

## Intern rapport nr. 2333

### Litt om praktisk løsmassegeologi



Grusdelta



Borkjerne



Kvikkleireskred



# Intern rapport nr. 2333

## Litt om praktisk løsmassegeologi

### Sammendrag

Denne rapporten er et sammendrag av foredrag og kursinnlegg om løsmassegeologi som forfatteren har holdt i forskjellige fora, først og fremst for ansatte i Statens vegvesen. Innholdet er i stor grad farget av alle spørsmålene han har fått med tilknytning til faget i løpet av nesten 35 år i vegvesenet. Dette har gitt rapporten en viss praktisk vinkling, derfor tittelen "Litt om praktisk løsmassegeologi".

Rapporten er 3-delt. Første del er et kort sammendrag av det som skjedde i Norge under siste istid. Dette for å vise at de vanligste løsmassene våre er dannet av isbreer og vann, og at dette har skjedd i en bestemt rekkefølge i tid. Kunnskap om dette gjør det ofte mulig å si noe om løsmassenes lagdeling i et område.

Andre del beskriver de vanligste jordartene våre, hvordan de er dannet og bygget opp og hvordan det ut fra overflateformen kan være mulig å gjenkjenne dem i terrenget. Det er også sagt litt om hvordan de forskjellige jordartene egner seg som byggegrunn. Da marin leire er den jordarten som byr på de største byggetekniske utfordringene, er det også tatt med litt enkel geoteknikk.

Tredje del gir en generell beskrivelse av hvordan et kvartærgeologiske kart er bygget opp, og hvorfor det er nødvendig å utvise stor forsiktighet når opplysningene på kartet skal overføres til terrenget.

Emneord: *Løsmassegeologi, geoteknikk, jordarter, lagdeling*

Kontor: *Seksjon for geo- og tunnelteknologi*

Saksbehandler: *O.P.Wangen*

*/ olewan*

Dato: *16.09.03*

Statens vegvesen, Vegdirektoratet

**Teknologiavdelingen**

Postboks 8142 Dep, 0033 Oslo

Telefon: 22 07 39 00 Telefax: 22 07 34 44

# Innhold

I. Innledning .....	2
II. Kwartærgeologi .....	2
Istiden .....	2
Avsmeltingstiden .....	6
Havnivåforandringer .....	8
De yngste jordartene .....	9
Den generelle lagdelingen i løsmassene våre .....	10
III. Lagdeling, gradering og byggetekniske egenskaper hos våre vanligste jordarter .....	10
Innledning .....	10
Jordartskjennetegn .....	11
Overflatekjennetegn .....	11
Kjennetegn i skjæringer .....	12
De enkelte jordartene .....	13
Morene .....	13
Noen byggetekniske anmerkninger om morenen .....	15
Smeltevannsavsetninger (breelvavsetninger, glasifluviale avsetninger) .....	15
Smeltevannsavsetninger som er lett gjenkjennelige i terrenget .....	16
Noen byggetekniske anmerkninger om smeltevannsavsetninger .....	20
Hav- og fjordavsetninger .....	21
Litt om de marine leirenes sammensetning .....	24
Litt om de marine leirenes geotekniske egenskaper .....	24
Noen byggetekniske anmerkninger om de marine leirene .....	27
Strandavsetninger .....	30
Noen byggetekniske anmerkninger om strandsonen .....	31
Elve- og bekkeavsetninger .....	31
Noen byggetekniske anmerkninger om elve- og bekkeavsetninger .....	33
Uravsetninger .....	33
IV. Kwartærgeologiske kart .....	34
Innholdet i de kvartærgeologiske kartene .....	34
Kartgrunnlagets betydning .....	37
V. Litteraturliste .....	39

## I. Innledning

Hvordan løsmassene, dvs. jordartene våre er dannet, er i stor grad bestemmende for deres lagdeling og gradering. Dette er parametre som er av stor betydning for de byggetekniske egenskapene. Lagdelingen er imidlertid også bestemt av den rekkefølgen de er dannet i. Kunnskap om dannelsesmåte og -rekkefølge gjør det derfor mulig å si noe om den generelle lagdelingen i løsmassene i et område. Her gir kapittel II: Innføring i kvartærgeologi en kort gjennomgang av dette.

Det finnes imidlertid noen avvik fra den generelle lagdelingen, disse skyldes først og fremst større og mindre klimaendringer under istider og etterfølgende avsmeltingstider. Klimaendringene forårsaket fremstøt og tilbaketrekninger av breene, med derav følgende variasjoner i vannføringen i elver og bekker. I kapittel III: Lagdeling, gradering og byggetekniske egenskaper hos våre vanligste jordarter er det gitt eksempler på dette.

I kapittel IV sies det litt om hvordan de kvartærgeologiske kartene er bygget opp, og litt om hvilken betydning det topografiske kartgrunnet har for nøyaktigheten i slike kart.

## II. Kvartærgeologi

### Istiden

Etter mer enn 250 mill. år med stabilt og varmt klima, falt for ca. 3 mill. år siden temperaturen kraftig over store deler av kloden. Det oppsto klimasvingninger som ga vekslinger mellom istider og varme mellomistider (interglasialtider). Derfor er de siste 3 mill. år av jordens historie skilt ut som en egen geologisk periode, **kvartærtiden**.

I Skandinavia finner vi spor etter flere enn 20 større og mindre istider i avsetningene fra kvartærtiden, alle startet de med at det ble dannet breer i høyfjellet mellom Norge og Sverige. Herfra beveget breene seg utover i alle retninger, og etter hvert vokste de sammen til en innlandsis. Under siste istids maksimum nådde isen i syd og øst inn i England, Tyskland, Polen og Russland, og i vest og nord ut i Nordsjøen og på Kontinentalsokkelen, fig. 1 og 2.

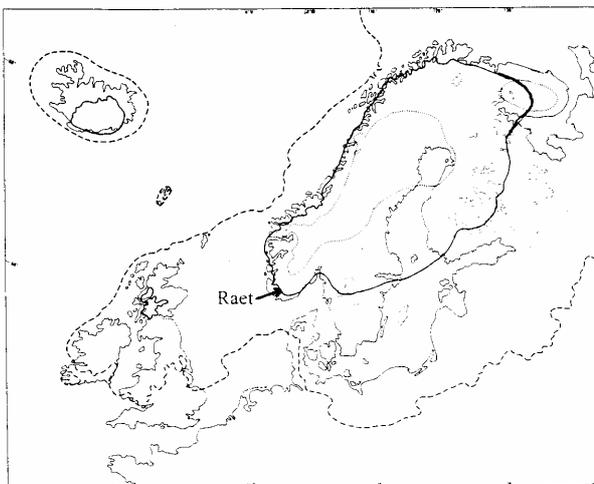


Fig. 1: Isens utbredelse under siste istids maksimum for ca. 20 000 år siden -----, og i Rätid for ca. 10500 år siden ——. (Kristiansen & Sollid 1983, litt modifisert.)

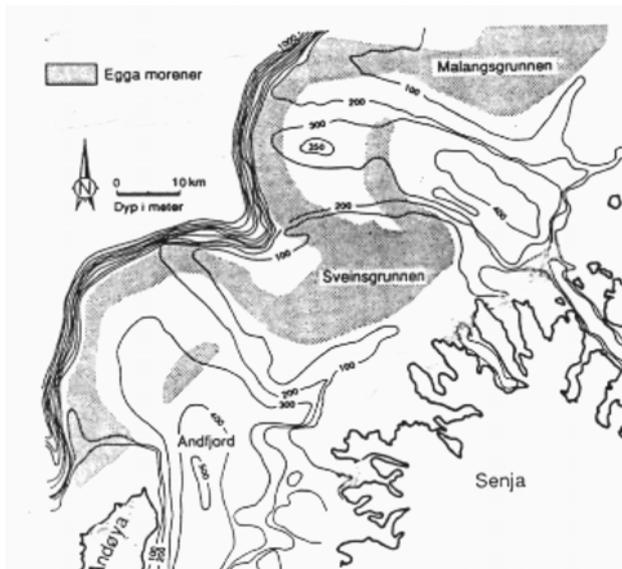


Fig. 2: Sveins- og Malanggrunnen utenfor Troms er deler av et ryggsystem som kan følges langs store deler av Kontinentalsokkelen. Det viser isens maksimale utbredelse under siste og muligens eldre istider. (Jørgensen m.fl. 1994.)

Alle de Nord-Europeiske istidene startet i høyfjellet i Norge/Sverige. I hver av dem har breene fjernet størstedelen av løsmassene fra de foregående is- og mellomistidene. I Norge finner vi derfor hovedsakelig løsmasser fra den siste og fra den etterfølgende avsmeltingstiden. Eldre avsetninger finnes bare som små og spredte forekomster under siste istids avsetninger.  $C^{14}$ -dateringer på rester av planter og dyr som er funnet i noen av disse, viser aldre fra ca. 15 000 år til mer enn 150 000 år.

For ca. 110 000 år siden, dvs. ved slutten av den varmtiden som gikk forut for siste istid, sank temperaturen raskt over hele kloden. I Skandinavia var senkningen på totalt 12-15 °C. Dette førte til at det ble dannet breer i høyfjellet i Norge og Sverige, og disse vokste etter hvert sammen til en innlandsis. Istykkelsen var nesten 3 km over Bottenviken da isen hadde sin største utbredelse, fig. 3.

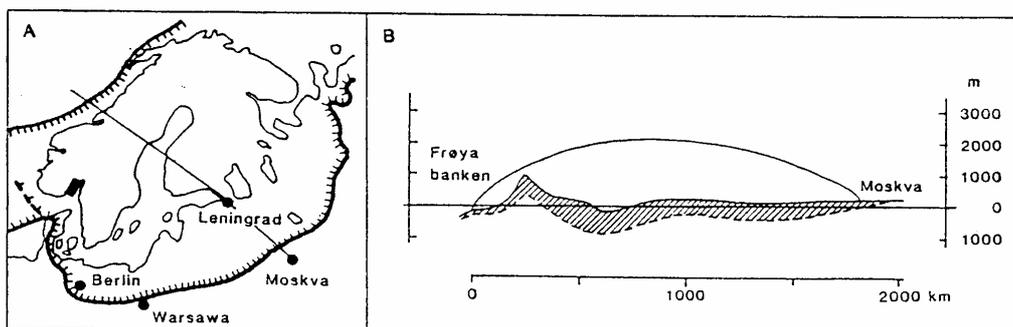


Fig. 3: Profil gjennom isdekket over Nord-Europa ved siste istids maksimum som viser at istykkelsen var størst over Bottenviken, ca. 3 km, og at den avtok ut mot kantene. (Jørgensen 1993.)

I siste istid hadde breene sin største utbredelse for ca. 20 000 år siden, fig. 1. Deretter ble klimaet gradvis varmere, og isen begynte å smelte og trekke seg tilbake. Korte klimaforverringer førte imidlertid til flere korte stopp og fremstøt under veis. For ca. 10 500 år

siden førte et noe lengre stopp til at Ra-ryggen ble dannet, fig. 1. Denne moreneryggen ble bygget opp dels ved en bulldozer-effekt da isen rykket frem, dels ved at smeltevannet la igjen materiale (grus og sand) langs iskanten mens den lå stille. Over lange strekninger lå iskanten i havet da dette skjedde, der ble ryggen bygget opp under vann, fig. 4. På grunn av landhevingen som fulgte da isen smeltet, ble etter hvert deler av ryggen løftet opp over havnivået. Da ble ryggen liggende en periode i brenningssonen, der materialet i overflaten ble vasket og sortert av bølgene som også jevnet ut ryggen.

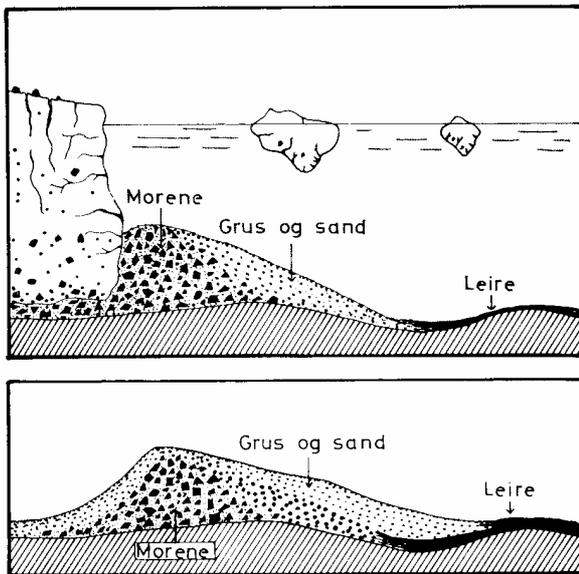


Fig. 4, Øverst: Raet under dannelse. Isen skyver sammen en rygg av morenemateriale på sjøbunnen, samtidig som smeltevann avsetter grus, sand, silt og leire. Nederst: Raet i dag. Da landhevingen løftet ryggen opp i brenningssonen jevnet bølgene ut overflaten, og vasket sand og grus ut over eldre lag av bl.a. leire. (Østerås 1974.)

Etter Ratiden fortsatte avsmeltingen, og iskanten fortsatte å trekke seg tilbake. Men fortsatt førte kaldperioder til korte stopp i tilbaketrekningen, og ved hvert stopp avsatte breen og smeltevannet morenerygger og grusdeltaer langs iskanten. Langs kysten og innover i landet finner vi derfor en serie israndavsetninger som markerer kortere og lengre stopp i isens tilbaketrekning, fig. 5a-d.

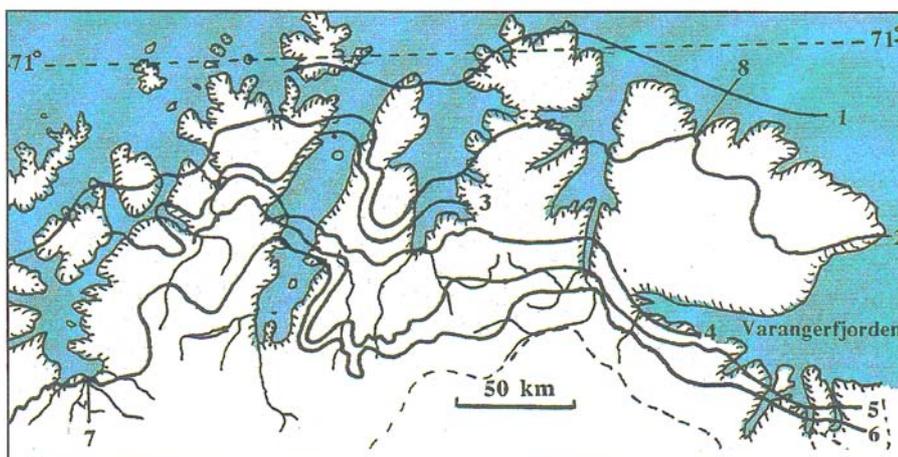


Fig. 5a: Brerandtrinn i Finnmark. Raet (6) går gjennom Alta ved punkt 7. (Andersen 2000)

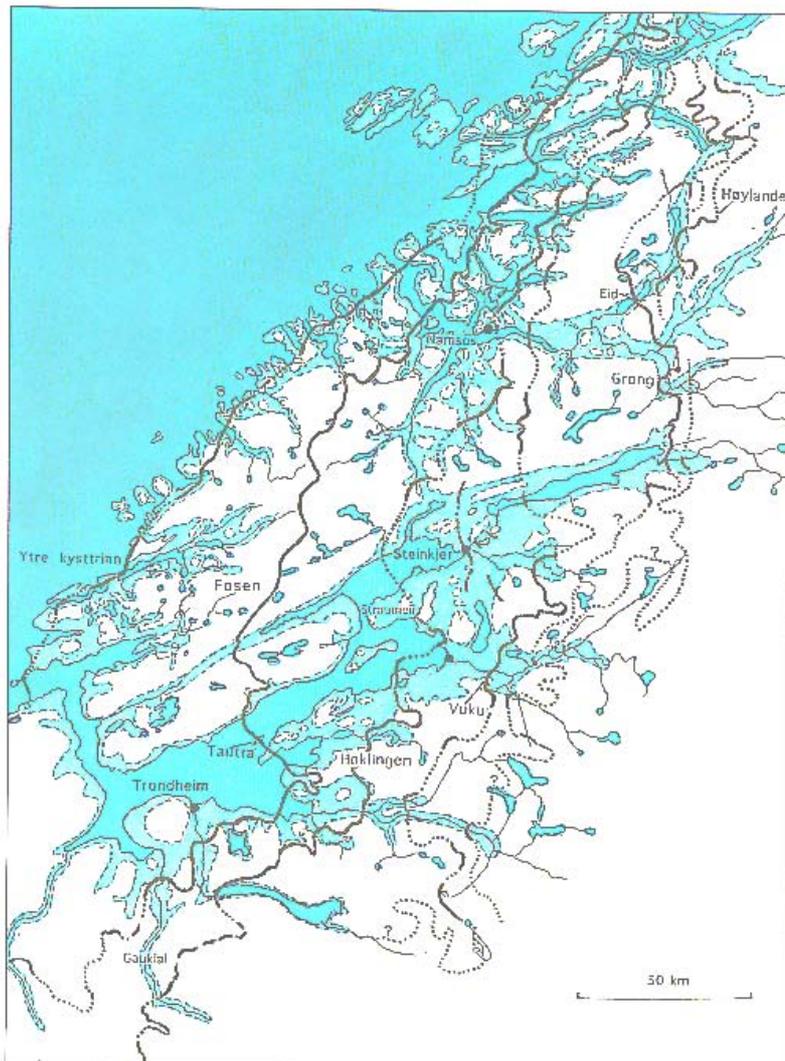


Fig. 5b: Brerandtrinn i Trøndelag. Raet tilsvareer trinnet over Tautra nær Trondheim. (Andersen 2000.)

