

NGU



Norges geologiske
undersøkelse

Skrifter 52

Terje H. Bargel: Altevatn
Beskrivelse til kvartærgeologisk
kart 1532 II M 1:50 000
(Med fargetrykt kart)

Universitetsforlaget 1984

Trondheim - Oslo - Bergen - Tromsø

Altevatn

Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 1532 II

M 1:50 000 (Med fargetrykt kart)

TERJE H. BARGEL

Bargel, T. H. 1984: Altevatn. Description of the Quaternary geological map 1532 II – 1:50 000. *Nor. geol. unders. Skr. 52*, 1–31.

The superficial Quaternary deposits occurring within the map-sheet area have been classified and mapped according to their genesis. Till dominates in the lower part of the area. Considerable weathering has taken place at heights above 900–1,000 m a.s.l. The steepest hillsides are often covered with talus and other mass-movement deposits derived mostly from weathered material. Glaciofluvial deposits and a large number of glaciofluvial erosion channels occur in the main valleys. The ice flow direction in the area was towards the WNW during the Weichselian maximum. During the course of deglaciation the ice flow direction became more northerly, especially in the northern part of the area. The ice sheet was dynamically active in the main valleys during the entire deglaciation period. Melting features of various kinds indicate rapid melting after the last (Pre-Boreal) readvance. The entire area was probably ice-free between c. 9,300 and 9,000 YBP.

T. H. Bargel, Norges geologiske undersøkelse, P.O.Box 3006, N-7001 Trondheim, Norway

INNHold

Innledning	2
GENERELL DEL	2
Kvartærgeologi	2
Kvartærtiden	2
Løsmassenes dannelse	2
SPESIELL DEL	4
Berggrunn og landskap	4
Berggrunnen	4
Berggrunnens betydning for landskapsutviklingen	4
Bergartenes betydning for løsmassenes sammensetning	4
Landskapet	5
Det kvartærgeologiske kartet Altevatn 1532 II	8
Morenemateriale	8
Breenavsetning (glasifluvial avsetning)	10
Innsjøavsetning (lakustrin avsetning)	14
Elve- og bekkeavsetning (fluvial avsetning)	14
Forvittringsmateriale	14
Ur og skredmateriale	15
Torv og myr (organisk materiale)	15
Isbre	15
Bart fjell	16
Små eller vanskelig avgrensbare avsetninger i områder dominert av andre løsmasser eller bart fjell	16
Kornstørrelse	16
Mektighet	16
Isbevegelsesretninger	16
Overflateformer	17
Andre symboler	21
Siste istid i Troms	21
Isbevegelser, isavsmelting og smeltevannsdrenering innen kartblad Altevatn	22
Endemorener	25
Datering av isavsmeltingen	26
Frostfenomener	27
Summary	27
Utførelse	28
Litteratur- og flybildestudier	29
Feltarbeide	29
Kornfordelingsanalyser	29
Etterord	29
Litteratur	30

Innledning

Denne beskrivelsen til kartblad Altevatt 1532 II er bygget delvis på et forslag til kartbladbeskrivelse utarbeidet ved NGU (Bargel et al. 1981). Stoffet er samlet i to hovedavsnitt: Generell og Spesiell del.

Den generelle del gir en kort innføring i kvartærgeologi samt en oversikt over løsmassenes dannelse. *Den spesielle del* gir en beskrivelse av løsmassene som forekommer innenfor det kartlagte området disponert etter kartets tegnforklaring. Videre finnes en oversikt over områdets kvartærhistorie: Isbevegelser, isavsmelting og smeltevannets drenering, samt en oversikt over felt- og laboratoriemetodikk.

Ved lokalitetsangivelse er det i beskrivelsen benyttet kartgrunnlagets UTM-koordinater (6 sifre). Veiledning om bruken av koordinatene finnes i kartrammen. Ved denne angivelsen er lokaliteten fastlagt innenfor en 2 x 2 mm rute på kartet (100x100 m i terrenget).

GENERELL DEL

Kvartærgeologi

Kvartærgeologi er læren om den yngste geologiske perioden *kvartærtiden*.

Løsmassene som dekker berggrunnen i Norge i dag er hovedsakelig dannet i siste del av denne perioden. Bare en liten del av landets areal er dekket av tykke løsmasseavsetninger, og nydannelse skjer ikke i nevneverdig omfang. Derfor må løsmassene betraktes som en begrenset og ikke fornybar ressurs. Vår bruk av dem må sees i lys av dette.

Kvartærgeologiske kart med beskrivelse viser løsmassenes dannelsesmåte og utbredelse, delvis deres sammensetning, egenskaper og overflateformer. Dessuten gir kartene informasjon av betydning for tolking av den kvartærgeologiske utviklingshistorien. De er nødvendige hjelpemidler for å oppnå fornuftig arealdisponering og en best mulig forvaltning av løsmassene.

KVARTÆRTIDEN

Kvartærtiden omfatter de siste 2–3 mill. år av Jordens historie. Denne perioden karakteriseres av store klimasvingninger med *istider* (*glasialtider*) og *varmere mellomistider* (*interglasialtider*). Under istidene var landet mer eller mindre dekket av isbreer (innlandsis) som gravde ut store mengder løsmateriale. I Europa regner en med at det har vært minst fire istider, sannsynligvis har

det vært mange flere. I Norge har en hittil bare funnet spor etter de to siste istider og den mellomistiden som skiller disse (Mangerud et al. 1981).

Siste istid, *Weichsel*, begynte for ca. 115 000 år siden. Svingninger i klimaet under denne istid førte til at isens utbredelse og mektighet varierte ganske meget, og det har trolig vært perioder da innlandsisen var nesten borte (*interstadialer*). Den største utbredelse nådde isen for 18–20 000 år siden. Hele Skandinavia var da dekket av en iskappe (Fig. 1) som på det meste var opptil 3 000 m tykk.

Under avsmeltingen trakk iskanten seg tilbake slik at kyststrøkene ble isfrie først. Samtidig ble isdekket etterhvert tynnere, og det delte seg opp i dal- og fjordbreer. Kortvarige klimaforverringene førte til at tilbaketrekningen av iskanten stoppet opp eller at isen rykket litt fram igjen. Løsmateriale som isen fraktet med seg kunne da bli avsatt foran iskanten ofte som *brerandavsetninger*. Brerandavsetninger som er dannet omtrent samtidig på forskjellige steder langs iskanten utgjør et *brerandtrinn*. Det mest markerte brerandtrinnet ble dannet i *Yngre Dryas-tiden* for 10 000–11 000 år siden. I Norge kan det følges mer eller mindre sammenhengende fra svenskengrensen i Østfold (*Raet*) og rundt kysten til den russiske grensen i Øst-Finnmark (Fig. 1). Den endelige avsmeltingen av de indre, sentrale deler av isdekket skjedde hurtig. En regner med at all is var forsvunnet for ca. 8 500 år siden. Senere har det vært generelt mildt klima og høyfjellene var trolig isfrie i en lengre periode før dagens breer ble dannet.

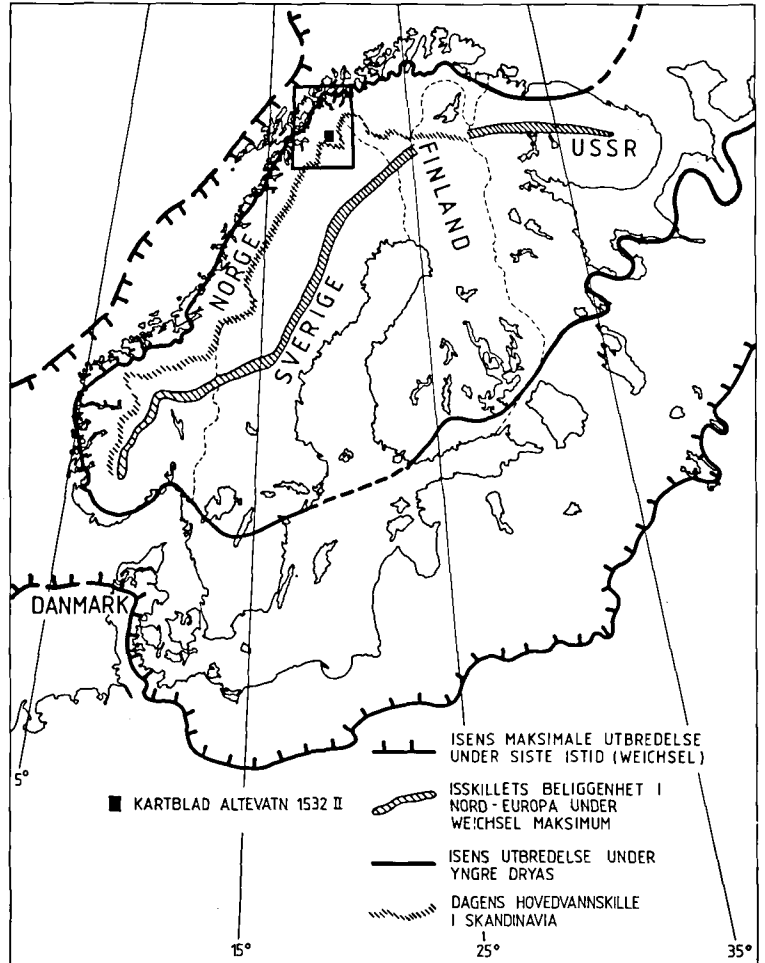
Tyngden av de enorme ismassene førte til at jordkorpa ble presset ned. Da isen smeltet vekk, hevet landet seg igjen i forhold til havnivået, mest i indre strøk, noe mindre ute ved kysten. På grunn av treghet i jordkorpa har det tatt lang tid å opprette likevekten helt. Selv i dag skjer det en meget langsom stigning av landmassen. Landhevingen har ført til at mange områder som under og etter isavsmeltingen var hav- og fjordbunn nå er blitt tørt land. Det øverste nivå hvor havet har stått etter at isen smeltet vekk, kalles *den marine grense* (MG). Ved Oslo er MG 220 m, ved Trondheim 175 m, mens MG i de indre fjordstrøk av Troms er ca. 80 m over nåværende havnivå.

LØSMASSENE DANNELSE

Nåtidens løsmasser i Norge er hovedsakelig dannet under siste nedising (glasigene avsetninger) og i den etterfølgende isfrie perioden (postglasiale avsetninger).

Fig. 1. Isens utbredelse under to forskjellige faser av siste istid (Weichsel), forenklet etter Andersen (1981). Isskillets antatte beliggenhet under Weichsel maksimum (etter Ljugner 1949), og nåværende vannskille i Skandinavia er også vist. Den lille rammen viser området som dekkes av Fig. 2.

The extent of the Scandinavian continental ice sheet during two different phases of the Weichselian glacial (modified from Andersen 1981). The inferred position of the Weichselian maximum ice divide (Ljugner 1949) and the present water divide in Scandinavia are also shown. The framed area shows the location of Fig. 2.



De glasiogene avsetningene er dominert av *morenemateriale*. Dette er materiale som er plukket opp, transportert og avsatt direkte av en isbre. Ut fra dannelsesmåten kan en inndele morenematerialet i to grupper: Bunnmorene og avsmeltningsmorene. *Bunnmorene* inneholder materiale som er tatt opp, transportert og avsatt av breens såle. På grunn av istrykket har det foregått en kraftig oppknytning av materialet, slik at alle kornstørrelser fra blokk til leir kan være representert. Materialet har ofte en fast pakning og liten eller ingen lagdeling. *Avsmeltningsmorene* (*ablasjonsmorene*) inneholder materiale som er transportert inni isen eller på breoverflaten hvor partiklene har vært utsatt for mindre nedknytning. Det har ofte vært en del smeltevann tilstede slik at det fineste materialet vanligvis mangler. Da isen smeltet bort, ble avsmeltningsmorenen avsatt over bunnmorenen, over breelvvsetninger dannet under isen, eller direkte på fjell. Materialet er

vanligvis løst pakket, og overflaten er ofte kupert.

Isavsmeltingen frigjorde store vannmengder som søkte seg vei til havet. Disse smeltevannsstrømmene gravde (*eroderte*) kraftig i morenematerialet som ble transportert og senere avsatt som *breelvvsetninger*. Vannet samlet seg i sprekker og tunneller i eller under isen, eller i løp langs iskanten. Noe av løsmaterialet ble avsatt i direkte tilknytning til disse smeltevannsløpene i kontakt med isen (*esker, kame, lateralterrasser*), mens en stor del ble ført med smeltevannsstrømmene helt ut til brefronten og spylt ut der (*delta, sandur*). I forbindelse med breandtrinnene, da iskanten lå mer eller mindre i ro, ble det dannet særlig store avsetninger. Breelvmaterialet kjennetegnes ved at det vanligvis er sortert og lagdelt, ofte med vekslende grove og finere lag. Sand, grus og stein dominerer.

Breelvvsetningenes beliggenhet er ikke bare knyttet til dagens vassdrag. Ved innlandsisens

gradvise nedsmelting ble vannets dreneringsveier bestemt av samspillet mellom landformene og isoverflatens beliggenhet og helning. Dette førte til dannelse av breelvavsetninger på en del steder hvor det i dag ikke er elver, f. eks. i dalsider, på høgfjellet m. v. Langs kanten av breene ble det enkelte steder demmet opp bresjøer hvor tildels store mengder finkornet materiale ble avsatt. Disse bresjøavsetningene har ofte tydelig horisontal lagdeling.

De *postglasiale avsetningene* er dannet etter at isen smeltet vekk ved at tidligere avsatte løsmasser ble utsatt for erosjon og omlagring. Materiale ble transportert og senere avsatt som *elve- og bekkeavsetninger*. Disse avsetningene finnes vesentlig som *elvelletter, terrasser, vifter og delta*.

Der fjelloverflaten ble liggende naken etter at isen forsvant, tok de nedbrytende kreftene (forvitring) straks til å virke. *Forvittringsmateriale* er løsmasser dannet på stedet ved kjemisk eller mekanisk nedbryting av berggrunnen. Materialet kjennetegnes ved at fragmentene er skarpkantete, og det er vanligvis en gradvis overgang fra løsmasse til det faste fjell under. Kun bergarter fra den underliggende berggrunnen finnes i forvittringsmaterialet, og kornstørrelsen varierer. I bratte dal- og fjellsider har skråningsprosesser som jordflyting (solifluksjon), ras, steinsprang og skred vært særlig aktive. *Ur* består vesentlig av skarpkantete stein og blokk som er løst i fjellet ovenfor. *Skredmateriale* i slike bratte sider inneholder vanligvis en blanding av nedrast forvittringsmateriale og morenemateriale med innslag av ur.

Torv- og myrdannelser oppstår når produksjonen av organisk stoff er større enn nedbrytingen. Dette skjer på steder med vanntilsg og der undergrunnen er mettet opp til overflaten. Forskjellige typer av myrer dannes avhengig av vann- og terrengforhold. Omvandlingsgraden for torven i myrene kan variere meget.

Den som ønsker en videre innføring i generell kvartærgeologi henvises til Østerås (1973), Selmer-Olsen (1976, 1977) og Holmsen (1979).

SPESIELL DEL

Berggrunn og landskap

BERGGRUNNEN

Berggrunnsgeologien i den sør-østlige del av Troms fylke (Fig. 2) er kartlagt og beskrevet av Pettersen (1874, 1888), Vogt (1918, 1967), Gustavson (1963, 1966, 1969, 1972, 1974), Bertelsen

(1967), Kalsbeek & Olesen (1967), Kalsbeek (1971), Olesen (1971), Osland (1974) og Gustavson & Skålvoll (1977).

Bergartene kan deles inn i tre avdelinger (Fig. 3):

Det prekambriske underlaget som for det meste består av røde eller hvite granitter og syenitter.

Dividal-gruppens autoktone sedimenter (dannet på stedet) fra tidlig kambrium. Disse utgjøres av sandstein, siltstein og leirskifer, ofte med et basal-lag av konglomerat og sandstein. Det er funnet fossiler i disse bergartene.

Alloktone (tilførte) metamorfe bergarter av kaledonsk opprinnelse utgjør den øverste avdeling og er adskilt fra Dividal-gruppen med en klar tektonisk skyveggen. Det er også spor etter overskyvninger innen den alloktone enheten, og en skiller derfor mellom nedre, midtre og øvre sekvens. Bergartene er meget varierte. I nedre sekvens finnes bl. a. kvartsskifer, kvartsitt og glimmerskifer. Midtre sekvens består vesentlig av glimmerskifer og glimmergneiser. Her finnes også vulkanske bergarter: amfibolitt og metababbro. Øvre sekvens er ikke representert innenfor det kartlagte området. I nedre sekvens finnes flere store folder med omtrent horisontale akser med VNV-ØSØ eller N-S retning. Strøkretningen er også VNV-ØSØ.

