

NGU-rapport nr. 84.086
Beskrivelse til det
kvartærgeologiske kart Hurrungane
1517 IV, M 1:50 000



Norges geologiske undersøkelse

Leiv Eirikssons vei 39, Postboks 3006, 7001 Trondheim - Tlf. (07) 92 16 11
Oslokontor, Drammensveien 230, Oslo 2 - Tlf. (02) 55 31 65

Rapport nr. 84.086	ISSN 0800-3416	Åpen/ XXXXXXXX	
Tittel: Beskrivelse til det kvartærgeologiske kart Hurrungane 1517 IV, M 1:50 000			
Forfatter: Førstestatsgeolog Per Holmsen		Oppdragsgiver: Norges geologiske undersøkelse	
Fylke: Sogn og Fjordane		Kommune: Luster, Årdal	
Kartbladnavn (M. 1:250 000) Jotunheimen		Kartbladnr. og -navn (M. 1:50 000) Hurrungane, 1517 IV	
Forekomstens navn og koordinater:		Sidetall: 30	Pris:
		Kartbilag: 1	
Feltarbeid utført: 1966, 1967	Rapportdato:	Prosjektnr.: 5.1.2022.00 Jotunheimen	Prosjektleder: Per Holmsen
Sammendrag: Rapporten er en beskrivelse av det kvartærgeologiske kart Hurrungane 1517 IV, M 1:50 000 gradteigkart. Kartet er håndtegnet original i farger, som grunnlag for kvartærgeologisk oversiktskart Jotunheimen 1:250 000, (fargekopi av kartet 1:50 000). Hovedvekten er lagt på landskapsutviklingen av storformene, de geologiske prosesser, og glasiasjonshistoriens siste del i Pre-boreal da en stor breutløper fylte Årdal gjennom Tyedalen. Av jordartene er hovedvekten lagt på de marine avsetninger ved Moen i Øvre Årdal (leire- og finsandlag) med diskusjon av Rekstads undersøkelse (1915). Urer er omtalt, særlig Storurda-fjellskredet i Storurdadalen.			
Emneord	Hurrungane kvartærgeologisk		
	beskrivelse		

INNHOLDSFORTEGNELSE

	Side
Innledning	2
Landskapsutviklingen, storformene	3
Kvartærtiden	4
De geologiske prosesser	5
Småformene. Den siste nedisning	9
Glasiasjonshistorien	11
Dreneringshistorien	15
Havets nivå i Preboreal. Landstigningen	16
Jordartene	18
Jordarter avsatt av isen. Morenejordarter	18
Jordarter avsatt av smeltevann. Breelvavsetninger	19
Marine avsetninger. Terrassen ved Moen	20
Postglasiale elveavsetninger	23
Skredjordarter. Urer	24
Litteratur	28

INNLEDNING

Det topografiske grunnlag for kvartærkartet er gradteigs-kartet, idet det nye kart i M 711-serien ikke foreligger ennå, se side 25.

Kvartærkartet Hurrungane er ett av 28 tilsvarende kart som til sammen utgjør grunnlaget for det kvartærgeologiske oversiktskart Jotunheimen M 1:250 000, trykt som NGU nr. 374, P. Holmsen, (1983). Kartene i M 1:50 000 foreligger som håndtegnete, i farger. Fargekopier av originalene kan skaffes kommersielt, men originalene må da utlånes fra Norges geologiske undersøkelse.

Blad Hurrunganes kvartærgeologiske fremstilling bygger i stor grad på flybilledtolkning og bare i mindre grad på feltarbeide i marken, begrenset til området Tyin-Årdal, Fardalen, samt i den nordlige del av Utladalen. Beskrivelsen bygger dessuten på trykt litteratur om geologiske forhold.

Landskapsutviklingen, storformene

Med storformene menes fjellgrunnens hovedformer, slik denne er utformet ved erosjon gjennom lange tidsrom. Tre hovedkomponenter kan skilles ut, nemlig det gamle viddenivå, de høye fjell og de dypt nedskårete daler. Viddenivået er bare bevart i den sørøstre del av kartets område, og der bare i en sterkt modifisert grad omformet av erosjonen og senket i forhold til det opprinnelige. Det er de to andre komponenter som setter sitt preg på landskapet. Fjellpartiet Hurrungane dominerer med sine utpreget alpine former, oppstått og utformet ved breenes erosjon, med topper som Store Skagadølstind vel 2 400 m o.h. og flere andre som når over 2 000 m o.h. Landskapet domineres også av den dypt nedskårete Utladalen som nederst, i Årdalsvatnet, ender i et fjordlandskap. Mange aktive breer finnes i Hurrungane-massivet og i Stølsnostind-massivet hvor den høyeste topp når over 2 000 m o.h.

