

NGU



Norges geologiske
undersøkelse

Nr. 391

Skrifter 46

Arne J. Reite:
Trondheim
Beskrivelse til kvartærgeologisk
kart 1621 IV – M 1:50 000
(med fargetrykt kart)

Universitetsforlaget 1983

Trondheim - Oslo - Bergen - Tromsø

Trondheim

Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 1621 IV – M 1:50 000 (med fargetrykt kart)

ARNE J. REITE

Reite, A.J. 1983: Trondheim. Description of the Quaternary geological map 1621 IV (scale 1:50 000). *Nor. geol. unders.* 391, 1–44.

The superficial deposits within the map-sheet Trondheim, Central Norway, are classified and described. The mountains generally have a thin and discontinuous cover of till. In the lowland areas fine-grained marine sediments dominate; these were deposited at a sea-level c. 180 m higher than the present one.

The ice-sheet receded before 11,000 B.P., followed by an advance to the Ekle–Tiller Moraines during the first half of the Younger Dryas Chronozone. The Brøttem Moraines, situated in the southeastern part of the map-area, were deposited during a younger glacial advance.

Short accounts are given on shoreline displacement, river erosion and slides. The potential for different utilization of the superficial deposits is also briefly discussed.

A.J. Reite, Norges geologiske undersøkelse, Postboks 3006, N-7001 Trondheim, Norway

INNHold	1
Generell del	2
Innledning	2
Det kvartærgeologiske kartets tegnforklaring	4
Jordarter (løsmasser)	4
Bart fjell	7
Vanskelig avgrensbare avsetninger i områder dominert av andre jordarter/bart fjell	7
Kornstørrelse	8
Jordartenes mektighet og lagfølge	8
Isbevegelse	8
Andre symboler	8
Utarbeidelse av det kvartærgeologiske kartet	8
Nøyaktighet på det kvartærgeologiske kartet	9
Spesiell del	9
Berggrunn og landskapsformer	9
Jordarter (løsmasser)	12
Morenemateriale	12
Breelvasetninger	15
Elveavsetninger	19
Havavsetninger	20
Havavsetninger, tynt og usammenhengende dekke	23
Strandavsetninger	23
Forvittringsmateriale, tynt og usammenhengende dekke	24
Ur	24
Organisk materiale (oftest myr)	24
Geologisk utvikling	26
Isbevegelse	26
Isavsmeltingsforløp	26
Strandforskyvning	30
Elveerosjon	31
Skred og andre massebevegelser	31

Løsmassenes egnethet til ulik bruk	34
Dyrkingsjord	35
Byggeråstoff	35
Byggegrunn	38
Grunnvannsutttak	38
Avfallsdeponering og rensing av avløpsvann	38
Summary	39
Etterord	43
Litteratur	43

Generell del

INNLEDNING

Kvartærgeologi er læren om den yngste del av Jordens historie – *Kvartærtiden*. Den er preget av store klimasvingninger med istider og varmere mellomistider. Under istidene var store områder – særlig på den nordlige halvkule – dekket av innlandsis, slik som i Antarktis og Grønland i våre dager. Isbreenes graving endret landskapet som eksisterte før Kvartærtiden. I kyststrøkene ble det dannet dype fjorder og daler. I Øst-Norge er det også tydelige spor etter isens graving. Det er likevel enkelte steder bevart avsetninger både fra siste mellomistid og fra faser av siste istid da deler av Norge var isfritt (Mangerud 1981). Under isavsmeltningen ble kyststrøkene først isfrie. Den smeltende innlandsisen delte seg opp i fjord- og dalbreer. Kortvarige klimaforverringene førte til stans i tilbaketrekningen eller til mindre brefremstøt. Det mest markerte fremstøtet fant sted i Yngre Dryas, en kald periode 11 000–10 000 år før nåtiden. Avsetninger fra Yngre Dryas kan følges nesten sammenhengende (Fig. 1) fra Østfold, over Sørlandet og videre langs kysten i Vest-Norge og Nord-Norge til Øst-Finnmark (Andersen 1960, 1979, Undås 1963, Mangerud et al. 1979b, Sollid & Sørbel 1975, 1979 og Marthinussen 1962).

Innen nedisede områder var landmassen sterkt nedpresset på grunn av istyngden. Da isen smeltet bort, tok det tid før likevekten ble gjenopprettet. Havet trengte derfor innover områder som nå er land. I indre Oslofjord var havnivået under isavsmeltningen mer enn 200 m høyere enn i nåtiden. I Trondheimsregionen var det tilsvarende tall knapt 180 m.

Løsmassene i Norge er stort sett dannet ved geologiske prosesser (hendelser) i siste istid og i de ca. 10 000 år som er gått siden landet ble isfritt. Avsetninger avhengig av breenes eksistens omfatter både materiale avsatt direkte av breen (morenemateriale) og materiale som er avsatt av smeltevann fra breen (breelavsetninger, bresjøavsetninger og det meste av havavsetningene). Avsetninger dannet etter isavsmeltningen omfatter både løsmasser fra isavsmeltningssperioden som er transportert på nytt (elveavsetninger, strandavsetninger, vindavsetninger og havavsetninger), og materiale som er dannet på stedet (forvitringmateriale og torvjordarter). Disse prosessene pågår også i nåtiden, men ofte så langsomt at det knapt er merkbart i løpet av en menneskalder.

Løsmassene er en av landets viktigste ressurser. De er et nødvendig grunnlag for plantevekst og dyreliv, og dermed for bosetning. Disponering av arealer til

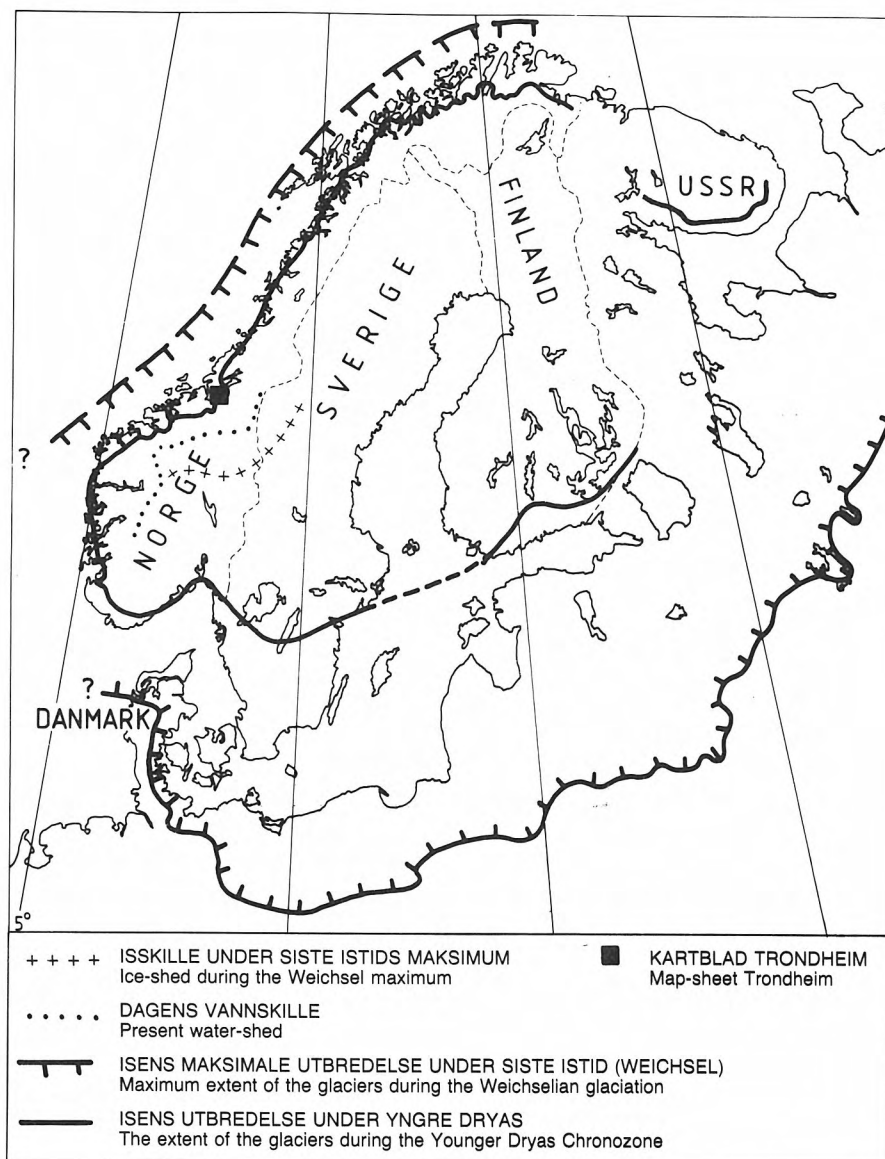


Fig. 1. Innlandsisens utbredelse i Skandinavia og tilgrensende områder.

The maximum extent of the Scandinavian inland ice during the Weichselian glaciation and the Younger Dryas Chronozone.

jordbruk, skogbruk, utbygging (boliger, industri, kommunikasjonslinjer), grunnvannsuttak, avfallsdeponering og massetak for bygge- og anleggsindustrien er eksempler på ulike bruk av løsmassene. Felles for alle bruksformene er at arealer og løsmasser båndlegges for alltid eller for lang tid. Ofte vil en bruksmåte utelukke andre. Dette kan føre til konflikter mellom ulike brukergrupper. For å komme fram til best mulige helhetsløsninger i planlegging og forvaltning blir derfor

løsmassenes utbredelse og egenskaper tillagt mer vekt enn før. Dette gjelder både på kommunalt, fylkeskommunalt og statlig nivå. I en rekke lover, som f.eks. bygningslov, jordlov, lov om naturvern og lov om vannforurensning er det påpekt at naturforholdene skal tillegges vekt ved beslutninger om arealdisponering.

Den generelle del av beskrivelsen inneholder bare de aller mest nødvendige forklaringer for å kunne bruke kvartærgeologiske kart. Den spesielle del omhandler avsetningstyper, geologisk utvikling, løsmassenes egnethet til ulike anvendelser m.v. For mer utfyllende opplysninger om kvartærgeologi/ingeniørgeologi-løsmasser henvises til Holmsen (1979), Selmer-Olsen (1977) eller Østeraas (1973).

DET KVARTÆRGEOLOGISKE KARTETS TEGNFORKLARING

Jordarter

Jordartene (løsmassene) er inndelt etter dannelsesmåte og -miljø. Det er derfor de ulike geologiske prosesser som avspeiles ved fargebruken på kartet. Som eksempel gis alle løsmasser som er transportert og avsatt av breer grønne farger, materiale transportert og avsatt av rennende vann orange og gule farger og havavsetninger blå farger. For enkelte avsetningstyper, f.eks. morenemateriale, brukes i tillegg en underinndeling etter mektighet ved hjelp av mørk og lys fargetone.

Følgende avsetningstyper er skilt ut innen kartblad Trondheim:

Morenemateriale er dannet ved breenes løsriving, transport og avsetning av materiale både fra fast fjell og løsmasser. Ut fra dannelsesmåten skiller det ofte mellom *bunnmorene* og *ablasjonsmorene* (Fig. 2). Bunnmorene er materiale transportert i den undre del av isbreene hvor det fant sted en effektiv oppkussing av materialet. Fast pakning, innhold av alle kornstørrelsesfraksjoner, lav rundingsgrad og liten eller ingen lagdeling er karakteristisk for bunnmorenen. Ablasjonsmorene inneholder materiale transportert inne i breen eller på breoverflaten hvor partiklene har vært mindre utsatt for nedkussing. Det har ofte vært noe smeltevann til stede. Ablasjonsmorenen er oftest løst pakket og har et lavere silt- og leirinnhold enn bunnmorenen (se kartets inndeling i kornstørrelses-fraksjoner). Overflaten er ofte preget av hauger og rygger. På dette kartbladet er det ikke skilt mellom bunnmorene og ablasjonsmorene, de er slått sammen og kalt *morenemateriale*. Morenematerialet er inndelt etter mektigheten og mengden av fjellblotninger:

- *Morenemateriale, jevnt dekke, stedvis med stor mektighet* brukes for arealer med få eller ingen fjellblotninger. Morenematerialet jevner ut berggrunnens småformer. Mektigheten varierer, men er de fleste steder 0,5–5 m. Lokalt, særlig i forsengkninger i berggrunnen, kan den være betydelig større.
- *Morenemateriale, tynt og usammenhengende dekke* brukes for arealer med tallrike fjellblotninger. Berggrunnens småformer trer tydelig fram. Den gjennomsnittlige mektighet er mindre enn 0,5 m. I sprekker og forsengkninger i berggrunnen kan den være større. Hvor berggrunnen forvitrer lett, er det ofte en gradvis overgang til forvitringmateriale.

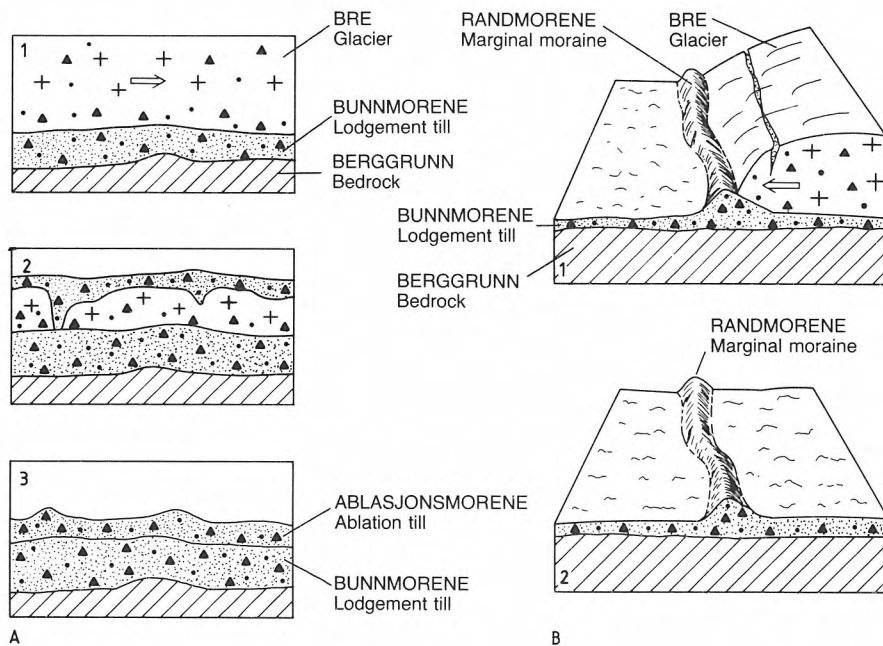


Fig. 2. A. Dannelse av morenemateriale.

1. Bre i bevegelse transporterer/avsetter materiale. 2. Stagnert bre smelter og avsetter materiale fra breen og breoverflaten. 3. Bunnmorene (underst) og ablasjonsmorene.

B. Dannelse av randmorener.

1. Breen rykker frem og skyver sammen en rygg av morenemateriale. 2. Randmorenen etter brens tilbaketrekking.

A. *Genesis of till.*

1. Till deposited by a moving glacier. 2. Till deposited from a stagnant glacier. 3. Lodgement till and ablation till.

B. *Genesis of marginal moraines.*

1. Marginal moraine formed by an advancing glacier. 2. The marginal moraine after the recession of the glacier.

– *Randmorene* er en ryggformet avsetning av morenemateriale, dannet ved fremstøt (eller stillstand) av brefronten.

Breelavsetninger er dannet ved at strømmende smeltevann fra breen gravde i løsmasser eller berggrunn, transporterte materialet og avsatte det der strømhastigheten avtok. Dette skjedde både under isbreene, mellom breene og dalsidene og hvor breelvene munnet ut i datidens fjorder, innsjøer og bredemte sjøer (Fig. 3).

Avsetningene er lagdelte, løst pakket, og partiklene er bedre rundet enn i morenematerialet breelvene har gravd i. Grunnen er at bretransport knuser partiklene i langt større grad enn transport med strømmende vann, som runder kanter og hjørner. Finkornig materiale (finsand, silt og leir) holdt seg svevende til det ble avsatt i tilnærmet stillestående vann i hav og fjorder, bredemte sjøer eller innsjøer (henholdsvis som havavsetninger, bresjøavsetninger og innsjøavsetninger). *Esker* er en ryggformet breelavsetning, dannet i en tunnel eller sprekk i en bre med liten eller ingen bevegelse.

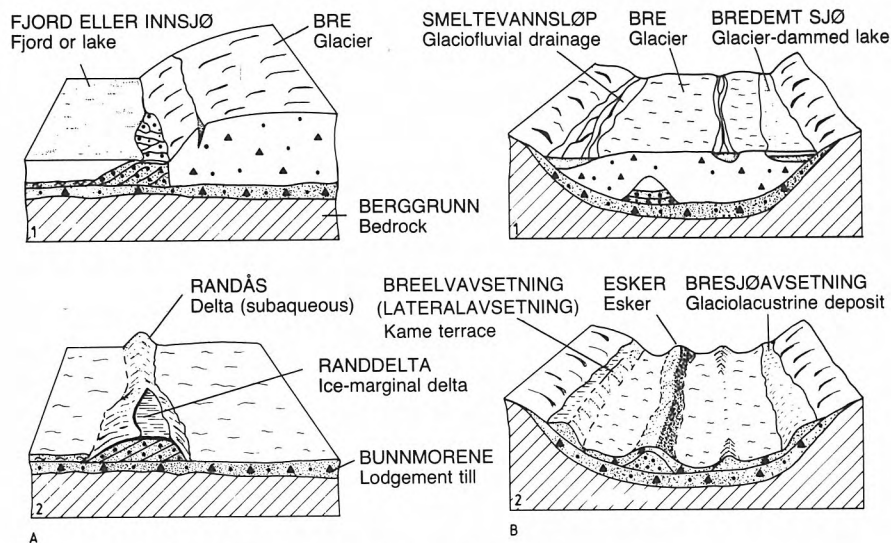


Fig. 3. A. Dannelse av breelvavsetninger i fjorder og innsjøer.

1. Breelvene avsetter materiale foran brefronten. 2. Randdelta (bygget opp til et vann-nivå) og randås.

B. Dannelse av andre breelvavsetninger.

1. Vanntransportert materiale blir avsatt på breoverflaten og under breen. 2. Ulike typer breelvavsetninger dannet på denne måten.

A. *Glaciofluvial sediments deposited in fjords and lakes.*

1. *Glaciofluvial sediments deposited where the melt-water streams reach a water-level.* 2. *Ice-marginal delta (built up to a water-level) and subaqueous deposit.*

B. *Other glaciofluvial deposits.*

1. *Glaciofluvial sediments deposited supraglacially and subglacially.* 2. *Different types of glaciofluvial deposits.*

Elveavsetninger er dannet ved at rennende vann har gravd i løsmasser eller berggrunn, transportert materialet og avsatt det som elvesletter, terrasser, vifter og deltaer. Avsetningstypen er lagdelt og materialet er som regel bedre rundet enn i breelvavsetninger. Elveavsetningene ligger ofte som et tynt lag over andre avsetningstyper. De består for det meste av grus og sand, men på mange elvesletter er det finkornig materiale (finsand og silt) tilført under flomperioder.

Havavsetninger er dannet ved bunnfelling av slam som breelver eller elver førte med seg ut i havet eller fjordene (Fig. 3). Under senkningen av havnivået har elvene gravd i disse avsetningene, transportert materialet og avsatt det på nytt. Havavsetningene består for det meste av silt og leir, men kan inneholde grovere materiale transportert med slamstrømmer, isfjell og is dannet om vinteren i elver og fjorder. Avsetningstypen er dels massiv, dels lagdelt.

Havavsetninger, tynt og usammenhengende dekke brukes for områder med havavsetninger hvor det forekommer tallrike fjellblotninger. I forsenkninger kan mektigheten være flere meter.