BERGGRUNNENS BETYDNING FOR LANDSKAPSUTVIKLINGEN

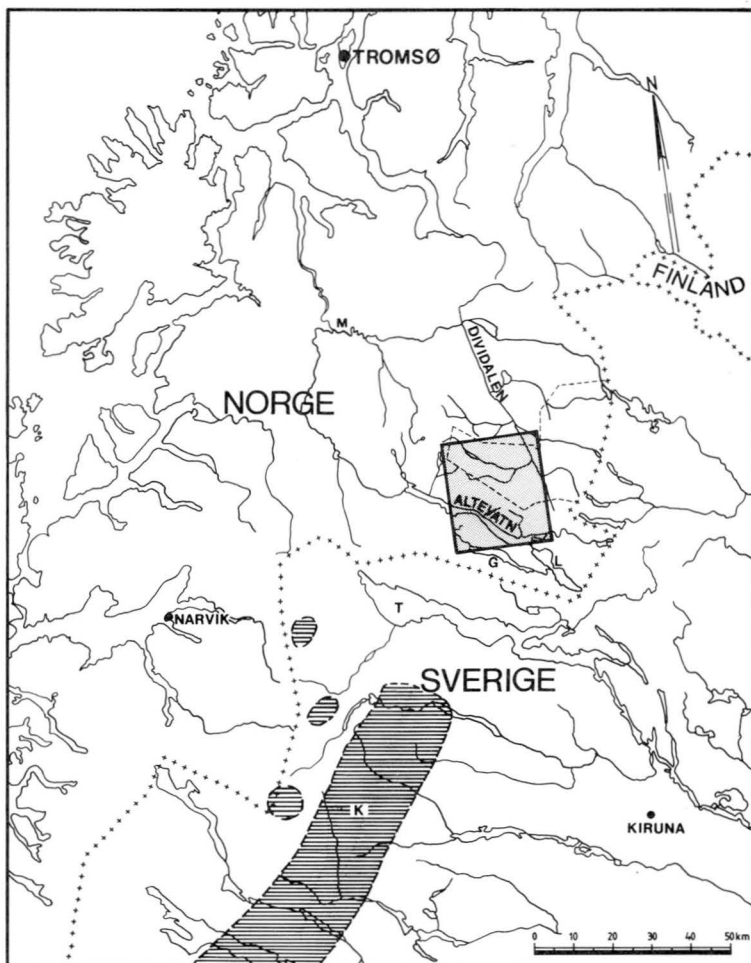
Hvordan et landskap ser ut med fjell og fjorder, daler og vidder, er et resultat av samspillet mellom de oppbyggende og de nedbrytende prosesser. Blant de oppbyggende (*endogene = indre*) krefter er vulkanisme og fjellkjedefoldninger de viktigste. Som et resultat får vi bergarter med forskjellige egenskaper. Det dannes forsenkninger og forhøyninger, forkastninger og overskyvninger. Av de nedbrytende (*eksogene = ytre*) krefter dominerer vann- og iserosjon og mekanisk forvitring. Forsenkninger og svakhetssoner (forkastningssoner, sprekker) i fjellgrunnen er mest utsatt for vann- og iserosjon. Høyereliggende strøk vil være mest utsatt for mekanisk forvitring (frostsprenning).

BERGARTENES BETYDNING FOR LØSMASSENES SAMMENSETNING

Kornfordelingen i løsmassene er i stor grad bestemt av opphavsbergartenes egenskaper. Spesielt vil innholdet av de finere fraksjoner bli påvirket. Dette gjør seg mest gjeldende for de løsmassetyper som er direkte dannet fra berggrunnen,

Fig. 2. Oversiktskart over sør-Troms med tilstøtende deler av Sverige. Beliggenheten av de siste aktive isrester i de svenske høyfjell er skravert (etter Holdar 1957). G=Gæv'dnjaja'vri, K=Kebnekaise, L=Leinavatn, M=Målselv, T=Torneträsk. Øvre Dividal Nasjonalpark er stiplet.

Location map showing southern Troms and the adjoining parts of Sweden. Locations of the last active ice remnants in the Swedish mountains are indicated by horizontal hatching (from Holdar 1957).



f.eks. forvittringsmateriale. Som nevnt i avsnittet om løsmassenes dannelse vil i tillegg transportmåten påvirke kornfordelingen i løsmassene.

Ved mekanisk nedbryting (plukking, knusing og sliping av en isbre, frostforvitring), er det forhold som gjør seg gjeldende:

- Bergartenes motstandskraft som er bestemt av hardheten og oppsprekingsgraden. En hard bergart motsetter seg nedbryting slik at dette skjer langsomt. Løsmasser med stort innhold av harde bergarter har vanligvis lite innhold av de fineste fraksjoner. Det motsatte er tilfelle med bløte bergarter. Granitter, gneiser, gabbroer og de fleste kvartsrike bergarter betraktes alle som harde. Glimmerskifer og Dividal-gruppens silt- og leirsteiner er bløte.

- Størrelsen på mineralkornene i en bergart bestemmer ofte kornstørrelsen på finfraksjonen i løsmassene. En nedbryting som fører til frigivelse av de enkelte mineralkorn går relativt raskt.

Videre nedknusing av de enkelte korn er ofte langt vanskeligere, og er bl. a. avhengig av hvilke mineraler som inngår i bergarten ("Terminal grades": Dreimanis & Vagners 1969, Haldorsen 1977).

LANDSKAPET

Landskapet er preget av stort relieff, opptil ca. 1 500 m, med dalfører og bassenger mellom høye fjell. Dalførene følger to hovedretninger, ØSØ-VNV og NNV-SSØ, som faller sammen med foldningsaksene og strøket i berggrunnen. Eksempler på den første retningen er Altevatn- og Gæv'dnjajav'ri-bassengene. Videre følger Anjavassdalen og en rekke mindre dalfører denne retningen. Mot NNV går Dividalen. Det er rimelig å tro at de daldannende prosesser (is- og vannerosjon) har funnet det letteste å erodere langs disse svakhetssonene. Til stor hjelp for utformingen av dalførene har det også vært at den

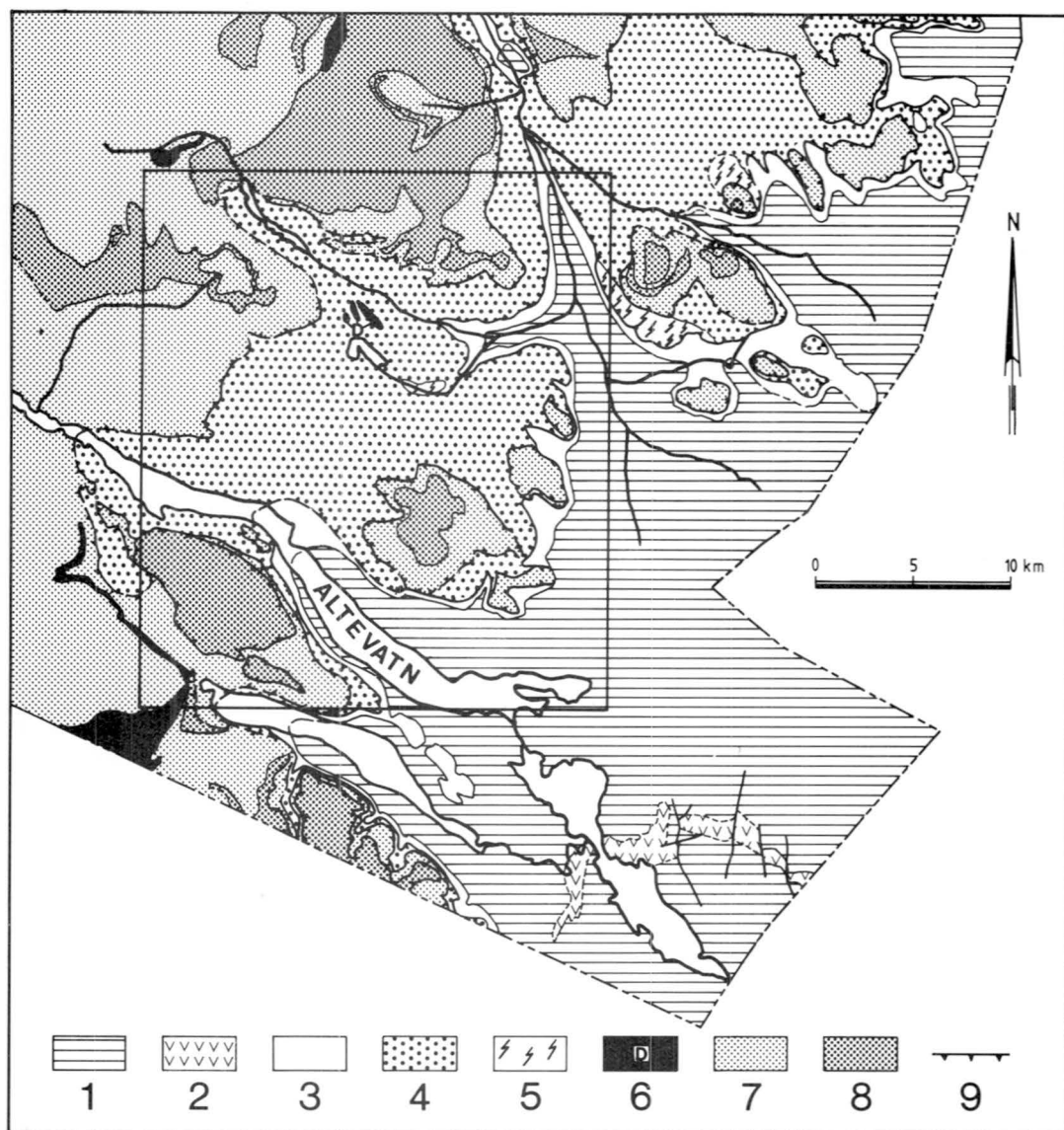


Fig. 3. Berggrunnsgeologisk oversiktskart. Forenklet etter Gustavson (1974) og Gustavson & Skålvoll (1977).

1-2: Prekambriske bergarter. 3: Dividalgruppens autoktone sedimenter. 4-6: Alloktone bergarter, nedre sekvens. 7-8: Alloktone bergarter, midtre sekvens.

1. Grunnfjellsbergarter, uddifferensiert, vesentlig granitt og syenitt
2. Gabbro, metagabbro og syenitt
3. Umetamorf eller lavmetamorf leirskifer, siltstein og sandsteiner
4. Båndet, feltspatførende kvartsskifer ("hårdskifer"), kvartsitt, klorittglimmerskifer, grafittskifer og mylonitt
5. Granittkakeritt (nedknust granitt)
6. Marmor (D=dolomitt)
7. Glimmerskifer, glimmergneiser, gneiser, marmor, amfibolitt etc.
8. Amfibolitt og meta-gabbro
9. Skyvegrense

Bedrock map of southeastern Troms. Modified from Gustavson (1974) and Gustavson & Skålvoll (1977).

1-2: Precambrian rocks. 3: The Dividal Group (autochthonous sediments). 4-6: Allochthonous rocks, lower sequence. 7-8: Allochthonous rocks, middle sequence.

1. Precambrian rocks, undifferentiated, mostly granite and syenite. 2. Gabbro, metagabbro and syenite. 3. Unmetamorphosed or low-grade metamorphosed claystone siltstone, shale and sandstones. 4. Banded feldspathic quartz schist ('Hardshiefer'), quartzite, chlorite-mica schist, graphite schist and mylonite. 5. Granite kakirite (crushed granite). 6. Marble (D=dolomite). 7. Mica schists, etc. 8. Amphibolite and metagabbro. 9. Thrust boundary.

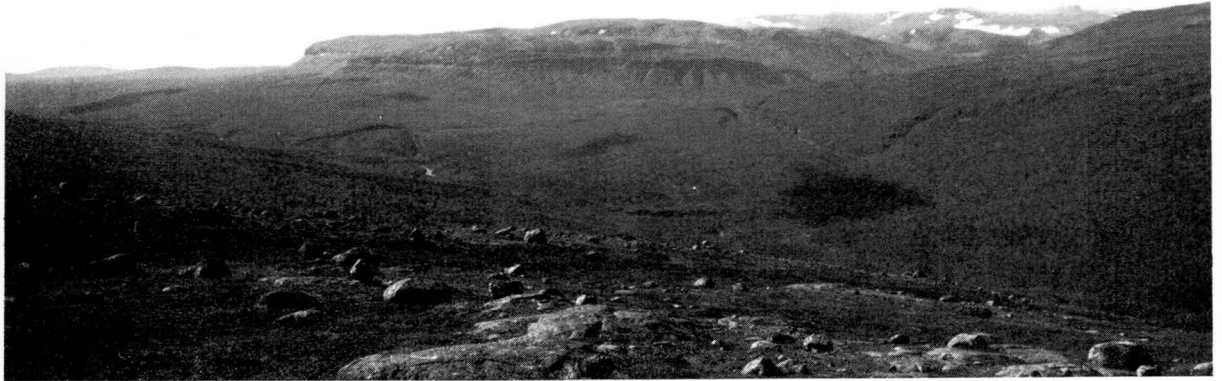


Fig. 4. Anjavassdalens utløp i Dividalen sett mot S fra Skakteråsen (500 261). Dividalen går fra venstre bildekant ned mot høyre. Den markerte brattkanten i Nav'sti er dannet ved erosjon i overgangen mellom skyvedekkebergartene og de underliggende, bløtere bergarter tilhørende Dividalgruppen (undergraving). Morenematerialet under denne brattkanten er ravinert sannsynligvis av smeltevann som søkte ned under isen. Gjelet midt på bildet er dannet subglasialt av smeltevann fra Anjavassdalen. De to gjelene ved utløpet av Anjavasselva skimtes til venstre. Grunnfjellsblokkene i forgrunnen er de gjenværende rester etter bortvasket morene. Foto: THB 22.07.1974.

The junction of Anjavassdalen with Dividalen viewed from Skakteråsen (500 261). Dividalen in the middleground. The steep cliff on Nav'sti has been formed by selective erosion (undermining) of the sedimentary rocks in the Dividal Group which underlies the harder allochthonous rocks. The till beneath the cliff has been eroded, probably by subglacial meltwater. The canyon in the middle of the photograph has also been subglacially eroded (see Fig. 19).

generelle isbevegelse over området gjennom størstedelen av nedisningene sannsynligvis har foregått i disse retningene.

Mellom dalgangene finnes fjelltopper på over 1 700 m o.h.: Råkkunbårri 1 659 m (329 059), Kistefjell 1 635 m (427 100) og Njunis 1 713 m (389 273). Njunis utgjør kartbladets høyeste punkt, mens laveste parti finnes i Dividalens bunn i den nordøstlige del av kartbladet, ca. 230 m o.h. Store deler av området befinner seg over 1 000 m o.h. Grensen mellom de prekambriske bergarter i øst og den kaledonske fjellkjede i vest, går gjennom det kartlagte området (Fig. 3).

De høyeste fjellpartiene består av amfibolitt og meta-gabbro som er harde, tette bergarter. De bløteste bergartene i området er Dividalgruppens skifre. Langs østsiden av Nav'sti (475 165) og Doarruvarri (481 113) ligger skifrene omtrent flatt med hardere skyvedekkebergarter oppå. Siden de bløte skifrene forvitrer og eroderer lettest, undergraves skyvedekkebergartene med det resultat at det dannes en bratt skrent på 100 – 150 m høyde (Fig. 4).

Topografien har ført til spesielle forhold med hensyn til vannskille og elvenes dreneringssystem (Andersen 1974). Som det framgår av Fig. 2

drenerer Altevatn mot VNV til Barduelva/Målselva. Divielva derimot, renner mot NNV til Målselva. Vannskillet mellom disse dreneringssystemene går gjennom kartblad Altevatn. Inn i Altevatns østende drenerer Gæv'dnjajav'ri via Leinavatn. Gæv'dnjaja'vri med tilførselver drenerer altså først mot ØSØ. Dreneringen dreies så 180 grader når Altevatn nåes. Tilsvarende forhold finner vi lengre nord på kartbladet: Anjavasselvas drenering reverseres ved utløp i Divielva/Målselva. Det som her er beskrevet er eksempler på det som kalles *elveinnfangning*: Elvenes dreneringsretning reverseres ved flytning av vannskillet på grunn av kraftig, ensidig erosjon. I dette tilfelle dreier det seg om is- og vannerosjon som har vært kraftigst på vestsiden av fjellkjeden. Dalenes toppunkt (vannskillet) har derfor blitt flyttet ved at elver som tidligere rant i en retning har blitt "innfanget" av elver som renner motsatt veg. Det dannes såkalte *agnordaler* (Barret 1900) eller *fiskekrokdale* (Reusch 1901).

I forbindelse med regulering av Altevatn til kraftformål, som skjedde i årene 1958–61, ble maksimum vannstand hevet fra 478 m til 489



Fig. 5. Hav'gavuobmis nordvestlige del (275 061) sett mot vest. Morenhaugene (Rogenmorener) er stort sett orientert på tvers av isbevegelsesretningen som var fra venstre på bildet. Blokker ligger i overflaten noen steder. Foto: THB 19.08.1983.
The northwestern part of Hav'gavuobmi (275 061) looking towards the west. The mounds (Rogen moraine) are oriented transverse to the direction of the ice movement (from left to right). Scattered boulders occur on the surface.

m o.h. Områder omkring den østligste del av Altevatn vil derfor i perioder være neddemt slik at strandlinjen som er vist på det topografiske grunnlaget til det kvartærgeologiske kartet er en del endret. Samtidig ble Doarrujákka/Multujákka (483 069/500 088) som drenerte til Dividalselva, overført til Suddesgal'dnjajákka (505 011) som renner ut i Altevatns østende.

