materialet mellom bunntransport og suspensjonstransport er i første rekke avhenging av vannhastigheten. Feltstudier og laboratorieforsøk har vist at det er en klar sammenheng mellom vannhastighet,

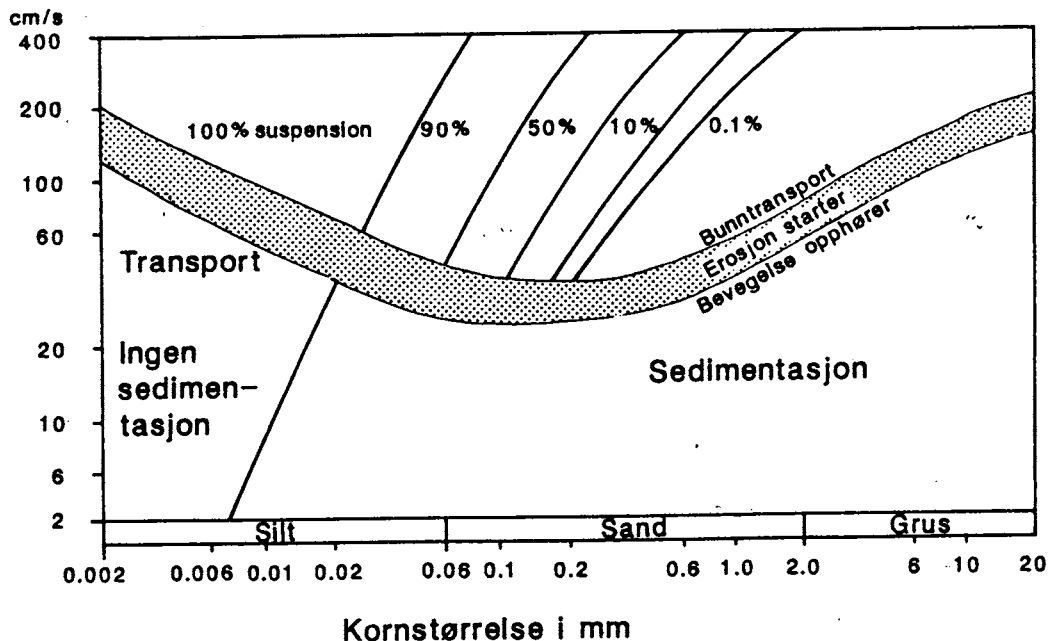


Fig. 9.5 Hjulstrøms diagram viser sammenheng mellom vannhastighet, erosjon, transport og sedimentasjon av materiale med forskjellig kornstørrelse. Vannhastigheten er målt 1 m over bunnen

erosjon og transport (Fig. 9.5). Det er en tydelig sammenheng mellom vannhastighet og erosjonsevne i elver hvor underlaget består av sand eller grovere materiale. For å rive løs partikler med diameter 4 mm fra en elveseng med fin grus kreves en vannhastighet på ca.  $1 \text{ ms}^{-1}$  (i samsvar med vår enkle ligning). Det materialet som lettest lar seg erodere av en elv er finsand - grovsilt. Erosjon i et materiale hvor partikkeldiameteren er ca. 0,1 mm vil starte ved en vannhastighet på 30-40  $\text{cm s}^{-1}$ . Hvis slike sedimenter er vegetasjonsfrie kan det graves ut dype raviner i løpet av én flomperiode. Dette er spesielt tydelig ved senkning av vannivået i regulerte innsjøer, hvor elver som renner ut i innsjøen raskt graver seg gjennom tidligere avsatte løsmasser.

Ved økende vannhastigheter vil erosjonsevnen og materialtransporten øke. Samtidig øker forholdet mellom materiale i suspensjonstransport og bunntransport (Fig. 9.4) og materialets transporthastighet (og transportlengde) øker.

For silt og leire er det tydelig at jo mer finkornet materialet er, jo større strømhastighet er påkrevet for å få erosjon (p.g.a. kohesjonskrefter).

I en elv hvor vannhastighetene varierer mellom 0,8 og  $2,5 \text{ ms}^{-1}$  (vanlige verdier for store elver) vil det i flomperiodene ( $2,5 \text{ ms}^{-1}$ ) eroderes materiale med kornstørrelse opp til 5 mm, mens materiale mellom 5 og 1 mm vil avsettes når vannføringen avtar til  $0,8 \text{ ms}^{-1}$ . Bunntransporten i disse elvene vil hovedsakelig være en transport av middels til grov sand, som er en vanlig kornstørrelse i våre elvetransporterte avsetninger.

#### **Massetap fra forskjellige nedbørsfelt.**

For lettere å kunne sammenligne erosjonen i forskjellige nedbørsfelt er det vanlig å oppgi

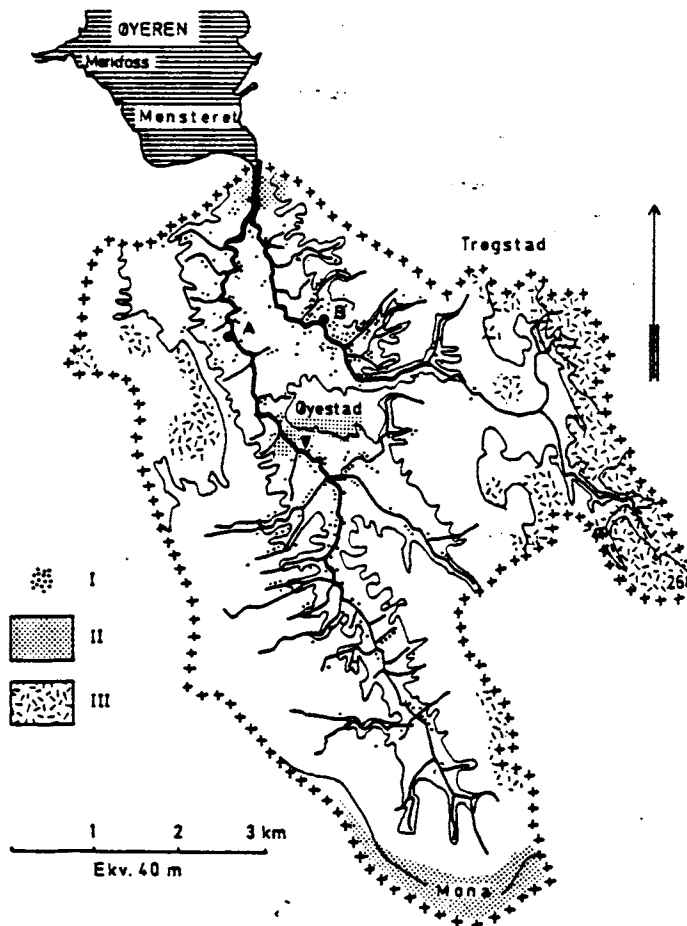


Fig. 9.6 Mønsterelva eroderer i marine leirer. Suspensjonstransporten fra dette nedbørsfeltet er ca.  $400 \text{ tonn km}^{-2} \text{ år}^{-1}$ . I. Leirutrasninger II. Breelavsetninger III Bart fjell (etter Nordseth)

materialtransporten i  $\text{tonn/km}^2$  pr. år (mengde dividert med nedbørsfeltets størrelse). Såvel kornstørrelser som mengde materiale i transport er bestemt av det materialet som eroderes, og regional fordeling av ulike jordartstyper er derfor av stor betydning. Dette er klart illustrert i Norge når man sammenligner de elver som har sitt nedbørsfelt under marin grense med de som har nedbørsfeltet over denne grense. Mønsterelva, med utløp i søndre del av Øyeren, har et nedbørsfelt som vesentlig består av ravinert marin leire (Fig. 9.6). Suspensjonstransporten ut fra dette området er ca.  $400 \text{ tonn km}^{-2} \text{ år}^{-1}$ , mens Dirdalselv, hvor nedbørsfeltet har et sparsomt morenedekke på bart fjell, har en suspensjonstransport på ca.  $5 \text{ tonn km}^{-2} \text{ år}^{-1}$ .

For en bestemt elv er det ofte en klar sammenheng mellom vannføring og mengde suspendert materiale ( $G_s$ ), ved at mengden øker med økende vannføring. Det er vist at samme vannføring ofte gir langt større slamkonsentrasjoner ved økende vannføring enn ved avtagende. Materiale avsatt i elveleiet ved avtagende vannføring og sediment-produserende prosesser (utrasning/jordglidning) fører til en ansamling av løsmateriale i elveleiet i perioder med lav vannføring. Da det er påkrevet med en viss tid før kohesjonskrefter utvikles vil nylig avsatt slam lettere eroderes enn f.eks. 9000 år gamle leirer.

Suspensjonstransporten ( $G_s$ ) beregnes ved å multiplisere vannføringen med slamkonsentrasjonen ( $C_s$ ):

$$G_s = Q \times C_s$$

Fig. 9.7 viser en slamføringskurve for Tunsbergdalselva, som renner fra Tunsbergdalsbreen (Jostedalsbreen) til Tunsbergdalsvannet. Det er tydelig at materialtransporten tidlig på

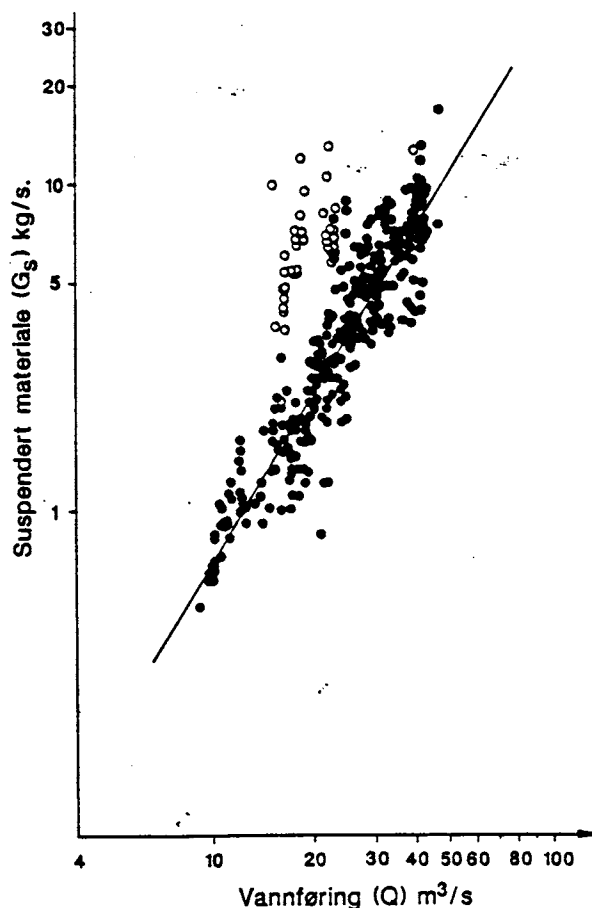


Fig. 9.7 Slamføringskurve for Tunsbergdalselva. Vårflom er avmerket med åpne ringer (etter Bogen 1979).

sommeren (vårflom) er høyere enn senere på året. Forklaringen i dette tilfellet er troligvis at det dannes finmateriale under breen om vinteren som vaskes ut når dreneringsveiene under breen åpner tidlig på sommeren.

### Bunntransport.

Det er svært vanskelig, rent teknisk sett, å måle bunntransporten i en elv. Det finnes derfor få målinger av denne transporten, men i likhet med suspensjonstransporten vil den hovedsakelig skje i løpet av kortvarige flomperioder. En del av materialet vil gå fra bunntransport til suspensjonstransport og tilbake til bunntransport før det sedimenteres. I de store

norske elvene (Lågen, Tana m.fl) vil transporten av nesten alt materiale med kornstørrelse over 0.1-0.2 mm foregå som bunntransport.

Den totale bunntransport gjennom en lang periode kan bestemmes ved å måle avsetningshastigheten i et sedimentasjonsbasseng. Bestemmelse av sedimentert materiale og materiale i suspensjon viste at elva fra Nigardsbreen (en utløper fra Jostedalbreen) i løpet av 8 år fraktet 93000 tonn i suspensjon og 100 000 tonn som bunntransport. For denne breelva er forholdet mellom bunntransport og suspensjonstransport omtrent 1:1. Den totale materialtransport er ca. 600 tonn km<sup>-2</sup> (50% mer enn Mønsterelva, Fig.9.6) og det tilsvarer en glasial erosjon på ca. 0,3 mm år<sup>-1</sup> (Østrem 1974). Dette eksempelet fra et glasialt miljø gir oss en ide om hvordan forholdene var i Norge ved slutten av siste nedisning.

### **Nydannelse av finmateriale.**

En viktig effekt av bunntransporten er nydannelse av finmateriale. Grovt materiale som fraktes under flom i en elv (eller breelv) vil få en økende grad av rundhet med økende transportlengde. Etter en relativt kort bunntransport er skarpe hjørner og kanter slitt bort. En slik dannelse av finmateriale har troligvis vært en meget viktig prosess under isavsmeltingen i Norge.

### **Oppløst materiale.**

Mengden av oppløst materiale i en elv bestemmes først og fremst av forvitningsprosessen intensitet innenfor nedbørsfeltet. Utvasking av salt fra marine avsetninger er viktig i en del områder under marine grense (M.G.).

### **Berggrunnens betydning.**

Forskjellige mineraler har ulik forvitringshastighet. Karbonater forvitrer mye raskere enn silikater. Berggrunnens betydning for den kjemiske forvitring illustreres tydelig innenfor Mjøsas nedbørsfelt (Fig.9.8). Jordartene, hovedsakelig morene, er sterkt preget av underliggende eller nærliggende bergarter.

I Vikselvas nedbørsfelt er det bergarter av prekambrisk alder og det frigis relativt små ionemengder (tonn km<sup>-2</sup> pr. år) sammenlignet med Flagstadelva og Svartelva, hvor en vesentlig del av nedbørsfeltet består av Kambro-Siluriske skifre og kalksteiner.

Spesielt tydelig er kalksteinenes betydning for mengden med oppløst Ca<sup>2+</sup> (og HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>). Forholdet mellom oppløst og fast materiale som transporteres varierer sterkt mellom forskjellige elver. Allerede i 1935 bestemte Hjulstrøm materialtransporten i Fyrisån ved Uppsala. Han fant at mengden med oppløste salter var ca. 60 000 tonn år<sup>-1</sup>, mens bunntransport og suspensjonstransport bare var 5500 tonn. Undersøkelser utført på en rekke norske elver viser at transport av suspendert materiale varierer mellom mindre enn 1 og over 400 tonn km<sup>-2</sup> år<sup>-1</sup>, mens transport av oppløst materiale varierer mellom 9 og 150 tonn.

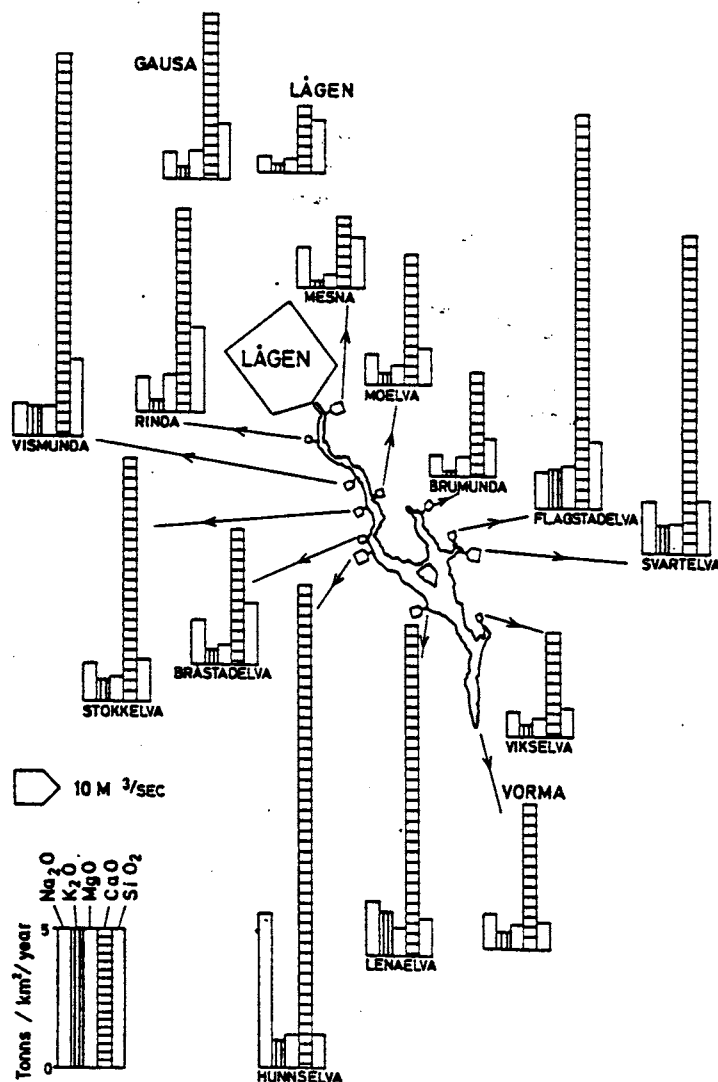


Fig. 9.8 Ionstyrken er mye høyere i de elvene som renner gjennom områder med Kambro-Siluriske bergarter (kalkholdige skifre og kalksteiner) enn i de elvene som renner gjennom grunnfjellsområder. Mengdene fra de forskjellige nedbørsfeltene er beregnet som tonn km<sup>-2</sup> år<sup>-1</sup>.