Strandavsetninger er dannet av bølger og strøm i strandsonen. Alle arealer mellom MG (høyeste havstand etter isavsmeltingen) og nåtidens strand har vært utsatt for denne prosessen, men avsetningstypen er vanligst på steder med løsmasser med et visst innhold av grovere fraksjoner enn silt og leir. Strandavsetningene består som regel av stein, grus og sand og inneholder ofte skjell. Materialet er oftest lagdelt, løst lagret og ligger som et relativt tynt dekke over andre avsetningstyper eller berggrunn. Avsetningstypen forekommer også som strandvoller (markerte løsmasserygger kastet opp av bølgene).

Forvittringsmateriale er løsmasser dannet på stedet ved fysisk eller kjemisk nedbryting av berggrunnen. Det er derfor en gradvis overgang mellom løsmasser og berggrunn. Materialet er skarpkantet, med grus og sand som dominerende fraksjoner. På dette kartbladet er mektigheten så liten at alle arealer er kartlagt som *Forvittringsmateriale, tynt og usammenhengende dekke*.

Ur er dannet ved steinsprang i bratte dalsider og fjellskrenter, og består oftest av blokk og stein med det groveste materialet nærmest dalbunnen. Ur er som regel betinget av frostsprengning, men det er en gradvis overgang mot snøskredavsetninger og andre skredavsetninger.

Organisk materiale (oftest myr) er brukt for torvjordarter med større mektighet enn 0,3 m. De har oppstått der produksjonen av organisk stoff har vært større enn nedbrytingen, f.eks. i tjern som etter hvert er blitt fylt med organisk materiale eller i forsengkninger i terrenget med dårlig drenering.

Løsmasser tilført (eller sterkt påvirket) av mennesker er brukt for løsmasser hvor menneskets aktivitet i vesentlig grad har endret forholdene. Dette gjelder f.eks. områder med tettbebyggelse, idrettsplasser m.v.

Bart fjell

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.

Små fjellblotninger innen arealer med sammenhengende løsmassedekke er angitt med et symbol.

Vanskelig avgrensbare avsetninger i områder dominert av andre jordarter/bart fjell
Symbolene brukes for avsetninger som har for liten mektighet eller er for små til at de kan skilles ut med egen farge, og for avsetninger som er innblandet i den dominerende løsmassetypen. I områder med bart fjell brukes symbolene for løsmasser i forsengkninger og sprekker.

Kornstørrelse

Kornstørrelse for sorterte avsetninger (vanntransportert materiale) er angitt på grunnlag av feltvurderinger, supplert med kornfordelingsanalyser. Kartet fram-

stiller forholdene nær markoverflaten. Inndeling i ulike fraksjoner er vist i kartets tegnforklaring. Ved omtale av sorterte avsetninger angis hovedfraksjonen i substantivform (Selmer-Olsen 1954). Dersom andre fraksjoner inngår med mer enn 10%, er disse omtalt i adjektivform, f.eks. sandig grus (mest grus, sand utgjør mer enn 10%, andre fraksjoner mindre enn 10%). For usorterte avsetninger (morenemateriale m.v.) er kornfordelingen ikke framstilt på kartet, bortsett fra at høyt blokkinnhold er angitt. For arealer med tynt og usammenhengende dekke brukes heller ikke kornstørrelsessymboler, bortsett fra for havavsetninger.

Jordartenes mektighet og lagfølge

Mektighet er angitt med fargenyanser for enkelte avsetningstyper (morenemateriale, havavsetninger og forvittringsmateriale). Opptrer flere avsetningstyper over hverandre, er den øversteliggende framstilt med farge såfremt mektigheten er mer enn ca. 0,5 m og den arealmessige utbredelsen er tilstrekkelig.

Mektighet og lagfølge er ellers vist med tall og bokstavsymboler for henholdsvis dyp og kornstørrelse. Det er skilt mellom målt og antatt mektighet.

Isbevegelse

Isbevegelsen fremgår av skuringsstriper. De er dannet ved at løsmateriale i breens såle har skurt og slipt striper i fjelloverflaten i bevegelsesretningen.

Andre symboler

Gjel er markerte nedskjæringer i berggrunnen, dannet ved breelvenes (eller elvenes) graving.

Nedskjæring av elver eller breelver er spor etter elvenes eller breelvenes graving i løsmasser.

Terrasse. Symbolet er brukt for å angi ytterkanten av en tilnærmet flat breelv- eller elveavsetning. Der denne kanten er dannet ved breelvenes eller elvenes graving brukes i stedet symbolet for nedskjæring.

Skredgrop er forsenkninger dannet ved kvikkleireskred. Skredspor av andre typer er ikke framstilt på kartet.

Høyt innhold av blokker brukes hvor blokkmengden i overflaten er klart større enn det som er vanlig for den aktuelle avsetningstype.

UTARBEIDELSE AV DET KVARTÆRGEOLOGISKE KARTET

Norges geografiske oppmålingskart i M 1:50 000 (serie M 711) danner det topografiske grunnlaget for det kvartærgeologiske kartet. Det blir dessuten brukt økonomisk kartverk, vesentlig i M 1:20 000, og flyfoto i M 1:10 000–1:40 000. Ved stedsangivelser er kartgrunnlagets UTM-koordinater benyttet.

Kvartærgeologisk kartlegging omfatter forarbeid, feltarbeid, laboratorieundersøkelser og bearbeidelse:

- Forarbeidet omfatter gjennomgang av geologiske kart og publikasjoner, innhenting av opplysninger om boringer m.v. og flyfototolkning i varierende omfang.
- Feltarbeidet baseres på flyfototolkning, men det kreves omfattende feltregistreringer. Stikkbor og spade er viktige hjelpemidler. En bygger i stor grad på observasjoner i skjæringer (massetak, byggegroper m.v.). Prøver blir innsamlet for kontroll av feltvurderingene (kornfordeling) og til andre laboratorieundersøkelser. Observasjonene overføres manuelt fra flyfoto til topografiske kart.
- Laboratorieundersøkelsene omfatter kornfordelingsanalyser, bestemmelse av bergarts-/mineralinnhold, rundingsanalyse m.v.
- Bearbeidelsen omfatter sammenstilling av manuskriptkart og utarbeidelse av beskrivelse.

NØYAKTIGHET PÅ DET KVARTÆRGEOLOGISKE KARTET

Grenselinjene på kartet markerer i noen tilfelle skarpe overganger mellom ulike avsetningstyper. Som regel er det imidlertid en gradvis overgang, og linjen som er trukket på kartet vil i betydelig grad avhenge av kartleggerens skjønn.

Manuell overføring fra flyfoto til kart medfører betydelig unøyaktighet, særlig dersom det er stor forskjell på målestokken på flyfoto og kart.

Sist, men ikke minst, vil kartets nøyaktighet avhenge av omfanget og kvaliteten på feltregistreringene. I fjell- og skogområder bygger kartet på flyfototolkning med lite omfattende feltkontroll. Særlig for disse områdene må en regne med en del feil og unøyaktigheter.

På grunn av målestokken kan en ikke fremstille i riktig størrelse avsetninger med mindre areal enn ca. 2 da. For å få med viktige detaljer er disse ofte fremstilt for store, mens andre detaljer er utelatt.

Spesiell del

BERGGRUNN OG LANDSKAPSFORMER

Berggrunnskartet (Fig. 4) er en forenkling av kartblad Trondheim, M 1:250 000 (Wolff 1979). Hovedvekten er lagt på å få fram de store trekk ved bergartenes utbredelse.

Innen den vestlige del av kartbladet består berggrunnen av vulkanske bergarter som grønnstein og tuffer (bergarter dannet av vulkansk aske). Her forekommer også en sone med granitt. I den øvrige del av kartbladet opptrer soner med leirskifer og fyllitt i veksling med grønnsteinsoner.

Bergartene er avsatt i Kambrosilurtiden, og er senere foldet og skjøvet flere ganger, noe som har ført til en komplisering av lagfølgen. Strøkretingen (skjæringslinjen mellom lagene og horisontalplanet) veksler, men er de fleste steder NØ–SV. Lagenes helningsretning viser også store variasjoner. Berggrunnen er sterkt gjennomslått av sprekker. De fleste av disse har NNW–SSØ-lig retning. Strøk- og sprekeretningene har vært av stor betydning for orienteringen av forskninger og fjellrygger.

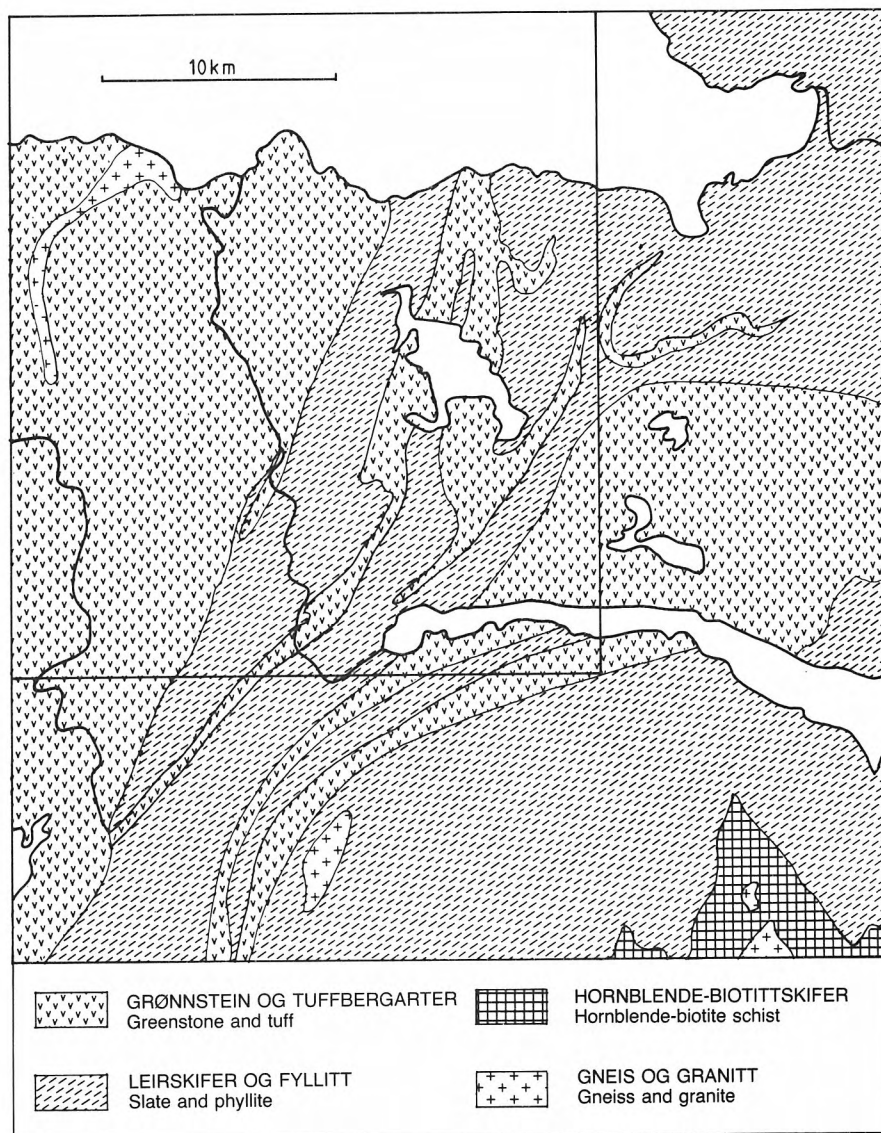


Fig. 4. Berggrunnskart, forenklet etter Wolff (1979).
Geological map, simplified after Wolff (1979).

Relieffet for arealer over nåtidens havnivå er moderat. De høyeste fjellene er Vassfjellet (682157), Gråkallen (626334) og Jervfjellet (851246). Det førstnevnte når ca. 700 m o.h., de sistnevnte henholdsvis 600 og 500 m o.h.

Seismiske målinger i Gauldalen (Fig. 5) tyder på at fjelloverflaten ved Øysand (615245) og Melhus (636210) ligger henholdsvis 400 og 300 m under havnivået. I den del av Trondheimsfjorden som faller innenfor kartblad Trondheim er største vanddyp ca. 500 m. Medregnet løsmasser med ca. 300 m mektighet (Ofte Dahl 1978), blir fjellgrunnens relieff minst 1.500 m.

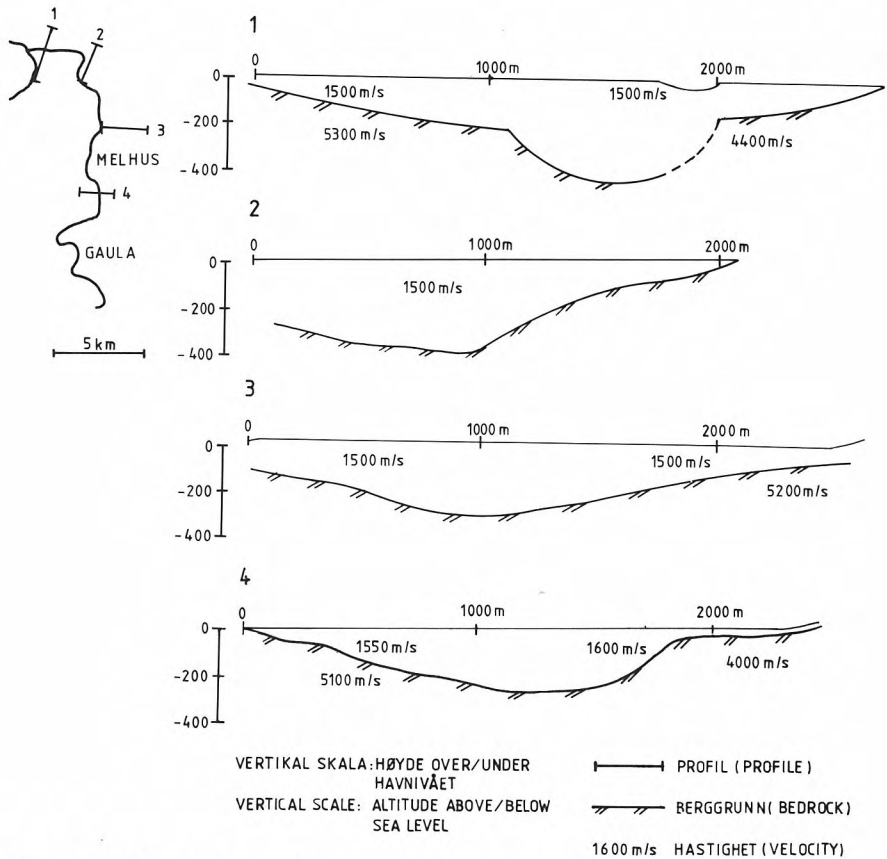


Fig. 5. Refraksjonsseismiske målinger fra Gauldalen.
 Seismic refraction profiles from Gauldalen.

Berggrunnsverflaten preger landskapsformene innen arealer med bart fjell og tynt og usammenhengende løsmassedekke. Hvor det er sammenhengende løsmassedekke er det oftest dette som setter preg på landskapet. Dette gjelder i særlig grad arealer lavere enn MG, hvor løsmassemekktigheten ofte er 10–50 m, dels betydelig mer (Friis 1898, Kowalik 1965). Strandforskyvning, elvededskjæring og skred har ført til landskapsformer som strandlinjer, elvesletter, raviner og skredgroper, jfr. kapitlet om geologisk utvikling.

Større daler er trolig anlagt ved landhevning i Tertiær tid (geologisk periode med varighet fra 60 mill. år siden til Kvartærtiden). De har fått sin nåværende form i Kvartærtiden, særlig ved breenes graving. Dette fremgår både av overfordypninger og U-format tverrprofil. Jonsvatnet og Selbusjøen er eksempler på slike overfordypninger. Kaldvelladalen og Gauldalen har et U-format tverrprofil.

Nidelvas dalføre fra Selbusjøen til Trondheim er lite markert, og består ofte av en ganske smal forsinking i leirterrenget. Hvor elva har skåret seg ned i fjellet, er det enkelte steder dannet gjel. Det mest markerte er ved Trangfossen ved utløpet

av Selbusjøen (736148). Dette gjelet er trolig dannet under isavsmeltingen. Grunnen til at Nidelvas dalføre er så lite markert er uten tvil at vassdraget tidligere har hatt avløp gjennom Kaldvelladalen til Gauldalen (Holtedahl 1960).

JORDARTER (LØSMASSER)

Løsmassene innen kartbladet er for det meste dannet i slutfasen av siste istid og i tiden som er gått siden området ble isfritt. Høyere enn MG er det som regel bare et tynt eller usammenhengende løsmassedekke. I dalgangene og i flate arealer i lavlandet har løsmassene ofte stor mektighet. Dette er betinget både av stor smeltevannstilførsel og fordelingen av land/hav under isavsmeltingen. Jordbunnsforholdene er beskrevet av Reusch (1901c) og Grande (1920). Bortsett fra borerger forelå lite opplysninger om løsmassene på større dyp.

I det følgende gis en omtale av de viktigste avsetningstyper som fins innen kartbladet, både med hensyn til utbredelse, mektighet og lagfølge, kornfordeling, bergarts- og mineralinnhold m.v. Prøvelokaliteter er vist i Fig. 24.

Morenemateriale

Morenemateriale er den dominerende avsetningstypen innen arealer høyere enn MG, men de fleste steder er mektigheten liten. Det er ikke skilt mellom bunnmorene og ablasjonsmorene. De høyeste fjelltraktene består av bart fjell med enkelte blokker.

De største arealer med jevnt dekke av morenemateriale fins i dalføret fra Dragsten (834181) til L. Dragstsjøen (850205). Ellers er det tallrike mindre forekomster i dalganger og forsøkninger i terrenget. Ved Gjenvollåsen (789189) og nord for Storhaugen (692144) er også sammenhengende dekke av morenemateriale, noe som er blitt oversett under kartleggingen. En må også regne med at det kan være sammenhengende morenedekke under enkelte myrer.

Tynt og usammenhengende dekke av morenemateriale forekommer i de aller fleste områder høyere enn MG. Det er som regel en gradvis overgang mot bart fjell. Det er også en flytende grense mellom tynt og usammenhengende dekke av morenemateriale og forvitringmateriale. Både for jevnt dekke og tynt og usammenhengende dekke av morenemateriale ser det ut til at det er svært lite ablasjonsmorene. Dette må skyldes at innlandsisen inneholdt lite løsmasser under avsmeltningsfasen.

Morenematerialets kornfordeling er preget av at alle fraksjoner fra blokk til leir er til stede, men fraksjonene inngår med ulik mengde. Lavere enn MG er morenematerialet påvirket av strandprosesser. De fineste fraksjonene er vasket bort, slik at en lett får inntrykk av at morenematerialet inneholder mye grovt materiale. Telens virkninger har også ført til en anrikning av grovt materiale i overflaten.

Blokk- og steininholdet er middels høyt. Blokkstørrelsen er som regel liten.

Lavere enn MG kan en del av blokkene være transportert med isfjell eller is dannet om vinteren i elver og fjorder. På dyrket mark er det meget vanskelig å vurdere den opprinnelige blokkmengden.

