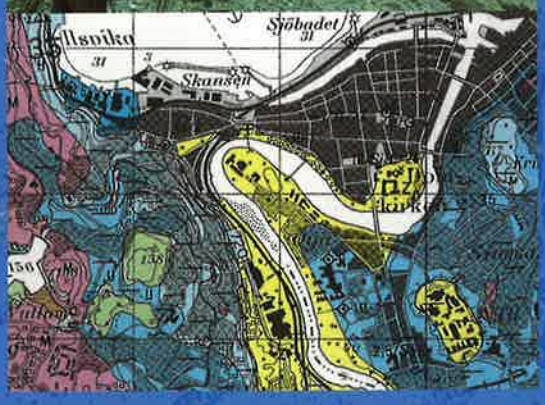
NGU
Norges geologiske undersøkelse

GRÅSTEINEN 5

Et geofaglig tidsskrift for alle – 1999



Trondheim fra istid til nåtid
- landskapshistorie og løsmasser

Reite, A. J., Sveian, H. og Erichsen, E.

Geologi for samfunnet siden 1858

NGU
Norges geologiske undersøkelse

Leiv Eirikssons vei 39,
N-7491 Trondheim

Postadresse:
N-7491 Trondheim

Tlf.: 73 90 40 11
Fax.: 73 92 16 20

Administrerende direktør: Arne Bjørlykke

Norges geologiske undersøkelse (NGU) er landets sentrale institusjon for kunnskap om berggrunn, mineralske ressurser, løsmasser og grunnvann. NGU er en forvaltningsbedrift underlagt Nærings- og energidepartementet, og er departementets faginstans i spørsmål innenfor sitt ansvarsområde. NGU har også status som Miljøverndepartementets temasenter for geologiske miljødata i Norge.

NGU gir ut publikasjonsseriene Gråsteinen, Bulletin og Special Publications. De to sistnevnete er engelskspråklige og omfatter vitenskapelige arbeider innenfor norsk geologi. I tillegg til geologiske publikasjoner, gir NGU ut rapporter og kartserier innenfor fagfeltene berggrunnsgeologi, løsmassegeologi, geofysikk og hydrogeologi/geokjemi. Kartkatalog og publikasjonskatalog fåes ved henvendelse til NGU.

Gråsteinen er en norskspråklig serie som skal inneholde artikler om ulike geologiske tema for allmenheten, det være seg offentlige planleggere, skole-verket, amatørgeologer eller andre aktuelle grupper. Stoffet skal presenteres på en slik måte at ikke-geologer har nytte og glede av å lese om geologi og geologiske prosesser.

Redaktører: Anne Birkeland og Morten Thoresen
Sekretær: Anne Haugan
Utgiver: Norges geologiske undersøkelse
Produksjon: Grytting AS

Forsidebilder:

1) De sentrale deler av Trondheim er bygd på lavtliggende grusører, avsatt omkring Nidelvas munning de siste 2500 år. Dagens elveløp slynger seg fram gjennom byen. Elva graver mest i yttersvinger og avsetter sand- og grusører i innersvinger.

2) Isbre som kalver i en fjord ved Thule, Grønland, gir et godt inntrykk av forholdene i Trondheimsfjorden for vel 10 000 år siden.

3) Breelvavsetning i grustaket ved Ekle.

4) Utsnitt av løsmassekart over Trondheim.

ISSN 0807-4801

Trondheim fra istid til nåtid

- landskapshistorie og løsmasser

Reite, A. J., Sveian, H. og Erichsen, E.

Fakta om Arne J. Reite:

Født 15. november 1935
Forsker ved faggruppe for løsmassegeologi, NGU.

Telefon 73 90 41 17
E-mail:
Arne.Reite@ngu.no

Arne J. Reite er cand.real fra Universitetet i Bergen. Han har arbeidet med løsmassekartlegging, vesentlig i Trøndelag, og har en stor produksjon av kvartærgeologiske kart. Reite har også publisert en rekke fagartikler, særlig om isavsmeltningsforløpet og kvartær stratigrafi.

Fakta om Harald Sveian:

Født 6. juni 1946
Forsker ved faggruppe for løsmassegeologi, NGU.

Telefon 73 90 41 05
E-mail:
Harald.Sveian@ngu.no

Harald Sveian er siv.ing. (ingeniørgeologi) fra NTH. Han har arbeidet vesentlig med kvartærgeologisk kartlegging, anvendte problemstillinger knyttet til løsmasser, og i de siste årene også med populærvitenskapelige presentasjoner av istidshistorien,- landhevningen og landskapsformene i Trøndelag. Sveian har publisert en rekke kvartærgeologiske kart, beskrivelser og fagartikler.

Fakta om Eyolf Erichsen:

Født 22. januar 1958.
Forsker ved faggruppe for løsmassegeologi, NGU.

Telefon 73 90 41 63
E-mail:
Eyolf.Erichsen@ngu.no

Eyolf Erichsen er siv.ing. (malmgeologi) fra NTH. Han har arbeidet med malmleting og seismisk dataprosessering før han i 1987 ble ansatt ved NGU med arbeidsoppgaver innen kartlegging av byggeråstoffer og undersøkelse av bergarters mekaniske egenskaper. Erichsen har i tillegg arbeidet med tilrettelegging av geologisk informasjon med bruk av ulike digitale kartsystemer.

Sammendrag

Kaldt, veldig kaldt - arktisk klima - med innlandsis som dekket Skandinavia. Slik var forholdene flere ganger, senest for 25 000-13 000 år siden. Isen slipte, gravde og polerte et landskap som hadde fått sine hovedformer mye tidligere. Da klimaet omsider bedret seg, måtte iskappa sakte men sikkert vike. Den enorme vekta av den mer enn tusen meter tykke innlandsisen førte til at jordskorpa gav etter, slik at landmassene under isdekket ble kraftig nedpresset. Og mens jordskorpa var nedpresset ble dagens lavlandsområder oversvømt av havet og forvandlet til fjordbunn etter hvert som isen smeltet for ca. 10 000 år siden. Senere har landet hevet seg, og landhevningen fortsetter i vår tid.

Slutten av siste istid var geologisk sett en kortvarig, omskiftelig og dramatisk periode. Svært mye av løsmassene våre ble avsatt i denne hektiske fasen, mens breen kalvet i en fjord som var full av breslam og drivende isfjell. Under breen og ved breranden ble det avsatt morenemateriale. Hvor breelvene munnet ut i fjordene ble det avsatt store mengder grus og sand. Slammet sank til bunns og ble til tykke lag av blåleire. Disse løsmassene er i dag de tydeligste, og for oss mennesker de aller viktigste sporene etter den store innlandsisen. Andre velkjente spor er flyttblokker, skurestriper på berggrunnen, smeltevannsspor etter breelver, eller høytliggende strandlinjer som ble dannet da isen smeltet bort.

Trondheimslandskapet under isavsmeltningen var svært forskjellig fra nåtiden. Med et havnivå ca. 170 m høyere enn i dag var Heimdal og Moholt fjordbunn, Bymarka ei stor øy, og fjorden gikk inn i Jonsvatnet, Klæbu og Selbusjøen. Ut i fra landskapsformer, løsmassetyper og kunnskaper om endringene av havnivået kan vi formelig se for oss forflytningen av strandlinjen og landskapsutviklingen fram mot vår tid: I løpet av steinalderen fant det aller meste av landhevningen sted. Bronsealderen for 3500-2500 år siden hadde et havnivå bare 20-12 m høyere enn i dag. Deretter ble det meste av midtbyen tørt land i løpet av jernalderen fram til slutten av vikingetid.

Gjennom hele etter-istida har landhevningen ført til at elvene har skåret seg ned i de hevete og tørrlagte havbunnsavsetningene og fraktet materialet til ny avsetning på elveslettene eller ute i fjorden. I de bratte skråningene som oppstod er det blitt utløst utallige små og store skred. Elvegraving og skred har gitt et karakteristisk kupert og urolig landskap med smale egger, bekkedaler og brattskrenter. I andre leirområder er den opprinnelige, jevne fjordbunnen bevart som et flatt eller svakt hellende landskap. I vår tid skjer nydannelse av løsmasser vanligvis så langsomt at det knapt er merkbart i løpet av en mannsalder.

Den første vegetasjonen som vandret inn etter isavsmeltningen var preget av hardføre og lyselskende planter, bl. a. dvergbjørk, vier, einer og tindved. For 10 000 år siden ble det mye mildere og bjørk og etter hvert furu ble dominerende treslag. I deler av etter-istida var det bedre klima enn i dag, og det var mer varmekjære treslag. Granskogen vandret inn for bare vel tusen år siden.

Innhold

Innledning 4

Gamle landskapsformer 5

Isavsmeltning - løsmasser og landskapsformer dannes 10
Trøndelag under innlandsisen
Mildere klima - Trondheimsområdet blir isfritt
Kaldere igjen - breframstøt og israndavsetninger
Flere brevariasjoner - innlandsisen forsvinner

Fjordbunn blir tørt land 18
Nedpressing og landhevning
Strandlinjer fra isavsmeltningen
Landet stiger - strandforskyvning gjennom 10 000 år

Hevet fjordbunn omformes - nye løsmasser dannes 23
Elvene graver og avsetter materiale i lavere nivå
Elveløp og strandlinje i de siste 1000 år
Skred former landskapet
Skred i historisk tid

Plante- og dyreliv og mennesker gjennom 10 000 år 34
Vegetasjonsendringer og klima
Spor etter dyreliv
Mennesket i landskapet

Etterord 38

Litteratur 39

Innledning

I dette heftet presenteres den yngste delen av Trondheim kommunes lange geologiske historie. Innledningsvis ser vi litt på utviklingen av landskapsformer i berggrunnen gjennom flere hundre millioner år og hvordan breene senere (i kvartærtiden) har omformet dette landskapet og gravd ut fjorder og daler og dannet løsmasser. Hovedvekten legges imidlertid på avsmeltningshistorien ved slutten av siste istid, landhevningen etter at isen forsvant og utviklingen av landskapsformer i løsmasser de siste 12 000 år. I geologisk perspektiv er dette et meget kort tidsrom, nærmest for ingenting å regne, men det tilsvarer likevel 500 generasjoner i menneskehetens historie. Selv om de fleste geologiske prosesser skjer meget sakte vil det være rom for store forandringer over så lang tid, spesielt i områder som var fjordbunn ved slutten av siste istid. Ser vi oss omkring oppdager vi fort at det er på den gamle fjordbunnen de fleste av oss bygger og bor i dag.

Berggrunnen og løsmassene er grunnlaget for plante- og dyreliv og for bosetning i kommunen. Vi kan trygt si at de er en like fundamental naturressurs som vann og luft, om enn kanskje mindre påaktet. Sagt på en annen måte ligger geologien bokstavelig talt i bunnen av alt kulturlandskap og all natur. Det er løsmassene som gir fruktbar dyrkingsjord, sand- og grusforekomster, grunnvannsmagasiner, utbyggingsarealer, deponeringsmuligheter med naturlig jordrensing for avløpsvann mv., men også risikoområder for bl. a. leirskred.

Det meste av løsmassene dannes av breer, eller i nærheten av breer. De er derfor en ikke-fornybar ressurs. Satt på spissen kan vi si at vi ikke får nye løsmasser før vi får en ny istid. For samfunnet gjelder det derfor å forvalte løsmassene våre på best mulig måte. Bruk av løsmassekart og geologiske databaser bør være en selvfølge ved arealplanlegging og ressursforvaltning.

NGU startet systematisk løsmassekartlegging og undersøkelser av Trondheims yngste geologiske historie (kvartærgeologien) for snart 30 år siden, og senere har vår kunnskap stadig blitt bedre. Det er utgitt fargetrykte kvartærgeologiske kart i målestokk 1:50 000 med beskrivelser i egne hefter. De gir mer utfyllende opplysninger vedrørende landskapsformer, isbevegelser, dateringer m.v. Det er denne løsmassekartleggingen som gir bakgrunnsmateriale for å skildre den geologiske utviklingen så detaljert som vi gjør i dette heftet. Vi håper at innholdet og presentasjonsformen vi har valgt vil gjøre landskapshistorien interessant også for deg som ikke har spesielle kunnskaper i geologi.

Det vedlagte, forenklete løsmassekartet viser utbredelsen og dels tykkelsen av ulike avsetningstyper innenfor kommunen. Det har også med alle større skredgroper, samt noen utvalgte lokaliteter med løsmasseforekomster og landskapsformer som er spesielt interessante for undervisning, forskning eller i lokalhistorisk sammenheng. Disse lokalitetene er kort omtalt i kartramma. Kartet foreligger digitalt og kan plottes på forespørsel.

Gamle landskapsformer

Landskapet har slett ikke alltid sett ut som i dag. Landskapsformene er resultatet av en ufattelig lang og langsom geologisk utvikling - en historie som omfatter at kontinentene har flyttet seg i forhold til hverandre, oppbygging og nedtæring av fjellkjeder, vulkansk aktivitet, perioder da Trøndelag var havbunn, og ikke minst istider og landhevning. Til denne historien hører også at Trøndelag i løpet av mange hundre millioner år har vært gjennom vekslende klima, fra tropisk til arktisk. I en fjern framtid kan vi være sikre på at de geologiske prosessene vil fortsette å forandre Trondheims-landskapet til det ugjenkjennelige.

I vårt land er det meget stor forskjell på berggrunnen og overliggende løs-masser. Berggrunnen består av fast fjell, som ble dannet for flere hundre mil-lioner år siden. Løsmassene består av morene, grus, sand, leire, forvitrings-

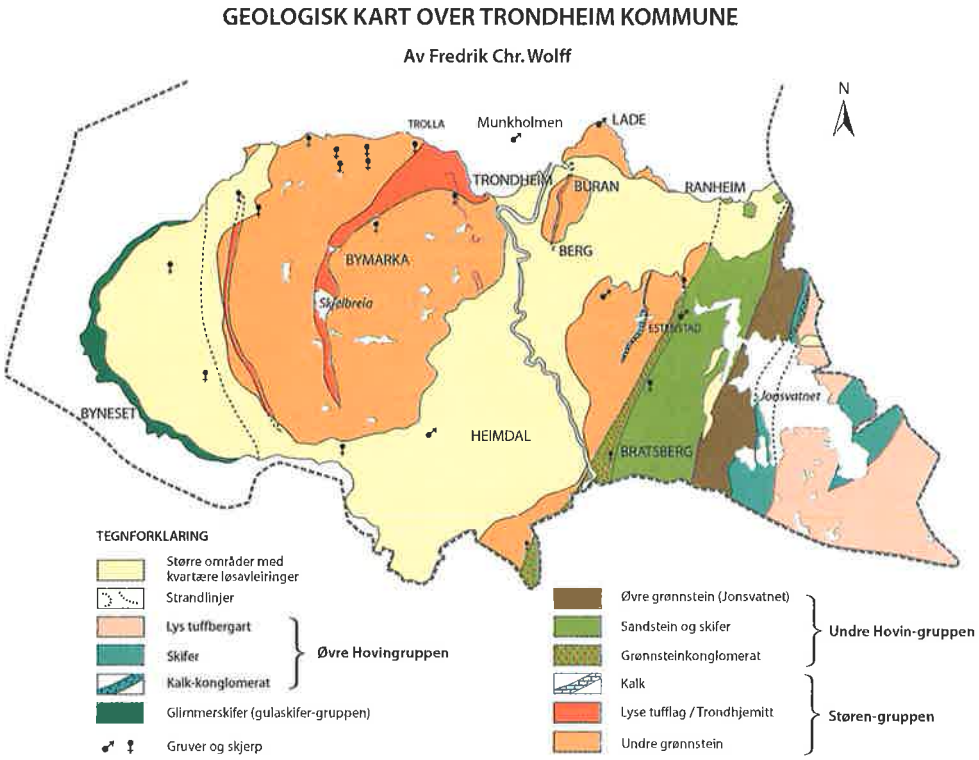


Fig. 1. Berggrunnskart over Trondheim. Berggrunnen er ikke framstilt i områder med tykke løsmasser.

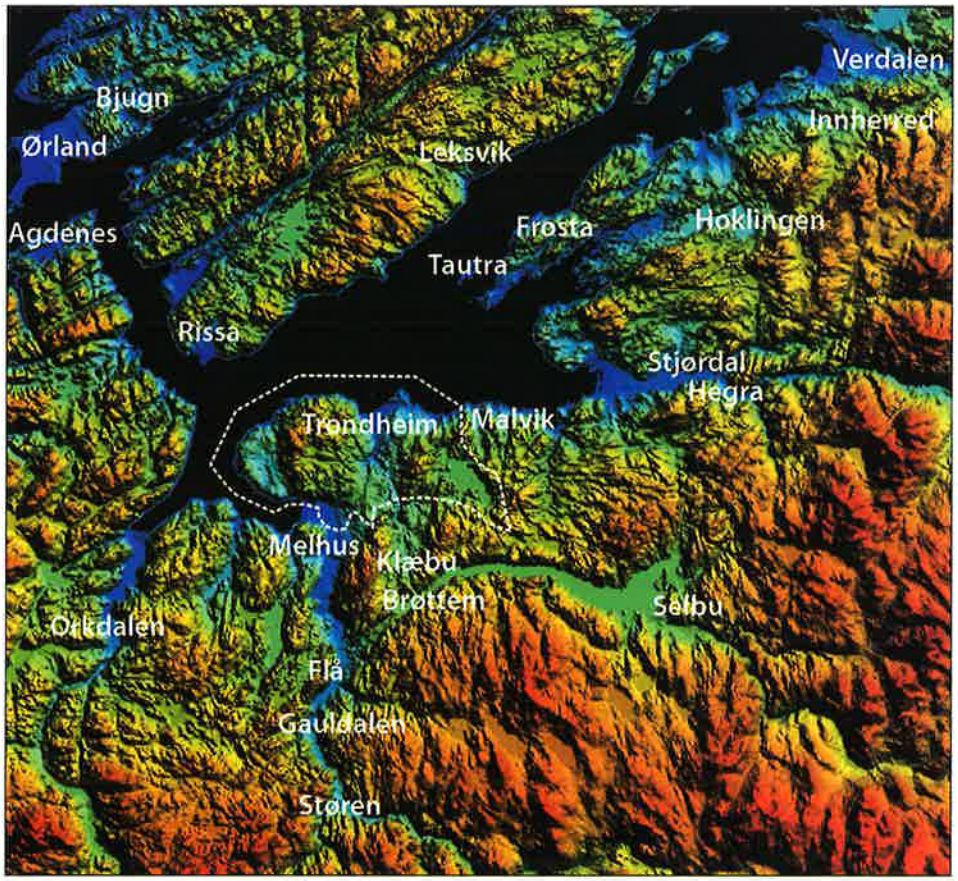


Fig. 2. Skyggerelieffkart over Trondheimsfjordområdet, etter høydedata fra Statens Kartverk. Hovedtrekkene i landskapet med fjell, fjorder og daler kommer klart fram.

Fig. 3. Leinstrand, Øysanden og Gaulosen sett mot nordvest. Slettelandskapet langs nedre delen av Gaula i forgrunnen, med Ringvålområdet, Bymarka og Byneset i bakgrunnen.

jord og torv som ble avsatt fra slutten av siste istid og fram til i dag, et tidsrom på bare 10 000 - 12 000 år. I mange andre land og på vår egen kontinentalsokkel er det en mer flytende overgang mellom berggrunn og løsmasser.

Berggrunnen i Trondheim ble dannet for ca. 500 millioner år siden (Wolff 1979). Den består for det meste av vulkanske bergarter som grønnstein og tuff. Det fins også mye skifer og sandstein, opprinnelig avsatt på havbunnen som leire og sand (Fig. 1). Da fjellkjeden gjennom Skottland (Kaledonia) og Skandinavia oppsto under den kaledonske fjellkjedefoldningen for knapt 400 mill. år siden, ble bergartene foldet og skjøvet lange strekninger og delvis noe omdannet på grunn av trykk- og temperaturpåkjenninger. Store foldestrukturer kunne revne og hele flak av berggrunnen ble stablet over hverandre. Foldningen kunne snu hele lagrekker på hodet, og derfor finner vi enkelte steder eldre bergarter som ligger over yngre.

Hovedretningen for bergartsgrenser, lagdeling og skifrighet i fjellkjedens bergarter (strøkretningen) veksler, men er de fleste steder i Trøndelag nordøst - sørvest (Fig. 2). Samme hovedretning har også mange gamle svakhetssoner som forkastninger, sprekker og knusningssoner. De mest markerte svakhetssonene i Trondheim kommune har retningen øst - vest, f. eks. Styggdalen i Estenstadmarka, Skjøla og Leirsjøen - Leirelva. Både svakhetssoner, strøk- og sprekkeretninger og variasjoner i bergartenes hardhet har vært av stor betydning for utformingen av landskapet og for retningen på høydedrag og forsenkninger som fjorder og daler.

Viktig for dagens landskap var en hevning av Skandinavia, særlig den vestre delen, som skjedde i slutten av tertiærtiden (den geologiske tidsperioden for 65-1,8 mill. år siden). Hevningen førte til at vi fikk høye kystfjell, elvene fikk brattere helning og de kunne grave seg V-formete daler dypere ned i landmassen (Rundberg 1991). Nåtidens daler og fjorder følger i hovedsak dalfører og svakhetssoner

som eksisterte ved slutten av tertiær tid, før istidene satte inn.