### SEDIMENTASJON.

I en turbulent elv blandes stadig vann fra forskjellige lag og suspendert materiale flyttes stadig opp og ned i vannmassene. Når vannhastigheten avtar f.eks. i en innsjø vil materialet sedimenteres. For en partikkel med konstant fallhastighet ( $v$ ) i vann gjelder følgende (Stoke's lov): Tyngdekraft - Oppdriftskraft = Friksjonskraft

$$4/3\pi r^3 g(d_s - d_v) = 6\pi\mu r v \quad \text{og } v \text{ blir:}$$

$$v = 2/9 r^2 (g/\mu) (d_s - d_v)$$

hvor  $r$  er partikkelens radius,  $g$  er tyngdens aksellerasjon,  $\mu$  er vannets viskositetskoeffisient og  $(d_s - d_v)$  er densitetsforskjellen mellom partikkel og vann. Det er vanlig å benytte logaritmisk skala ved inndeling i kornstørrelsesgrupper og Stoke's lov kan derfor hensiktsmessig skrives:

$$\log v = 2 \log r + 4,51$$

Det viktige er at fallhastigheten øker proporsjonalt med  $r^2$ . Denne lov gjelder for partikler med kornstørrelse mindre enn 0,15 mm. For større partikler, hvor fortrenning av vann innfluere på fallhastigheten, er fallhastigheten for kvartspartikler i vann bedre beskrevet med en "støtformel":

$$\log v = 1/2 \log r + 1,66$$

### Erosjon og sedimentasjon i elver og innsjøer.

I de fleste elveløp pågår det samtidig erosjon og sedimentasjon. I en meandrerende elv (Fig.9.4) eroderes det i yttersvingene, mens det samtidig kan bygges opp punkt-banker i innersvingene. Forflytting av sandbanker viser hvordan materiale eroderes i et område og avsettes i et annet. På enkelte elvestrekninger vil det være kontinuerlig erosjon i en flomperiode avløst av sedimentasjon når vannføringen avtar.

Coloradoelven er et godt eksempel på det som skjer i en flomperiode, når det er forholdsvis tykke løsavsetninger i elveløpet (Fig. 9.9). Fra februar til juni økte vannføringen fra 135 til 1800  $m^3s^{-1}$ . I løpet av denne perioden økte vanddyptet fra ca. 1,5 til over 6 m, delvis ved at elven grov seg omtrent 2 m ned i løsmassene. I august var vannføringen 155  $m^3s^{-1}$  og elve-løpet var nesten fylt til februarnivået med sedimenter. Selv om tverrsnittet

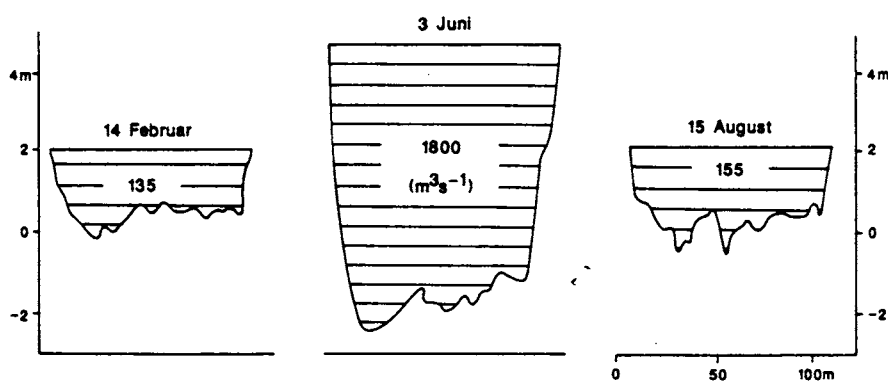


Fig. 9.9 Økt vannføring i en flomperiode fører til at både vannhastigheten og elvas tverrsnitt øker. Øket vannhastighet fører til erosjon i tidligere avsatte sedimenter.

var omtrent 3 ganger så stort ved flom maksimum som ved lavvannføring, så økte gjennomsnittelig vannhastighet fra ca.  $0,8 \text{ ms}^{-1}$  til  $2,5 \text{ ms}^{-1}$ , og elvas kompetanse ble tidoblet.

### Sedimentasjon på elveslettene.

Elvesletta (Fig. 9.10) er den del av dalbunnen som oversvømmes under flom. Det vannet som i flomperioder sprer seg innover elvesletta får lavere hastighet og mindre turbulens enn vannet i hovedkanalen. De groveste fraksjonene av det suspenderte materialet avsettes nær kanalen og det bygges opp en naturlig ellevoll (levee), mens finere materiale avsettes utenfor ellevollene (i flombassengene).

### Sedimentasjon i innsjøer.

Når elvevannet når fram til en innsjø vil det skje en utpreget sortering, ved at det groveste materialet avsettes nærmest elvemunningen og gradvis finere materiale avsettes utover. Det

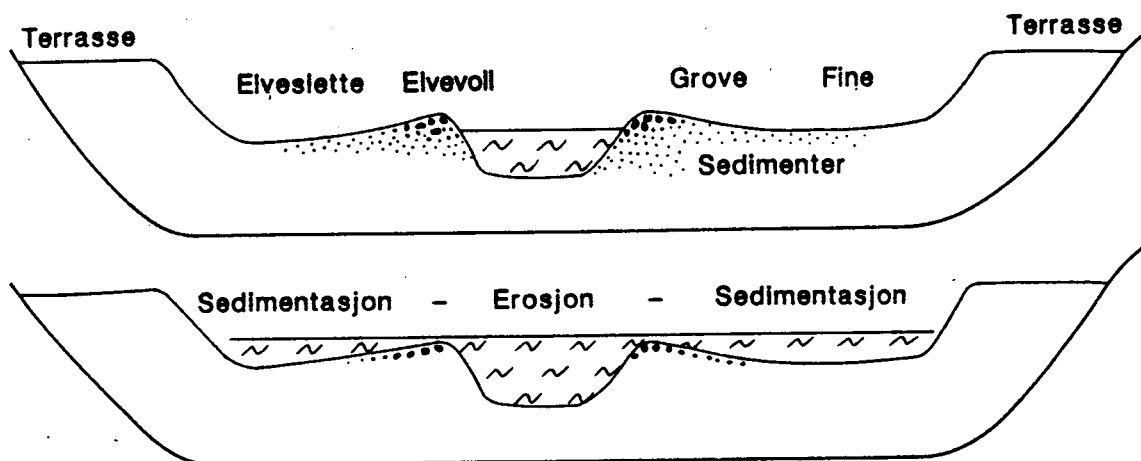


Fig. 9.10 I en flomperiode eroderer elva i det sentrale løpet, mens det samtidig avsettes innenfor ellevollene (leveene).

bygges opp et delta. En partikkel med korndiameter  $0,1 \text{ mm}$  (sand) vil i stille vann ha en fallhastighet på ca.  $20 \text{ m/time}$  og vil raskt sedimenteres, mens en leirpartikkel ( $< 0,002 \text{ mm}$ ) vil ha en fallhastighet som er mindre enn  $10 \text{ mm/time}$ . For leir og finsilt er det nødvendig med en lang oppholdstid og lite turbulens hvis leirmateriale skal sedimenteres i ferskvann. I praksis betyr dette at leirer kun vil bli sedimentert i store innsjøer eller havet.

### Sedimentære strukturer.

I snitt gjennom elvesedimenter ser vi sedimentære strukturer, erosjonsflater og variasjoner i kornstørrelse som gjenspeiler vannhastighet og vekslinger mellom sedimentasjon og erosjon på samme lokalitet. Sand og grusmateriale som flyttes nedover langs elvebunnen



bygger opp banker, dyner, rifler eller plane lag. Sammenhengen mellom vannhastighet, kornstørrelse og sedimentære strukturer er illustrert i Fig. 9.11. I sakte strømmende vann kan bunntransportert sandmateriale avsettes som **strømrifler**. Høyden på riflene er mindre enn 5 cm og sett ovenfra danner de enten parallelle rygger eller tungelignede former. I tverrsnitt har strømriflene et asymmetrisk utseende, med en slak side som vender mot strømrretningen og en steil leside med omtrent samme fall som skrålagene inne i riflene. (tabulær skråskiktning). Under stabile forhold (konstant vannføring) vil strømriflene bevege seg langs bunnen, ved at det eroderes på støtsiden og sedimenteres på lesiden. Dannelsen av små strømrifler er avhengig av såvel strømstyrke som kornstørrelse. Grovsand vil ofte danne **plane lag** istedet for små rifler.

Ved økende vannføring (strømstyrke) vil det dannes **sanddyner**. I tverrsnitt har de en oppbygning som ligner strømriflene, men avsetningsformene er større. Ved synkende vannføring vil det ofte dannes strømrifler på overflaten av dynene. Sandavsetninger med

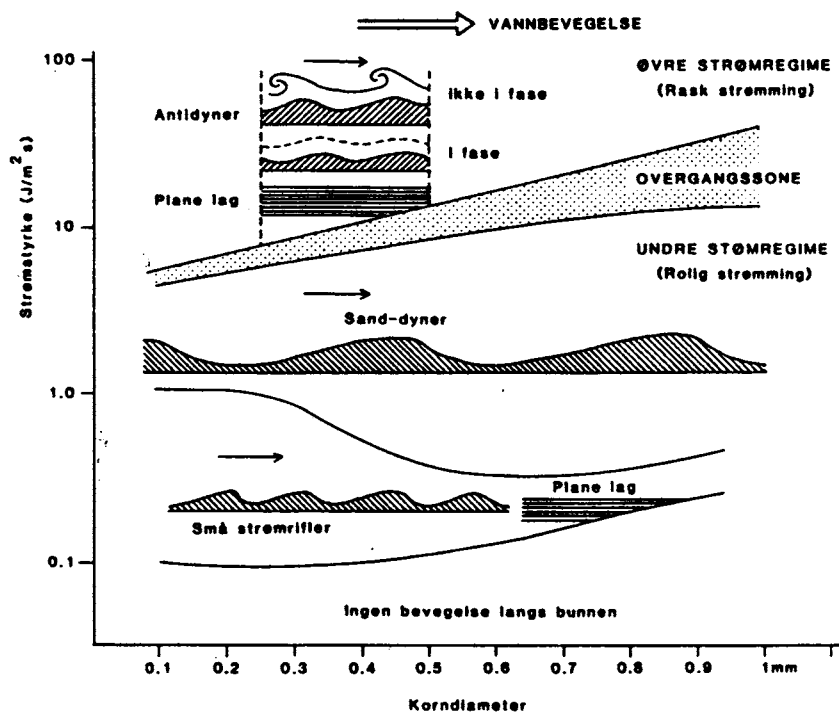


Fig. 9.11 Sammenheng mellom sedimentære strukturer og vannhastighet i en elv.

slike sedimentære strukturer finnes i en rekke av våre største elver som Tana, Glomma, Gudbrandsdalslågen m.fl.

Såvel strømrifler som plane grovkornede lag og sand-dyner dannes under rolig strømming (**undre strømregime**). Øker strømstyrken slik at man kommer inn i **øvre strømregime** så vil sandavsetningene utformes som plane lag eller antidyner.

For eldre avsetninger kan vi benytte disse strukturene til f.eks. å skille mellom elvtransportert materiale og vindtransportert materiale.

### Alluviale vifter.

Fig.9.12 viser en situasjon vi stadig møter i Norge. En elv som kommer strømmende ned en bratt sidedal mister brått mye av transportevnen idet den når fram til den flate hoveddalen. Mye materiale avsettes raskt og elveløpets beliggenhet skifter stadig. Som et resultat bygges det opp en vifteformet avsetning, en alluvial vifte (alluvial betyr bare at den er bygget opp av løsmasser). Det er ofte flere prosesser enn de rent fluviale som deltar i oppbygningen av vifta, f.eks. utglidninger og slamstrømmer. Under isavsmeltingen ble det bygget opp mange store vifter i Norge.

### Sandur.

På Island er store områder mellom dagens brefronter og Atlanterhavet fylt med elvtransportert materiale hvor overflaten faller jamnt fra breen og mot havet. Stor materialtilførsel fører til utvikling av forgrenede elvesystem. Disse store sandslettene med forgrenede elver

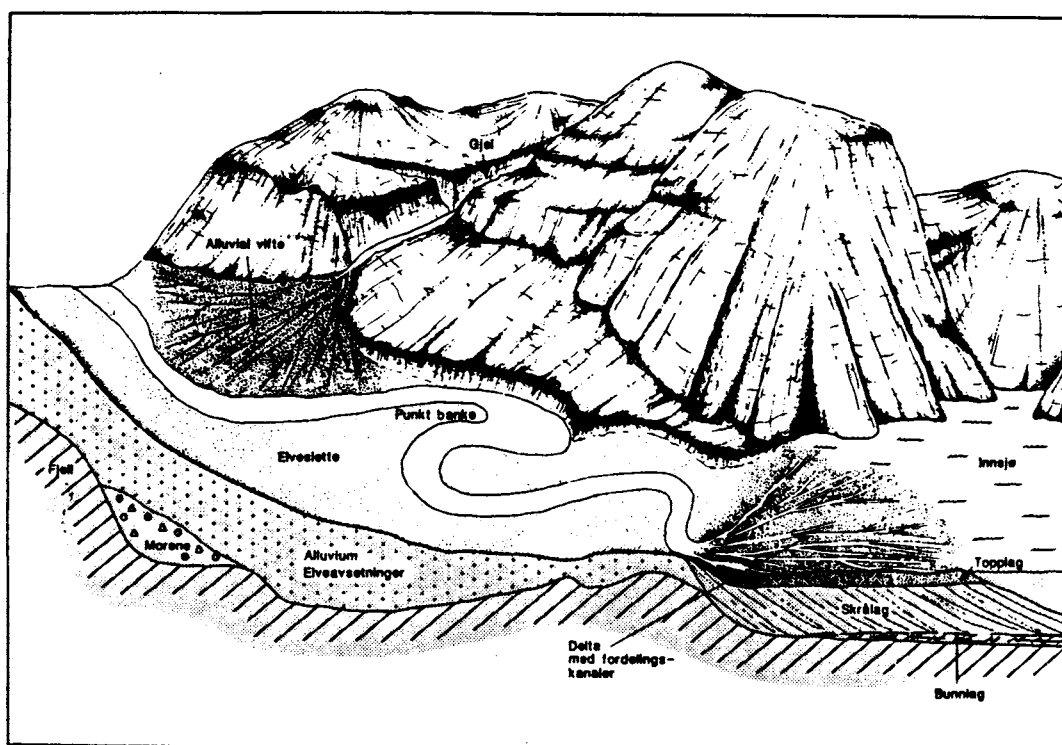


Fig. 9.12 Alluvial vifte bygges opp der elva i den bratte sidedalen munner ut i hoveddalen, mens et delta bygges opp der elva renner ut i innsjøen.

betegnes sandur. Vi benytter betegnelsen **sandurdelta** (eller sandur) for deltaer (breeveldeltaer) når den øvre delen er avsatt over havnivå og det er utviklet klare elveløp.

### Fluviale prosesser og sedimentasjon i innsjøer.

Tunsbergdalsvatnet er godt egnet til å illustrere en del viktige prosesser. Tunsbergdalsbreen, en utløper fra Jostedalsbreen, produserer mye materiale som fraktes til Tunsbergdalsvatn.

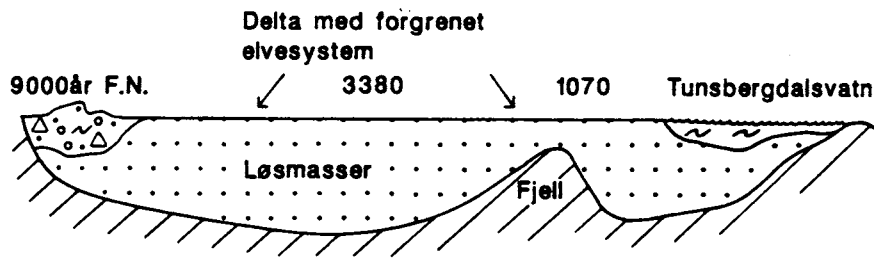


Fig. 9.13 Snitt gjennom det elvetransporterte materialet som er avsatt i Tunsbergdalsvatnet (etter Bogen 1988).

Stor sedimenttilførsel har ført til utvikling av et forgrenet (braided) elvesystem i deltaavsetningene nord for innsjøen (Fig.9.13).

Det **bunnt**transporterte materialet avsettes nær elveutløpet og deltaet bygges utover.

Figuren viser hvilke materialmengder som er avsatt fra isen forsvant og fram til idag. <sup>14</sup>C-datering er benyttet til å fastlegge deltafrontens beliggenhet for ca. 3380 og 1070 år siden.

Det er tydelig at innsjøen, som idag har en maksimal dybde på 30 m, har et lite volum i forhold til størrelsen for 9000 år siden (da moreneavsetningene i N-enden ble dannet).

Fig. 9.14 illustrerer den fraksjonering av **suspendert** materiale som idag finner sted i innsjøen. Suspensjonsmaterialet som tilføres (kurve B) består hovedsakelig av grov silt og fin sand mens det materialet som forlater innsjøen består hovedsakelig av mellom-silt og

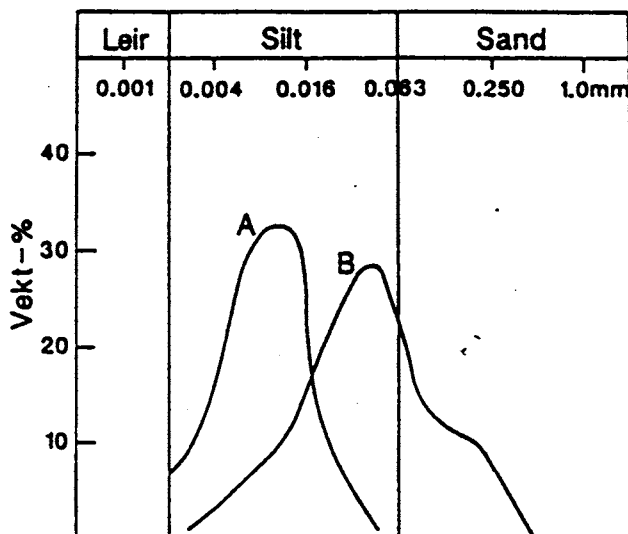


Fig. 9.15 Det materialet som transporteres i suspensjon inn i Tunsbergdalsvatn (B) er betydelig grovere enn det suspensjonsmaterialet som forlater innsjøen (A) (etter Bogen 1979).

finere materiale. I denne ca. 2 km lange innsjøen reduseres overflatevannets hastighet fra  $1/2 \text{ m s}^{-1}$  nær innløpet til  $2 \text{ cm s}^{-1}$  nær utløpet. Bunnsedimentenes gjennomsnittelige kornstørrelse avtar med økende dyp fra elvas innløp og utover i sjøen. På tross av de lave strømningshastighetene nær utløpet så fraktes en vesentlig del av leirfraksjonen og finsilten gjennom innsjøen.

Oppfylling av innsjøbassenger med elvetransportert materiale har vært og er viktig for en rekke norske dalfører og elveavsetningene er viktige landbruksområder, fuglereservater m.m.