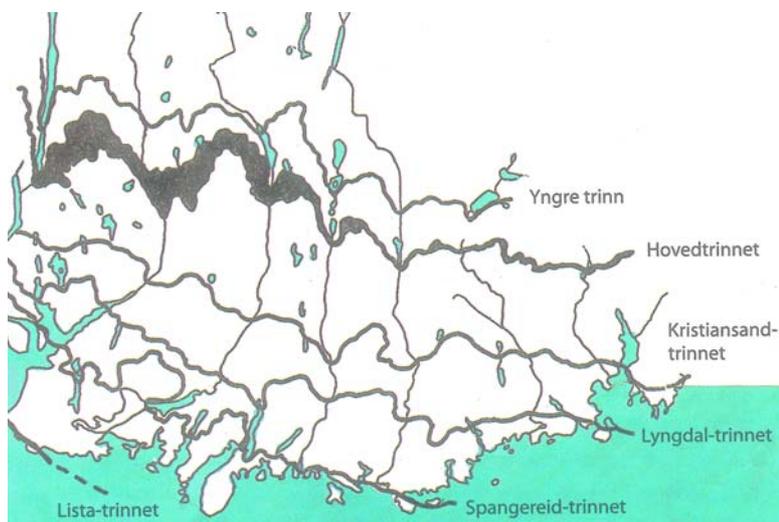


Fig 5c: Brerandtrinn på Sørlandet. Hovedtrinnet tilsvareer Raet. (Andersen 2000.)

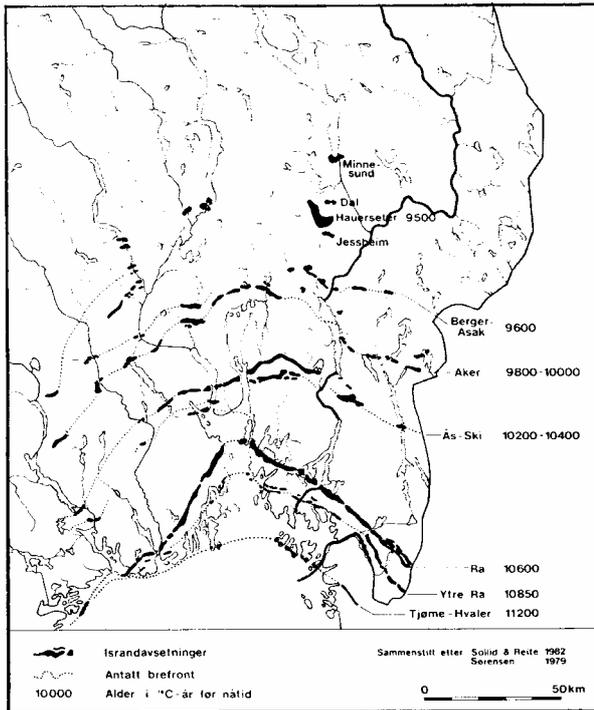


Fig. 5d: Brerandtrinn ved Oslofjorden og på Romerike. (Kristiansen og Sollid 1983.)

### Avsmeltingstiden

Da isen smeltet ble det dannet store mengder smeltevann som rant på, langs og under breene. Dette smeltevannet grov i og transporterte med seg materiale som isen hadde avsatt (morene). Dette materialet ble vasket og sortert (gradert) av det rennende vannet, som avsatte det igjen som grus og sand i bunnen av dalene. En stor del av de fineste fraksjonene (silt og leire) transporterte smeltevannselvene ut i innsjøene, fjordene og havet. Eksemplet nedenfor om de bredemte sjøene gir et inntrykk av smeltevannets mengde og betydning:

I innlandet smeltet fjellene langs hovedvannskillet frem mens deler av de lavereliggende områdene fortsatt var isdekket. Dette førte til at det ble demmet opp store innsjøer mellom den smeltende isen og vannskillet.

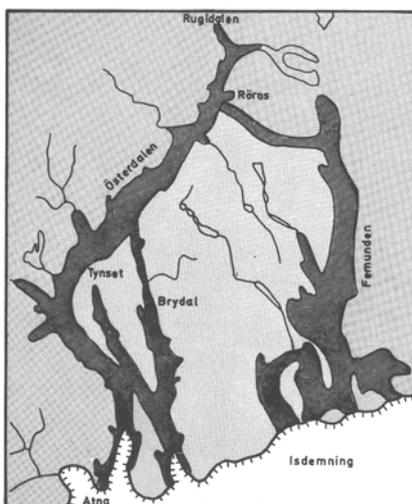


Fig. 6: Nedre Glomsjø i Nord-Østerdalen, Tyllidalen, Brydalen og Femundbassenget var en av de store bredemte sjøene i Norge ved slutten av istiden. (Østerås 1974.)

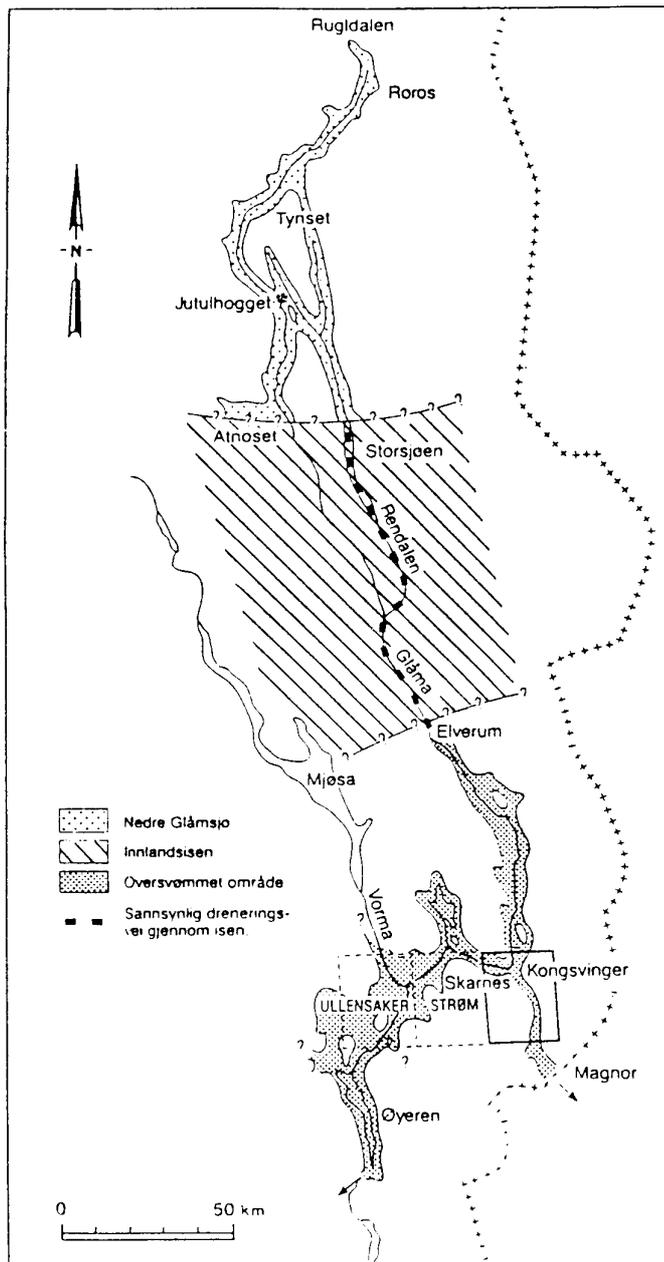


Fig. 7: Tapning av den bredemte sjøen i Brydalen/Rendalen, se fig. 6. (Longva 1987.)

En av de bredemte sjøene dekket deler av Nord-Østerdalen, Folldal, Rendalen-Brydalen og Femunden, fig. 6. Den hadde avløp mot nord gjennom Rugeldalen ved Røros (Holmsen 1915). I Nord-Gudbrandsdalen lå det en annen slik sjø som strakk seg fra Dovre over Dombås til Lesja. Den hadde utløp mot vest over Lesjaskog. Fra Hedmark i syd til Finnmark i nord lå det en rekke slike sjøer langs hovedvannskillet mellom Norge og Sverige, fig. 8..

Isdemningen i Rendalen/Brydalen ble etter hvert så tynn at den fløt opp, dermed kunne vannet drenere under isen ned Rendalen og Østerdalen til Elverum, fig. 7. Da dette skjedde fikk Glomma en vannføring ved Elverum som er beregnet til  $180\,000\text{ m}^3/\text{sek}$  (Longva 1987), og som der ga en vannstand som var 60-70 m høyere enn dagens normalvannstand. Til sammen-likning fører Amazonas i flom ca.  $150\,000\text{ m}^3/\text{sek}$ , mens Glomma ved Elverum hadde en vannføring på ca.  $3\,500\text{ m}^3/\text{sek}$  ved flommen i 1995.

Da flommen nådde Romerike som var en fjord den gangen for ca. 8 500 år siden, steg vannet her med 35 m. Dette er vist både ved beregning av vannmengder pr. tidsenhet, og ved kartlegging av et flomlag av sand og silt som ble avsatt i fjorden (Longva 1987). Få dager etter at flommen hadde kuliminert, var vannstanden i fjorden nede på datidens normalnivå igjen. Flomlaget av silt og sand (Romeriksmjele) dekker i dag store leirområder på Romerike.

Mens alt dette skjedde var isdemningen fortsatt intakt i Østerdalen. På grunn av tapningen i nabodalføret Rendalen, begynte det å renne vann fra Østerdalen over til Rendalen gjennom et passpunkt ved Barkald. Dette passpunktet lå i en svakhetssone i fjellet, og her ble Jutulhogget gravd ut av vannmassene. Tolkningen av sporene etter denne gravingen indikerer at det tok en del år før vannet begynte å få tak i det oppsprukne berget i svakhetssonen. Men da vannet etter hvert fikk skikkelig tak skjedde utgravningen av selve Jutulhogget raskt, muligens i løpet av noen dager eller uker. Massene fra Jutulhogget ble spylt med stor kraft ut i Rendalen, hvor de nå ligger som en stor, blokkrik avsetning tvers over dalen.

Tapningen av de bredemte sjøene langs hovedvannskillet skjedde omtrent samtidig, og regnes som avslutningen på istiden. Dateringer viser at dette skjedde for ca. 8 500 år siden.

### **Havnivåforandringer**

Som nevnt tidligere var store deler av Nord-Europa dekket av en opptil 3 km tykk iskappe under maksimum av siste istid. Istyngden på opp imot  $3 \cdot 10^4$  kpa/m<sup>2</sup> førte til at jordskorpen ble presset ned, men den hevet seg igjen da isen smeltet og tyngden forsvant.

Landhevningen gikk til å begynne med svært raskt, 10-12 cm/år ved Oslo, men den har avtatt etter hvert. Den pågår fremdeles (2-3 mm/år ved Oslo), men er lite merkbar langs norskekysten. Bevegelser i jordskorpen p.g.a. varierende belastning på overflaten kalles **isostatiske bevegelser**.

Det var bundet opp enorme mengder vann i innlandsisen. Dette vannet stammet først og fremst fra fordampning av verdenshavene. Derfor sank havnivået etter hvert som isdekket bygget seg opp. Da isen smeltet steg havene igjen til dagens nivå. Nivåforandringer i havet som skyldes klimavariasjoner kalles **eustatiske bevegelser**.

De iso- og eustatiske bevegelsene foregikk samtidig, og overskygget derfor i noen grad hver-andre. Dermed mangler det et nullpunkt som deres størrelser kan måles ut ifra. I stedet måler vi hvor mye større den ene har vært i forhold til den andre. I Norge var landhevningen størst, derfor finnes det havavsetninger over dagens havnivå langs hele kysten. Målinger viser også at landhevningen har variert fra sted til sted. Den har vært størst innerst i fjordene der isen var tykkest, minst ytterst der isen var tynnest. Det høyeste nivå i et område hvor det finnes havavsetninger kalles **marin grense (MG)** for dette området. For eksempel er MG ca. 30 m o.h. ytterst og ca. 120 m o.h. innerst i Hardangerfjorden, ca. 120 m o.h. ytterst og ca. 180 m o.h. innerst i Trondheimsfjorden og ca. 20 m o.h. ytterst og ca. 80 m o.h. innerst i Porsangerfjorden. Lavest er MG på Jæren og Lista med ca. 8-10 m o.h., høyest ved Oslo med ca. 220 m o.h, fig. 8 og 22.

**Huskeregul:** Det finnes ikke finkornige hav- og fjordavsetninger – og derfor heller ikke kvikke leirer – over marin grense.

Da innlandsisen smeltet transporterte smeltevannet store mengder silt og leire ut i hav og fjorder, der ble de avsatt over morene, smeltevannsavsett grus og berg. Landhevingen brakte deretter deler av disse avsetningene opp på tørt land, og både på land, i fjordene og i havet kan de ha stor mektighet. For eksempel er det med akustiske målinger påvist mer enn 700 m tykke lag med silt og leire noen steder i Trondheimsfjorden.



Fig. 8: Med svart er angitt de områdene i Norden som lå under havnivå ved slutten av siste istid for ca. 9 000 år siden. Fig. viser også beliggenheten av de store, bredemte sjøene langs hovedvannskillet mellom Norge og Sverige. Linjene på kartet kalles isobaser. De angir i m høyden over havet for marin grense. (Magnusson m.fl. 1957.)

Mens landhevingen pågikk ble stadig nye og lavere nivåer bearbeidet av bølger og havstrømmer mens de lå i brenningssonen. Særlig merkbart var dette i områdene som lå åpent til ut mot havet. Alle nivåer mellom marin grense og dagens strand er derfor bearbeidet i varierende grad av bølger og havstrømmer.

### De yngste jordartene

Etter istiden har elver og bekker gravd i de forskjellige jordartene og transportert med seg det løsgjorte materialet. Når strømningshastigheten avtok ble det avsatt langs vassdragene som større og mindre elvesletter av grus og sand, og som deltaer i innsjøer og fjorder. En stor del av de fineste fraksjonene (silt og leire) ble transportert ut i fjordene og havet. Elveslettene ble avsatt over de eldre avsetningene, som under marin grense ofte var finkornige hav- og fjordavsetninger.

Der det har vært tilstrekkelig tilgang på nedbør er det dannet myravsetninger i forsenkninger med tett underlag av for eksempel fjell, silt/leire eller finstoffrike breavsetninger (morene). En del steder finnes det også myr over tilsynelatende godt drenerende sand og grus. Dette skyldes at det på grunn av stor nedbør er felt ut jernoksyder (rust) som har sementert den øverste delen av grus-/sandlaget sammen til en vanntett aurbelle.

Til de yngste jordartene hører også avsetninger fra leir- og steinskred.