Det kvartærgeologiske kartet Altevatn 1532 II

På det kvartærgeologiske kartet er løsmassene inndelt etter dannelsesmåte og -miljø. Det er derfor de ulike geologiske prosessene som avspeiles gjennom fargebruken på kartet. Eksempelvis gis alle løsmasser som er transportert og avsatt av rennende vann gule og orange farger, mens løsmasser som er transportert og avsatt av is gis grønne farger. Enkelte avsetningstyper, f. eks. morenemateriale, er i tillegg gitt en underinndeling etter mektighet ved hjelp av mørk og lys fargetone.

Kartetets nøyaktighetsgrad. Et kvartærgeologisk kart i målestokk 1:50 000 er et oversiktskart der et områdes dominerende løsmasstype er vist. Under tegningen har det derfor enkelte ganger vært nødvendig å generalisere. Viktige detaljer kan være overdrevet på kartet. Dette gjelder vanligvis størrelsen på små avsetninger, dreneringsspor og små fjellblotninger. Grenselinjene

på kartet kan være entydige. Ofte vil en imidlertid i felt se at det er en gradvis overgang fra en avsetningstype til en annen, og denne overgangssonen gjengis som en tynn strek på kartet. Høyfjellsområdene er i liten grad besøkt. Feltpå arbeidet er konsentrert om dalgangene der også størstedelen av løsmassene finnes.

MORENEMATERIALE

Morenemateriale er løsmasser som er transportert og avsatt av en isbre. Morenemateriale utgjør arealmessig over halvparten av det kartlagte området, og er hovedsakelig lokalisert til dalganger og andre forsenkninger i terrenget.

Morenemateriale, sammenhengende dekke, stedvis med stor mektighet brukes for moreneområder der det er få eller ingen fjellblotninger. Berggrunnens småformer trer ikke tydelig fram fordi morenemektigheten vanligvis er større enn ca. 1 m. Lokalt kan imidlertid mektigheten være langt større. Tykt morenedekke finnes bl. a. langs Dividalen, langs Altevatn, og ved NV-enden av Gævd'njav'ri (322 000), Fig. 5. På le-siden av oppstikkende fjellpartier i forhold til isbevegelsesretningen, kan det finnes opphopning av morenemateriale. Et eksempel på dette finnes på nordsiden av Nav'sti (480 183 – 492 183), Fig. 6.

Morenemateriale, usammenhengende eller tynt dekke over berggrunnen brukes for arealer hvor mektigheten er liten, vanligvis under 1,0 m. Berggrunnens småformer kan tre tydelig fram, og som regel finnes mange små fjellblotninger (Fig.



Fig. 6. Nedre del av Anjavasselva sett fra Nav'sti (mot N). De kraftige ravinene i leside-morenen ender like nedenfor skogkanten, men ingen breelavsetning finnes her. Dette skulle tyde på subglasial erosjon (slukrenner). På overflaten av erosjonsrestene finnes laterale smeltevannspor (spylerenner). Langs Anjavasselva ligger restene av sandurflaten som ble dannet før elvas erosjonsbasis var senket til dagens nivå. Over elva i motstående dalside ligger noen spylerenner som ender i gjelet på Fig. 4 og 19. Foto: THB 11.07.1973. *The mouth of the valley Anjavassdalen viewed from Nav'sti (489 175). The meltwater channels cut into this leeside moraine occur only in the steepest part. No glaciofluvial deposits occur at the mouths of these channels which suggests that they were formed subglacially. Laterally eroded meltwater channels in the moraine also occur. Along the river Anjavasselva we can see the remains of a sandur. The lateral channels on the other side of the river end in the canyon seen in Figs. 4 and 19.*

7). Lokalt kan mektigheten av morenemateriale være mer enn en meter. Overgangen mellom tykt og tynt morenedekke er gradvis og avgrensningen er i mange tilfelle gjort ved skjønn.

Randmorene brukes som betegnelse på ryggformete israndavsetninger (endemorener og sidemorener) dannet ved breframstøt eller kortvarige stopp under isavsmeltingen. Størrelsen varierer fra små rygger, stedvis bare blokkbelter i fjellområder, til store endemorener i dalgangene og brede sidemorene-"belter" i dalsidene. I tilknytning til mange av dagens breer er det dannet unge randmorener. Slike finnes foran dagens breer i Njunis (380 257, 377 235), Kistefjell (431 099) og i Råkkunbårri (340 055, 323 069). Kornfordelingen i randmorenene kan variere meget. Avsetningene består vesentlig av morenemateriale. Stedvis opptrer breelavsetninger (sortert sand og grus) i vekslende med morenemateriale, særlig i endemorener.

Morenematerialets overflateformer. Bunnmorene er den dominerende morenetypen innenfor kartbladet. På grunn av dannelsesmåten vil morenematerialet virke utjevnet på landskapet. Mindre forsenkninger i berggrunnen fylles ofte med morenemateriale. Resultatet blir vanligvis en jevn overflate, som er det dominerende trekk innenfor kartblad Altevatn.

Uregelmessige morenerytter i belter orientert mer eller mindre vinkelrett på isbevegelsesretningen (*Rogenmorener*) finnes i Hav'gavuobmi (276 036) Fig. 5. Ryggene kan være opptil 300 m lange og 25 m høye. Overflaten kan stedvis ha store blokker. Dannelsesmåten for Rogenmorener har vært mye diskutert, og tolkninger som endemorener (Frödin 1913) og dødismorener (G. Lundqvist 1943 m.fl.) har vært fremsatt. Senere tolkninger har gått i retning av at de er dannet under isen (Hoppe 1952, J. Lundqvist 1969 m.fl.).

Fig. 7. Vuomajåkkas dal vest for Vuomajav'ri. Bildet er tatt mot S over dalen og viser utvidelsen av elva (348 181). I dalsiden finnes tynt og usammenhengende morenedekke. Fjell i dagen sees flere steder. Der dalsiden er brattest har frostens virkning ført til jordflytning og dannelse av solifluksjonstunger. Under de bratte fjellskrentene ligger blokker som er løsnet ved frostsprengning og danner små urer. Fra midten av bildet mot venstre går en esker (e). Foto: THB 24.07.1973.

The valley of Vuomajäkka west of the lake Vuomajav'ri (399 181) looking towards the south. Thin and discontinuous till cover is present on the valley side. Solifluction lobes and talus can also be seen. An esker (e) is present in the middleground to the left (drainage towards the left).



Morenematerialets kornfordeling. Morenematerialet består oftest av alle kornstørrelser fra leir til blokk (*usortert materiale*). Innenfor det kartlagte området har morenematerialet generelt en grovkornet karakter med bare små variasjoner (Fig. 8 A,B). Leirinnholdet er stort sett under 2–3%, mens innholdet av sand og fingsus gjennomsnittlig er ca. 50 og 30% henholdsvis. Innholdet av grov grus, stein og blokk i morenematerialet er ganske høyt. Dette gjelder spesielt i områder med tynt og usammenhengende morenedekke. Overflaten er også rikere på stein og blokk enn på større dyp på grunn av frosthevning. Det er ikke påvist noen sammenheng mellom kornfordeling og bergartsinnhold i morenematerialet.

Morenematerialets bergartsinnhold er undersøkt på noen få lokaliteter i Anjavassdalen og omkring Vuomajav'ri (Bargel 1984). På grunn av den kompliserte berggrunnen i området (Fig. 3), er materialet for spinkelt til å trekke noen konklusjoner fra. Det er imidlertid en klar tendens til at innholdet av grunnfjellsbergarter avtar mot NV, noe som var ventet ut fra isbevegelsesretningene (Fig. 22–27).

BREELVAVSETNING (GLASIFLUVIAL AVSETNING)

Breelvavsetninger er løsmasser som er transportert og avsatt av smeltevann fra isbreer (breelver). De kjennetegnes ved at materialet er lagdelt og sortert etter kornstørrelser (Fig. 9). Sand og grus

er oftest dominerende. Stein- og grusfraksjonen inneholder som regel en del rundete fragmenter.

Ryggformet breelvavsetning (esker) er dannet av breelver i sprekker eller tuneller i stagnerende breer. Ryggene kan ha en hud av avsmeltningssmorene.

Haugformet breelvavsetning (kame) brukes for isolerte hauger dannet i sprekker eller hulrom i stagnerende breer.

Breelvenes aktivitet under isavsmeltingen har i stor grad satt sitt preg på landskapet. Store mengder smeltevann drenerte gjennom området og førte til en kraftig erosjon og utspyling av masser. En stor del av materialet ble transportert ned til hoveddalførene og ført videre nedover disse. En del ble avsatt i Vuomajåkkas dal og i Anjavassdalen. Breelvenes akkumulasjons- og erosjonsformer er av stor betydning for tolkningen av isavsmeltingsforløpet i området.

Breelvavsetningenes kornfordeling. Kornfordelingen hos breelvavsetningene kan vekse sterkt avhengig av tilgang på materiale, strømhastighet og transportlengde. Vekslingen kan derfor være stor fra avsetning til avsetning, men også i forskjellige deler av en og samme avsetning (Fig. 8 C).

Breelvavsetningenes bergartsinnhold. Innholdet av grunnfjellsbergarter er undersøkt på en del lokaliteter ved Altevatt, i Anjavassdalen og langs Vuomajäkka (Bargel 1984). Innenfor grunnfjells-

Fig. 8. Kornfordelingskurver.

A. Kornfordelingskurver for 23 matriksprøver fra bunnmorene framstilt samlet. 80% av kurvene ligger i sin helhet innenfor den rastreerte del av diagrammet. Dette skyldes det store innhold av grovkornet grunnfjellsgrannitt i morenematerialet.

B. Kornfordelingskurver for 25 matriksprøver fra avsmeltingsmorene (supraglacial morene). Materialet inneholder noe mere sand og grus og mindre leir/silt (spesielt leir) enn bunnmorenen. Dette kan skyldes vannbehandling under dannelsesprosessen (finmaterialet er vasket vekk). Noe forskjellig bergartsinnhold på grunn av transportlengde (lengre transport inni/oppå isen) kan også ha medvirket.

C. Kornfordelingskurver for breelvmateriale fra 8 utvalgte lokaliteter i Anjavassdalen med sidedaler, se Fig. 31. Den store spredningen i kornstørrelsessammensetning viser de svært varierende strømningsforhold for smeltevannet i avsmeltingsperioden.

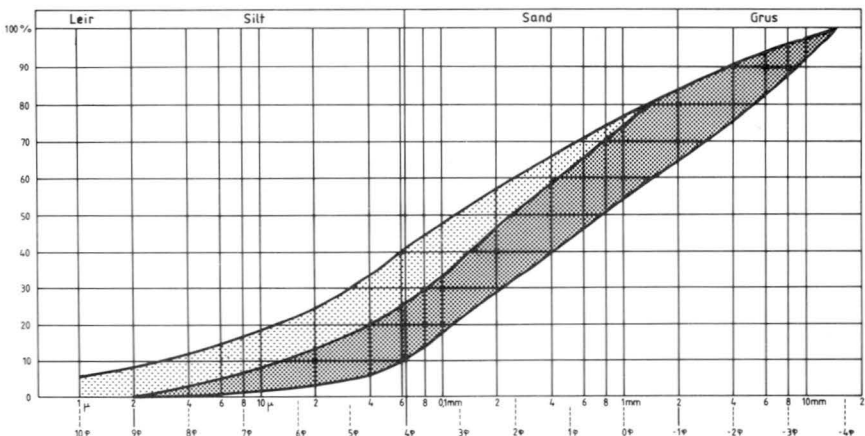
Grain-size distribution curves of:

A. 23 samples from subglacial till. 80% of the curves are situated within the lowest (darkest shaded) part of the figure.

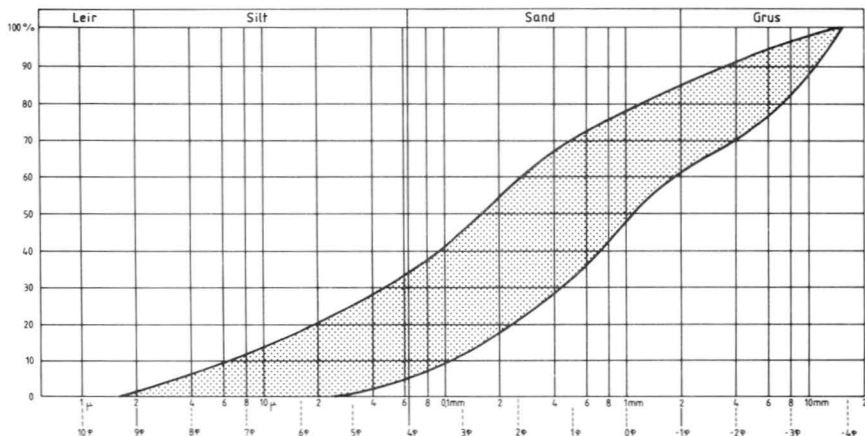
B. 25 samples from supraglacial till. The gravel/sand fraction is greater, and the silt/clay fraction is smaller than in the subglacial till.

C. 8 samples of glaciofluvial material from selected localities in the valley of Anjavassdalen with tributaries: see Fig. 31. (Leir= clay, grus= gravel).

A BUNNMORENE SUBGLACIAL TILL



B AVSMELTINGSMORENE SUPRAGLACIAL TILL



C BREELVMATERIALE GLACIOFLUVIAL DEPOSITS

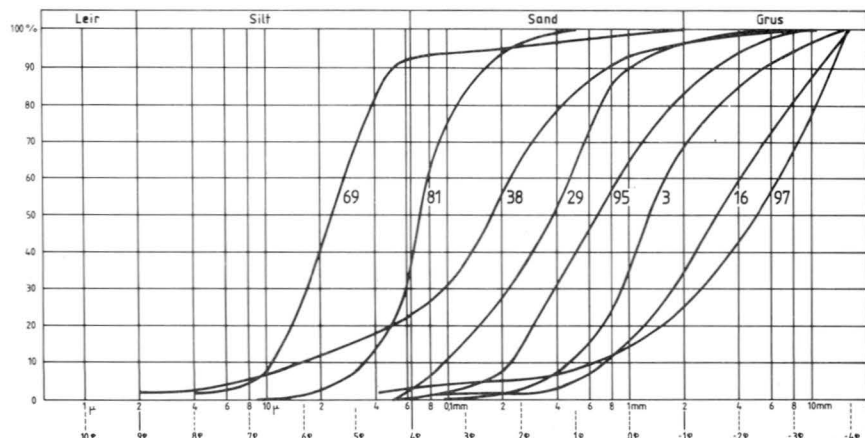




Fig. 9. Skjæring i eskeren ved østligste del av Altevatn. Denne skjæringen, som ble dannet i forbindelse med reguleringen av Altevatn, er den eneste i eskeren. Lokaliteten befinner seg 1,2 km øst for kartbladgrensen (529 036). Eskeren er gjennomskåret på tvers med toppunkt øverst til høyre på bildet. Materialet er vekselvis grov grus/stein og sand/fingrus. Bergarten er for det meste grunnfjellsgranitt. Fragmentene er relativt dårlig rundet. Grus-terrassen i bakgrunnen dekker delvis eskeren, og det finnes flere grytehull i overflaten. Foto: THB 06.1973.

Section in the esker at the east end of the lake Altevatn. The highest point is to the upper right. The terrace in the background has several kettle-holes on the surface.

områdene er innholdet naturlig nok høyt, ofte over 90%. Videre er innholdet av grunnfjellsbergarter høyt i nedre deler av Anjavassdalen og Vuomadalen, større enn 50%. Langs Anjavatnet og i noen høyereliggende strøk er innholdet av grunnfjellsbergarter i breelvmaterialet redusert til under 30%.

Eskerne i området varierer med hensyn på størrelse, form, materialsammensetning og beliggenhet. De største er hovedsakelig lokalisert til dalfører eller forsengkninger hvor smeltevannet har søkt ned under isen.

Eskeren som krysser den østligste delen av Altevatn er en del av et større subglasialt dreneringssystem som starter i Sverige (Melander 1980), går i Leinavatn (Fig. 2), og ender nær passpunktet mellom Altevatn og Dividalen (Andersen 1968). En del av denne dreneringen har gått langs Altevatn der bl. a. den særpregete Andersholmen (461 999) har blitt dannet. Materialet i eskeren er for det meste grus og sand. Noe stein og små blokk finnes i enkelte partier (Fig. 9).

Fra Vuomajav'ris nordside mot Anjavassdalen og langs Anjavatnets sørside ligger flere mindre eskere som viser drenering denne veien. Disse eskerne inneholder for det meste sandig grus.

Mellom Doaresbak'ti (308 173) og Vuomajav'ri ligger noen mindre eskere som sannsynligvis er avsatt av en smeltevannsstrøm fra Altevatn-bassenget som har rent først mot N langs Doaresbak'ti, så svingt mot Ø mot Vuomajav'ri (Fig. 7). Dreneringen har dels dreid mot N til Anjavassdalen, dels tatt seg over passpunktet mot Mås'kanjav'ri (375 175). Materialet i disse eskerne er vesentlig sandig grus.