### **Sedimentasjonshastigheter.**

Sedimentasjonshastigheter i norske innsjøer varierer med materialtilførsel og innsjøens størrelse. Variasjoner i sedimentasjonshastigheter kan illustreres med følgende eksempler. I løpet av et år (1973) ble det fraktet ca. 19 500 tonn suspendert uorganisk materiale til Mjøsa (92% kom med Lågen). Omtrent 11 700 tonn rant ut igjen ved Vorms, slik at det ble sedimentert 7 800 tonn i løpet av dette året. Fordelt over hele innsjøens areal gir dette en gjennomsnittlig sedimentasjonshastighet på  $0.01 \text{ mm år}^{-1}$ .

Ved slutten av siste nedisning var det enorme mengder suspendert (og bunntransportert) materiale som ble fraktet langs våre største dalfører. I Lågendalen er det i enkelte basseng beregnet sedimentasjonshastigheter for suspendert materiale på  $15 \text{ cm år}^{-1}$ .

### **Varvige sedimenter.**

Materialtransporten i de fleste elver og sedimentasjonen i innsjøene varierer sterkt med årstiden. Under og like etter en flomperiode vil det være rask sedimentasjon av forholdsvis grovkornet materiale, mens det senere vil være en langsom sedimentasjon av finkornig materiale. I ekstreme tilfeller kan dette føre til en utpreget lagdeling i sedimentet, med grovkornede (lyse) flomlag og finkornede (mørke) lag fra perioder med liten vannføring (varvige sedimenter).

Dette var spesielt utpreget i Norge under isavsmeltingsperioden. Et varmt klima førte til stor avsmelting og sedimenttransport i sommerhalvåret. I vinterhalvåret stoppet sedimenttransporten helt eller delvis opp og hovedsakelig finkornet materiale ble sedimentert i våre innsjøer. Dette er spesielt utpreget i de bredemte sjøene som ble dannet helt på slutten av siste istid.

### **LANDHEVNING, EROSJON OG SEDIMENTASJON.**

Den postglasiale landhevning har vært og er av meget stor betydning for elvenes erosjon, transport og sedimentasjon.

Marine leirer og sandavsetninger ble hevet over havets nivå og utsatt for vannets erosjon (Fig.9.16). Gradvis ble elvas utløp forskjøvet og erosjonsområdets størrelse økte.

I daler med overfordypede (glasiale) traug ble det dannet innsjøer. Innsjøen, den lokale erosjonsbasis virket som et "klaringsbasseng" og bare det fineste materialet slapp gjennom. I perioden mellom tidspunktene  $t_0$  og  $t_1$  var netto landhevning  $h_1$  og de øverste leirene ble hevet over havets nivå. I tiden fram til tidspunktet  $t_2$  var landhevningen  $h_2$  og nye leiområder ble utsatt for erosjon.

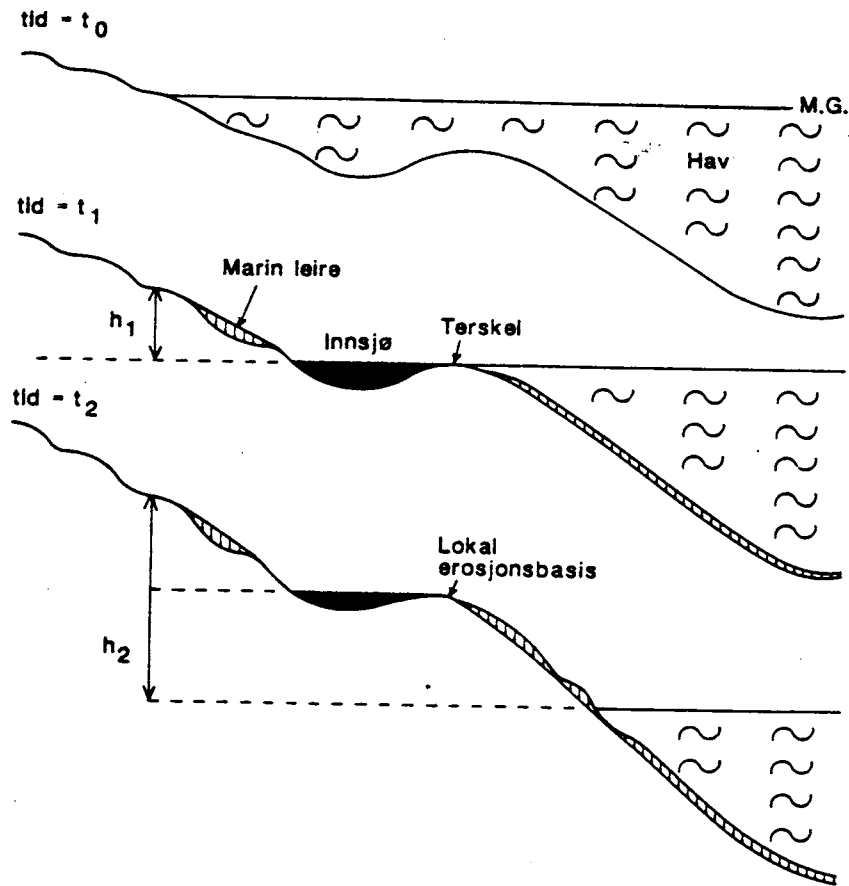


Fig. 9.16 På grunn av landhevningen utsettes nye områder for erosjon.

Studier av innsjøsedimenter kan klargjøre hvordan erosjonen i et område har variert i sen- og postglacial tid. Som eksempel er valgt utviklingen av et ravinesystem i Os, Hordaland. Ravinene ender i Banktjønn, en liten innsjø med et nedbørsfelt på ca.  $1 \text{ km}^2$ . Sedimentene i innsjøen (sedimentkjernene på Fig. 9.17) gjenspeiler følgende utvikling.

Da isen trakk seg tilbake fra området for ca. 10000 år siden fulgte havet etter (M.G. var ca. 60 m.o.h.) og "Banktjern-basseng" var en del av en åpen fjord. I en periode med stor smeltevannstilførsel var sedimentasjonen rask, og over morena ble det avsatt laminerte glasimarine sedimenter (leirholdig silt). Etter dette fulgte en periode med normale marine forhold og det ble avsatt en leirholdig silt.

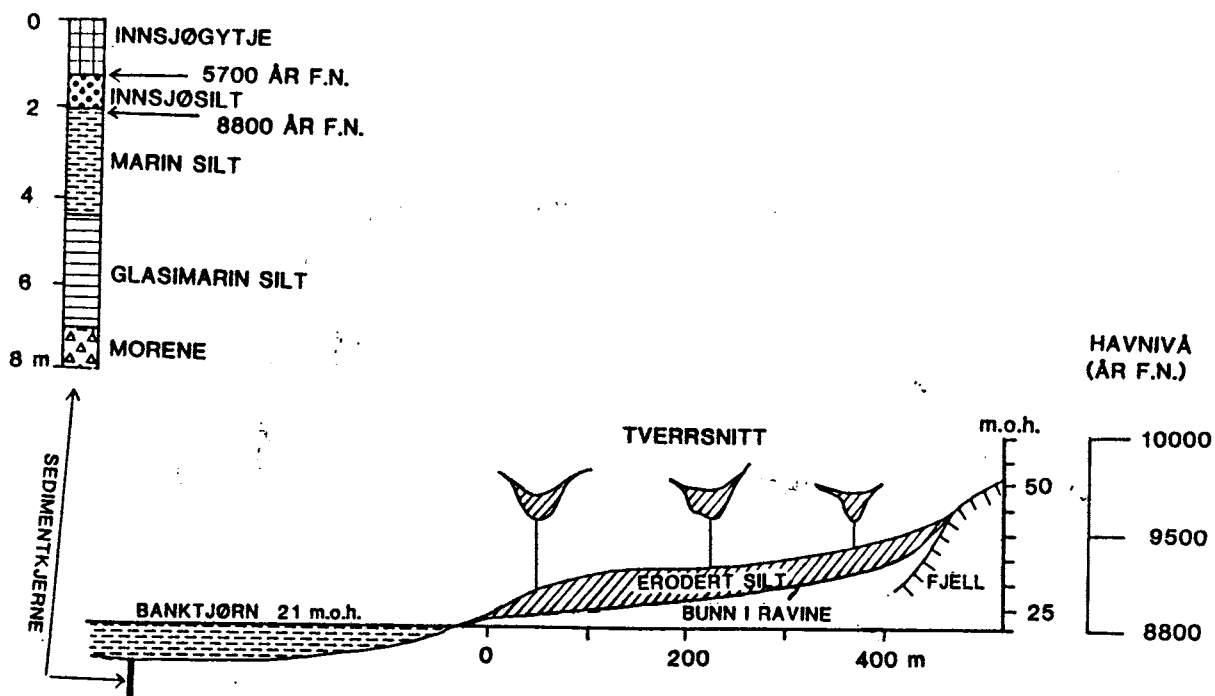


Fig. 9.17 Sedimentene i Banktjønn gjenspeiler området geologiske utvikling (etter Sønstegaard og Mangerud, 1977).

### Dannelse av ravinesystem.

Fluvial erosjon i de nylig avsatte sedimentene startet idet de øverste avsetningene ble hevet over havnivå for ca. 9600 år siden. I løpet av 800 år ble de glasimarine siltavsetningene som ligger høyere enn Banktjørn (21. m.o.h.) hevet over havnivå. Ravinene ble utformet og erosjonsmateriale ble avsatt påny som en marin silt. Hovedmengden av det materialet som er fjernet ved erosjon lå i de nederste 10-12 m, og denne del kom over havnivå bare 300 år før Banktjørn ble isolert fra havet. Innsjøen, som ble isolert fra havet for 8800 år siden er den lokale erosjonsbasis for ravinene rundt innsjøen. Utformingen av ravinene rundt Banktjørn fortsatte, og erosjonsmateriale ble avsatt som innsjøsilte og senere innsjøgytje i Banktjørn.

Pollenanalyse av innsjøsedimentene viser at erosjonshastigheten var høy fram til ca. 7700 år F.N. Beregnet erosjonshastighet er  $975 \text{ tonn km}^2 \text{ år}^{-1}$  for hele nedbørsfeltet og  $2175 \text{ tonn km}^2 \text{ år}^{-1}$  hvis man bare tar med i beregningene de områder som er dekket med silt. Sedimentasjonen de siste 7700 år har vært meget langsom sammenlignet med de foregående periodene. Det skyldes troligvis at ravinene hovedsakelig ble utformet i den første del av landhevningssperioden (vegetasjonsfritt).

Ravinedannelse er en kontinuerlig prosess av stor betydning for leirlandskapenes utforming en rekke steder i Norge. Sammen med raviner er skredgroper typiske landformer i leirjordlandskapene.

## Elvdalsedimenter.

Under isavsmeltingen var mange av våre kystnære dalfører fjorder. Fig.9.18 viser havets utbredelse i Telemark for ca. 10000 år siden.

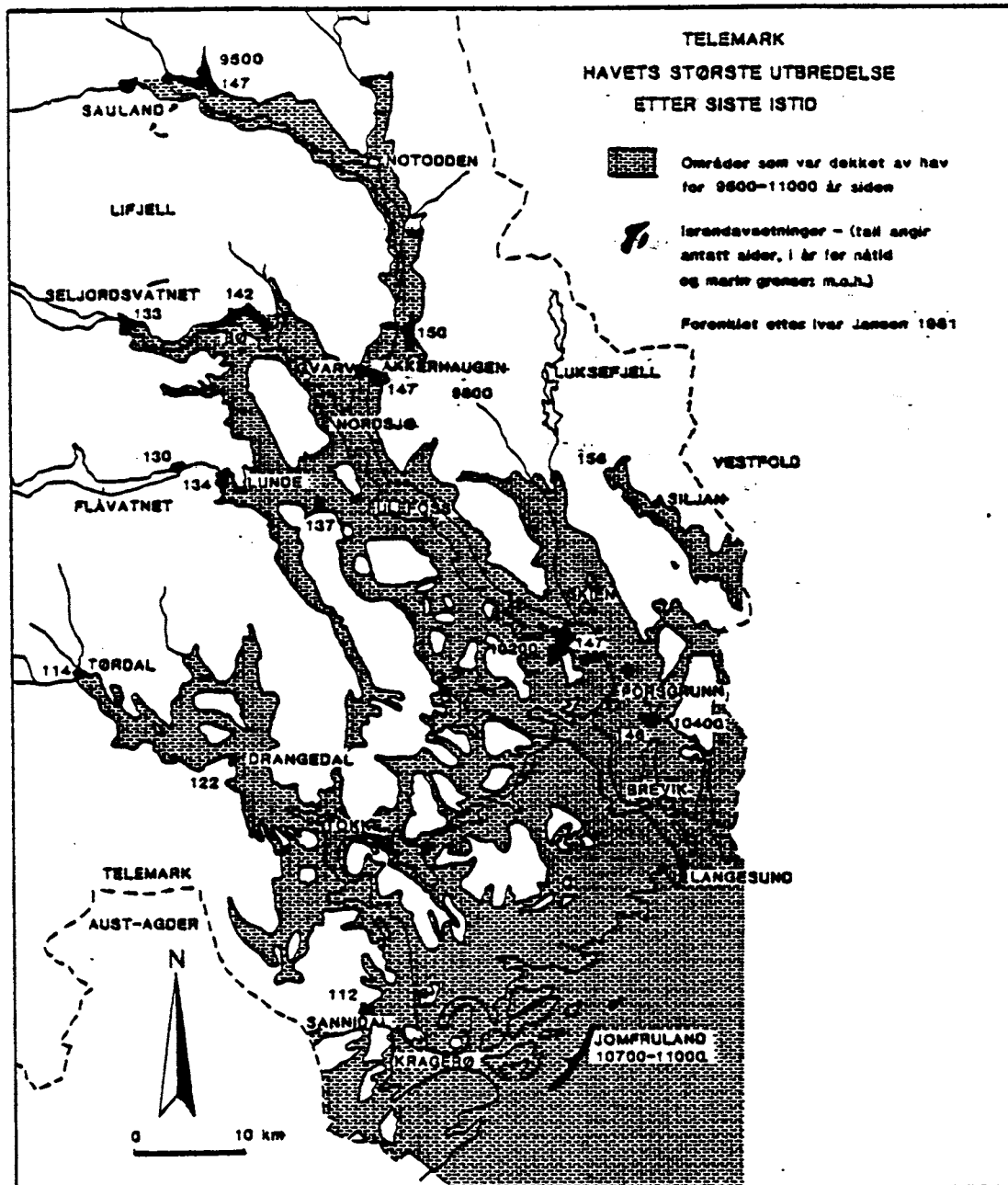


Fig. 9.18 Kart som viser havets utbredelse i Telemark umiddelbart etter isavsmeltingen. På grunn av landhevingen er mange lange og smale fjorder hevet over havnivå.

Under isavsmeltingen var det stor materialtransport og mye breenivåmateriale ble avsatt i disse trange fjordområdene. Samtidig ble det avsatt glasimarine leirer "utenfor" breenivå avsetningene (Fig.9.19). På grunn av landhevingen forskyves elveutløpet utover i

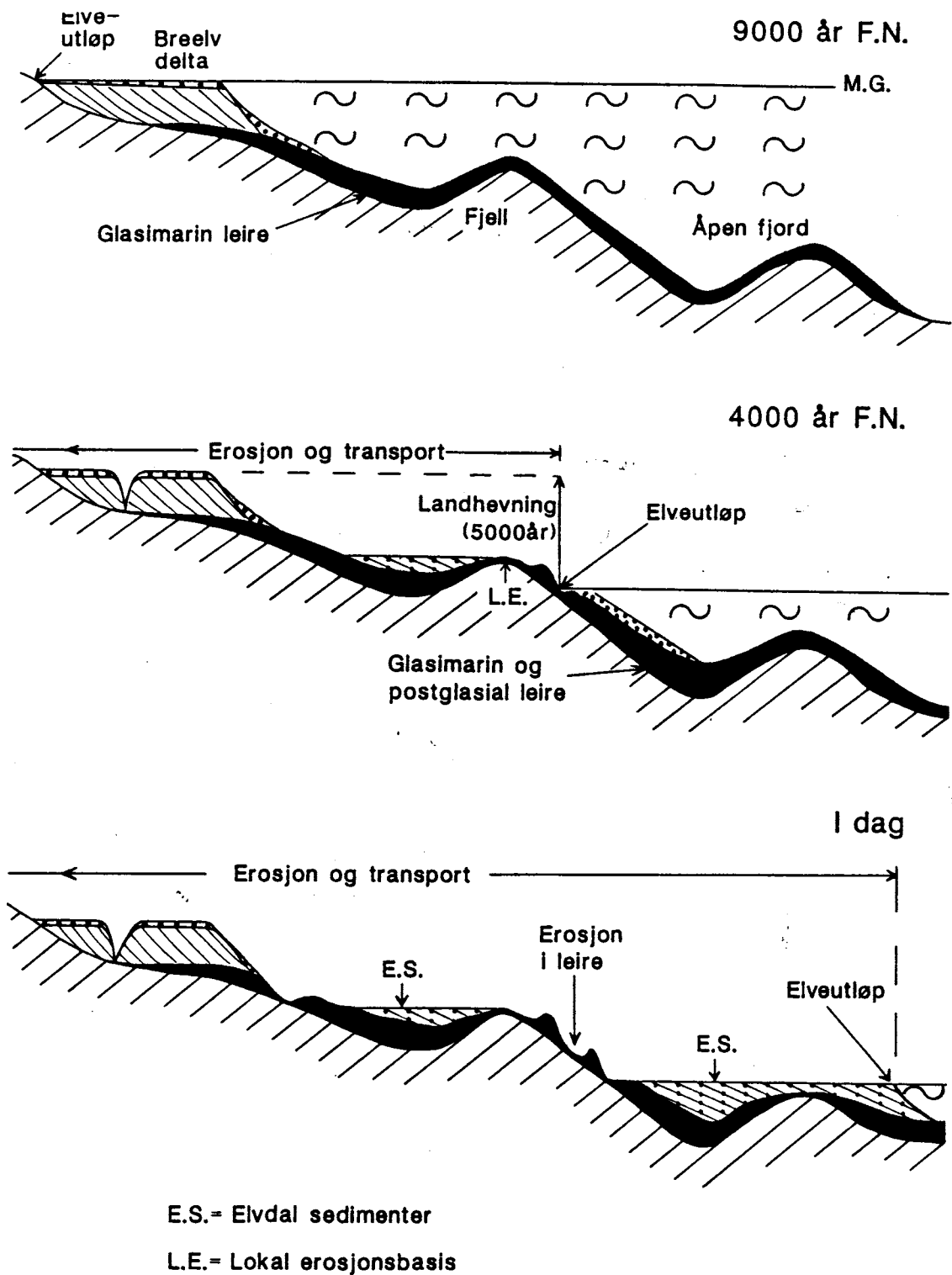


Fig. 9.19 Postglasial utvikling i en lang trang fjord med glasi-ale traug. Legg merke til de fluviale avsetningene som kan fylle hele dalføret på noen strekninger.

fjorden, og nye områder utsettes for erosjon og transport. Overfordypede glasi-ale traug ble fylt (helt eller delvis) med fluviale sand som ble avsatt over leire. Avsetningene bygges opp til havnivå eller opp til den lokale erosjonsbasis. Tykkelsen på disse sandavsetningene varierer mellom noen cm og titalls meter. Disse elvdalsedimentene utgjør viktige landbruksområder og boligområder i en rekke av våre kystnære daler.