De siste par millioner år (kvartærtiden) har isbreer gjentatte ganger dekket Skandinavia, og ført store mengder løsmasser ut på kontinentalsokkelen. Breene gravde ut daler og fjorder. Eksempler på dette er Trondheimsfjorden, Gauldalen, Selbusjøen og Klæbuforsenkningen (Fig. 2). Mindre fordypninger (bassenger) i berggrunnen er også typisk for områder påvirket av breerosjon. Jonsvatnet og f.eks. Skjelbreia ligger i slike bassenger. Fjell og åser mellom forsenkningene er ofte avrundet av breenes sliping, men de er som regel mindre preget av breerosjon enn forsenkningene.

Trondheimsområdet består for det meste av et åslandskap som ligger 150-400 m o.h. Bare noen få fjelltopper, som Gråkallen, Storheia og Vassfjellet, når litt større høyde. Gauldalen er en U-formet, dypt nedskåret og meget gammel dal preget av lang tids elveerosjon og breenes graving.

Berggrunnsoverflata ved Leinstrand (Fig. 3) ligger langt under dagens havnivå og største dyp til fjell er mer enn 450 m (Sindre 1979). I Trondheimsfjorden, som er opp til 500 m dyp nordvest for Trondheim, ligger det mange hundre meter leire over berggrunnen (Oftedahl 1978). Relieffet (høydeforskjellene) i berggrunnen er derfor mye større enn det en får inntrykk av; fra fast fjell i den dypeste delen av fjorden til toppen av Gråkallen (552 m o.h.) er det hele 1600 m.

De nedre delene av Nidelvvassdraget, fra Tiller til midtbyen, følger en vid forsenkning i berggrunnen der elva har skåret seg ned i tykke løsmasser (Fig. 4 og fig. 5, se også fig. 7 og fig. 34). Trondheim sentrum har løsmassetykkelser på 100-150 m (Tønnesen 1996). Fast fjell ligger derfor langt under dagens havnivå. Enkelte steder, f. eks. ved Øvre og Nedre Leirfossen, har fjellterskler i elveløpet bremset Nidelvas videre graving. I motsetning til nedre deler av Gaula er Nidelva preget av store fosser og har ikke formet noen tydelig

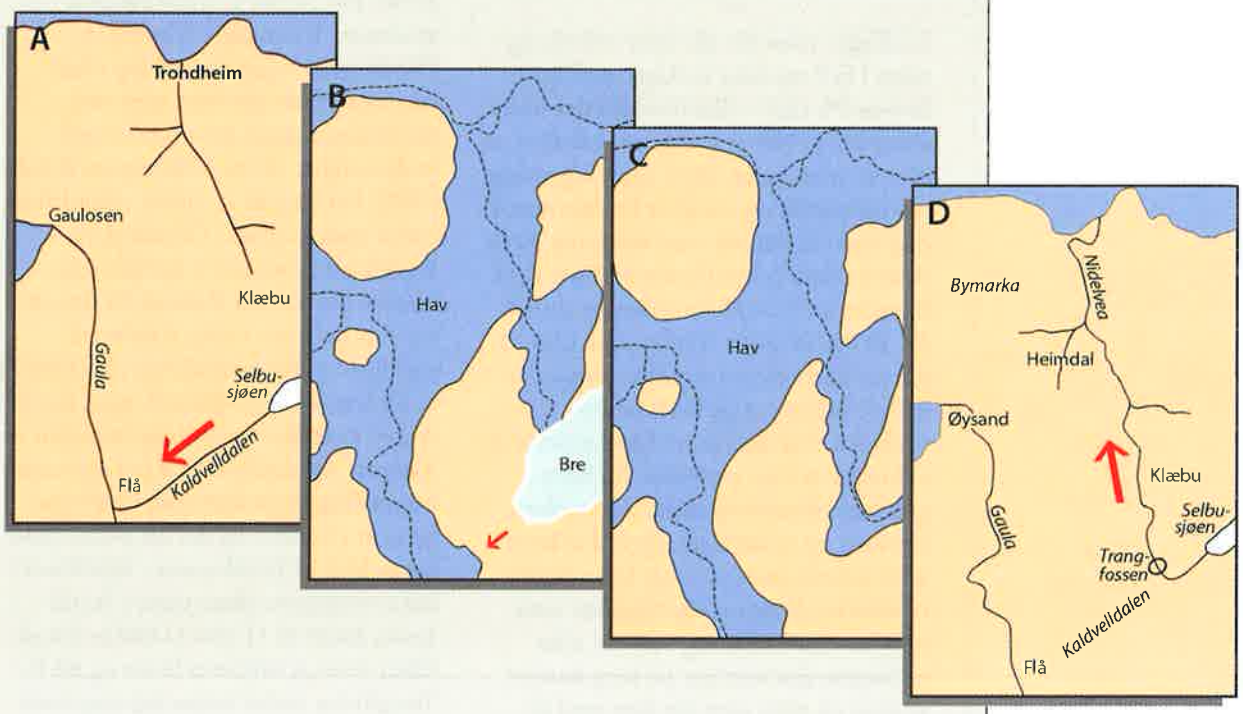
Fig. 4. Området vest for Nidelva, med Tiller, Heimdal og Byåsen, sett mot nordvest. Bebyggelsen og dyrket mark ligger for det meste på gammel havbunn med tykke leir- og sandavsetninger, opp mot 170 m o.h. I bakgrunnen Bymarka med Gråkallen og Storheia hvor der er grunnlendte, skogkledte åser.

Fig. 5. Området øst for Nidelva. Bebyggelsen og dyrket mark ligger for det meste på gammel fjordbunn med tykke leir- og sandavsetninger, opp mot 170 m o.h. Nidelva har skåret seg dypt ned i løsmassene. De store sandtakene ved Ekle sees i forgrunnen. Åslandskapet i Estenstadmarka lengst til høyre på bildet har tynt løsmassedekke eller bart fjell.

dal i berggrunnen. Dette tyder på at Nidelvas løp er ungt, kanskje er det så ungt som fra slutten av siste istid? Før vannet fant vei gjennom Trangfossen mot Trondheim regner vi med at Selbusjøen i lang tid hadde et lavere avløp gjennom Kaldvelldalen mot Flå i Gauldalen (se fig. 6 og fig. 11C).

Nidelva til Øysanden eller Brattøra?

Var det slik at Nidelva ble byens viktigste formgiver ved en tilfeldighet, og var det en av naturens mange luner som avgjorde at byen grodde opp på Nidarneset?



Kaldvelldalen er en dyp og meget gammel dalform. I millioner av år rant elva fra Selbusjøen gjennom denne dalen til Flå i Gauldalen (Fig. 6A). En gang i nyere geologisk tid, kanskje så sent som etter siste istid begynte elva å gå gjennom Trangfossen og Klæbu mot Trondheim. Landskapet forteller oss at det geologisk sett er meget kort tid siden elva skiftet løp.

I dag er Kaldvelldalen fylt av meget tykke løsmasser fra siste isavsmeltning for vel 10 000 år siden. Endemorenen og grusmassene som ble avsatt da brekanten stanset opp midt i dalen (Fig. 6B), ble senere en effektiv demning som nå ligger ca. 195 m o.h. Da isen smeltet var havnivået 175 m, og fjordarmene i Gauldalen og Klæbu fikk ingen forbindelse gjennom Kaldvelldalen. Samtidig lå Trangfossens smale gjel på 15 - 20 m dyp i fjorden (Fig. 6C). Noen hundre år senere hadde landhevningen sørget for å senke strandlinjen så mye at Selbusjøen for 9800 år siden var i ferd med å bli avsnørt fra havet. Det laveste avløpsstedet var nå gjennom Trangfossen, ca 155 m o.h., hvor det oppsto en kort elvestubb - Nidelvas første fase. Dette løpet har den senere ikke hatt noen mulighet til å komme ut av (Fig. 6D).

Man kan spørre seg hva som ville skjedd hvis isen ikke hadde fylt Kaldvelldalen med grus og Nidelva fortsatt hadde rent mot Gauldalen. Bekker fra Klæbu, Heimdal og Bymarka ville sikkert ha gått sammen til et lite vassdrag som kunne ha gravd i leira, dannet fosser og utløst leirras slik Nidelva har gjort. Ville dette lille vassdraget ha ført nok sand og grus ut i fjorden til å danne slettene der midtbyen ligger? Ville det ha vært gode havneforhold ved Skipakrok for tusen år siden med ei mye mindre elv? Kanskje byen ville ha blitt anlagt hvor Gaula og sideelva fra Selbusjøen i så fall ville ha munnet ut, nemlig ved Øysanden?

Fig. 6. Fire stadier av Nidelvas historie. Landarealer - lys brun, fjorder - lys blå, breer - turkis, innsjøer - hvit.
I figur B og C er dagens strandlinje og elveløp stiplet i områder som lå under havnivået.
A. Elveløpet mot Gauldalen før siste istid.
B. Løsmassedemningen i Kaldvelldalen dannes ved brekanten på slutten av siste istid.
C. Forholdene kort etter at innlandsisen forsvant.
D. Dagens elveløp.

Isavsmeltning - løsmasser og landskapsformer dannes

Trøndelag under innlandsisen

I tidligere tider ble alle spor etter is og vann i fjell og daler forklart med syndfloden. På 1800-tallet ble det etter hvert akseptert at Norge hadde vært dekket av isbreer. Men lenge visste man ingenting om tidspunkt og varighet for storisen. I dag vet vi at det har vært omkring 30 istider de siste 1,8 millioner år. Siste istid begynte for 115 000 år siden og sluttet for 10 000 år siden. Under siste istid ble det meste av eldre løsmasser fjernet av breene og ført ut på kontinentalsokkelen. Nye løsmasser ble dannet ved at breene rev løs materiale fra berggrunnen, knuste og malte det mellom bresålen og underlaget, og ved at breelvene avsatte grus, sand og leire. Andre typiske istidsspor er flyttblokker som isen har dratt med seg milevis, eller rettlinjete skurestriper på berg dannet av grus og stein som ble ført med av breen som beveget seg fra innlandet mot kontinentalsokkelen.

Nyere forskning viser at det var perioder da mye av innlandsisen smeltet. De store nedisningene har derfor vært av kortere varighet enn tidligere antatt. Flere steder i Trøndelag er det funnet løsmasser med skjell og planterester fra fire isfrie faser innenfor tidsrommet 20 000-50 000 år før nå (Olsen m.fl., *i trykk*). Siste isvekstfase med framstøt til kontinentalskråningen fant sted for 16 000-18 000 år siden (Fig. 8). Hele Norge og Sverige og mesteparten av Danmark var da dekket av innlandsisen, som i sør nådde helt til Berlin. Istykkelsen var stor (1-2 km), men det pågår for tiden en diskusjon blant geologene om hvorvidt de høyeste fjellene lå under innlandsisen, eller om toppene stakk opp som nunataker.

Mildere klima - Trondheimsområdet blir isfritt

Klimaforbedring førte til at brefronten trakk seg tilbake fra kontinentalsokkelen for 15 000-13 000 år siden (Andersen 1979). For 12 500 år siden ble kyststrøkene i Trøndelag isfrie (Fig. 8). Tilbaketrekningen stanset opp eller iskanten rykket litt fram igjen ved fjordmunningene, hvor isen avsatte endemorener (Reite 1990, Sveian & Solli 1997). For 12 000-11 000 år siden kalvet breen raskt innover i Orkdalen og Gauldalen og østover i Trondheimsfjorden til iskanten lå minst 20 km øst for Tautra (Reite 1994). Kalvingen skyldtes en klimaforbedring som førte til at innlandsisen ble tynnere, og at fjorden er dyp innenfor den grunne terskelen ved Agdenes. Straks fjorden åpnet seg startet bunnfellingen av slam som breelvene førte ut i fjorden, og det ble avsatt tykke lag av leire på fjordbunnen. Skjellfunn i leiravsetningene flere steder i Trondheim, datert til 11 600-11 000 år før nåtiden, viser at isfronten lå sør og øst for Trondheim under denne kalvingsfasen (Reite 1994). Den raske kalvingen i Trondheimsfjorden førte trolig til at det ble liggende igjen små brerester enkelte steder langs fjorden, f. eks. i Bymarka og Estenstadmarka, men da disse breene hadde liten eller ingen forbindelse til innlandsisen, smeltet de raskt.

Kaldere igjen – breframstøt og israndavsetninger

I hele Nord-Europa ble det mye kaldere igjen for 11 000 år siden. Sommer- og vintertemperaturene var henholdsvis 5-6 og hele 20-25 ° C lavere enn i dag (Isarin mfl. 1998). Dette er et av historiens tydeligste eksempler på at hurtige klimaendringer kan ha naturlige årsaker. Konsekvensene ble at innlandsisen vokste og rykket fram over områder som hadde vært isfrie flere hundre år (Fig. 10 og fig. 11A). I Trondheimsområdet fins mange morenerygger og breelvavsetninger (israndavsetninger) dannet ved brekanten under dette framstøtet, som kalles Tautratrinnet. Det nådde sitt

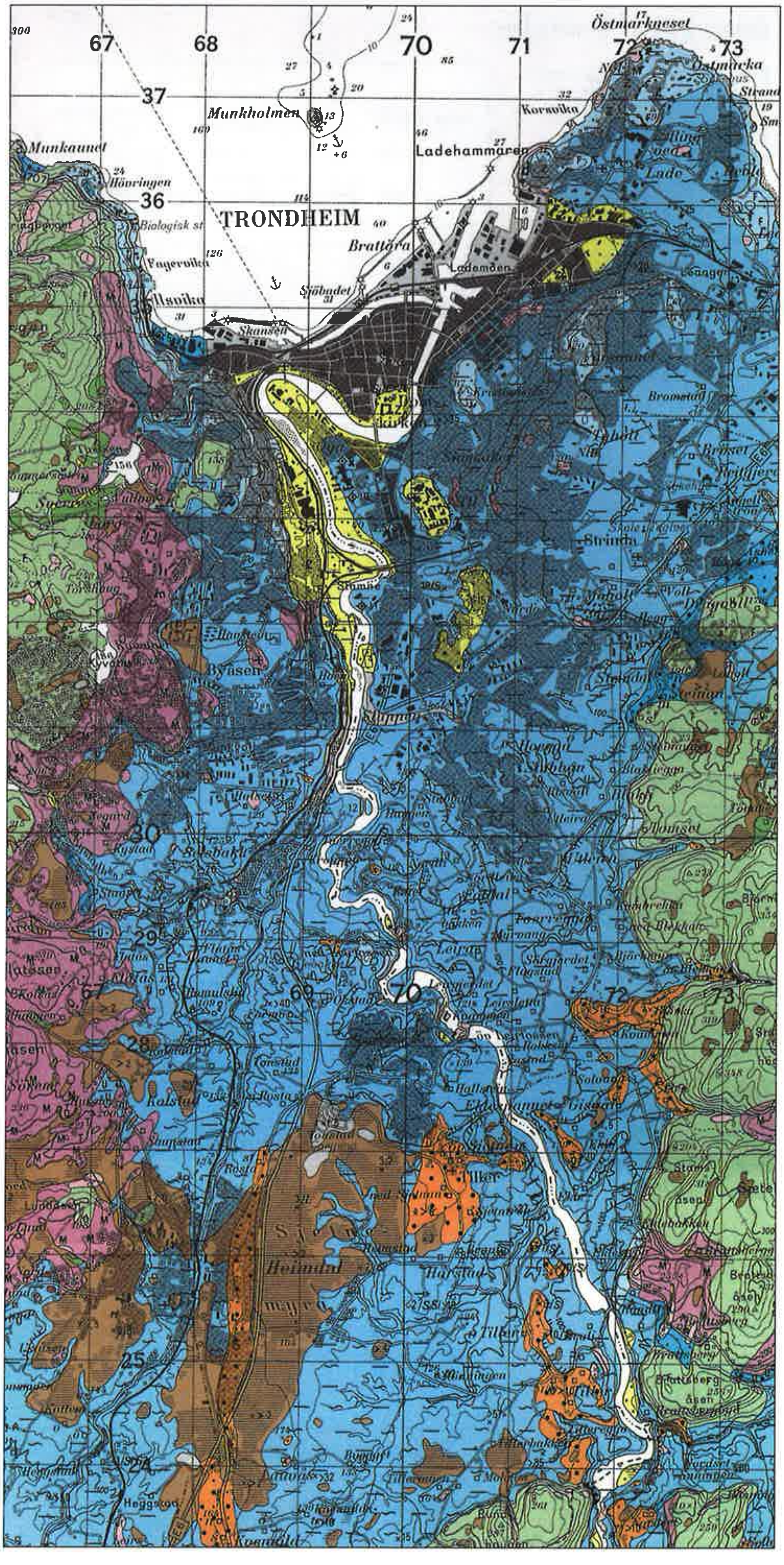


Fig. 7. Utsnitt av kvartærgeologisk kart Trondheim (Reite 1983a). I sør viser orange farge israndavsetninger som ble dannet ved iskanten der breelvene munnet ut i Trondheimsfjorden (se fig. 10). Havnivået var ca. 170 m høyere enn i dag. Hav- og fjordavsetninger (blå farge) består av slam (leire) som breelvene førte med seg ut i Trondheimsfjorden. Elver og bekker har senere skåret seg dypt ned i løsmassene, dels helt ned til fast fjell. Hvor Nidelva munnet ut i fjorden til ulike tider ble det avsatt sand (gul farge på kartet). Tynt morenedekke (grønn) og forvitringsjord (fiolett) dominerer i åspartiene. Torv og myr har brun farge. Kartet har rutenett på 1x1 km.

Fig. 8. Innlandsisens utbredelse i slutten av siste istid. Innlandsisen har lys blå farge, hav- og fjorder har mørkere blå farge og landarealer gulbrun farge.

A. Innlandsisens utbredelse for vel 20 000 år siden.

B. Hele Trondheimsfjordområdet var isdekt for 12 500 år siden. Brefronten lå i ytre kyststrøk.

C. Brefront i Trondheimsfjordområdet under hovedframstøtet for 10 600 år siden (Tautratrinnet, jfr. fig. 10 og fig. 11A).

D. Brefront under et framstøt for ca. 10 300 år siden (Hoklingentrinnet, jfr. fig. 11B og fig. 16).

Datering med ^{14}C-metoden

Vår kunnskap om isavsmeltningsforløpet og -tidspunktet bygger først og fremst på radiokarbon(^{14}C)-dateringer av organisk materiale, som skjell, bein, trerester og torv funnet i løsmassene. Karbon (kullstoff) har litt varierende oppbygging av atomene, dvs. det består av ulike isotoper. Levende organismer vokser og tar opp karbonisotoper i samme forhold som de finnes i omgivelsene, og dette opptaket stanser når organismene dør. En av disse isotopene, ^{14}C, er radioaktiv med halveringstid på ca. 5700 år. Ved å måle restmengden av denne isotopen i dødt organisk materiale kan vi finne ut hvor lenge det er siden organismene levde.

Laboratoriet for radiologisk datering, NTNU, utfører slike aldersbestemmelser.

Metoden kan brukes for de siste 40 000 år, men den gir litt avvik fra alderen målt i vanlige kalenderår. Dette skyldes at metoden bygger på forutsetningen at innholdet av ^{14}C i atmosfæren har vært konstant, men i virkeligheten har dette variert noe, og dermed oppstår avvikene fra vår vanlige tidsskala. For isavsmeltningsperioden gir metoden aldre som er ca. 1000 år lavere enn alderen målt i kalenderår, for de siste par tusen år omtrent sammenfallende aldre. Kalibreringstabellen viser hvordan man kan sammenligne de to tidsskalaene (Fig. 9).