### **Den generelle lagdelingen i løsmassene våre**

I det foregående er det vist at løsmassene våre hovedsaklig er dannet under og etter siste istid av breer og rennende vann, og at de er dannet i en bestemt rekkefølge:

- **Underlaget** er berg, og på dette kan vi stedvis finne små forekomster av løsmasser som er eldre enn siste istid, eller som stammer fra korte varmperioder i siste istid.
- **Eldst:** På underlaget av berg eller gamle løsmasser finner vi det materialet som breene la igjen etter seg (morene). Tykkelsen på dette laget varierer fra noen cm til flere titalls m.
- **Middels:** Da breene smeltet ble det frigjort mye smeltevann som grov i morenen og transporterte med seg det løsgjorte materialet. Over marin grense ble dette materialet avsatt som velgradert (sortert) og lagdelt stein, grus og sand på underlaget av morene eller berg. Under marin grense finner vi ofte hav- og fjordavsetninger (silt og leire) på morenen, sammen med smeltevannsavsetninger av grus og sand (deltaer). Da hav- og fjordavsetningene er samtidige med smeltevannsavsetningene, kan vi finne lag med silt og leire både i, på og under disse.
- **Yngst:** Etter istiden fortsatte elver, bekker, bølger, vind og skred å grave i morenen, smeltevannsavsetningene og hav- og fjordavsetningene. Det løsgjorte materialet ble transportert et stykke før det ble avsatt igjen over eldre avsetninger, og under transporten ble det bearbeidet og sortert av vann, vind og tyngdekraft.

Siden løsmassene er avsatt i en bestemt rekkefølge i tid, kan vi med en viss rett karakterisere den ovenstående inndelingen som ”Den generelle lagdelingen i løsmassene våre”. Det finnes imidlertid en del unntak som vil bli omtalt nærmere i kapittel II om jordartene.

## **III. Lagdeling, gradering og byggetekniske egenskaper hos våre vanligste jordarter**

### **Innledning**

Løsavsetningene er dannet i kvartærtiden ved at is og vann brøt løs, transporterte med seg, knuste ned og avsatte materiale fra berg og eldre løsavsetninger. Da løsmassene derfor er dannet på forskjellige måter, er det mulig å inndele dem i forskjellige jordarter som er ulike både i sammensetning og utseende.

Det er laget et klassifiseringssystem for jordartene som søker å si mest mulig om deres dannelsesmåte og sammensetning (Østerås 1974):

- Morene: Jordarter avsatt av breer.
- Smeltevannsavsetninger (glasifluviale avsetninger): Jordarter avsatt av smeltevann.
- Fluviale avsetninger: Jordarter avsatt av elver og bekker.
- Bresjøavsetninger: Jordarter avsatt i berdemte sjøer.
- Lakustrine avsetninger: Jordarter avsatt i innsjøer.
- Hav- og fjordavsetninger (marine avsetninger): Jordarter avsatt i saltvann i havet.
- Eoliske avsetninger: Jordarter avsatt av vind.
- Skredavsetninger.

Kombinerer vi dannelsesmåte og kornstørrelser får vi beskrevet jordarten tilfredsstillende for de fleste formål. Eks.: Smeltevannsavsett, grusig sand; blokkrik, siltig morene, osv.

### Jordartskjennetegn

Når vi skal avgjøre hvilken jordart det er vi har foran oss, må vi se etter en del kjennetegn som kan deles inn i de to følgende hovedgruppene:

- Overflatekjennetegn (jordartens overflateform, dvs. utseende i terrenget)
- Kjennetegn i skjæringer (jordartens indre struktur/utseende)

### Overflatekjennetegn

De ulike jordartene har karakteristiske overflateformer som henger nært sammen med dannelsesmåten. Disse formene kan derfor benyttes som relativt sikker indikasjon ved identi-fisering av jordartene. For eksempel har grus og sand som er avsatt av smeltevannselver ofte rygg- eller terrasseform, fig. 9a og b.



*Fig. 9a: Ryggformet grusavsetning.*



*Fig. 9b: Terrasseformet grusavsetning.*

Hav- og fjordavsetninger av silt og leire har vanligvis en overflate som er gjennomvatt av elve- og bekkenedskjæringer (raviner), fig. 9c.



*Fig. 9c: Gammel havbunn med raviner, Romerike. (Østerås 1974.)*

Vegetasjonsbildet er knyttet nært opp mot korngraderingen i jordartene, dvs. til deres evne til å holde på fuktighet. En finkornet og tett morene eller en havavsatt silt/leire vil holde godt på fuktigheten. Her finner vi vegetasjon med grunne røtter, for eksempel gran- og løvskog. En smeltevannsavsett grus er godt drenerende og tørkesvak. Her finner vi vegetasjon med dypt-gående røtter (furu) eller som kan klare seg med lite vann (lav). Kunnskap om sammenhengen mellom jordart og overflateform/vegetasjon er derfor til god hjelp ved vurdering av hva slags jordart det er vi har foran oss.

#### *Kjennetegn i skjæringer*

I åpne skjæringer kan vi se hvordan jordartene er bygget opp under overflaten. Viktige kjennetegn er korngradering, lagdeling og steinkornenes avrunding.

At en jordart er sortert og lagdelt viser at den er transportert med og avsatt i vann. En elvs evne til å løsgjøre og transportere materiale er avhengig av strømningshastighet og vannmengde. Strømningshastigheten bestemmer kornstørrelsen på materialet som blir løsgjort, transportert og avsatt, mens vannmengden bestemmer hvor mye materiale som kan transporteres pr. tidsenhet. Variasjoner i kornstørrelse skyldes derfor variasjoner i strømningshastighet, og vises som lagdeling i det materialet som er avsatt, fig. 10a.



*Fig. 10a: Lagdelt og sortert smeltevannsavsetning.*

En jordart som mangler sortering og lagdeling har hatt et annet transportmedium enn vann, for eksempel en bre, fig. 10b.



Fig. 10b: Breavsatt materiale (bunnslett), ikke sortert eller lagdelt.

Steinkornenes avrunding forteller også noe om dannelsesmåten, fig. 11. Rundete og godt rundete stein betyr vanntransport, bedre avrunding jo lengre materialet er transportert. Kant-rundete stein er typiske for et materiale som er avsatt av breer, mens kantede stein er typisk for svært korttransportert materiale som for eksempel i bergskred/steinsprang.

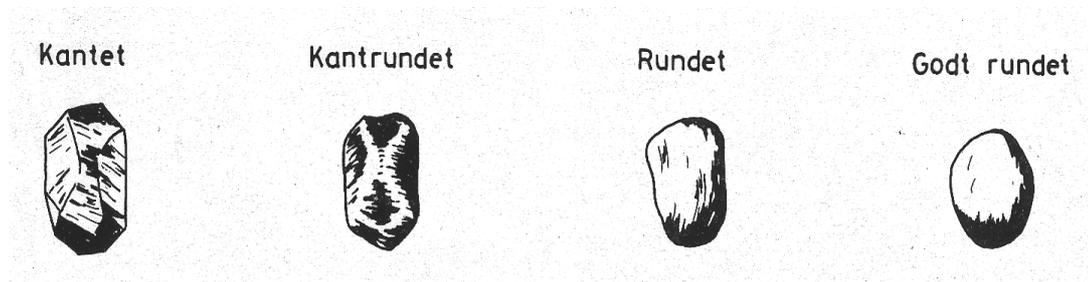


Fig. 11: Rundethetsklasser. (Østerås 1974.)

### De enkelte jordartene

I plansjen på side 33a er det vist "Noen karakteristiske trekk ved norske jordarter".

#### *Morene*

Morene er løsmateriale som er avsatt direkte av breen. Areal- og volummessig er dette den vanligste jordarten, hvor senere prosesser med vann, bølger, vind og skred har omdannet noe av den til de fleste andre jordartene våre.

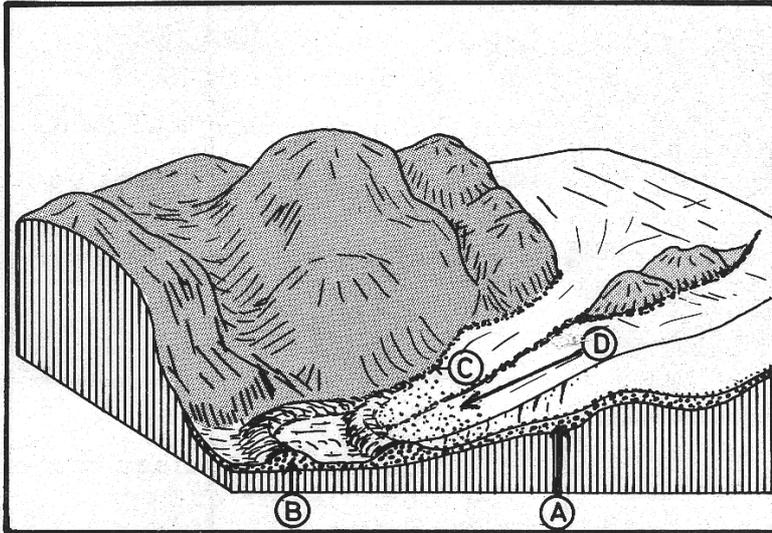


Fig. 12: Profil gjennom en bre med angivelse av morenetyper. (A): bunnmorene, (B): ende-morene, (C): sidemorene, (D): utsmeltingsmorene. (Østerås 1974, litt modifisert.)

Bunnmorene, fig. 12, er materiale som breen har plukket opp og dratt med seg langs bunnen, der virket det som ”grovt sandpapir” på underlaget og løsgjorde mer materiale. Transportmåten gjorde at materialet ble knust ned, derfor kom det etter hvert til å bestå av alle fraksjoner fra blokk til leire.

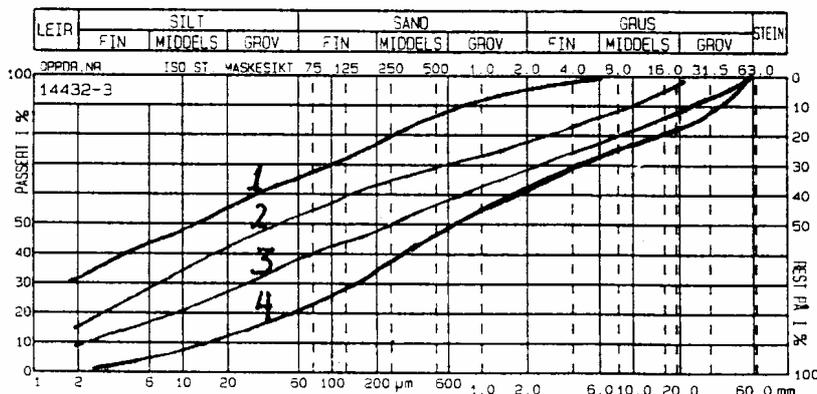


Fig. 13: Siktetekurver i bunnmorene. 1: moreneleire, inneholder leire fra hav- og fjordavsetninger som breen har beveget seg over. 2: bunnmorene av svake skiferbergarter (fyllitt). 3: bunnmorene av gneisbergarter. 4: bunnmorene av granitt.

Bunnmorenens innhold av blokk og finfraksjoner er i stor grad bestemt av de bergartene som breen beveget seg over, fig. 13. Harde og massive bergarter som for eksempel granitt og gabbro gir et høyt innhold av til dels store blokker og lite finfraksjoner. Bløte bergarter som for eksempel fyllitt og kalkstein gir et lavt innhold av blokk og et høyt av finfraksjoner. Bunnmorenens sammensetning er også avhengig av hva slags løsmasser breen har beveget seg over. Har den f.eks gått over finkornige hav- og fjordavsetninger (marin leire og silt) blir den meget finstoffrik (moreneleire).

Bunnmorenens overflateform varierer fra jevnt bølgende flater med tett vegetasjon på grunn av høyt finstoffinnhold og fuktighet, til mer uryddig terreng med hyppig variasjon i fuktig-

hetsgrad og vegetasjonsbilde. Der bunnmorenen er tynn gjenspeiler overflateformen den underliggende berggrunnstopografien.

Bunnmorenen er den vanligste morenetypen, og finnes som et mer og mindre sammenhengende dekke i de områdene som har vært dekket av siste istids breer, dvs. på land, på bunnen av fjordene og på kontinentalsokkelen. Tykkelsen varierer fra noen centimeter til flere titalls meter. Da løsavsetninger eldre enn siste istid er relativt sjeldne i Norge, ligger bunnmorenen vanligvis direkte på fjell. Den kan være dekket av yngre jordarter som havavsatt leire og silt, smeltevanns- og elveavsetninger, myr, skredmasser o.a.

Endemorener er ryggformede avsetninger som er bygget opp langs brefronten på tvers av dalene, fig. 12. De er dannet dels ved at breen skjøv opp materiale i en rygg (bulldozer-effekt), dels ved at utsmeltet materiale gled og rullet ned fra breoverflaten og la seg opp som en rygg langs brekanten. Materialet i endemorenen skiller seg lite fra det i bunnmorenen.

Sidemorener er ryggformer av bunnmorenemateriale som er skjøvet opp langs breens sider på liknende måte som endemorenen. De finnes i ofte i dalsidene, der de har samme beliggenhet og fall ut dalen som det breoverflaten hadde, fig. 12. Smeltevannet som rant langs brekanten har stedvis bearbeidet sidemorenen, som derfor kan inneholde partier med sortert og lagdelt grus og sand.

Utsmeltingsmorene er materiale som er transportert på og inne i breen, fig. 12. Når breen smeltet ble det liggende igjen som et blokkrikt, ofte finstoffattig og løst pakket materiale på breens underlag, dvs. vanligvis på bunnmorene, smeltevannsavsetninger eller fjell. Denne morenetypen har ofte en uryddig og hauget overflate, med tett vegetasjon i forsenkningene der dybden til underliggende, finstoffrik og fuktig bunnmorene er minst.

#### *Noen byggetekniske anmerkninger om morenen*

De forskjellige morenetyperne er vanligvis stabile og uproblematisk som byggegrunn. Et høyt finstoffinnhold kan imidlertid gjøre dem telefarlige, med behov for god drenering i bygge-groper. I tørr eller jordfuktig tilstand vil en skjæring i finstoffrik og hardpakket morene kunne stå vertikalt en tid om den erosjonssikres. I oppbløtt tilstand ved for eksempel kraftig nedbør, vil et høyt innhold av finfraksjoner kunne redusere skjærfastheten med fare for utrasning både i skjæringer og i bratt terreng.

Det er vanligvis uproblematisk å bore i de forskjellige morenetyperne. Unntak kan være finstoffrik morene hvor borspissen kan tettes slik at spyling blir forhindret. Vanligvis er også gravbarheten god, men den varierer med blokkinnholdet. I enkelte tilfeller kan imidlertid bunn- og endemorener være så hardpakket at det må benyttes sprengstoff.

Der breen har rykket frem over finkornige hav- og fjordavsetninger ble både bunn- og endemorenen blandet opp med leire og silt. Under marin grense kan vi derfor finne partier med overkonsolidert og meget sensitiv leire i slike avsetninger. For eksempel viste grunnboringer i forbindelse med bygging av E6 i Østfold, at Raet inneholder partier med meget sensitiv leire.

#### **Smeltevannsavsetninger (breelvavsetninger, glasifluviale avsetninger)**

Mot slutten av istiden smeltet isen så raskt at tykkelsen på isdekket ble redusert med flere meter i året. Dermed ble det frigjort enorme mengder med smeltevann. Fordi det var ubetydelig med vegetasjon på denne tiden kunne smeltevannet grave fritt i løsmassene, og

transporterte med seg mye materiale. Når vannhastigheten avtok ble materialet avsatt igjen. Dette skjedde både i kontakt med breene og i bunnen av dalene nedstrøms for breene. De fineste fraksjonene som silt og leire ble ført ut i innsjøer og havet, og kan derfor mangle helt eller delvis i smeltevannsavsetningene, fig. 14.