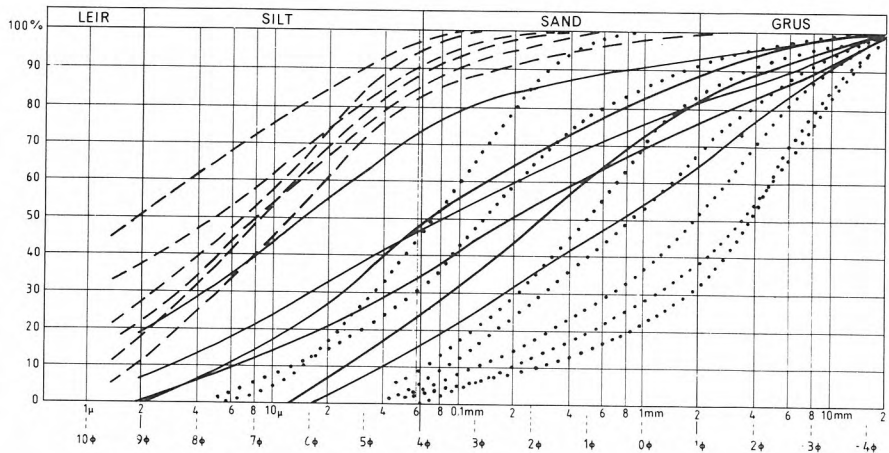


Fig. 6. Kornfordelingsanalyser av representative prøver fra morenemateriale (heltrukket), breelvavsetninger (prikket) og hav- og fjordavsetninger (stiplet).

Grain-size distribution of representative samples of till (full line), glaciofluvial deposits (dotted) and marine deposits (dashed).

Kornfordeling av materiale finere enn 19 mm er bestemt for alle moreneprøver. Morenematerialet inndeles etter silt- og leirinnholdet i samsvar med Statens Vegvesens Analyseforskrifter:

- Grusig morenemateriale – innholdet av silt og leir er lavere enn 15%
- Sandig morenemateriale – innholdet av silt og leir er mellom 15% og 35%
- Siltig morenemateriale – innholdet av silt og leir er høyere enn 35%
- Leirig morenemateriale – innholdet av silt og leir er høyere enn 35% og leirinnholdet er høyere enn 10%

De fleste moreneprøver består av sandig morenemateriale, med leirinnhold på 0,5–5% (Fig. 6). Det synes ikke å være noen klar sammenheng med den lokale berggrunn.

Prøver fra randmorenen i Malvik (den nordøstlige del av kartbladet) har ofte et leirinnhold på 10–15%. Dette skyldes utvilsomt at breen her har rykket fram over havavsetninger som er ført med av breen. I randmorenen ved Melhus (620151), hvor breen har rykket fram over en breelvavsetning, er finstoffinnholdet omtrent som for breelvavsetninger.

Morenematerialets bergarts- og mineralinnhold i fraksjonen 4–8 mm er undersøkt i 20 moreneprøver. Ved bestemmelsene er det brukt binokularlupe med 4 x og 10 x forstørrelse. Det ble som regel bestemt 100–200 korn.

Følgende inndeling ble benyttet:

- Kvarts
- Leirskifer, fyllitt og glimmerskifer (skiferbergarter)
- Sandstein
- Grønnstein (og tuffbergarter)
- Gneis og granitt
- Gabbro

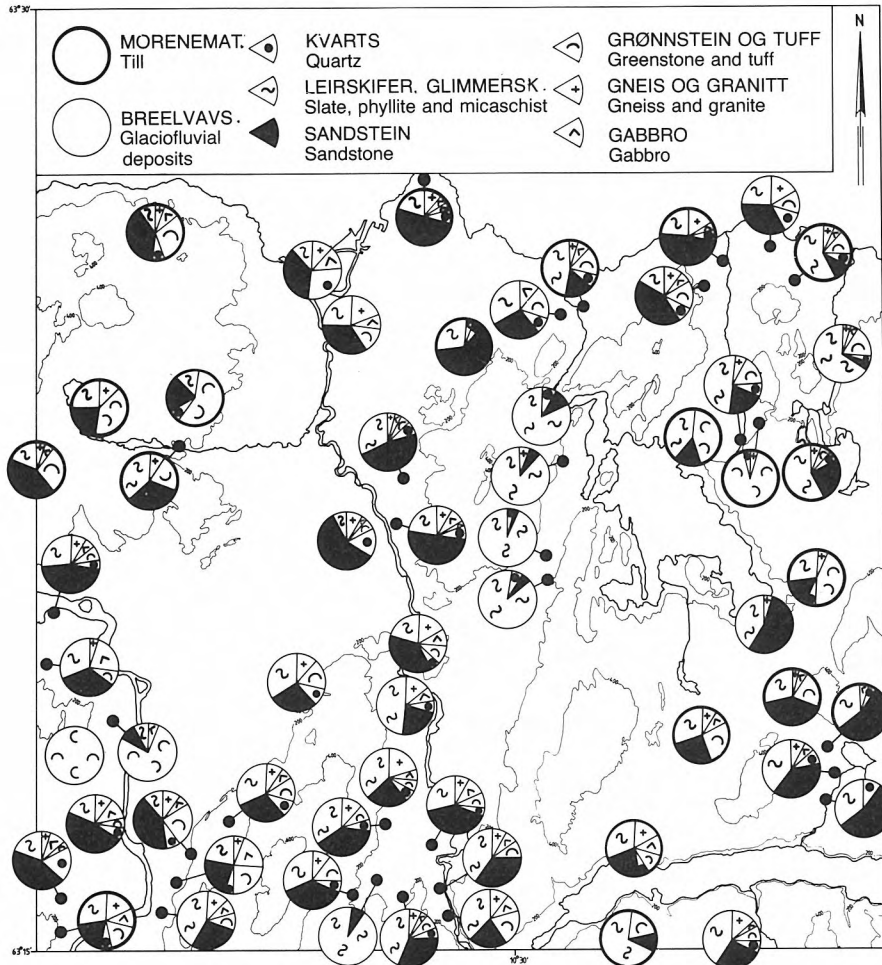


Fig. 7. Bergarts- og mineralinnhold i morenemateriale og breelavsetninger for grovgrusfraksjonen. *Bedrock and mineral content of the gravel fraction of till and glaciofluvial sediments.*

Bergartsfragmentene i morenematerialet kan stamme fra bergarter som forekommer innen kartbladet eller være tilført fra andre områder. Utbredelsen av skiferbergarter og grønnstein vil fremgå av berggrunnskartet (Fig. 4). Bergartsgruppen gneis og granitt forekommer i en smal sone i Bymarka. Den omfatter også trondhemitt som opptrer som linser og ganger i skiferbergarter og grønnstein. Kvarts forekommer som tynne ganger innen hele kartbladet. Sandstein fins som grovere lag i skiferbergartene. Gabbro kan stamme fra enkelte grønnsteinfelter eller være tilført fra områder utenfor kartbladet. Den dominerende isbevegelsen er mot nordvest. Tilført materiale stammer derfor fra bergarter som forekommer i sydøstlig retning. På berggrunnskartet er det derfor tatt med tilgrensede arealer mot syd og øst.

Mesteparten av bergartsfragmentene/mineralene i morenematerialets grov-

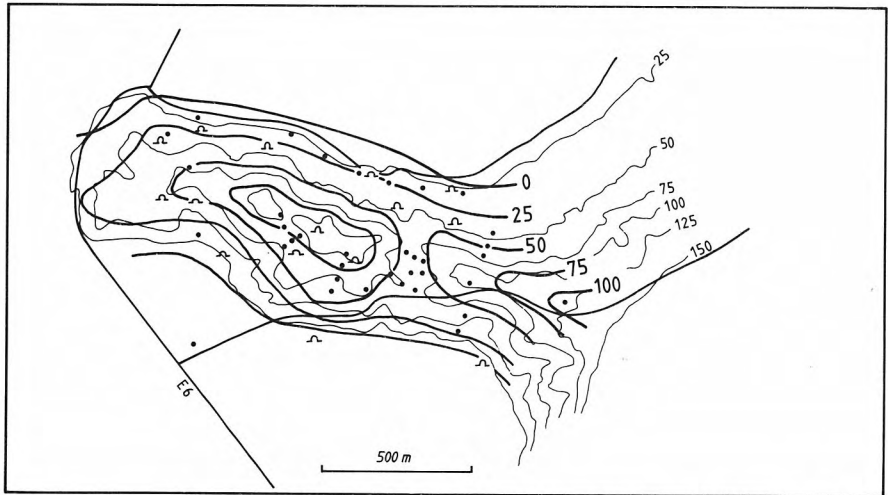


Fig. 8. Melhusryggen. Konturlinjer for randavsetningen (tykk strek) og terrengkoter for overliggende havavsetning (tynn strek). Lokaliteter for mek. og el. sondering er angitt. Etter H. Hugdahl.
Contours of the ice-marginal deposit Melhusryggen (heavy lines) and the overlying marine sediments (light lines). Localities for mec. and el. sounding are also given. After H. Hugdahl.

grusfraksjon stammer fra den lokale berggrunn (Fig. 7). Umiddelbart etter at en kommer inn i et område med en bestemt bergart, tiltar mengden av bergartsfragmenter/mineraler fra denne bergarten i brebevegelsens retning. Transportlengden er oftest på 0–5 km. En mindre del av fragmentene er likevel langtransportert, f.eks. fra sparagmittområdet som ligger mer enn 100 km sydøst for kartbladet.

Kort transport av morenematerialets grovgrusfraksjon er påvist for andre deler av Sør-Trøndelag (Reite 1980) og Mjøstraktene (Follestad 1974, Haldorsen 1977, Låg 1948 og Sveian 1979). Særlig synes dette å gjelde for arealer med sammenhengende eller tynt morenedekke. Mineralinnhold og transportlengder er ikke undersøkt for sand- og siltfraksjonen. Undersøkelser i Mjøstraktene (Haldorsen 1977) tyder på at grusfraksjonen ikke er representativ for morenematerialet som helhet.

Breelvaavsetninger

Isens tilbaketrekning i Trondheimsfjorden skjedde trolig meget raskt på grunn av kalving. Den stanset for en tid eller foregikk langsommere når isen nådde grunnere områder, særlig ved fjellterskler i dalgangene. Dette skyldtes i betydelig grad den høye bregradienten kalvingen medførte (Kjenstad & Sollid 1982). Breelvene førte med seg mye materiale som ble avsatt på slike steder. Ved relativt langvarige stopp i isens tilbaketrekning ble det dannet *isranddelta*, som er bygget opp til MG (170 m i NV, 180 m i SØ) (Fig. 3). Andre steder var stansen kortvarig eller materialtilførselen liten, slik at avsetningene ikke ble bygget opp til dette nivået. Disse avsetningene kalles *randåser*. Breelvene avsatte også ryggformete avsetninger i tunneler under isen og terrasser eller vifter langs iskanten. Under isavsmeltingen drenerte store områder mot Trondheimsfjorden på grunn av isskilletts beliggenhet

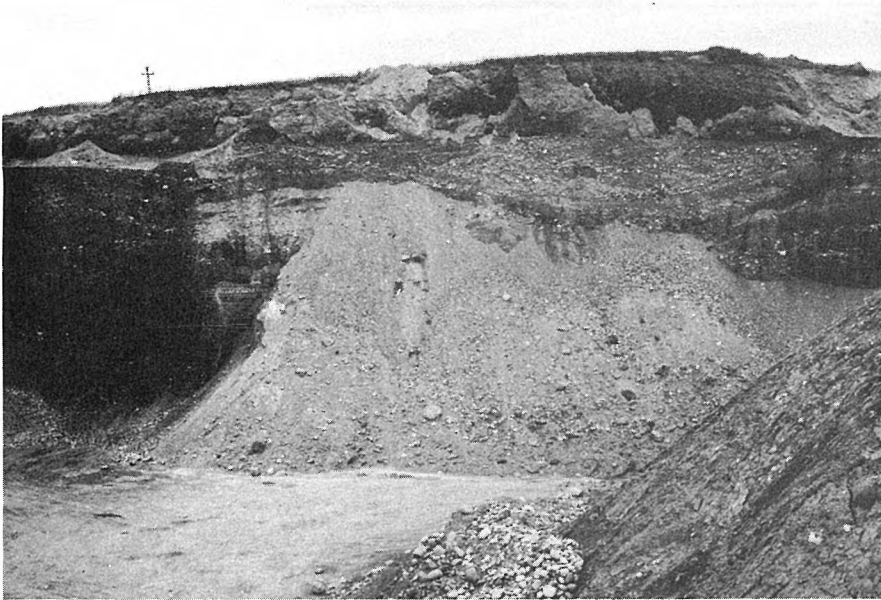


Fig. 9. Morenemateriale over breelvavsetning ved Holem.
Glaciofluvial sediments overlain by till at Holem.

syd og øst for vannskillet (Fig. 1). Dette sammen med hurtig avsmeltning førte til store vannmengder i Gauldalens og Nidelvas dalfører.

De største breelvavsetningene innen kartbladet fins i tilknytning til disse hoveddalførene. I Melhusområdet (630183) er flere randåser (Grønlie 1953). Den nordligste av disse er Melhusryggen (647186). Denne er nesten helt dekket av havavsetninger, men sonderinger og geoelektriske målinger tyder på at det er en breelvavsetning (Fig. 8). Ved Holem (617155) er en stor breelvavsetning. Den består av et isranddelta avsatt av en breelv som har rent mot Viggja (mot vest) og en randås som kan følges på nesten hele strekningen fra Holem til Melhus. Mektigheten er mer enn 20 m flere steder. Randåsen er dels dekket av morenemateriale (Fig. 9).

Langs Gauldalens østside forekommer det breelvavsetninger øst for Melhus kirke (653164). Avsetningene består av grus og sand, med skrålåg som faller mot nord. Mektigheten er mer enn 25 m. De er delvis dekket av havavsetninger.

Noen hundre m syd for Søberg (648157) er en stor breelvavsetning som kan følges et par km langs dalsiden. Den er enten avsatt mellom en bretunge i dalbunnen og dalsiden eller det er en rest av en dalfylling. Mektigheten er minst 100 m. Mot dypet ser det ut til å være silt og leir.

Fra Ekle (718271) kan en randås følges til Tiller (705267) og videre til Jesmo (686223). Ved Jesmo og Kvammen (720282) er avsetningen bygget opp til MG. Ved Kvammen består randavsetningen for det meste av sand, med skrålåg som faller mot nord. Der er også partier med grov grus. Skredgroper som går helt inn til randavsetningen og opplysninger fra driverne av grustaket tyder på at denne avsetningen ligger på leire.



Fig. 10. Randåsen ved Ekle-Tiller. Foto fra Tiller kirke mot Ekle.
The glaciofluvial marginal deposit at Ekle-Tiller. Looking from Tiller towards Ekle.

Ved Ekle er randavsetningen nesten helt dekket av havavsetninger (Fig. 10). I bunnen av det vestligste grustaket er også havavsetninger med minst 15 m mektighet som fortsetter helt til den del av randavsetningen som var i kontakt med breen. Dette tyder på at de er eldre enn breelvavsetningen. Alderen blir diskutert under «Geologisk utvikling», side 26. I den nordlige del av randåsen er tallrike kongresjoner. Sammenkittingen skyldes kalsiumkarbonat, som kan stamme fra sandavsetningen eller fra overliggende leire. Ved Tiller (Nidelvas vestsida) finner en samme lagfølge som ved Ekle. Havavsetningene som ligger over randåsen er synlig flere steder. Skredgroper tyder på at det også i denne del av randavsetningen er finkornige avsetninger mot dypet. Den sydvestligste del av randåsen har regelmessige skrålag som faller mot vest, dvs. smeltevannet har rent mot Gauldalen. Også her er randåsen delvis dekket av havavsetninger, men det er ikke kjent om den ligger over silt og leir. Fra Tiller (712253) fortsetter en langstrakt grus- og sandavsetning mot Klæbu. Mektigheten er de fleste steder 10–15 m. Den ligger over havavsetninger, noe som fremgår både i snitt og av spor etter kvikkleireskred som har tatt med seg deler av avsetningen. Avsetningen er trolig en tilførselseskler til den store randavsetningen ved Ekle-Tiller. I Klæbu er nesten sammenhengende breelvavsetninger fra Tanem (722216) til Vulubekken (710162). Den nordlige del av avsetningen er bygget opp til MG, knapt 180 m o.h. I syd kan den følges til nesten 300 m høyde. Den ser ut til å være avsatt mellom dalsiden og isrester i dalbunnen ved at breelvene dels har trengt ned under isen. Også ved Klæbu kirke (741195), mellom kirka og Nidelva og ved Tulluan (724188) er breelvavsetninger som ser ut til å være avsatt under isen. Dette kan

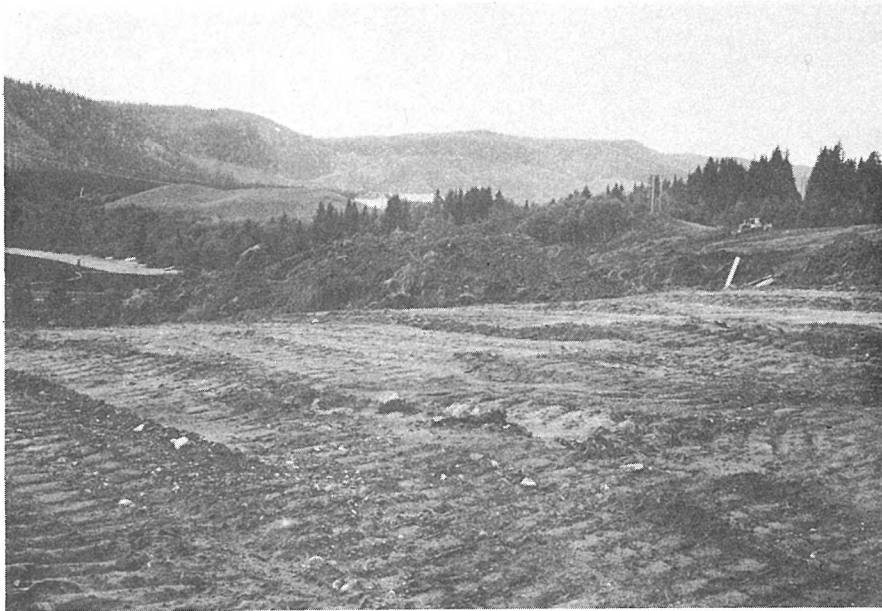


Fig. 11. Randdelta med randmorene ved Brøttem.
Ice-marginal delta and marginal moraine at Brøttem.

være tilførselskære, slik som en finner ved Ekle–Tiller-avsetningen. Den sydligste del av avsetningen (ved Vulubekken) består av stein og grov grus. Mot nord blir materialet mer finkornig og er ved Tanem dominert av grusig sand. Avsetningene ved Klæbu kirke består av godt sortert sand. Ut fra dybden av massetak er mektigheten bedømt til minst 10 m. En rekke steder er den utvilsomt mer.

Mellom Vulubekken og Selbusjøen er det breelvavsetninger i dalgangene. De ser ut til å være avsatt i nær kontakt med smeltende isrester. Materialet består av grus og sand. Ved Brøttem (753147) er et stort breelvdelta. Det er trolig avsatt på begge sider av en smeltende bretunge i Trong Sundet. Mektigheten er minst 10 m. Materialet består av grov grus og sand nær overflaten. Kornstørrelsen på større dyp er ukjent. Over den østligste del av avsetningen ligger en randmorene (Fig. 11).

Langs Jonsvatnets (788276) syd- og vestsida er en rekke små breelvavsetninger. De fleste av disse er bygget opp til MG, og ble avsatt i nær kontakt med smeltende isrester. Avsetningene består av sand og grus. I området nord og nordøst for Jonsvatnet er også tallrike små breelvavsetninger. De fleste er avsatt ved smeltevannets overløp fra Jonsvatnsforsenkningen, og er bygget opp til MG. De er derfor betinget av en isrest i denne forsenkningen. Skjæringen ved 817295 viser en deltadannelse som ligger over lagdelte havavsetninger og morenemateriale. Morenematerialet over deler av deltaet tyder på brefremstøt. I tillegg til de omtalte breelvavsetningene er det tallrike andre små avsetninger som ikke beskrives. De fleste har vifte- eller ryggform.