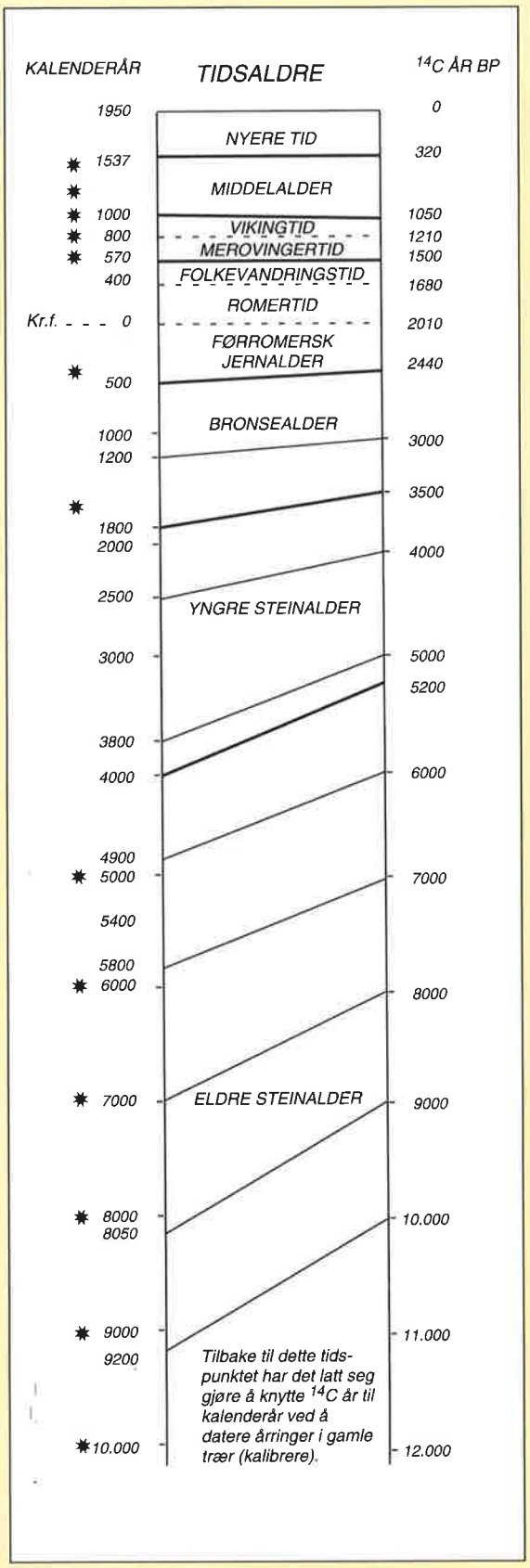


Fig. 9. Kalibreringstabell for ^{14}C-år/ kalenderår utarbeidet av S. Gulliksen, gjengitt etter tidsskriftet SPOR – fortidsnytt fra Midt-Norge, Vitenskapsmuseet ved NTNU.

I dette heftet er benyttet ^{14}C-år, bortsett fra når det brukes årstall for hendelser i historisk tid.

maksimum for 10 600 år siden (Reite mfl. 1982, Sollid og Reite 1983, Reite 1995, Andersen mfl. 1995).

Spor etter isranden er usammenhengende fra Melhus og rundt Vassfjellet, men fra Skjøla over Torgård, Kvenild, Heimdal, Tiller og Ekle (Fig. 4, fig. 5, fig. 10, fig. 12 og fig. 13, se også løsmassekartet) er det store, ryggformete israndavsetninger av sand og grus som ble avsatt hvor breelvene rant fra isen og direkte ut i fjorden. Isranden fortsatte langs østsiden av Estenstadmarka med en bretunge ned Vikelvdalen til Reppe, og tilsvarende til Vikhammer (Ålia). Det kan også ha vært en liten bretunge over mot Dragvoll. Israndavsetningene fra Tautratrinnet hever seg tydelig i landskapet. De ligger dels oppå den eldste leira som ble avsatt forut for dette framstøtet, og de er for en stor del dekket på sidene av leire avsatt etter at isen trakk seg tilbake fra Tautratrinnet (Fig. 14).

Under framstøtet nådde brefronten ut i fjorden på nesten hele strekningen Trondheim - Malvik - Skatval - Leksvik (se fig. 8). Breelvene avsatte grus og sand hvor de munnet ut i fjorden. Slam som breelvene førte med seg ble avsatt som leire på fjordbunnen (Fig 15). Mest leire finner vi i nærheten av steder hvor store breelver munnet ut i fjorden. Leirtykkelser på mer enn 100 m er vanlig. Relativt dypt vann og hurtig brebevegelse i hoveddalførene og i fjorden førte til en intens kalving. Isfjellene førte med seg grus- og steinmateriale som ble avsatt sammen med leire etter hvert som de smeltet. Ved Flakk på Byneset og Granåslia ved Angelltrøa har det strandet mange isfjell som har avsatt et stein- og blokkrikt leirlag over eldre, nesten steinfrie leirer.

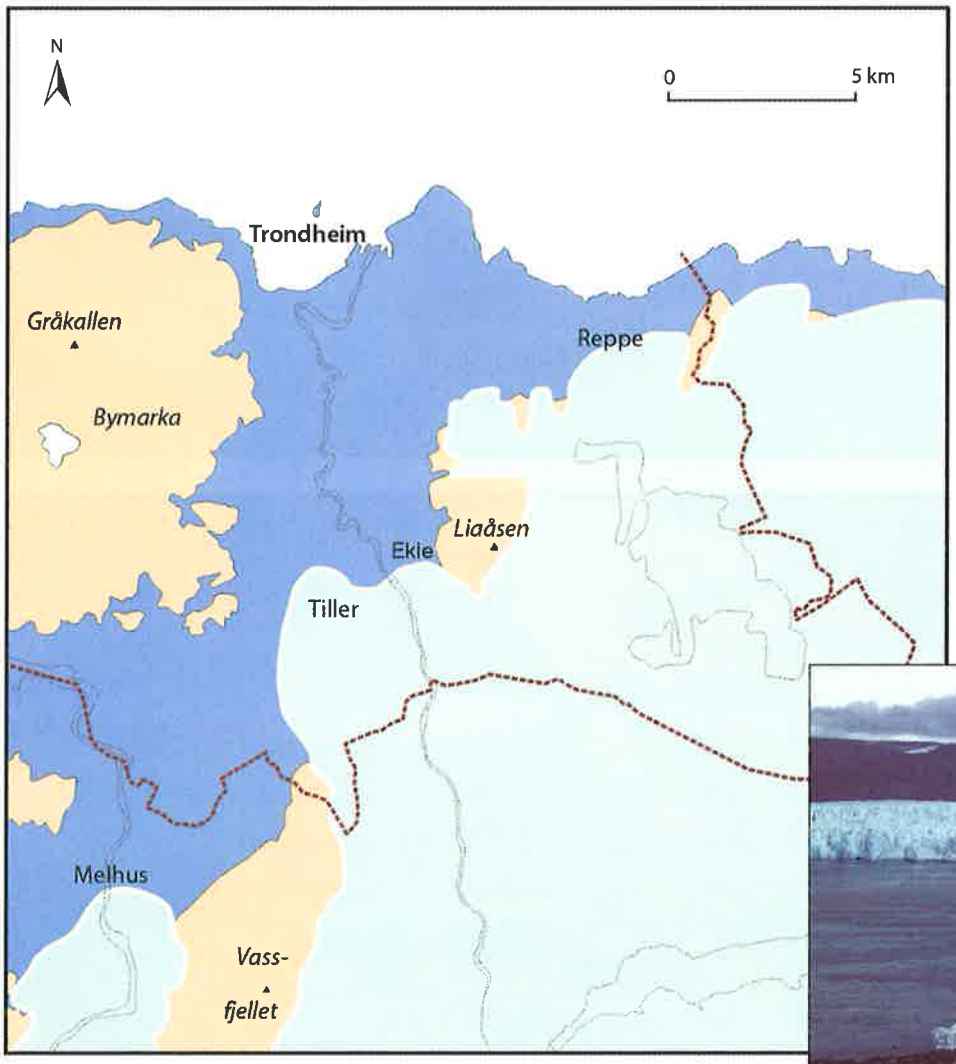
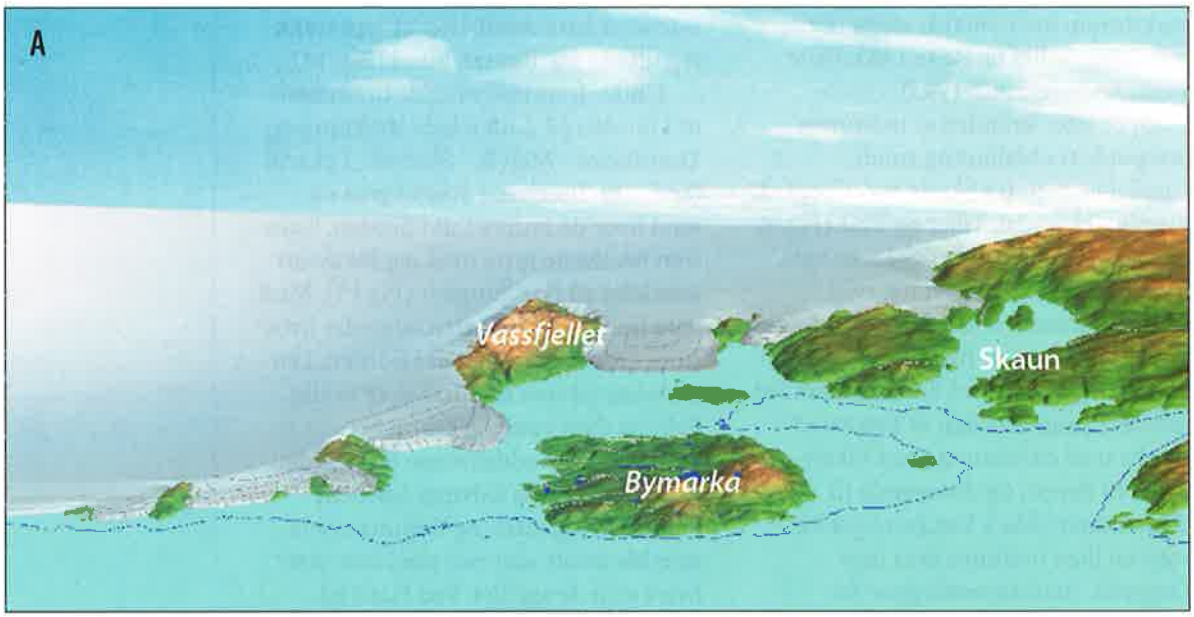
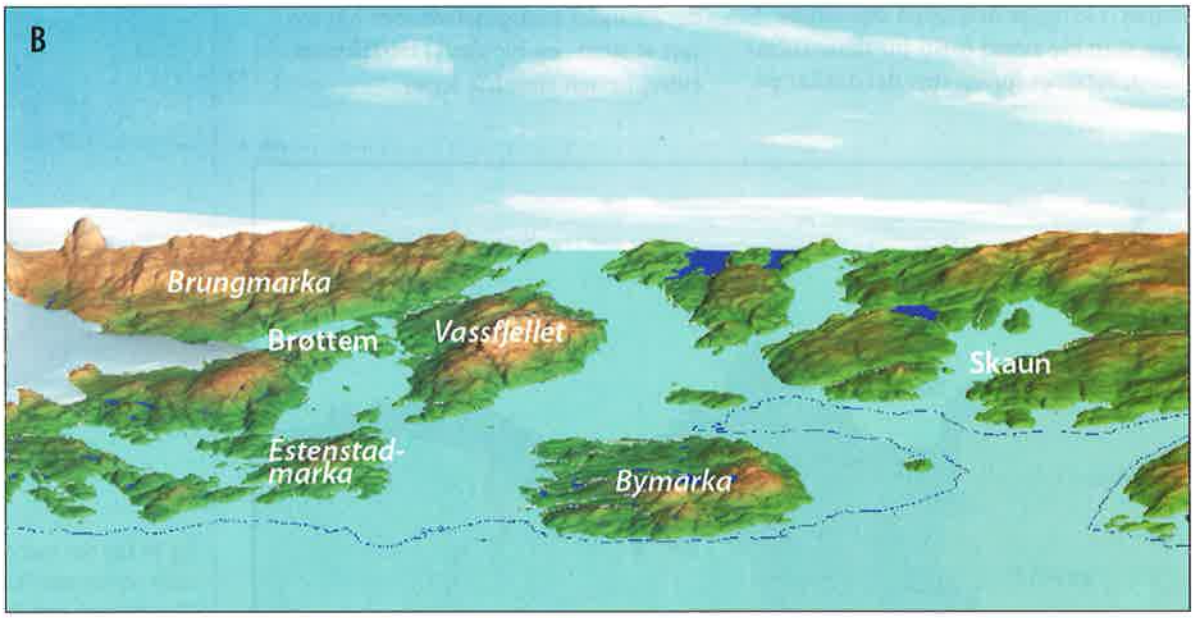


Fig. 10. Kart over breer og isfrie områder i Trondheim under breframstøtet for 10 600 år siden (Tautratrinnet). Breer har lys blå farge, landarealer som var fjordbunn har mørkere blå farge, landarealer over datidens havnivå har gulbrun farge og dagens Trondheimsfjord har hvit farge. Fotografiet viser forholdene ved en brefront som kalver i en fjord. Foto: A. J. Reite

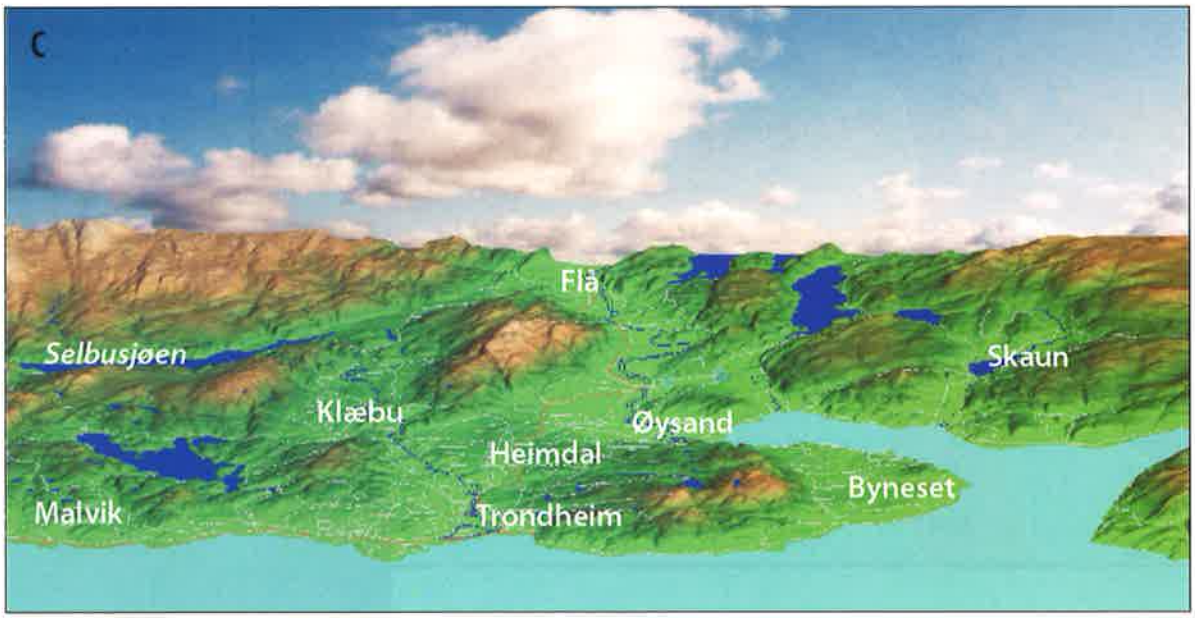
Fig. 11. Terrengmodell av Trondheim og tilgrensende områder, sett mot sør fra en posisjon over fjorden. På figur A og B er havnivået ca. 170 m over dagens havnivå, og dagens strandlinje er antydet. Modellene er konstruert på grunnlag av data fra Statens Kartverk. Høyden er overdrevet 2 ganger.



A. 10 600 år før nåtid.



B. 10 300 år før nåtid.



C. I dag.

Fig. 12. Israndavsetningen ved Torgård danner et langstrakt høydedrag fra Heimdal til Skjøla. I vestskråningen av ryggen er det mange store grustak, som viser at den har vært en viktig grusressurs for Trondheim. Det er fortsatt igjen mye sand og grus, men bebyggelse vanskeliggjør ytterligere uttak.

Flere brevariasjoner - innlandsisen forsvinner

For ca. 10 500 år siden fikk vi en ny, kortvarig fase med sterk isavsmeltning, noe som trolig skyldes en betydelig klimaforbedring (Reite 1995). Breen trakk seg raskt tilbake innover Trondheimsfjorden forbi Levanger og i Gauldalen sør for Støren. Denne utviklingen ble avbrutt av en ny kaldere periode og et nytt breframstøt (Hoklingentrinnet) som nådde sitt maksimum for ca. 10 300 år siden

Fig. 13. Utsikt fra Heimdal mot Estenstadmarka i øst. Israndavsetningen ved Tiller (T), Ekle (E) og Kvammen (K), sees i bakgrunnen. Ved Kvammen er avsetningen bygget opp til datidens havnivå, med toppflate ca. 170 m o.h. Ved Tiller og Ekle opphørte materialtilførselen før avsetningen nådde opp til havnivået. Denne delen av israndavsetningen framstår som en bred ryggform i landskapet, og den er for en stor del dekket av leire avsatt etter at breen trakk seg tilbake. Nidelva har senere skåret seg gjennom israndavsetningen. I forkanten av israndavsetningen ser vi en rekke store skredgroper etter kvikkleireskred ved Sjetnemarka, Hallstein og mellom Ekle og Kvammen. Raskantene er avmerket på bildet.

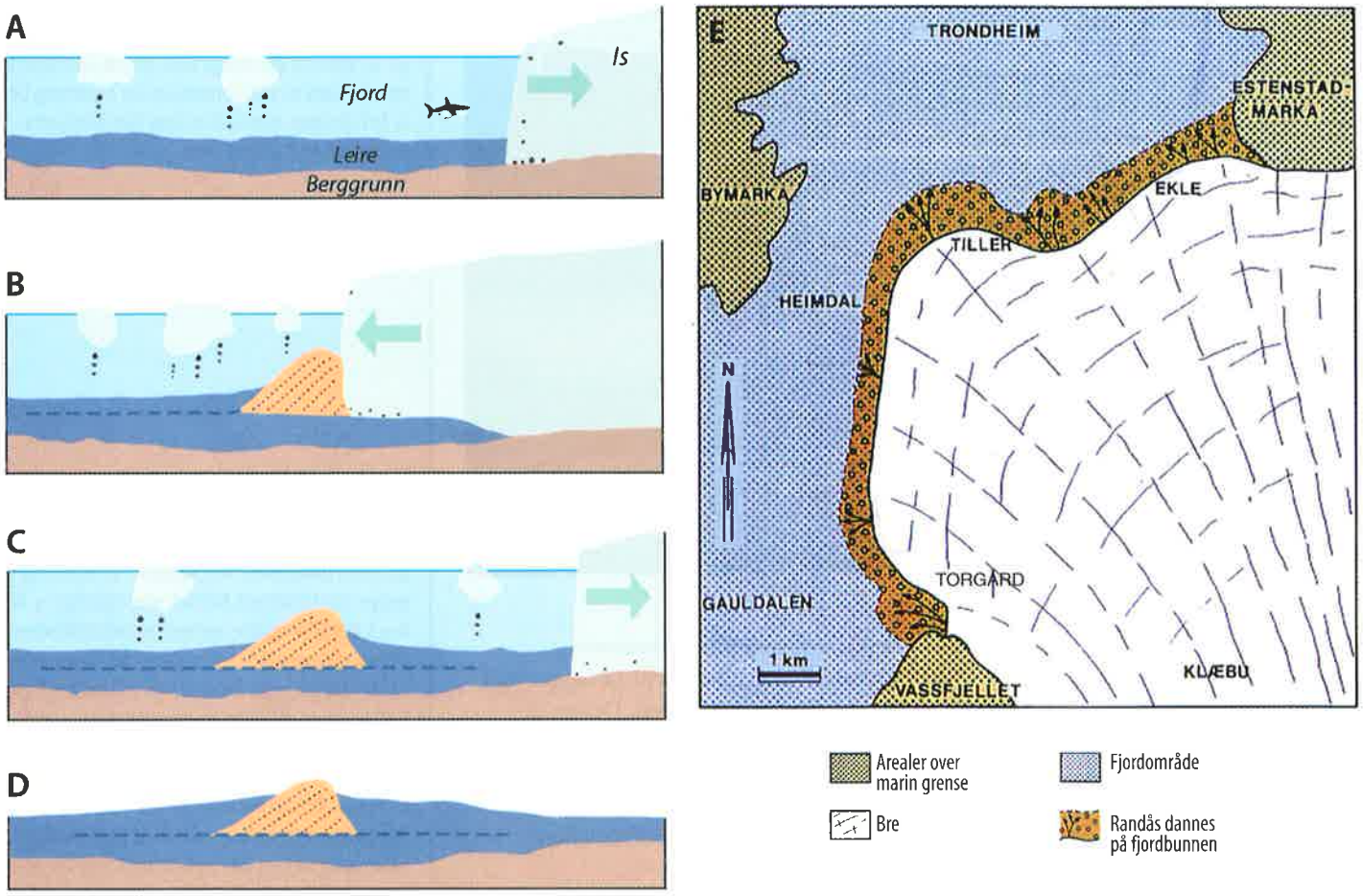


Fig. 14. Prinsippskisse som forklarer dannelsen av løsmassene i den bueformete israndavsetningen ved Ekle, Tiller og Torgård.
A. Breen kalver og trekker seg tilbake. På fjordbunnen avsettes store mengder leire (mørk blå farge). Litt grus og stein synker ned fra isfjell i fjorden (droppstein).
B. Tautratrinnet. Breen rykker fram over leiravsetninger og blir liggende i ro en tid. Breelvene avsetter en randås, en stor rygg av grus og sand ved brekanten (orange farge), mens mer leire blir bunnfelt lenger ut fra iskanten (se også E).
C. Breen trekker seg tilbake, og det avsettes yngre leire på begge sider av randåsen.
D. Profil gjennom dagens løsmasser, med israndavsetningen som et høydedrag og leire omkring.
E. Karskisse av forholdene da isen rykket fram (B) og randåsen ble dannet. Se også fig. 7.