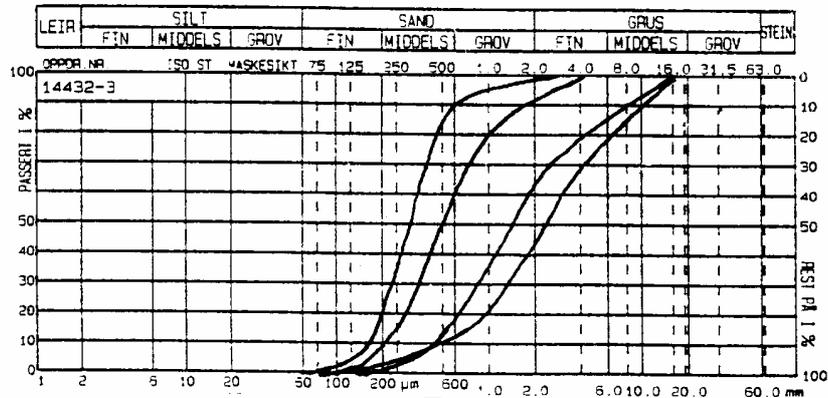


Fig. 14: Siktetekurver i smeltevannsavsetninger.

*Smeltevannsavsetninger som er lett gjenkjennelige i terrenget*

Grusåser (geiterygger, eskere) er lange, slingrende rygger, fig.9a og 15, som er bygget opp av lagdelt sand, grus og stein. Materialet i ryggene er avsatt av smeltevannselver i tunneler under og i sprekker på breen, og på grunn av vanntransporten er steinmaterialet rundet, fig. 11. Tunnelene var tette og fungerte som trykktunneler som også transporterte materiale i motbakke. De fleste grusåsene finner vi i de laveste delene av terrenget, dvs. i bunnen av dalene. Lengden varierer fra noen titalls m til flere km, og bredde og høyde varierer fra noen få til mer enn 20 m. De er en viktig grusressurs mange steder i landet.



Fig. 15: Grusås ved Nedre Sjodalsvatn, rv. 51, Oppland.

Dalfyllinger (breelvsletter, sandur) er grussletter som er bygget opp av materiale som smeltevannselvene la igjen i dalbunnen utenfor breen, fig. 16.



*Fig. 16: Dalfylling ved Fåbergstølsgrandane i Jostedalen. (Thoresen 1991.)*

Materialet er grovest nærmest breen, og blir gradvis finere i nedstrøms retning, fig. 17. Lagdelingen er tydelig og ofte parallell med overflaten. Etter istiden har elver og bekker gravd i disse avsetningene og fjernet mye materiale. Restene finnes som terrasseformede avsetninger i dalsidene, fig. 9b og 17, og er en viktig grusressurs i mange dalfører.

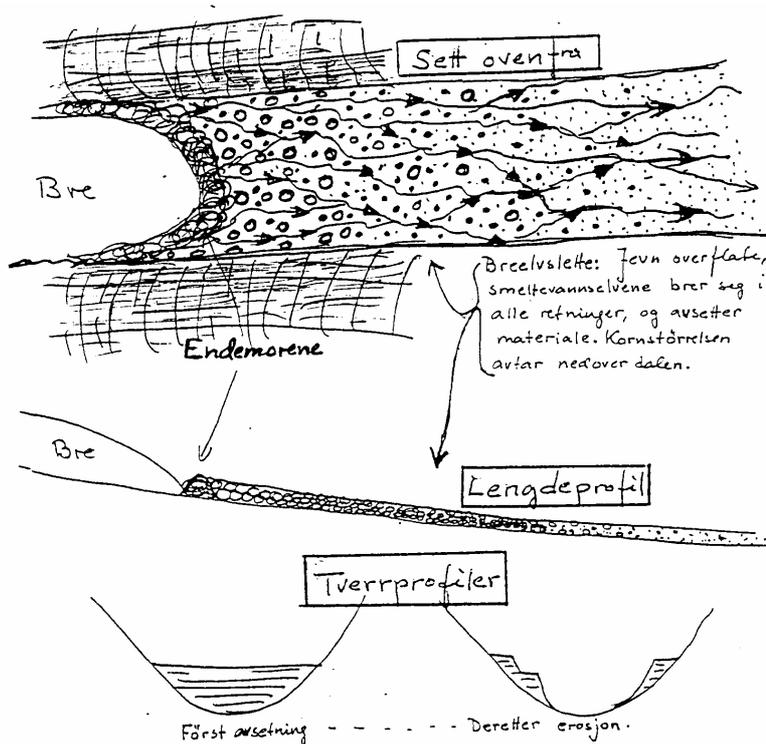


Fig. 17: Skissen viser øverst en dalfylling sett ovenfra, i midten i lengdeprofil og nederst i tverrprofiler. Fig. viser bl.a. hvordan kornstørrelsene i dalfyllingen avtar med økende avstand fra breen. Tverrprofilene nederst viser dalfyllingen under dannelse (t.v.) og som terrasse-formede erosjonsrester slik vi gjerne finner dem i dag (t.h.).

Deltaavsetninger. Der breelvene munnet ut i stillestående vann i innsjøer og fjorder avtok strømningshastigheten raskt, og elvene mistet sin evne til å transportere materiale. Dermed skjedde en sortering ved at det groveste materialet (sand, grus, stein) ble avsatt umiddelbart i elvemunningen, mens gradvis finere kornstørrelser ble avsatt utover. Det ble bygget opp deltaer med horisontale topplag av stein, grus og sand, over skrålag av grus og sand med fall ut fra land, fig. 18 og 19.



Fig. 18: Grustak i delta ved Forsand, Høgsfjorden i Rogaland. Bildet viser horisontale topplag med sand, grus og stein over skrålag med sand og grus. (Thoresen 1991.)

En partikkel med korndiameter 0,1 mm (sand) har en fallhastighet på ca. 20 m/time i stille vann, og blir derfor bunnfelt raskt. En leirpartikkel (<0,002 mm) har en fallhastighet i stille vann som er mindre enn 10 mm/time. For leire og silt er det derfor nødvendig med lang oppholdstid og lite turbulens om de skal bli bunnfelt. I praksis betyr det at leire helst blir bunnfelt i store innsjøer og i havet.

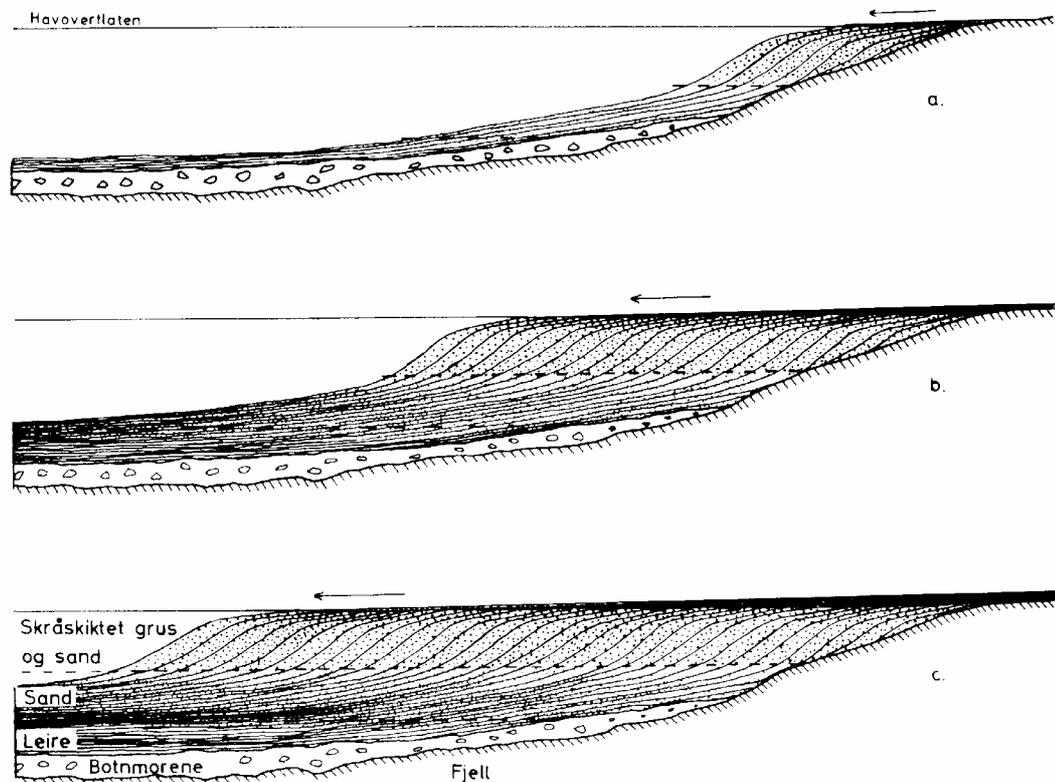


Fig. 19: Tre stadier i oppbyggingen av et saltvannsdelta. Fig. viser bl.a. hvordan deltaet etter hvert bygger seg ut over sine egne bunnlag av silt og leire. (Jøsang 1963.)

I saltvann flokkulerte leirpartiklene ut (klumpet seg sammen) og sank derfor relativt raskt til bunns. Dermed bygget saltvannsdeltaene seg etter hvert ut over tykke lag med leire og silt, fig. 19. I ferskvann holdt leir- og siltpartiklene seg svevende, og ble derfor transportert videre ut i innsjøer, fjorder og hav. Derfor finner vi sand med ubetydelig innhold av silt og leire i bunnen av ferskvannsdeltaer.

**Bresjøavsetninger.** På bunnen av de bredemte sjøene ble det avsatt tykke lagpakker av vekslende, cm-tykke lag med finsilt/leire og grovsilt/finsand, fig. 20a og b. Da isen smeltet og sjøene forsvant, ble dette materialet liggende igjen som en slette i dalbunnen. Senere har elver og bekker gravd i og fjernet mye av dette materialet, derfor fremstår avsetningene i dag som et landskap med markerte bekkedaler (raviner) og mellomliggende rygger på liknende måte som de marine havbunnsavsetningene av leire og silt, fig. 9c.

Lagene av finsilt/leire fremstår som mørke lag, mens lagene av silt/finsand er lyse, fig. 20a. Lagene representerer vekslinger i materialtilførselen fra smeltevannselvene på grunn av variasjoner i lufttemperatur. Varmt vær (sommer) ga mye vann i elvene som ga tilførsel av silt/finsand til de bredemte sjøene. Kaldt vær (vinter) ga lite vann i elvene, med tilførsel av finere materiale, finsilt/leire, til sjøene, fig. 20b.

I Sverige kaller man slike sommer-/vinterlag for varv. De er blitt kartlagt og talt over hele Sverige, og kombinert med bl.a. C14-dateringer har man kunnet lage en varvkronologi som kan benyttes til aldersbestemmelse av forskjellige hendelser i avsmeltingstiden og tiden etter istiden.



Fig. 20a: Bresjøavsetning med mørke lag av finsilt/leire ("vinterlag") og lyse lag av silt ("sommerlag"). Tynset i Hedmark. NB: Fyrstikkeske som målestokk. (Andersen 1969.)

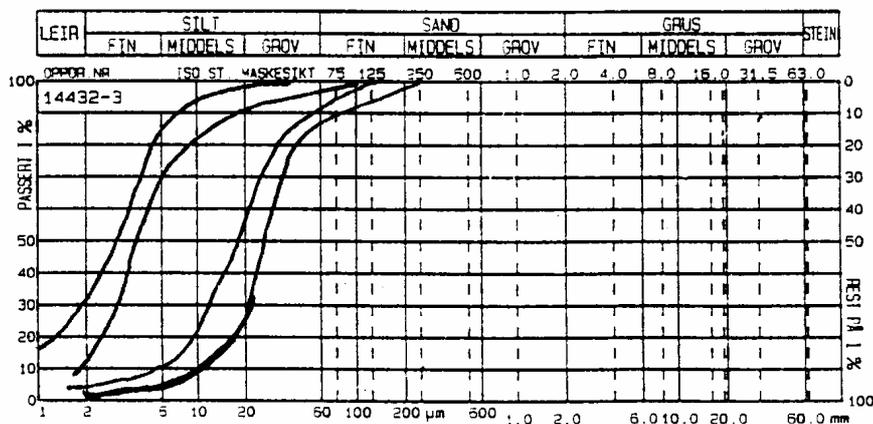


Fig. 20b: (Se også fig. 20a.) Siktcurver av mørke lag av finsilt/leire og lyse lag av silt fra bresjøavsetning ved Tynset i Hedmark. (Andersen 1969.)

#### Noen byggetekniske anmerkninger om smeltevannsavsetninger

De grovkornige og porøse smeltevannsavsetningene (grusåser, dalfyllinger, deltaer, o.a.) er godt drenerende, dvs. ikke telefarlige, har god bæreevne og grav-/spuntbarhet. Borbarheten er også god, men det må brukes foringsrør da borhull lett raser sammen i slike avsetninger. Smeltevannsavsetningene er vanligvis yngre enn bunnmorenen, og ligger derfor på denne eller på fjell. Følgende bruksområder er aktuelle for de sorterte, grovkornige smeltevannsavsetningene:

- På grunn av god bæreevne og gode dreneringsegenskaper er de velegnet som byggegrunn.
- De er en viktig materialressurs for bygge- og anleggsvirksomhet, her dominerer uttak til veg- og betongformål.
- De er i mange tilfeller velegnet til uttak av grunnvann, og de kan også benyttes som deponier for fast og flytende avfall.
- Det er behov for å verne noen typiske slike avsetninger både som dokumentasjon av vår kvartærgeologiske historie, og som områder med sjelden og egenartet natur.

Bresjøavsetninger av silt har god borbarhet og grav-/spuntbarhet, men er problematiske hva angår sin store telefarlighet, sine erosjonsegenskaper (meget lett eroderbare) og sin store sensitivitet i oppbløtt tilstand. For vegbygging i slike avsetninger kan det derfor bli nødvendig med tiltak som erosjonssikring av skjæringer (fiberduk, såing av gress, m.m.), god drenering av underbygningen og/eller frostsikring av overbygningen.

### Hav- og fjordavsetninger

Da innlandsisen smeltet førte smeltevannet store mengder silt og leire ut i fjordene og havet. Der ble de avsatt på sjøbunnen som marine leirer, fig. 21. Landhevningen løftet deretter deler av disse leirene opp på tørt land, fig. 8 og 22. Porevannet i disse marine leirene var salt, og dette saltet medvirket til å binde leirpartiklene sammen slik at de marine leirene fikk en viss skjærfasthet. I de 8-9 tusen årene som har gått siden leirene kom opp over havnivå, har ferskt grunnvann vasket ut store deler av saltet i porevannet. Dermed er de kreftene som bant leirpartiklene sammen blitt svekket, og deler av de marine leirene er derfor blitt kvikke. De fleste leirskredene skyldes tilstedeværelse av slike kvikke leirer, fig.23.

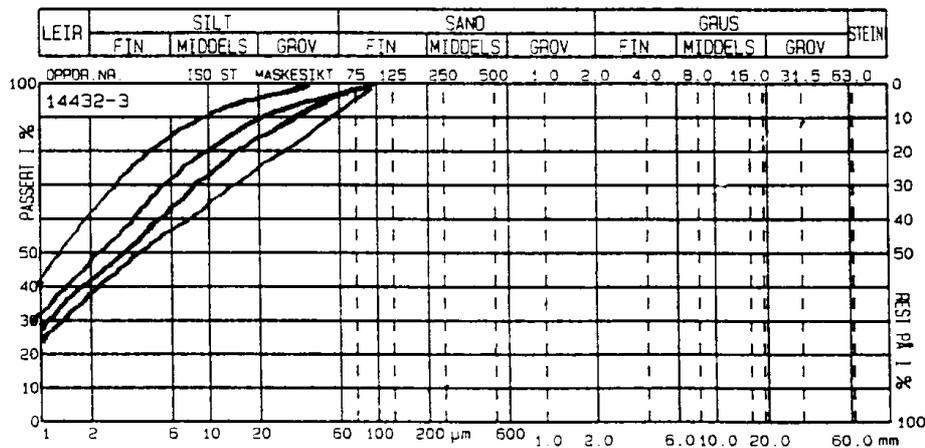


Fig. 21: Siktetekurver fra marine leirer.