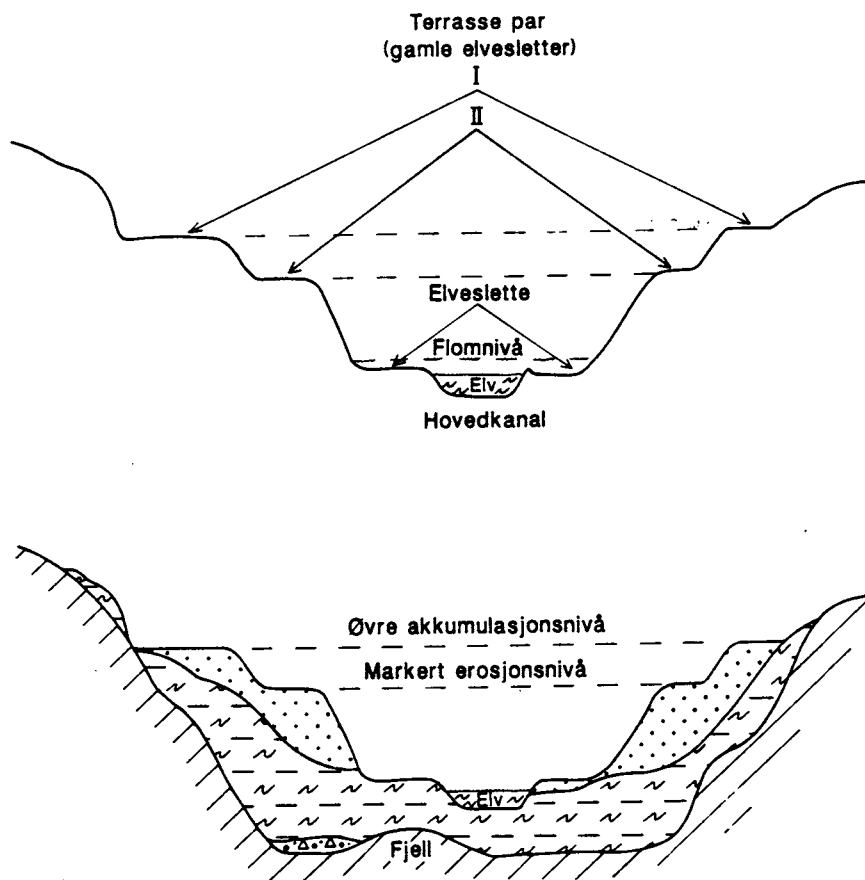


Fig. 9.20 De to øverste terrasseene er rester etter den elvesletten som ble dannet først. Lavere terrasser er dannet ved erosjon på grunn av landhevningen.

Fig.9.20 viser et tverrsnitt over et dalføre som har gjennomgått den skisserte utvikling. I slike dalfører finner man ofte terrassepar (terrasser i samme høyde på begge sider av dalen). Dette er erosjonsrester av gamle elvesletter. Det øverste settet er vanligvis øvre akkumulasjonsnivå (havnivå) da dalføret ble fylt med elvetransportert materiale. De lavere terrasseparene skyldes erosjon under landhevningssperioden.

## KAPITTEL 10 VIND OG VINDAVSETNINGER.

Ofte benyttes betegnelsene eolisk transport og eoliske avsetninger (Eolus er vindens gud i den greske mytologi). Vindtransport og vindtransporterte avsetninger er vanligvis noe vi forbinder med subtropiske ørkenstrøk. Det er langt mindre kjent at det finnes en rekke vindtransporterte sandavsetninger i Norge, dannet i ulike miljøer til forskjellige tider. Arealmessig utgjør de en meget liten del av våre sen- og postglasiale avsetninger, da det kun er små områder hvor alle betingelser for eolisk aktivitet er oppfylt.

### Betingelser for å få dannet vindavsetninger.

Den mest selvfølgelige betingelse for å få erosjon og transport er vind med tilstrekkelig styrke og en nesten fast vindretning. Nær bakken vil topografi og vegetasjon i sterk grad påvirke vind-bildet og friksjonen er stor. Vindhastigheter blir derfor størst over havområder, store innsjøer, åpne sletter og breoverflater hvor vinden kan bevege seg uhindret fra høytrykksområder mot lavtrykksområder. Vanligvis øker vindhastigheten med høyden over bakken. Mellom 10 og 1000 m høyde er endring i vindhastighet ( $v$ ) med høyde ( $H$ ) tilnærmet gitt ved formelen:

$$v = v_0 * (H/H_0)^p$$

hvor  $v_0$  er vindhastighet målt i høyden  $H_0$  (ofte 1 eller 10 m over markoverflaten).

Eksponenten  $p$  kan variere mellom 0,08 og 0,3 avhengig av terreng. Formelen er mest pålitelig for åpne områder, hvor  $p$  er ca. 0,14.

Neste krav er en vegetasjonsfri jordart som lett tørkes, med en egnet kornfordeling og selve markoverflaten må være jamn.

Jordpartikkelens bevegelse starter når vindens skjærkraft langs markoverflaten overskrider summen av tyngdekraft, friksjon og kohesjon. Fuktige jordarter har sterkere kohesjonskrefter mellom partiklene og de er derfor langt vanskeligere å erodere enn helt tørre jordarter. Bare noen få prosent fuktighet øker motstandsevnen mot vinderosjon betydelig. Forvitring og tilførsel av organisk materiale (humus) vil øke jordartens vannbindingsevne og redusere mulighetene for vinderosjon.

Globalt sett er det først og fremst ørkenområder som oppfyller disse betingelsene. I Norge er det **idag** først og fremst strandsoner langs kysten og langs innsjøer som oppfyller betingelsene. Elvesletter kan lett tørke ut og utsettes for vindens arbeide når vannføringen er liten, men bortsett fra at noe finmateriale blåses på land, så vil vindavsetningene fjernes ved neste flom.

## Erosjon i landbruksområder.

Vinderosjon og tap av finmateriale er et meget alvorlig problem på store landbruksområder, bl.a. i U.S.A. og Kina. Vi merker det også her i Norden, når områder blir pløyet opp, eller vegetasjonsdekket på annen måte blir ødelagt av dyr eller mennesker. G.Holmsen mener at den store avsetningen ved Røros (Kvitsanden) ble dannet fordi man hugget ned skogen til drift av Røros koppergruver. Hvis denne forklaringen er riktig, så er den dannet i løpet av de siste 300 år.

## EROSJON, TRANSPORT OG AVSETNING.

Bevegelse i luft har mye til felles med elvtransport, selv om turbulente vindforhold er mer utpreget. For grove jordarter er det en klar sammenheng mellom kornstørrelse og den vindstyrke som er påkrevet for å starte vindtransporten (Fig.10.1).

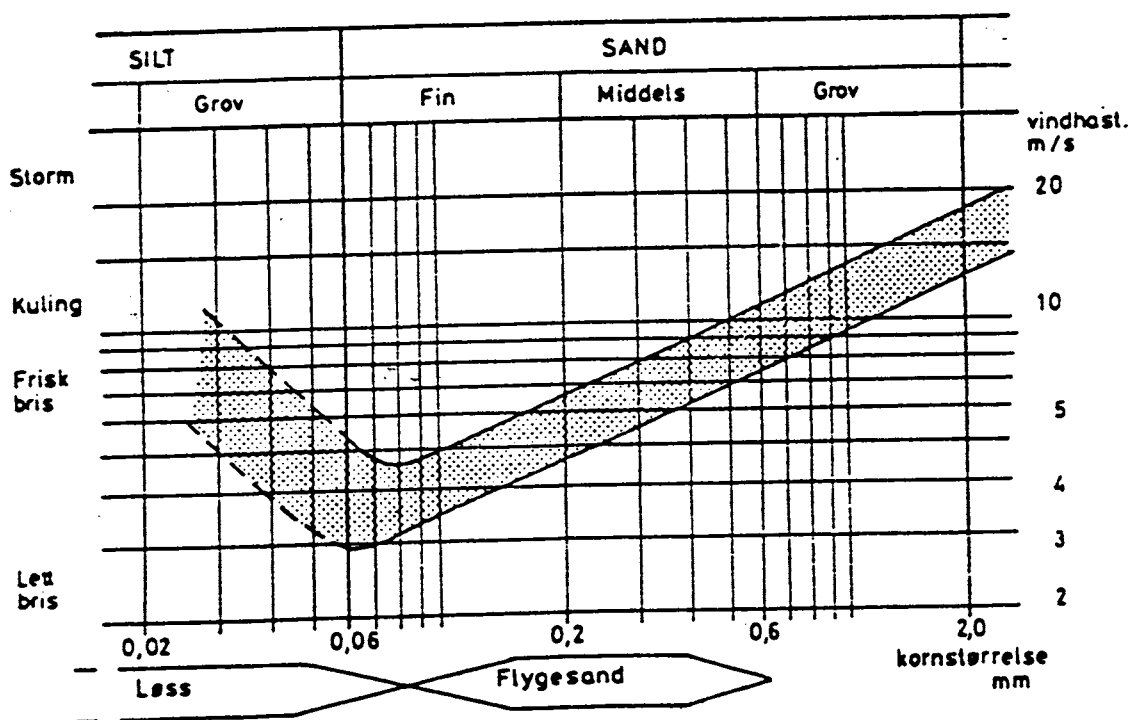


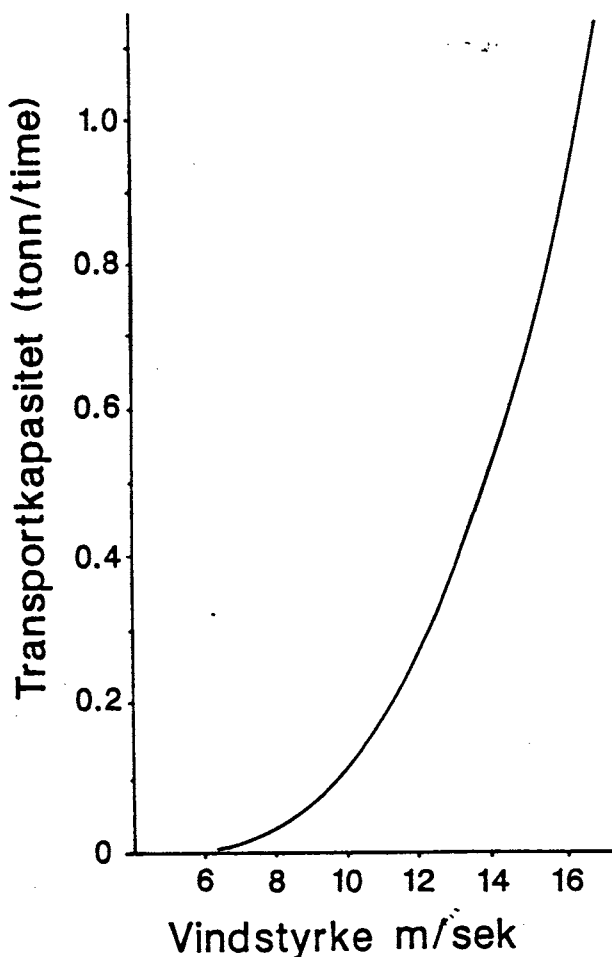
Fig.10.1 "Hjulstrøms diagram" for erosjon og transport med vind. Øvre kurve angir nødvendige vindhastigheter for erosjon. Hvis hastigheten er lavere enn det som er angitt med nedre kurve så avsettes materialet.

God vannbindingsevne og kohesjon gir høy erosjonsmotstand for finkornige jordarter. De lettest eroderbare jordartene har et høyt innhold av grovsilt og finsand (Fig.10.1). Dette er de dominerende kornstørrelsene i en del av våre elv- og breelvavsetninger. Mens fin sand eroderes i en middels bris, så må det nesten en storm til for å erodere grov sand.

I likhet med elvtransport, så skiller vi mellom det grove materialet som fraktes langs

overflaten ved rulling og hopping (saltasjon) og det fineste som fraktes i luften (suspensjonstransport). Det groveste materialet kalles flygesand, mens det fineste betegnes løss. Såvel erosjonshastighet som transportkapasitet er sterkt avhengig av vindhastigheten.

Fig.10.2 viser hvordan den mengde som transporteres kan øke med økende vindhastighet når tilstrekkelige mengder med erosjonsmateriale er tilgjengelig. Det er tydelig at vindhastigheten må overskride en terskelverdi før erosjonen starter (i dette tilfellet  $6 \text{ ms}^{-1}$ ). En økning i vindstyrke fra  $8$  til  $16 \text{ ms}^{-1}$  gir mer enn 20-dobling av transportkapasiteten. Det er derfor de kortvarige periodene med sterk vind som er viktige for erosjon og transport, og ikke de lange periodene med middels vindstyrke. Selv om den mest framherskende vindretning på Jæren er fra syd-sydøst, så skjer sandtransport og dynedannelse hovedsakelig når de kraftigste vindene blåser fra nord-nordvest.



Selve bevegelsen (erosjonen) starter med partikler som ruller langs markoverflaten. Når de passerer en ujavnhet vil de hoppe litt opp før de føres framover og nedover av vind og tyngdekraft. Nedslaget av et sandkorn kan føre til at flere korn løsner og settes i bevegelse. Erosjonen på en sandflate vil derfor øke raskt i vindretningen inntil man når den maksimale transportkapasitet. Nedslaget av sandkorn fører også til at jordagregater av fine partikler slås i stykker og det fineste (og mest verdifulle) materialet bringes i suspensjon.

Fig.10.2 Erosjon starter når vindstyrken overskrider en terskelverdi. Transportkapasiteten øker raskt med økende vindstyrke (etter Bagnold, 1973).

Fig.10.3 viser endring i vindstyrke med høyde over markflaten (med en vindhastighet på ca.  $10 \text{ ms}^{-1}$  i 1 m høyde). I et område hvor markoverflaten består av siltig sand vil mengden materiale som transporteres i suspensjon avta sterkt mellom 0,1 og 1 m og silt:sandforholdet øker med økende høyde (fig.10.3). Det er kun den fineste del av sandmaterialet som fraktes i suspensjon mens de groveste sandfraksjonene transporteres ved saltasjon. Forskjellen i transporthastighet fører til en effektiv separasjon av grovt og fint materiale.

Gjentatte perioder med erosjon, transport og avsetning fører til dannelse av **flygesandområder**, mens siltmaterialet fraktes lenger og avsettes som **løss**.

Da Norden var dekket med innlandsis eroderte de sterke vindene fra breen i breelavsetninger og andre jordarter. De store løssområdene i Mellom Europa er dannet på denne tiden. Store løssområder dannet på tilsvarende måte finnes i U.S.A, Sentral Asia og Kina. Disse områdene er sterkt utsatt for ny vinderosjon hvis det beskyttende plantedekket fjernes.

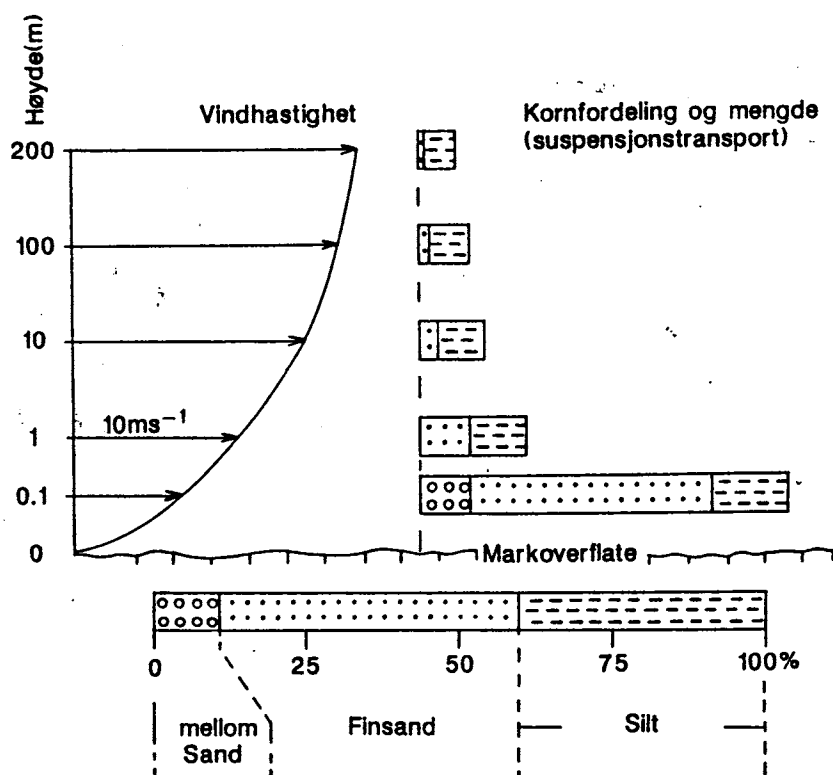


Fig.10.3 Vindhastigheten øker med økende høyde over markoverflaten, mens mengden med suspensjonstransportert materiale avtar med økende høyde. Det groveste materialet transporteres ved saltasjon. Nederste horisontale søyle viser jordartens mekaniske sammensetning (kornfordeling). Søylene over viser sammensetning for det materialet som transporteres langs markoverflaten. De andre søylene viser relativ mengde og sammensetning for materiale som transporteres i suspensjon.