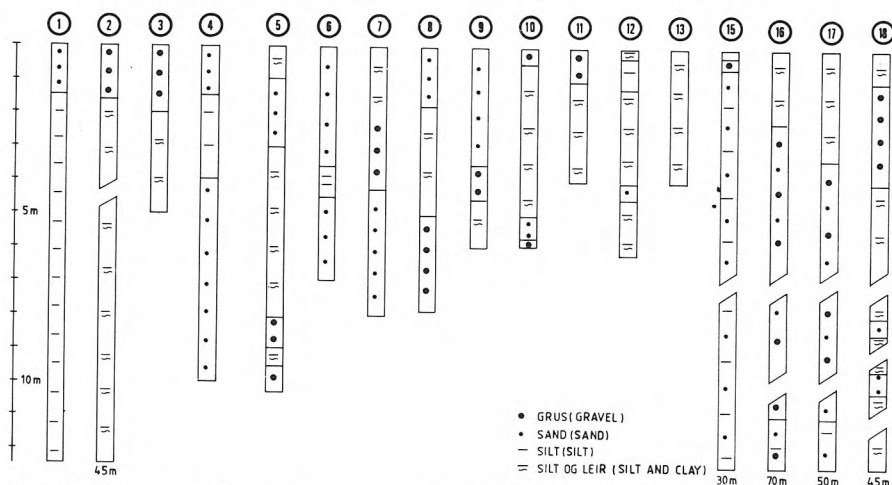


Fig. 12. Boringer. Lokalitetene er vist på det kvartærgeologiske kartet.
 Boringe. Localities are given on the map.

Breelavsetningenes bergarts- og mineralinnhold er undersøkt i 38 prøver. Det er brukt samme fraksjoner og bergartsinndeling som for morenemateriale (s. 13). Det henvises også til opplysninger om bergartenes utbredelse gitt i dette avsnittet.

Resultatet er fremstilt på Fig. 7. Breelavsetninger utenom hoveddalførene har et bergarts- og mineralinnhold i grusfraksjonen som avviker lite fra det som er funnet for nærliggende prøver av morenemateriale. Dette tyder på at disse breelavsetningene bare er transportert korte avstander etter at materialet ble erodert av breelvene. Transportlengder på noen få km er mest vanlig, for enkelte avsetninger er transportlengden mindre enn 1 km.

Breelavsetningene i Gauldalen og til en viss grad langs Nidelva inneholder mer langtransportert materiale enn øvrige breelavsetninger, noe som kan ha sammenheng med at dette var hoveddreneringsveier under isavsmeltingen.

Elveavsetninger

Under strandforskyvningen grov Gaula og Nidelva seg dypt ned i ulike løsmasser og transporterte materialet lenger nedover dalførene hvor det ble avsatt som elvesletter i dalbunnen og som deltaer i fjorden. Denne prosessen pågår fortsatt.

I *Gaulosen* er en meget stor deltaavsetning avsatt ved et havnivå ca. 4 m høyere enn i nåtiden. Seismiske målinger (Sindre 1980) tyder på løsmassemektigheter på mer enn 400 m (Fig. 5). De seismiske hastighetene gir ikke grunnlag for å avgjøre med sikkerhet hvilken avsetningstype som fins mot dypet. For de øverste 75 m foreligger boringer som viser vekslende lag av sand og silt med enkelte gruslag (Fig. 12). Det er en tendens til mer finkornig materiale mot dypet, noe en også skulle vente i et elvedelta av denne type. Over deltaet ligger et tynt leirlag som utvilsomt er skredmasser. Siden deltaflaten tyder på et havnivå bare 3–4 m høyere enn i nåtiden, må skredet trolig ha funnet sted i løpet av de siste 1000 år. Det er ikke kjent noen beretninger om dette skredet.

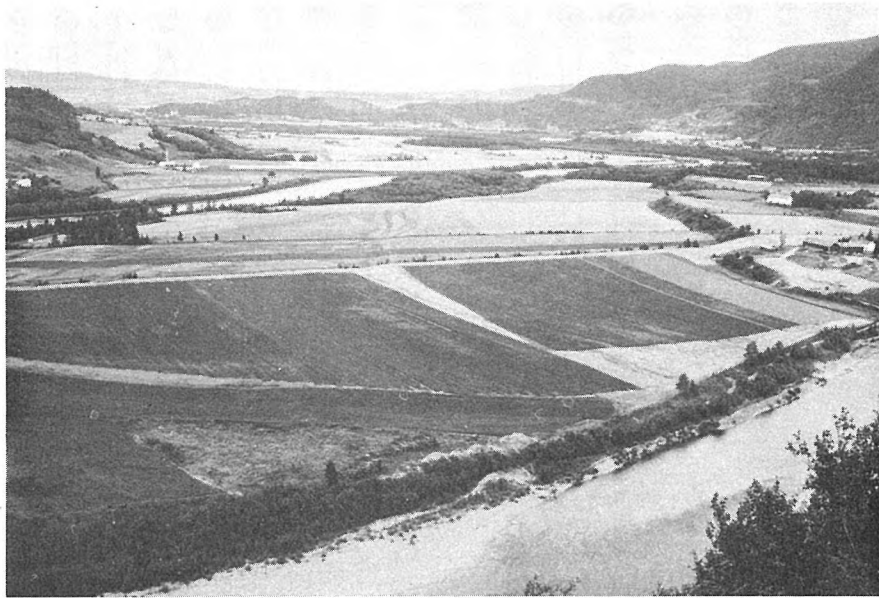


Fig. 13. Elveavsetninger i flere terrassenivåer syd for Melhusryggen (sett mot nord).
Fluvial terrace to the south of Melhusryggen (looking towards north).

Langs Gaula er et belte av elveavsetninger, som stort sett består av grus og sand (Fig. 13). Lokalt er det finsand/silt avsatt i flomperioder. Fra Melhusområdet og nordover er elveavsetningene dels dekket av skredmasser, jfr. boring nr. 18 (Fig. 12). Landskapsformene tyder på at underliggende elveavsetninger har stor utbredelse i den brede dalbunnen nord for Melhus. Ved sonderinger til mer enn 10 m dyp er det imidlertid bare påvist havavsetninger.

Ved Nidelvas utløp er også et stort delta. Byggegroper og boringer tyder på at mektigheten av elveavsetningene ofte er mer enn 5 m, og at det er havavsetninger på større dyp. Deltaet må være dannet mens havnivået var ca. 5 m høyere enn i nåtiden. Materialet er dominert av grusig sand. Ved Nardo, Norges tekniske høgskole og Stavne er også elveavsetninger, dannet mens havnivået var henholdsvis ca. 72, 48 og 60 m høyere enn i nåtiden. Avsetningene har skrålag som faller mot nord og må oppfattes som deltaavsetninger. De består av godt sortert sand.

I Klæbu er det elveavsetninger langs Nidelva. Mektigheten er ukjent. Grus og sand er dominerende kornstørrelser.

Elveavsetninger fins dessuten langs nesten alle vassdrag som ikke er omtalt i det foregående. De er imidlertid for små til å tas med på kart i M 1:50 000.

Bergarts- og mineralinnholdet er ikke undersøkt, men en kan regne med at elvetransporten har redusert mengden av mekanisk svake bergartsfragmenter i forhold til i opphavsmaterialet.

Havavsetninger

I Trondheimsområdet nådde havet under isavsmeltningen ca. 175 m høyere enn

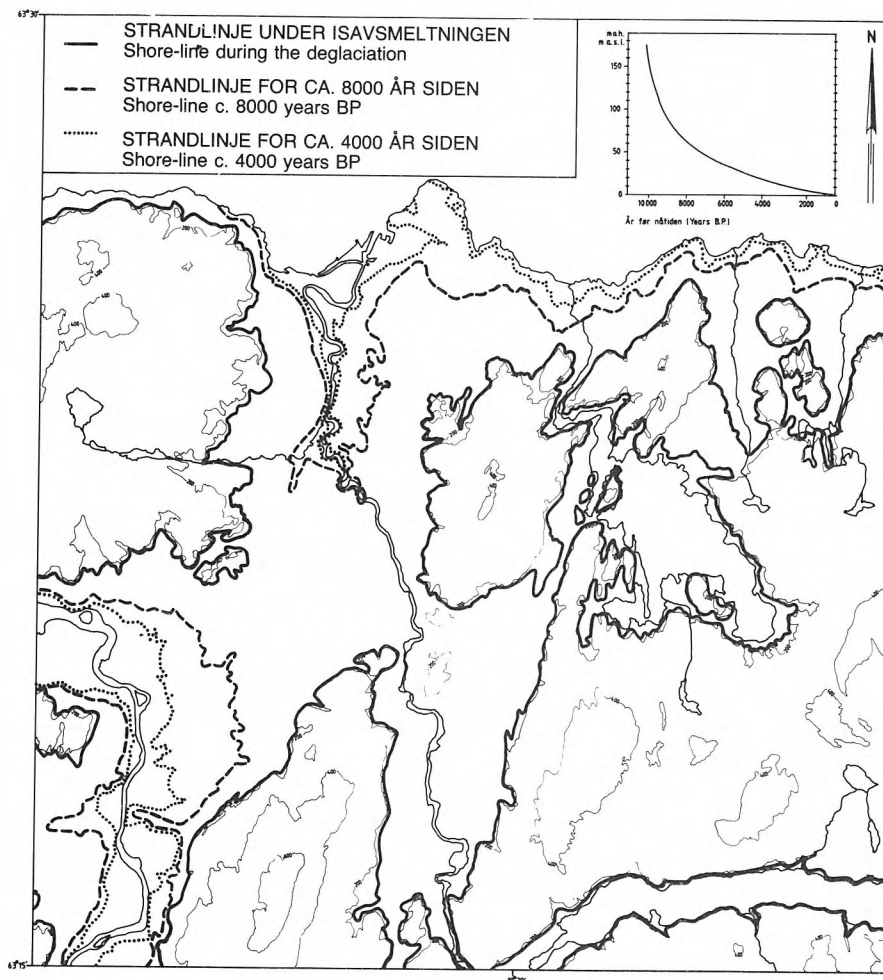


Fig. 14. Strandforskyvning. Innfelt strandforskyvningskurve for Frosta (etter Kjemperud 1981).
Shore displacement. Inset: shore displacement diagram from Frosta (after Kjemperud 1981).

i nåtiden, (Fig. 14). På denne tid var Bymarka en øy og Selbusjøen en trang fjordarm. Breelvene avsatte som nevnt under avsnittet om breelvavsetninger grovt materiale umiddelbart foran isfronten. Finkornig materiale holdt seg svevende og ble avsatt som havavsetninger.

Havavsetningene dekker mesteparten av arealene som har vært fjordbunn under isavsmeltingen, men de er sjelden bygget helt opp til datidens havnivå. Oftest ligger øvre grense for denne avsetningstypen 10–20 m lavere enn MG. På mindre dyp har det i dette området vært for mye bølger og strøm til at så finkornig materiale kunne avsettes.

Havavsetningene har ofte stor mektighet. Seismiske målinger tyder på mektigheter på opp til 350 m nord for Melhusryggen (Fig. 5). Erosjonsrester langs dalsidene og i Melhusryggen viser at det før elveerosjonen startet var ytterligere



Fig. 15. Laminert silt ved Vasseljemoen.
Laminated silt at Vasseljemoen.

minst 100 m havavsetninger i denne del av dalføret. I Trondheimsområdet er mektigheten som regel langt mindre (Fig. 12, Tabell 1), men større mektigheter enn 50 m forekommer en rekke steder (Kówalik 1965).

Mesteparten av havavsetningene er dannet i nær kontakt med smeltende is. Dette har satt sitt preg på *kornfordelingen* og *sorteringen*. De består oftest av leirig silt eller siltig leir og kan ha et betydelig sandinnhold (Fig. 6). De inneholder også mye grovere materiale som grus, stein og blokker, som kan være avsatt av isfjell, av is dannet om vinteren i fjorder og elver og av slamstrømmer. Havavsetningene har et særlig høyt stein- og blokkinnhold i Tunga-området (737332) og i Malvik. Dette høye innholdet av grovt materiale kan skyldes isfjelltransport, men en skal heller ikke se bort fra at isen kan ha rykket fram over disse avsetningene. De fleste havavsetningene er uten tydelig lagdeling. Dette skyldes at saltinnholdet i sjøvannet har fått de enkelte partikler til å klumpe seg sammen, slik at de har blitt bunnfelt som større korn. Enkelte steder med sterk strøm og brakkvannsforhold er det avsatt lagdelte avsetninger. Disse består oftest av meget tynne silt- og leirlag vekslende med finsandlag (Fig. 15). Slike avsetninger fins f.eks. nord for Øvre Leirfossen (700284), ved Vasseljemoen (817294), og ved Nygård (724170), på sistnevnte lokalitet ligger den lagdelte havavsetningen under en breelavsetning.

Under strandforskyvningen har elvenes graving, skred og andre massebevegelser ført til at havavsetningene er transportert på nytt, og avsatt på lavere nivå. Uten detaljundersøkelser er det ikke mulig å skille disse havavsetningene fra de som ble dannet under isavsmeltingen. De er derfor slått sammen på kartet. Undersøkelser av foraminiferinnholdet (Feyling-Hansen 1957, K. Ofstad pers. medd.) tyder på at mesteparten av havavsetningene er dannet under isavsmeltingen. Skjell i

havavsetningene forteller også om klimaforholdene under avsetningen (Øyen 1914).

Mineralinnholdet i havavsetningene i Trøndelag er undersøkt av Selmer-Olsen (1977). Trøndelagsleirene stammer fra glimmer- og klorittrike bergarter og har et relativt høyt hydroglimmerinnhold og inneholder også kloritt. Ellers består norske leirer av steinmel av de mineraler som inngår i bergartene i dreneringsområdet, som f.eks. feltspat og kvarts. For fraksjonen mindre enn 0,002 mm er det oftest 0–15% kvarts, økende til 15–30% i fraksjonen 0,002–0,02 mm og 30–55% kvarts i fraksjonen $>0,02$ mm.

Leirmineralinnholdet, vesentlig hydroglimmer, utgjør fra 0–30% av den totale leirmasse eller fra 5–50% av selve leirfraksjonen. Enkelte steder, f.eks. like nord for Leirfossen (ved 700284), inneholder leirene tallrike avrundede – ofte diskosformede – marleiker. De består av sammenkittet silt og leire, dels med et skjell eller fiskeskjelett som kjerne. Herdningen skyldes at marleikene har et langt høyere kalkinnhold (kalsiumkarbonatinnhold) enn omgivende leire. Dette kan skyldes at kalsiumkarbonat blir utfelt fra vann som siver gjennom leirene. I Trondheimsområdet ser det ut til at marleiker er vanligst i forholdsvis grove, lagdelte silt- og leiravsetninger, hvor vanngjennomstrømmingen er større enn i massive avsetninger.

Havavsetninger, tynt og usammenhengende dekke

Havavsetninger, tynt og usammenhengende dekke, forekommer særlig i Trondheimsområdet og Malvik. Mektigheten er gjennomgående liten, bortsett fra i forsenkninger, og arealene har tallrike fjellblotninger. Kornfordelingen er oftest preget av at strandprosesser har ført til en innblanding av grovere materiale enn det som er vanlig for havavsetninger. Det henvises ellers til omtalen av *havavsetninger*.

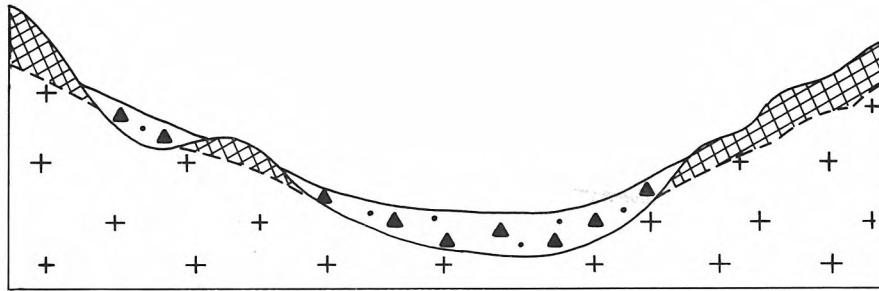
Strandavsetninger

Strandavsetningene er dannet ved bølgenes vasking i materiale med et visst innhold av grovt materiale. Alle løsmasser mellom MG og nåtidens strand har vært utsatt for denne prosessen. Strandavsetninger er bare skilt ut hvor avsetningstypen relativt sikkert kan skilles fra underliggende løsmasser. Hvor det er breelv- eller elveavsetninger er dette vanskelig. Det er mest strandavsetninger i Malvik, men også ellers fins mindre forekomster. Avsetningstypen er konsentrert til to høydesoner:

- Nær dagens havnivå (arealer 30–0 m o.h.)
- Nær MG (arealer 175–150 m o.h.)

Grunnen til konsentrasjonen nær dagens havnivå kan være at strandforskyvningen har vært relativt langsom (Fig. 14). For nivået nær den marine grense kan det ha vært bedre tilgang på grovt materiale (f.eks. morenemateriale) enn i lavereliggende områder hvor løsmassene er dominert av finkornige havavsetninger.

Mektigheten er oftest 0,5–2 m. De fleste steder er det havavsetninger på større dyp. Stein, grus og sand er dominerende kornstørrelser, stein- og grusfraksjonen er oftest godt rundet.



FORVITRINGSMATERIALE Weathering material MORENEMATERIALE Till BERGGRUNN Bedrock

Fig. 16. Profil gjennom område med usammenhengende eller tynt dekke av morenemateriale/forvittringsmateriale.

Profile across an area with discontinuous or thin cover of till/weathering material.

Bergarts- og mineralinnholdet ser ut til å være omtrent som for opphavsmaterialet, men med en viss anrikning av mekanisk sterke bergarter.

Forvittringsmateriale, tynt og usammenhengende dekke

Hvor berggrunnen består av grønnstein og skifterbergarter (Fig. 4) er den lokalt sterkt forvitret slik at det er en jevn overgang mellom løsmasser og fast fjell. Mektigheten av forvittringsmaterialet er størst ved foten av skråninger, men er innen alle områder så liten at det på kartet er brukt betegnelsen «Forvittringsmateriale, tynt og usammenhengende dekke». Lokalt kan den likevel være 3–4 m.

Det viser seg at morenemateriale beskytter mot forvitring av berggrunnen når mektigheten overstiger ca. 0,5 m (Fig. 16). Dette tyder på at det meste av forvitringen har funnet sted etter isavsmeltingen. Som regel forekommer en blanding av morenemateriale og forvittringsmateriale. Forvittringsmateriale forekommer hyppigst i rygger og bratte skråninger, mens morenemateriale er vanlig i forsenkninger.

Forvittringsmaterialet er oftest dominert av grus og sand, men de enkelte korn er ofte så forvitret at de kan smuldres opp med fingrene. Det er derfor ikke foretatt kornfordelingsanalyser av denne avsetningstypen. Materialet er oftest flisig.

Ur

Under bratte fjellskrenter forekommer enkelte steder urdannelser, men mange av disse er for små til å tas med på kart i denne målestokken. Materialet består for det meste av blokker. Ofte kan det være en viss innblanding av morenemateriale eller forvittringsmateriale.

Organisk materiale (oftest myr)

Opphopning av organisk materiale skjer når produksjonen er større enn nedbrytningen. Det er en rekke faktorer som fører til torvmarksdannelse, særlig oksygenmangel som følge av høyt grunnvannsspeil og at planterester avsettes i stillestående vann. Lav temperatur fremmer også myrdannelsen (Næss 1969).