Ved SØ-enden av Vuomajav'ri ligger et komplekst system av eskere og kames som er avsatt ut fra fjellsiden mot dalbunnen. Avsetningen er sannsynligvis dannet i forbindelse med et overløp ved Balgastatčacca mot N. De øverste ryggene synes å representere en overgangstype mellom slukåser (se nedenfor) og vanlige eskere og løper rett ned dalsiden. Materialet er temmelig grovt, grus og stein dominerer. Overflaten er rik på moreneblokk som viser den subglasiale dannelsen (Fig. 10).

En spesiell type eskerrygger er *slukåsene* (Mannerfelt 1945), Fig. 11. Disse har et konsekvent fall ned fjellskråninger. Slukåsene er tenkt dannet i tunneller mellom fjellsiden og en stagnerende bre og finnes for det meste langs Vuomajåkka og i Anjavassdalen. I resten av området forekommer



Fig. 10. Dødis-terreng sørøst for Vuomajav'ri (404 162) sett mot SØ. Her ligger eskere og kames samt overgangsformer mellom disse. Innimellom ligger grytehull. Materialet er avsatt fra høyre mot venstre på bildet som en fortsettelse av en slukås. Blokkene i overflaten (vesentlig rød granitt) tilhører den overliggende avsmeltningsmorene. I bakgrunnen skimtes viften som er dannet nedenfor Balgastatčacca. Foto: THB 24.07.1972.

Glaciofluvial deposits southeast of Vuomajav'ri (404 162) looking towards the southeast. Eskers, kames and kettle-holes can be seen. The meltwater flow was to the left. The boulders belong to the overlying ablation till.



Fig. 11. Anjavassdalen med Anjavatnet sett mot sørøst. Langs vatnets sørside (til høyre) ligger flere slukåser i dalsiden. Disse har helning konsekvent ned dalsiden og er dannet ved at smeltevann har tatt seg ned mellom isen og dalsiden. Over slukåsene kan en se et lateralt dreneringsspor (spylerenne). Dette er dannet av smeltevann som rant langs brekanten opp Anjavassdalen (mot venstre på bildet). Se også Fig. 2. Foto: THB 25.07.1974.

The valley Anjavassdalen and the lake Anjavatnet viewed from the northwest. Eskers and subglacial melt-water channels commonly occur in the southern valley side (right). A lateral drainage channel can be seen in the foreground.



Fig. 12. Elvenedskjæring i sanduren langs Vuomajåkka (415 161). Sanduren ble dannet da dalbreen i Anjavassdalen demmet opp utløpet av Vuomajakkas dal i siste del av isavmeltingen. Sett mot SØ. Foto: THB 13.08.1983.
Fluvially eroded section in the Vuoma sandur (415 161) looking towards the southeast.

slukåsene bare sporadisk, og da enkeltvis. Dette tyder på at isen sannsynligvis stagnerte i Anjavassdalen med sidedaler mens isen ennå var dynamisk aktiv i Dividalen og i Altevatt-bassenget. Den største slukåsen ligger ved Altevattns sørside (409 000). Denne er dannet i forbindelse med et overløp som oppsto under isavsmeltingen.

Kame finnes i enkelte områder med "dødisavsetninger" som f. eks. i Anjavassdalen og ved Vuomajåkka. Haugene består vanligvis av en kjerne av breelvmaterialer med en kappe av ablasjonsmorene over (Fig. 10).

Deltaer og sandurer ble dannet sent i avsmeltingsfasen. Der strømhastigheten avtok, ble det groveste materialet avsatt. Dette kunne skje som utbygging av små deltaer i isdemte sjøer, eller utspyling og avsetning av materiale i forsenkninger eller i flate områder ved iskanten (sandurer). Langs Vuomajakkas nedre del finnes deltaer på flere nivåer. Dette indikerer oppbygging mot et raskt synkende vannivå (styrt av breen i Anjavassdalen). En sandurflate ble dannet i nedre del av Anjavassdalen før erosjonsbasis ble senket til dagens nivå. Sanduren ble da gjennomskåret av elva, og bare kantene står igjen i dag. En lignende utvikling skjedde omkring Vuomajåkka (Fig. 12).

INNSJØAVSETNING (LAKUSTRIN STRANDAVSETNING)

Innsjøavsetninger dannet ved bølgevasking av morenematerialet i strandsonen finnes ved de

store sjøene på den sørligste del av det kartlagte området. Materialet er grovt, stein og grus dominerer. På grunn av skjev landhevning, elveerosjon i demmende løsmasser eller vassdragsregulering kan de finnes over dagens sjønivå.

ELVE- OG BEKKEAVSETNING (FLUVIAL AVSETNING)

Elve- og bekkeavsetninger er dannet etter istiden ved at rennende vann har erodert, transportert og avsatt materiale. Utbredelsen er liten, og materialet består av lagdelt sand, grus og stein. Elver som renner ned bratte dalsider danner ofte vifter nær dalbunnen når helningen avtar.

FORVITRINGSMATERIALE

Forvittringsmateriale er dannet ved kjemisk eller mekanisk nedbryting av det faste fjell. Den kjemiske forvitring foregår langsomt på Norges breddegrader. Enkelte bergarter er imidlertid utsatt for angrep fra humussyrer og luftens karbondioksyd. Det er særlig feltspatmineralene som angripes. I enkelte grovkornete granittiske bergarter (grunnfjellsbergartene i Indre Troms f. eks.) har den kjemiske forvitring gått et par centimeter dypt, men vanligvis begrenser den kjemiske forvitring seg til et millimeter tykt skikt i overflaten. Resultatet av denne forvitringen er oftest et sand- og grusholdig materiale som kan finnes i mindre forsenkninger i fjelloverflaten. Materialet er usortert og består utelukkende av lokale bergarter. Den opprinnelig ofte ispolerte fjelloverflaten er blitt ru på grunn av forvitringen. Den mekaniske forvitringen, som vanligvis skyldes frost-



Fig. 13. Forvitningsmateriale, tildels blokkhav på toppen av Gai'bavari nær høyde 1310 (341 201). Bergartene her er forskjellige metamorfe skifre som i tillegg til blokk også gir sand, grus og stein ved nedbrytning. I bakgrunnen Njunis. Foto: THB 27.07.1973. *Weathering material (blockfield) at Gai'bavari (341 201) at about 1 300 m a.s.l.*

sprengning, er den mest utbredte forvitringstype i Norge, og spesielt i høyfjellet. Vanligst er blokkforvitring som danner blokkhav i områder der antall fryse/tine-perioder er stort. Grovkornige og oppsprukne bergarter angripes lettest.

På kartblad Altevatn er virkningen av frostsprengningen svært tydelig i høyder større enn ca. 900–1 000 m o.h. Dette kan en se f. eks. i Gai'bagai'si (295 247) der hele toppflaten er dekket av blokkhav, bare enkelte steder er fast fjell synlig (Fig. 13). Blokkhav dannes også lett ved frostsprengning av amfibolittbergartene. Dette dominerer i Njunis (398 273), i Kistefjell (427 100) og i Råkkunbårri. (329 059). Under de bratteste fjellskrentene danner nedrast forvitningsmateriale ofte urer eller skredavsetninger.

UR OG SKREDMATERIALE

Ur og skredmateriale er benyttet som fellesbetegnelse på nedrast materiale under bratte fjellsider (Fig. 14). Materialet kan bestå av en blanding av nedrast forvitningsmateriale, morenemateriale og ur dannet ved steinsprang. Mektigheten er ofte liten, men tiltar gjerne ned mot de lavereliggende deler av skråningen. Særlig mektig er skredvif-

tene foran trange gjel og slukter i dalsidene. Ur forekommer stort sett bare ved foten av de bratteste fjellsidene. Avsetningstypene er mest utbredt omkring Råkkunbårri (329 059), ved Kistefjell (427 100), i Gai'bagai'si (295 247) og i Njunis (389 273).

TORV OG MYR (ORGANISK MATERIALE)

Torv og myr er brukt som fellesbetegnelse for forekomster av torv, dy og gyttje med mektighet større enn ca. 0,3 m. Dette finnes det svært lite av innenfor det kartlagte området. På det topografiske grunnlagskartet er "myr" gitt en horisontal skravor. Dette er tolket fra flybilder som "områder med myrvegetasjon". Dette er områder med høy grunnvannsstand hvor en sparsom vannkjer vegetasjon trives. Torvutvikling mangler, eller finnes bare sporadisk. Myr etter overnevnte definisjon finnes bare omkring Altevatn. På noen av myrene finnes *pals*.

ISBRE

Isbre er benyttet som fellesbetegnelse på is- og snøansamlinger som overlever ablasjonssesongen (sommeren). De fleste breene i området har

Fig. 14. Ur langs nordsiden av Blåfjell (416 183). Materialet i overflaten er stein og blokk som har løsnet fra den loddrette fjellsiden ved frostsprengning. Under overflatelaget finnes vanligvis nedkjust materiale, sand og grus. Foto: THB 16.07.1972.

Talus along the northern slope of the mountain Blåfjell (416 183).



et nord- til øst-vendt akkumulasjonsområde. Isbreene er avgrenset etter det topografiske grunnlagskartet. Dette er konstruert etter flybilder fotografert i årene 1947–1951. Breene har siden den gang blitt noe redusert i størrelse, se f. eks. Fig. 29. Samtlige breer i Nord-Skandinavia ble kartlagt og beskrevet av Østrem et al. (1973).

BART FJELL

Bart fjell er skilt ut med egen farge når feltene er av tilstrekkelig størrelse. Symbolet for liten fjellblotning brukes for mindre blotninger innen områder med ellers sammenhengende løsmassedekke. Som bart fjell regnes områder der anslagsvis mer enn 50% av arealet mangler, eller har svært sparsomt løsmassedekke. Bart fjell er ofte knyttet til usammenhengende eller tynt morenedekke. Dette er vanlig å finne på høydedrag og i områder der smeltevannsakiviteten har vært stor, som f. eks. langs Divielva (Fig. 15).

SMÅ ELLER VANSKELIG AVGRENSBARE AVSETNINGER I OMRÅDER DOMINERT AV ANDRE LØSMASSER/BART FJELL

Disse avsetningene angis med bokstavssymboler. I områder dominert av andre løsmasser brukes symbolene for avsetninger i overflaten 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 dominert av bart fjell brukes symbolene for løsmasser vesentlig i små forsenkninger og sprekker.

KORNSTØRRELSE

Kornstørrelse for sorterte avsetninger (vanntransportert materiale) er angitt etter visuell bedømmelse i felt. Det foretas en skjønnsmessig helhetsvurdering, og det er den eller de dominerende kornstørrelser nær markoverflaten som er vist. Symbolene viser derfor ikke punktobservasjoner. Inndelingen av kornstørrelsene i fraksjoner er oppgitt i kartets tegnforklaring. *Kornfordelingsanalyser* er foretatt på innsamlete jordartsprøver som støtte for feltobservasjonene. For usorterte avsetninger (f. eks. morenemateriale) er kornstørrelser ikke vist på kartet, men blokkrik overflate er angitt.

MEKTIGHET

Opptre det flere avsetningstyper over hverandre i et område, er den øverstliggende presentert på kartet med farge såfremt mektigheten er mer enn ca. 0,5 m, og den arealmessige utbredelsen er tilstrekkelig. Mektighet og lagfølge er angitt med tall og bokstavssymboler for henholdsvis dyp og kornstørrelse eller avsetningstype der hvor data foreligger. Dataene er oftest basert på opplysninger fra elvededskjæringer.

ISBEVEGELSESTRETNINGER

Skuringsstriper viser isens bevegelsesretninger. Stripene er dannet ved at løsmateriale i isens såle har skurt og slipt fjelloverflaten. Skuringsobservasjonene er gjort på mest mulig horisontale og frittliggende flater for å unngå retninger som kan være bestemt av lokale topografiske forhold. På



Fig. 15. Barspylt område langs Divielva dannet ved slutten isavsmeltingstiden. Foto: THB 12.07.1972.
Glaciofluvially washed area along the river Divielva.



Fig. 16. Kraftig nedskåret spylerenne/slukrenne i Dividalen (504 156) sett mot nordøst. Den øvre del av rennen (til høyre) er uterodert i dalens retning (spylerenne). Ved bildets venstre kant dreier rennen nesten 90° ned mot dalbunnen (slukrenne). Erosjonen har gått nesten 10 m ned i bunnmorenen. Det utgravde materialet er ikke avsatt på lavere nivå, men er ført ned Dividalen. Foto: THB 09.08.1983.

Lateral/subglacial drainage channel, about 10 m deep, eroded in the till in the valley of Dividalen (504 156), looking towards the northeast.

lokaliteter der kryssende skuringsstriper finnes kan det enkelte ganger være mulig å bestemme aldersforholdet mellom forskjellige isbevegelsesretninger. Isen kan også utforme selve fjelloverflaten og danne langstrakte, ryggformete svaberg, *rundsva* med slak støtside og en brattere leside. *Stripninger i fjelloverflaten* er svært lange, ofte over en km, og dannes helst der hvor strukturetningen i fjellgrunnen er parallell med isbevegelsesretningen over en lengre tid. Strukturene blir dermed framhevet på grunn av selektiv erosjon.

Alle observerte retningselementer er vist på det kvartærgeologiske kartet. Fig. 22–27 viser en rekonstruksjon av isbevegelsene.

OVERFLATEFORMER

Karakteristiske dannelser fra isavsmeltingstiden er angitt med røde symboler på det kvartærgeologiske kartet.

Breelvnedskjæring, smeltevannsløp, lateralt smeltevannsløp, overløp over passområder, smeltevannsløp i fjell (gjel) og spylefelt er alle erosjonsspor etter breelver dannet i forbindelse med isavsmeltingen. Fenomenene er utviklet i fast fjell eller løsmasser, og er dannet enten nær brekanten (*lateralt eller ekstramarginalt*) eller under isen (*subglasialt*). Breelvenes erosjonsformer er av stor betydning for tolkningen av innlandsisens avsmeltingshistorie. Dette gjelder i høy grad Dividalsområdet hvor smeltevannaktiviteten har vært stor og erosjonssporene er tallrike.

Breelvnedskjæring er større erosjonskanter i løsmasser dannet utenfor brekanten av smeltevann som har erodert i morene eller tidligere avsatt

breelvmateriale. Slike erosjonskanter forekommer ved Storskogmoen (508 125) der skrenter på 6–8 m avgrenser et spylefelt.

Smeltevannsløp er mindre erosjonsspor etter smeltevannselver. Løpene er vanligvis utformet i løsmasser og er dannet enten subglasialt (*slukrenner og subglasiale samlingsrenner*) eller i kontaktsonen mellom iskanten og fjellsiden (*spylerenner, laterale smeltevannsløp og ekstramarginale renner*). De tallrike laterale smeltevannsløp i Dividalen og sidedalene viser at det har vært en betydelig overflatedrenering av smeltevannet og at det har vært en dynamisk aktivitet i isen. (Fig. 16). Ved stagnerende ismasser vil sprekker og hulrom i isen og mellom is og underlag føre til at vannet søker seg inn under isen. Helt på slutten av avsmeltingen har trolig breen i Dividalen gradvis stagnert, og en oppsprekking har funnet sted. Dette indikeres bl. a. av at de fleste store laterale dreneringsrennene har funnet seg subglasiale veier ned mot selve dalbunnen.

Overløp over passområder (sadelskår) kan defineres som renner eller gjel som løper på tvers over høydyrigger og vannskiller, ofte mer eller mindre rettet vinkelrett ut fra iskanten (Hoppe 1950). Utformingen og dimensjonene av rennene varierer og er betinget både av topografiske forhold og glasiale forhold under avsmeltingen. Karakteristisk er det at disse formene ligger slik til i terrenget



Fig. 17. Sadelstår i Balgastatčacca (393 141) dannet ved smeltevatnets overløp fra Altevattn-bassenget til Vuomajav'ris dal (se Fig. 25). Foto: THB 08.1973.

The canyon at Balgastatčacca (393 141) eroded by melt-water overflow from the valley of Altevattn towards the valley of Vuomajav'ri (see Fig. 25).

at de ikke kunne ha blitt dannet uten at det har vært is og store smeltevatnsmengder til stede. Innenfor kartblad Altevattn finnes slike overløp helst ved passområdene mellom Altevattn/Dividalen og Vuomajakkas dal, f. eks. Balgastatčacca (392 141, Fig. 17) og Nav'stevag'gi (457 162). Nedskjæringen mellom Gæv'dnjajav'ri og Altevattn (404 995) er et annet eksempel. Slukeskerne som er dannet i forbindelse med nedskjæringen viser at vannet rant mot nord.