Den alpine landskapstype er karakteristisk for bre-erosjon, særlig av botnbreer, se fig. 2. De dypest nedskårete dalene skyldes særlig vannets erosjon gjennom lengere tidsrom, men er gjerne også modifisert ved isens erosjon. Utladalen er den som er sterkest preget av vannets erosjon, med et utpreget V-formet tverrprofil. De øvrige daler, som er "hengende" i forhold til Utladalen, er i større grad modifisert av iserosjon, noe som gir disse dalene et tverrprofil med U-form. Vi kan stille opp en relativ aldersrek-

kefølge av storformene: Viddenivået er det eldste trekk, med opprinnelige moderate fjellpartier som hevet seg opp fra viddenivået. Av disse en gang moderate fjellformer er det omtrent intet tilbake, og de alpine fjellformer er et yngre landskapselement. Det yngste landskapselement er de dypt nedskårne dalene, med Utladalen som det mest typiske, se fig. 1.

Kvartærtiden

Det er idag en alminnelig oppfatning at de opprinnelige landskapsformer med viddenivået ble utformet gjennom lange tidsrom før Kvartærtiden, i Tertiær, da klimaforholdene var helt andre enn nå, varmere og med en sterk kjemisk forvitring av bergartene. Mot slutten av Tertiærtiden, kanskje noe tidligere, skjedde det store forandringer med jordskorpen og Den skandinaviske halvø ble hevet opp i forhold til havet, mest i vest, kanskje der flere tusen meter, minst i øst. Dette gav elvene større fall, med øket erosjon til følge.

Med Kvartærtiden ble klimaet på jorden forandret til vesentlig kaldere. Det som fremfor noe annet satte sitt preg på Kvartærtiden var nedisninger over store områder av jorden på høyere breddegrader. Dermed kom et nytt aktivt erosjonsagens til å virke. Vi vet ikke hvor mange ganger Norge var nediset i løpet av Kvartærtiden, noen mener minst 10, andre 20 ganger, adskilt av tidsrom da landisen var helt eller delvis borte, de såkalte interglasiale og interstadiale tidsrom da klimaet var omtrent som i våre dager, men aldri så varmt som i Tertiærtiden.

Kvartærtiden er det fjerde og siste store tidsrom av jordens historie (regnet fra og med Kambrium). Det er nå alminnelig å regne med at Kvartærtiden med den store klima-

forverring skjedde for mellom 2 og 3 millioner år siden, i og for seg et nokså kort tidsrom regnet i geologisk tidsmålestokk. Det er likevel tilstrekkelig til at isbreenes erosjon gang på gang har vært aktivt med på å skure løs og transportere vekk materiale fra underlaget, godt hjulpet av frostsprengning og elver i tidsrom mellom nedisningene, og av breelver i bunnen av breene.

De geologiske prosesser

De geologiske prosesser er forsøkt definert for et norsk publikum i en bok av Per Holmsen (1979) trykt som NGU nr. 347. De foregår til stadighet. Det foregår både indre (endogene) og ytre (exogene) prosesser. De første fører bl.a. til dannelsen av det faste fjell i dypet av jordens skorpe, slike bergarter som granitt og gabbro, samt omvandlingen av bergartene ved store trykk og høy temperatur, uansett om materialet opprinnelig ble avsatt på jordens overflate. Vi merker de indre prosesser når det foregår et vulkansk utbrudd og ved store jordskjelv. De ytre prosesser omfatter alle naturlige forandringer på jordens overflate, både de nedtærende (erosjon) og de oppbyggende (akkumulasjon eller avsetning). Det er særlig de ytre prosesser vi kan iaktta. Det er allerede under avsnittet om landskapsformenes storformer nevnt to av de viktigste erosjonsprosesser, nemlig breenes og det rennende vanns virkninger. Under avsnittet om Kvartærtiden er til slutt nevnt frostens virkning på fjellunderlaget. Her skal det sies litt mere spesielt om disse tærende prosesser.