Fig. 15. Leire med tydelig lagdeling på grunn av vekslende strømforhold under dannelsen. De tynne, lyse lagene består av finsand, mens det gråblå materialet er svært finkornig. Hvor det har vært lite strøm under bunnfellingen, blir det avsatt leire uten slik tydelig lagdeling.

(Reite mfl. 1982, Reite 1986, Sveian 1985). Brefronten ble da liggende i ro lenge nok til at det ble avsatt morenerygger ved Jervfjellet, Saksvikvollen og videre mot Brøttem (Fig. 11B og fig. 16). På dette tidspunktet var hele Trondheim kommune isfri, med unntak av et lite område ved Sjåvidthøgda øst for Jonsvatnet, men fortsatt var det mye breslam og drivende isfjell i fjorden og det ble fortsatt avsatt mye leire.

Etter dette bedret klimaet seg noe og isen trakk seg ytterligere tilbake mot øst (Sveian og Solli 1997). Så lenge det fortsatt lå bretunger fra innlandsisen inne i dalførene, ble mye breslam tilført fjorden og bunnfellingen av leire fortsatte. De siste isrestene lå øst og sør for hovedvannskillet for drøyt 9000 år siden, og i denne fasen var det avløp fra store, bredemte sjøer i fjellkjeden ned gjennom Gauldalen, Stjørdalen og Verdalen til Trondheimsfjorden.

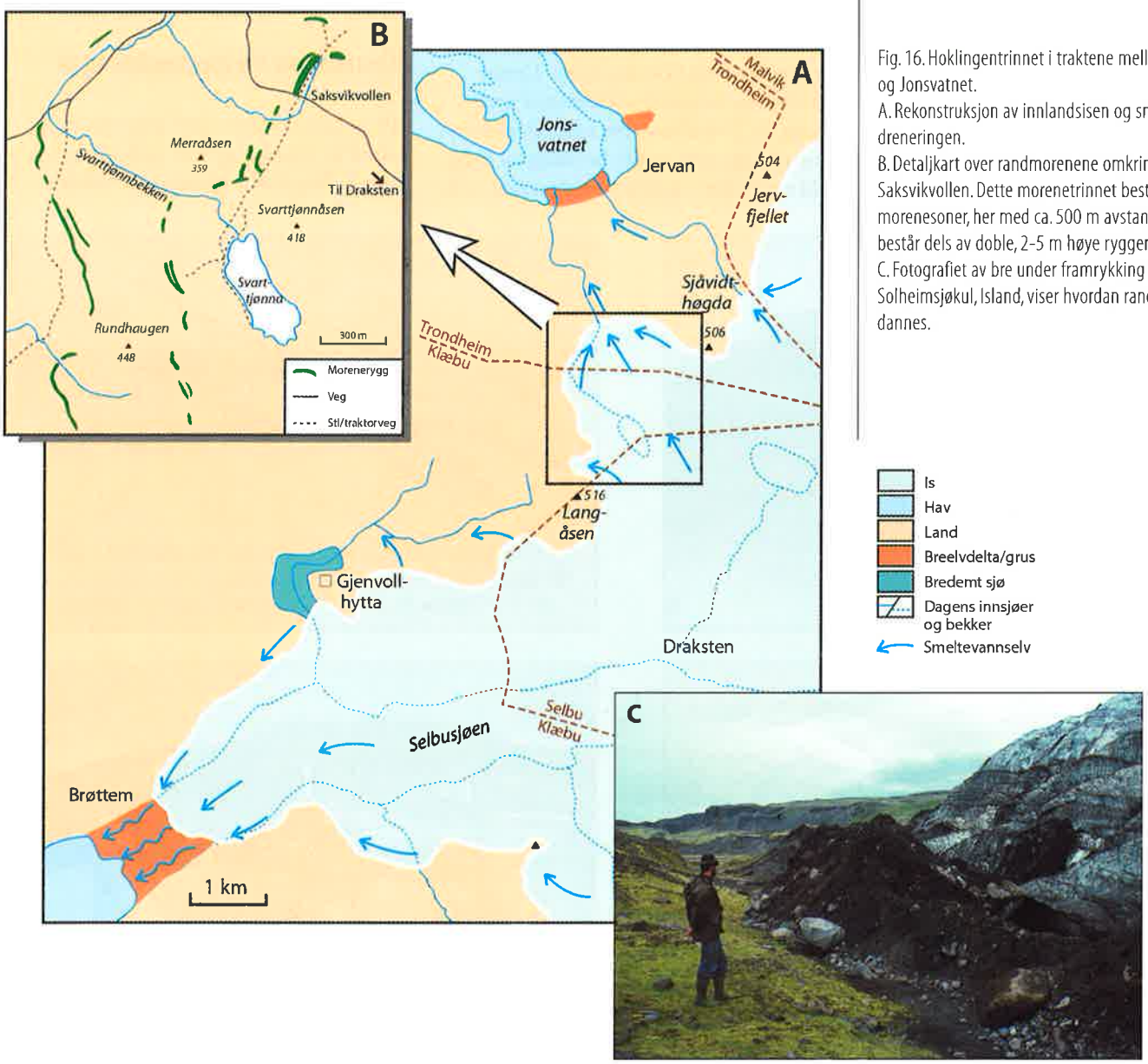


Fig. 16. Hoklingentrinnet i traktene mellom Selbusjøen og Jonsvatnet.
A. Rekonstruksjon av innlandsisen og smeltevannsdreneringen.
B. Detaljkart over randmorenene omkring Saksvikvollen. Dette morenetrinnet består av to randmorenesoner, her med ca. 500 m avstand. Hver sone består dels av doble, 2-5 m høye rygger.
C. Fotografiet av bre under framrykking ved Solheimsjøkul, Island, viser hvordan randmorener dannes.

Fjordbunn blir tørt land

Nedpressing og landhevning

I områder med innlandsis førte vekta av ismassene til kraftig nedpressing av jordskorpa. Regner vi en maksimal istykkelse over Trondheimsområdet på 1000-1500 m, vil trykket fra ismassene bli mer enn 1000 tonn pr. m^2. Jordskorpa har derfor båret en veldig tung bør, og har gitt etter for denne belastningen. Da området ble isfritt, var landet så mye nedpresset at store deler av Trondheim kommune lå under havnivået. Det ser vi av strandlinjer, grusterrasser og leiravsetninger som ligger høyt over dagens havnivå.

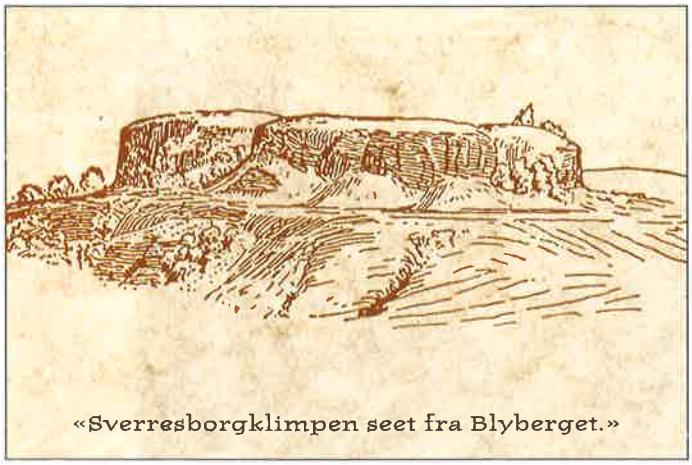
Etter hvert som ismengden og dermed trykket på jordskorpa avtok, begynte landet å heve seg igjen. Denne hevningsprosessen var kommet godt i gang da Trondheim ble isfri. Tregheten i jordskorpa gjør at slik hevning tar lang tid og derfor pågår prosessen enda i vår tid. Samtidig som isen smeltet, økte vannmengden i havet flere titalls meter på grunn av tilført smeltevann fra breene. I vårt område har jordskorpa helt siden isavsmeltningen hevet seg raskere enn havnivået steg, og derfor har vi - relativt sett - hatt et synkende havnivå gjennom hele etter-istida. Vi snakker derfor om at det har foregått en *strandforskyvning*. Måler vi høydeforskjellen mellom de eldste strandlinjene fra isavsmeltningen og dagens havnivå, finner vi at den vertikale strandforskyvningen. I det følgende skal vi se nærmere på hvilke store endringer i geografien dette har medført, og på de typiske landformene som ble dannet.

Strandlinjer fra isavsmeltningen

På grunn av større istykkelse var indre strøk av Trøndelag mer nedpresset enn ved kysten. Dette gjenspeiles ved at

Fig. 17. Strandlinjer ble dannet i fast fjell under Tautratrinnet, som var en meget kald fase under isavsmeltningen. Tegningene viser strandlinjen i Elsterparken og ved Sverresborg. Sistnevnte strandlinje er også vist på svart/hvitt-fotografiet (ukjent fotograf). Tegningene er laget ved århundreskiftet av H. Reusch, som var direktør ved NGU. Fargefotografiet viser den tilsvarende strandlinjen med opp til 30 m bredde ved Blyberget, sett fra Sverresborg.

« Et stykke af strandlinjen ved Ilsviken. I baggrunden er Sverresborgklimpen, betegnet ved en flyvende fugl, og Blyberget ved to fugle.»



«Sverresborgklimpen seet fra Blyberget.»

landhevningen etter isavsmeltningen var sterkest i innlandet. Strandlinjer dannet under isavsmeltningen har i dag en stigning mot øst-sørøst med 1,4-1,5 m pr. km.

De høyeste sporene etter havnivået under isavsmeltningen kalles *den marine grense*. Under oppkalvingen var dette nivået ca. 160 m o.h. ved Rye på Byneset, stigende østover til ca. 190 m ved foten av Hattkallåsen på Være. Det er nesten ikke spor etter dette nivået i terrenget, bortsett fra noen få breelvavsetninger som ble avsatt i datidens strandsone. De tydelige, høytliggende strandlinjene vi finner er 10-12 m lavere, mange hundre år yngre og knyttet til Tautratrinnets tid (for 11 000-10 600 år siden). På grunn av ekstremt kaldt klima på denne tiden, ble det også dannet strandlinjer i fast fjell, noe som ellers er en sjeldenhet i Trøndelag. Frostsprenging i strandsonen er en viktig prosess ved dannelse av slike strandlinjer. Strandlinjen i Elsterparken er et eksempel. Den er særlig tydelig ved Trøndelag Folkemuseum på Sverresborg og ved Blyberget (Fig. 17), der høyden er nøyaktig målt til 160 m o.h. Videre kan den følges litt over 160 m o.h. langs Munkvollveien på Byåsen. Samme strandlinje i fast fjell fins 168 m o.h. på vestsiden av Stokkanhaugen og 178 m o.h. ved Leistadåsen i Malvik. Den ligger 18 m høyere i Malvik enn på Byåsen på grunn av den nevnte skrå landhevningen.

På Hoklingentrinnets tid, for 10 300 år siden, var havnivået 10 m lavere. Det stod nå ca. 175 m o.h. ved østenden av Jonsvatnet, hvor det ble avsatt et par breelvdelta. 175 m representerer den marine grense ved Jervan, siden området ble isfritt først på dette tidspunktet.

Landet stiger - strandforskyvning gjennom 10 000 år

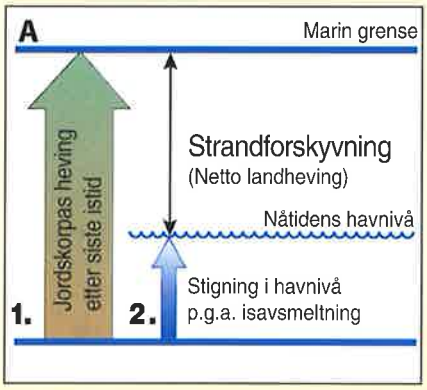
Med et havnivå på 170-175 m var Bymarka og trolig også Estenstadmarka store øyer (Fig. 11B og fig. 20A). Når vi kjenner landskapshistorien kan vi formelig se for oss den eldste fjorden med blæretang, krabber og skjell oppe på Byåsen og ved Stokkan - Dragvoll. Fra

Strandforskyvning og strandlinjer

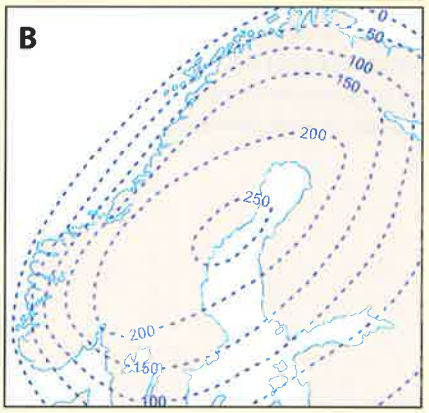
Strandnivået under isavsmeltningen og etteristida ble til enhver tid bestemt av samspillet mellom jordskorpehevningen og havstigningen. Med *strandforskyvning* mener vi vertikale endringer i strandas beliggenhet i forhold til landmassen. Den strandforskyvningen vi registrerer i løpet av et visst tidsrom er egentlig jordskorpehevningen med fratrekk av havnivåstigningen (Fig. 18A).

De gamle strandlinjene er litt skråstilt pga. sterkest landhevning i sentrale deler av Skandinavia (Fig. 18B). Hevningssenteret ligger i området med størst istykkelse. Hevete strandlinjer viser at eldre havnivå kan betraktes som skråplan i dagens landskap. Likehevningslinjer (isobaser) kan trekkes gjennom steder med lik landhevning, og slike linjer har i Trondheimsområdet nordøstlig retning (30-35 grader øst for nord), og går omtrent parallelt med kystlinja. Ved å legge et profil vinkelrett på isobasene (se profillinje Fig. 18C), kan vi føre strandlinjeobservasjonene fra hele området inn på et diagram (Fig. 18D) der vi tegner strandlinjene (havnivået) til ulike tider. I diagrammet blir de eldste strandlinjene liggende høyest og har sterkest helning. De eldste kunne dannes på Byneset for knapt 12 000 år siden, mens resten av kommunen fortsatt var dekket av innlandsisen. De tydelige strandlinjene fra Tautratrinnet, som ble dannet for 11 000 - 10 600 år siden, finner vi selvsagt bare utenfor isranden på dette tidspunktet (se fig. 10). Strandlinjen for Hoklingentrinnet (ca. 10 300 år siden) finnes på grusterrasser ved Jervan. Med en helning i underkant av 1,4 m pr. km (Kjemperud 1986) finner vi at havflata over Trondheim sentrum samtidig var 152 m o.h., og ytterst på Byneset var den ca. 140 m o.h. Yngre strandlinjer følger videre nedover i diagrammet og viser gradvis mindre helning. Her har vi valgt å tegne de tre linjene for havnivåer framstilt på kartene i fig. 20.

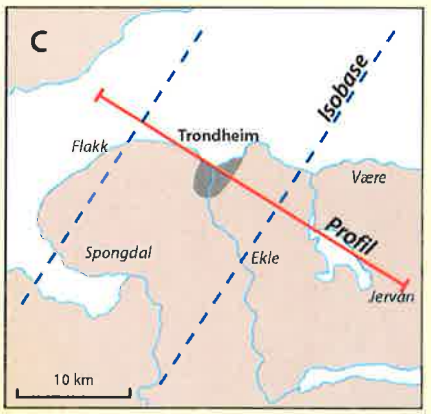
Fig. 18. Strandforskyvning etter isavsmeltningen.



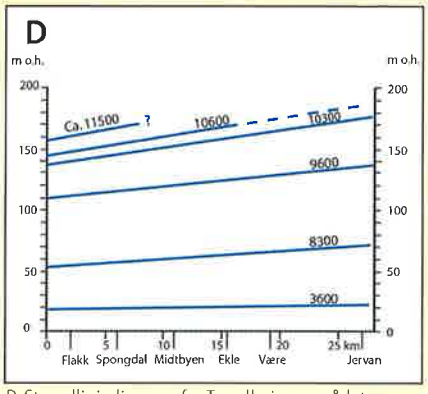
A. Strandforskyvningen er et nettoresultat av jordskorpehevning og havstigning (etter Sveian 1995).



B. Den marine grense i Skandinavia framstilt med linjer som viser høyden over dagens havnivå.



C. Detaljkart som viser isobaseretningen i Trondheimsområdet og profillinjen for strandlinjediagrammet.



D. Strandlinjediagram for Trondheimsområdet.

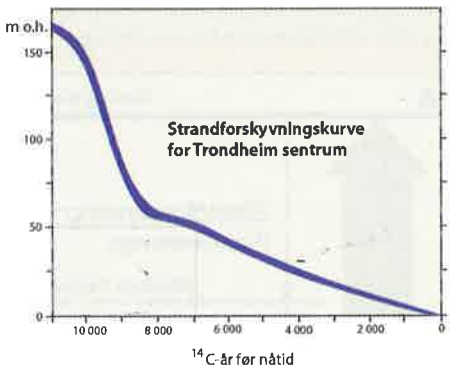


Fig. 19. Strandforskyvningskurve for Trondheim sentrum for de siste 11 000 år basert vesentlig på data fra Frosta (Kjemperud 1986) og Verdalsøra (Sveian og Olsen 1984), og dateringer av noen strandlinjenivåer i Trondheim. Kurven er framstilt som en bred strek da det vil være litt usikkerhet knyttet til metodene. Eksemplet med stiplet linje viser hvordan en kan bruke diagrammet for å finne tidspunktet da høyskoleplatået, 50 m o.h., ble dannet.

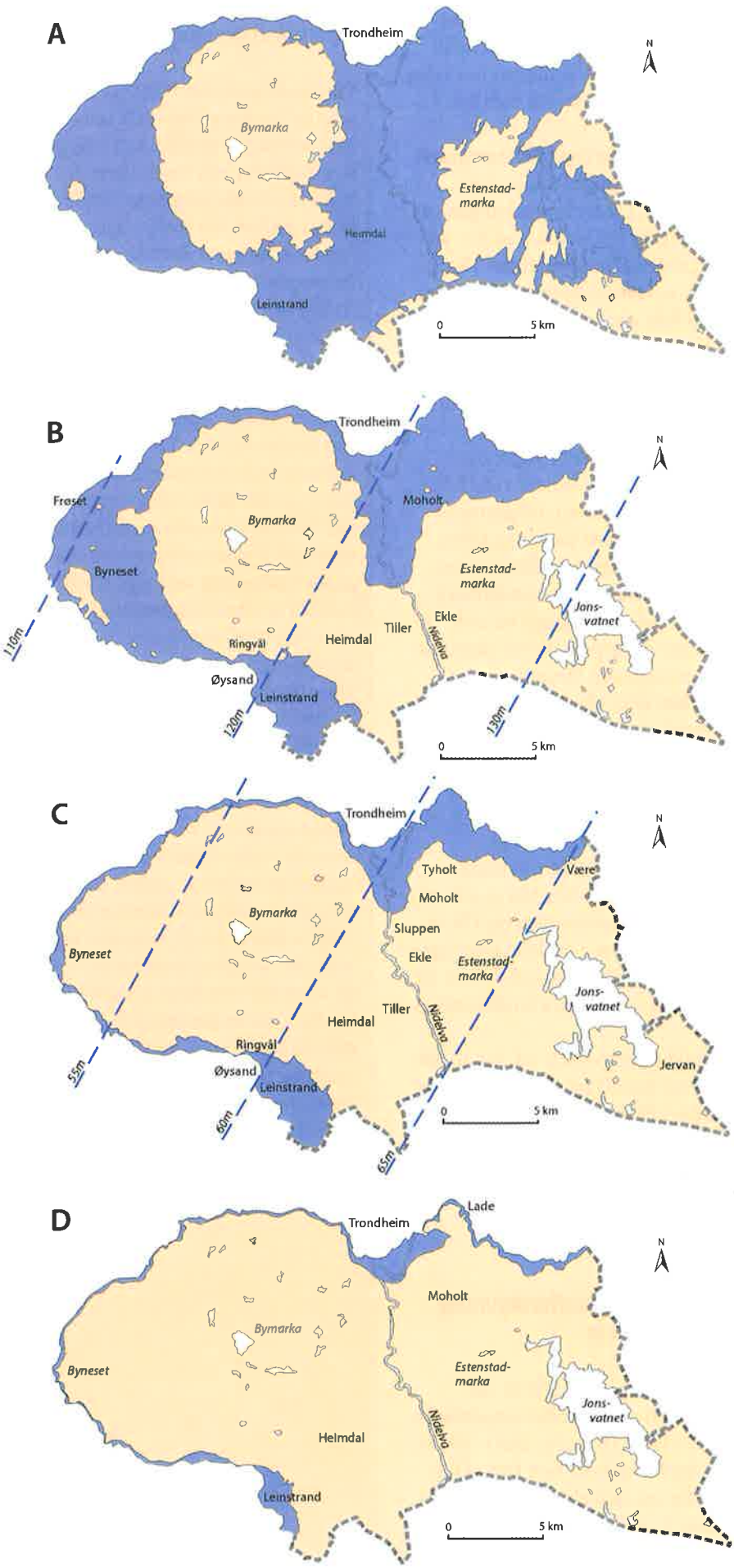


Fig. 20. Land og hav under isavsmeltningen og tre ulike stadier av strandforskyvningen. Arealer som var tørt land har gulbrun farge, landarealer som var fjordbunn har blå farge.
A. Kartet viser alle arealer som har vært fjordbunn under isavsmeltningen, som i dette området pågikk over en periode på ca. 1500 år fra 11 500 til 10 000 år før nåtid. Bymarka og Estenstadmarka var store øyer og fjorden nådde inn i Jonsvatnet og Klæbu.
B. For 9600 år siden var havnivået ca. 120 m høyere enn i dag. Ved Tyholt og Kuhaugen dukket det opp et par skjær.
C. For 8300 år siden var havnivået ca. 60 m høyere enn i nåtiden.
D. For 3600 år siden var havnivået ca. 20 m høyere enn i dag.