Smeltevatnssløp i fjell (gjel) er dype nedskjæringer i fjellet, ofte med loddrette vegger. De er sannsynligvis dannet ved erosjon av subglasialt smeltevatn under stort trykk. Ved Råkkunbårri (392 059), Kistefjell (427 100) og i Njunis (389 273) finnes flere mindre gjel som ble dannet da smeltevatnet trengte seg ned mellom isen og dalsiden på veg mot dalbunnen. De mest imponerende gjel er imidlertid dannet der store smeltevatnsmengder har fulgt samme løp over lengre perioder av avsmeltingen. Ved munningen av Anjavasselva (498 196, 488 205) og i Skakterda-

len (510 265) finnes eksempler på dette. Gjelet i Skakterdalen (Fig. 18), er det største innenfor området og er detaljert beskrevet av Aga (1977). Gjelet er ca. 5 km langt, opptil 150 m dypt med loddrette vegger og 300 m bredt på det meste. Retningen faller sammen med den dominerende sprekkeretning i området. Smeltevatn fra store områder har drenert gjennom Skakterdalen. Grønlie (1931) antok lateral dannelse av gjelet. Aga (op. cit.) har imidlertid vist at gjelet er dannet subglasialt og sannsynligvis utformet over et relativt kort tidsrom.

Ved Anjavasselvas utløp i Dividalselva er det dannet to gjel som starter på samme sted (498 196), men munner ut i Dividalselva en kilometer fra hverandre. Det er tydelig aldersforskjell mellom disse to utløpene. Den sørligste er iserodert i N-veggen, mens den nordligste, som elva følger i dag, er skarpt nedskåret i grunnfjellsgranitten (Bargel 1975).

Et gjel som i dag er tørt, ligger i dalsiden NV for samløpet Anjavasselva/Dividalselva (488 505, Fig. 4). Dette gjelet er utgravd i Divi-



Fig. 18. Skakterdalens gjelet sett mot nordvest. Gjelet er her ca. 70 m dypt, men er maksimalt over 100 m. Under isavsmeltingen tok store smeltevannsmengder veien under isen og eroderte ut gjelet over relativt kort tid. Foto: THB 15.08.1983.

The canyon of Skakterdalen (510 264) looking towards the northwest. Here the canyon is 70 m deep, but it exceeds 100 m farther to the northwest (to the left).

dalgruppens bløte skifre og er 30–35 m dypt på det meste. Tverrprofilen er V-formet, og nedrast forvitningsmateriale ligger i sidene (Fig. 19). Grønlie (1931) antok at dette gjelet er dannet lateralt. Laterale smeltevannsspor ved munningen av Anjavassdalen ender imidlertid i gjelets overside (V-side) som viser at det var subglasialt anlagt. Noe av utgravingen kan imidlertid ha skjedd lateralt i denne løse bergarten (Bargel 1975).

Spylefelt er områder der løsmassene er helt eller delvis fjernet på grunn av smeltevannsspyling i siste del av isavsmeltingen. I Dividalen finnes flere slike områder.

Dødisgrop er en fordypning i løsmasser dannet ved smelting av mer eller mindre begravde isreser ("død is") i siste fase av isavsmeltingen (Fig. 10).

Elve- eller bekkenedskjæring er en bratt skråning i løsmasser dannet ved elve- eller bekkeerosjon (Fig. 12).

Tidligere elve- eller bekkeløp og flomløp er forskenkninger hvor det under normale forhold ikke renner vann. De er inntegnet i den grad de danner tydelige former i terrenget.

Terrassekant markerer en skråning langs kanten av en terrasseflate. Når skråningen skyldes



Fig. 19. Nedskjæring (gjelet) i Dividalgruppens bløte skifre nær Anjavassdalens munning, sett mot sør. Gjelet, som befinner seg i dalsiden (se Fig. 4), er subglasialt anlagt av smeltevann som rant ned Anjavassdalen. Gjelets posisjon i dalsiden gjør det rimelig å anta at lateral/sublateral drenering også har foregått gjennom gjelet en tid. Etter at dreneringen opphørte, har den raske forvitring av de bløte skifrene dannet dagens V-profil ved nedrasing. I bakgrunnen (utenfor gjelet) sees den ravinerte lesidemorenen i Nav'sti (482 183, Fig. 6). Foto: THB 06.1973. *Canyon eroded in the unmetamorphosed shales of the Dividal Group (Fig. 3) near the mouth of the valley Anjavassdalen (489 215). The canyon has been subglacially/sublaterally eroded by melt-water flowing mainly from the Anjavassdalen. The V-shaped cross profile is probably mainly due to post-glacial weathering and slope processes. The melt-water also eroded moraine on the northern slope of Nav'sti (482 183, Fig. 6), in the background.*

breelv- eller elveerosjon er symbolet erstattet av nedskjæringssymbol.

Vifte som formsymbol brukes først og fremst på elve- og bekkeløp, men er også brukt på skredvifter og flomskredvifter. Enkelte breelvavsetninger kan også ha vifteform.

Strandvoll dannes i strandsonen ved at løsmateriale kastes opp på land og avsettes i voller under



Fig. 20. Polygonmark i morene på ca. 990 m høyde i Dreggfjellet (454 240). Foto: THB 21.07.1982.
Patterned ground at Dreggfjellet (454 240).

stormperioder. Materialet er ofte grovt, godt sortert og meget godt rundet. Strandvoller finnes ved Gævd'njajav'ri (312 008), ved Hav'gajav'ri (287 038) og ved Altevattn (435 015).

Strandlinje i løsmasser er forårsaket av bølgeerosjon, og brukes for å markere et nivå som kan følges som en linje i terrenget. Enkelte steder langs Altevattn er symbolet brukt.

Markert haug eller rygg i løsmasser brukes om en enkelt større haug- eller ryggform, f. eks. morenehaug.

Smal, markert rygg brukes for lange retningsorienterte rygger, oftest i moreneområder. Symbolet benyttes når det er vanskelig å bestemme dannelsesmåten.

Haug- og ryggformet overflate brukes for områder karakterisert av mindre hauger og rygger uten entydig orientering. Disse formene er vanlige i områder der det har foregått dødisavsmelting. Rygger av denne typen er korte og har uregelmessig form.

Palser er opptil 4 m høye hauger dannet ved frostaktivitet på myrer og består hovedsakelig av torv med en kjerne av is. Kjernen smelter ikke i

løpet av sommeren. Palser finnes på myrområdene omkring østligste del av Altevattn. De er nærmere beskrevet av Åhman (1977).

Strukturmark (polygonmark) og flytjordtunger (solifluksjonstunger) er frostfenomener i mineraljord. Polygonmark dannes i flatt eller i svakt hellende terreng og består av mer eller mindre regelmessig fem- eller sekskantete polygoner i et sammenhengende mønster. Den vanligste typen har steinmateriale anriket langs kantene, mens midtpartiet består av finkornig materiale som ligger noe høyere enn kantene (Fig. 20). Diameteren på polygonene er vanligvis 1–5 m. Solifluksjonstunger dannes i hellende terreng som valker av tungeform. Jorden flyter bare noen få mm pr. år. Høyden av tungens front er sjelden over en meter, bredden kan være flere titalls meter (Fig. 7).

Jettegryter dannes ved at sand, grus og stein hvirvles rundt i rennende vann og danner sylindriske groper i fjellgrunnen. Dybde og diameter varierer fra noen dm til over 10 m. De fleste store jettegryter er dannet under isavsmeltingsperioden. Jettegryter med opptil 5–6 m dybde finnes ved Øvre Divifoss (492 250, Fig. 21). Mindre er jettegrytene i Skakterdalen (510 264) og nord for Balgastatcaccia (405 152).

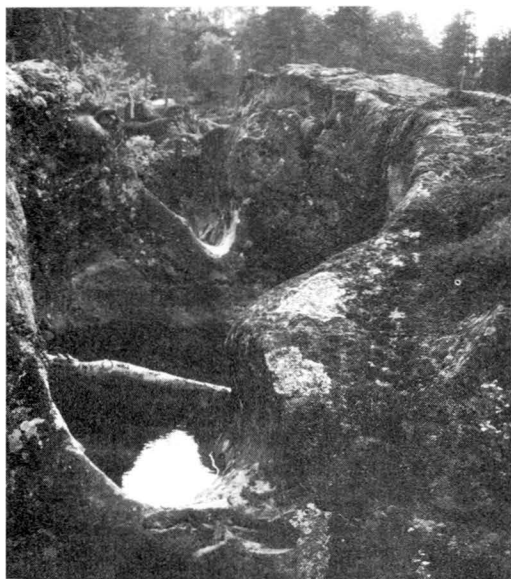


Fig. 21. Jettegryter i Øvre Divifoss (492 250) sett mot sør. Elven går her i stryk over 3–400 m gjennom flere trange gjel. Jettegryter opp til 5–6 m dype er uterodert av subglasialt smeltevann over hele denne strekningen. Bergarten er granitt. Foto: THB 22.07.1982.

Potholes at the waterfall of Øvre Divifoss (492 250) looking towards the south.

Plastiske former i fjelloverflaten er erosjonsformer dannet av innlandsisen, smeltevann under stort trykk eller en kombinasjon av begge disse. Formene kan også dannes av elvenes erosjon.

ANDRE SYMBOLER

Høyt blokkinnhold i overflaten benyttes på områder der blokkettheten er vesentlig høyere enn hva som kan betraktes som normalt for området sett under ett. Ved å variere tettheten av symbolene på kartet kan en gi uttrykk for variasjon i blokkettheten.

Stor enkeltblokk benyttes for blokk større enn ca. 5 m³.

Kilde brukes for å angi grunnvannsutslag. Dette er observert mellom Vuomajav'ri og Anjavassdalen (395 203). Se forøvrig avsnittet om karst.

Karst er oppløsningsfenomener i kalkfjell. Ved Vuomajav'ri forsvinner en bekk under morenedekket (386 197). I følge Osland (1974) renner bekken her gjennom kanaler i kalkfjell som er dannet ved at vannet har løst opp kalken.

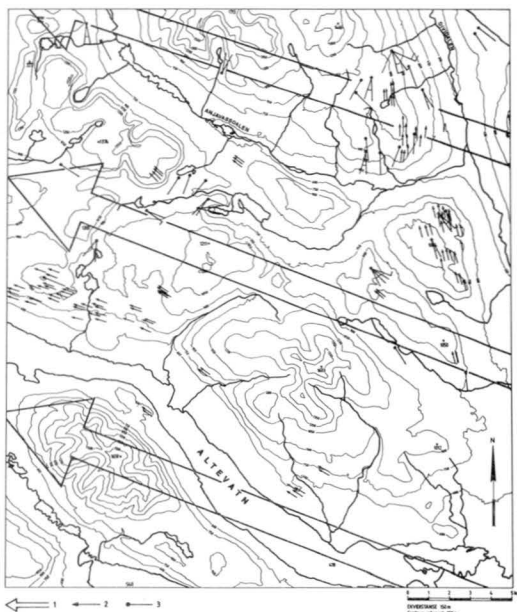


Fig. 22. Rekonstruksjon av innlandsisens eldste kjente bevegelse (1). Denne fasen falt kanskje sammen med hovedskillet østligste beliggenhet i Nord-Sverige (Ljugner 1949. J. Lundqvist 1974, 1981. Melander 1980 m. fl.). Stripninger i fjelloverflaten (2) og noen skuringsobservasjoner (3) er også tatt med. Samtlige observerte skuringsmerker finnes på det kvartærgeologiske kartet.

Reconstruction of the oldest traced movement of the ice sheet (1). Rock flutings (2) and selected glacial striae (3) are also shown. All the observed striae etc. are shown on the Quaternary geological map.

Siste istid i Troms

Forløpet av siste istid er generelt omtalt foran. De eldste spor etter istiden en til nå har funnet i Troms er fra Kvaløya like vest for Tromsø. ¹⁴C-datering av skjell fra morenemateriale der ga en alder på 40 600 +2 100/−1 700 år (T. Vorren 1979) og 41 900 +2 800/−2 200 år (T. Vorren et al. 1981). Dette viser at området var isfritt på denne tid. Muligens er det en interstadial vi her har representert.

Ved istidens maksimum ble det dannet randavsetninger (endomorener) på kontinentalsokkelen utenfor Troms (bl. a. Malangsgrunnen, Sveinsgrunnen og Fugløybanken). Disse kalles *Egga-trinnene* (Andersen 1968) eller *Sokkel-trinnene* (Vorren & Vorren 1979). Under isavsmeltingen ble det langs kysten dannet randavsetninger, spesielt i fjordstrøkene. Disse *Fjord-trinnene* (Vorren & Vorren 1979) danner oppgrunninger av enkelte fjorder (T. Vorren et al. 1983). Den mest markerte av disse randavsetnin-

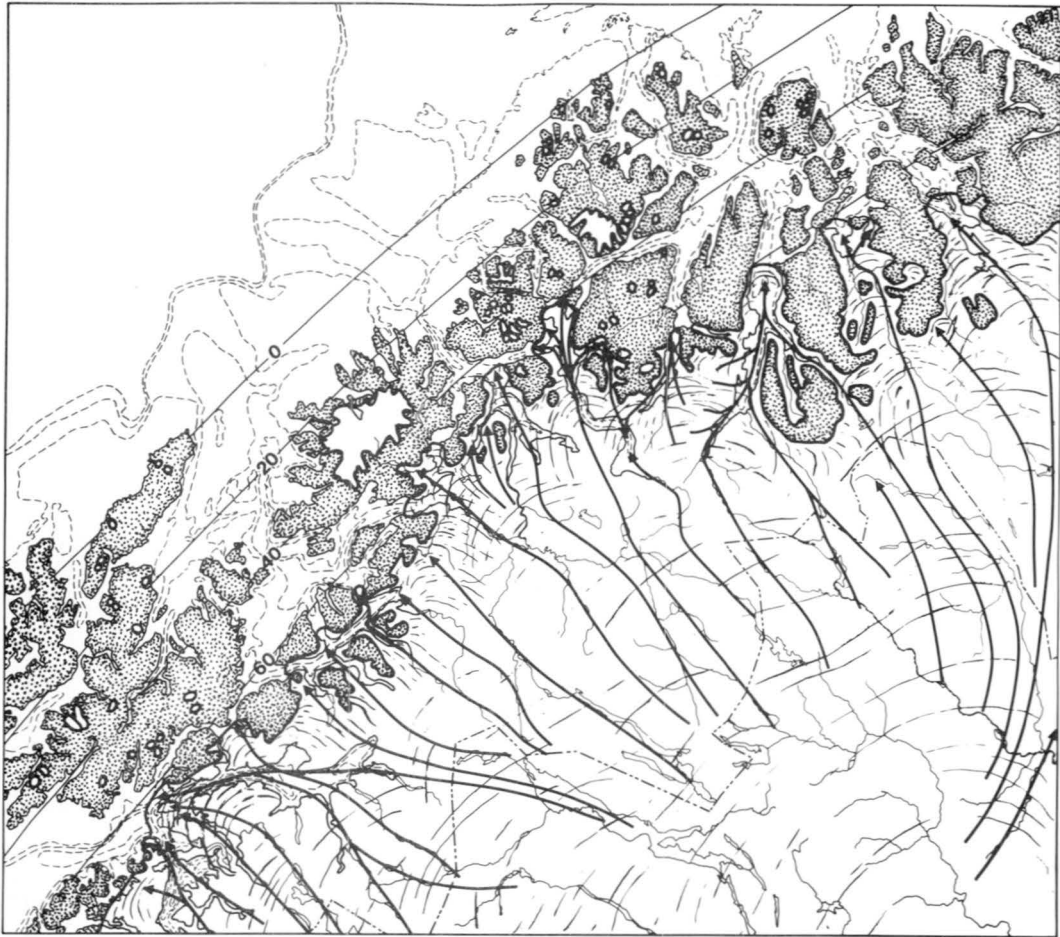


Fig. 23. Rekonstruksjon av innlandsisens utbredelse og bevegelsesmønster i Troms og nærliggende områder ved dannelsen av Tromsø-Lyngen randavsetningene (Yngre Dryas). Beregninger med bregradienter, og mangel på randavsetninger fra avsmeltingstiden i fjellene, gjør det rimelig å anta at selv de høyeste fjelltoppene i innlandet var isdekket. Bortsett fra nært issenteret (nederst til høyre på figuren) var isen likevel så tynn at dalførene styrte isbevegelsen. Isobasene, som viser områder med lik landheving i forhold til havnivået etter Yngre Dryas, er også vist. (Fra T. Vorren, in press).

Reconstruction of the extent and ice-movement directions of the ice sheet at the time of formation of the Tromsø-Lyngen end moraines (Younger Dryas). The isobases are also shown. (Compiled by T. Vorren, in press).

gene, *Tromsø-Lyngen-trinnet*, ble dannet i Yngre Dryas-tiden for ca. 10–11 000 år siden (Fig. 2).

I *Pre-Boreal tid* (9–10 000 år før nåtid), forårsaket et mindre breframstøt dannelse av randavsetninger i enkelte fjordender. Den videre avsmelting skjedde sannsynligvis ved en rask tilbaketrekning av isfronten mot de svenske høyfjell hvor de siste isrester befant seg (Ljugner 1949, Holdar 1957, Hoppe 1959, J. Lundqvist 1972, 1974, 1981, Melander 1980).

ISBEVEGELSER, ISAVSMELTING OG SMELTEVANNSDRENERING INNEN KARTBLAD ALTEVATN

Isbevegelsene er rekonstruert på grunnlag av skuringsobservasjoner (Fig. 22–27).