Breenes erosjon foregår dels ved å skure på fjellet ved det steinmateriale som er innesluttet i isens underste lag, sålen. Dels foregår en løsrivelse av oppsprukket eller oppstikkende fjell ved isens bunn. Det er særlig under botnbreer, slike som finnes i et betydelig antall innen

blad Hurrungane, og under dalbreer som beveger seg med stor hastighet at skuring og plukking (løsrivelse) foregår. Under en platåbre som den sentrale del av Jostedalsbreen foregår det liten breerosjon. Vi har en utmerket illustrasjon av breenes erosjon i den store dybde av Sognefjorden, hvorav Årdalsvatnet er en indre arm. Det dypeste av Sognefjorden er 1 300 m dyp. Bare isen har kunnet lage denne dybde, terskelen ved munningen er bare ca. 200 m dyp, altså en overfordypning på over 1 000 m. Opprinnelig har sannsynligvis Sognefjorden vært et elvesystem (langt tilbake i tiden), det ser i hvert fall slik ut på Norgeskartet. Men det må være i Kvartærtidens mange nedisninger at "Sognefjordbreen" har skapt den store overfordypningen. I mindre målestokk kan vi se botnbreenes erosjon i Hurrungmassivet. En av effektene ved disses erosjon er at de graver seg bakover inn i fjellmassivet, ved at frosten sprenger fjellet i bakveggen så det faller ut blokker og stein som blir begravet i snøen og derfor etter hvert synker ned i isen og transporteres ut mot breenden hvor det avsettes. Det er særlig botnbreenes erosjon som har skapt den alpine landskapstype med spisse tinder og kammer som står igjen mellom botnene.

Både breene og det rennende vann fører til en tilbakegående erosjon (i forhold til strømrretningen). Men vannet eroderer på en annen måte enn breene. Der spiller frostsprengningen en stor rolle fordi klimaet i Kvartærtiden har vært kaldt med vinterfrost, også i de interglasiale og interstadiale perioder, som i nåtiden. Det er særlig i fosser og stryk at frosten virker sterkest, da vannsprut og yr fukter sidene og fryser til is når det er kaldt. Det fører til at stein og blokker faller ned og føres videre med vannstrømmen. Men vannet i de bratte elvepartiene eroderer også på en annen måte. Det oppstår jettegryter i fjellet hvor stein og blokker hvirvles rundt og sliter på

fjellunderlaget, og slites selv ned og rundes inntil de er blitt mindre, til at strømmen hvirvler dem opp og ut av jettegrytene og gir plass til stadig nytt materiale. Jettegrytene blir stadig dypere, hvor dype beror på strømhastigheten og vannføringen. Nye jettegryter oppstår og veggene mellom dem slites bort. Det dannes et gjel. Det er mange slike elvegjel innen blad Hurrungane. Det er ikke bare frostsprengt materiale som sliter på elvebunnen, men alt blokk-, stein- og grusmateriale som elvene fører med seg av morenemateriale som av skred og flom føres ut i elvene.

Vi kan også se det direkte resultat av frostsprengningen i noen av de høye fossene, bl.a. Vettisfossen. Frostsprengningen har ført til dannelsen av en stor nisje i fjellet p.g.a. vannspruten fra fossen. Lignende dannelser er alminnelige.

Men frostsprengningen virker ikke bare langs fosser og stryk i elvene. Den virker også på fjellunderlaget i høyfjellet. Store deler av det nakne høyfjell er dekket av kantete blokker og stein som urer også på relativt flatt underlag. Det er antatt at den hyppige veksling mellom frost og tø i høyfjellet er en viktig årsak til den store effekt av frosten, men også fjellunderlagets grad av oppsprekning antas også å spille en stor rolle. Grovkornige massive bergarter angripes mere av frostsprengning enn finkornige og "tette" bergarter. Jotunheimens gabbrobergarter både i Hurrung-massivet og øst for Utladalen er sterkt ur-dannende. Også ved dannelsen av vanlige urer antas frostsprengningen å være en viktig årsak til at blokker og stein faller ned fra bratte styrtinger. Urer er svært vanlige innen kartets område, både i Utladalen og begge Maradalene i Hurrung-massivet samt i Gravdalen, og andre steder også. En spesiell urdannelse er Storura i Uradalen, som skal omtales i avsnittet om urer, side 24.