Fig. 21. Rekonstruksjon av landskap med strandlinje og elveløp for 8800 år siden. Havnivået var ca. 70 m høyere enn i dag, og Nidelva munnet ut i en fjordbukt ved Nardoplatået. Elveløpets plassering er usikker. Underliggende kartgrunnlag er fra Statens Kartverk.

et utsiktspunkt går det an å forestille seg at landet deretter sakte stiger opp av fjorden, hvordan Bymarka blir landfast over lave sandstrender forbi Heimdal og Torgård mot Skjøla, hvordan Klæbu blir tørt land, mens Nidelva stadig må strekke seg lenger for å nå ut i fjordbukta som kryper nordover forbi Leirfossene og videre mot byen.

Studier av strandforskyvningen på Trøndelagskysten viser at det var liten endring av strandas beliggenhet i tidsrommet 11 500-10 000 år siden. Det samme har sannsynligvis vært tilfelle i Trondheim. Undersøkelser av strandforskyvningen på Frosta og Verdalsøra de siste 10 000 år gir et godt bilde av utviklingen i Trondheim i det samme tidsrommet (Kjemperud 1986, Sveian og Olsen 1984).

Vi har konstruert en strandforskyvningskurve for Trondheim sentrum, basert på foreliggende data (Fig. 19). Under oppkalvingen, Tautratrinnet og Hoklingentrinnet var strandforskyvningen liten, men hastigheten økte da isen smeltet videre innover Trondheimsfjorden. For 10 000-8500 år siden var det raskest strandforskyvning; halvparten av strandforskyvningen (85 m senkning) fant sted i disse 1500 årene. Landet hevet seg i forhold til havnivået hele 60 mm pr. år på det meste. Det var liten endring av strandnivået for 8000-7000 år siden fordi havet steg nesten like fort som landet ved Trondheimsfjorden hevet seg. Mens havnivået har endret seg svært lite etter at isavsmeltningen på den nordlige halvkule tok slutt, har jordskorpehevningen fortsatt. For 7000 år siden ble strandforskyvningen noe hurtigere igjen, for deretter å avta gradvis. I dag hever Trondheim seg 4 mm pr. år i forhold til havnivået, dette er bare 1/15 av det strandforskyvningen var da den var på det raskeste. Fortsatt vil landet stige i noen tusen år til likevekten i jordskorpa er gjenopprettet.

For 9600 år siden nådde fjorden 120 m høyere enn i dag over Trondheim sentrum. Bymarka hadde nå vært landfast i noen hundre år (Fig. 20B). Fjordbukta ved Nidelvas munning

Fig. 24. Elvenedskjæring langs Nidelva. Ved Ekle (E) ser vi at elva har skåret seg gjennom israndavsetningen. Langs resten av elveløpet er det dype nedskjæringer i leire. Enkelte steder, som ved Nedre Leirfossen (NL) og Øvre Leirfossen (ØL), har elva skåret seg ned til fast fjell, slik at elvas graving nesten har opphørt. (L = Leira, F = Fossegrenda, kfr. fig. 23)

ingen fjellterskler i elveløpet. Her har elveerosjonen hatt stort omfang, og vi finner store elvesletter fra Melhus til Gaulosen, dels dekket av skredavsetninger. Nidelva har nådd ned på fast fjell flere steder, f. eks. ved Nedre og Øvre Leirfossen (se fig. 7 og fig. 24). Dette har bremset videre nedskjæring mellom disse fossene og ovenfor Øvre Leirfossen.

På Moholt, Heimdal og Byneset er mye av de opprinnelige, jevne leirflatene fra den gamle fjordbunnen bevart (se fig. 36). Fra høytliggende områder med bevarte fjordbunnsavsetninger, f. eks. Kolstad og Flatåsen, og ned til elvefar og skredgroper har bekkene stort fall og graver seg dypt ned i løsmassene inntil de kommer ned på fast fjell. Slike nedskjæringer øker skredfaren, både for mindre utglidninger og kvikkleireskred. I leirområder forekommer mange små V-formete bekkedaler (raviner), dannet av rennende vann i perioder med mye regn eller sterk snøsmelting eller hvor grunnvann kommer fram som små kilder (Fig. 25).

Hvor elvene til ulike tider munnet ut i fjorden ble det avsatt sanddelta i flomålet (gul farge på løsmassekartet). Etter hvert som strandforskyvningen fortsatte, ble slike deltaavsetninger dels gravd bort av elvene, dels liggende som nesten horisontale sandterrasser i varierende høyde, avhengig av havnivået da de ble dannet. Langs Nidelva på strekningen mellom Tiller og Sluppen er det i dag bare leire å se, men vi regner med at sandterrasser må ha eksistert i ulike nivåer, og at de senere er fjernet ved elveerosjon og kvikkleireskred. Sand (1999) mener at en liten sandterrasse ca. 90 m o.h. ved Hoem, like nordvest for den gamle Sluppenbrua, er det eldste sporet etter Nidelva nord for Tiller. Når en ser hvor høyt dalen har vært fylt med leire før elva skar seg ned, er det sannsynlig at vi her er på sporet etter elvemunningen for drøyt 9000 år siden.

Sanden i Nardoplatået, som ligger 70 m o.h., er et eksempel på et delta bygget opp ved elvemunningen. Ut fra

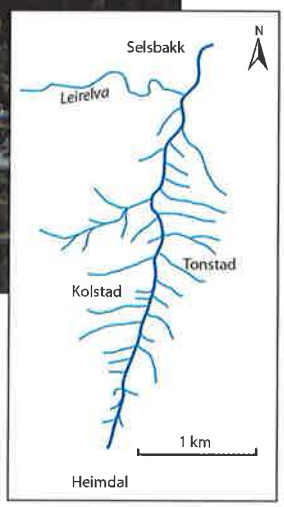


Fig. 25. Fra Bjørndalen, som er en dypt nedskåret bekkedal i forgrunnen, skjærer flere skogkledte, V-formete småddaler (raviner) inn i et oppdyrket leirplatå, f. eks. ved Tonstad (T). Leirflatene mellom ravinene er rester etter den opprinnelige, jevne fjordbunnen med meget tykke leiravsetninger. Under: Bekkeløp og raviner i Bjørndalen med sidedaler, tegnet av etter et topografisk kart, viser at erosjonsformene danner et fiskebeinsmønster.

høyden og vår kunnskap om strandforskyvningen kan vi fastslå at det ble dannet for 8800 år siden. Da lå det ei sandstrand 70 m o.h. (maken til Øysanden i dag) tversover dalen fra Nardo mot Byåsensida like nedenfor Havstein (se fig. 21). Havbukta nådde altså ikke lenger sør enn til denne stranda, til tross for at vi kunne fristes til å tro noe annet når vi ser at dagens landskap ligger lavere enn dette nivået (70 m o.h.) innover mot Øvre Leirfossen. Det er høyden av Nardodeltaet som forteller hvor elvemunningen og strandlinja lå for 8800 år siden - og ikke høydekotene i dagens landskap. Dagens kotelinjer er betinget av yngre elveerosjon og skred, og har lite å gjøre med plasseringen av datidens strandlinje.

Omtrent samtidig med at Nardodeltaet ble dannet, grov Nidelva seg ned på fast fjell ved Øvre Leirfossen. Denne fjellterskelen førte til at elva ikke lenger kunne fortsette å grave seg ned i leirterrenget sør for fossen (se fig. 23B), men nord for fossen fortsatte nedskjæringen og det ble bygget ut deltaer 60-50 m o.h. Mesteparten av avsetningene må være fjernet ved senere elveerosjon, eller eventuelt også av skred, for i dag finner vi bare små sandterrasser i lia ovenfor Stavne. Høyden tyder på at deltautbyggingen i dette området fant sted fra 8000-7000 år siden. For 6800 år siden lå elveosen et sted ved Gløshaugen (se fig. 22). Dette platået er rester etter et delta som ligger 52-48 m o.h. og som vi mener opprinnelig har vært avsatt tvers over dalen mot små terrasserester i samme høyde ved Breidablikk (ovenfor Marienborg).

Yngre elveterrasser som en skulle forvente å finne i høydeintervallet 50-25 m o.h., spor etter elva for 6800 til 4500 år siden, mangler de fleste steder. Dette må enten skyldes at elva har gravd bort slike terrasser, eller at ras i kombinasjon med elvegraving kan ha fjernet dem.

For drøyt 5000 år siden grov Nidelva seg ned til fast fjell og begynte å danne et lite stryk på toppen av Nedre Leirfossen, 36 m o.h. Elveløpet mellom de to fossene var da nedskåret til det nivå elva har i dag. Det hadde tatt ca. 3500 år fra Øvre Leirfossen begynte å vise seg til den hadde fått den fallhøyden den har i dag.

Det fins bevart noen små terrasserester 35-30 m o.h. i lia ovenfor Stavne som viser at det sannsynligvis har vært et terrasselandskap noe høyere enn dagens terreng over Stavne, Elgeseter og Øya. Dette landskapet har muligens

Fig. 26. Trondheim, sett mot nord. Langs Nidelva er det elvesletter ved Stavne (S), 25 m o.h. og Tilfredshet kirkegård (T), 20 m o.h., dannet i tidsperioden for 4500-3500 år siden. (I = Ila, R = Regionsykehuset, K = Kalvskinnet, N = Nidarøhallen).

hatt sammenheng med en tydelig terrasseflate, 32 m o.h., i Schives gate ovenfor Vollabakken.

På Stavne kirkegård fins en stor sandslette, 26-25 m o.h., dannet i nærheten av elvemunningen for ca. 4500 år siden (Fig. 26). Litt senere var elva fastlåst i sitt løp der den går under Stavnebrua i dag, og nye sandsletter ble avsatt ca. 20 m o.h. ved Tilfredshet kirkegård og mellom Stavne og Marienborg. Ved toppen av Vollabakken er det en utflating ved Korsgata, 22-20 m o.h.

Gjennom bronsealderen, for 3500 til 2500 år siden, endret havnivået seg fra 20 til 12 meter høyere enn i dag. Nidelva har gravd og planert elvesletter og bygd ut sanddelta i dette høydeintervallet fra Tilfredshet kirkegård, over Elgesæter og Øya fram til Kalvskinnet og Domkirkeområdet. På G. Schønings kart over Trondheim (Blom 1956) er det tegnet et gammelt elveløp over Elgesæter. Han har derfor alt for mer enn 200 år siden vært klar over at Nidelvas løp har endret seg i dette området.

Ved slutten av bronsealderen ser det ut til at elva har gått nokså rettlinjet fra Regionsykehuset og munnet ut omtrent ved Domkirka (Fig. 27A). Langs vestre elvebredd, dvs. over hele Øya og Marienborg, må det ha eksistert et sammenhengende sletteland litt høyere enn datidens havnivå. Deretter tok elva fatt på utgraving av dette slettelandskapet og utformet gradvis den store svingen rundt Øya (Fig. 27B-E). Samtidig flyttet utløpet seg litt nærmere Bakklandet og gradvis nordover. Dette har skjedd gjennom mer enn 2000 år ved at elva har gravd i yttersvingen stadig nærmere mot Ila, og samtidig dannet nye sandører over Øya i lavere nivå i innersvingen. De yngre elveørene utgjør dagens terreng med en svak helning fra Regionsykehuset mot Nidarøhallen.

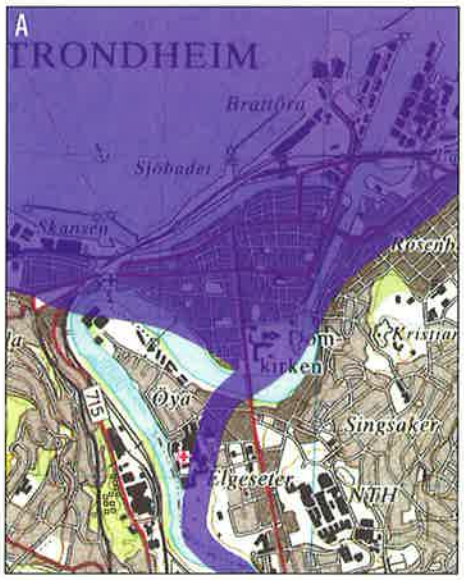
I midtbyen, Ila og Lademoen avsatte Nidelva mye sand i løpet av de siste 2500 år. Bølgevasking og strøm i strandsonen har ført med seg sand både østover og vestover fra elvemunningen

og avsatt den oppå tykke, eldre leir-avsetninger. Etter hvert som strand-forskyvningen fortsatte, ble det avsatt lavereliggende elveører, og bølgene vasket mer sand utover på strendene, slik at stadig større deler av den nåværende midtbyen ble tørt land. Tykkelsen på sandavsetningene varierer antagelig en god del. Fra en gammel boring (Friis 1898) vet vi at det er påvist 32 m sand over finere leir- og siltavsetninger ved Brattøra.

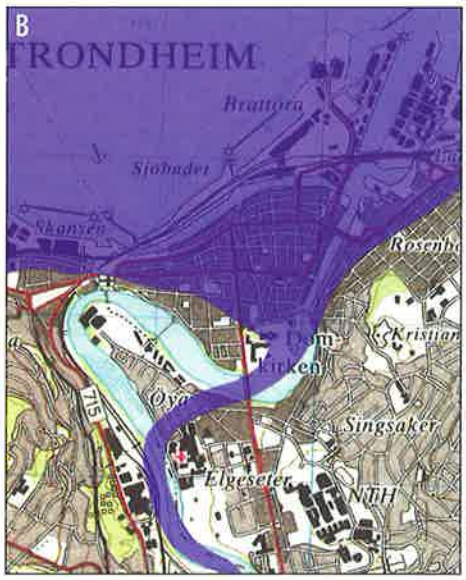
I Leinstrandområdet finner vi ingen høyereliggende elveterrasser langs Gaula. Leirskråningene opp mot Ringvål, Kattem og Torgård forteller at gamle landskap sentralt i dalen er blitt fjernet ved elvegraving og leirskred. Dagens dalbunn er dannet i løpet av de siste 2000 år (se fig. 3).

Elveløp og strandlinje i de siste 1000 år

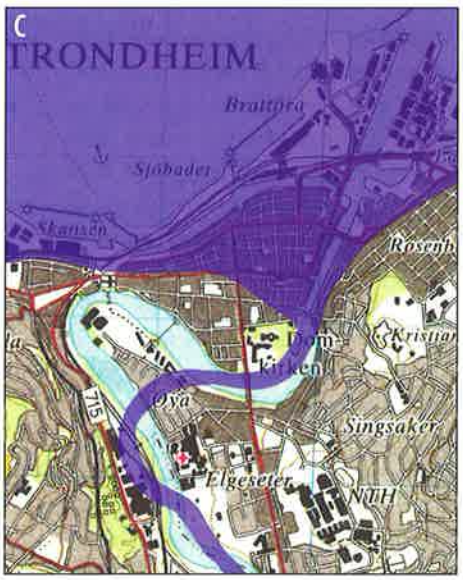
For 1000 år siden lignet landskapet veldig mye på det vi finner i dag, men fram mot vår tid det har likevel funnet sted enkelte mindre endringer av elveløpene, med avsetning av lavtliggende elveører. Da Trondheim ble grunnlagt, var havnivået litt mer enn 4 m høyere enn i nåtiden. Omtrent fra Royal Garden og litt nordover lå det store sandbanker i flomålet. Datidens strand-



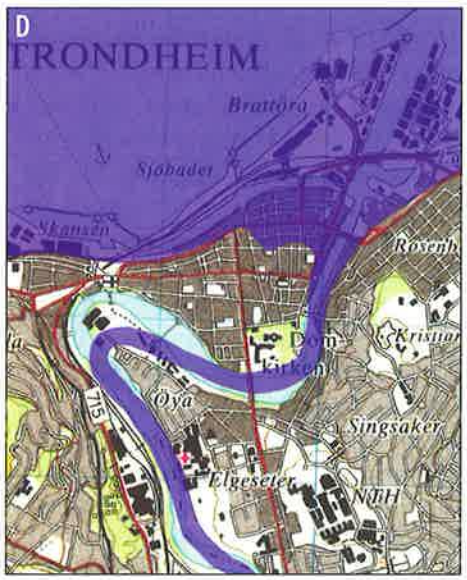
A. For ca. 3000 år siden. Havnivå 16 m.



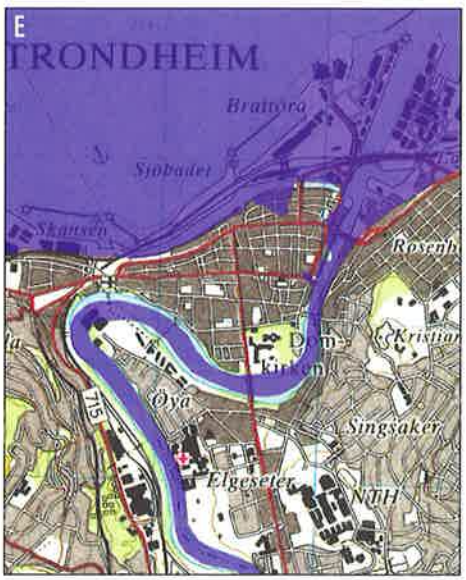
B. For ca. 2500 år siden. Havnivå 13 m.



C. For ca. 2000 år siden. Havnivå 10 m.



D. For ca. 1500 år siden. Havnivå 7 m.



E. For ca. 1000 år siden. Havnivå 4 m.

Fig. 27. Forandringer av strandlinje og elveløp fra slutten av bronsealderen til slutten av jernalderen (3000 - 1000 år før nåtid), konstruert på grunnlag av strandforskyvningskurve (jfr. fig. 19) og dagens landskapsformer. Den store elvesvingen ved Øya ble utformet i dette tidsrommet, mens strandlinja flyttet seg fra Kalvskinnet til Brattøra. Med gjennomskinnelig, blå farge er vist havflaten og elveløpet på fem forskjellige tidspunkt.

Underliggende kartmateriale er fra Statens Kartverk.

Fig. 28. Gaula frakter store mengder grus og sand ut i fjorden ved Gaulosen. I tidevannssonen bygges det ut et stort delta. I bakgrunnen ser vi Bymarka og dyrka mark med tykke leiravsetninger på Byneset.

linje lå omtrent langs Fjordgata - Sandgata og nedre deler av Lademoen. Ved Royal Garden var det en innbuktning i elveløpet, Skipakrok, og det nedre elveløpet var antakelig en viktig havn i vikingetida. Byen ble grunnlagt her, og siden vokste den seg vestover på elvedeltaet.

For 1000 år siden fulgte Nidelva i hovedsak sitt nåværende løp, men med vel 4 m høyere havstand lå også elvebunnen ca. 4 m høyere enn i dag. Den gang som nå var elveløpet relativt grunt ved Marinen og Øya. Ved flo sjø var det neppe mulig å seile eller ro vesentlig lenger opp i elva enn i nåtiden, og havneforholdene i elva var sterkt avhengig av om det var flo eller fjære. Ved Ila var landtunga mellom elveløpet og fjorden noe bredere enn i dag fordi Nidelva gikk i en litt kortere sving over Øya. Her må vi regne med at elveløpet har flyttet seg omtrent fra Nidarøhallen og noen få hundre meter vestover mot Ila gjennom de siste 1000 år (se fig. 27E). Sanden som ble gravd ut ligger nå på sjøbunnen utenfor Brattøra.

Leirskredet ved Arildsløkka (litt sør for Ilaparken) i 1722 gikk ut i Nidelva slik at elveløpet ble innsnevret (Sogner 1962). Det ble laget forbygninger for å hindre at elva skulle ta med seg de løse skredmassene og skifte løp. Dette førte til at elvebredden ved Skansen ble mer utsatt for erosjon, og i 1728 måtte det foretaes forbygninger for å hindre at fundamentene til skansevollen ble undergravd. Langs nesten hele den nedre delen av Nidelva er det nå forbygninger som bremser videre elveerosjon. Kraftutbygging i dette vassdraget med omfattende reguleringer har redusert flomtoppene, og det var nettopp i perioder med ekstrem høy vannføring at mesteparten av elveerosjonen tidligere fant sted.