Isens bevegelsesretninger bestemmes av samspillet mellom isskilletts beliggenhet og den underliggende topografi. Topografien får større innflytelse etter hvert som isen blir tynnere. Isskillet lå ved nedisningens begynnelse i høyfjellene. Da isen ble mektigere, vandret isskillet mot øst, og befant seg kanskje over Bottenviken ved nedisningens maksimum (Fig. 1). Etter hvert som isen



Fig. 24. Rekonstruksjon av innlandsisens utbredelse og bevegesmønster da de høyeste fjelltoppene i Altevatn-området var smeltet fram. Som utgangspunkt for rekonstruksjonen vist på Fig. 24–27 er antatt en konstant bregradient på 20 m/km med helning mot nordvest. Skjev landheving, topografisk bestemte endringer i bregradienten osv. er det ikke tatt hensyn til. Eventuelle breer i botnene er ikke tatt med. Piler med åpen spiss markerer isbevegelsene.

Reconstruction of the distribution and ice-movement directions of the ice sheet during the earliest nunatak stage.

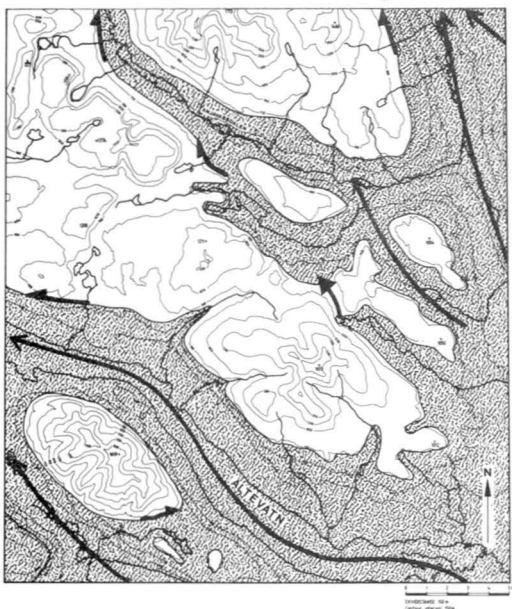


Fig. 26. Rekonstruksjon av innlandsisens utbredelse og bevegesmønster like før isens bevegelse opphørte opp Anjavassdalen. Se forøvrig teksten til Fig. 24 og 25.

Reconstruction of the distribution and ice-movement directions of the ice sheet just before movement up the Anjavassdalen ceased.



Fig. 25. Rekonstruksjon av innlandsisens utbredelse og bevegesmønster ved dannelsen av overløpene ved Balgastatšacca og øst for Doaresbak'ti. Piler med fylt spiss viser smeltvannets dreneringsveier. Se forøvrig teksten til Fig. 24.

Reconstruction of the distribution and ice-movement directions of the ice sheet at the time when melt-water overflowed at Balgastatšacca (393 141) and east of Doaresbak'ti (308 173).



Fig. 27. Rekonstruksjon av innlandsisens utbredelse og bevegesmønster i den siste aktive fase. Se forøvrig teksten til Fig. 24 og 25.

Reconstruction of the distribution and ice-movement directions of the ice sheet at the end of the deglaciation.



Fig. 28. Esker i Anjavassdalen (367 224) sett mot sørøst. Legg merke til forskjellen i fordelingen av overflateblokk! Foto: THB 25.07.1972.

One of the eskers in the valley Anjavassdalen looking towards the southeast (367 224). Note the difference in surface-boulder distribution!

smeltet forskjøv isskillet seg tilbake mot fjellene (Ljugner 1949, Fig. 2). Likevel ble de regionale isbevegelsene lite forandret gjennom siste nedising. Ved siste istids maksimum, da isskillet lå omtrent øst vest over Nord-Sverige, var isbevegelsen i Torneträsk-Altevatn-området fra ØSØ mot VNV. Da isskillet flyttet seg mot vest, kom isen i Altevatn-området fra SØ og beveget seg mot NV og N. I den sørlige del var bevegelsene mot NV mens den var mere nordlig i den nordlige del. Skuringsobservasjoner som kan henlegges til denne fasen er dominerende i antall. Det antas at denne bevegelsesretningen tilhører den regionale bevegelse som eksisterte under mesteparten av nedisingen og til store deler av ismassene var smeltet, d. e. etter Yngre Dryas. I isens siste aktive fase var bevegelsesretningene i enkelte områder rent topografisk bestemt, og avvek til dels sterkt fra den tidligere retning.

Ved dannelsen av Tromsø - Lyngen randavsetningene i Yngre Dryas var Altevatn/Dividals-området dekket av is (Fig. 23). Etter dette trinnet trakk brefronten seg relativt raskt tilbake mot S og Ø, bortsett fra noen kortere opphold i Pre-

Boreal tid. Etter hvert som isdekket ble tynnere, ble avsmeltingsforløpet mer og mer avhengig av topografien.

Avsmeltingsforløpet i Altevatn-området er forsøkt rekonstruert på Fig. 24-27. Den vertikale senkningen av isoverflaten førte til at de høyeste fjelltoppene i Njunis, Kistefjell og Råkkunbærri først ble isfrie og stakk opp over isoverflaten som nunatakker (Fig. 24). Etter hvert som avsmeltningen fortsatte, ble nye fjellområder isfrie (Fig. 25). Smeltevann som samlet seg mellom isen og fjellsiden fant seg snart vei under isen gjennom tallrike slukrenner. Overløpene ved Balgastatçacca (392 141) og langs Doaresbak'tis østside (325 175) ble dannet når isoverflaten befant seg omtrent på det nivå som Fig. 25 viser. Slukeskerne ved SØ-enden av Vuomajav'ri (407 163) og eskerne V for Vuomajav'ri ble kanskje dannet i forbindelse med disse overløpene. En tid har det eksistert en bredemt sjø sør for Balgastatçacca (392 141) som hadde utløp over passpunktet mot N. Et lite delta ble avsatt i denne sjøen opp til 933 m o.h. (Angivelsen på kartgrunnlaget, 913 m, er feil).



Fig. 29. Resente endemorener foran den sørøst-vendte botnen i Njunis (380 257). Den største endemorenen, som ligger på en fjellterskel, er den yngste. Utenfor denne ligger ytterligere to små morenerygger (til venstre). Alle disse er yngre dannelser, sannsynligvis yngre enn 2–300 år. Isbreen er en del redusert siden kartet ble konstruert (etter flybilder fra 1951). Foto: THB 27.07.1973.

Recent end moraines in the SE-facing cirque in Njunis (380 257).

Den videre nedsmeltingen foregikk ved at isoverflaten stadig sank slik at større områder ble isfrie. Da Nav'sti (475 175) var i ferd med å smelte fram, ble overløpene mellom Galgujav'ri (472 133) og Vuomajåkka (422 156) og Hel'vetjav'ri (428 122) og Vuomajåkka dannet (Fig. 26). Slukeskerne langs S-skråningen av Blåfjell (416 183) kan være dannet i forbindelse med disse overløpene.

Spylerennene mellom Vuomajav'ri (399 181) og Anjavassdalen (376 227) og langs Anjavatnet (347 246) viser at dreneringen gikk opp Anjavassdalen selv når isen lå opp til ca. 700 m o.h., altså ca. 100 m tykk. Dette viser at det var dynamisk aktivitet i isen i Anjavassdalen til den var ca. 100 m tykk (Fig. 26). En tid må et overløp fra Vuomajav'ri til Anjavatnet ha vært i funksjon da to dype nedskjæringer i morenen viser drenering denne vei. Senere gikk dreneringen mot SØ fra Vuomajav'ri. Flere terrasser ble bygd opp mot den stadig synkende isoverflaten omkring Vuomajåkkas utløp i Anjavasselva.

Laterale smeltevannsspor langs Anjavasselva

viser at dreneringen i Anjavassdalen ble reversert mens det fortsatt lå is opp til omtrent 650 m o.h. Forløpet av enkelte eskere viser også dette (Fig. 28). Isen i Anjavassdalen var sannsynligvis stagnert på det tidspunkt, mens isen i Dividalen fortsatt var dynamisk aktiv.

I siste del av avsmeltingen, mens det bare lå is i Dividalen og i Altevatn-bassenget (Fig. 27), har dreneringen stort sett foregått ned Dividalen. Det er funnet svært få spor etter smeltevannet langs Altevatn. Dreneringen langs Dividalens vestsida har vært intens både langs iskanten og under isen. Laterale smeltevannsspor finnes både i løsmasser og i fast fjell. Dividalen har mottatt store smeltevannsmengder fra øst, f. eks. har Skakterdalen drenert store arealer under hele avsmeltingstiden.

ENDEMORENER

Det er ikke funnet randavsetninger i området som er dannet av innlandsisen. Det finnes imidlertid mindre endemorener foran noen av isbreene i Råkkunbårri (323 068 og 339 055), i



Fig. 30. Endemorenen i Anjavassdalens nordskrånning (377 237) sett mot vest. Anjavatnet i bakgrunnen. Endemorenen er avsatt fra høyre. Det avflatete toppnivået og linjene i distalskrånningen (til venstre) tyder på at moreneryggen er avsatt mot en isbre eller en isdemt sjø som lå i Anjavassdalen. Den synlige del av elvenedskjæringen er 30 m høy. En person befinner seg inni sirkelen! Løng Anjavatnet finnes "dødislandskap": Uregelmessig orienterte morenchauger, men også eskere/slukeskere finnes. Ved den innerste del av Anjavatnet skimtes to spylereenner i dalsiden. Disse heller mot høyre. Disse er også vist på Fig. 11. Foto: THB 27.07.1973. *The oldest end moraine on the northern slope of the valley Anjavassdalen (377 237) looking west. A person is circled in the centre of the photograph. 'Dead-ice topography' dominates along the lake Anjavatnet.*

Kistefjell (431 099) og i Njunis (380 260 og 395 270). En til tre morenerygger ligger umiddelbart utenfor bretungene. Ryggene er opptil 4–5 m høye og består for det meste av stein og blokk av den lokale bergart (Fig. 29). Disse moreneryggene er sannsynligvis svært unge, ikke mere enn 2–300 år (Karlén 1973, m. fl.). 2–2,5 km utenfor disse unge endemorenene i Njunis, ligger i Anjavassdalens nordskrånning en større morenerygg (377 235, Fig. 30). Denne har i fronten utgravd to nivåer som kan være strandlinjer eller spylereenner. Dessuten er frontpartiet avflatet på toppen. Bargel (1975) konkluderte med at moreneryggen ble avsatt mot dalbreen i Anjavassdalen av en bretunge fra botnbreen. Dette må i så fall ha skjedd da dalbreen var omtrent 130 m tykk i Anjavassdalen (Fig. 26). Endemorenen kan derfor ha blitt dannet ved framstøt av botnbreen sent i avsmeltingsfasen. Dersom dette er riktig, kan framstøtet ha skjedd sent i Pre-Boreal tid. Påfallende er det imidlertid at det ikke finnes tilsvarende avsetninger foran de andre lokalbreene i området. Det kan derfor også være mulig at framstøtet skyldes andre forhold enn økt akkumulasjon, f. eks. endring av de indre balanseforhold i isen ("surge"). Karlén (1973) fant reaktivering av noen breer i Kebnekaise for ca. 8 000

år siden. Dersom denne dateringen er riktig, kan framstøtet i Njunis neppe være samtidig, da innlandsisen sannsynligvis var helt nedsmeltet for ca. 8 000 år siden.

DATERING AV ISAVSMELTINGEN

For 10–11 000 år siden, da brefronten lå ved Tromsø, var de indre fjellstrøk helt dekket av is (Fig. 23). Dersom vi går ut fra at den gjennomsnittlige bregradienten var ca. 20 m/km i dette området, ville de høyeste fjelltoppene være smeltet fram når brefronten lå i de indre fjordstrøk. Dette skjedde i så fall i Pre-Boreal tid, altså for ca. 9–10 000 år siden (Andersen 1968). Etter dette smeltet breen raskt (Andersen op. cit. Melander 1980. Bergstrøm 1981 m. fl.). Hastigheten på den vertikale nedsmeltingen av isoverflaten er av flere beregnet på grunnlag av den innbyrdes høydeforskjell mellom lateralrenner. Teorien er basert på at rennene viser den årlige avsmeltningen. Mange usikkerhetsfaktorer er knyttet til denne teorien, og de beregnede verdier må betraktes som orienterende. I Nord-Troms har Bergstrøm (1981) beregnet en gjennomsnittlig senkning på 4 m/år. Kujansuu (1967) angir 2,5–3 m for det vestlige Finske Lappland. Melander (1980) finner at rennene N for Torneträsk har en vertikal

avstand på 7 m. Slike beregninger på grunnlag av laterale smeltevannsrenner viser senkningen i siste fase av avsmeltingen. Senkningen er imidlertid mindre først i avsmeltingsperioden (Bergstrøm 1981).

Som utgangspunkt for å beregne isens nedsmelting i Altevatn/Dividalsområdet er det her gått ut fra en gjennomsnittlig sammensynkning etter Pre-Boreal tid på 4–5 m/år, mens 6–7 m/år kan være rimelig i siste del av avsmeltingen. Det ville da gå 250–300 år fra de høyeste fjelltoppene i området var isfrie til all is var smeltet bort. Regner en om nedsmeltingen til å representere isfrontens tilbaketrekning, får en ved 6–7 m senkning/år, en tilbaketrekning på 250–300 m/år dersom bregradienten var konstant 20 m/km. Det ville da gå 100–120 år fra isfronten lå i Dividalen ved kartbladets NØ-hjørne til den hadde trukket seg mot sør ut av kartbladområdet. Det må understrekes at flere usikkerhetsfaktorer enn de som her er nevnt vil gjøre seg gjeldende under isavsmeltingen, slik at de beregnede verdier kun må betraktes som grove anslag.

En del ¹⁴C-dateringer foretatt på bunnsedimenter fra sjøer i Nord-Sverige viser en påfallende konsentrasjon omkring 9 000 år før nåtid (Melander 1980). Skjelldateringer fra yngre Pre-Boreale randavsetninger i Troms ga en alder på 9 100–9 200 år. (Andersen 1968), ved Narvik 9 300 år (Andersen 1975). Selv om dateringer på forskjellig materiale kan gi noe forskjellig resultat, antyder dette likevel en svært rask isavsmelting etter Pre-Boreal tid. De indre strøk av Troms kan derfor ha blitt isfrie for ca. 9 000–9 300 år siden. Avsmeltingen etter de Pre-Boreale framstøt kan i så fall ha skjedd i løpet av bare 2–300 år.

FROSTFENOMENER

På grunn av de strenge klimatiske forhold i Altevatn–Dividals-området, med årsmiddeltemperatur på ca. +0,5°C eller lavere (Wilhelmsen 1974), er frostens virkning i de øvre jordlag betydelig. Frostens aktivitet og effekt er i stor grad betinget av vanninnholdet i marka, da det er fryse- og tineprosessene som er de dominerende ved dannelsen av frostfenomenene. Derfor er disse fenomener også avhengig av nedbørsforholdene og dreneringsforholdene i grunnen. Permafrost eller "evig" tele eksisterer generelt ikke i området. Imidlertid finnes det enkelte myrer hvor det er dannet palser. De klimatiske betingelser for dannelse av palser er at det er 200–210 døgn pr. år med temperaturer under 0°C og en nedbør i tidsrommet november–april på under

300 mm. Årsmiddeltemperaturen må ligge under +2–+3°C (J. Lundqvist 1962, Åhman 1977). Alle disse betingelsene skulle være oppfylt i dag i Altevatn-området.

De vanligste former dannet av frostprosesser er flytjordsvalker og strukturmark. Andre typer frostfenomener er blokkforsenkninger og steingroper som dannes i små forsenkninger eller groper med vann, hvor det skjer en oppfrysing av blokk og stein som til slutt dekker bunnen som et teppe. Frosthiving eller frostskyting av blokker og stein fra de underliggende lag av løsmaterialet og opp til overflaten kan imidlertid foregå uten at særpregete former blir dannet. Dette medfører en generell anrikning av blokker på overflaten som ikke kan tilskrives primære prosesser under selve dannelsen av jordarten.

Summary

The mapped area is situated in the south-eastern part of Troms county in northern Norway (Figs. 1, 2). Precambrian rocks, mainly granites, dominate in the southern part of the area. Overthrust rocks of Caledonian origin occupy the western and northern parts of the area. (Fig. 3). The present main water divide follows the Norwegian/Swedish border. A local water divide is situated in the mountains to the northwest of the area.

The classification of the superficial deposits in the area is based on genetic criteria as proposed by the Geological Survey of Norway (NGU). Most of the mapped deposits are of late Weichselian age. No traces of earlier glacials/interglacials have been found. Till dominates in the lower part of the area. The till is subdivided with regard to its thickness (Figs. 5, 6, 7, 8). Weathering products dominate at heights above 900–1,000 m a.s.l. Blockfields occur commonly, especially at altitudes above c. 1,300 m a.s.l. (Fig. 13). Talus and other mass movement deposits are situated below almost all the steepest cliffs and hillsides (Fig. 14). Glaciofluvial deposits and a great number of glaciofluvially eroded canyons and channels show the extent of the melt-water activity (Figs. 4, 8, 9, 10, 11, 12, 15, 16, 17, 18, 19, 21).