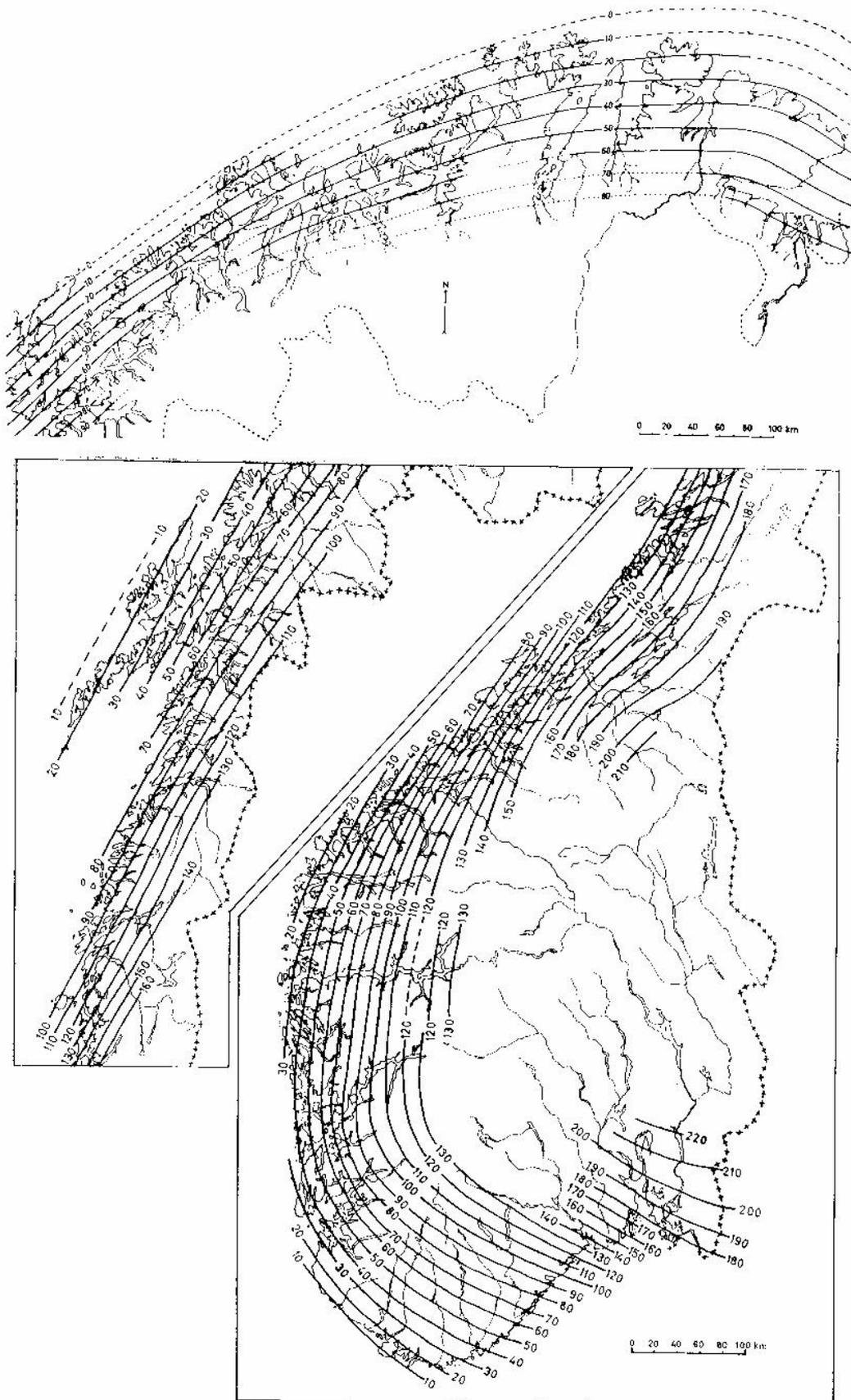


Fig. 22: Fig. viser isobaser, dvs. linjer som viser lik landhevning på forskjellige steder i Norge. De viser for eksempel at MG stiger fra ca. 30 m o.h. ytterst i Sognefjorden til ca. 130 m o.h. innerst. (Jøsang 1963.)



Fig. 23: Kvikkleireskred, rv. 66 ved Snåsavatnet, Nord-Trøndelag.

Som påpekt ovenfor er leirskredenes utbredelse i Norge begrenset til de marine leirene, dvs. at de bare forekommer under marin grense. I Sør-Norge kan de derfor teoretisk forekomme innenfor et område på ca. 30 000 km<sup>2</sup>, da først og fremst i områder der leira har stor både vertikal og horisontal utbredelse (Jørstad 1968). Slike områder finnes særlig på Østlandet og i Trøndelag. På Østlandet er det først og fremst Romerike som er berørt, fig. 24, i Trøndelag er det dalførene Gauldalen, Stjørdalen, Værdalen og Namdalen. Rundt kysten fra Lista til Trøndelag er leirskred sjeldne, men i Nord-Norge forekommer de både i Nordland, Troms og Finnmark.

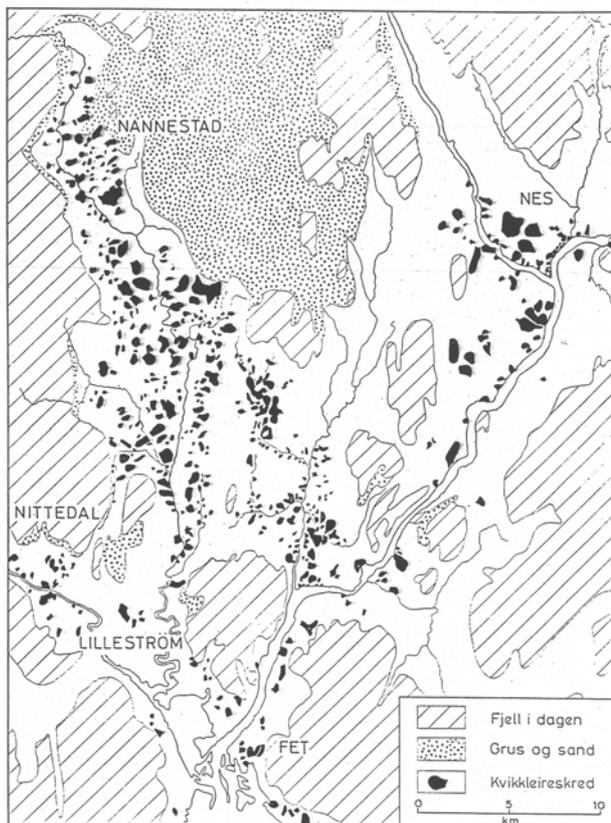


Fig. 24: Skredkart over Romerike. (Bjerrum 1971.)

### Litt om de marine leirenes sammensetning

Fra Jørgensen 1993:

I forbindelse med Statens råstoffkomites undersøkelse av leirforekomsters brukbarhet til produksjon av teglprodukter, ble det på 1920-tallet utført systematiske undersøkelser av leirenes mineralogiske sammensetning. Undersøkelsene viste at berggrunnen har stor innvirkning på leirenes mineralogiske og dermed også på deres kjemiske sammensetning. Nyere undersøkelser har dessuten vist at innholdet av sjiktsilikatene kloritt og illitt, dvs. de typiske leirmineralene, øker med avtagende kornstørrelser, fig. 25.

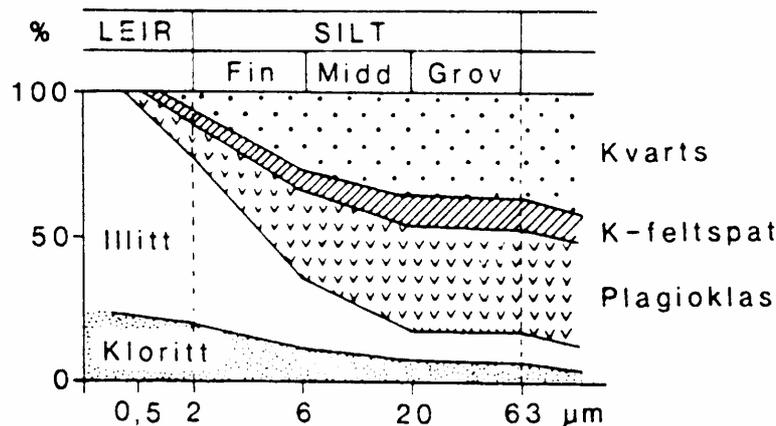


Fig. 25: Gjennomsnittlig mineralsammensetning for forskjellige kornstørrelser i 8 prøver fra marine leirer, 6 prøver fra Sør-Norge og 2 fra Trøndelag. (Jørgensen 1993.)

Leirene på Jæren og Karmøy står i en særstilling ved at de inneholder kaolinit, smektitt og blandsjiktkomplekser. Dette skyldes at havstrømmene i Skagerrak og Nordsjøen fraktet med seg slike mineraler fra landområdene rundt Nordsjøen, bl.a. fra Danmark og Skåne. Da Karmøy og Jæren for mer enn 40 000 år siden lå under havets nivå, ble det avsatt slike mineraler der.

### Litt om de marine leirenes geotekniske egenskaper

Fra Jørgensen 1993:

På grunn av faren for ras og andre byggetekniske problemer, har Norges geotekniske institutt (NGI) utført omfattende undersøkelser av norske marine leirer. Allerede i 1953 ble det vist at porevannet har omtrent samme sammensetning som havvannet leira ble avsatt i, og at denne sammensetningen har stor betydning for leirenes skjærfasthet.

Leirmineralene har en negativ ladning som fører til elektrostatisk frastøting. Med høyt saltinnhold i porevannet vil det anrikes positivt ladete ioner nær leirpartiklens overflater, og disse vil "skjerme" de frastøtende kreftene. Samtidig vil det være Van der Waalske krefter som trekker nærliggende partikler mot hverandre. Leire og finsilt som transporteres suspendert i havvann vil derfor flokkulere, dvs. bindes sammen til aggregater p.g.a. saltinnholdet i vannet, og derfor bunnfelles relativt raskt. Når aggregatene bunnfelles danner de en leiravsetning med en åpen korthusstruktur og et meget høyt vanninnhold, fig. 27.

Ved kontinuerlig bunnfelling øker etter hvert tykkelsen på leirlaget, og dette fører til at det presses ut porevann i de dypere delene slik at vanninnholdet avtar og fastheten øker. Denne

komprimeringen forsterkes der landhevingen hever leira opp over havnivå. Fig. 26 viser geotekniske data for et borhull i marin leire ved Drammen.

Skjærfastheten i en marin leire kan enten bestemmes i felt med et vingebor eller i laboratoriet på uforstyrrede borprøver. Uomrørt skjærfasthet ( $S_u$ ) er leiras fasthet i naturlig tilstand, mens omrørt skjærfasthet ( $S_o$ ) er leiras fasthet etter omrøring. Det vil alltid være en markert reduksjon i skjærfasthet når en leirprøve påvirkes mekanisk slik at en del av partikkelbindingene brytes. Forholdet uomrørt til omrørt skjærfasthet betegnes sensitivitet ( $S_t$ ):

$$S_t = S_u/S_o$$

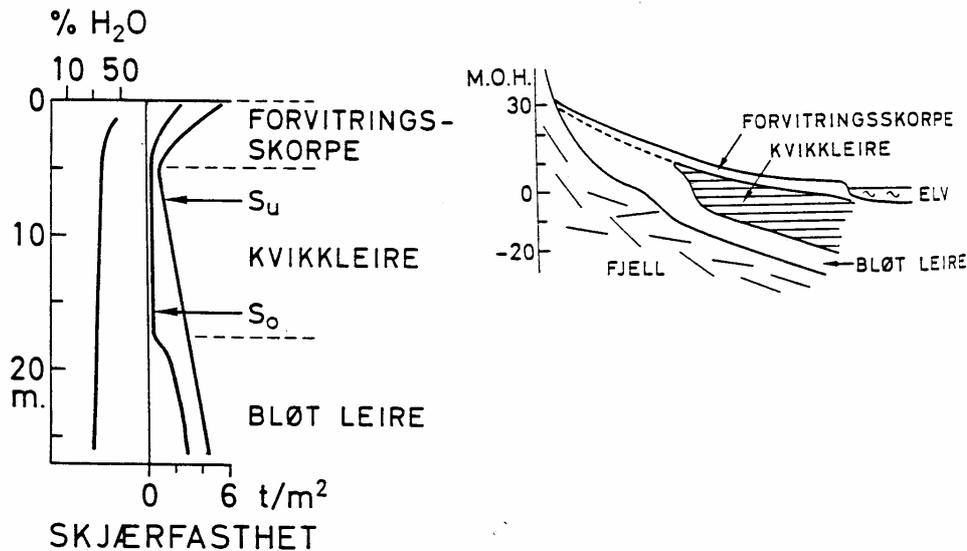


Fig. 26: Geotekniske data for et borhull i marin leire ved Drammen. Kurven til venstre viser at vanninnholdet avtar mot dypet, kurvene til høyre viser uomrørt og omrørt skjærfasthet. De øvre 5 m viser tydelig at forvitringen har økt skjærfastheten, mens saltutvasking har gitt en sone med kvikk leire mellom 5 og 17 m. (Jørgensen 1993.)

Det som skiller kvikke fra normale leirer er deres høye sensitivitet. Når grunnvann strømmer gjennom en marin leire, vil saltet i porevannet gradvis bli vasket ut. Dermed øker de frastøtende kreftene mellom leirpartiklene. Men selv om saltet vaskes ut og frastøtingen mellom partiklene øker, vil strukturen i leira bevares på grunn av de Van der Waalske bindingene. Dersom grunnvannet i leira beveger seg med en hastighet på mellom 1 og 10 mm/år, kan det forklare dannelsen av flere titalls tykke lag med kvikkeleire i løpet av de siste 5 000 år.

Når en naturlig kvikkeleire belastes så mye at deformasjonen endres fra elastisk til plastisk, da bryter den åpne leirstrukturen sammen og porevannstrykket øker raskt. Etter at de Van der Waalske bindingene er brutt, vil de frastøtende kreftene føre til at leirpartiklene flyter adskilt i sitt eget "porevann". Dermed flyter leirmassen av sted som en tynn suppe. Utglidde leirmasser som resedimenteres i ferskvann, får en annen struktur med lavere vanninnhold og høyere skjærfasthet enn de hadde tidligere, fig. 27.

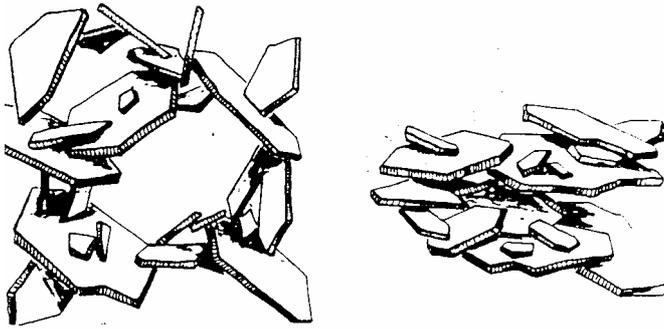


Fig. 27: Fig. viser sterkt forenklet den åpne "korthus"-strukturen i en marin leire og den mer komprimerte strukturen i en leire som er resedimentert i ferskvann. I den marine leira er det Van der Waalske krefter som binder partiklene sammen, i den resedimenterte leira er det mer flate- mot flatekontakter. (Jørgensen 1993.)

Områder hvor det kan forekomme kvikkleireskred finnes over alt hvor landhevingen har løftet marine leirer opp over havnivå. Det er imidlertid viktig å merke seg at artesisk grunnvann fra underliggende berggrunn og fra sandlag i leira også kan vaske ut salt og danne kvikke leirer under havnivå.

Over havnivå utsettes marine leirer både for mekanisk og kjemisk forvitring. Uttørking og frost får leira til å "sprekke" opp, og sammen med nedtrengning av planterøtter gir dette mulighet for økt infiltrasjon av syre- og oksygenholdig overflatevann nedover i leira. Dermed omdannes ustabile mineraler, for eksempel biotittglimmer til vermikulitt, og det nydannes forskjellige amorfe forbindelser som "sementer" mineralkornene i leira sammen. Som et resultat av disse prosessene dannes det en forvitringsskorpe med høy skjærfasthet. Det er denne forvitringsskorpen som gjør det mulig å drive med jordbruk og byggeaktiviteter i leiområdene.

I en leiravsetning vil skjærfastheten under forvitringsskorpen normalt øke med dypet (økende effektivt vertikalktrykk), fig. 28.