Omfattende utfyllinger gjør at dagens terreng avviker atskillig fra de opprinnelige elveslettene. Dette blir bekreftet av arkeologiske utgravinger i de eldste delene av midtbyen hvor det er påvist kulturlag med 2-8 m tykkelse (Christophersen m fl. 1989). I nyere tid har menneskers byggeaktivitet i stor

grad påvirket forholdene. Før arealet ved Jernbanestasjonen ble utfyllt, lå strandområdene ved Fjordgata og Sandgata utsatt til mot den åpne, værutsatte Trondheimsfjorden. Denne sandstranda var derfor best egnet til landsetting av små båter. Utfylling av masser i strandsonen ved Kanalen og Jernbaneområdet skyldes oppmudring og utfylling så sent som for vel 100 år siden. Kanalen er i dag en god havn for mindre fartøyer. De siste 50 år er det foretatt omfattende oppmudring og utfylling som i vesentlig grad har endret forholdene ved Brattøra, Nedre Elvehavn og østover mot Ladehammeren.

Ved Øysanden har Gaula avsatt ca. 1000 år gamle deltaflater som ligger 4-6 m over dagens strand, og disse er for det meste dekket av et par meter tykke skredmasser. Etter at deltaflatene ble avsatt kan elveosen neppe ha flyttet seg mer enn 1 km. Gaula skjærer seg nå ned i avsetningene og avsetter et nytt delta i flomålet ved Gaulosen (Fig. 28).

Langs nedre delen av Gaula er det også elveforbygninger, men omfattende grusuttak i Gaulosen har ført til at elveløpet har senket seg og dels undergravd forbygningene. I forhold til Nidelva er det derfor større fare for erosjon, særlig fordi Gaula kan ha meget stor vannføring i flomperioder. Under en storflom for noen få år siden var det fare for undergraving av brufundamenter ved Udduvoll bru.

Skred former landskapet

Høye og bratte skråninger i løsmassene har ført til dårligere stabilitet og større fare for utglidninger. Mange leirskred og andre løsmasseskred er utløst av naturlige undergravinger ved foten av slike skråninger langs elveløp og bekkedaler. I nyere tid har menneskenes aktivitet, f. eks. ved sprenging, graving og utfylling, utløst enkelte skred.

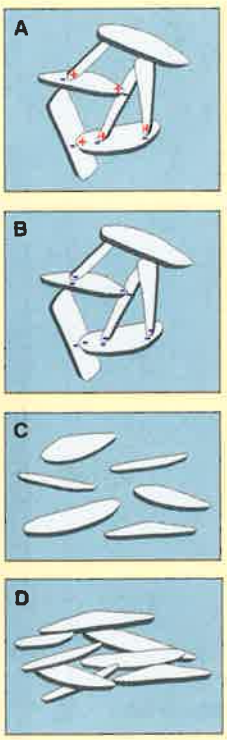
Langs elvene ser vi tallrike spor etter både store og små utglidninger i leire og andre løsmasser. Denne prosessen hadde utvilsomt mye større omfang for noen tusen år siden da både elvenedskjæring og strandforskyvning var raskere enn i dag. Små overflateskred utløses gjerne av snøsmelting, tining av frosset mark og kraftig regn. De fleste skred av denne typen når ikke mer enn et par meter dypt og omfatter ikke stort mer enn jordsmonnet. Det fins imidlertid mange større, skålformete skredgroper som skyldes kvikkleireskred. Denne skredtypen kan ha pæreformet

Kvikkleireskred

Leire bunnfelles i saltvann ved at de enkelte korn, som er flakformet, klumper seg sammen og danner korthusstruktur p.g.a. ulik ladning mellom flater og kanter (Fig. 29A). Hvis det opprinnelige salte porevannet i leirene blir vasket ut og erstattes av ferskvann fra nedbør eller grunnvann, svekkes bindingene mellom de enkelte leirpartiklene. Leira går da over i en tilstand som kalles kvikkleire (Fig. 29B). Ved overbelastning av kvikkleire kollapser korthusstrukturen, leirkornene "flyter" i et overskudd av porevann, og leira blir til en lettflytende velling som kan bevege seg hurtig på nesten horisontalt underlag (Fig. 29C). I utrast kvikkleire er massene stabilisert ved at kornstrukturen er blitt tettere og overskuddsvannet er blitt fjernet (Fig. 29D).

Det er ikke slik at all tørrlagt saltvannsleire er kvikkleire, men fenomenet opptrer i større eller mindre avgrensete soner i leirområder. Påvisning av soner med kvikkleire krever omfattende kartlegging og grunnundersøkelser. Informasjon om dette er nødvendig ved bygge- og anleggsvirksomhet i leirområder og viktig ved bedømmelse av skredfare langs vassdrag.

Det er mulig å aldersbestemme leirskred med ^{14}C-metoden (se s. 12) hvis en finner daterbart materiale som trerester, bein, torv eller jordsmonn begravd av skredmassene. Andre skred kan aldersbestemmes indirekte ved at en finner strandvasking opp til en viss høyde i skredmassene. Ut fra vår kunnskap om strandforskyvningen kan vi da finne tidspunktet da havet stod i denne høyden, og dermed alderen på skredet. Enkelte skred ligger over elveterrasser med kjent alder. Vi vet da at skredet er yngre enn elveterrassene.



Leire med saltholdig porevann
Tiltrekkende krefter mellom partiklenes kanter og flater.
Små frastøtende krefter mellom flatene, men stabil kornsturktur.

Kvikkleire før ras
Ingen eller små frastøtende krefter mellom kanter og flater.
Større frastøtende krefter mellom flatene.
Åpen og ustabil kornstruktur.

Kvikkleire under ras
Kollaps av kornstruktur.
Overskudd av vann.
Tyntflytende leirsuppe

Omrørt leire etter ras
Tettere og mer stabil kornstruktur

Fig. 29. Kornstruktur i kvikkleire før og etter ras (etter Sveian & Solli 1997).

Fig. 30. Skredkanter i tykke leiravsetninger ved Othilienborg og Stendal, sett fra Moholt mot sørøst. Foto: F. C. Wolff 1967.

skredgrop med et trangt utløp, f. eks. Fossegrenda, men den kan like gjerne etterlate seg vide skålformer i landskapet, f. eks. Sjetnemarka. Noen ganger kan de yngste skredene ha tatt med seg eldre skredterreng og sandterrasser, slik at det er vanskelig å spore mange av de eldre landskapsformene i terrenget i dag. De aller fleste kvikkleireskredene har funnet sted i førhistorisk tid, men alderen på enkelte skred er kjent.

De største kvikkleireskredene har funnet sted i Olderdalen ved Ranheim, ved Othilienborg (Fig. 30), Utleira, Romolslia, Fossegrenda (Fig. 31), Leira, Bjørkmyr og Sjetnemarka (se fig. 13), hvor skredkantene er 20-30 m høye og massene som har rast ut kan ha vært flere ti-talls mill. m^3 i hvert av skredene. Til sammenligning var Rissaskredet i 1978 på ca. 5 mill m^3.

I Leinstrandområdet er det store leirskråninger mot Heimdal og Vassfjellet, dels med tydelige skredkanter og -groper. Det ser ut til at disse avsetningene har nådd til minst 100 m høyde ut over slettelandet før elve- og bekkeerosjon og skred omformet landskapet. Inn mot grusryggen ved Torgård og mot Kattem er en brem av den gamle fjordbunnen bevart. I dalbunnen ned mot Gaula fins dels et hauget og bølget landskap av rasleire. På Byneset er det to store pæreformete skredgroper ved Rye og skredkanter ved Brå like vest for Gaulosen. Bortsett fra mindre utglidninger langs bekkedalene er den gamle fjordbunnen stort sett bevart i de sentrale deler av Byneset. Hovedbekken har avløp over fast fjell nær utløpet, slik at bekkegraving i dybden stort sett har opphørt.

Fig. 31. Del av skredgrop etter kvikkleireskred i den sørligste delen av Fossegrenda, sett mot sørøst.

Fig. 32. Tillerområdet sett mot sørvest. Skredgropa fra 1816 er merket (T). Den bratte bakkanten på skredgropa følger veien som går i en bue midt på bildet, og gropa strekker seg videre skrått nedover til høyre mot Nidelva.

Utgravinger og boringer ved Erkebispegården viser at det i overflata er et par meter leire fra et skred som fant sted mellom 1800 og 1600 år før nåtid (Sandvik 1995, Sand 1998). Mellom leira og underliggende elvesand ligger et lag planterester og trekull som viser at det var tørt land som var tatt i bruk av mennesker før skredet fant sted.

Skred i historisk tid

I historisk tid gikk det et leirskred i Duedalen i 1625, da 20 mennesker omkom (Helland 1898). Skredgropa er fortsatt tydelig, særlig sett fra skråningen nedenfor Festningen. Skredet fylte elveløpet slik at en kunne gå på skredmassene fra midtbyen til Bakklandet, men elva skar seg trolig gjennom leirdemningen i løpet av kort tid. Like i nærheten gikk det et skred i 1634 hvor minst 3 mennesker mistet livet (Sand 1999). I 1722 fant det sted et leirskred ved Arildsløkka i Ila (Sogner 1962). Skredet førte til tap av menneskeliv og store ødeleggelser. Det gikk ut i Nidelva i den krappe svingen vis-a-vis Nidarøhallen, og skredmassene fylte igjen deler av elveløpet.

I Leinstrand Bygdebok skriver A. Grønlie (1953) at leirmasser fra et skred i 1650, kalt "det store leirfall", tilstoppet elva Søra forbi Klettkrysset og demte opp et grunt tjern, Sør-Nypanvatnet. Skredet avsatte et 1,5-2 m tykt leirlag helt ut til Gaula ved gården Stavsenget. Det er ingen helt sikre opplysninger om hvor dette skredet kom fra, men Grønlie mener de kan ha blitt utløst vest for gården Jesmo (nesten opp mot Skjøla), hvor det er en stor skredgrop. I elvemelen langs Gaula ligger dette skredlaget over eldre skredmasser, som igjen ligger over en elveør. Den lave høyden over havet forteller oss at det nederste skredlaget er yngre enn ca. 1000 år. I begge skredene har det om-

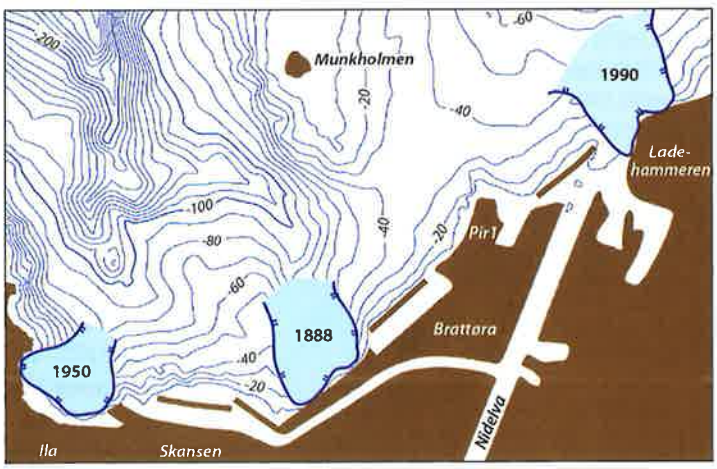


Fig. 33. Store skred på fjordbunnen utenfor Trondheim, med angitt årstall. Dybdekoter er konstruert på basis av data fra Statens Kartverk. Kartskissa er basert på opplysninger i Emdal mfl. (1996) og Skaven-Haug (1955). I tysk arkivmateriale er det opplysninger om flere skred på sjøbunnen utenfor Ila, ett i 1919 og fire i 1944, og ett utenfor Ladehammeren i 1945. Disse var sannsynligvis relativt små.

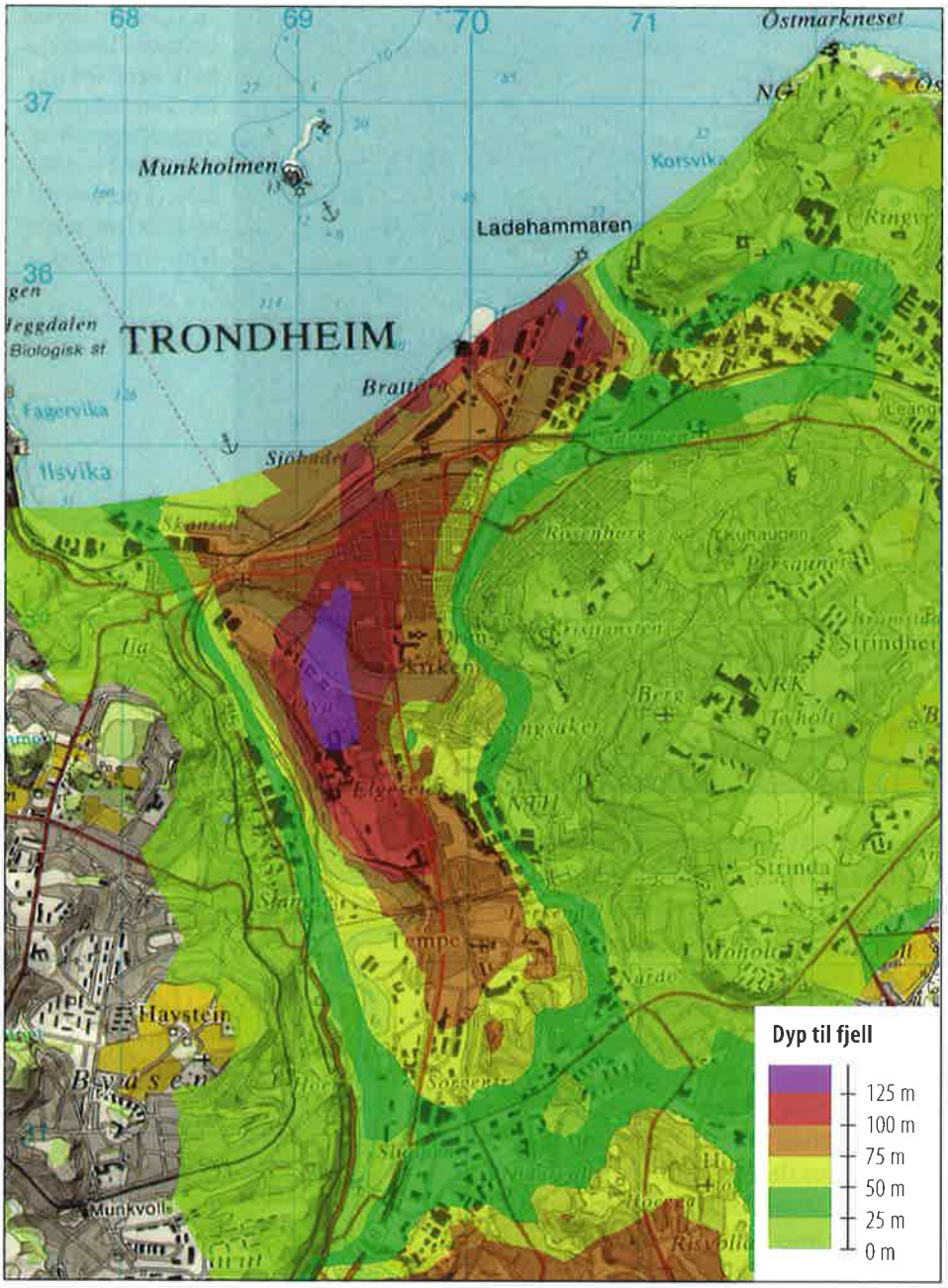


Fig. 34. Løsmassene har forskjellig tykkelse i byområdet. Dyp til fjell er angitt på grunnlag av geofysiske målinger, supplert med data fra boringer. Vi ser at dybden til fjell er mer enn 100 m i et område som strekker seg fra Tempe til Brattøra (rødlige fargetoner). I området fra Sluppen til Moholt er det grunnere til fjell. Lyseste grønnfarge omfatter også fjell i dagen. Underlaget er basert på data fra Statens Kartverk.

kommet mennesker; det er funnet ett skjellett i hvert av skredlagene. Grønlie (1953) omtaler også et ungt skred som tok med seg 50-60 tusen m² jord ved Kvetabekken i Kvenildsmarka bare noen få år før bygdeboka ble utgitt.

I bakkene mellom Ringvål og Gaulosen har det i følge Helland (1898) gått betydelige leirskred med skade på hus og dyrka jord i 1850 og 1869, og ett mye tidligere. Det sistnevnte kan ha skjedd i 1730 (Grønlie 1953). Helland omtaler mindre skred ved Eggen på Byneset i 1825, 1852 og i eldre tid. Ved Brå på Byneset gikk det et stort leirskred i 1928 (Holmsen 1929). Dette er det siste av en rekke store skred i Brådalen, som strekker seg fra myrområdene ved Spongdal ned mot Gaulosen: I 1831 (100 tusen m²), i 1848 (en mann omkom), i 1858 ("stort lerfald") og i 1865 (150 tusen m²) har det gått skred her. Den lavtliggende leirsletta i sjøkanten mot Gaulosen, Bråleira (100 tusen m²), ble avsatt av skredet i 1865. I 1943 gikk et leirskred i sjøkanten ved nedre Mule, like vest for Brå (Holmsen og Holmsen 1946).

Mest kjent av skred i historisk tid er Tillerskredet (1816), da 550 tusen m² jord gled ut og demmet opp Nidelva (Helland 1898). Tiller kirke, som den gang lå 2,5 km sør for dagens kirkebygning, ble tatt av dette skredet og Tiller bru og flere andre bruer ble ødelagt (Fig. 32). I denne skredkatastrofen mistet 15 mennesker livet. Mye av skredmassene havnet i elva som ble oppdemt nedenfor Tillerbrua.

I 1888 gikk et stort skred i sandavsetninger på sjøbunnen i nærheten av jernbanestasjonen (Reusch 1901). Det kan ha blitt utløst som følge av utfyllingsarbeidene. En stor skredgrop i fjordbunnen utenfor dette stedet kan tyde på at det startet som et undersjøisk skred som etter hvert også tok med seg masser fra land. Det finnes flere skredgroper på fjordbunnen utenfor havneområdet og Ladehammeren (Fig. 33) som viser at løsmassene i fjorden er lite stabile (Bjerkli og Olsen 1990). Dette er geologisk sett helt normalt. Ustabile deltaavsetninger med skred er kjent fra flere fjorder hvor elvene avsetter mye materiale utenfor munningene. I midtbyen og langs sjøkanten fra Ila til Ladehammeren har løsmassene særlig stor tykkelse (Fig. 34). I tysk arkivmateriale fra krigstiden er det registrert flere undersjøiske skred i strandsonen nord for Ila, ett skred i 1919 og fire skred i 1944, men vi vet ikke om dette kan ha vært mindre utglidninger. I 1944 fant det også sted et kvikkleireskred i Lade alle (Fig. 35). Det krevde 4 menneskeliv og mange hus ble ødelagt (Holmsen og Holmsen 1946). Tyskerne hevdet at bombing i nærliggende områder kunne være den utløsende faktoren, men dette er avvist; dårlige grunnforhold i kombinasjon med tyskernes oppfylling for brakkebygging var trolig årsaken (Sand 1999).

Fig. 35. Kvikkleireskred i Lade allé i 1944. Skredet var relativt lite, men da området var tett bebygd ble det store materielle ødeleggelser. Foto fra tysk arkivmateriale.

Tyskerne har også registrert et skred i sjøen utenfor Ladehammeren i 1945. I 1950 fant det sted et stort undersjøisk skred i Ilsvika (Skaven-Haug 1955). Skredet tok med fyllinger for et jernbanespor. Det siste store skredet i Trondheim fant sted i 1990 ved Ladehammeren, da 3-4 mill. m³ av fjordbunnen gled ut og tok med seg mindre arealer på land, bl. a. en del av Ormen Langes veg (se fig. 33). Skredgropa på sjøbunnen er mer enn 25 m dyp på det meste (Emdal mfl. 1996).

Det er nylig laget en oversiktsrapport om skred i Trondheim, basert på kommunens geotekniske arkivmateriale og nye undersøkelser (Sand 1999). Torv og trestokker fra flere av skredene er datert, men skredene kan være betydelig yngre enn det daterte materialet.

Hvis en ser på det store antall leirskred som har gått i Trondheim i løpet av de siste 10 000 år, er det ingen grunn til å anta at det er helt slutt på skredaktiviteten. Skråninger både langs elver og bekkedaler er dels så høye og bratte at de ikke er stabile på lang sikt, og årlig forekommer små utglidninger. Kartskissa (Fig. 36) viser at den gamle fjordbunnen er bevart ved Moholt - Lade - Jakobsli, ved Heimdal - Byåsen og på store deler av Byneset. Andre arealer, i første rekke langs hovedvassdragene, er sterkt påvirket både av elveerosjon og skred, og mange gamle landskap har forsvunnet. Der hvor erosjonen har fjernet mye løsmasser er det vanskelig å avgjøre om det er elveerosjon eller skred som har hatt størst betydning. Sporene vi finner viser at begge disse prosessene har vært aktive. Det er også vanskelig å skille mellom kvikkleireskred og andre skredtyper, bortsett fra i områder der tydelige skredgroper etter kvikkleireskred er bevart.