#### Avsetningsformer.

Hvis de sterkeste vindene kommer fra samme retning, så kan det dannes markerte flygesandsdyner som ligger nesten vinkelrett på vindretningen. De har et asymmetrisk tverrsnitt og en karakteristisk indre oppbygning (Fig.10.4). Disse trekkene gjør det mulig å skille vindavsetninger fra f.eks elveavsetninger med en tilsvarende kornfordeling.

Oppbygningen av dynene er en relativt rask prosess og en 3 m høy dyne kan dannes på mindre enn 10 år. Materialet som transporteres opp på vindsiden avsettes på lesiden, og

dynene er derfor i stadig bevegelse (dynevandring). Små dyner (< 10 m høyde) kan ha vandringshastigheter mellom 0,5 og 20 m per år. Spesielt kystdyner, kan på grunn av mye og sterk vind, ha høye vandringshastigheter.

### Kornfordeling.

Hvis det materialet som eroderes er usortert, så vil flygesanden og løssmaterialet få kornfordelinger som er svært forskjellige fra utgangsmaterialet. I Norge var utgangsmaterialet ofte velsortert elvetransportert eller bølgetransportert sand. Dette sammen med kort transport fører til at det er liten forskjell i kornfordeling og slitasje (rundhet) mellom utgangsmaterialet og sanddynene.

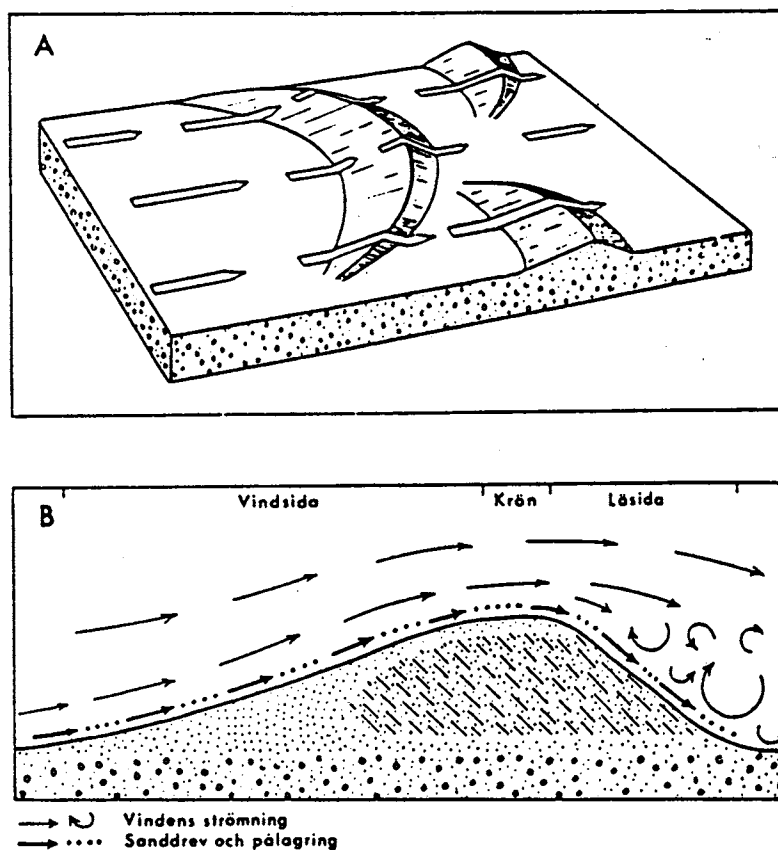


Fig.10.4 Sandmaterialet transporteres opp den slake vindsiden og raser ned på den bratte lesiden. Nedrasningen fører til en karakteristisk skråskiktning. Dynevandring skyldes en kontinuerlig erosjon på vindsiden og avsetning på lesiden (etter Bergqvist 1981).

Det er lite materiale som transporteres i suspensjon og løssavsetningene blir små. Fig.10.5 viser deler av et flygesandsfelt sydøst for Elverum. Kornfordelingen til flygesandmaterialet er meget nær kornfordelingen til de breelvavsetningene dynene er dannet ifra.

Det er umulig å skille mellom disse to avsetningstypene ved hjelp av kornfordelingen, og dette er vanlig for norske vindavsetninger. Vindavsetninger må derfor skilles fra andre avsetningstyper ved hjelp av de overflateformer som er utviklet og avsetningenes indre

struktur (fig. 10.4). I tillegg til overflateformene vil karakteristiske erosjonsspor være til hjelp ved tolkningen.

Klassiske former som barkhaner og parabolske rygger på tvers av vindretningen krever stabile vindforhold, jamn topografi og homogent utgangsmateriale for å dannes. Slike former er uvanlige i Norge da betingelsene sjeldent er oppfylt. Vind fra ulike retninger, ujamn fordeling av jordfuktighet og ujamnheter langs markoverflaten favoriserer dannelsen av et småkuppert terreng hvor sanddynene mangler en fast orientering. Det fineste materialet som transporteres i suspensjon avsettes ofte som et jamnt dekke uten karakteristiske overflateformer.

### Residualavsetninger - steinørkener.

I områder hvor erosjonsprosessene er absolutt dominerende vil gradvis alt finmateriale fjernes, og kun grovt residualmateriale ligger igjen. Slike områder betegnes steinørken. I våre fjellområder finnes en del renblåste blokk og steinfelt hvor erosjonsmaterialet ble spredt utover uten at det ble dannet klare eoliske avsetninger.

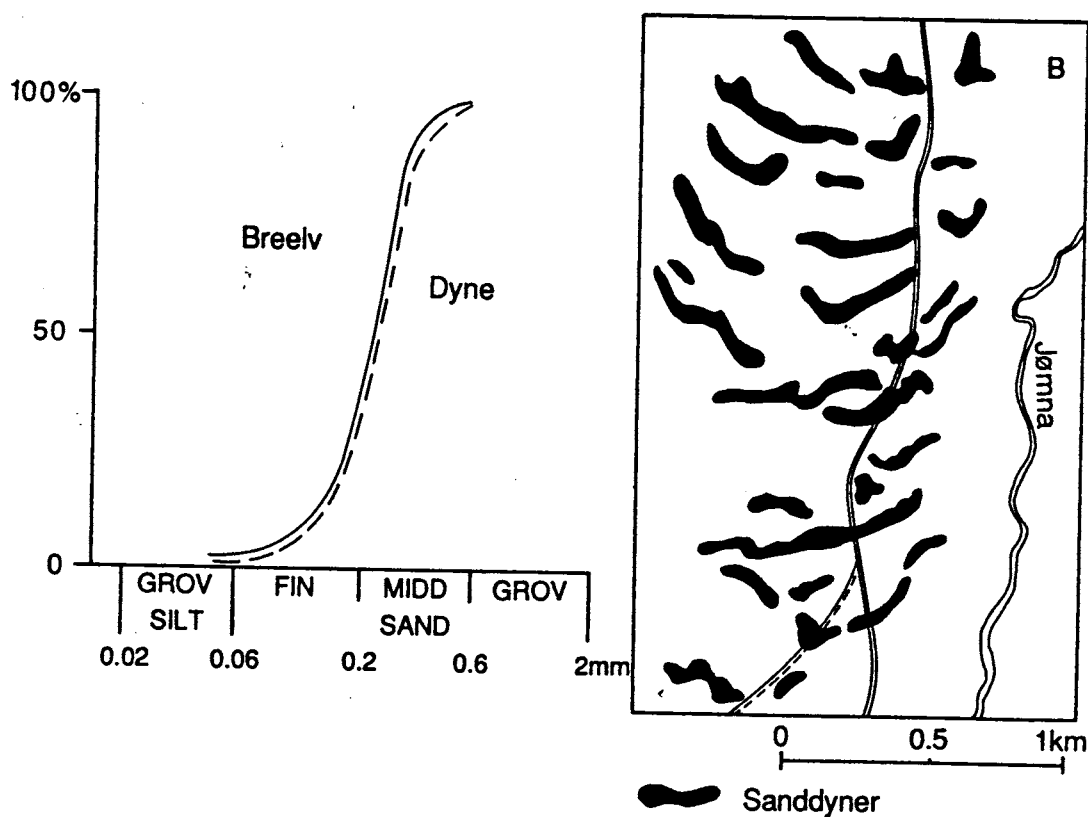
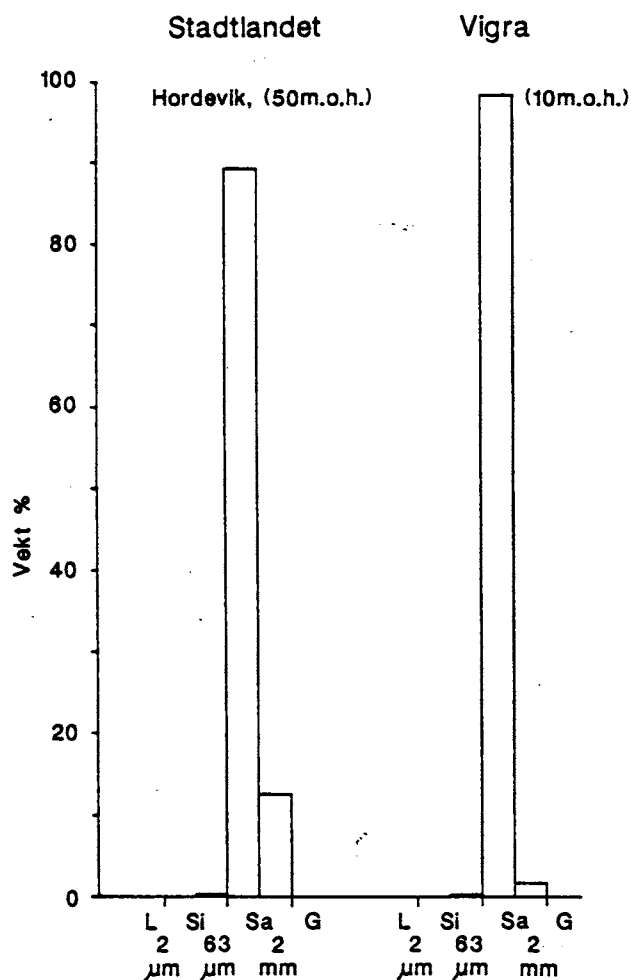


Fig.10.5 Flygesandsfelt sydøst for Elverum. Kornfordelingen til flygesanden er nesten identisk med kornfordelingen til breelvmaterialet (R. Sørensen).

### Områder med resente vindavsetninger.

Det er hovedsakelig langs kysten at det idag dannes vindavsetninger av noen betydning, først og fremst p.g.a. sterke pålandsvinder og vinterstormer. Kildeområdet er hovedsakelig vegetasjonsfrie strender med løspakket materiale med den riktige kornfordeling. Sandstrendene er dannet ved bølgenes omarbeidelse av eldre glacial- og breelvavsetninger. Kjente områder med strandnære vindavsetninger er ytre del av Oslofjorden, Lista, Jæren og Vigra (utenfor Ålesund).



Middels vindstyrke langs Norskekysten er  $5-7 \text{ ms}^{-1}$  (målt i 10 m høyde). Dette er tilstrekkelig for erosjon og transport av grovsilt-finsand.

Fig.10.6 viser kornfordeling for flygesand på Stadlandet (Hordevik, 50 m.o.h.) og Vigra (10 m.o.h.). Hovedmengden av materialet i disse meget velsorterte avsetningene er mellom 63 og 350  $\mu\text{m}$ . Transport av disse avsetningene krever noe høyere vindstyrke enn middelverdien. Ofte er det en sonering av de ulike avsetningstypene. På Jærens rev ligger hoveddynene som et 100 m bredt belte innenfor strandsonen, med høyder opp til 8-10 m. Innenfor dette er det et område med uregelmessige småkupperte sanddyner som går gradvis over i et flatt område med et tynt jamnt lag med finsand/silt.

Fig.10.6 Kornfordeling for dynesand på Stadlandet og på Vigra (etter Holtedahl 1960).

Innenfor de vindtransporterte avsetningene er det et område med markerte strandvoller. De øverste (innerste) strandavsetningene med strandvoller ble dannet tidlig i landhevningssfasen. Den geologiske utvikling har vært følgende:

1. Bølgene eroderte i breelvmateriale og morene og det fineste materialet ble vasket ut.
2. Som et resultat av landhevning og erosjonen ble det utviklet sandstrender langs kysten.
3. Sterke pålandsvinder førte til uttørking, sandtransport og dynedannelse.

Dannelsen av disse dynene har troligvis pågått gjennom Holocen og fram til idag.

Langs Jyllands vestkyst har man lange sandstrender med velutviklede dyneområder innen-



for (Fig.10.7). Strandområder med velsortert sand ble p.g.a. landhevningen hevet over havnivå og tørket lett ut. Fig.10.7 viser en ideell kombinasjon av former slik det kan observeres langs Danmarks vestkyst. Innenfor strandvoldene dannes det små barkhaner på den avblåste strandbredden. Formen viser at vindtransporten var fra havet og innover land. Dynedannelsen starter ofte i le av en stein eller rundt strandvegetasjonen. Hovedmengden av det vindtransporterte materialet ligger som et uregelmessig dyne terreng noen titalls meter innenfor.

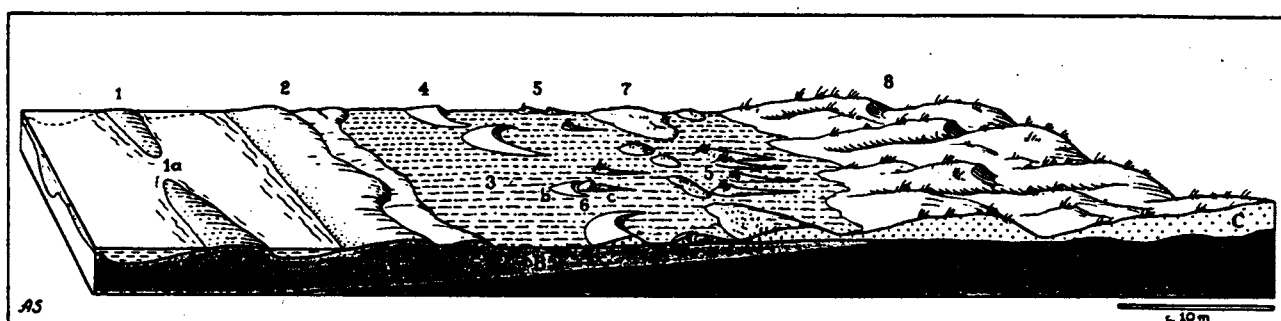


Fig. 10.7 Idealiserte flygesandavsetninger utviklet i et kystområde. 2: Strandvoll. 3: Avblåst strand 4: Barkhan 8: Uregelmessig dyneområde.

Mange av de kystdynene som tidligere var mobile er blitt stabilisert. De danske stranddynene kunne tidligere bevege seg med en hastighet på 3-8 meter per år (Hansen 1959). Sandflukten er stanset enten ved leplantinger eller ved å stabilisere sanda med beplantning med f.eks. marehalm eller strandrug.

### SENGLASIALE AVSETNINGER.

Under og umiddelbart etter isavsmeltingen lå forholdene vel tilrette for dannelsen av vindtransporterte avsetninger i Norge. Smeltevannet fraktet fram store sandmengder som ble avsatt utenfor brefronten. Breelvdeltaer og sanduravsetninger ble bygget opp til havets nivå. De velsorterte breelv- og elveavsetningene inneholder de rette kornstørrelsene. Avsmeltingen skjedde i en varm periode og det var store temperaturdifferenser mellom de fortsatt nedisede områdene og områder utenfor isdekket. Dette favoriserte dannelsen av sterke fallvinder (katabatiske) mot lavlandet. Luftmassene oppvarmes med ca. 1°C på 100 m fall (tørrdiabatisk sammenpressning) og samtidig senkes den relative fuktighet. Det var derfor varme og tørre luftmasser som passerte israndområdene, og dette førte til rask

uttørkning av de sandavsetningene som på grunn av landhevingen lå over havets nivå. Det var ingen vegetasjon som skjermet eller stabiliserte jordartene.

I dalfører var den dominerende vindretning ofte parallellt med selve dalen. En rekke forekomster med sanddyner i Norge, Sverige og Finland er derfor dannet på store smeltevannsdeltaer som ligger nær den postglasiale marine grense. Et godt eksempel er vindavsetningene på Romerike (fig.7.30). I flere av våre dalfører bl.a. i Glåmdalen nær Elverum, finnes en rekke korttransporterte vindavsetninger, hvor utgangsmaterialet var breelv- eller bresjøavsetninger. I disse områdene er det utviklet klare sanddyner. Formen på dynene og oppbygningen viser at vinden kom fra fjellområdene og ble dirigert av dalførene.