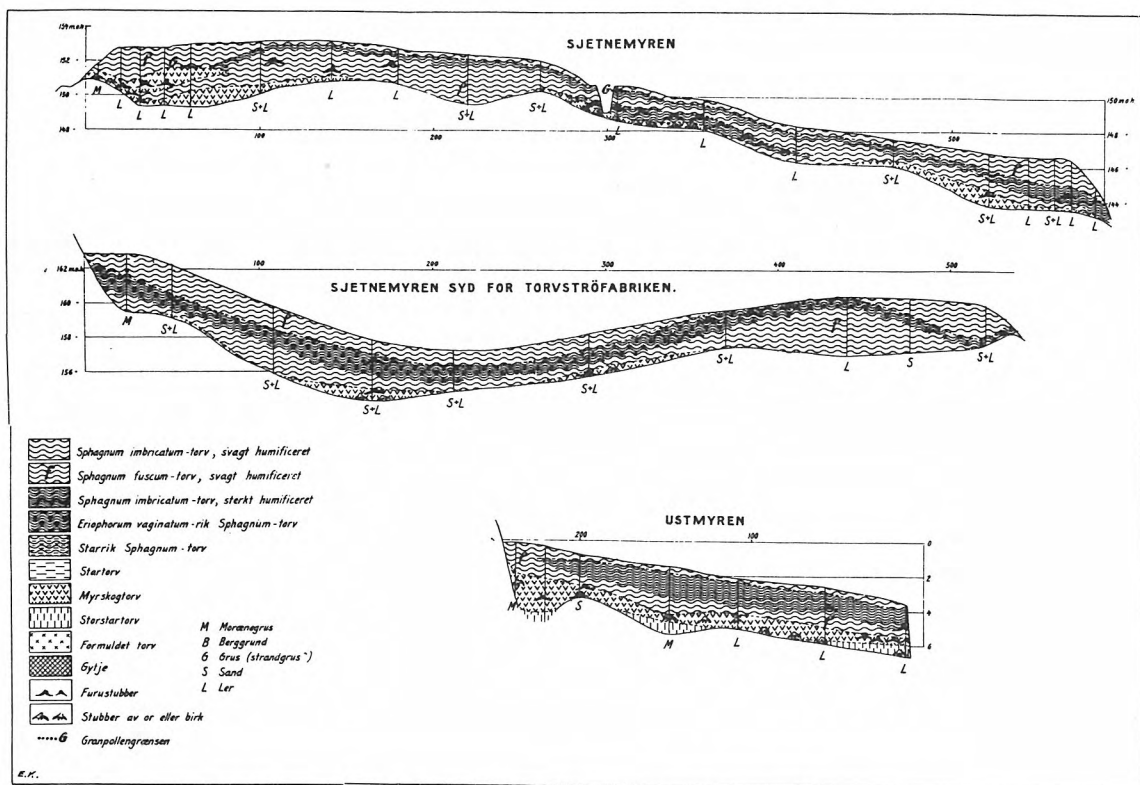


Fig. 17. Profil av Heimdalsmyra. Etter Holmsen (1922).
Section across Heimdalsmyra. After Holmsen (1922).

Etter definisjonen skal torvjordarter ha større mektighet enn 0,3 m for å klassifiseres som myr. De fleste torv- og myrdannelser skilt ut på kartet har større dyp enn 0,5 m. Også innen arealer med andre løsmasser/bart fjell er det utvilsomt tallrike små forsenkninger med torvjordarter uten at dette er angitt.

Gjenvoksningsmyrer har oppstått ved bunnfelling av dy og gytje i tjern som eksisterte etter isavsmeltingen. Disse lå i forsenkninger i berggrunnen eller løsmassene. Etter hvert har bassengene blitt fylt opp, og torvjordarter dekker nå overflaten. Denne myrtypen har ofte mektigheter på 2–4 m. Enkelte myrer (ved 734197 og 718214) har større mektighet enn 6 m.

Bakkemyrer er en myrtype som forekommer i skrånende terreng. Den skyldes vannsig fra høyereliggende områder. Bakkemyrer er svært vanlig i fjelltraktene, f.eks. i Bymarka og nord for Selbusjøen. De fleste bakkemyrene har mindre mektighet enn 2 m.

Andre myrtyper forekommer også. I leir- og siltområdene er det ofte myrdannelser i flatt terreng. Disse kan ha utgangspunkt i gjenvoksningsmyrer, men kan også ha oppstått ved forsumpning på grunn av høy nedbør, liten fordampning og dårlig

drenering. Fastere mark i myrene kan ha en bestemt orientering (strengmyrer).

Heimdalsmyra (687259) er et eksempel på myrdannelse i flatt terreng. Myra ligger over havavsetninger som har blitt forsumpet. En ^{14}C -datering tyder på at torvdannelsen startet for minst 8 000 år siden (Knudsen 1969). Den har trolig ikke pågått kontinuerlig (Holmsen 1922). Foruten stubbelag nær overgangen mot mineraljord (Fig. 17) er det flere steder stubbelag i høyere nivå. Dette viser at i det minste deler av myra har vært skogdekket i enkelte perioder.

GEOLOGISK UTVIKLING

I det følgende omtales geologisk utvikling og geologiske prosesser både mens landet var dekket av innlandsis, under isavsmeltningen og etter isavsmeltningen (strandforskyvning, elveerosjon, skred).

Isbevegelse

Omfanget av skuringsobservasjoner er lite på grunn av berggrunnens forvitring.

En nordvestlig til nordnordvestlig isbevegelsesretning, som er lite påvirket av topografien, representerer trolig hovedbevegelsesretningen i sluttfasen av siste istid. Denne retningen er påvist innen hele Trondheimsfjordområdet (Holtedahl 1960, Sollid & Sørbel 1975, 1979, Reite 1980).

I dalfører og langs Trondheimsfjorden fins isskuring som følger dalenes og fjordens retning. Denne isskuringen er sterkt avhengig av de topografiske forhold og er stort sett ikke tatt med på kartet.

Isavsmeltningsforløp

Ved rekonstruksjoner av isavsmeltningsforløpet bygger en både på skuringsstriper, randmorener, spor etter breelvenes graving og beliggenheten av breelvavsetninger. Innen dette kartbladet bygger rekonstruksjonen stort sett på randmorener og breelvavsetninger dannet i kontakt med den smeltende innlandsisen. En del av randavsetningene er beskrevet av Holtedahl (1929), Undås (1942), Sollid & Sørbel (1975, 1979), Sollid & Reite (1983) og Reite et al. (1982).

Randmorener er avsatt ved fremstøt eller stillstand av breen. I Malvik er en randmorene som kan følges på strekningen fra Ranheim (765335) til Øvre Torp (844349). Den fortsetter til Midtsand, og videre til Skatval og Tautra (Fig. 18). Randmorenen har høyt silt- og leirinnhold og er uten tvil dannet ved at isen har rykket fram over havavsetninger. Det ser ut til at det har gått flere leirskred i de underliggende finkornige sedimentene. Ved Holem (621154) er en randmorene dannet ved at isen har rykket fram over breelvavsetninger. Grensen mellom morenematerialet og breelvavsetningen er meget skarp (Fig. 9).

Et brefremstøt avsatte randmorener i ca. 300 m høyde i Målsjøåsen. På denne tid lå trolig brefronten i Kaldvelladalen og muligens ved Hovin i Gauldalen.

Ved Brøttem (767157) ligger en randmorene over breelvavsetningen. Denne randmorenen ser ut til å kunne følges til Kolbudalsåsen (786153). I tillegg er det påvist randmorener (ikke tatt med på kartet) følgende steder:

– Ved Kuset (798297) og i enkelte andre dalfører langs nordøstsiden av Jonsvatnet er korte, men usammenhengende randmorener.

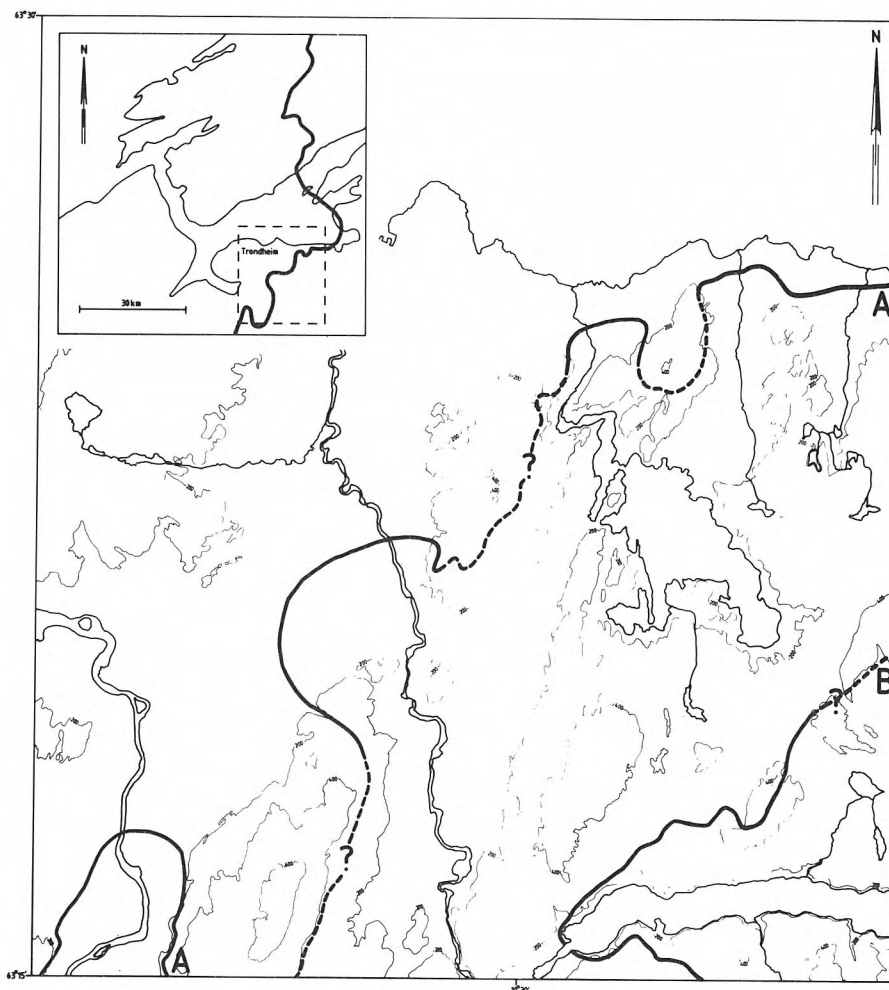


Fig. 18. Israndtrinn dannet ved brefremstøt.

A. Isranden i tidlig Yngre Dryas (10800–10500 før nåtiden).

B. Isranden i en sen fase av Yngre Dryas.

Innfelt: Fortsettelsen av morenetrinn A utenfor kartbladet.

The position of the ice front during glacial advances.

A. Ice margin during maximum advance in Younger Dryas. The distribution outside the map-sheet is also shown.

B. Ice margin during late Younger Dryas.

- Vest for Sjøvidthøgda (840223) er usammenhengende morenerygger.
- Nord for Selbusjøen (Fig. 18) kan et randmorenebelte følges i nesten 5 km.

Breelvavsetninger avsatt i kontakt med innlandsisen er omtalt på side 15. Både breelvavsetningene ved Melhus, Ekle–Tiller, nordøst for Jonsvatnet og ved Brøttem gir gode holdepunkter for å rekonstruere ulike brerandtrinn og dreneringsretninger under isavsmeltingen.

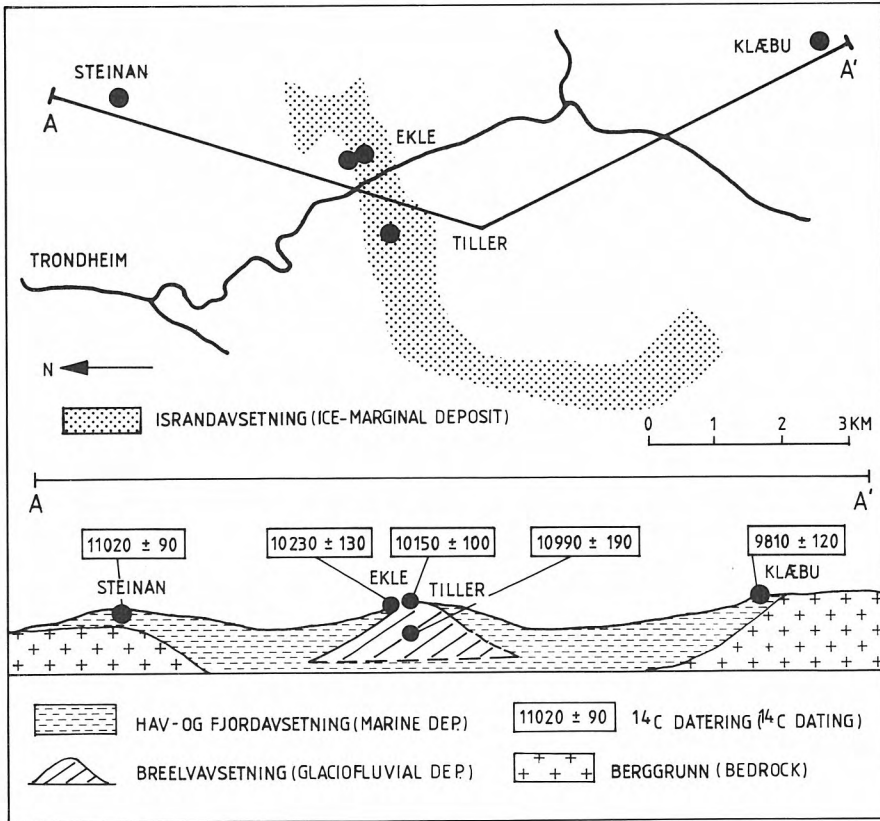


Fig. 19. ^{14}C -dateringer fra Trondheimsområdet.
Radiocarbon datings from the Trondheim region.

Under en tidlig fase av isavsmeltningen har det trolig vært lite løsmasser i Kaldvelladalen, noe som medførte at smeltevannet i Neadalføret drenerte mot Gauldalen.

Ved brefremstøtet til Melhus og Ekle–Tiller (Fig. 18) ble dreneringen omlagt slik at smeltevannet fra Neadalføret rant mot nord. Dreneringsretningen fremgår både av breelvavsetninger og dreneringsspor langs Vassfjellets østskråning og av den store breelvavsetningen ved Ekle–Tiller.

Avtakende breemektighet førte til at breelvene på nytt fikk avløp ut Kaldvelladalen. Tydelige smeltevannspor og den meget store breelvavsetningen vitner om dette.

Under den videre nedsmeltning av breene fikk breelvene avløp mot nord gjennom den lave dalgangen ved Bjørnstad (720145) og senere gjennom Trangfossen (736148).

Randmorener, breelvavsetninger avsatt i kontakt med breen og andre avsmeltningsspor gjør det mulig å skille ut følgende *brerandtrinn*:

- Brerandtrinn betinget av oppkalving ved Melhus og trolig ved Ekle–Tiller.
- Randmorener ved Melhus og Malvik og breelvavsetninger ved Ekle–Tiller

dannet ved et brefremstøt til omtrent samme posisjon som under oppkalvingen. Forut for dette fremstøtet hadde det funnet sted en betydelig tilbaketrekning av isfronten. Dette trinnet er sannsynligvis samtidig med Tautramorenen (Fig. 18).

- Randmorener i ca. 300 m høyde vest for Selbusjøen kan være avsatt samtidig med den meget markerte randmorenen i Kaldvelladalen. Isfronten i Gauldalen har trolig ligget ved Hovin (ca. 15 km syd for Melhus).
- Randmorenen ved Brøttem og i fjellområdene nord og syd for Selbusjøen representerer et meget markert israndtrinn (Fig. 18). Moreneryggenes størrelse tyder på at det har vært et markert brefremstøt. Dette fremstøtet kan være samtidig med den markerte Hoklingenmorenen, som en kan følge nesten sammenhengende fra Hoklingen til Hegra i Stjørdal (Reite et al. 1982).

¹⁴C-dateringer fra Hemnetraktene (Lasca 1969) tyder på at denne fjordarmen ble isfri i løpet av Allerød (12 000–11 000 f. nåtiden). Dateringer fra Rissa (Løfaldli et al. 1981) og Leksvik (Selnes 1982) tyder på at også fjorden inn til Trondheim var isfri i Allerød, og at isen senere ikke har rykket lengre frem enn til randmorener i Leksvik, som trolig er samtidig med Tautramorenen. Dateringer fra Frosta (Kjemperud 1981) og fra indre Trondheimsfjord (Reite et al. 1982) tyder på at Hoklingenmorenen er fra sen Yngre Dryas og at randmorenene i Levanger–Verdal er fra overgangen Yngre Dryas–Preboreal (Yngre Dryas 11 000–10 000, Preboreal 10 000–9 000 f. nåtiden).

Innen kartblad Trondheim foreligger en rekke dateringer av brerandtrinnene.

Skjellførende leire i nærheten av den marine grense både utenfor, innenfor og over israndavsetninger har blitt ¹⁴C-datert for å bestemme tidspunktet for isavsmeltningen. En ryggvirvel av en hval som ble funnet i skrålagene i randåsen ved Tiller, ble også datert (Fig. 19).

Steinan. Ca. 2 km nord for israndavsetningen ved Ekle ble det funnet skjell i havavsetninger med innhold av stein og blokker avsatt av isfjell. Lokaliteten ligger ca. 15 m lavere enn MG. Over den ca. 0,5 m tykke skjellførende leira, som ligger nær berggrunnen, er leire uten isfjelltransportert materiale. Det ble ikke funnet morenemateriale i denne skjæringen.

Skjellene (*Hiatella arctica*, *Chlamys islandica* og *Balanus*) ble ¹⁴C-datert til 11 020 ± 90 før nåtiden (T-3296).

Tiller. En ryggvirvel av en stor hval ble funnet på ca. 15 m dyp i skrålagene i israndavsetningen ved Tiller. Flere år senere ble den ¹⁴C-datert til 10 990 ± 190 før nåtiden (T-787).

Ekle. Ekle grustak ligger i samme randås som ved Tiller. Boringer i de dypeste deler av grustaket tyder på at denne breelyavsetningen ligger over havavsetninger. Det ble ikke funnet daterbart materiale under boringene.

Over randåsen ligger en sandholdig silt- og leiravsetning med spredte skjell av arten *Portlandia arctica*. Både funnet av denne arktiske arten og den dårlige

sorteringen tyder på at isfronten har vært like i nærheten. Det ble funnet for lite materiale til en datering. Over dette laget ligger et sandholdig leirlag med *Mya truncata*, *Astarte elliptica* og *Balanus*. Denne faunaen antyder at innlandsisen har trukket seg litt tilbake fra Ekle og Tiller før denne leira ble avsatt. Kornstørrelsen og sorteringen kan tyde på gruntvannsforhold, dvs. det må ha funnet sted en viss strandforskyvning før avsetningen. ^{14}C -dateringer gav resultatene $10\,150 \pm 100$ (T-854) og $10\,230 \pm 130$ før nåtiden (T-786) for henholdsvis *Mya truncata* og *Balanus*.

Osbakken. Ved Osbakken, noen få hundre meter innenfor den antatte isfronten under Ekle-Tiller-trinnet, ble det nær MG funnet skjellførende leire. Det ligger ikke morenemateriale over denne leira. Skjellene (dominert av *Macoma calcaria* og *Balanus*) ble ^{14}C -datert til $11\,440 \pm 110$ før nåtiden (T-4242).

Klæbu. Ved Sørborgen, Klæbu, ble det funnet skjell da havavsetninger ble fjernet fra en bratt fjellskråning. Skjellene (*Balanus*) ble funnet 15–20 m lavere enn MG. De gav en ^{14}C -alder på $9\,810 \pm 120$ før nåtiden (T-3113).

Dateringene fra Trondheimsområdet tyder på at Ekle-Tiller israndavsetningen ble avsatt i første halvdel av Yngre Dryas (10800–10500 før nåtiden). Dateringen fra Osbakken kan imidlertid antyde at israndavsetningene i Malvik er noe eldre. Det trengs flere dateringer for å avgjøre dette. Israndtrinnet ved vestenden av Selbusjøen er ikke datert, men dersom det kan korreleres med Hoklingenmorenen, er det dannet i en sen fase av Yngre Dryas.