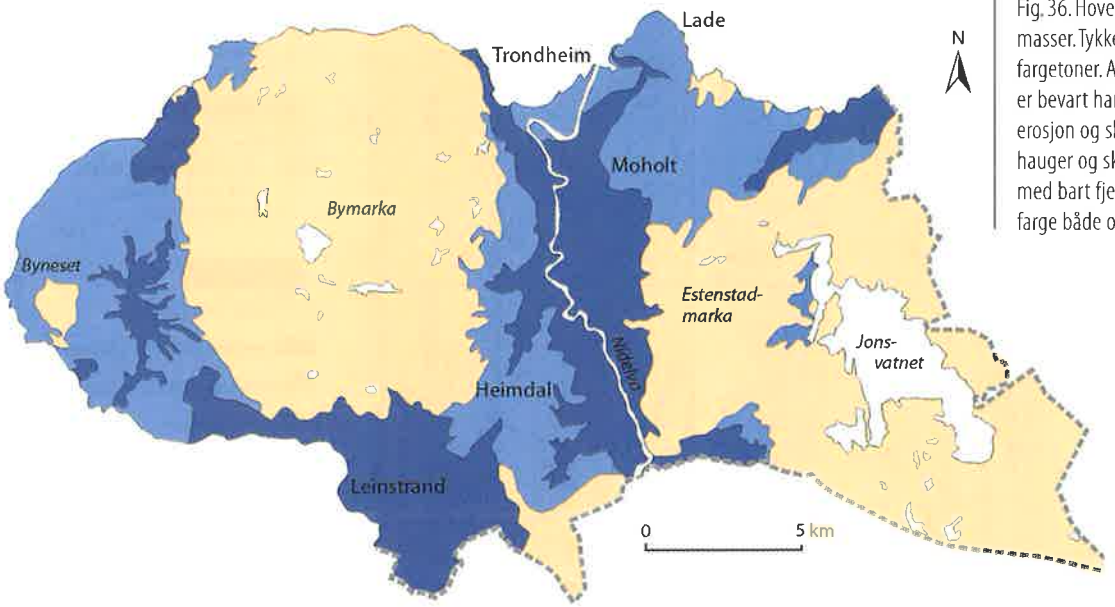


Fig. 36. Hovedgruppering av landskapsformer i løsmasser. Tykke løsmasser under marine grense har blå fargetoner. Arealer hvor den gamle, jevne fjordbunnen er bevart har lys blåfarge. Arealer preget av elveerosjon og skred; bekkedaler, brattskrenter, egger, hauger og skredgroper har mørkere blåfarge. Areal med bart fjell eller tynt løsmassedekke har lys brun farge både over og under marin grense.

Plante- og dyreliv og mennesker gjennom 10 000 år

Funn av planter og dyr i løsmasser fra isavsmeltningen og etter-istida gir oss opplysninger om vegetasjonen og dyrelivet i dette tidsrommet, og dermed om klimaet og livsbetingelser for mennesker. I den følgende oversikten er det bare lagt vekt på å få fram enkelte hovedtrekk.

Vegetasjonsendringer og klima

Torv- og myrbassenger inneholder et rikholdig arkiv over plantelivet til ulike tider. Kjerneprøver fra Stokkanmyra på Dragvoll har gitt oss viktige opplysninger om vegetasjonshistorien i Trondheimsområdet (Hafsten og Mack 1990). Her var det opprinnelig en grunn fjord som straks etter isavsmeltningen ble et brakkvannsbasseng, og snart et tjern hvor det ble avsatt gytje. Tjernet er nå helt gjengrodd og dekket av torv, som er dannet ved stadig pålagring av nye lag med døde planterester. I de seks meter tykke avsetningene er det bevart pollen som viser vegetasjonsutviklingen fra isavsmeltningen og helt fram til i dag, et tidsrom på mer enn 10 000 år (Fig. 37).

Den første vegetasjonen som fikk fotfeste etter isavsmeltningen bestod av bjørk, einer, vier og tindved, og av vannplanter, strandplanter og gras. Denne vegetasjonen holdt seg fram til for ca. 9500 år siden da furu vandret inn og ble det dominerende treslaget i

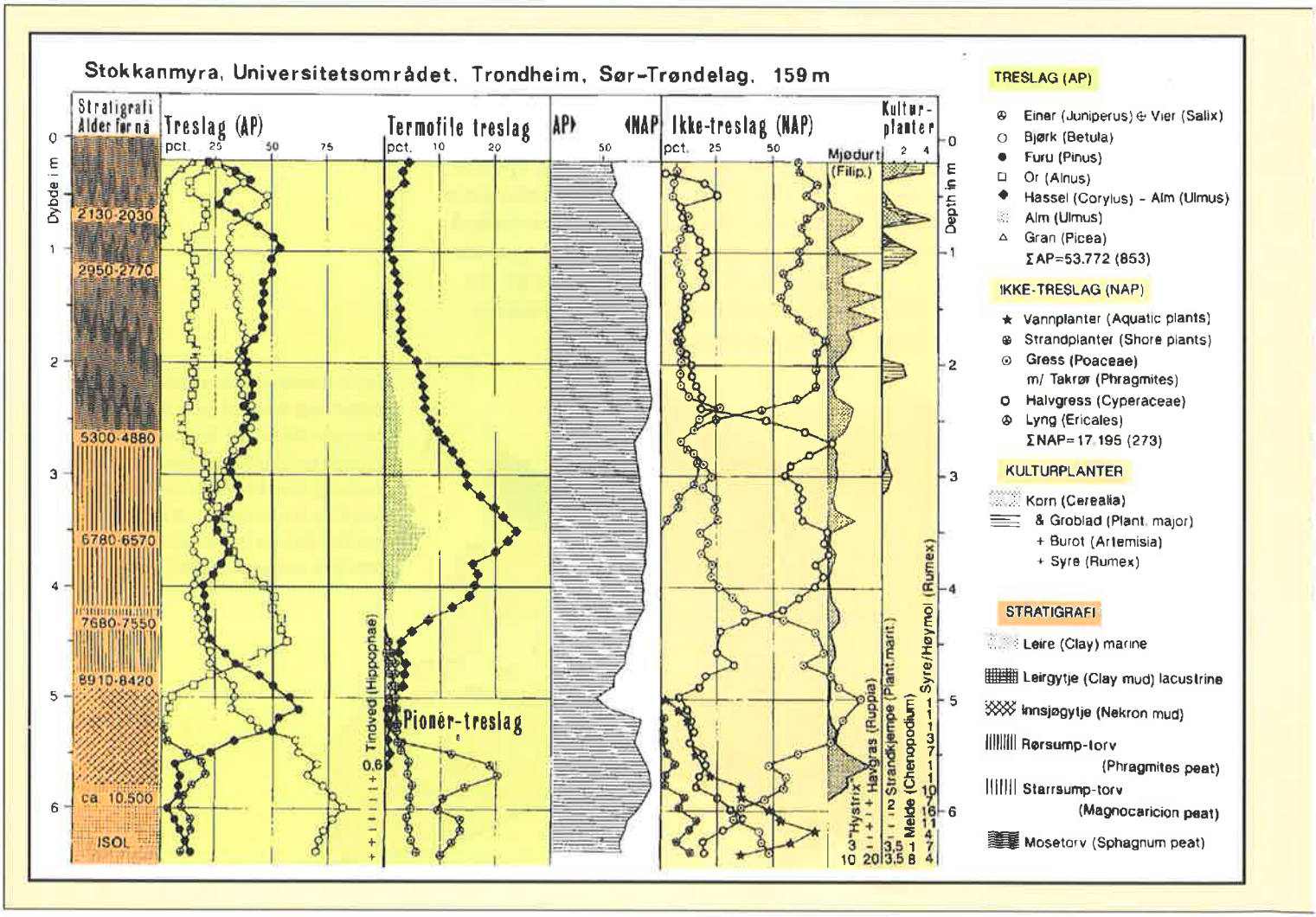


Fig. 38. Torvtak i Sjetnemyra, Heimdal. Vi ser flere stubbelag og stokker som er spor etter vegetasjonen i tidsrom da myra var skogbevokst. I andre perioder har det vært avskoging og torvdannelse. Foto: G. Holmsen 1919.

ca. 1000 år. Siden ble or det vanligste treslaget. Etter hvert som klimaet bedret seg, ble det et økende innslag av varmekjære treslag som hassel og alm, og skoggrensen lå høyere enn i dag, særlig for 8000-5000 år siden.

Mange steder, f. eks. i Sjetnemyra, er det bevart røtter og trestammer i myrene (Holmsen 1922). Det dypeste stubbelaget finner vi gjerne på overgangen mellom sand/leir og torvjord. Det viser vegetasjonen som fikk feste etter at områdene ble tørt land for nesten 10 000 år siden. Oppe i torvlaget finner vi gjerne ett eller flere stubbelag (Fig. 38). Det viser at det har vært en veksling mellom relativt tørre perioder med skogdekke og fuktigere perioder med torvvekst og avskoging på myrområdene.

For 5000 år siden begynte det så smått å bli kjøligere og fuktigere igjen og gradvis ble de varmekjære treslagene sjeldne. Vi fikk en blandingsskog av furu, bjørk og or. Fram til for 5000 år siden finnes foruten de nevnte treslagpollen mest pollen av gras, deretter ser det ut til å ha vært mye lyng i dette området. Fra knapt 3000 år siden finner vi sikre spor etter kulturplanter i Stokkanmyra, og mengden av treslagpollen avtar. Dette tyder på at fastmarka rundt det sentrale myrområdet ble ryddet og vi fikk en overgang fra naturlandskap til kulturlandskap. Pollen av kornslag, som tyder på korndyrking i nærliggende områder, finner vi helt tilbake til mer enn 2000 år før nåtid.

For bare 1200-1300 år siden kom grana til Trondheimsområdet og den har vært det dominerende treslaget etter vikingetid (Hafsten 1992).

Pollenanalyse - plantenes historiebok

Pollenkorn (blomsterstøv) er meget motstandsdyktige mot nedbryting, særlig hvis de avsettes i tjern, fjordbukter eller myrområder der det er lite oksygen i vannmassene. Vanligvis finnes mye pollen i borkjerner fra slike basseng, både i torv-, sand- og leirlag. Pollen fra de fleste planter er lett gjenkjennelige i mikroskop. Mengden av ulike pollenslag gir et godt bilde av vegetasjonen til ulike tider. Pollendiagram (Fig. 37) viser bl.a. variasjonen av polleninnholdet av ulike treslag (AP) og ikke-treslag som lyng, gras og halvgras (NAP). Diagrammet viser også forholdet mellom treslagpollen og ikke-treslagpollen i sum (AP/NAP), som gjenspeiler i hvilken grad terrenget har vært skogdekket, og spor etter kulturplanter. Varmekjære treslag (kalt termofile treslag i diagrammet) er framstilt i større målestokk enn andre treslag. Ved å registrere mengder og variasjon i polleninnholdet i kjerneprøver, og ved å ta ut tynne lag til datering ved hjelp av ^{14}C-metoden (se s. 12) kan vi tidfeste når vegetasjonsendringer fant sted. Vegetasjonen gjenspeiler temperatur- og fuktighetsforholdene, og pollenundersøkelser er en av flere metoder som brukes til å rekonstruere tidligere tiders klima.

Fig. 37. Pollendiagram fra Dragvoll (etter Hafsten og Mack 1990). Diagrammet gjenspeiler vegetasjonsutviklingen fra isavsmeltningen og fram til vår tid. Kolonnen til venstre viser lagfølgen i myra og alderen på syv daterte lag.

Fig. 39. Ryggvirvel og ribbeinsstykker av grønlandshval i hav- og fjordavsetninger fra isavsmeltningen. Fotografiet er fra Flatanger, Nord-Trøndelag.

Granskogen vandret inn østfra gjennom Sverige. I løpet av jernalderen spredte den seg fra grensefjellene og ned gjennom de laveste dalgangene mot Trondheimsfjorden.

Spor etter dyreliv

I leiravsetningene finner vi enkelte steder skjell, bein av hval (Fig. 39), sel og sjøfugl og avtrykk etter fisk, f. eks. lodde. (Øyen 1914). Skjell i høytliggende leiravsetninger i Trondheimsområdet er aldersbestemt til 11 500-10 000 før nåtiden (Reite 1994). I grustaket ved Tiller er det funnet en ryggvirvel og flere andre knokler fra en stor hval. Ryggvirvelen er datert til knapt 11 000 år før nåtiden (Reite 1983a). Hvalknokler av omtrent samme alder er funnet ved Vikåsen. Her ligger knoklene i leire som er overdekket av morenemateriale, avsatt under breframstøtet til Reppe. Disse funnene viser at livet i fjorden under isavsmeltningen kan ha lignet på det vi finner i fjordene på Grønland i våre dager.

Fossilfunn i løsmasser som ble dannet etter isavsmeltningen forteller om dyreliv og dermed om klimaet i dette tidsrommet. For 8000-5000 år siden var det varmere enn i nåtiden. I skjellforekomster fra denne tiden fins østers og andre varmekjære arter som ikke lever i dagens Trondheimsfjord (Øyen 1914).

Mennesket i landskapet

Alt under isavsmeltningen kan det ha vært muligheter for at mennesker kunne livberge seg i Trondheimsområdet. I fjorden var det hval, sel, fisk og skjell, og det var trolig mye sjøfugl. Ved Jonsvatnet, som den gang var en del av Trondheimsfjorden, på Byåsen og mange andre steder var det lune bukter (se fig. 20A), som kunne egne seg godt som boplasser, i alle fall i sommerhalvåret. I Trondheim vil det være størst sjanser til å finne spor etter mennesker fra tidsrommet for 9500-9000 år siden om man foretok en systematisk leting i en sone i terrenget som svarer til datidens strandnære landskap, dvs. 85-130 m o.h. Mange steder ligger disse områdene langt fra dagens strandlinje.

Ved Frøset ytterst på Byneset, er det i 80 m høyde funnet mange flintredskaper (Pettersen 1997). Denne boplassen var sannsynligvis i bruk mens havnivået var ca. 75 m høyere enn i dag. Ut fra vår kunnskap om strandforskyvningen lå strandlinja på Byneset i denne høyde for 9000 år siden. Dette er de eldste spor etter mennesker påvist i Trondheim.

For 8000-5000 år siden var det noe varmere enn i dag. Forholdene kan sammenlignes med Jæren og Sørlandet i vår tid. Flere steder langs Trondheimsfjorden er det funnet avfallsdynger med skall av østers og andre muslinger sammen med fiske- og dyrerester, f. eks. av elg og bever (Øyen 1914). I dette tidsrommet lå strandlinja 70-30 m høyere enn i dag (se fig. 19).

Pollenundersøkelsene fra Dragvoll (se s. 34) viser at arealer rundt den sentrale delen av Trondheim har vært ryddet og tatt i bruk til jordbruk alt mens hele midtbyen enda var fjordbunn. Først for 2500 år siden var det mulig å sette foten på tørt land på det som var de ytterste sandslettene på Nidelvas delta ved Erkebispegården og Kalvskinnet. Fra da av må vi regne med at det alltid har ferdes mennesker i det området som nå er midtbyen.

Fram til 1920-åra var mesteparten av nåværende Trondheim kommune landbruksarealer med spredt bosetning. Bare midtbyen, områdene innover Lademoen, Møllenberg, Bakklandet og deler av Øya og Ila hadde bymessig bebyggelse. I mellomkrigstida vokste folketallet og Singsaker, Tyholt, Lade og deler av Byåsen ble tatt i bruk som boligarealer. I etterkrigstida fant det sted en rask økning av folketallet. Dette førte til økt arealbehov for utbygging, og store landbruksarealer ble tatt i bruk, både i øst- og vestbyen.

Foruten til landbruksformål og bebyggelse har løsmassene i Trondheim vært brukt til byggeråstoff. Flere teglverk utnyttet de store leirforekomstene, og fortsatt kan vi se spor etter leiruttak til Strinda teglverk, som ble nedlagt på 1960-tallet. De store breelvavsetningene ved Torgård, Tiller og Ekle har vært en viktig grus- og sandressurs for byen, bl. a. til asfalt- og betongproduksjon. Spor

Fig. 40. Grustak i breelvavsetningen ved Ekle. Materialet er lagdelt og består for det meste av grus med tynne sandlag. Bildet viser en internasjonal gruppe geologer på ekskursjon i 1979. Slike avsetninger er viktige også for undervisning og forskning innen geologi og klimahistorie.

etter tallrike, store massetak vitner om dette (Fig. 40, se også fig. 4, fig. 5 og fig. 12). Bebyggelse og stor leiroverdekning på sidene og dels over grus- og sandforekomstene vanskeliggjør videre uttak de fleste steder, men fortsatt er det igjen mye sand og grus. Trondheim baserer seg derfor i stor grad på nedknust fjell fra pukkverk og tilførsel av naturgrus fra nabokommunene Klæbu og Melhus.

Løsmasser og landformer i løsmasser er viktige naturdokumenter som forteller om vår nære geologiske fortid. Israndavsetninger, strandlinjer, skredgroper mv. viser at landskapet i løpet av relativt korte tidsrom har gjennomgått mange, og dels katastrofepregete forandringer. Ved å studere disse sporene i terrenget kan vi forstå de geologiske prosessene og rekonstruere landskapshistorien. Mange av forekomstene er utsatt for inngrep, og det gjelder å ta vare på representative landformer/avsetninger til bruk i undervisning og forskning. På det vedlagte løsmassekartet er gitt en kort beskrivelse av utvalgte lokaliteter med særlig spennende kvartærgeologi. Noen av disse lokalitetene kan være verneverdige.

Løsmassene er i alt vesentlig en ikkefornybar ressurs. I Trondheim fins praktisk talt alle løsmasseressursene (dyrket mark, grus- og sandforekomster mv.) i arealer som ligger lavere enn den marine grense. Kontrasten er stor til åslandskapet over denne høyden der det er lite løsmasser og nesten ikke dyrket eller dyrkbar mark, bortsett fra området fra Flatåsen til Hestsjøen hvor det er mye forvitringsjord over berggrunnen. Bebyggelsen finner vi stort sett i områder med gammel fjordbunn.

Sett i et geologisk perspektiv har forbruk og båndlegging av løsmasseressurser de siste tiårene foregått i et meget høyt tempo, og det gjelder å ta vare på det vi har igjen på en best mulig måte. Disponering av løsmasser til jordbruk, skogbruk, utbygging, grunnvannsuttak, avfallsdeponering og massetak er eksempler på ulik bruk av løsmassene. Felles for disse bruksmåtene er at arealer og løsmasser båndlegges for alltid, eller for lang tid. En bruksmåte vil ofte utelukke andre. Geologiske kart og databaser er derfor et viktig grunnlag for arealplanlegging og forvaltning av naturressursene i et moderne samfunn med stadig mer intensiv arealutnyttelse.

Etterord

Denne artikkelen og det vedlagte løsmassekartet over Trondheim er basert på de kvartærgeologiske kartene Trondheim og Orkanger med beskrivelser (Reite 1983 a,b), supplert med oppfølgende undersøkelser. Randmorener mellom Brøttem og Jervfjellet er registrert av H. Sveian og K. Sand (personlig meddelelse 1998). Tydelige skredkanter etter større leirskred er registrert mer systematisk enn før. Manuskriptet er skrevet av A. J. Reite og H. Sveian, med bidrag av E. Erichsen. De digitale terrengmodellene og kartfigurene i fig. 11, 21, 22, 27 og 34 er utarbeidet av E. Erichsen, basert på kartdata fra Trondheim kommune (tillatelse nr. 103/98) og Statens Kartverk (R 18078). Alle fotografiene er tatt av H. Sveian, bortsett fra fig. 10, 17, sv./hv., 30, 35 og 38. Fotografering fra fly (H. Tollefsen Flyveselskap) ble foretatt 1. oktober 1998. Vi takker B. Svendgård for framstillling av fig. 6, 8, 10, 14, 16, 18B-D, 19, 20, 23, 25, 33 og 36. Skyggerelieffkartet i fig. 2 er produsert av T. Thorsnes og er basert på grunnlag av data fra Statens Kartverk. Digital produksjon av det vedlagte løsmassekartet er utført av B. Andreassen, B. Nordahl og E. Kvam, mens T. H. Bargel, A. Birkeland, L. Furuhaug, E. Larsen og M. Thoresen har lest kritisk gjennom et tidlig utkast til manuskript og kommet med forslag til forbedringer. Alle som er nevnt her og andre som på ulik vis har hjulpet til med arbeidet takkes for god hjelp. E. Stabell og M. Smelror har vært redaksjonens sakkyndige, og takkes for verdifulle kommentarer.

Litteratur

Andersen, B. G. 1979: The deglaciation of Norway 15 000-10 000 B.P. *Boreas 8*, 79-87.

Andersen, B. G., Mangerud, J., Sørensen, R., Reite, A., Sveian, H., Thoresen, M. and Bergstrøm, B. 1995: Younger Dryas ice-marginal deposits in Norway. *Quaternary International, Vol. 28*, pp. 147-169.

Bjerkli, K. & Olsen, H. 1990: Maringeologisk kartlegging i området Trondheim-Hommelvik, Sør-Trøndelag. *Nor. geol. unders. Rapport 89.047.*

Blom, G. A. 1956: Trondheim bys historie. I. St. Olavs by ca. 1000-1537. Red.: Schreiner, J. *Utgitt av Trondheim kommune.*

Christophersen, A., Cramer, W. & Jones, M. 1989: Naturlandskapet på Nidarnes i yngre jernalder - en terrengmodell. *Fortiden i Trondheim bygrunn: Folkebibliotektomten. Meddelelser nr 21. Riksantikvaren.*

Emdal, A., Janbu, N. & Sand, K. 1996: The shoreline slide at Lade. *Landslides. Proceedings of the seventh international symposium on landslides. Trondheim 17-21 June 1996.* A.A. Balkema, Rotterdam. Pp. 533-538.