ICE FLOW DIRECTIONS, DEGLACIATION AND MELT-WATER DRAINAGE

The ice flow directions have been reconstructed on the basis of glacial striae (Figs. 22–27).

At the beginning of the glaciation, the ice

divide was situated over the highest mountains along the Norwegian/Swedish border. As the inland ice grew, the ice divide migrated eastwards, and was possibly located near the Swedish east coast during the Weichselian maximum. During the course of deglaciation the ice divide moved westwards again. The last ice remnants melted in the mountains where the glaciation began (Ljugner 1949, Holdar 1957, Hoppe 1959, J. Lundqvist 1972, 1974, 1981, Melander 1980). The oldest ice flow direction found in the mapped area was to the WNW (Fig. 22). This was possibly the situation during the Weichselian maximum. When the ice divide moved westwards, the ice flow direction became more northerly, especially in the northern part of the area. Fig. 23 show the situation during Younger Dryas time. The supposed deglaciation pattern after the Younger Dryas readvance, the ice flow directions and the main melt-water drainage routes are shown in Figs. 24–27.

The great number of canyons and melt-water channels (Figs. 16, 17, 18, 19, 20, 21) indicates a rapid melting of the inland ice with great melt-water discharge. A huge esker, about 30 km long, crosses the main water divide and ends near the head of the Dividalen valley (Andersen 1968). This esker crosses Altevatn in the SE corner of the mapped area (Figs. 2, 9). Another drainage system crossed the local water divide between the head of Dividalen and the valleys of Vuomajav'ri/Anjavassdalen. At the end of the deglaciation the drainage was most extensive in Dividalen. This valley also received huge quantities of melt-water from the east.

MARGINAL MORAINES

Marginal moraines formed by the ice-sheet are not found in the area. There are, nevertheless, 1–3 small end moraines in front of many of the cirque glaciers (Fig. 29). These are probably not older than 2–300 yrs. On the northern slope of Anjavassdalen there is an older moraine outside one of the cirques in Njunis (Fig. 30). The top of the moraine front is flattened, and on the distal slope there are two horizontal lines which are interpreted as lateral erosion channels or strandlines. This suggests that a tongue of the ice-sheet occupied Anjavassdalen at this time. This situation could have been possible at the end of the deglaciation. If this is true, the advance of the cirque glacier could have occurred at the end of Pre-Boreal time. However, marginal moraines of the same kind are not found outside the other

cirques in the area. Therefore the glacier advance can also be explained as a surge.

Karlén (1973) found reactivation of some glaciers in the Kebnekaise mountains in Sweden (Fig. 2), 8,000 yrs BP. If this dating is correct, it is unlikely that the advance in Njunis occurred then. The moraine at Njunis must be older than this since the ice sheet probably retreated from this area before that time.

DATING OF THE DEGLACIATION

During Younger Dryas time the entire area was glaciated (Fig. 23). If the mean inclination of the glacier surface in Troms was about 20 m/km, then the ice front would have been situated at the fjord heads when the highest peaks in the area were deglaciated. This occurred most likely in late Pre-Boreal time (Andersen 1968). Subsequently the deglaciation was rapid (Andersen 1968, Melander 1980, Bergstrøm 1981).

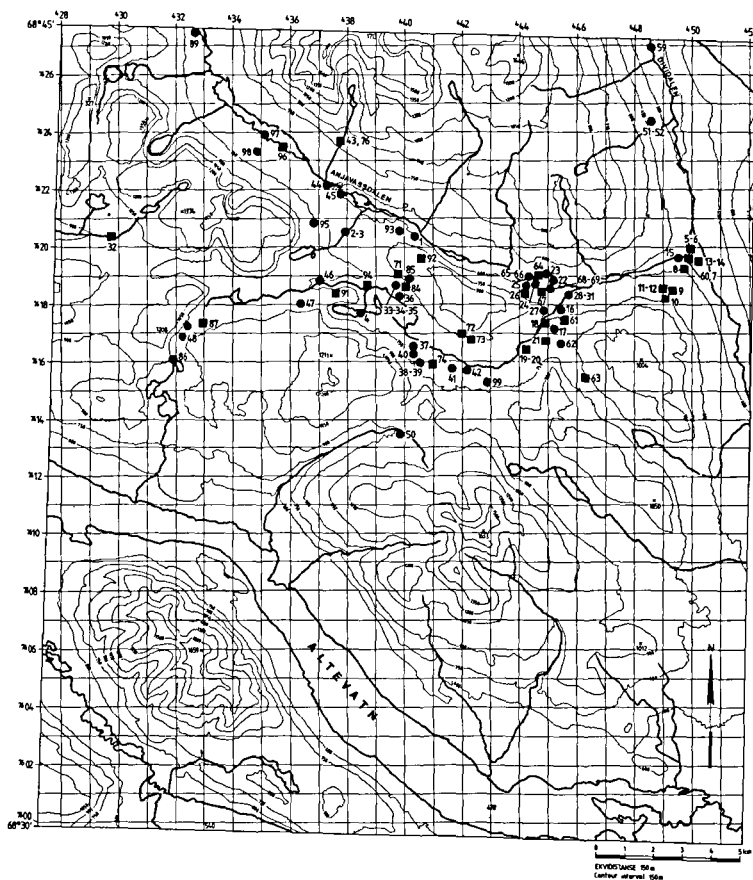
The vertical lowering of the ice surface has been calculated by several authors in different areas on the basis of the vertical distance between lateral drainage channels (Kujansuu 1967, Melander 1980, Bergstrøm 1981). Figures range from 2 to 7 m. Lowering of the glacier surface by about 4–5 m/yr, increasing to 6–7 m/yr, seems reasonable in the mapped area. In that case the deglaciation after Pre-Boreal time would have been completed in 250–300 yrs. Recalculation of the lowering of the glacier surface (6–7 m/yr) to represent the recession of the ice front, gives 250–300 m/yr horizontal recession using a constant ice surface inclination of 20 m/km. The ice front would then have crossed the map sheet area from N to S in 100–120 yrs.

¹⁴C-datings on sediments from Swedish lakes cluster around 9,000 yrs BP (Melander 1980). Shell datings from Pre-Boreal end moraines at the heads of the fjords in Troms have given 9,100–9,300 yrs BP (Andersen 1975). This evidence also suggests a rapid deglaciation after the youngest Pre-Boreal readvance, of the order of 2–300 yrs. The area under consideration could therefore have been deglaciated between c. 9,000 and 9,300 yrs BP.

Utførelse

Det kvartærgeologiske kartet med beskrivelse er et resultat av litteratur- og flybildestudier, feltarbeide og laboratorieanalyser av innsamlet materiale.

Fig. 31. Prøvelokaliteter. Kvadrater: morene. Sirkler: breelv- og elveavsetninger.
 Sample localities. Squares: till. Circles: glaciofluvial and fluvial deposits.



LITTERATUR- OG FLYBILDESTUDIER

Dette tar til før feltarbeidet og utføres kontinuerlig inntil kart og beskrivelse har fått sin endelige form. En oversikt over anvendt litteratur finnes i litteraturlisten. Av flybilder er benyttet vertikalfoto i målestokk ca. 1:35 000–1:40 000 fotografert av Norsk Luftfoto og Fjernmåling I/S. Bilderiene 255, 446, 505 og 603 fotografert i årene 1947–54 er benyttet. Til kartlegging omkring den østlige del av Altevatn er serie 6378 (M 1:20 000) fotografert i 1980 benyttet.

FELTARBEIDE

Kartleggingen er foretatt etter retningslinjer utarbeidet ved NGU. Feltregistreringene er for det meste inntegnet på flybilder og manuelt overført til kart. Under feltarbeidet er det samlet inn opplysninger om avsetningenes karakteristiske overflateformer og oppbygning i den grad dette framgår på overflaten og i skjæringene. Den øvre del av løsmassene er dessuten vurdert ved hjelp av stikkbor og spade ned til ca. 1 m dyp. Opplysninger om mektighet og lagfølge har en fått for det

meste fra nedskjæringer. Som dokumentasjon, og til støtte for kartleggingen er det samlet inn jordartsprøver. Disse prøvene er for det meste tatt i skjæringer på dybder fra ca. 1 til 2–4 m.

KORNFORDELINGSANALYSER

På de innsamlede jordartsprøver (Fig. 31) er det utført kornfordelingsanalyser i henhold til Statens Vegvesens analyseforskrifter. Av praktiske årsaker er kun materiale mindre enn 19 mm analysert. Analyseresultatene er samlet i en egen data-rapport (Bargel 1984). Her finnes også tabeller over skuringsobservasjoner, flyttblokkobservasjoner, steintellinger og rundingsanalyser som er foretatt i området. Materialet er hentet fra Bargel (1975).

Etterord

I forbindelse med opprettelsen av Øvre Dividal Nasjonalpark i 1971, ble det i 1972 foretatt en kvartærgeologisk oversiktskartlegging av parken under ledelse av professor Bjørn G. Andersen, Universitetet i Bergen (Andersen 1974). I 1973 og 1974 fortsatte kartleggingen av områdene like utenfor Nasjonalparken, nå

som et ledd i "Landsplan for naturområder/forekomster". Alle disse undersøkelsene ble finansiert av Miljøverndepartementet. Materialet som ble samlet inn dannet grunnlaget for to hovedoppgaver i kvartærgeologi og geomorfologi ved Geologisk Institutt avd. B, Universitetet i Bergen med professor Andersen som veileder (Bargel 1975, Aga 1977).

I 1982 foretok NGU feltregistreringer i Indre Troms i forbindelse med det kvartærgeologiske kartet Enontekiö (M 1:250 000). Samtidig ble det foretatt rekognoseringer innenfor kartblad Altevatt 1532 II. Det ble besluttet å fullføre dette kartbladet i 1983 samt å rekognosere nabobladene med tanke på senere fullførelse.

Denne kartbladbeskrivelsen ble skrevet ved NGU vinteren 1983/84 og bygger i stor grad på de tidligere arbeider. På grunn av større datamengde er en del punkter i den kvartærgeologiske utvikling omtolket.

Amanuensis Geoffrey D. Corner, statsgeologen Oddvar Longva og Lars Olsen har lest gjennom manuskriptet og foreslått flere forbedringer. Corner har også korrigert den engelske teksten.

Gunnar Grønli, Torbjørn Haugen, Irene Lundquist og Bjørg Svendgård har laget tegningene. Arne Haugan og Lars Holiløkk har stått for reproduksjonen av det kvartærgeologiske kartet. Alle takkes herved.

Litteratur

- Andersen, B. G., 1968: Glacial Geology of Western Troms, North Norway. *Nor. geol. unders.* 256. 160 pp.
- Andersen, B. G., 1974: Utformingen av landskapet. I: Vorren, K. D., (red.) 1974. 21–33.
- Andersen, B. G., 1975: Glacial Geology of Northern Nordland, North Norway. *Nor. geol. unders.* 320. 74 pp.
- Andersen, B. G., 1981: Late Weichselian Ice Sheets in Eurasia and Greenland. 1–65. I: Denton, G. H. & Hughes, T. J. (red.): The Last Great Ice Sheets. John Wiley & Sons, New York. 484 pp.
- Aga, O. J., 1977: Kvartærgeologiske undersøkelser i østlige del av Øvre Dividal, Troms. Upublisert hovedoppgave i kvartærgeologi og geomorfologi, Universitetet i Bergen. Del 1&2. 103 pp.
- Bargel, T. H., 1975: Kvartærgeologien i og omkring den vestlige del av Øvre Dividal Nasjonalpark, Troms. Upublisert hovedoppgave i kvartærgeologi, Universitetet i Bergen. Del 1&2. 102 pp.
- Bargel, T. H., Bergstrøm, B. & Sveian, H., 1981: Beskrivelse til kvartærgeologiske kart. Norges geol. Unders. Rapport nr. 1633/16.
- Bargel, T. H., 1984: Kvartærgeologisk kart Altevatt 1532 II. Tabeller. NGU-rapport nr. 84.003. 22 pp.
- Barrett, R. L., 1900: The Sundal Drainage System in Central Norway. *Bull. Am. Geogr. Soc.*, 3. 1–21.
- Bergstrøm, B., 1981: Cier'te. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 1733 II M 1:50 000 (Med fargetrykt kart). *Nor. geol. unders.* 368. 65 pp.
- Berthelsen, A., 1967: Geologic and Structural Studies around two Geophysical Anomalies in Troms, Northern Norway. *Nor. geol. unders.* 247. 57–77.
- Dreimanis, A. & Vagners, U. J. 1969: Lithologic Relation of Till to Bedrock. I: Wright, H. E., 1969 (ed.): Quaternary Geology and Climate. Vol. 16 of the Proceedings of the VII Congress of the International Association for Quaternary Research. Washington D. C. 93–98.
- Frödin, G., 1913: Bidrag til västra Jämtlands senglaciala geologi. *Sver. geol. unders. Ser. C.* 246. 236 pp. 96. 41 pp.
- Grønlie, O. T., 1918: Kvartærgeologiske undersøkelser i Tromsø Amt. III. De sidste dalbræer. *Tromsø Mus. Aarsh.* 38 og 39.
- Grønlie, O. T., 1931: Breer i Balsfjorden. *Nor. Geol. Tidsskr.* 12, 265–289.
- Gustavson, M., 1963: Grunnfjellsvinduer i Dividalen, Troms. *Nor. geol. unders.* 223. 92–105.
- Gustavson, M., 1966: The Caledonian Mountain Chain of the Southern Troms and Ofoten Areas. Part I. Basement Rocks and Caledonian Meta-Sediments. *Nor. geol. unders.* 239. 162 pp.
- Gustavson, M., 1969: The Caledonian Mountain Chain of the Southern Troms and Ofoten Areas. Part II. Caledonian Rocks of Igneous Origin. *Nor. geol. unders.* 261. 110 pp.
- Gustavson, M., 1972: The Caledonian Mountain Chain of the Southern Troms and Ofoten Areas. Part III. Structures and Structural History. *Nor. geol. unders.* 283. 56 pp.
- Gustavson, M., 1974: Geologisk kart over Norge, berggrunns-kart Narvik – 1:250 000. *Nor. geol. unders.*
- Gustavson, M. & Skålvoll, H., 1977: Geologisk kart over Norge, Berggrunnskart Enontekiö – 1:250 000. *Nor. geol. unders.*
- Haldorsen, S., 1977: The Petrography of Tills – a Study from Ringsaker, South-eastern Norway. *Nor. geol. unders.* 336. 36 pp.
- Haldorsen, S., 1982: The genesis of tills from Åstadalen, southeastern Norway. *Nor. Geol. Tidsskr.* 62. 17–38.
- Heintz, N., Garnes, K. & Nydal, R. 1979: Norske og Sovjetiske mammutfunn i kvartærgeologisk perspektiv. I: Nydal et al. 1979. 209–225.
- Holdar, C.- G., 1957: Deglaciationsforløppet i Torneträsk-området efter seneste nedsningsperioden, med vissa tilbakelickar och regionala jämförelser. *Geol. För. St. Förh.*, 79. 291–528.
- Holmsen, P., 1979: Grunnlag i kvartærgeologi. *Nor. geol. unders.* 347. 70 pp.
- Holst Mortensen, A., 1972: En kort redegjørelse for resultatene fra kortlægningen af Altevattområdet i Indre Troms. *Nor. geol. unders.* 277. 7–16.
- Holtedahl, O., 1953: Norges Geologi II. *Nor. geol. unders.* 164. 586–1118.
- Holtedahl, O., 1960: Geology of Norway. *Nor. geol. unders.* 208. 504 pp.
- Hoppe, G., 1950: Några exempel på glasifluvial dränering från det indre Norrbotten. *Geogr. Ann.* 32. 37–59.
- Hoppe, G., 1959: Glacial morphology and inland ice recession in northern Sweden. *Geogr. Ann.* 41. 193–212.
- Kalsbeek, F. & Olesen, N. Ø., 1967: A Preliminary note on the Geology of the Area between Altevatt and Målselva, Indre Troms, N. Norway. *Nor. geol. unders.* 247. 252–261.
- Kalsbeek, F., 1971: A Phengite gneiss from the Lower Part of the Caledonian Overthrust Rocks in Troms, North Norway. *Nor. Geol. Tidsskr.* 51. 407–411.
- Karlén, W., 1973: Holocene Glacier and Climatic Variations, Kebnekaise Mountains, Swedish Lapland. *Geogr. Ann.* 55 A. 29–63.
- Kujansuu, R., 1967: On the Deglaciation of Western Finnish Lapland. *Bull. Comm. geol. Finlande* 232. 1–98.
- Ljugner, E., 1949: East-West Balance of the Quaternary Ice Caps in Patagonia and Scandinavia. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala* 33.
- Lundqvist, G., 1961: Beskrivning til karta over landisens avsmältning och högsta kustlinjen i Sverige. *Sver. geol. unders. Ser. Ba No* 18. 148 pp.
- Lundqvist, J., 1962: Patterned ground and related frost phenomena in Sweden. *Sver. geol. unders. Ser. C* 583. 101 pp.
- Lundqvist, J., 1969: Problems of the so-called Rogen moraine. *Sver. geol. unders. C* 648. 32 pp.