Strandforskyvning

Under isavsmeltningen avtok vekten av innlandsisen og landet hevet seg. Samtidig økte imidlertid vannmengden i havet på grunn av tilført smeltevann fra breene. Strandforskyvningen etter isavsmeltningen skyldes et samspill mellom disse faktorene.

I Trondheimsområdet er det tallrike spor etter høye havnivåer. Havavsetninger har stor utbredelse opp til ca. 160 m o.h. Enkelte breelvavsetninger er bygget opp til havnivået under isavsmeltningen, som ser ut til å være ca. 176 m høyere enn i nåtiden. Lokalt fins strandlinjer i fjell. Den mest kjente er Strandlinjen, som kan følges fra Vestoppfarten til Trolla i ca. 160 m høyde. Den er også tydelig ved Blyberget og Sverresborg (Fig. 20). En annen, mindre tydelig, strandlinje i dette området ligger 178 m o.h. (Reusch 1901c). Strandforskyvningen er ikke spesielt undersøkt for kartblad Trondheim, men en har opplysninger fra Frosta-halvøya (Kjemperud 1981). Det er sannsynlig at strandforskyvningen innen kartblad Trondheim de siste 10 000 år ikke avviker særlig fra Kjemperuds strandforskyvningskurve (Fig. 14). En kjenner lite til strandforskyvningen i tiden Allerød – slutten av Yngre Dryas, men det ser ut til at den totale strandforskyvningen for dette tidsrommet har vært bare ca. 2 m pr. århundre. Det kan imidlertid ha vært vekslende strandforskyvningshastighet (Reite et al. 1982). En skjematisk fremstilling av fordelingen land/hav for ca. 10 500, 8 000 og 4 000 år siden er vist i Fig. 14. Det meste av strandforskyvningen fant sted kort tid etter at området ble

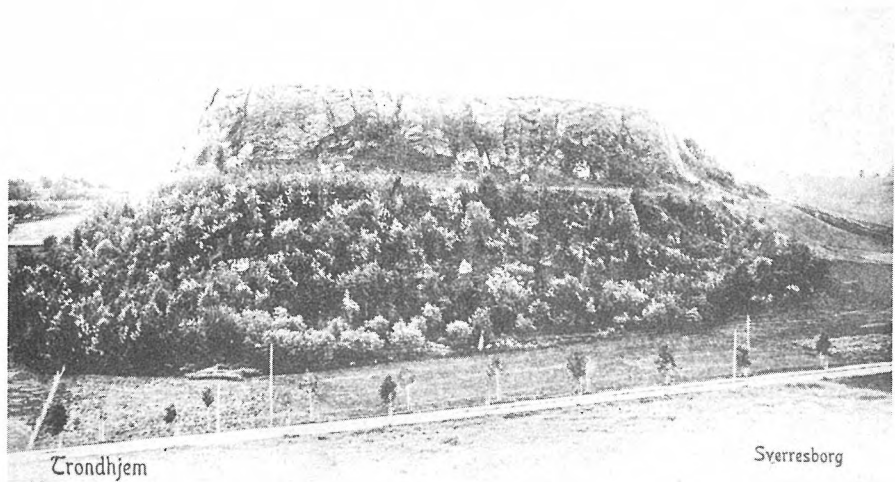


Fig. 20. Strandlinje (i fjell) ved Sverresborg.
Shoreline (in bedrock) at Sverresborg.

isfritt. De siste 4 000 år har strandforskyvningen bare vært ca. 20 m, dvs. i gjennomsnitt 5 mm pr. år. I nåtiden er den ca. 3 mm pr. år (S. Bakkelid, pers.medd.).

Elveerosjon

Elvene har skåret seg dypt ned i løsmasser avsatt under isavsmeltningen. En kan anta at mesteparten av nedskjæringen skjedde mens strandforskyvningen var rask (Fig. 14). Som i nåtiden kan en regne med at erosjonen var størst i flomperioder. I Gaula er det under en flom i 1940 målt en maksimal vannføring på ca. 3000 m³/sek., og også Nidelva har stor vannføring. I Trondheimsområdet og Gauldalen er en rekke elveterrasser dannet under elvas nedskjæring. Dette er dels terrasser som skyldes elvas graving, dels terrasser dannet hvor materiale ble avsatt. De tydeligste fins fra Melhus og sydover til kartbladrammen (Fig. 13) og i Trondheimsområdet. Erosjonen har vært særlig aktiv innen områder med grus-, sand- og siltavsetninger.

Langs andre vassdrag har det også vært stor elveerosjon, særlig hvor løsmassene består av sand og silt. I morenemateriale dannes en blokk- og steinrik hud som beskytter mot videre graving. I områder med finkornige løsmasser har overflatevann dannet tydelige raviner. I større raviner er det oftest bekker med vannføring hele året. I mindre raviner er det til vanlig bare bekker under snøsmeltningen og etter kraftig regn. Raviner forekommer innen de aller fleste arealer med havavsetninger. Særlig markerte er de i Heimdalsområdet og syd for Bratsberg (743253).

Skred og andre massebevegelser

Løsmassene har i stor grad vært utsatt for skred og andre massebevegelser. Dette gjelder for de aller fleste avsetningstyper, men i dette området er leirskredene

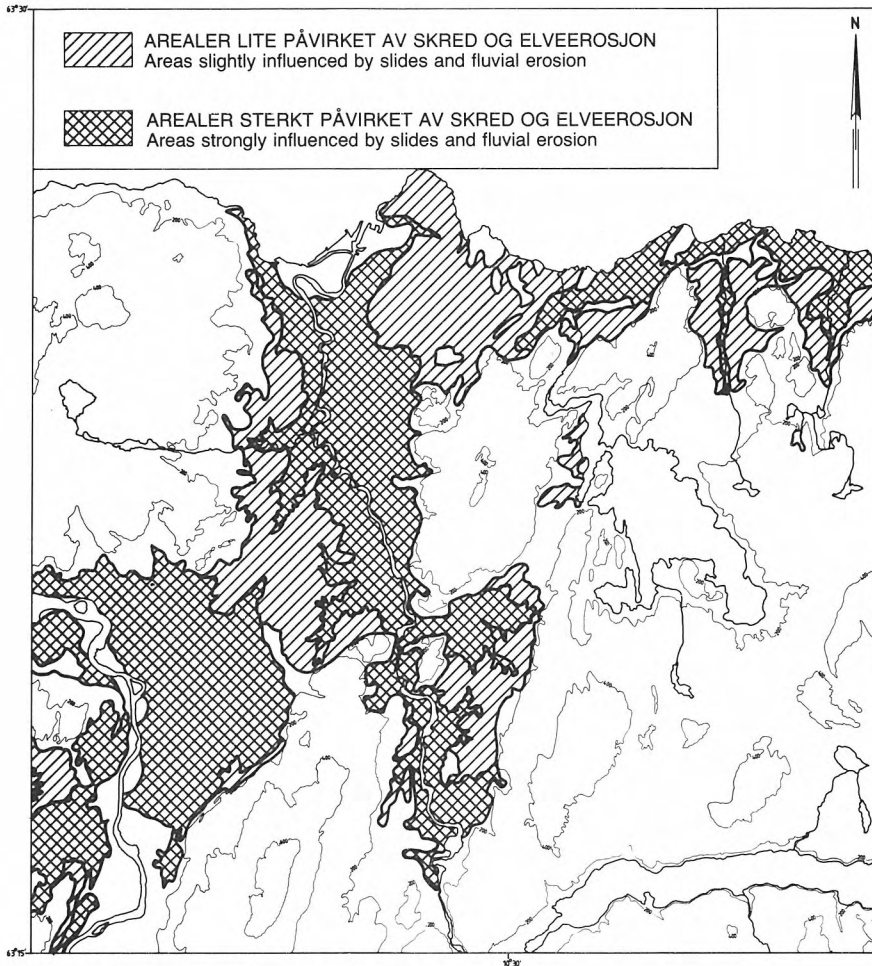


Fig. 21. Skred og elveerosjon i havavsetninger.
Slides and fluvial erosion in marine sediments.

viktigst. Morenematerialet har vanligvis så liten mektighet at spor etter skred er vanskelig å påvise.

Leirskred er ofte utløst av at elver og bekker har skåret seg dypt ned i havavsetningene og endret stabilitetsforholdene. Hvor det er bare rester av avsetningene langs dalsidene, er det vanskelig å avgjøre om elveerosjon eller skred har hatt størst betydning for landskapsutviklingen.

Leirene ble avsatt i havvann med omtrent samme saltholdighet som i nåtiden, bortsett fra dalfører hvor store elver munnet ut. Etter som tiden har gått, har det funnet sted en utvasking av en del av saltet. Dette har skjedd både fra overflaten og fra grunnvannsstrømmer. En minskning av saltinnholdet til under ca. 10 ‰ fører til at leirene blir mer utsatt for kvikkleireskred. Typisk for denne skredtypen

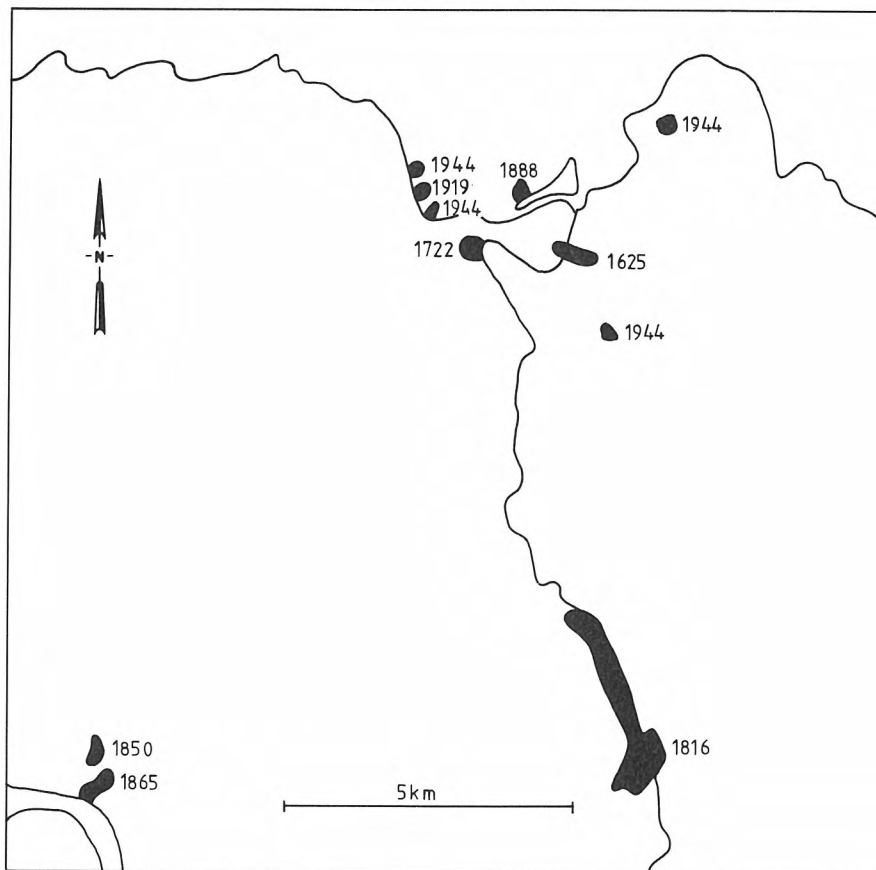


Fig. 22. Leirskred i historisk tid.
Clay slides in historical time.

er at leiren blir halvt flytende når massene kommer i bevegelse. På den annen side vil forvitring av leirenes overflate føre til dannelsen av en tørrskorpe, som bedrer stabilitetsforholdene. Undersøkelser (Aas 1979) tyder på at faren for kvikkleireskred er relativt liten når dybden av raviner eller andre nedskjæringer er mindre enn 10 m. Ved dypere nedskjæringer vil hyppigheten av kvikkleireskred tilta. For naturlig hellende terreng er faren for kvikkleireskred liten når helningen er mindre enn 1:15.

Leirområdene innen kartblad Trondheim er sterkt påvirket av ravinedannelse og skred. Bare innen mindre arealer er den gamle havbunnen bevart (Fig. 21). Dette gjelder særlig for området Moholt–Charlottenlund, Øvre Byåsen og Heimdal. Ellers er det bare smale soner med uforstyrret leire langs dalsidene.

Fra Nypan (672218) til Melhusryggen (645186) har havavsetninger tidligere nådd til minst 100 m høyde over dalbunnen. Det er ikke mulig å avgjøre om det har gått et meget stort skred på ca. 30 km², eller om forsenkningen skyldes flere

mindre skred og elveerosjon. Leirlaget som ligger over deltaet i Gulosen er trolig avsatt av skred fra Nypanområdet. Grønlie (1953) har omtalt en rekke skred i dette området. På Gaulas vestsida er det også lite igjen av den gamle havbunnen. I dette området er det en meget tydelig forsenkning ved Vollan (617181). Den skyldes både elveerosjon og leirskred.

I Trondheimsområdet og langs Nidelva er tallrike tydelige skredgroper, f.eks. ved Tesli (755329), Othilienborg (722318), Skjetnemarka (700275) og Tiller (715250). Tillerskredet fant sted for knapt 200 år siden. Følgende beskrivelse av dette og andre skred i Trondheimsområdet er gitt av Helland (1898), s. 39:

«Tillerfaldet i Klæbu gik 7de marts 1816. Nidelven sank ved Trondhjem med ét flere fod, og længere oppe kunde man, da elvens leie blev fyldt med ler, vade over elven, uagtet det var flomtiden.

Tiller gaard ligger omtrent 10 km syd for Trondhjem og ikke langt fra Nidelven. Omtrent 550 maal af Tillergaardenes bedste jord blev i mindre tid end et kvarter sat i bevægelse og flød paa den i afgrunden opløste kviklere ud i elven, sprængte flere hundrede alen tversover elven opad bakkerne paa den modsatte elvebred, hvor den anrettede betydelige ødelæggelser, og fyldte paa sine steder elven op med lermasser af indtil 20 alens høide og derover. Den nys opførte Tiller kirke tilligemed de fleste bygninger paa nordre Tiller gik ud med. Tiller bro og 4 mindre broer ødelagdes. Ialt omkom der 15 mennesker, 8 heste og noget over 20 stykker storfæ.»

Sporene etter dette leirskredet er meget tydelige. I samme område er det flere markerte skredgroper som vitner om at leirene også tidligere har vært ustabile.

Av andre tidfestede skred (Fig. 22) kan nevnes et leirskred på Bakklandet i 1625, da 20 mennesker omkom. I året 1722 fant det sted et leirskred ved Arildsløkka (IIa).

I nyere tid har en hatt kvikkleireskred på Lade, beskrevet av Holmsen & Holmsen (1946). Utglidninger i området ved Jernbanestasjonen kan også ha vært forårsaket av dyptliggende kvikkleire, selv om det er sand til betydelig dyp (Reusch 1901c). Det har også gått skred i strandsonen i området vest for IIa.

Andre typer utglidninger har også funnet sted:

- Oppbløtingsras (skyldes vannoverskudd på grunn av tining av islinser i telefarlige masser eller kraftig regn).
- Undergravingsras (skyldes at skråninger blir ustabile på grunn av elvenes og bekkenes graving).
- Langsomme massebevegelser (jordsig).

Spor etter ras og andre massebevegelser fins i alle avsetningstyper. I Malvik er det mange steder ras i randmorenen, f.eks. ved Vikhammer (768333) som skyldes oppbløtte masser. Ved Gaula (622145) og flere steder langs Nidelva er ras som skyldes elvas undergraving. I skråninger – særlig innen arealer med havavsetninger – er tallrike spor etter skålformede ras og langsomme massebevegelser.

LØSMASSENE EGNETHET TIL ULIK BRUK

I det følgende gis en kort fremstilling av løsmassenes egnethet til enkelte formål.

Dyrkingsjord

Med dagens driftsformer er bare arealer med sammenhengende løsmassedekke egnet til dyrkingsjord. Innen kartblad Trondheim er arealer med morenemateriale, breelavsetninger, elveavsetninger, havavsetninger og myr (torvjordarter) mest aktuelle.

Arealer med *sammenhengende dekke av morenemateriale* består stort sett av dyrket jord med unntak av arealer som ligger uveisomt til. Et område nordøst for Draksten (828181) skulle være bra egnet for dyrking.

Breelavsetningene er oftest oppdyrket. I Klæbu er der likevel store udyrkede breelavsetninger fra Tanem (722216) til Vulubekken (709162). Den sydligste del av dette området består imidlertid av grovt materiale, med mye stein og blokker. Det er også tilfelle for breelavsetningene ved Moan (765146). I nord skulle kornfordelingen være bedre egnet.

De fleste *elveavsetningene* består av dyrket jord. Enkelte lavereliggende elveører består av skogsmark, men her er det ofte flomfare.

Havavsetningene er stort sett dyrket, med unntak av sterkt oppskårne, bratte leirområder. Bakkeplanering skulle være mulig enkelte steder, f.eks. ved Tillermoen (699239) og enkelte steder i Klæbu. Slike inngrep vil virke inn på stabilitetsforholdene og bør først iverksettes etter geotekniske vurderinger av skredfaren.

De fleste *strandavsetninger* er alt dyrket.

Myr omfatter store arealer. Erfaringene tilsier at myr lett brytes ned ved dyrking. De fleste myrer innen arealer med tynnt løsmassedekke eller bart fjell har derfor liten verdi som dyrkningsjord.

Myrer i områder med sammenhengende løsmassedekke er bedre egnet til dyrking. Dette gjelder både hvor myrene ligger over morenemateriale og sorterte avsetningstyper. En del av myrene nordøst for Jonsvatnet og ved Grønkjølen (793193) ligger over morenemateriale. I områder med sorterte avsetninger er myr vanligst hvor undergrunnen består av havavsetninger, f.eks. i Heimdalsområdet (687258), i Klæbu (737194) og nord for Jonsvatnet. Mektigheten av torvlaget og mulighetene for grøfting er ofte begrensende faktorer for dyrking.

Andre avsetningstyper innen dette kartbladet er lite egnet til dyrkingsjord.

Byggeråstoff

I Trondheimsområdet var det ved århundreskiftet en lang rekke teglverk. Alle er nå nedlagt, med Strindens teglverk var i drift helt frem til midten av 70-årene.

I det følgende vil derfor bare forekomster av grus og sand bli omtalt. Breelavsetningene har størst betydning som grus- og sandressurs, men det er også stort uttak av masser i Gaulas elveløp. Strandavsetningene har for liten mektighet til å være aktuelle, kanskje med unntak av til lokalt forbruk.