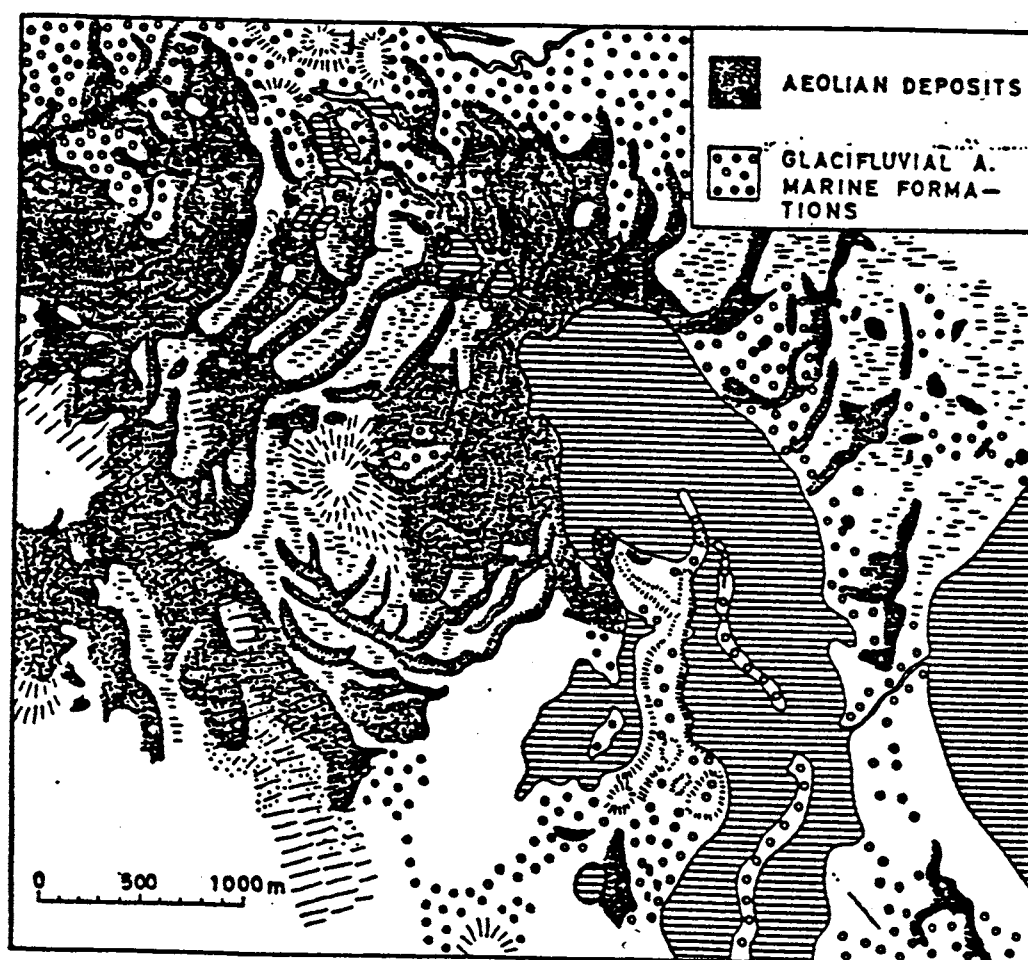


Fig. 10.8 Kart som viser de vindtransporterte avsetningene på Brattforsheden i Värmland. De små prikkene i nedre venstre del viser avsetninger med vindblåst silt (løss).

### Brattforsheden.

Et av de mest kjente områder i Norden med fossile dyner og flygesandsfelt er Brattforsheden i Värmland. Fig. 10.8 viser fordelingen av vindtransporterte avsetninger på dette

**breelvdeltaet** som er bygget opp til marin grense (M.G.). Orienteringen av dynene midt i feltet viser at framherskede vindretning for transporten langs markoverflaten (flygesanden) har vært fra NV mot SØ. I områdets SV-lige del ligger noen dyner orientert omtrent vinkelrett på de andre dynenes orientering. Det er observert også i andre dynefelt at noen dyner langs feltets yttergrense ofte er orientert parallellt med feltets kant.

I den SV-lige del av feltet finner man et helt jamnt område med tynne siltavsetninger. Avsetningene er fra noen dm til en meter tykke. Selv om dette feltet ligger litt utenfor dynefeltets forlengelse i vindretningen, så er finmaterialet troligvis avsatt samtidig med dynene. Plasseringen av disse løssavsetningene er forklart ved å anta at vind i høyere lag dreies til høyre i forhold til vind langs markoverflaten. I et dalføre vil vinden langs markoverflaten følge dalens retning, mens høyere lag avbøyes mot høyre. Resultater er en asymmetrisk fordeling av løss-avsetningene, slik at de fortrinnsvis avsettes på den ene dalsiden.

### **STØV I ATMOSFÆREN.**

Nesten halvparten av alt støv i atmosfæren kommer fra Sahara, og betydelige mengder finkornet materiale fraktes luftveien fra Sahara til Europa og til Atlanterhavet.

I løpet av et snefall er det i Sveits målt støvmengder i rødfarget snø som tilsvarte 1.2 tonn ørkenstøv per km<sup>2</sup>. Selv om dette er et ekstremt eksempel så er det klart at vindtransportert ørkenstøv vil være et betydelig bidrag til f.eks dyphavssedimenter, og det er et betydelig innhold av støv fra Gobi ørkenen i jordartene på Hawaii.

#### **Vulkansk støv.**

Ved vulkanutbrudd kan det dannes store støvskyer, hvor støvmaterialet enten kan avsettes nær vulkanen eller fraktes over store avstander. Eksempel på det første er alle de lagene med vulkansk aske man finner i jordprofilene på Island. Fig.10.9 viser hvordan tykkelsen (i cm) på det askelaget som ble avsatt etter Heklas utbrudd i år 1300 avtar med økende transportlengde. Det hvite finkornede askelaget og lag fra andre vulkanutbrudd er meget gode tidsmarkører såvel i myrer på Island som i Nordsjøens yngste avsetninger. Tynne askelag er også observert i myrer og innsjøsedimenter i Norge.

Den meksikanske vulkanen El Chichon hadde et utbrudd 28.mars 1982 og asken fra dette utbruddet dannet et 5-15 cm tykt dekke rundt vulkanen. Det neste utbruddet, 4.april, slynget store støvmengder opp i stratosfæren (ca 20 km over jordens overflate), og disse støvmengdene har spredd seg over hele den nordlige halvkule. Foruten mineralogisk materiale inneholdt støvskyen flere millioner tonn svovelsyre dannet fra svoveldioksyd. En slik enorm støvsky vil påvirke været på jorden ved at det blir kaldere og vekstsesongen blir kortere.

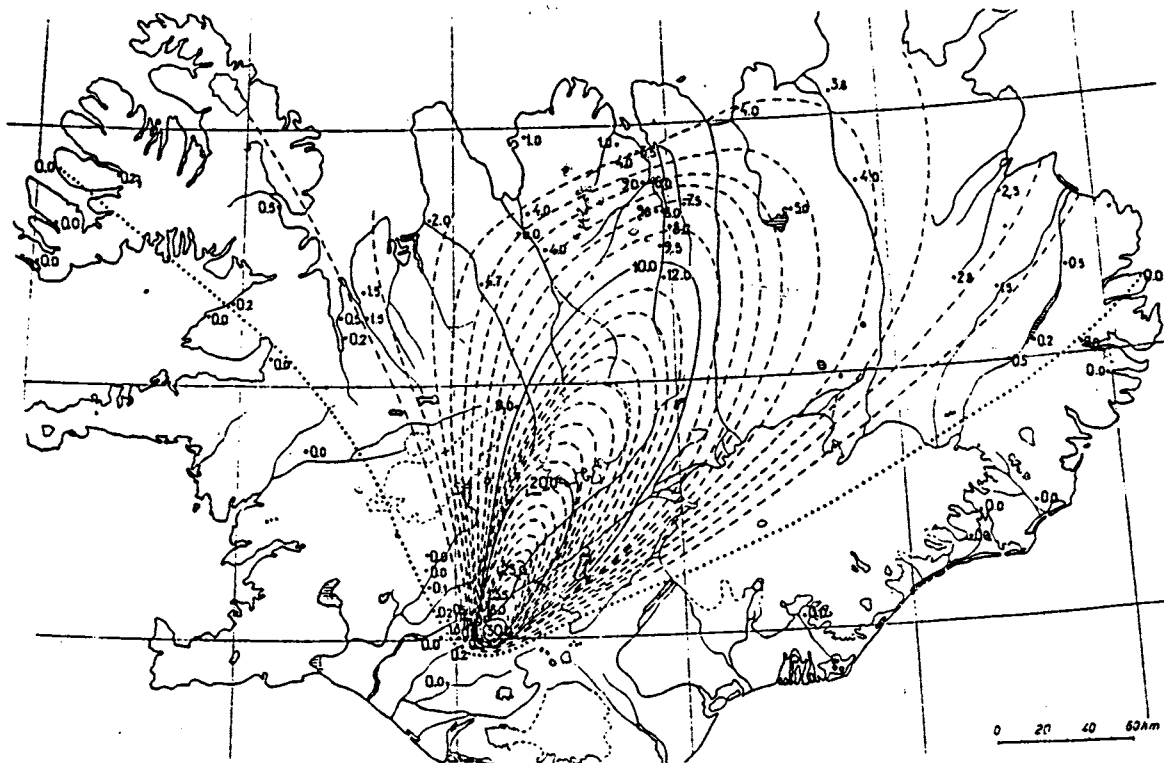


Fig. 10.9 Tykkelse i cm for det askelaget som ble avsatt i forbindelse med Heklas utbrudd i år 1300 (etter Thorarinsson 1940).

Klimaendringer som resultat av vulkansk aktivitet og vindtransport er observert mange ganger ved at somrene blir fuktigere og kaldere etter omfattende vulkansk aktivitet. Til trøst får man p.g.a. støvet i atmosfæren, fargerike solnedganger.

## KAPITTEL 11 MASSEBEVEGELSER OG SKRED.

### ULIKE TYPER AV MASSEBEVEGELSER.

Massebevegelse kan klassifiseres på grunnlag av forskjellige faktorer:

1. Type materiale; Noen viktige grupper er fjell, morene, sand, leire, sne og vann.
2. Hvor skredet finner sted; f.eks. på land, i en innsjø, i en fjord eller på kontinental-sokkelsen.

Skredmekanisme, utløsende årsak, hastighet og materialmengde vil være avhengig av typen materiale og hvor skredet finner sted.

### Steinsprang og fjellskred.

Mange av våre dalfører har en karakteristisk U-form med bratte dalsider og nesten flat bunn. I disse områdene er skredmateriale en viktig del av de kvartære avsetningene.

### Steinsprang.

Når enkeltsteiner og blokker ( $< 100 \text{ m}^3$ ) løsner og fraktes nedover dalsiden kaller vi det steinsprang. Det dannes en steinsprangskråning (ur) med en steil overflate. Trollura i Teigdalen ved Voss er et av mange eksempler på en slik steinsprangskråning (Fig 11.1).

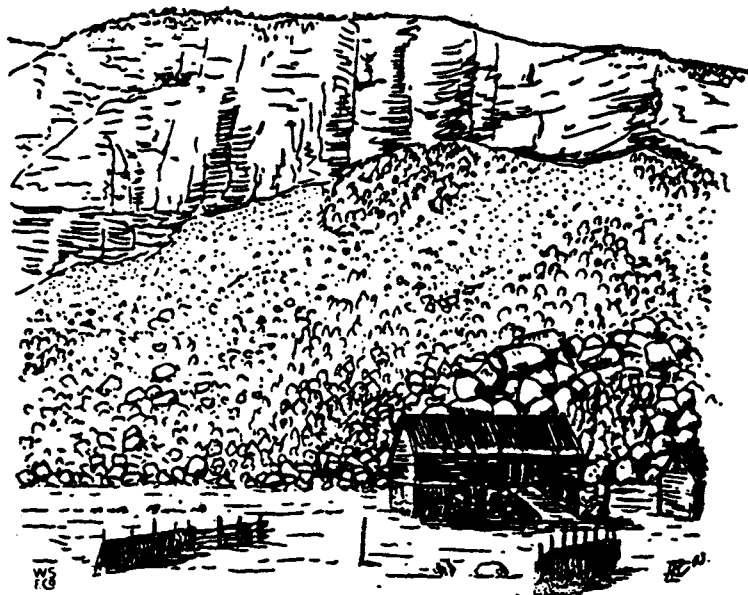


Fig. 11.1 Trollura i Teigdalen (Voss) er dannet fra gneiss-bergarter (tegning av H. Reusch).

De største steinene og blokkene fanges vanskelig opp på grunn av stor kinetisk energi. De får lengst transport slik at ura er grovest langs ytterkanten. (Fig. 11.1). Skar eller kløfter i fjell vil ofte virke som skredbaner. Ved utløpet av disse forsenkningene kan det dannes steinsprangkjegler.

## Fjellskred.

Når store fjellstykker ( $>10\,000\text{ m}^3$ ) faller ned og blir knust betegnes det fjellskred. Ofte dannes tungeformede avsetninger med strømstrukturer. I sin beskrivelse av "Hvordan Norges Jord blev til" har G. Holmsen beskrevet fjellskredene på følgende måte:

"Skredets bevegelse kan sammenlignes med en elvs, ved at hastigheten i de midtre og øvre deler av skredet er større enn langs sidene og bunnen. Hele massen beveger seg samlet og er vel avgrenset. Når skredet kommer til ro viser det strømstrukturer, det er dannet rygger i bevegelsesretningen og foran skredet kan det stuves opp volder som foran en bre."

Opplysninger om fjellskred i Norge eksisterer fra år 1080 og fremover. De mest ødeleggende skred vi har hatt i Norge har vært på strekningen fra Loen til Langfjorden i Romsdal. I løpet av de siste 200 år har det vært 8 skred i dette området, og 5 har forårsaket store ødeleggelser. Alle disse store skredene er lokalisert til "Romsdalsgneisens" område. Forvitring langs tverrslepper og avløsningsflater fører til redusert fasthet og fjellhammeren glir på avløsningsflaten. Disse skredene kan deles i to hovedtyper, Loentypen (Fig. 11.2 A) og Tafjordtypen (Fig. 11.2 B).

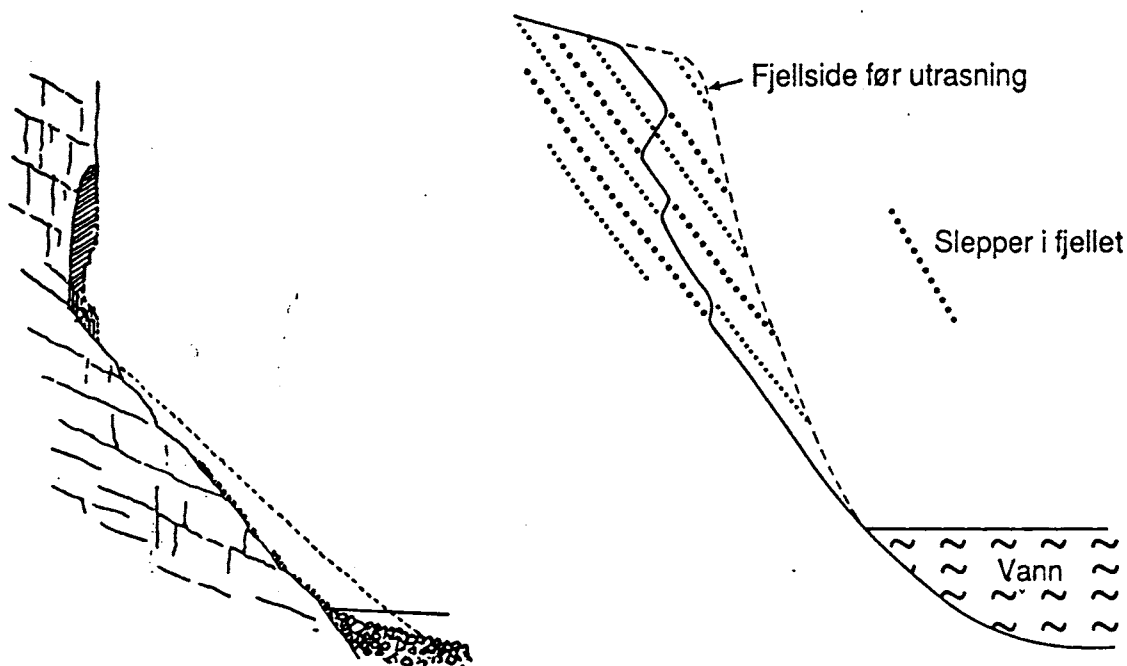


Fig. 11.2 Skredet i Loen. Stiplet linje viser tidligere overflate.

Fig. 11.3 Tafjord typen. Svakhetssonene er utviklet langs gneisens skifrichetsplan.

For Loentypen forestiller man seg at den steiltstående sprekken gradvis åpner seg inntil den når ned til en avløsningsflate. Issprengning er utvilsomt viktig i forbindelse med disse prosessene, men økende vanntrykk fører også til redusert friksjon langs en glideflate. Ofte observerer man at vann under trykk strømmer fram fra slepper i fjell, og mindre skred blir

observert etter voldsomme regnvær.

Ofte rives annet materiale løs slik at den totale masse i skredet øker. I 1905 gikk et meget stort fjellskred i Loen (Nordfjord) Fig.11.2. Selve fjellskredet var på ca 50 000 m<sup>3</sup>, men innen skredmassene nådde Loenvatnet hadde de økt til ca 1/2 mill. m<sup>3</sup>. Skredet i 1936 var på ca 1 mill. m<sup>3</sup>.

Et av de største fjellskred i Norge skjedde i Sundalen der et område på ca 1 km<sup>2</sup> ble dekket med et ca 10 m tykt lag med grove skredmasser (Fig. 11.4).

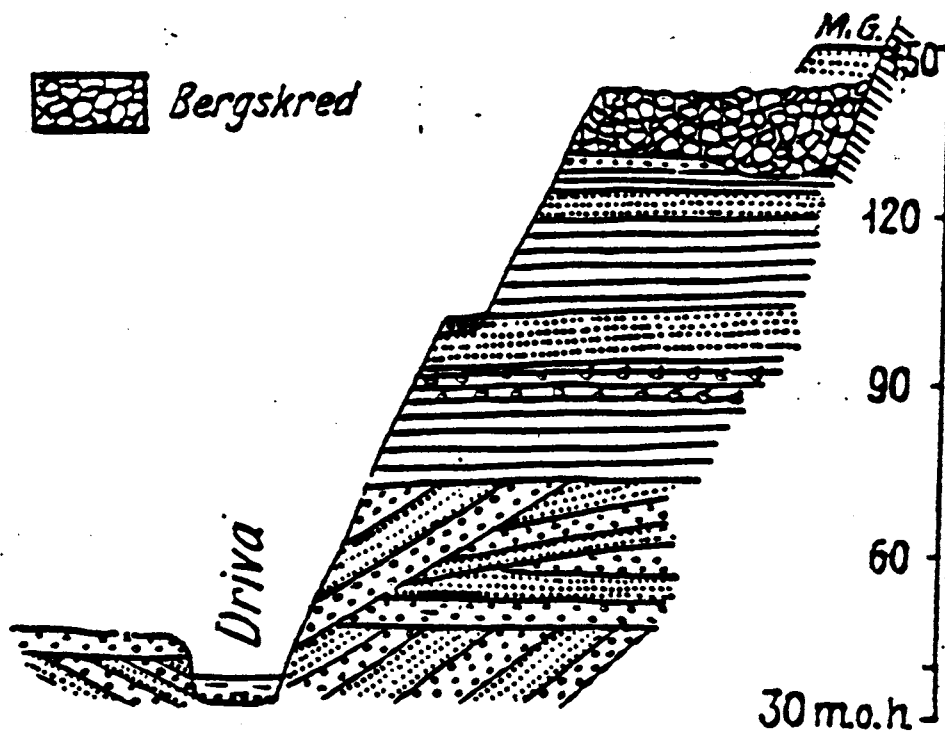


Fig. 11.4 I Sundalen ved Hoås er breelvavsetningene og de fluviale avsetningene dekket med fjellskredmateriale i et område på ca 1 km<sup>2</sup> (etter G. Holmsen 1924).