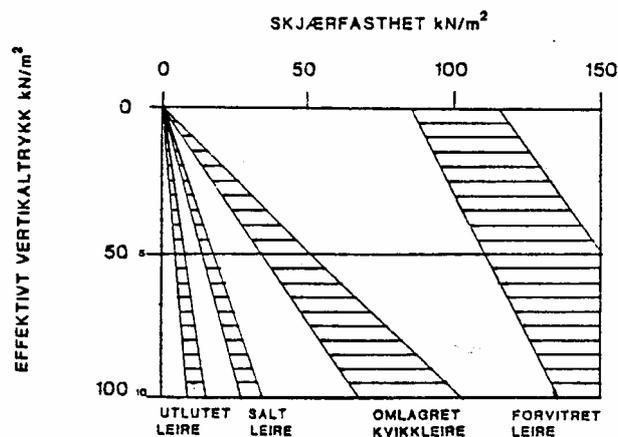


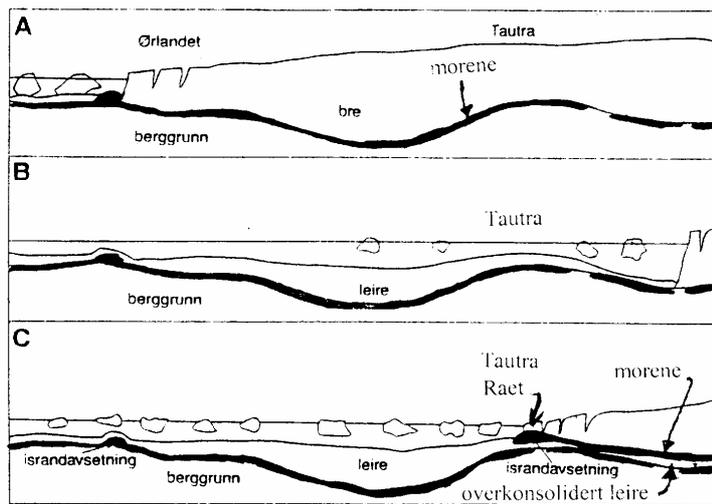
Fig. 28: Uomrørt skjærfasthet for forskjellige typer leirer. Omlagret kvikkleire: Avsetning fra kvikkleireskred. (Jørgensen 1993.)

Gravbarheten er vanligvis god i de finkornede marine avsetningene, men faren for utglidninger og oppressing gjør at det alltid må foretas detaljerte grunnundersøkelser og beregninger for planlagte byggearbeider.

*Noen byggetekniske anmerkninger om de marine leirene*

Som nevnt tidligere har utvasking av salt i porevannet til de marine leirene medført at skjærfastheten er blitt kraftig redusert, dvs. at leirene er blitt kvikke og skredfarlige. De marine leirene har imidlertid også vært utsatt for andre naturlige prosesser og hendelser som i noen grad har forandret deres geotekniske egenskaper, eller de har gitt dem andre egenskaper som det er nyttig å vite om. Noen eksempler på dette er gitt nedenfor.

I Rogaland er det på Karmøy og Jæren påvist store områder med en skjellførende og stedvis svært sensitiv leire.  $C^{14}$ -dateringer på skjell fra leira viser at den er over 40 000 år gammel. Leira som er kraftig overkonsolidert, ligger under et lag med bunnmorene. Dette viser at isen rykket frem over Karmøy og Jæren etter at leira var blitt avsatt (Andersen m.fl. 1987). Da marin grense ligger svært lavt i disse områdene, finnes det bare små forekomster med normalkonsolidert leire her. Det betyr at de fleste leiravsetningene på Karmøy og Jæren er av den gamle, overkonsoliderte typen.



*Fig. 29: For ca. 11 000 år siden smeltet isen i Trøndelag bort fra Ørlandet til en linje 20-30 km øst for Tautra (A og B). Havet trengte inn i området da isen smeltet, og bunnmorenen som isen la igjen etter seg ble dermed dekket av leire og silt som smeltevannet førte ut i fjorden. I kaldperioden for ca. 10 500 år siden rykket Ra-breen frem over disse leir/siltavsetningene og skjøv opp Ra-ryggen bl.a. over Tautra. Leira som breen gled frem over ble da kraftig overkonsolidert. Da breen igjen smeltet bort fra området fulgte havet etter, og dermed ble det avsatt et nytt leirlag over Ra-breens morene. I en 20-30 km bred sone innenfor Raet finnes det derfor følgende profil: Bunnmorene på fjell, derover overkonsolidert leire, så følger Ra-breens leirholdige bunnmorene og øverst kommer det normalkonsolidert leire. (Norges Geologiske Undersøkelse 1988, litt modifisert.)*

Da Ra-breen hadde sitt fremstøt for 10-11 000 år siden rykket den mange steder frem over marin leire, som dermed ble overkonsolidert i varierende grad avhengig av istyngden. Da isen deretter smeltet bort igjen, la den igjen en meget leirholdig bunnmorene over den

overkonsolidererte leira. Disse avsetningene ble så dekket av nye lag med leire da havet fulgte etter den smeltende isen. Senere har landhevingen løftet deler av disse avsetningene opp over havnivå. Under marin grense kan det derfor finnes en bred sone innenfor Raet der boringer viser et profil som angitt i fig. 29 for områdene rundt Trondheimsfjorden. Et liknende profil er påvist innenfor Raet i Østfold, Vestfold, Aust-Agder og Hordaland, og finnes troligvis også andre steder.

I forbindelse med grunnundersøkelser for veganlegg i Trøndelag og i Vestfold, stanset man begge steder boringene mot den steinholdige og relativt faste leirholdige morenen. Morenen kamuflerte det underliggende laget med overkonsolidert og sensitiv leire, noe som skapte problemer på begge steder.

Under marin grense kan det sannsynligvis finnes profiler som likner på det i fig. 29 også langs noen av de andre morenetrinnene som er vist i fig. 5a-d. Her vil den leirholdige morenen kunne fremstå som et fast lag som kamuflerer den underliggende, overkonsoliderte og stedvis sensitive leira.

En stor del av de marine silt og leiravsetningene ble avsatt i en periode da breene kalvet i havet. Mange av isfjellene inneholdt mye morenemateriale, bl.a. stein og blokk, som løsnet og sank ned i leir-/siltavsetningene på bunnen da de smeltet, fig. 30. Slikt isdroppet materiale kan skape problemer for bl.a. pele- og spuntarbeider både på land og i sjøen, men er vanskelig å påvise med seismiske og akustiske metoder.

De største forekomstene av isdroppet materiale finnes nær de stedene hvor breene kalvet, dvs. nær brerandavsetninger som er avsatt i hav og fjorder. Slike finnes mange steder langs kysten, for eksempel der Raet krysser Oslofjorden mellom Moss og Horten, der Lysefjordbreen kalvet i Høgsfjorden mellom Oanes og Forsand, der Raet krysser Trondheimsfjorden ved Tautra og der Raet krysser Balsfjorden ved Tromsø.

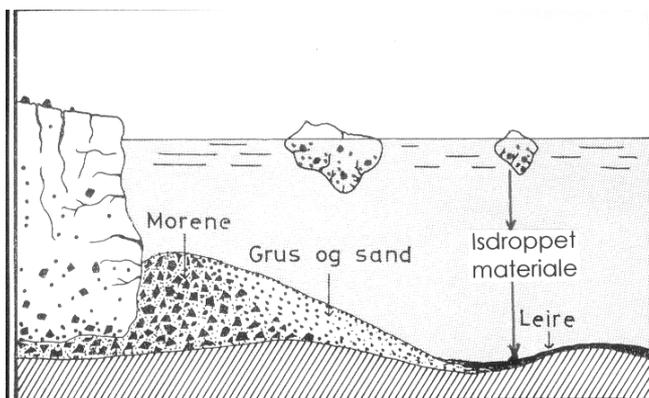


Fig. 30: Dannelsen av isdroppet materiale. (Østerås 1974, litt bearbeidet.)

De marine silt- og leiravsetningene kan inneholde permeable sand- og gruslag med tykkelser som varierer fra noen mm til flere titalls cm. Disse lagene som vanskelig kan påvises på annen måte enn ved boring/graving, finnes vanligvis i tilknytning til brerandavsetninger og andre smeltevannsavsatte grusforekomster (deltaer o.a.) i fjordene. Sannsynligvis representerer de flomlag fra den gangen forekomstene ble dannet. På disse lagene står det alltid grunnvann som kan være under trykk (artesiske vann). Punkteres slike lag av

gravearbeider eller boringer kan det artesiske vannet starte erosjon som kan være vanskelig å stanse.

Silt og leire som ble ført ut i havet og fjordene sank til bunns, og fylte etter hvert igjen ujevn-hetene i sjøbunnen. Der landhevingen løftet disse avsetninger opp over havnivå ble det setninger i dem. Setningene var størst der de var tykkest, og dermed dannet det seg rygger og forsenkninger i leira som gjenspeiler ujevnhetene i underlaget. Elver og bekker har senere gravd seg løp langs forsenkningene, slik at sjøbunnen som opprinnelig var forholdsvis jevn er blitt kraftig ravinert, fig. 9c og 31.



*Fig. 31: Havbunn (silt og leire) med raviner, Romerike. (Skjeseth 1974.)*

Rester av den opprinnelige jevne havbunnen finner vi i dag som avgrensede, plane flater, fig. 31. Disse flatene finnes først og fremst inn mot dalsidene der leira har minst mektighet. Fordi setningene i leira var størst der mektigheten var størst, har flatene en svak helning ut fra dalsidene. Ved å ekstrapolere denne helningen fra flatene og utover i landskapet, kan vi anslå hvor mye masser som er fjernet av erosjon i ravinene. På Romerike finner vi raviner som er mer enn 40-50 m dype i forhold til den ekstrapolerte flaten. Nede i ravinene kan det da påregnes en overkonsolidering som er gitt av vekten av de fjernede massene.

Grusåser som er avsatt under marin grense kan være helt eller delvis begravd av marin leire. Slike begravde grusåser inneholder grunnvann som på grunn av leiroverdekningen er godt beskyttet mot forurensning. De kan derfor være godt egnet som drikkevannskilde. Porevannet i leira inneholder imidlertid salter som kan vaskes ut i grunnvannet og gjøre det ubrukelig som husholdningsvann. En slik utvasking kan også bevirke at leira rundt grusåsen blir kvikk.

Som beskrevet tidligere avsatte smeltevannet grus og sand i hav og fjorder samtidig som det ble avsatt silt og leire. Det kan derfor finnes lag av marin silt og leire både i og under slike grus-/sandavsetninger, fig. 19 og 32. Der det er planlagt veganlegg langs eller på slike avsetninger må det derfor utføres grunnundersøkelser for å få kartlagt eventuelle leirlag.



Fig. 32: Leirlag (mørkt) i grusforekomsten Mona ved Mysen i Østfold.

### Strandavsetninger

På grunn av landhevingen havnet stadig nye og lavere nivåer i brenningssonen, der de ble bearbejdet av bølger og havstrømmer. Dette var særlig merkbart i de områdene som lå åpent til ut mot havet. Alle nivåer mellom marin grense og dagens strand er derfor bearbejdet i varierende grad av bølger og havstrømmer.

Spor etter denne strandvaskingen er synlig mange steder langs kysten. Der havet sto på er leire og silt vasket bort, mens sand, grus og stein ligger igjen. Fra dagens strand og opp til marin grense finnes det derfor områder som kan være dekket av mer enn 10 m tykke lag med strandvasket sand, grus og stein, som ligger over tykke avsetninger med marin leire, fig. 33.

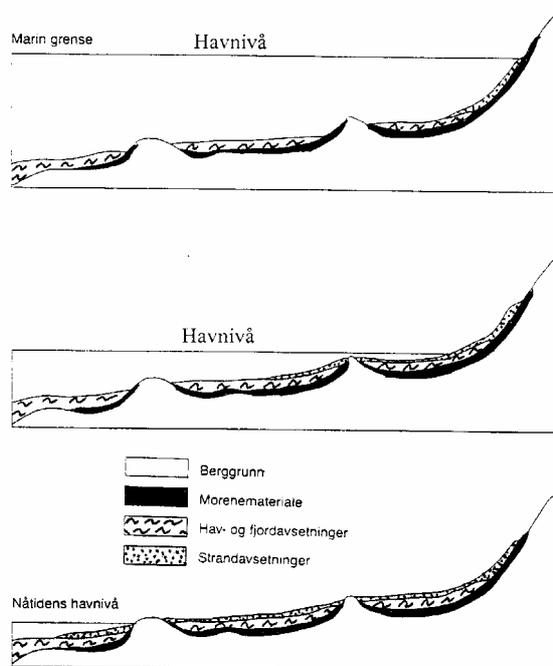


Fig.33: Fig. viser dannelsen av strandavsetninger i sonen mellom marin grense og dagens strand. (Fra beskrivelsen til NGU's kvartærgeologiske kart Tarva, 1522 IV, 1992.)

Mange steder har bølgene lagt opp flere meter høye strandvoller av godt rundete stein, med lengder som varierer fra noen hundre meter til flere kilometer, fig. 34a og b. Andre steder har bølgene gravd ut markerte terrasser i løsmassene, fig. 35. Disse vollene og terrassene viser havnivået i forskjellige perioder av landhevningen.



*Fig. 34a (t.v.): Som en følge av landhevningen finnes det strandvoller og -terrasser dannet av bølgeaktivitet i forskjellige nivåer mellom dagens strand og marin grense. Vardø, Finnmark. Fig. 34b (t.h.): På grunn av bølgevaskingen ble steinene i strandvollene godt rundet. Jæren, Rogaland.*



*Fig. 35: I skrenten i bakgrunnen ses en markert terrasse som er gravd ut av havet i 9m-nivået, dvs. marin grense på stedet. Obrestadhavna på Jæren, Rogaland.*

#### *Noen byggetekniske anmerkninger om strandsonen*

Som angitt ovenfor kan strandsonen være dekket av et lag med bølgevasket materiale fra dagens strand og opp til marin grense. Under dette materialet ligger de opprinnelige avsetningene, som kan være alt fra morene til kvikkleire, fig. 33. I forbindelse med byggevirksomhet må det derfor utføres grunnundersøkelser både i dagens og i eldre, høyereliggende strandsoner.

#### **Elve- og bekkeavsetninger**

En elvs evne til å løsgjøre og transportere fast materiale, og fordelingen av dette materialet mellom bunntransport og suspensjonstransport, er i første rekke avhengig av vannhastigheten.

Målinger viser at det er en klar sammenheng mellom vannhastighet, erosjons- og transportevne i elver der underlaget består av sand eller grovere materiale, fig. 35.

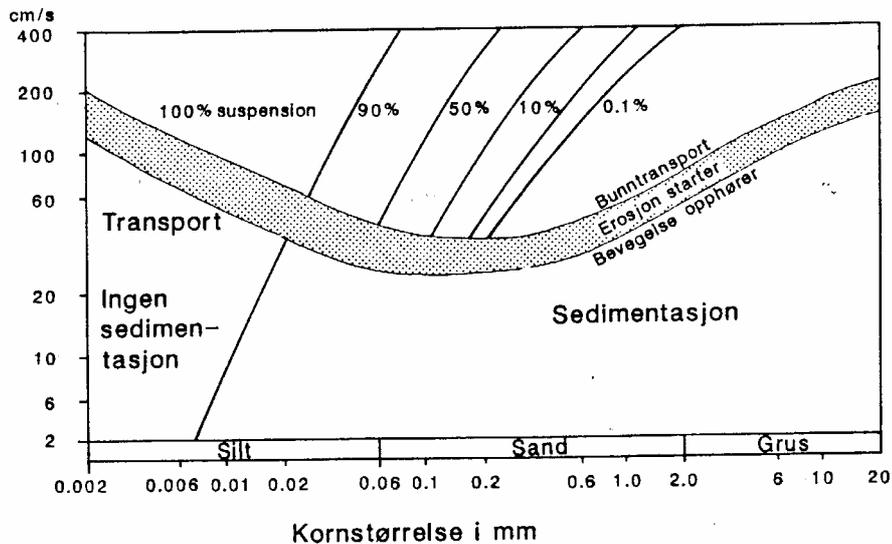


Fig. 35: Hjulstrøms diagram viser sammenhengen mellom vannhastighet, erosjon, transport og sedimentasjon (avsetning) av materiale med forskjellige kornstørrelser. Vannhastigheten er målt 1 m over bunnen. (Jørgensen 1993.)