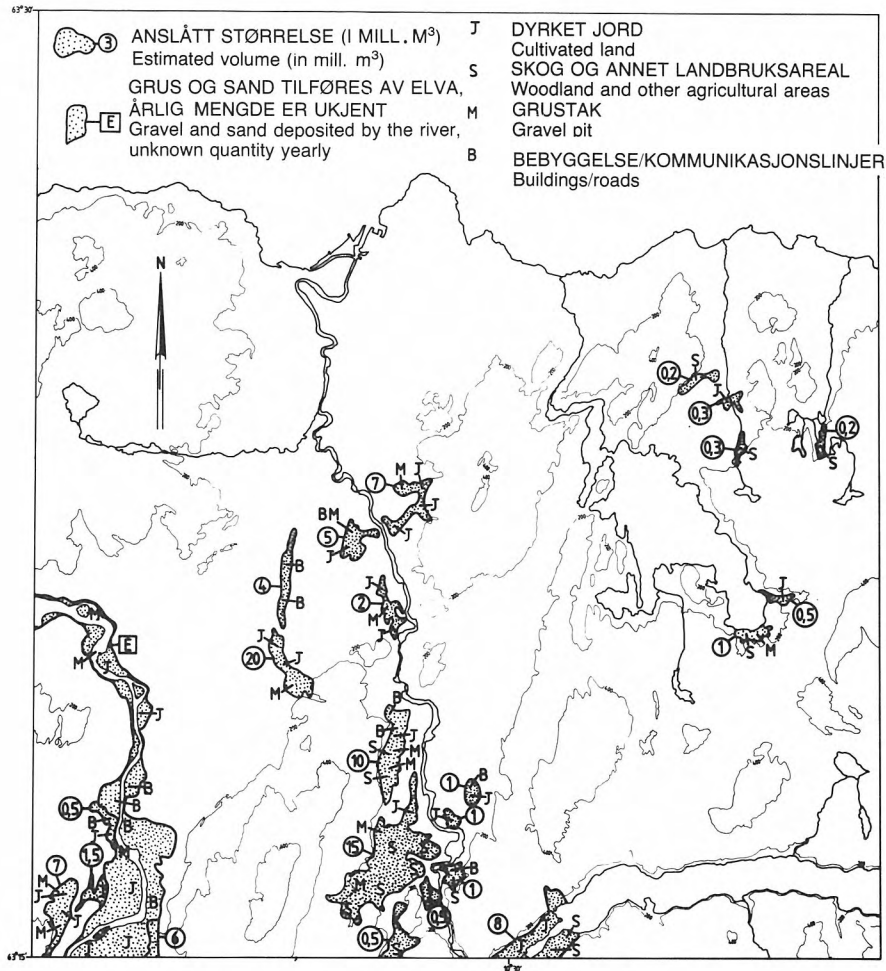


Fig. 23. Grus- og sandressurser. Anslått størrelse (i mill. m³) over grunnvannspeilet, andre løsmasser eller berggrunn.

Gravel and sand resources. Estimated volume (in mill. m³) above the groundwater level, other superficial deposits or bedrock.

På kartet (Fig. 23) er angitt forekomstenes størrelse over grunnvannsspeilet. Det må understrekes at overslagene bare bygger på kvartærgeologisk kartlegging. En må derfor regne med betydelige avvik (minst $\pm 50\%$). Innen de fleste avsetninger er det mulig å finne materiale med kornfordeling som kan tilpasses kravene både til vegdekker og betongsand. Humusinnholdet er sjelden noe problem. Bestemmelse av bergarts- og mineralinnholdet i grovgrusfraksjonen viser at mange av forekomstene har høyt innhold av leirskifer, fyllitt og glimmerskifer (Fig. 7). Dette er mekanisk svake bergarter som er lite heldig både til veg- og betongformål. Ved knusing av stein og blokker, som ofte består av mer langtransportert materiale av

motstandsdyktige bergarter, vil det være mulig å forbedre kvaliteten. Mineralinnholdet i sandfraksjonen er ikke undersøkt.

I mange avsetninger er det silt- og leirbelegg på større partikler. Vasking av materialet blir derfor brukt i en viss utstrekning.

I det følgende vil det bli gitt en kort omtale av de viktigste forekomster:

Gauldalen. I Gauldalen er det en stor breelvavsetning ved Melhus. Den består av flere randavsetninger som går over i hverandre. Der er få gode snitt, så bestemmelsen av materialmengden er usikker. Mesteparten av avsetningen består av dyrket mark, hvor det ligger flere gårdsbruk. I dalbunnen og i selve elveløpet skjer det også et betydelig uttak av grus og sand, særlig i Gaulosen. Nytt materiale blir tilført ved flommene, og driften kan derfor konsentreres til begrensede områder. Elveavsetningene er av bedre kvalitet enn breelvavsetningene som har vært opphavsmateriale ved at de svakeste korn er knust under elvetransporten.

Ekle-Tiller-Skjøla. Denne randavsetningen er delvis begravd av havavsetninger, så det er vanskelig å beregne materialmengden over grunnvannsspeilet. Mange steder er mektigheten av overliggende finkornig materiale så stor at videre drift er så godt som umulig. Ved Kvammen (720283) er det fortsatt igjen en del masser, men materialet er dels for finkornig til mange formål. De fleste andre massetakene i Ekleområdet er nedlagt eller har bare sporadisk drift. Det samme gjelder Tiller (705268), hvor massetaket er delvis fylt med torvjordarter. Kirka og kirkegården hindrer videre drift mot syd. I Heimdal sentrum er grusryggen bebygd. De største grusreserver i denne avsetningen er utvilsomt fra Kvenild (684233) til Skjøla (695219). Skjæringene og overflateformen av denne grusryggen tyder på at det er minst 20 mill. m³ grus og sand over grunnvannsspeilet. Det er imidlertid flere gårdsbruk og annen bebyggelse på denne avsetningen som vanskeliggjør videre drift.

Klæbu. I Klæbu er en rekke breelvavsetninger, særlig langs Vassfjellet. Avsetningenes areal vil fremgå av kartet og beregnet materialmengde over grunnvannsspeilet av Fig. 23. Avsetningene ved Vulubekken (710162) består for det meste av grov grus og stein. Fra Egga (717199) til Tanemsmoen (717211) er en stor grusavsetning. Et par massetak er i drift. Innholdet av skifrige bergarter er nokså høyt. Dette kan tyde på noe dårligere massekvalitet enn i Melhusområdet og ved Ekle-Tiller-Skjøla. Både ved Tulluan (724189), Løkaunet (735172) og Nordset (724236) er det grusforekomster, men disse er mindre enn de som er omtalt ovenfor. Ved Brøttem (756147) er også en breelvavsetning som består av grus og sand, men mektigheten over grunnvannsspeilet (eller eventuelt finmateriale) er trolig liten.

Malvik. Mellom Jonsvatnet og Malvik er en rekke grusforekomster (Fig. 23). De fleste av disse er små, og de har ofte et høyt skiferinnhold. De kan likevel ha stor betydning for å dekke lokale behov for grus og sand. Det samme gjelder for en rekke grusavsetninger syd for og vest for Jonsvatnet.

Byggegrunn

Fram til midten av 1960-årene omfattet det meste av arealbruken til byggegrunn flat, dyrket mark. Utviklingen de senere år har ført til at langt mindre av slike arealer er omdisponert fra jordbruksarealer. Av arealer som i økende grad er tatt i bruk som byggegrunn, kan nevnes:

- Myrområder
- Bratt leirterreng
- Arealer med tynt og usammenhengende løsmassedekke.

Myrområder som ikke er dyrket, består oftest av dyp myr. Heimdalsmyra – som nå er under utbygging – har for det meste myrmektigheter på 2–4 m, noe som medfører store utbyggingskostnader på grunn av at mye torv må fjernes.

De siste årene har det funnet sted en økende boligbygging i *bratt leirterreng*. Dette er arealer som er lite aktuelle for de fleste andre anvendelser. Fortsatt gjenstår svært mange leirskrånninger som kan være aktuelle for utbygging. Dette forutsetter geotekniske undersøkelser for vurdering av stabilitetsforholdene.

Arealer med tynt og usammenhengende løsmassedekke omfatter morenemateriale, forvittringsmateriale og havavsetninger. *Tynt og usammenhengende løsmassedekke* er karakterisert av tallrike fjellblotninger. Ved bygging av vegger, ledningsnett og bygninger må en derfor regne med omfattende sprengningsarbeid, særlig for arealer med morenemateriale og havavsetninger. Hvor løsmassene består av tynt og usammenhengende dekke av forvittringsmateriale er berggrunnen oftest forvitret til såvidt stort dyp at omfanget av sprengningsarbeid vil bli vesentlig mindre. Både arealer med tynt og usammenhengende dekke av morenemateriale og forvittringsmateriale blir mye brukt som utfartsterreng (Bymarka og Estenstadmarka). Bruk av slike arealer som byggegrunn vil derfor ofte komme i konflikt med behovet for friluftsområder. De fleste arealer med tynt og usammenhengende dekke av havavsetninger er alt bebygde.

Grunnvannsuttak

Innen kartbladet skulle det være gode muligheter for uttak av grunnvann med rørbrønner, både fra breelvavsetninger og elveavsetninger. Særlig gjelder dette for avsetninger som står i forbindelse med nåtidens vassdrag. På grunn av at de fleste tettsteder innen kartbladet alt har god vannforsyning av overflatevann med god kvalitet fra Benna og Jonsvatnet, er rørbrønner i løsmasser mest aktuelt for områder med spredt bosetning.

Som regel vil det være nødvendig med befaringer for å vurdere dybden til grunnvannsspeilet, kornstørrelse, mektighet og lagfølge for aktuelle avsetninger.

Avfallsdeponering og rensing av avløpsvann

Avfallsfyllinger blir ofte plassert nokså tilfeldig i nedlagte grustak, raviner m.v. Dette fører ofte til forurensningsproblemer, særlig på grunn av ukontrollert avrenning av forurenset sigevann. Mange elver og bekker er dessuten påvirket av kloakkutslipp og tilsig fra siloer.

Forholdene kunne uten tvil bedres dersom en i større utstrekning enn nå utnyttet

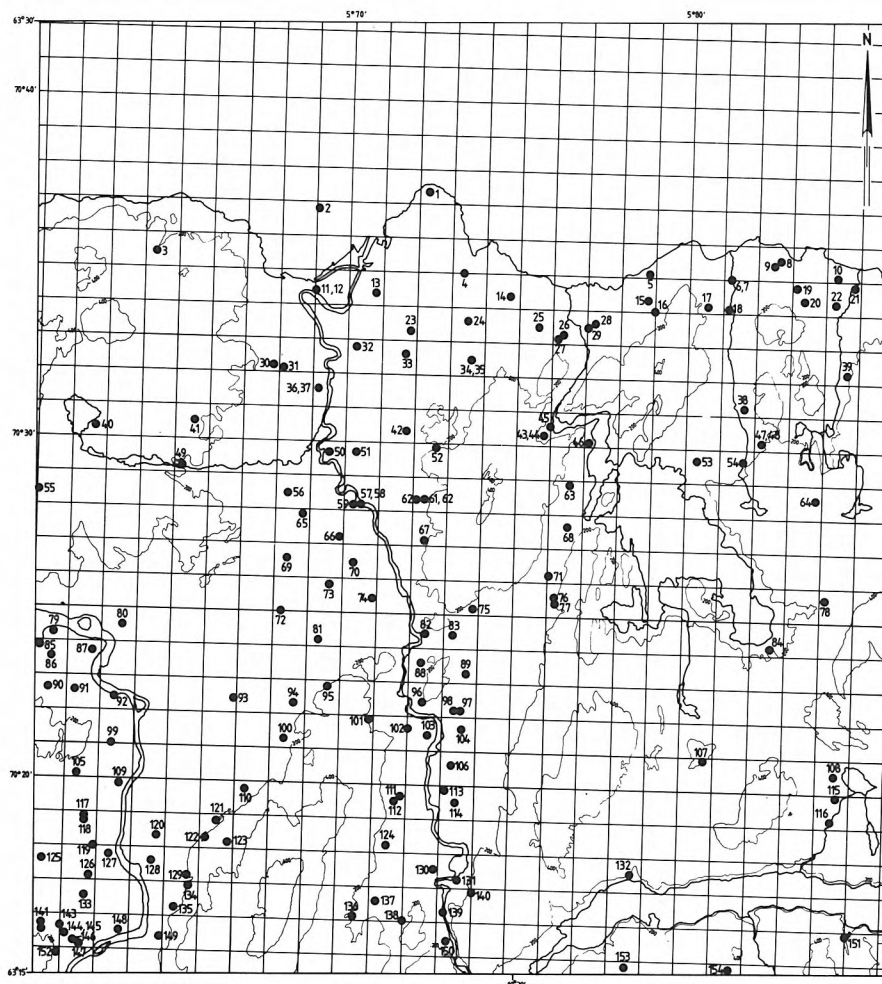


Fig. 24. Prøvelokaliteter.
Sample localities.

løsmassene som rensemedium. Dette kan enten skje ved at avløpsvann etter fjerning av større partikler ledes ut i grøfter i egnede løsmassetyper eller ved anlegg av sandfiltergrøfter med bruk av tilkjørt sand. Mange av breelavsetningene skulle egne seg til rensing av avløpsvann. Enkelte elveavsetninger og strandavsetninger skulle også kunne nyttes, det samme gjelder for morenemateriale med lavt finstoffinnhold og forvittringsmateriale. Flere mindre anlegg er kommet i drift de siste årene, særlig ved Jonsvatnet.

SUMMARY

The map-sheet Trondheim, 1621 IV, includes the areas covering the mouths of the rivers Nidelva and Gaula, as shown in the location map. The western part of the area consists mostly of greenstones (Fig. 4). Further to the east mica schist

predominates, but here too zones of greenstone occur in many places.

Fjords and valleys are deeply incised in an undulating plateau at altitudes of 300–500 metres a.s.l. The bedrock in the fjords occurs up to 800 m below sea-level, and is overlain by c. 300 m of unconsolidated sediments deposited during the Quaternary and Holocene. Most of the mapped area is covered by superficial deposits of Quaternary age. Except for the lowland areas these deposits are thin or discontinuous. The deposits are classified according to their genesis and thickness (see the legend of the map). The map also contains information on the grain-size distribution, stratigraphy and morphology.

Till

Tills are subdivided according to thickness and frequency of exposures of bedrock:

- a) Till, continuous cover, locally of great thickness.
- b) Till, thin and discontinuous cover.

In a) the till generally conceals the structures of the underlying bedrock, while in b) the structures and morphology of the bedrock are easily recognized, and the bedrock commonly exposed. Till of type a) is found in only a few valleys and on slopes facing the direction of the ice movement. Till of type b) is the dominating superficial deposit within the area of the map-sheet. Sandy till is the most common till type, but in a few valleys silty till with a clay content of $>5\%$ in the <19 mm fraction is also found. Elsewhere the clay content is less than 2% (Fig. 6). The marginal moraine in the northeastern part of the map-area consists of clayey till; it was deposited during a glacial advance over fine-grained marine sediments.

The lithological composition of the 4–8 mm fraction shows that local rock-types predominate (Fig. 7). Most of the rock fragments have been transported less than 5 km, while a minor fraction is derived from bedrock situated more than 100 km away.

Glaciofluvial deposits

During the deglaciation meltwater drained laterally and subglacially, mainly along the valleys. Most glaciofluvial deposits are found where the meltwater reached the sea, which during the deglaciation was situated c. 175 metres above the present sea-level (Fig. 14). Some of the glaciofluvial deposits were built up to the sea-level (deltas) while others were entirely submarine. Most of the deposits consist of gravel and sand. The lithological composition of the 4–8 mm fraction is dominated by local rock-types. Most of the rock fragments have been transported just a few kilometres or even less, while a minor fraction of the particles has been transported more than 100 km. The lithology thus resembles that found for till.

Fluvial deposits

The shoreline displacement led to an intensive fluvial erosion in the main valleys, especially Gauldal. Most of the fluvial sediments are derived from glaciofluvial deposits. The grain-size varies from boulders to fine sand. Except for deltas close to the present sea-level, where the thickness exceeds 75 m, fluvial deposits are generally less than 10 m in thickness.

The lithology resembles that found for the glaciofluvial deposits, but owing to

a longer fluvial transport the content of mechanically weak rock fragments in the 4–8 mm fraction has been reduced.

Marine deposits

When the glaciers receded the fjords reached far up the valleys, where fine-grained marine sediments were deposited distal to the glaciofluvial deposits. Locally the thickness of marine deposits exceeds 100 metres. Generally this sediment has no lamination as the individual grains flocculated during sedimentation. In narrow valleys with brackish-water conditions, laminated sediments were deposited.

Both the massive and laminated marine deposits consist of silty clay, with a clay content of 20–40%; at a few localities it exceeds 50%. Marine deposits commonly have a considerable content of boulders, stones, gravel and sand, which have been deposited by drifting icebergs and turbidity currents. Marine sediments consist of both clay minerals and non-clay minerals such as quartz and feldspars.

Marine shore deposits

During the shoreline displacement superficial deposits below the upper marine limit were strongly influenced by waves and currents, and marine shore deposits were formed. This sediment is generally less than 3 m in thickness and is underlain by other superficial deposits or by bedrock. The grain-size is dominated by gravel and sand.

Talus

Talus consists mainly of frost-wedged stones and blocks accumulated at the base of steep slopes.

Weathering material

Where the bedrock consists of greenstone and schist, it can be weathered down to a depth of several metres. There is a gradual transition from solid bedrock to weathering material, consisting mostly of the gravel and sand fractions.

Organic deposits (bogs)

Bogs are quite common, especially in the mountainous areas, but are also frequent in areas with marine sediments. Both ombrogenic and geogenic bog types are found. The thickness of the bogs is generally less than 4 m.

Ice movement

A northwesterly direction represents the main direction of movement of the inland ice during Late Weichselian. In valleys and along the fjords glacial striae are strongly dependent on topography. These striations were formed when the thickness of the inland ice was much less than during the northwesterly ice movement.

Deglaciation

Glaciofluvial ice-marginal deposits were formed in most valleys when the glaciers receded from the fjords. Distinct marginal moraines owe their origin to marked

Tabell 1. Refraksjonsseismiske målinger fra Trondheimsområdet (for lokalisering se det kvartær-geologiske kartet).

Table 1. Seismic refraction profiles from the Trondheim region (localities are given on the map).

PROFIL NR.	LØSMASSEMEKTIGHET VED PROFILETS ENDEPUNKTER (I M)			
Profile nr.	Thickness of superficial deposits (in metres)			
1	22	(sydvest)	37	(nordøst)
2	40	(nordvest)	18	(sydøst)
3	35	(syd)	43	(nord)
4	42	(syd)	26	(nord)
5	65	(syd)	70	(nord)
6	47	(vest)	42	(øst)
7	34	(sydvest)	46	(nordøst)
8	65	(nordvest)	65	(sydøst)
9	20	(sydvest)	25	(nordøst)
10	6	(sydvest)	4	(nordøst)
11	10	(syd)	12	(nord)
12	27	(syd)	30	(nord)
13	70	(nordvest)	73	(sydøst)
14	30	(sydvest)	33	(nordøst)

glacial advances. The most prominent of these are the Malvik Moraines, situated in the northeastern part of the map-area. Marginal moraines from a younger advance are found at the western part of the lake Selbusjøen (Fig. 18).

Radiocarbon datings from the neighbouring map-sheets strongly suggest that the ice recession in the fjord took place not later than Allerød (12,000–11,000 B.P.). During the climatic deterioration during Younger Dryas (11,000–10,000 B.P.) the glaciers advanced to a position a few kilometres to the south of Trondheim and possibly to the Malvik Moraines. This advance has been radiocarbon-dated to the first half of the Younger Dryas Chronozone (Fig. 19), while the advance to the western part of Selbusjøen took place during late Younger Dryas.

Shore displacement, river erosion and slides

The shore displacement has been about 175 m during Holocene, most of this taking place during the first couple of thousand years after the deglaciation. This led to an intensive river erosion in the glacial deposits in the valleys, and only remnants of these deposits are left. This process changed the stability, especially of marine sediments, and numerous slides have since taken place (Fig. 21). Some of these slides are of quick-clay type, in which the leaching of the salt content of the clays has increased their sensitivity. In this type of slide the clay becomes liquid, and it can flow for considerable distances down the valleys. Many slides have taken place in historical time. Most of the slides, however, occurred earlier in the Holocene. Within this map-sheet only the marine clay deposits at Moholt-Charlottenlund (717323–747352) and Heimdal (687259) are little influenced by slides.

Potential of superficial deposits for different utilization

A short account is given on the potential for cultivation, gravel and sand, groundwater, constructions and waste disposal.

Erterord. – Feltarbeidet er utført av: O. Furuhaug, R. Hovland, F. Huseby, K. Kowalik, P.-R. Neeb, A.J. Reite, H. Sveian, E. Sørensen, for den sydvestlige del av kartbladet også av kartleggere fra Jordregisterinstituttet, Ås.