Iblant finner man at skredmaterialet har passert dalbunnen og er fraktet et stykke opp motsatt dalside. Det er mulig at skredmassene har flytt på luft som ble presset under jord- og steinmassene.

#### **Andre effekter av fjellskred.**

Foran store fjellskred dannes kraftig vind som kan forårsake betydelig skade. Når skredmassene går ned i en innsjø eller en fjord, dannes det kraftige bølger. I 1934 gikk det et stort fjellskred i Tafjord (Storfjorden). 2-3 mill. m<sup>3</sup> raste ut slik at sjøbunnen nær skredet steg med over 60 m. Energioverføringen fra skredet til vannmassene skapte flere kraftige bølger som forårsaket store skader inntil 50 km unna rasstedet. Da de kraftige bølgene gikk innover slake "strender" økte bølgehøyden drastisk (den kinetiske energi bevares) før vannmassene skyllet innover og rev med seg hus og brygger. Ialt omkom 40 mennesker.

## STABILITET AV JORDSKRÅNINGER.

Når terrenget heller vil tyngdekraften (vekten), strømmende vann og andre belastninger påføre jordartene skjærspenninger. Disse speningene overføres dels gjennom kontaktpunktene mellom mineralkornene og dels ved et trykk i porevannet (vannmettede jordarter). Hvis ikke skjærmotstanden, for enhver flate i jordmassen, er større enn skjærkraften så vil det bli et brudd og jordmassene beveger seg nedover langs skjærplanet (glideflaten). De fleste glideflater i naturlige skråninger ligger ganske grunt og har tilnærmet samme helning som markoverflaten.

Fig. 11.5 viser et snitt gjennom en skråning hvor grunnvannets overflate og en mulig glideflate er angitt. Det er avmerket en kvadratisk søyle med vekt  $\Delta W_i$ . I denne vekten er også inkludert "nyttelast" f.eks. vekten av trær. Vinkelen  $\beta$  viser glideflatens helning under denne søylen. Tyngdekraftens komponent langs glideflaten er  $\Delta W_i \cdot \sin \beta$  mens motstanden mot utglidning er gitt ved  $s_i \cdot A_i$  hvor  $s_i$  er skjærfastheten langs glideflaten under denne søylen og  $A_i$  er arealet for søylens glideflate. Hvis det skal skje en utglidning av den angitte skredblokken så må:

$$R = \sum_i \Delta W_i \sin \beta / \sum_i s_i \cdot A_i \text{ være større enn } 1.$$

Normalt vil vekt, helningsvinkel og skjærfasthet variere for de søylene man deler opp skredblokken i. Hvis glideflaten er jamn så kan  $A_i$  erstattes med  $1/\cos\beta$  (Fig. 11.5) og:

$$R = \sum_i \Delta W_i \operatorname{tg} \beta / \sum_i s_i$$

Denne ligningen og fig. 11.5 viser noen enkle sammenhenger. Jo høyere skjærfastheten ( $s_i$ ) er desto større er sikkerheten mot utglidning (langs den undersøkte glideflaten). Jo større helningsvinkelen er jo lavere er stabiliteten. Når man går fra skredblokkens nedre del og oppover i skråningen så øker  $\beta$  og verdien av  $\Delta W_i \operatorname{tg} \beta / s_i$  øker (for like tunge blokker og konstant skjærfasthet). Hvis vi graver ut de nederste delene av skredblokken så vil  $R$  øke for den delen som ligger tilbake og skråningen blir mer ustabil ved en slik undergravning.

### Jordas skjærfasthet.

En jordarts skjærfasthet ( $s$ ) er bl.a. bestemt av kornfordeling, pakningsgrad, kornform, vanninnhold og mineralogisk sammensetning.

Skjærfastheten i et bestemt bruddplan kan beskrives med en empirisk ligning som ble utviklet av Coulomb, en ingeniør i Napoleons styrker.

$$s = c + \delta_1 \operatorname{tg} \phi$$

$s$  = skjærfasthet,  $c$  = kohesjon i jorda,  $\delta_1$  = effektiv normalspenning på bruddplanet,  $\operatorname{tg} \phi$  = tangens til jordartens friksjonsvinkel. Ligningen er senere modifisert av Terzaghi, og den



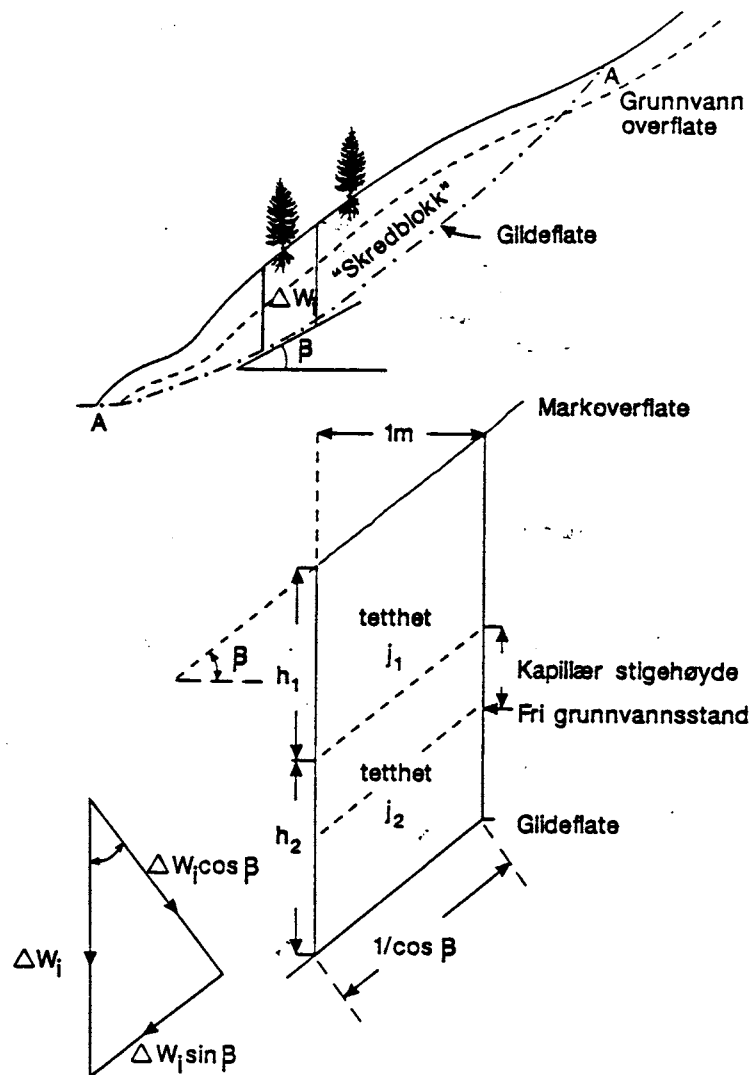


Fig. 11.5 Øvre del viser en "skredblokk" hvor et mulig utglidningsplan og grunnvannets overflate er tegnet inn. De kreftene som virker på en kvadratisk søyle med vekt  $\Delta W_i$  er illustrert i nedre figur.

effektive normalspenning beskrives ved:

$$\delta_1 = \delta - u$$

hvor  $\delta$  = total normalspenning og  $u$  = poretrykket (vannets hydrostatiske trykk langs glideplanet). Coulomb-Terzaghis ligning blir derfor:

$$s = c + (\delta - u) \operatorname{tg} \phi.$$

Vi kan i våre videre betraktninger anta at kohesjonen ( $c$ ) og friksjonsvinkelen  $\phi$  er konstante jordartsegenskaper i gamle skråninger, mens  $(\delta - u)$  vil variere med grunnvannets overflate.

### Hvorfor får vi skred etter lange nedbørsperioder ?

Hvis regnintensiteten er høyere enn infiltrasjonshastigheten så vil overflateavrenningen raskt samles i bekker. Økt vannføring gir økt erosjon og undergravning kan redusere skråningens stabilitet.

Hvis perkolasjonen gjennom umettet sone er raskere enn grunnvannets avrenning, så vil grunnvannets **overflate** stige. Når grunnvannets overflate stiger så vil vekten av jorda over glideplanet øke og dermed øker den totale normalspenning. Samtidig vil poretrykket øke. I en jordart hvor porøsiteten ( $n$ ) er 0,1 så vil infiltrasjon av 100 mm nedbør føre til at grunnvannets overflate stiger med 1000 mm. Økningen i poretrykket vil derfor være betydelig **større** enn økningen i total normalspenning.

En meget viktig konklusjon som vi kan trekke ut av dette er følgende:

Etter snøsmelting eller langvarige nedbørsperioder kan grunnvannets overflate stige og poretrykksøkningen fører til at jordartens skjærfasthet reduseres.

La oss igjen se på ligningen:

$$R = \sum_i \Delta W_i \operatorname{tg} \beta / \sum s_i \quad \text{her er}$$

$\Delta W_i = g(\gamma_1 h_1 + \gamma_2 h_2)$  hvor  $\gamma_1$ ,  $h_1$ ,  $\gamma_2$  og  $h_2$  er henholdsvis tetthet og tykkelse på umettet og mettet sone over glideplanet (Fig. 11.5), mens  $g$  er tyngdens aksellerasjon. Når grunnvannets overflate stiger så øker  $\Delta W_i$  samtidig med at  $s_i$  reduseres og verdien av  $R$  øker. (stabiliteten reduseres).

Man kan betrakte den effektive normalspenning som den del av totalspenningen som overføres gjennom kornskjelettets partikkel mot partikkel kontakter. Dersom en jordart belastes raskt så vil vekten overføres til den lite kompressible vannfasen og skjærfastheten reduseres brått.

### Kohesjonsjordarter og friksjonsjordarter.

Typiske kohesjonsjordarter er våre marine leirer og for disse jordartene utgjør kohesjonsleddet i Coulombs ligning en vesentlig del av jordas skjærfasthet. Breelavsetningene er typiske friksjonsjordarter. I disse jordartene er kohesjonen omtrent 0 og Coulombs ligning blir:

$$s = (\delta - u) \operatorname{tg} \theta$$

for en tørr sand-grus jordart er poretrykket lik 0 og:  $s = \delta \operatorname{tg} \theta$

Jordartens friksjonsvinkel er bl.a. avhengig av kornfordeling, kantetthet på materialet og pakningsgrad. Økende pakningsgrad fører til øket fasthet. Dersom porøsitet og sortering er den samme vil økende kantetthet føre til økende fasthet. Velsorterte sandavsetninger vil vanligvis ha lavere friksjonsvinkel enn dårlig sortere avsetninger med samme porøsitet og

pakningsgrad. I jordarter med kapillært optrukket vann vil det være et sug (negativt poretrykk) i vannet i den kapillære sonen, noe som øker fastheten. Den naturlige skråningsvinkel (i et sandtak med homogen sand) kan derfor variere på følgende måte:

Tørr sand:	30-35°
Fuktig sand:	35-40°
Vannmettet sand:	25-30°

## JORDSIG, BLØTJORDSKRED OG SLAMSTRØMMER.

### Jordsig.

I Norge får vi ofte teledannelse i jorda og det dannes islinser nær markoverflaten. Når vann suges opp til frysningssonen vil fryseprosessen føre til at porevolumet øker og partikkelkontaktene svekkes. Tykkelsen på telelaget er avhengig av "frostmengden",

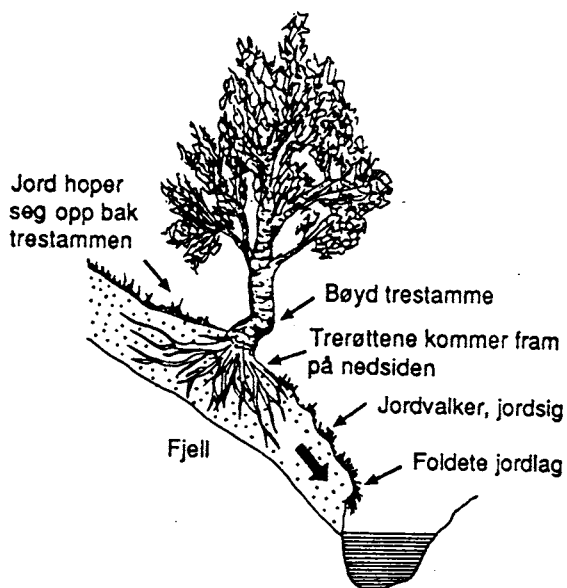


Fig.11.6 På grunn av jordsig dannes jordvalker og foldete jordlag. Trestammen bøyes pga. jordtrykket.



Fig. 11.7 Rutemark på fjellvidda nord for Sulitjelma (etter G. Holmsen 1924).

snedekkets tykkelse og jordartenes egenskaper f.eks. porøsitet, vanninnhold og permeabilitet. Om våren får vi et "aktivt" lag nær markoverflaten som inneholder mer vann enn jordas porer kan lagre. Den overmettede jordmassen vil i hellende terreng sige nedover som en visøs, halvplastisk masse. Dette er et fenomen som er svært vanlig i områder med permafrost f.eks. på Svalbard. Langsom signing betegnes solifluksjon. I områder med utpreget solifluksjon vil det ofte dannes jordvoller hvor mye grovt materiale er samlet i toppen. Jordlagene er ofte foldet sammen og trærne er bøye (Fig.11.6).

Det dannes tunger med morenemateriale eller forvittringsmateriale. Jordsig i dalsidene vil ofte føre til at trestammene får en markert by. Det øvre jordlaget siger (om våren) men dype røtter som går under sigelaget holder trærne tilbake. I fjellområdene og på Svalbard finner man ofte steinringer og rutemark. Frosthevet grovt materiale ordnes i tydelige rutemønstre (Fig.11.7). I hellende terreng blir rutene langstrakte eller det dannes steinrader.

### **Bløtjordskred - massestrømmer.**

Hurtige massebevegelser i skråninger med morene er vanlige i Norge i forbindelse med snøsmelting eller ekstremt intense og langvarige nedbørsperioder. Resultater er ofte ødelagte veier og jernbane eller tildekning av dyrkningsjord. Skredene er vanligvis svært grunne. Den direkte årsak er vanligvis en sterk oppbløtning av massene nærmest overflaten og det vannmettede topplaget sklir ut. (Dahl et.al. 1981, Selmer-Olsen 1976). De betegnes derfor bløtjordskred. En egen type av disse oppbløtningsskredene er teleskred hvor overmettede jordarter sklir på frossen jord.

Fluvial erosjon og gjentatte utglidninger fører til dannelse av tydelige skredbaner og ved utløpet av disse dannes massestrømsvifter eller massestrømstunger.

### **Slamstrømmer.**

Ofte vil skred skje i forbindelse med intense nedbørsperioder. Årsakene kan enten være redusert skjærfasthet langs glideplanet eller direkte oppbløtning. Ofte vil de oppbløtte jordmassene blandes med mere vann fra nedbør/overflateavrenning eller de sklir ned i en bekk. Det dannes relativt lettflytende jord-vann masser som flyter raskt avsted, slamstrømmer (eng. mudflows). Materialet i en slik slamstrøm kan avsettes om en vifte i dalbunnen eller fraktes ut i en innsjø.

### **Snøskred.**

Snøskred er viktige for massebevegelse ved at vegetasjon, jord og stein rives løs, blandes med snømassene og fraktes nedover. Prinsippene er de samme som for skred i fjell og løsmasser. Snø som blandes med vann, f.eks. under snøsmelting, fører til sørpeskred. Sørpa, som samles i kanaler, eroderer i løsmassene og gradvis dannes en slamstrøm. Som et resultat av sørpeskredene dannes snøskredsvifter og snøskredsvoller.

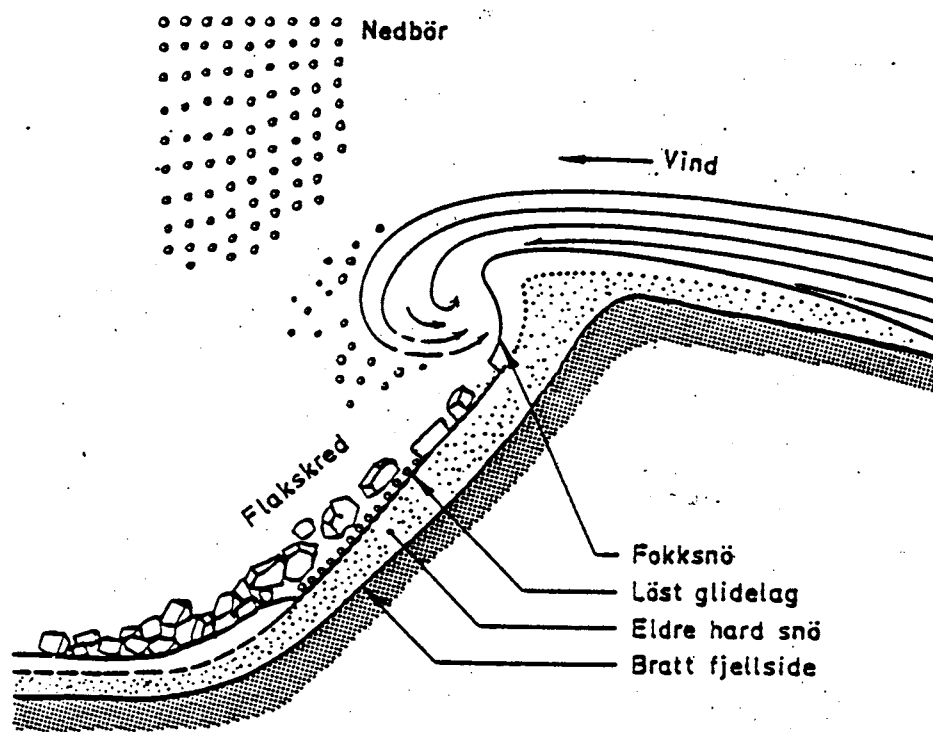


Fig. 11.8 Skisse som viser dannelsen av et flakskred i snø.