- Lundqvist, J., 1972: Ice-lake types and deglaciation pattern along the Scandinavian mountain range. *Boreas* 1, 27–54.
- Lundqvist, J., 1974: Outlines of the Weichsel Glacial in Sweden. *Geol. Fören. Stockh. Förh.* 96, 327–339.
- Lundqvist, J., 1981: Weichselian in Sweden before 15 000 B.P. *Boreas* 10, 395–402.
- Mangerud, J., Sønstegeard, E., Sejrup, H. P. & Haldorsen, S. 1981: A continuous Eemian-Early Weichselian sequence containing pollen and marine fossils at Fjøsanger, western Norway. *Boreas* 10, 133–228.
- Mannerfelt, C. M., 1945: Några glacialmorfologiska förhållanden. *Geogr. Ann.* 27, 235 pp.
- Melander, O., 1980: Inlandsisens Avsmältning i Nordvästra Lappland. Stockholms Universitet Naturgeografiska Institutionen. Forskningsrapport 36.
- Nydal, R., Westin, S., Hafsten, U. & Gulliksen, S. (red.) 1979: Fortiden i søkelyset. Trondheim.
- Olesen, N. Ø., 1971: The relative Chronology of fold phases, metamorphism, and thrust movements in the Caledonides of Troms, North Norway. *Nor. Geol. Tidsskr.* 51, 355–377.
- Osland, L., 1974: Berggrunn. I: Vorren, K. D., 1974. 15–20.
- Pettersen, K., 1874: Tromsø Amts Orografi. *Kgl. N. Vid. Selsk. Skr.* VII.
- Pettersen, K., 1878: Det Nordlige Sveriges og Norges geologi. *Arch. Math. Naturv.* 3.
- Pettersen, K., 1884: Det nordlige Norge under den glacielle og postglacielle tid. Del III-VII. *Tromsø Mus. Aarsh.* VII.
- Pettersen, K., 1885: Det nordlige Norge under den glacielle og postglacielle tid. Del VIII-XII. *Tromsø Mus. Aarsh.* VIII.
- Pettersen, K., 1886: Kvartærtidens utviklingshistorie efter det nordlige Norge. *Tromsø Mus. Aarsh.* IX.
- Pettersen, K., 1888: Den nord-norske fjeldbygning. Del B, I. *Tromsø Mus. Aarsh.* XI.
- Reichelt, G., 1961: Über Shotterformen und Rundungsgradanalyse als Feldmethode. *Pet. Mitt.* 1, 15–24.
- Reusch, H., 1901: Nogle bidrag til forstaaelsen af hvorledes Norges dale og fjelde er blevne til. *Nor. geol. unders.* 32, 124–217.
- Selmer-Olsen, R., 1976: Ingeniørgeologi. Del I Generell geologi. Tapir, Trondheim. 281 pp.
- Selmer-Olsen, R., 1977: Ingeniørgeologi. Del II De Løse jordlag. Tapir, Trondheim. 289 pp.
- Vogt, T., 1918: Geologiske studier langs den østlige del av fjeldkjeden i Tromsø Amt. *Nor. Geol. Tidsskr.* 4, 260–266.
- Vogt, T., 1967: Fjellkjedestudier i den østlige del av Troms. *Nor. geol. unders.* 248. 60 pp.
- Vorren, K. D., 1967: Evig tele i Norge. *Ottar*, 51. *Tromsø Museum*. 26 pp.
- Vorren, K. D., (red.) 1974: Øvre Dividal. Norges Nasjonalpark 7. Luther Forlag A/S.
- Vorren, T. O., 1979: Pre-Late Weichselian fossils at Kvalsundet near Tromsø, north Norway. *Nor. Geol. Tidsskr.* 59, 101–105.
- Vorren, T. O. & Vorren, K. D., 1979: Siste istids utvikling i Troms, på Andøya og på sokkelen utenfor. I Nydal, R. et al. 1979. 271–283.
- Vorren, T. O., Corner, G. D. & Nagy, J., 1981: Weichselian sediments containing redeposited interstadial/interglacial fossils at Stettelva, North Norway. *Boreas* 10, 477–484.
- Vorren, T. O., Edvardsen, M., Hald, M. & Thomsen, E., 1983: Deglaciation of the Continental Shelf off Southern Troms, North Norway. *Nor. geol. unders.* 380, 173–187.
- Wilhelmsen, K., 1974: Klima. I: Vorren, K. D., 1974. 35–35.
- Østerås, T., 1973: Innføring i kvartærgeologi. Universitetsforlaget, Oslo. 58 pp.
- Østrem, G., Haakensen, N. & Melander, O., 1973: Atlas over breer i Nord-Skandinavia. *Medd.* 46, *Naturgeogr. inst., Stockholms univ.* 315 pp.
- Åhman, R., 1977: Palsar i Nord-Norge. *Medd. Lunds Univ. Geogr. Inst. Avh. LXXVIII.* 165 pp.

ALTEVATN

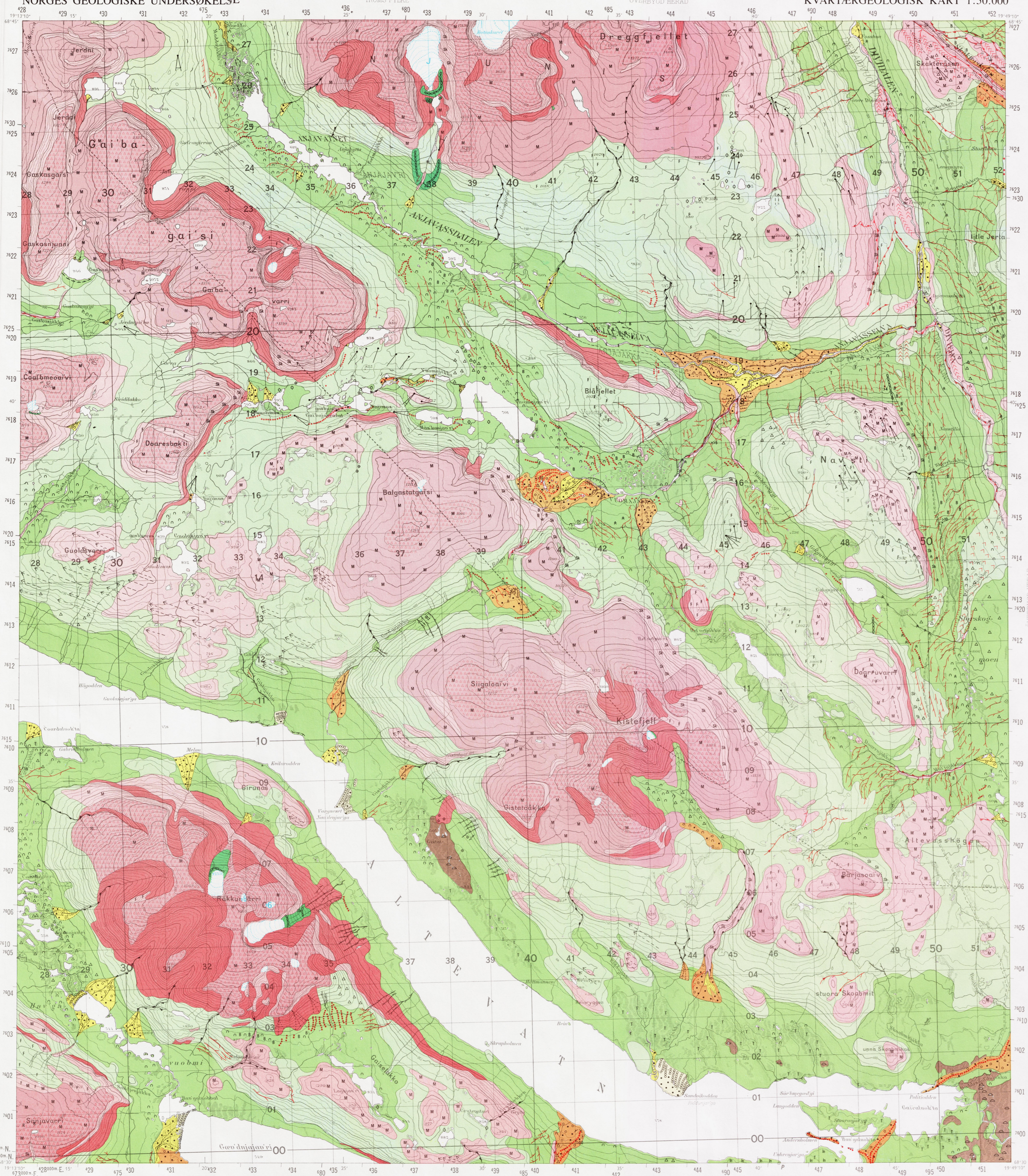
1532 II

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE

TROMS FYLKE

ØVERBYGD HERAD

KVARTERGEOLOGISK KART 1:50.000



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
- RANDMORENEMATERIALE
Marginal moraine zone of marginal moraines
- BREELVAVSETNING (GLASIFLUVIAL AVSETNING)
Glaciofluvial deposit
- RYGGFORMET BREELVAVSETNING, DANNET I TUNNELL ELLER SPREKK UNDER ISEN (ESKER)
Kame
- HALVFORMET BREELVAVSETNING (KAME)
Kame
- INNSJØAVSETNING (LAKUSTRIN STRANDAVSETNING)
Lacustrine shore deposit
- ELVE- OG BEKKEAVSETNING (FLUVIAL AVSETNING)
Fluvial deposit
- FORVITRINGSMATERIALE
Weathering material
- FORVITRINGSMATERIALE, BLOKKHAV
Weathering material, blockfield
- UR- OG SKREDMATERIALE
Talus, landslide and avalanche material
- TORV OG MYR (ORGANISK MATERIALE)
Organic deposit (bog)
- ISBRE
Glacier

BART FJELL Exposed bedrock

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

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

- M MORENEMATERIALE
Till
- B BREELVAVSETNING
Glaciofluvial deposit
- h STRANDAVSETNING
Lacustrine shore deposit
- E ELVE- OG BEKKEAVSETNING
Fluvial deposit
- f FORVITRINGSMATERIALE
Weathering material
- sk UR- OG SKREDMATERIALE
Talus, landslide and avalanche material
- T TORV OG MYR
Organic deposit (bog)

KORNSTØRRELSE Grain size

- STEIN (St) 256 - 64 MM
Stone
- GRUS (G) 64 - 2 MM
Gravel
- SAND (S) 2 - 0,063 MM
Sand

MEKTIGHET OG LAGFØLGE Thickness

- *3 DEN KARTLAGTE AVSETNING ER 3 M
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

ISBEVEGELSESTRETNINGER Directions of ice movement

- ISSKURINGSSTRIBE, BEVEGELSE MOT OBSERVASJONSPUNKTET
Glacial striae, movement towards the observation point
- KRYSSENDE ISSKURINGSSTRIPER, ØKENDE ANTALL HAKER MED ØKENDE RELATIV ALDER
Crossing glacial striae, increasing number of ticks with increasing relative age
- ISSKURINGSSTRIPER INNFOR SEKTOREN
Glacial striae in the sector
- STYPRINGER I FJELLOVERFLATEN
Fluted rock

OVERFLATEFORMER Surface morphology

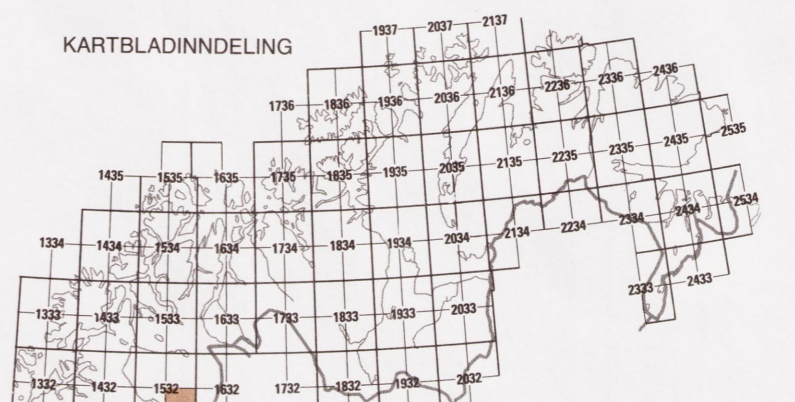
- BREELVAVSKJÆRING
Glaciofluvial erosion brink
- SMELTEVANNSLØP
Glaciofluvial drainage channel
- SMELTEVANNSLØP OVER PASSOMRÅDE
Glaciofluvial drainage channel crossing the water divide
- LATERALT SMELTEVANNSLØP
Lateral glaciofluvial drainage channel
- STORT GJEL UTFORMET AV SMELTEVANN
Canyon, glaciofluvially eroded
- GJEL UTFORMET AV SMELTEVANN
Small canyon, glaciofluvially eroded
- SPYLEFLT
Glaciofluvially eroded area
- ODDISGRUPP
Kettle hole
- ELVE- ELLER BEKKEKJÆRING
Fluvial erosion brink
- TIDLIGERE ELVE- ELLER BEKKELOP
Abandoned fluvial drainage channel
- STORT GJEL UTFORMET AV ELV ELLER BREELV
Canyon, fluvially and/or glaciofluvially eroded
- GJEL UTFORMET AV ELV OG ELLER BREELV
Small canyon, fluvially and/or glaciofluvially eroded
- TERRASSEKANT
Terrace brink
- VIFTEFORM
Fan
- STRANDVOLL
Beach ridge
- STRANDLINJE I LØSMASSER
Shoreline in superficial deposits
- MARKERT HAUG ELLER RYGG
Distinct mound or ridge
- SMAL MARKERT RYGG
Narrow, distinct ridge
- HAUG- OG RYGGFORMET OVERFLATE
Mounds and ridges
- PALSER
Paltas
- POLYGNOMARK
Polygon ground
- FLYTJORDTUNGER (SOLFUKSJONSTUNGER)
Solifluction lobes
- JETTEGRYTE
Pothole
- KARST
Karst

ANDRE SYMBOLER Other symbols

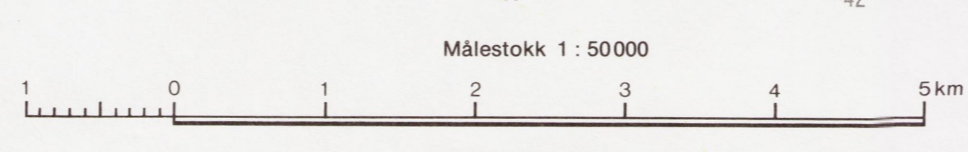
- HOYT BLOKKINNHOLD I OVERFLATEN
High frequency of boulders on the surface
- STOR BLOKK (> 5 M³)
Large boulder
- KILDE (GRUNNVANNSLUTSLAG)
Spring

Kvartærgeologisk kartlagt 1982-83 av Terje H. Borge og Knut Robertsen. Materiale innlemmet av Ole J. Aga, T. Borge og Per Bystad i årene 1972-75 og også benyttet. Feltarbeidet er finansiert av Universitetet i Bergen, Miljøverndepartementet og NGU. Ansvarlig for kartlegging og sammenstilling: Terje H. Borge.

Beskrivelse til dette kartet trykkes i NGUs skifter nr. 52.



Referanse til dette kartet: BARGE, T. H. 1985
ALTEVATN - 1532 II, kvartærgeologisk kart M 1:50.000
Norges geologiske undersøkelse



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

NOTEKORTS OMRÅDEIDENTIFIKASJON
KARTSTREK 100 M

Eksempel	BEIN	40,9	02,3
Audit	BEIN	40929	02029

Mark et kjerneutvalg på 100 m rutenett
de nedre sifrene i audit og de øvre sifrene i audit
Ved målinger større 100 km eller hvis
målelinje er orientert på kartet, skal
svart rutenett 100 km rutenett angis.

BEIN	0849029	409029
Ved målinger større 10° nord, skal audit ved rutenett angis sammen med rutenett BEIN	34W0849029	0849029

TO GIVE A STANDARD REFERENCE ON
THIS SHEET TO NEAREST 100 METERS

SAMPLE POINT - BEIN

1. Locate first VERTICAL grid line to LEFT of
point and read LARGE figures showing the
line number on the top or bottom margin, or
on the line itself.
Estimate tenths from grid line to point.
2. Locate first HORIZONTAL grid line BELOW
point and read LARGE figures showing the
line number on the left or right margin, or
on the line itself.
Estimate tenths from grid line to point.

HONOR THE SMALLER figures of any
grid number; these are for finding
the full coordinates. Use ONLY the
LARGER figures of the grid number.
example: 7814000

TO REPORT BEYOND 100 METERS OR IF SHOT
BORES AN OVERLAPPING GRID, prefix 100,000
meter square identification.
If reporting beyond 18° in any direction, prefix
Grid Zone Designation, as: 34W0849029

Kartprosjekt: Norges geografiske oppmålings kart eller tilsvarende
Reprøgraff: Norges geologiske undersøkelse
Trykk: A/S Adressaten, Trondheim 1985
Forlag: Universitetsforlaget