Som Hjulstrøms diagram viser kreves det en vannhastighet på ca. 1 m/sek for å rive løs partikler med diameter 4 mm fra en elvebunn med fin grus. Det materialet som lettest lar seg erodere er finsand – grovsilt. For eksempel vil erosjon i et materiale hvor gjennomsnittelig partikkeldiameter er ca. 0,1 mm starte ved en vannhastighet på 30-40 cm/sek. Der slike sedimenter er vegetasjonsfrie kan det graves ut dype elveløp i løpet av en flomperiode. Dette er spesielt tydelig ved senkning av vannivået i regulerte innsjøer, der elver som renner ut i innsjøen raskt graver seg ned i en blottlagt og vegetasjonsfri strandsone av for eksempel sand.

For silt og leire viser diagrammet at jo mer finkornet materialet er, jo større må strømningshastigheten være for å få erosjon p.g.a. kohesjonskrefter.

I en elv med tilnærmet rett løp og der bunnen består av relativt ensgradert materiale, er vannhastigheten og dermed også erosjonsevnen størst mot midten. Derfor er også vannedybden størst mot midten i en slik elv. Det løsevne materialet blir avsatt igjen langs elvens sider eller bunn når vannhastigheten avtar.

I tilnærmet flate områder får elva gjerne et svingende (meandrerende) løp. Her består elvebunnen av et mer ensgradert og finkornet materiale enn der elva er brattere og har et rettere løp. Vannhastigheten i en meandrerende elv er størst i yttersving, minst i innersving. Derfor graver elva og blir dyp i yttersvingene, mens den avsetter materiale og blir grunn i innersvingene, fig. 36. Slik graving i yttersvingene og avsetning i innersvingene fører til at elveløpet stadig forandrer seg.

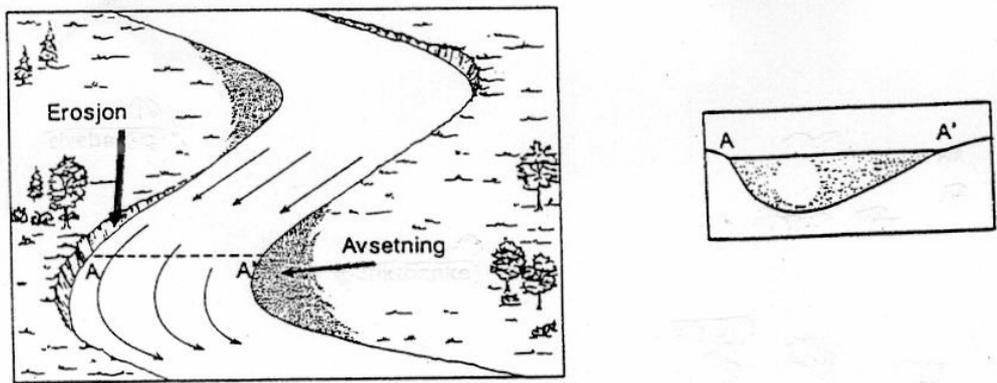


Fig. 36: En meandrerende elv graver i yttersving og avsetter materiale i innersving. (Jørgensen 1993.)

#### Noen byggetekniske anmerkninger om elve- og bekkeavsetninger

Der elva meandrerer kan det bli nødvendig med elveforbygging i yttersvingene for på denne måten å hindre erosjon og ras.

Langs vassdragene våre er det mange steder bygget opp elvesletter av grus og sand. I flate områder i lavlandet kan de også inneholde lag med silt men vanligvis ikke leire. Elveslettene ligger over eldre avsetninger som kan være alt fra morene og fjell til marin leire og silt, fig. 37. Det anbefales derfor at det utføres nødvendige grunnundersøkelser på slike steder.

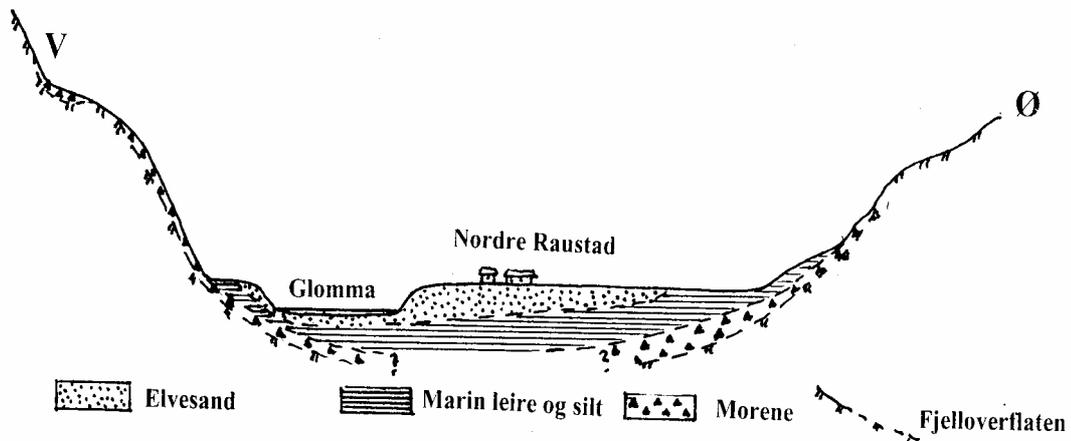


Fig. 37: Prinsippskisse av tverrprofil Ø-V over Glomma ved gården Nordre Raustad ca. 4 km nord for Kongsvinger. Borprofil nær gården viser 9 m elvesand over minst 8 m marin silt og leire. Tegnet med grunnlag i kvartærgeologisk kart Kongsvinger 1:20 000. (NGU 1984.)

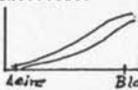
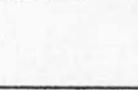
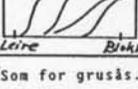
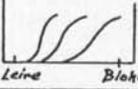
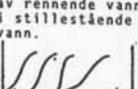
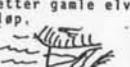
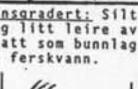
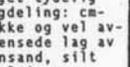
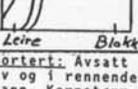
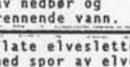
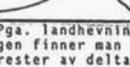
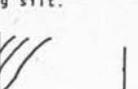
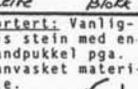
#### Uravsetninger

Det henvises til:

Statens vegvesen: Sikring av vegskråninger. Veiledning til Håndbok 018 Vegbygging. Wangen, O.P. (2003): Litt om vegbygging i ur. Intern rapport nr. 2334.

NOEN KARAKTERISTISKE TREKK VED NORSKE JORDARTER

VEGLABORATORIET DES. 1992.  
OLE PETER WANGEN

KARAKTERIS- TIKA JORDART	KORN- GRADERING	BLOKK- INNHOOLD	LEIR- INNHOOLD	PAKNING GRAV- OG SPUNTBARHET	UTSEENDE I TERRENGET	LAG- DELING	BERGARTS- INNHOOLD	RUNDET- HET	
MORENEAVSETNINGER	BUNN- MORENE 	Varierende. Harde bergarter gir høyt, bløte og glimmerrike eller brefremstøt over marin leire gir høyt leirinnhold.	Varierende, harde bergarter gir lavt, bløte og glimmerrike eller brefremstøt over marin leire gir høyt leirinnhold.	Ofte hardpakket og blokkrik, kan da være meget tungt gravbar. Gravbarheten er imidlertid avhengig av blokkstørrelse og blokkinnhold.	"Klistret på" terrenget. Vanligvis ingen typisk form. Unnskak: Langstrakte morenerygger-drumlins parallell med brebevegelses retning.	Vanligvis ingen.	Kan inneh. alle bergarter fra området breen har beveget seg over. Bløte bergarter knuses og forsvinner raskt, harde anrikes derfor på bekostning av de bløte.	Kanrundet.	
	UTSMEL- TINGS- MORENE (Abla- sjons- morene) 	Bløkkinnh. ofte høyt, men som i bunnmorenen varierer det en del med berggrunnen.	Vanligvis lavt og kan mangle helt.	Løst pakket. Vanligvis lett gravbar, men dette er avhengig av blokkinnholdet.	Opptre vanligvis som et tynt lag over bunnmorenen, eller som uregelmessige, løst pakke rygger og hauger.	Uregelmessig lagdeling kan stedvis oppstå som følge av smeltevannsaktivitet under dannelsen.	Som for bunnmorenen.	Kanrundet til svakt rundet.	
	ENDE- OG SIDE- MORENER 	Som for bunnmorenen, men kan ha sorterte partier pga. smeltevannsaktivitet.	Som for bunnmorenen	Som for bunnmorenen eller litt lavere pga. smeltevannsaktivitet.	Som for bunnmorenen eller noe løsere.	Markerte rygger på tvers av daler og fjorder og skrått oppover i dalsidene. 	Ingen eller svak lagning i rygger avsatt på land. Rygger avsatt i vann (hav/inn-sjøer) har markert lagdeling pga. bølgevasking og smeltevannsaktivitet.	Som for bunnmorenen.	Kanrundet til svakt rundet.
FERSKVANNSAVSETNINGER (SMELTEVANN-, ELVE- OG INNSJØAVSETNINGER)	GRUSÅS (Esker) 	Vanligvis lavt.	Mangler vanligvis helt.	Løst pakket. Lett gravbar.	Svingende rygger som ofte ligger bunnen av dalene parallellt med med dalenes lengderetning. 	Lagdeling vanlig.	Som for bunnmorenen, men de sterke bergartene er ofte enda mer anriket på bekostning av de svake.	Rundet.	
	DAL- FYLLING (Sandur) 	Endel blokk og stein i den øverste delen, hurtig avtagende i medstrøms retning	Mangler vanligvis helt.	Som for grusås.	Sletter i dalbunnen eller terrasser i dalsidene som markerer rester av dal-fyllinger. 	Tydelig lagdeling parallell med overflaten. 	Som for grusås.	Rundet.	
	INNSJØ- DELTA 	Noe blokk-proksimalt i brerand-delta. Ubetydlig eller manglende i elvedelta.	Ferskvannsleire kan forekomme i cm-tykke, vel avgrensede lag.	Som for grusås.	Plan overflate, ofte med spor etter gamle elveløp. 	Markert lagdeling Grovt copplag Skrålag m/sand-grus Bunnla m/fin-sand og silt.	Som for grusås, men anrikningen av sterke bergartskorn er ofte meget markert.	Rundet til godt rundet.	
	BRESJØ- OG INN- SJØAV- SETNING 	Ensladert: Silt og litt leire avsatt som bunnlag i ferskvann.	Enkelte isdroppede blokk/stein i bresjøavsetninger, mangler i innsjøavsetninger.	Ferskvannsleire kan forekomme i cm-tykke, godt avgrensede lag.	Løst pakket, lett grav- og spuntbar. Isdroppede enkelt-stein/-blokk kan forekomme i bresjøavsetn.	Sletter med dypt nedskårne, V-formede bekkedaler (raviner). Der det mangler vegetasjon i hellende terreng eroderes materialet lett av nedbør og rennende vann. 	Meget tydelig lagdeling: cm-tykke og vel avgrensede lag av finsand, silt og leire. 	Kvarts, feltspatt, glimmer og leirmineraler.	Vurderes vanligvis ikke i så finkornet materiale.
	ELVEAV- SETNING 	Sortert: Avsatt av og i rennende vann. Kornstør. varierer med strømhastighet.	Blokk/stein forekommer i de bratte partiene.	Ferskvannsleire kan forekomme som tynne lag i bak-evjer.	Løst pakket, lett gravbar.	Flate elvesletter med spor av elveløp i overflaten. 	Vanligvis meget tydelig lagdeling.	Som for innsjø-delta.	Rundet til godt rundet.
	FLYGE- SAND 	Mangler.	Mangler.	Løst pakket, lett grav- og spuntbar. Ustabil, raser lett ned i gravde hull.	Sanddyner med slak vind- og bratt leside. 	Ofte tydelig lagdeling i dydene.	Vesentlig kvarts og feltspatt.	Vurderes vanligvis ikke i så finkornet materiale.	
MARINE AVSETNINGER (SALTVAANSAVSETNINGER)	MARINT DELTA 	Endel blokk-proksimalt i brerand-delta, ubetydelig eller manglende i elve-delta.	Vanligvis høyt leirinnhold i bunnlagene.	Som for innsjø-delta.	Pga. landhevingen finner man rester av deltaene som terrasse-liknende avsetninger i dalsidene nær fjorden. De øvrige delene er fjernet av elveerosjon. 	Markert lagning, leire i bunnen. Grovt copplag Skrålag m/sand-grus Bunnlag av leire/silt	Som for innsjø-delta.	Rundet til godt rundet.	
	HAVBUNNS- AVSETNING (Silt og leire) 	Helt ubetydelig. Kan finnes noe isdroppet materiale.	Varierende, men alltid meget høyt.	Kohesjonsjordart. Godt grav- og spuntbar. OBS! Isdroppede blokk kan forekomme.	Store og små oppdyrkede sletteområder med mellomliggende ravnedaler med tett løvtrø og buskvegetasjon.	Silt- og sandlag i leire. Sandlagene kan være vannførende, med de problemer dette kan medføre for gravearbeider.	Leirmineraler pluss frikorn av kvarts og feltspatt.	Vurderes ikke.	
	STRAND- VOLLAV- SETNING 	Kan inneh. endel blokk.	Mangler.	Løst pakket, lett gravbar.	Lange, sammenhengende voller parallell med stranden.	Lagdeling vanlig men ofte utydelig pga. et forholdsvis ensgradert materiale.	Som for innsjø-delta, men kan i tillegg inneholde noe fremmed materiale som er transportert inn med drivis.	Godt rundet.	
SKREDAV- SETNINGER	UR (Talus) 	Meget høyt i overflaten, atskillig lavere inne i ura.	Løst pakket. Gravbarhet avhengig av blokkstørrelsen.	Blokkrikt materiale i eller nær rasvinkel nedenfor bratte fjellvegger.	Vanligvis ingen lagdeling. Ura kan imidlertid ligge over lagdele eller bløte avsetninger.	Inneholder helt stødegent materiale fra den bakenforliggende fjellsiden.	Kantet.		

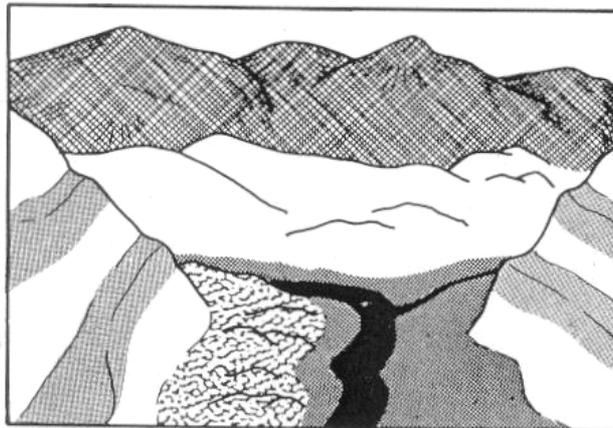
## IV. Kvartærgeologiske kart

### Innholdet i de kvartærgeologiske kartene

En kvartærgeologisk kartlegging skal gi som resultat et kart som forteller hvilke jordarter som finnes i et område, hvor de finnes og hvilke egenskaper de har. Opplysningene om de enkelte jordartene blir lagt inn på kartet ved hjelp av symboler og svart/hvitt-skravur eller farger. I kartets tegnforklaring blir symbolene samlet i naturlige grupper, som hver for seg gir opplysninger om bestemte egenskaper ved jordartene, fig. 37 og 38.



Ved løsmassekartlegging i et område tas det alltid utgangspunkt i landskapet slik det ligger i dag.



Avsetningstypene (jordartene) i området skilles fra hverandre ved hjelp av farger eller skravering i svart-/hvitt.

#### TEGNFORKLARING

	Bunnmorene (grønn)		Smeltevannsavsetning (orange)
	Fjell i dagen (lyserød)		Elveavsetning (gul)
	Utsmeltingsmorene (skravur over grønn)		

Fig. 38: De forskjellige jordartene legges inn på det kvartærgeologiske kartet med hjelp av farger eller skravur i svart-/hvitt. (Østerås 1974.)