Tørre og løse snømasser gir tørrsnøskred. De gir ofte en sterk skredvind, men eroderer lite. Et tynt lag med lav skjærfasthet på grenseflaten mellom to snøpakker kan gi flakskred i bratte dalsider (Fig.11.8).

## KJENTE SKRED.

### Moreneskred i Ulvådalen.

Ulvådalen, en agnordal til Romsdalen, er et av de områder som er best undersøkt i Norge (Fig.11.9). Skredområdet på nordsiden av dalen er et sammenhengende morenedekke med tildels stor mektighet (5-12 m tykt iflg. seismiske data, Dahl et.al. 1981). I 1960 gikk det ca 30 store skred over en avstand på 5 km langs dalsiden (Fig. 11.9). De fleste skredene har en dybde på ca 50 cm slik at utglidningsflatene ligger like under vegetasjonens rotsystem. Skredgropene er 500-1000 m lange og bredden varierer mellom 20 og 200 m. En regnstorm den 25. juni økte jordas vanninnhold, men det var et kraftig regnfall av 3 timers varighet dagen etter som utløste skredene.

Masser med jord, vann, trær og blokker gikk ned i sjøen med så stor hastighet at det ble dannet kraftige bølger. I skred som gikk gjennom gamle raviner ble noe av skredmaterialet avsatt og det demmet opp for overflateavrenningen. Når "demningene" brast ble det dannet slamstrømmer. Nedrast materiale demmet opp Ulvådalsvatnets utløp og vannivået hevet seg 2-3 m. I alt var det ca 300 000 m<sup>3</sup> morene som raste ut.

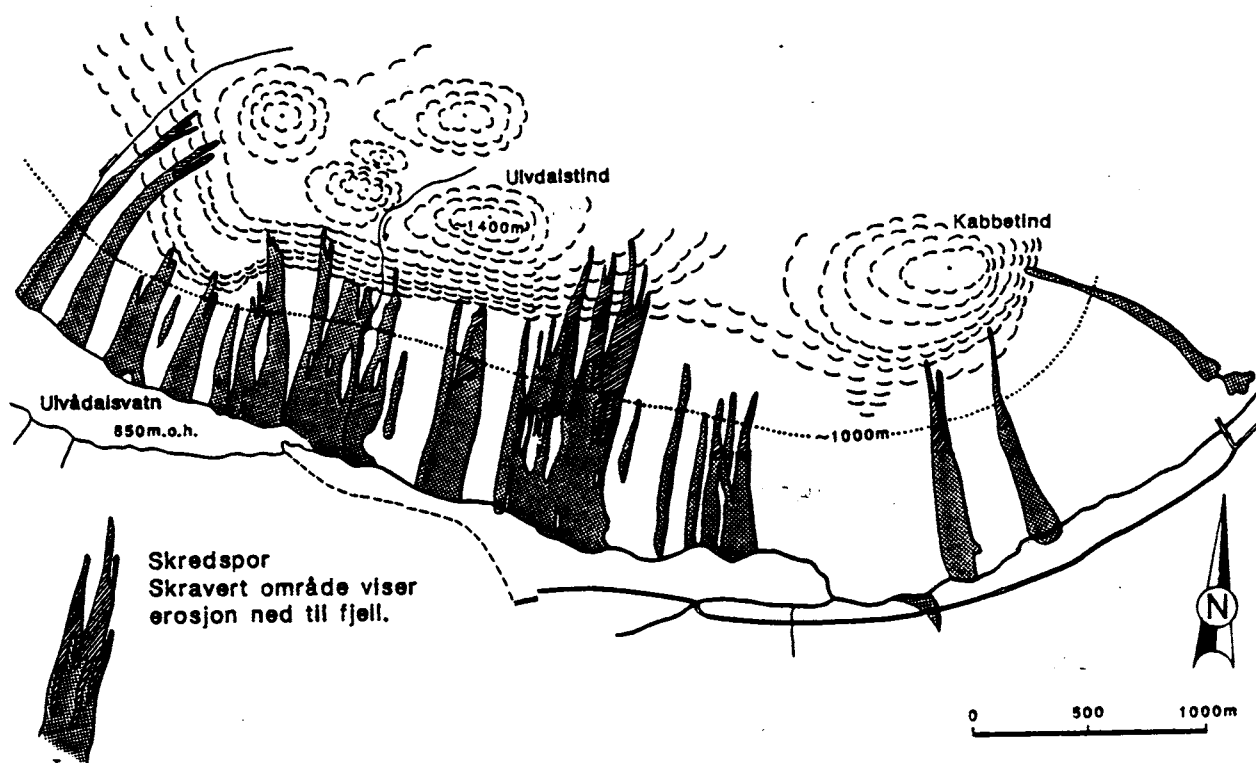


Fig. 11.9 Kart som viser skredene i Ulvådalen. I 1960 gikk det ca. 30 skred i dalsidens morener (etter Rapp 1963).

Noen slamstrøm-lober ble dannet. De består av blokker, inntil en meter i diameter, blandet med finkornet materiale. Det høye jord/vann forholdet gjorde det mulig for slamstrømmene å frakte store blokker.

Etter at skredaktiviteten var slutt ble det en fluvial erosjon i de vegetasjonsfrie skredgroppene. Grovkornet materiale fraktet med strømmende vann ble avsatt som (alluviale) vifter. Disse viftene nederst i skredskarene er en dominerende avsetningstype som delvis dekker skredmaterialet.

### "Stor-Ofsen".

Et annet kjent eksempel er "Stor-Ofsen" i 1789. Tilsammen var det nesten 1000 gårder i Syd-Norge som fikk deler av eller alt dyrkningsjorda ødelagt pga. flom og skred. Verst var det i Gudbrandsdalen. I Fron kommune ble nesten 1/4 av all dyrket mark ødelagt pga. flom og utsklidde morenemasser.

I 1743 ble store områder dyrket mark langs vestkysten av Norge ødelagt pga. flom og massebevegelse. Skredene kom etter en kraftig nedbørsperiode i desember måned.

Det eneste sikre tiltak for å stabilisere skråninger med morene og lignende jordarter er å anlegge gode dreneringssystem.

### Skredlignende avsetninger.

Ved slutten av siste istid ble det ofte akkumulert store mengder morenemateriale på isoverflaten. Store vannmengder, glatt underlag som stadig endret form førte til dannelsen av avsetninger som er svært like skredjord.

### Skred ved innsjøreguleringer.

Langs breddene av regulerte innsjøer er det ofte utglidninger i "finkornige" avsetninger. Når bassenget fylles, f.eks. p.g.a. høstnedbør eller snøsmelting, så stiger såvel vannivået i den oppdemte sjøen som grunnvannsnivået i de omliggende jordartene. For finkornede jordarter vil hevingen av grunnvannsnivået være noe "forsinket" i forhold til nivået i innsjøen. I løpet av sommeren og høsten innstiller det seg en likevekt; situasjon A i Fig. 11.10. Når behovet for elektriske strøm er stort foretas en rask uttapping av vann fra innsjøen. I jordarter med lav permeabilitet blir vannet i porene "hengende etter" senkningen av innsjøen; situasjon B i Fig. 11.10. Når innsjøens "motvekt" fjernes uten at grunnvannsnivået senkes så vil stabiliteten være lav. Etter hvert som grunnvannsoverflaten senkes øker stabiliteten. Dette er årsaken til at man har fastlagt maksimale senkningshastigheter for mange av våre regulerte innsjøer. Det er spesielt i siltige jordarter at en rask senkning av vannivået fører til utrasninger.

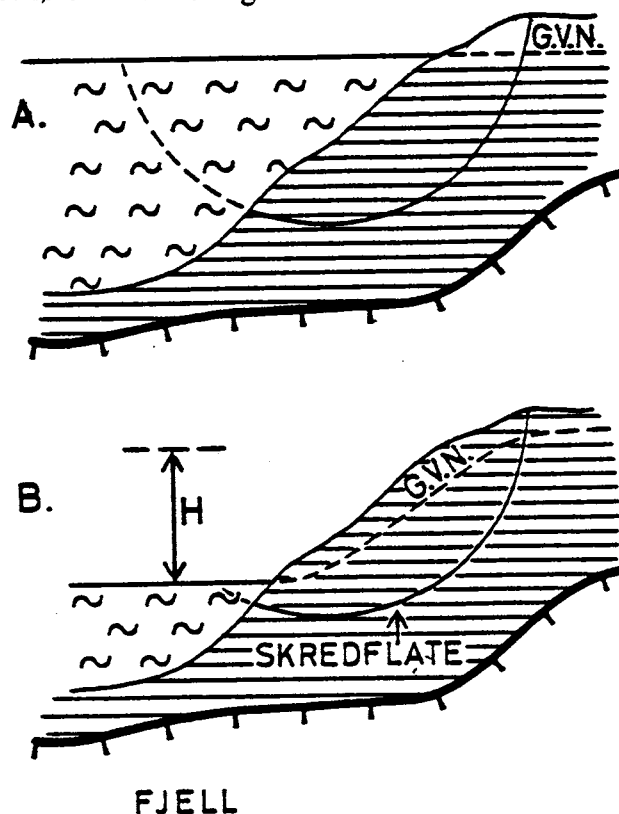


Fig. 11.10 Ved rask senkning av vannet i regulerte magasin får man ofte utglidninger av finkornige avsetninger.

Det er en god regel at man ved gravearbeider ikke lager brattere skråninger enn de naturlige skråningene i området. De naturlige skråningene har gjennom lange tidsrom fått en stabil helning.

### SUBMARINE SKRED.

Leirers geotekniske egenskaper og kvikkleireskred er beskrevet i kapittel 8.

Submarine utglidninger er ofte mye større enn de skredene som er registrert på land.

#### **Kystnære skred.**

Utenfor elvemunningene er det ofte en rask sedimentasjon av sand og grov silt, og det dannes sedimenter med en løs pakning. (høy porøsitet). Disse relativt grove sedimentene har liten kohesjon, både pga. kornstørrelse og pakningsgrad. I en skråning med slikt materiale kan skred utløses når **poretrykket** økes litt. Poretrykksendringen kan skyldes jordskjelv eller annen mekanisk påkjenning.

Et skjærbrudd vil føre til en drastisk senkning av sedimentets styrke. Kornarrangementet bryter sammen og korna prøver å få en tettere pakning. For å få økt materialets konsolidering må betydelige vannmengder presses ut. Mens denne utpressingen pågår er sedimentet som en væske og det dannes lett flyteskred.

De mange skredene vi har hatt bl.a. i Trondheimsfjorden er troligvis av av denne typen (Bjerrum 1971). Det kan være to årsaker til at disse skredene blir så store.

1. Når et skred starter så mister "kantene" i skredgropa sin støtte og skredet vokser utover, bit for bit (retrogressiv skred-utvikling).
2. Skredmassene eroderer i andre løse avsetninger og starter nye skred.

#### **Skredet i Orkdalsfjorden.**

Avsetningene fra Orkla består av fin sand og silt. Skredet startet en morgen (2. mai 1930) hvor tidevannet var eksepsjonelt lavt (avsetningene er minst stabile ved lavvann). Utviklingen var følgende:

1. Skred A startet kl 0748. Årsaken til skredet var påfylte masser. Skredgropas lengde er 500 m.
2. Noen minutter senere ble det utløst et nytt, ca. 700 m bredt, skred ved Orkanger (skred B) og noen brygger ble ødelagt.
3. Et nytt skred (skred C) ble utløst på andre siden av fjorden ca 10 min etter det første skredet.

Telefonkabelen som krysser fjorden ved Sandløyken ble brutt ca 7 min etter at skredet ble utløst mens telefonkabelen ved Stadsbygd ble brutt ca 1 time og 45 min senere. Det betyr at skredmassene som beveget seg langs bunnen hadde først en hastighet på 25 km/time, mens gjennomsnittshastigheten de ytterste 18 km var ca. 10 km/time.



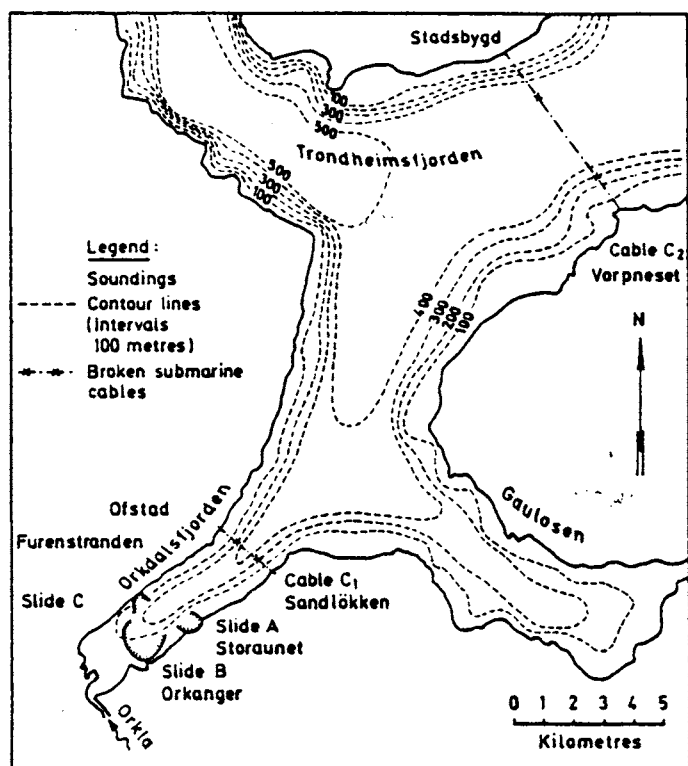


Fig. 11.11. Skredet i Orkdalsfjorden (etter Bjerrum 1971).

Slike slamstrømmer (turbidity currents) vil rive med seg mye materiale. Når materialet sedimenteres får vi gradert lagning med det groveste materialet i bunnen av laget. Det er beregnet at mer enn 25 millioner m<sup>3</sup> med skredmasser ble forflyttet i forbindelse med disse skredene.

#### De enorme submarine skredene.

De største skredne vi kjenner til er utglidningene på kontinentalsokkelen. Store materialmengder kan fraktes som suspensjonsstrømmer (turbiditter) nedover kontinentalskråningen, eller store skredblokker sklir nedover. Fig.11.12 viser omrisset av det største skredet vi kjenner til på den norske kontinentalsokkel. Skredgropa er over 100 km bred og mer enn 250 km lang. Etter at det første skredet ble utløst er det gått minst et stort skred til. Enorme blokker med 200 m tykkelse og areal opp til 30 km<sup>2</sup> ble fraktet mer enn 200 km (Fig.11.12 og Fig.11.13) Det som er fantastisk er den slake gradienten (ca 1:100) på den skråningen skredet har beveget seg nedover.

Det er mulig at jordskjelv var den utløsende årsak til dette skredet.

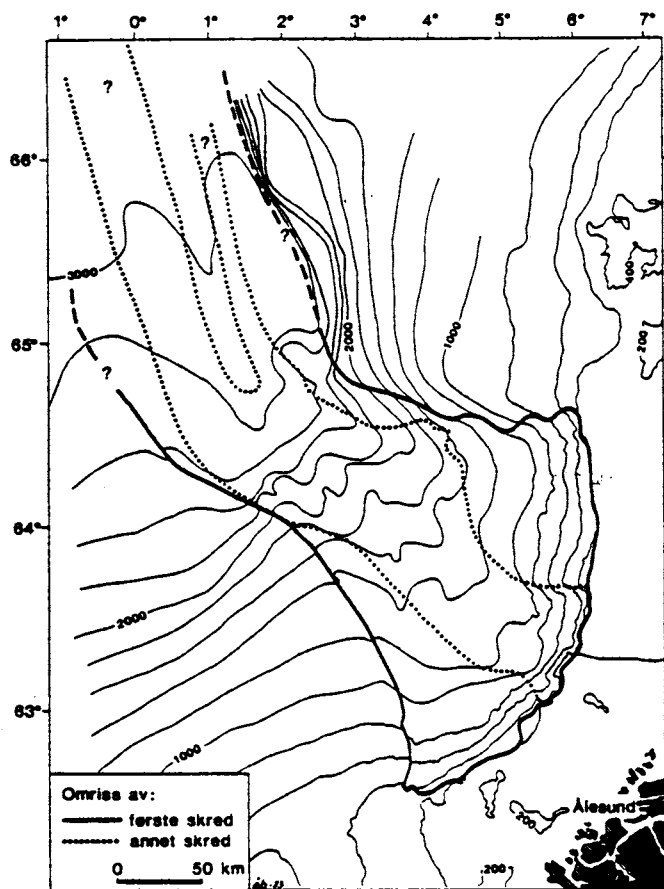


Fig. 11.12 Omrisset av Storegga skredet på kontinentalskråningen NV for Ålesund.

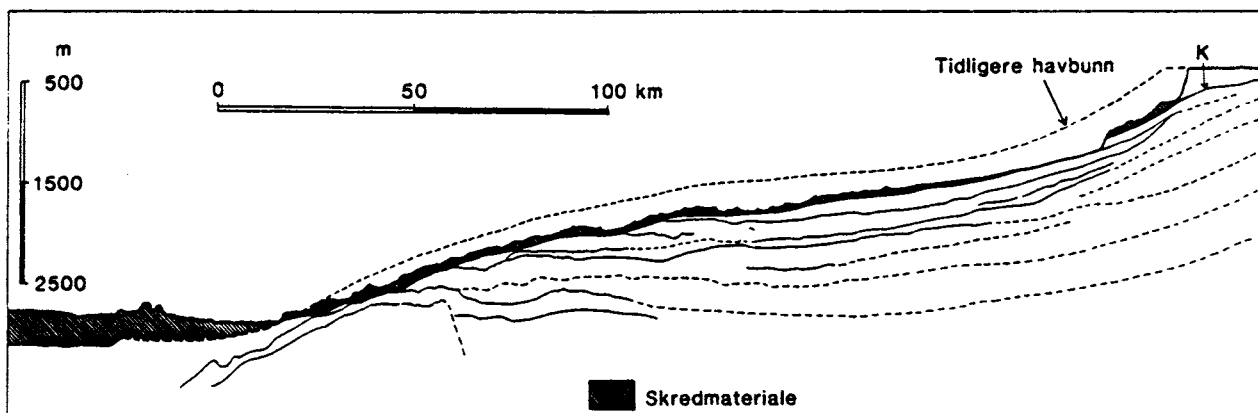


Fig. 11.13. Lengdesnit langs Storegga skredet.