Friis, J. P. 1898: Terrænundersøgelser og Jordboringer i Størdalen, Værdalen og Guldalen samt i Trondhjem i 1894, 95 og 96. *Nor. geol. unders. 27.*

Hafsten, U. 1992: The immigration and spread of Norway spruce (*Picea abies* (L.) Karst.) in Norway. *Norsk geogr. Tidsskr. 46*, 121-158.

Grønlie, A. 1953: Leinstrand i den aller eldste tida. *Leinstrand Bygdebok.*

Hafsten, U. & Mack, G. 1990: Den post-glaciale landskapsutviklingen på Dragvoll universitetsområde, Trondheim. *Norsk geogr. Tidsskr. 44*, 131-148.

Helland, A. 1898: Topografisk-statistisk beskrivelse av Søndre Trondhjems Amt. Første del: Den almindelige del og Trondhjem. *Norges land og folk XVI.*

Holmsen, G. 1922: Torvmyrenes lagdeling i det sydlige Norges lavland. *Nor. geol. unders. 90*, 1-244.

Holmsen, G. 1929: Leirfaldene ved Krokstad, Gretnes og Brå. *Nor. geol. unders. 132*, 1-45.

Holmsen, G. & Holmsen, P. 1946: Leirfall i årene 1940-45. *Nor. geol. unders. 167*, 1-71.

Isarin, R. F. B, Renssen, H. & Vandenberge, J. 1998: The impact of the North Atlantic Ocean on the Younger Dryas climate in northwestern and central Europe. *Journal of Quaternary Science 13*, 447-453.

Kjemperud, A. 1986: Late Weichselian and Holocenee shoreline displacement in the Trondheimsfjord area, central Norway. *Boreas 15*, 61-82.

Olsen, L., Sveian, H. & Bergstrøm, B. *(under arbeid)* : Rapid shifts in glacier extension during the Mid- and Late Weichselian - a newly proposed model for glacial 2D-variations in Norway.

Oftedahl, C. 1978: Glacial clay basins in the Trondheimsfjord. *IKU 84*, 1-17.

Pettersen, K. 1997: 1000-årsjubileum, 900-årsjubileum og 9000-årsjubileum - noen tanker om tid og mennesker i trondheimshistorien. *SPOR Nr. 1*, 46-47.

Reite, A. J. 1983a: Trondheim. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 1621 IV - M 1:50 000. *Nor. geol. unders. 391.*

Reite, A. J. 1983b: Orkanger. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 1521 I - M 1:50 000. *Nor. geol. unders. 392.*

Reite, A. J. 1986: Stjørdal. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 1621 I - M 1:50 000. *Nor. geol. unders. Skrifter 72.*

Reite, A. J. 1990: Sør-Trøndelag fylke. Kvartærgeologisk kart M 1:250 000. Veiledning til kartet. *Nor. geol. unders. Skrifter 96.*

Reite, A. J. 1994: Weichselian and Holocene geology of Sør-Trøndelag and adjacent parts of Nord-Trøndelag county, Central Norway. *Nor. geol. unders. Bull. 426,* 1-30.

Reite, A. J. 1995: Deglaciation of the Trondheimsfjord area, central Norway. *Nor. geol. unders. Bull. 427,* 19-21.

Reite, A. J., Selnes, H. & Sveian, H. 1982: A proposed deglaciation chronology for the Trondheimsfjord area, Central Norway. *Nor. geol. unders. 373,* 75-84.

Reusch, H. 1901: Opplysninger til Blakstads jordbundskart over Trondhjems omegn. *Nor, geol. unders. 32,* 113-122.

Rundberg, Y. 1991: Tertiary sedimentary history and basin evolution of the Norwegian North Sea between 60-62 degree N, an integrated approach. *UiT, NTH, Rapport 25.*

Sand, K. 1998: Trondheim kvartærgeologiske utvikling, Ytre Kongsgård - Nidarnesset. *Rapport fra Geoteknisk faggruppe, Oppdrag R. 997-1.* Utbyggingskontoret, Avd. Byutvikling, Trondheim kommune.

Sand, K. 1999: Fra istid til Nidarnes. *Rapport, NGF-stipend 1998, Norsk geoteknisk forening.*

Sandvik, P. U. 1995: The Archbishops Palace, Trondheim. Results from the archeobotanical investigations in 1991. *Res. Archaeobotanicae - 9th Symposium IWGP. Kiel.* 267-279.

Sindre, A. 1979: Seismiske målinger i 1972 - 1979 i Gauldalen. *Nor. geol. unders. Rapp. Nr. 1641.*

Skaven-Haug, S. 1955: Undervannsskred i Trondheim havneområde. *NGI-publ. Nr. 7.*

Sogner, B. 1962: Trondheim bys historie. II. Kjøpstad og stiftsstad 1537-1807. *Red.:* Schreiner, J. *Utgitt av Trondheim kommune.*

Sollid, J. L. & Reite, A. J. 1983: The last glaciation and deglaciation of Central Norway. *In* Ehler, J.: Glacial deposits in northwest Europe. *A. A. Balkamaa/Rotterdam.*

Sveian, H. 1985: Stiklestad. Kvartærgeologisk kart 1722 IV - M 1:50 000. *Nor. geol. unders.*

Sveian, H. 1995: Sandsletten blir til. Stjørdal fra fjordbunn til strandsted. *Nor. geol. unders. Skr. 117.*

Sveian, H. & Olsen, L. 1984: En strandforskyvningskurve fra Verdalsøra, Nord-Trøndelag. *Nor. Geol. Tidsskr. 64,* 27-38.

Sveian, H. & Reite, A. J. 1995: Elveerosjon og leirskred i fjorddaler - en landskapsutvikling styrt av landhevningen etter siste istid. *SPOR nr. 1,* 10-13.

Sveian, H. & Solli, A. 1997: Tid og form - geologisk historie *i:* Dahl, R., Sveian, H. & Thoresen. M. (red.): Nord-Trøndelag og Fosen - geologi og landskap. *Nor. geol unders.*

Tønnesen, J. F. 1996: Gravimetri for kartlegging av løsmassemektigheter i Trondheim. *Nor. geol. unders. Rapport nr. 95.078.*, 1-48.

Wolff, F. C. 1979: Beskrivelse til de berggrunnsgeologiske kart Trondheim og Østersund 1:250 000. (Med fargetrykte kart). *Nor. geol. unders. 353.*

Øyen, P. A. 1914: Kvartær-studier i Trondheimsfeltet III. *Det Kgl. N. Vid. Selsk. Skr. 6,* 1-506.

TRONDHEIM KOMMUNE
Løsmassekart

Foto: H.Sveian

Målestokk 1:50 000

Bilag til Gråsteinen 5, 1999

NGU
Norges geologiske undersøkelse
Geological Survey of Norway

LØSMASSER

Løsmassene er dannet i sluttfasen av siste istid og etter isavsmeltningen. De fleste løsmassetypene kan bare dannes av breer eller smeltevann fra breer, eller ved senere erosjon og omlagring av slike avsetninger. Det fins også løsmasser som er dannet på stedet etter isavsmeltningen, som f. eks. torvjordarter og forvitringsmateriale.

Løsmassene er inndelt etter dannelsesmåten. Det er de ulike geologiske prosessene som avspeiles ved fargebruken på kartet. Som eksempel gis alle løsmasser som er avsatt av isbreer grønne farger, materiale avsatt av rennende vann orange og gule farger og hav- og fjordavsetninger blå farger. For enkelte avsetningstyper, f. eks. morenemateriale brukes i tillegg en underinndeling etter tykkelse ved hjelp av mørk og lys fargetone.

TEGNFORKLARING

- **Morenemateriale, sammenhengende dekke,** er dannet ved at isbreene har revet løs, transportert og avsatt stein, grus, sand og leire. Dette materialet er oppknust og malt mellom breens såle og underlaget, og er vanligvis usortert og hardt pakket.
- **Morenemateriale, usammenhengende eller tynt dekke,** brukes for områder med tallrike fjellblotninger (grunnlendte områder), dannelsesmåte se ovenfor.
- **Randmorener** er ryggformede avsetninger av morenemateriale dannet ved brekanten under fremstøt eller stillstand.
- **Breelvavsetninger** er dannet ved at smeltevann fra breene gravde i løsmasser eller berggrunn, transporterte materialet og avsatte det der strømhastigheten avtok. Dette skjedde både under isbreene, langs iskanten og foran breen, særlig hvor breelvene munnet ut i datidens fjorder. Breelvavsetningene er lagdelte, og består for det meste av grus og sand.
- **Hav- og fjordavsetninger** er finkornige løsmasser bunnfelt i havet. Avsetningstypen ble stort sett dannet under isavsmeltningen, da breelvene førte store mengder slam ut i fjordene. Strandforskyvning og elveerosjon har senere ført hav- og fjordavsetninger til tørrere nivå eller ut i dagens fjorder. Avsetningstypen består som regel av siltig leir og leirig silt.
- **Marine strandavsetninger** er dannet ved bølgevasking i strandsonen. Avsetningstypen ligger oftest som et tynt dekke over andre løsmasser eller berggrunn. Kornstørrelsen varierer mellom blokk og sand, men grus og sand er vanligst.
- **Hav- og fjordavsetninger og strandavsetninger, usammenhengende eller tynt dekke over berggrunnen** brukes for områder med både hav- og fjordavsetninger og strandavsetninger hvor det forekommer tallrike fjellblotninger (grunnlendte områder). Kornstørrelsen veksler mellom grus og leire.
- **Elve- og bekkeavsetninger** er dannet etter isavsmeltningen ved at rennende vann har gravd, transportert og avsatt løsmasser. Avsetningstypen er vanlig langs vassdragene og hvor elvene har munnet ut/munner ut i fjorder og innsjøer. Avsetningstypen er lagdelt og består stort sett av grus og sand.
- **Forvitringsmateriale** er dannet på stedet ved fysisk eller kjemisk nedbryting av berggrunnen. Det er en gradvis overgang mellom løsmasser og underliggende berggrunn. Tykkelsen er vanligvis såvidt liten at alle arealer er kartlagt som usammenhengende eller tynt dekke, selv om den ved foten av skråninger kan være flere meter.
- **Torv og myr** dannes hvor planterester hoper seg opp raskere enn de brytes ned, f. eks. på grunn av høyt grunnvannspeil og liten fordampning. Eksempler på dannelsesmåte er gjenvoksing av tjern, torvdannelse direkte på fuktig mark eller ved forsumpning av fastmark.
- **Fyllmasser** består enten av materiale tilført av mennesker eller løsmasser som er så sterkt påvirket av menneskets aktivitet at det ikke lenger er mulig å bestemme den opprinnelige avsetningstypen.
- **Bart fjell** er brukt for arealer som stort sett mangler løsmasser. Det kan stedvis være et tynt humusdekke over berggrunnen uten at dette er angitt på kartet.
- **Skredgroper/skredkanter** er forsenkninger eller bratte skråninger etter kvikkleireskred.
- **6** **Spesielt interessante lokaliteter**, se egen tekst.

Løsmassekartet er basert på de kvartærgeologisk kartene Trondheim 1621-IV og Orkanger 1521-I med beskrivelser (Reite 1983), som har flere opplysninger om tykkelse, kornstørrelse og mineralinnhold, enn dette forenklete løsmassekartet. Det er foretatt nyregistrering av skredkanter og randmorener.

Kartgrunnlag: Statens Kartverks kart i følge brukstillatelse.
Kartproduksjon: Andreassen, B., Kvam, E., Nordahl, B. og Sviggum, P., NGU.
Trykk: AS Adresseavisen, Trondheim 1999.

Referanse til dette kartet:
Reite, A. J., Sveian, H. og Erichsen, E. 1999: TRONDHEIM KOMMUNE. Løsmassekart M 1:50 000. Norges geologiske undersøkelse.

LOKALITETER MED SPESIELT INTERESSANTE LØSMASSEFOREKOMSTER OG LANDSKAPSFORMER

(1) Randmorene på Reppe
På Reppe er en randmorene avsatt av en bretunge som kom ned Vikelvdalen under breframstøtet for knapt 11 000 år siden (Tautratrinnet). Moreneryggen ligger over tykke leiravsetninger og er nesten helt dekket av yngre leirer.

(2) Breelvdelta ved Kvammen
Ved Kvammen er et breelvdelta avsatt samtidig med randmorenen på Reppe og grusryggene ved Ekle, Tiller og Torgård. I grustaket kan en se skrålag og et horisontalt topplag, som viser at avsetningen ble bygget opp til datidens havnivå, ca. 170 m o.h.

(3) Breelvavsetning ved Ekle
Ved Ekle er det massetak i en stor israndavsetning som tilhører Tautratrinnet. Under grusavsetningen ligger tykke leirlag fra en tidligere fase da brefronten lå lenger sør. Breelvavsetningen er nesten helt dekket av yngre leiravsetninger. Skjellforekomster i høytliggende deler av denne leira er datert til ca. 10 200 år siden, og er åpenbart litt yngre enn dannelsen av grusavsetningen.

(4) Breelvavsetning ved Tiller
Ved Tiller kirke er et massetak i en tilsvarende og samtidig breelvavsetning som ved Ekle. Materialtype og lagfølge er den samme. Hvalknokler i grusavsetningen er datert til knapt 11 000 år. Dette er maksimumsalder for breframstøtet da hvalen må ha dødd samtidig med eller før breframstøtet til Tiller. Flere kvikkleireskred har skåret seg inn mot breelvavsetningen.

(5) Breelvavsetning ved Torgård
Ved Torgård er en markert, ryggformet breelvavsetning som er dannet samtidig med avsetningene ved Tiller og Ekle. Den kan følges sammenhengende fra Heimdal til Skjøla, og er avsatt foran en bretunge fra Klæbu. Sandlagenes helning viser at smeltevannet har rent mot Gauldalen.

(6) Breelvdelta ved Jervan
Ved Jervan er et par delta bygget ut i en fjordarm gjennom Jonsvannsforsenkningen mens havnivået var 175 m høyere enn i nåtiden. Terrasseflatene i dette nivået markerer den marine grense i området, og ble dannet i tiden omkring Hoklingentrinnet, da iskanten lå ved Saksvikvollen for ca. 10 300 år siden.

(7) Strandlinje ved Sverresborg, Blyberget og Elsterparken
På disse stedene er det en tydelig strandlinje i fast fjell, noe som er meget sjeldent i Sør-Trøndelag. En av stiene i Elsterparken kalles Strandlinjen fordi den er lagt i det markerte strandnivået. Strandlinjer i fjell ble dannet ved frostforvitring og bølgevasking i strandsona under den kaldeste perioden av isavsmeltningen da innlandsisen rykket fram til Heimdal og Tiller (Tautratrinnet).

(8) Gammel fjordbunn ved Moholt - Lade - Jakobsli
I dette området er den gamle fjordbunnen bevart uten store elvenedskjæringer og skredgroper. Løsmassene består av leire, dels med noe sand avsatt under oppgrunningen av fjorden.

(9) Gammel fjordbunn ved Kolstad og Heimdal
Her finner vi store områder med fjordbunn som er lite påvirket av senere elvenedskjæring og skred. På grunn av tette leirer og forsumpning er det dannet store torvmyrer.

(10) Gammel fjordbunn på Byneset
På store deler av Byneset er den gamle fjordbunnen stort sett bevart, men sentralt gjennom området har en bekk skåret seg ned i leirlandskapet. Ved Brå og Rye er skredgroper etter kvikkleireskred.

(11) Elvenedskjæringer ved Nedre Leirfossen
Nidelva har skåret seg dypt ned i leiravsetningene til den nådde fast fjell. Langs elvekapet er høye, bratte skråninger, som står i rasvinkel. I nærliggende områder, som f. eks. Sjetnemarka og Hallstein, har nedskjæringene forverret stabilitetsforholdene og det har gått store kvikkleireras.

(12) Bekkenedskjæring i Bjørndalen
Bjørndalen er en stor, forgrenet bekkedal fra Heimdal til Sluppen. Den er dypt nedskåret i tykke leirmasser.

(13) Elvedelta ved Nardo
Ved Sundland ble det under strandforskyvningen avsatt et stort elvedelta. Det ble bygget helt opp til datidens havnivå, 72 m o.h. Høyden tyder på at det ble dannet for 8800 år siden. Over den østlige delen av avsetningen ligger leire avsatt av kvikkleireskred. Deltaet må tidligere ha dekket området vestover mot Tempe, men deler av det er fjernet av Nidelvas graving.

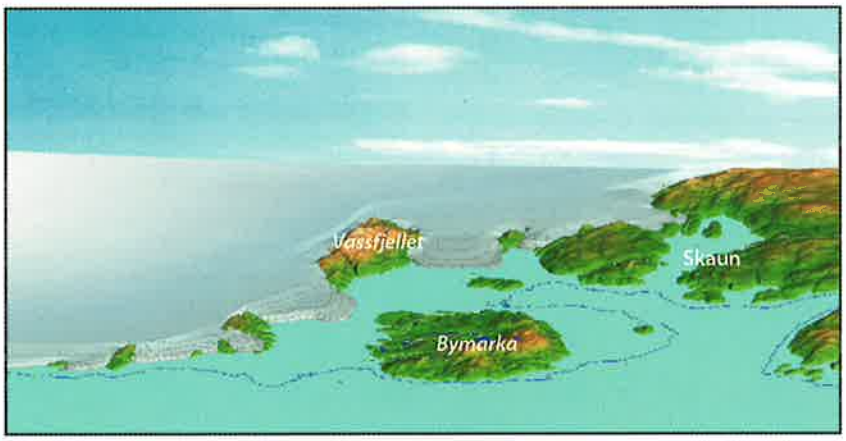
(14) Elvedelta ved Gløshaugen
Terrassen ved Gløshaugen er et elvedelta med toppflate knapt 50 m o.h. Det ble dannet for ca. 6800 år siden. Det kan tidligere ha strukket seg til vestsiden av Nidelva, hvor det er terrasserester i samme høyde.

(15) Kvikkleireskred i Olderdalen
Mellom Tesli og Vikåsen er en meget stor skredgrop etter et kvikkleireskred som har gått mot Ranheim. Skråningen som avgrenser gropa mot området hvor den gamle fjordbunnen er bevart, er meget tydelig.

(16) Kvikkleireskred i Duedalen
Fra Duedalen gikk et leirskred ned over Øvre Bakklandet og ut i Nidelva i 1625. Skredgropa er meget tydelig på vestsida av Festningen. I dette skredet omkom 20 mennesker.

(17) Tillerskredet
Like vest for Tillerbrua er det tydelige spor etter kvikkleireskredet som fant sted i 1816. 550 mål jord gled ut og demmet opp Nidelva. Tiller kirke og flere gårder ble ødelagt. 15 mennesker mistet livet.

(18) Sjetnemyra
Sjetnemyra er dannet ved opphopning av planterester over de dårlig drenerte leiravsetningene i området. Torvtykkelsen er flere steder mer enn 3 m. I skjæringer ser en ofte fururøtter som viser at det i perioder har vokst skog på denne myra, mens den i andre tidsrom har vært skogfri.



Terrengmodell av Trondheimsområdet ved slutten av siste istid (se Fig. 11A).

Trondheimslandskapet gjennom 11 000 år

Vi betrakter vanligvis landskapet som uforanderlig. Sett i et mer langsiktig tidsperspektiv er dette slett ikke tilfelle:

- For knapt 11 000 år siden var deler av Trondheim fortsatt dekket av innlandsis. Fjorden nådde 170 m høyere enn i dag, og mesteparten av dagens bebygde områder var fjordbunn.
- Etter at isen forsvant, har landet hevet seg og gammel fjordbunn har blitt tørt land. Elvene har gravd seg dypt ned i løsmassene og bygd ut yngre elvedelta, f. eks. ved Nardo, Gløshaugen og i midtbyen. Tallrike, store leirskred har funnet sted, f. eks. ved Othilienborg, i Duedalen og Sjetnemarka.

I dette heftet får du innblikk i geologiske hendelser i Trondheim gjennom de siste 11 000 år. Et løsmassekart med kort omtale av spesielt interessante løsmasseforekomster er vedlagt.

Tidligere utgivelser

Gråsteinen 1:	Bruk av digital informasjon innen lokal areal og ressursforvaltning. *Per Ryghaug 1996.*
Gråsteinen 2:	Istidsspor i Røros kommune. *Arne J. Reite 1997.*
Gråsteinen 3:	Geologi på Varangerhalvøya: En oversikt med ekskursjonsforslag. *Anna Siedlecka, David Roberts og Lars Olsen 1998.*
Gråsteinen 4:	Geologiske severdigheter langs bil- og sykkelveier og turstier i Alvdal. *Bjørn A. Follestad og Morten Thoresen 1999.*

NGU
Norges geologiske undersøkelse