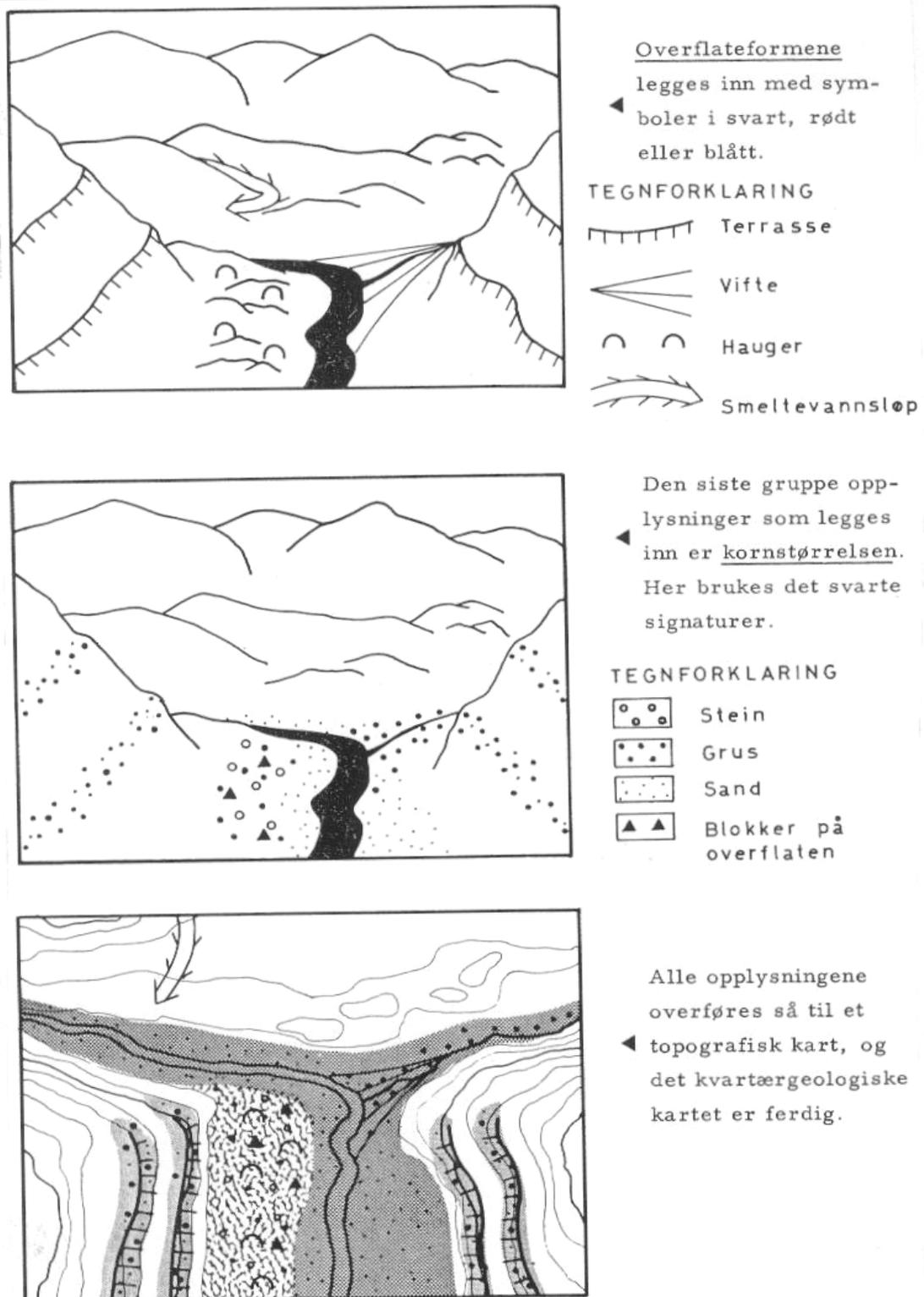
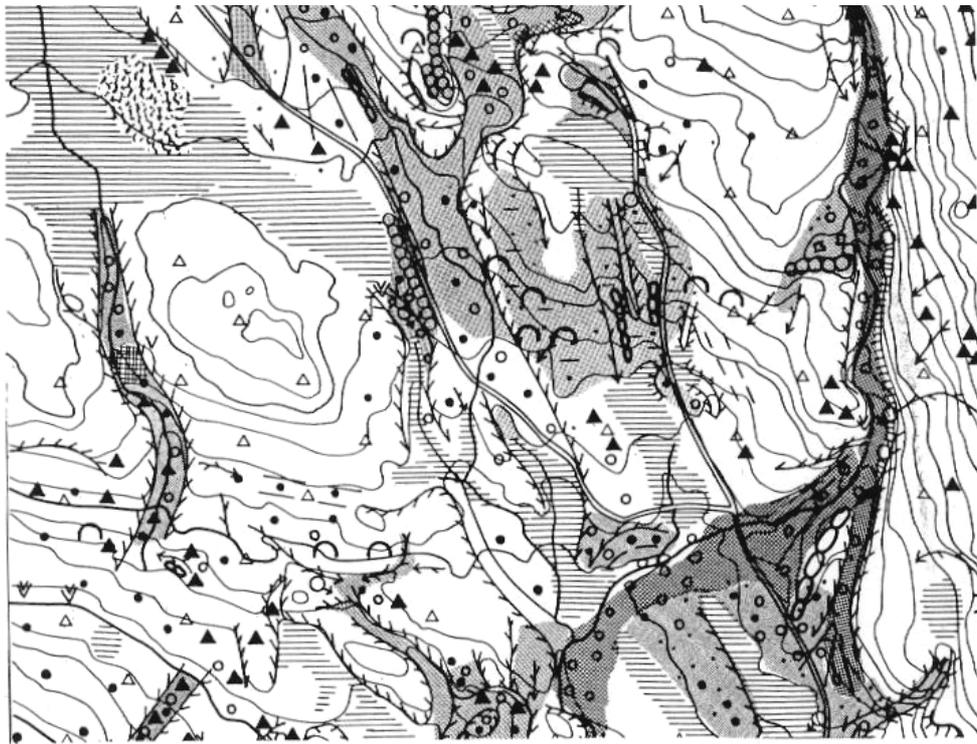


Fig. 39: Opplysninger om overflateformer og kornstørrelser legges inn på det kvartærgeologiske kartet ved hjelp av forskjellige symboler. (Østerås 1974.)

Et ferdig kvartærgeologisk kart vil derfor kunne inneholde et stort antall opplysninger, se eksempel i fig. 39.



#### TEGNFORKLARING

AVSETNINGSTYPE	KORNSTØRRELSE	OVERFLATEFORMER	ANDRE TEGN
Bunnmorene	Blokk	Morenerygg	Store fjellblotninger
Ablasjonsmorene	Stein	Esker (rullesteinsås)	Små fjellblotninger
Glacifluvialt materiale	Grus	Smeltevannsløp	Blokker på overflaten
Fluvialt materiale	Sand	Terrasse	Kildehorisont
	Silt	Vifte	
		Løsmassehauger	

Fig. 40: Utsnitt av et kvartærgeologisk kart i målestokk 1:10 000 fra Åstadalen i Hedmark. (Østerås 1974.)

Fargene eller skravuren på et kvartærgeologisk kart angir jordartene i overflaten og ned til 0,5 m dyp. For å få et størst mulig utbytte av et slikt kart er det derfor viktig å vite i hvilken rekkefølge de forskjellige jordartene er dannet, se kapittel I. Da kan man si noe om en mulig lagdeling mot dypet i det området man studerer. Vet man også hvordan de forskjellige jordartene er dannet, se kapittel II, kan man si noe generelt om de byggetekniske egenskapene i området.

### **Kartgrunnlagets betydning**

Fra Østerås 1973:

De kvartærgeologiske informasjonene festes alltid til et topografisk kartgrunnlag. I praksis benyttes det offentlige topografiske kartverk, hvor følgende målestokker i bruk:

Serie M 515 – 1:250 000  
” M 711 – 1:50 000  
Økonomisk kartverk – 1:10 000  
” ” - 1:5 000

De egenskaper ved det topografiske grunnlaget som har størst betydning for den geologiske kartleggingen er målestokk, kotelokalisering og ekvidistanse.

#### Målestokken

Målestokkens betydning kan illustreres på følgende måte: For streksymboler benyttes ofte pennetykkelse 0,2 mm. Samme pennetykkelse benyttes på grenselinjene mellom de forskjellige jordartene. En slik strek utgjør følgende ”gatebredder” i terrenget:

M 1:250 000 – 50 m  
M 1: 50 000 – 10 m  
M 1: 10 000 – 2 m  
M 1: 5 000 – 1 m

Dette betyr at en feilplassering av en grenselinje med 1 mm gir en ubetydelig feil i M 1:5 000 (ca. 5 m), mens den utgjør hele 250 m i M 1:250 000.

I praksis har det vist seg vanskelig å avgrense mindre enheter enn 10 mm<sup>2</sup> på kartet. En kartflate med dette arealet svarer i felt til:

M 1:250 000 – ca. 625 da  
M 1: 50 000 – ca. 25 da  
M 1: 10 000 – ca. 1 da  
M 1: 5 000 – ca. 250 m<sup>2</sup>

Det forekommer ofte store arealmessige vekslinger i norske kvartæravsetninger. Da det er behov for stor detaljinformasjon i forbindelse med vegplanlegging, er det klart at det bare er de største målestokkene som har praktisk interesse. Målestokken 1:250 000 og delvis også 1:50 000 gir uansett registreringsnøyaktighet et så grovt bilde av de faktiske forhold, at informasjonen bare må betraktes som veiledende.

#### Høydekurver og ekvidistanse

Høydekurvene er det viktigste orienteringselementet på topografiske og kvartærgeologiske kart. Ved å øke nøyaktighetsgraden ved lokalisering av kotene, økes også muligheten for en nøyaktig plassering av de geologiske symbolene på kartet. Nøyaktigheten i kotelokaliseringen henger sammen med kartmålestokken. Med avtagende målestokk reduseres nøyaktigheten, fig. 40. Dette skyldes dels konstruksjonsmessige vanskeligheter, dels det forhold at kotestrekene dekker en økende ”gatebredder” i terrenget.

Kartenes ekvidistanse er avgjørende for i hvilken grad terrengformene skal kunne tegnes inn. Med 100 m ekvidistanse vil terrenglementer med opp til 100 m høydeforskjell

teoretisk kunne forsvinne fra kartet. Med 5 m ekvidistanse vil alle terrenglementer med høydeforskjell  $\geq 5$  m kunne komme med.

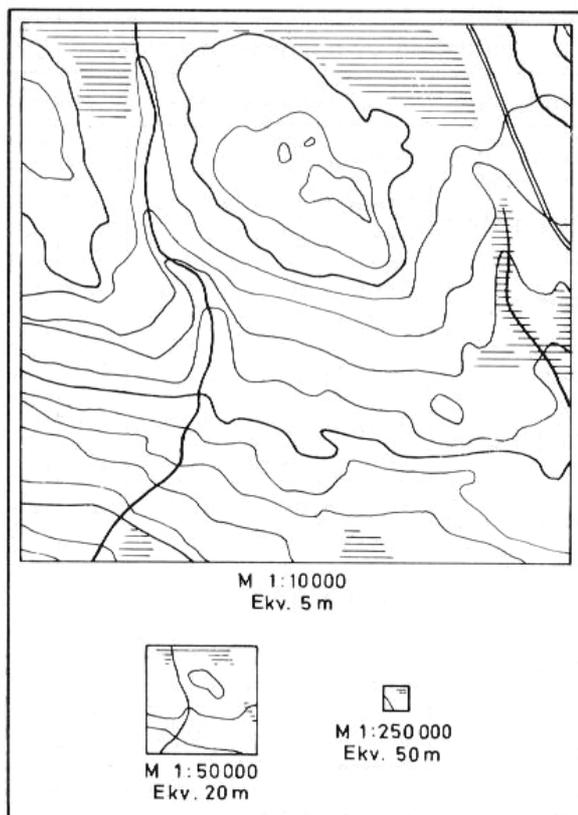
På de kartgrunnlagene som benyttes av Norges Geologiske Undersøkelse til kvartærgeologiske kart er det benyttet følgende ekvidistanser:

M 1:250 000 – 100 m

M 1: 50 000 – 20 m

M 1: 10 000 – 5 m

M 1: 5 000 – 5 m



*Fig. 41: Målestokkens betydning for kotelokalisering og ekvidistanse, og dermed også for kartinformasjon. (Østerås 1973.)*

## V. Litteraturliste

- Andersen, B.G. (1969): Bresjøavsetninger ved Tynset I Østerdalen. Norsk Geologiske Tidsskrift, Vol. 49, Nr. 3.
- Andersen, B.G. (2000): Istider I Norge. Universitetsforlaget.
- Andersen, B.G., Wangen, O.P. og Østmo, S.R. (1987): Quaternary geology of Jæren and adjacent areas, southwestern Norway. Norges Geologiske Undersøkelse, Bull. 411.
- Bjerrum, L. (1971): Kvikkleireskred. Et studium av årsaksforhold og forbygningmuligheter. NGI. Publ. nr. 89.
- Gjelle, S., Bergstrøm, B., Gustavson, M., Olsen, L. og Sveian, H. (1995): Landet ved Polarsirkelen – geologi og landskapsformer. Norges Geologiske Undersøkelse.
- Holmsen, G. (1915): Bredemte sjøer i Nordre Østerdalen. Norges Geologiske Undersøkelse nr. 73.
- Jørgensen, P. (1993): G11 Kwartærgeologi kompendium, Del I. Norges Landbrukshøgskole. Inst. for jord- og vannfag. Seksjon for geologi.
- Jørgensen, P., Sørensen, R. og Haldorsen, S. (1994): G 11 Kwartærgeologi kompendium, Del II. Norges Landbrukshøgskole. Inst. for jord- og vannfag. Seksjon for geologi.
- Jørstad, Finn A. (1968): Leirskred i Norge. NGI. Publ. nr. 83.
- Jøsang, O. (1963): Dannelsesmåten for en del av våre grusforekomster og leting etter disse. Statens Vegvesen, Veglaboratoriet. Meddelelse nr. 14.
- Kristiansen, K. og Sollid, J.L. (1983): Hedmark fylke. Kwartærgeologi og geomorfologi. Miljøverndepartementet, Avd. for naturvern og friluftsliv. Rapp. T-543.
- Longva, O. (1987): Ullensaker 1915 II. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 1:50 000. Norges Geologiske Undersøkelse, Skrifter 76.
- Magnusson, N.H., Lundquist, G. & Granlund, E. (1957): Sveriges geologi. Scandinavian University Books.
- Norges Geologiske Undersøkelse (1984): Kwartærgeologisk kart Kongsvinger 1:20 000.
- Norges Geologiske undersøkelse (1988): Kwartærgeologisk kart Ørland, 1522 III. 1:50 000.
- Norges Geologiske Undersøkelse (1992): Kwartærgeologisk kart Tarva, 1522 IV. 1:50 000.
- Oftedahl, Chr. (1981): Norges geologi. Tapir.
- Skjeseth, S. (1974): Norge blir til. Basert på artikkelserie i A-Magasinet, Chr. Schibsteds Forlag, Oslo.
- Sollid, J.L. & Reite, A.J. (1983): Fra J. Ehlers (editor): Glacial Deposits in North-West Europe, s. 41-59. A.A. Balkema/Rotterdam.
- Thoresen, M.K. (1991): Kwartærgeologisk kart over Norge. Norges Geologiske Undersøkelse.
- Thoresen, M.K., Dahl, R. og Sveian, H. (1997): Nord-Trøndelag og Fosen. Geologi og landskap. Norges Geologiske Undersøkelse.
- Wangen, O.P. (2003): Litt om vegbygging i ur. Intern rapport nr. 2334, Teknologivd.
- Østerås, T. (1973): Kwartærgeologiske kart. Frost i Jord nr. 12. Norges teknisk-naturvitenskapelige forskningsråd og Statens vegvesen.
- Østerås, T. (1974): Innføring i kvartærgeologi. Universitetsforlaget.

## Takk

Takk til Gudbrand Framgården som har hjulpet til med å scanne alle figurene.