Kartet er sammentegnet av A. J. Reite og E. Sørensen i 1975. G. Hillestad og A. Sindre har utført de seismiske undersøkelsene. E. Sørensen har utført bergartsanalysene.

Kornfordelingsanalyser er foretatt ved NGU's sedimentlaboratorium. B. Andersen, G. Grønlie og I. Lundqvist har hatt ansvaret for tegning av illustrasjoner og A. Haugan har hatt ansvaret for reproduksjon av det kvartærgeologiske kartet.

B. Bergstrøm og H. Hugdahl har lest manuskriptet og kommet med forslag til forbedringer. D. Roberts har korrigert den engelske teksten. Manuskriptet er renskrevet av I. Venås.

Alle som er nevnt her og andre som på ulik vis har hjulpet meg med arbeidet, takkes for godt samarbeid.

LITTERATUR

- Andersen, B.G. 1960: Sørlandet i sen- og postglacial tid. *Nor. geol. unders.* 210, 1–142.
- Andersen, B.G. 1979: The deglaciation of Norway, 15 000–10 000 B.P. *Boreas* 8, 79–87.
- Feyling-Hansen, R.W. 1957: Micropaleontology applied to soil mechanics in Norway. *Nor. geol. unders.* 197, 1–69.
- Follestad, B.A. 1974: Tangen. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 1916 II – M 1:50 000. *Nor. geol. unders.* 313, 1–62.
- Friis, J.P. 1898: Terræundersøgelser og Jordboringer i Størdalen, Værdalen og Guldalen samt Trondhjem i 1894, 95 og 96. *Nor. geol. unders.* 27, 1–79.
- Grande, I. 1920: Jordbunden på kartbladene Trondhjem og Melhus samt tilstøtende egne av Søndre og Nordre Trondhjems amter. *Jordbundsbeskrivelse nr. 15*, 1–137.
- Grønlie, A. 1953: Leinstrand i den aller eldste tida. J. Christiansens boktrykkeri. Trondheim 1953. 30 pp.
- Haldorsen, S. 1977: The Petrography of Tills. A study from Ringsaker, Southeastern Norway. *Nor. geol. unders.* 336, 1–36.
- Helland, A. 1898: Topografisk-statistisk beskrivelse over søndre Trondhjems Amt. Annen del. Norges Land og Folk. *Nordli Forlag*, 376 pp.
- Holmsen, G. 1922: Torvmyrenes lagdeling i det sydlige Norges lavland. *Nor. geol. unders.* 90, 1–244.
- Holmsen, G. & Holmsen, P. 1946: Leirfall i årene 1940–45. *Nor. geol. unders.* 167, 1–71.
- Holmsen, P. 1979: Grunnlag i kvartærgeologi. *Nor. geol. unders.* 347, 1–70.
- Holtedahl, O. 1929: Om landisens bortsmelting fra strøkene ved Trondheimsfjorden. *Norsk geogr. Tidsskr.* 2, 95–118.
- Holtedahl, O. 1960: Geology of Norway. *Nor. geol. unders.* 208, 1–540.
- Kjenstad, K. & Sollid, J.L. 1982: Isavsmeltningskronologi i Trondheimsfjordområdet. Glacial-dynamiske prinsipper. *Norsk geogr. Tidsskr.* 36, 153–162.
- Kjemperud, A. 1981: A shoreline displacement investigation from Frosta in Trondheimsfjorden, Nord-Trøndelag, Norway. *Norsk geol. Tidsskr.* 61, 1–15.
- Knudsen, K.V. 1969: Postglacial vegetasjons- og klimahistorie i Trondheimsområdet. Utarbeidelse av normaldiagram. *Hovedfagsoppgave i Spesiell botanikk*, Universitetet i Trondheim.
- Kowalik, K. 1965: Report of the geology and geology-engineering investigation of the Trondheim area. *Nor. geol. unders.* Rapport.
- Lasca, N.P. 1969: Moraines in the Hemnefjorden area, Western Norway. *Nor. geol. unders.* 266, 62–69.
- Løfaldli, M., Løken, T., Rise, L. and Rokoengen, K. 1981: Kvartærgeologiske undersøkelser av kvikkleireskredet i Rissa ved Trondheimsfjorden. (Quaternary geological investigation of the quickclay slide in Rissa at Trondheimsfjorden). *Cont. Shelf. Inst. (IKU)* 107, 31 pp.
- Låg, J. 1948: Undersøkelse over opphavsmaterialet for Østlandets morenedekker. *Medd. Norske Skogforsøksvesen*, 35, 1–223.

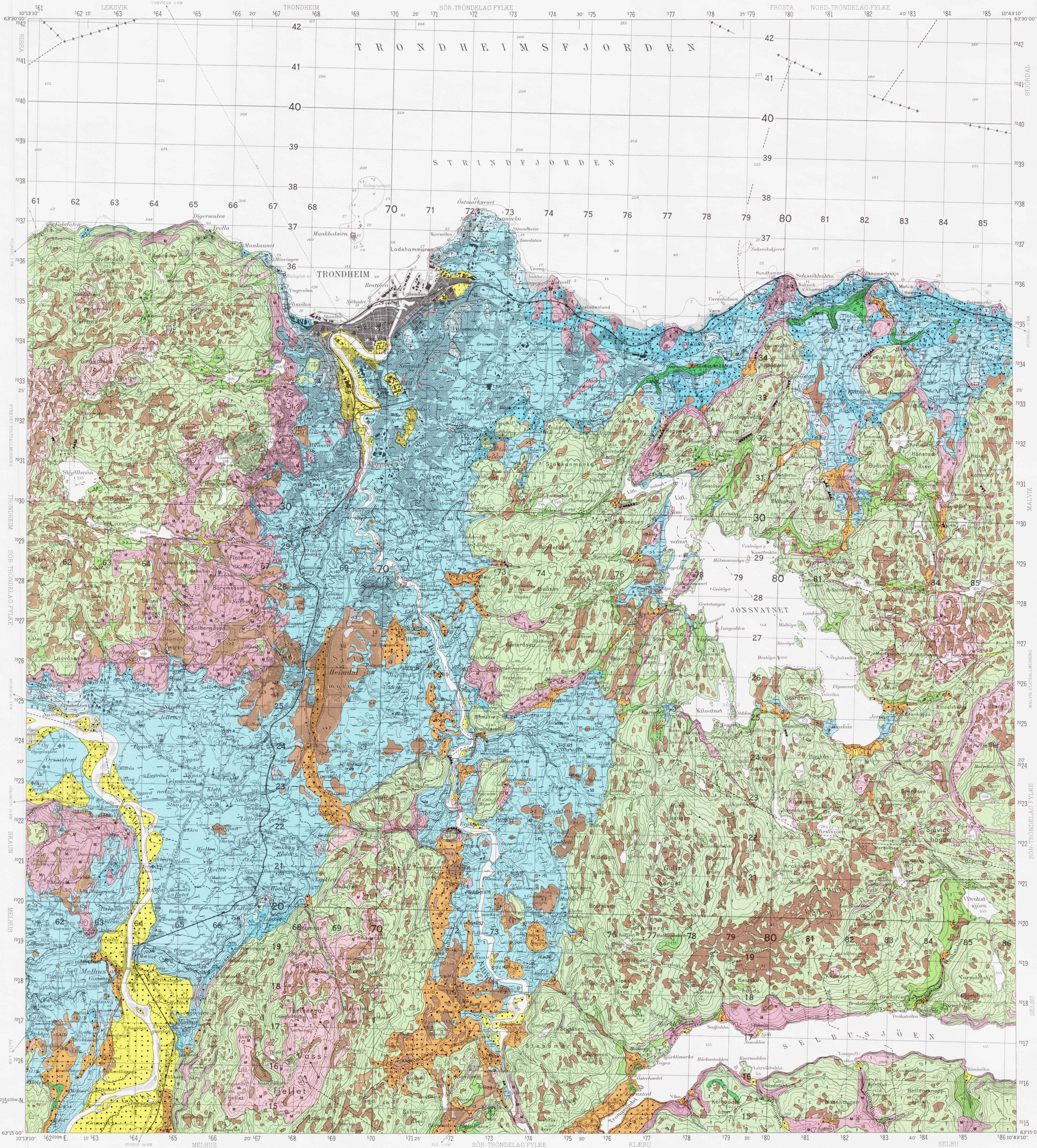
- Mangerud, J., Larsen, E., Longva, O. & Sønstegeard, E. 1979b: Glacial history of Western Norway 15 000–10 000 B.P. *Boreas* 8, 179–187.
- Mangerud, J. 1981: The Early and Middle Weichselian in Norway: a review. *Boreas* 10, 381–393.
- Marthinussen, M. 1962: C₁₄-datings referring to shore line transgressions and glacial substages in northern Norway. *Nor. geol. unders.* 215, 37–67.
- Næss, T. 1969: Østlandets myrområder – utbredelse og morfologi. Den norske komite for Den internasjonale hydrologiske dekadé, Oslo, Rapp. 1, 75–87.
- Oftedahl, C. 1978: Glacial clay basins in the Trondheimsfjord. *Cont. Shelf Inst. (IKU)* 84, 1–17.
- Reite, A.J. 1980: Snillfjord. Kvartærgeologisk kart 1521 IV – M 1:50 000. *Nor. geol. unders.*
- 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. 1901c: Opplysninger til Blakstads jordbunds-kart over Trondhjems omegn. *Nor. geol. unders.* 32, 113–123.
- Selmer-Olsen, R. 1954: Om norske jordarters variasjon i korngredning og plastisitet. *Nor. geol. unders.* 186, 1–102.
- Selmer-Olsen, R. 1977: Ingeniørgeologi. Del II. De løse jordlag. *Tapir forlag*, Trondheim, 289 pp.
- Selnes, H. 1982: Paleøkologiske undersøkelser omkring israndavsetninger på Fosenhalvøya, Midt-Norge. *Upublisert hovedfagsoppgave, Universitetet i Trondheim.*
- Sindre, A. 1980: Seismiske målinger i 1972–1979 i Gauldalen. *Nor. geol. unders. Rapport nr. 1641.*
- Sollid, J.L. & Reite A.J. 1983: The last glaciation and deglaciation of Central Norway. In Ehler, J.: *Glacial Deposits in North-west Europe. A. A. Balkema/Rotterdam.*
- Sollid, J.L. & Sørbel, L. 1975: Younger Dryas ice-marginal deposits in Trøndelag, Central Norway. *Norsk geogr. Tidsskr.* 29, 1–9.
- Sollid, J.L. & Sørbel, L. 1979: Deglaciation of western Central Norway. *Boreas, Vol. 8, no. 2,* 233–239.
- Sveian, H. 1979: Gjøvik. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 1816 I – M 1:50 000. *Nor. geol. unders.* 345, 1–61.
- Undås, I. 1942: On the late-Quaternary history of Møre and Trøndelag. *Kgl. N. Vid. Selsk. Skr.* 2, 1–92.
- Undås, I. 1963: Ra-morenen i Vest-Norge. *J. W. Eide, Bergen*, 77 pp.
- Wolff, F. C. 1979: Beskrivelse til de berggrunnsgeologiske kart Trondheim og Østersund 1:250 000. (Med farge trykte kart). *Nor. geol. unders.* 353, 1–76.
- Østeraas, T. 1973: Innføring i kvartærgeologi. *Universitetsforlaget, Ås-trykk*, 58 pp.
- Øyen, P. A. 1914: Kvartær-studier i Trondheimsfeltet III. *Det Kgl. N. Vid. Selsk. Skr.* 6, 1–506.
- Aas, G. 1979: Kvikkleireskred. Norske sivilingeniørers forening. Skredfare og arealplanlegging; vurdering av faregrad og sikringstiltak; kurs Lofthus 1979.

TRONDHEIM

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE

1621 IV

KVARTÆRGEOLOGISK KART 1:50000



TEGNFORKLARING Legend

LØSMASSER Superficial deposits

- MORENEMATERIALE, SAMMENHENGENDE DEKKE, STEDVIS MED STOR MEKTIGHET
Till, continuous cover, locally of great thickness
- MORENEMATERIALE, USAMMENHENGENDE ELLER TYNT DEKKE OVER BERGRUNNEN
Till, discontinuous or thin cover on bedrock
- RANDMORENEBYGG/RANDMORENEBELTE
Marginal moraine/zone of marginal moraines
- BREELAVSETNING (GLASIFLUVAL AVSETNING)
Glacifluvial deposit
- RYGGFORMET BREELAVSETNING, ESKER
Esker
- HAV- OG FJORDAVSETNING, SAMMENHENGENDE DEKKE, OFTE MED STOR MEKTIGHET
Marine deposit (excluding shore deposit), continuous cover, often of great thickness
- MARIN STRANDAVSETNING, SAMMENHENGENDE DEKKE
Marine shore deposit, continuous cover
- HAV- OG FJORDAVSETNING OG STRANDAVSETNING, USAMMENHENGENDE ELLER TYNT DEKKE OVER BERGRUNNEN
Marine deposit, discontinuous or thin cover on bedrock
- ELVE- OG BEKKAVSETNING (FLUVIAL AVSETNING)
Fluvial deposit
- FORVITRINGSMATERIALE, USAMMENHENGENDE ELLER TYNT DEKKE
Weathered material, discontinuous or thin cover on bedrock

UR Tiluv

- TORV OG MYR (ORGANISKE MATERIALE)
Peat and bog (organic material)
- FYLLMASSE (ANTROPOGENT MATERIALE)
Anthropogenic material

BART FJELL Exposed bedrock

- BART FJELL
Exposed bedrock
- LITEN FJELLBLOTNING
Small exposure of bedrock

SMA ELLER VANSKELIG AVGRENSBARE AVSETNINGER I OMRADE DOMINERT AV ANDRE LØSMASSER/BART FJELL Sporadic deposits in areas dominated by other superficial deposits or exposed bedrock

- M MORENEMATERIALE
Till
- B BREELAVSETNING
Glacifluvial deposit
- H HAV- OG FJORDAVSETNING
Marine deposit
- U MARIN STRANDAVSETNING
Marine shore deposit
- F ELVE- OG BEKKAVSETNING
Fluvial deposit
- F FORVITRINGSMATERIALE
Weathered material
- T TORV OG MYR
Peat and bog
- Z FYLLMASSE
Anthropogenic material

KORNSTØRRELSE Grain size

- BLOKK
Boulder (B) > 256 mm
- STEIN
Cobble (S) 256 mm - 64 mm
- GRUS
Gravel (G) 64 mm - 2 mm
- SAND
Sand (S) 2 mm - 0.063 mm
- SLT
Silt (S) 0.063 mm - 0.002 mm
- LEIR
Clay (L) < 0.002 mm

Symbolene brukes enkeltvis når en fraksjon utgjør mer enn 80%. Sammensatte symboler brukes når flere fraksjoner inngår med mer enn 10%.
The symbols are employed individually when one fraction exceeds 80%. Combined symbols are used when several fractions exceed 10%.

MEKTIGHET OG LAGFØLGE Thickness and stratigraphy

- 3 DEN KARTLAGTE AVSETNINGEN ER 3 M MEKTIG
The thickness of the mapped deposit is 3 m
- *2 MEKTIGHETEN TIL DEN KARTLAGTE AVSETNINGEN ER STORRE ENN 2 M
The thickness of the mapped deposit exceeds 2 m
- *1S/3S/5F DEN KARTLAGTE AVSETNINGEN BESTÅR AV 1 M SAND, UNDER ER DET 3 M SANDIG GRUS OVER FJELL
The mapped deposit consists of 1 m sand, which is underlain by 3 m of sandy gravel on bedrock
- *5 MEKTIGHETEN ER ANTA ET VERE MER ENN 5 M
The thickness is estimated to exceed 5 m

ISBEVEGELSESTRETTING Direction of ice movement

- ISSKURINGSSTRIPE, BEVEGELSE MOT OBSERVASJONSPUNKET
Glacial striation, movement towards the observation point

OVERFLATEFORMER Surface morphology

- BREELVEDSKJERING
Glacifluvial erosion scarp
- GJEL UTFORMET AV SMELTEVANN
Small canyon, glacially formed
- TERRASEKANT
Terrace edge
- SKREDKANT
Slide scarp

ANDRE SYMBOLER Other symbols

- HOYT BLOKKINHOLD I OVERFLATEN
High frequency of boulders on the surface
- MASSETAK
Gravel pit
- SEISMISK PROFIL MED REFERANSE
Seismic profile with reference
- BORING MED REFERANSE
Borehole with reference

Kvartærgeologisk kartlag av O. Furuhagen, R. Hovland, F. Huseby, K. Kowalk, P. R. Neeb, A. J. Reile, H. Swam, E. Sørensen, for den sydvestligste del av kartbladet også av kvartærgeologer fra Avdeling for Jordartering, Ak.
Sammenlagt 1975 av A. J. Reile og E. Sørensen, NGU.

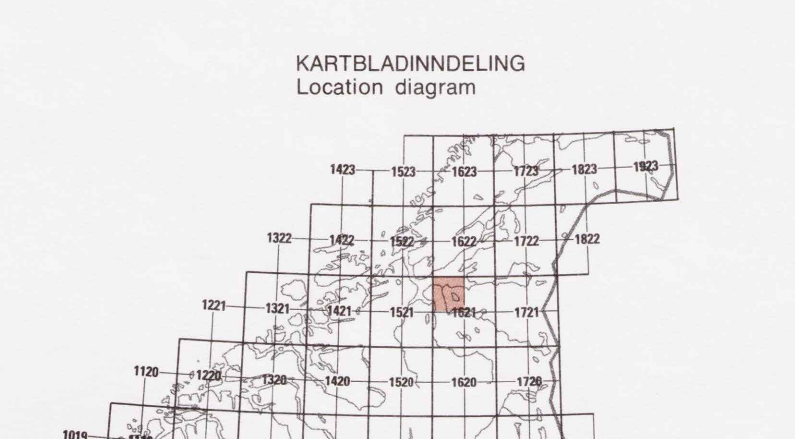
Første utgave trykt i 1976.
Nytt opplag med diverse komplementeringer i 1986.

Ny utgave er supplert med data (særlig for den sydlige del av kartbladet) fra Norges geologiske institutt's undersøkelser av leirrområder.
Det er også tatt med enkelte andre rettelser og tilføyelser.

BRUK AV UTM RUTENETT FOR REFERANSEPUNKTER Instruction in using UTM grid for reference points

SONDEBELT GRID ZONE DESIGNATION	KARTREFERANSE 100 M RUTE	OKSIDENT EASTING	ES/PAS	TO GIVE A STANDARD REFERENCE ON THIS SHEET TO NEAREST 10 METERS
32V	300 m av rute (op. til 10 vestre)	NE		Read letters identifying 100 000 meter square in which the point lies
NR	500 m RUTE 1000 METER SQUARE IDENTIFICATION	77	5	Locate first VERTICAL grid line to LEFT of point, and read LARGE figure (adding the two either in the top or bottom margin, or on the line itself). Estimate tenths from grid line to point.
	*Korte ruter eller punkt Annotert østrett i ruten eller på ruten	25	3	Locate first HORIZONTAL grid line BELOW point and read LARGE figure (adding the two either in the left or right margin, or on the line itself). Estimate tenths from grid line to point.
	*Ruter med punkt Annotert østrett i ruten eller på ruten	NR77323		SQUARE REFERENCE
	*Ruter med punkt Annotert østrett i ruten eller på ruten	25NR77323		Grid Zone Designation
	*Ruter med punkt Annotert østrett i ruten eller på ruten	7015000		ENHES THE SMALLER FIGURES OF ANY GRID NUMBER, these are for finding the full coordinates. Use ONLY the LARGER figures of the grid number.

KARTBLADINDELING Location diagram



Nr. 391



NGU
Norges geologiske
undersøkelse

© Norges geologiske undersøkelse/Universitetsforlaget 1983

ISBN 82-00-31463-4

ISSN 0377-8894

Printed in Norway by Sentrum Trykk, Trondheim