De oppbyggende prosesser består i at det transporterte materiale avsettes som løse masser. Breene fører materiale frem til der hvor breen ender, nærmere ved fronten eller langs sidene av en bretunge. Er en bre noenlunde stasjonær eller rykker frem, blir materialet avsatt som ende- og sidemorener. En bre som kalver i havet eller en fjord kan føre materiale med seg innefrosset i drivende isfjell og avlastes når og der hvor isfjellet smelter. Foran de nåværende breer i området er det side- og endemorener (hvor underlaget ikke er for bratt), og avsatt under eller/og etter fremstøtet omkring midten av 1700-tallet, gjerne noe omformet siden da av vann og solifluksjon.

Dette gjelder bare det vi kan iaktta direkte. Men hvis en bre trekker seg raskt tilbake eller smelter vekk vil det bli liggende igjen det materiale som breen inneholdt og som ikke rakk å bli ført frem til bretungen. Dette er viktig å erkjenne, fordi det er dette løsmateriale som i vesentlig grad gjør Norge til et beboelig land. Det er morenedekkets materiale som er oppstått på denne måte, og som omtales nærmere under avsnittet om Jordartene. Innen kartets område er dette morenedekket for det meste usammenhengende og uegnet til dyrking, men innen Norge som helhet består ca. 40% av det samlede dyrkningsareal av morenemateriale.

Det rennende vann avsetter materiale der hvor strømhastigheten avtar, i sjøer eller i havet (i en fjord). Litt grovere materiale avsettes i stillere partier av elvene, men slike steder er det svært lite av innen kartets område. Den største ansamling av elvetransportert materiale finnes i Øvre Årdal. Det eldste ble avsatt da havet stod meget høyere enn nå, men det lave land med bebyggelsen ligger på yngre elveavsetninger fra de tre elvene som munner her, Utle, Tya og elven fra Fardalen.

Det er nevnt hvordan frostsprengningen også etterlater seg løsmateriale uten å transporteres vekk i høyfjellsplatåer.

Småformene. Den siste nedisning

Med småformene menes de mindre detaljer i landskapet som ikke på noen måte forandrer storformenes landskapsbillede. Mens det har tatt lange tidsrom for å utvikle storformene, er småformene dannet hovedsakelig under og etter siste nedisning, som varte mellom ca. 40 000 og 10 000 år tilbake, det første tall er helt omtrentlig, det siste tall er nøyaktigere kjent, og bør kanskje helst angis "for ca. 9 000 år siden". Småformene omfatter både slike som er dannet ved erosjon og slike som er dannet av avsetninger av løsmateriale. De siste er i stor utstrekning dannet under innlandsisens avsmeltning og i tiden etter denne, helt frem til nåtid.

Isens erosjonsspor er utviklet i det faste fjell, og omfatter skuringsstriper, grovere erosjonsfurer og såkalte drumlinoider, samt rundsva ("saueskrottfjell") og sigdbrudd (halvmåneformete trykkmerker etter stein og blokker innefrosset i isen). Alle disse erosjonsmerker skyldes steinmateriale som isen har ført langs bunnen under sin bevegelse. De er alle retningsbestemte og viser isstrømmens retninger. Det er viktig å kjenne disse retninger, idet de viser hvorfra isen transporterte materialet og dermed hvorfra det kom, idet dette har bestemt bergartssammensetningen i morenematerialet.

Det er den siste nedisning vi kjenner best, og det er i stor grad på grunn av isens erosjonsspor at vi har kunnet rekonstruere i hovedtrekkene hvordan innlandsisen artet seg, hvor isskillene lå, og hvordan isstrømmene forandret sine retninger.

Det rennende vannets erosjonsspor hva småformene angår består dels av merker i fast fjell, dels merker i de løse avsetninger. Merkene i fast fjell er dels elvegjel med jettegrytedannelser, dels såkalte plastiske former, som er dannet ved at vannstrømmer under trykk har sprutet fast materiale på fjelloverflaten og derved slipt groper og furer i fjelloverflaten. Særlig har breelvene under isen dannet jettegryter og plastiske former. Jettegryter og elvegjel dannes forøvrig også i nåtidens elver.

Isens avsetninger omfatter morenejordartene og randmorener. De sistnevnte er omtalt (ende- og sidemorener) under avsnittet om de geologiske prosesser. Foruten randmorenene ved nåtidens breer finnes det innen kartets område også eldre slike, avsatt ved breene som under siste del av nedisningsperioden rant ut over vannskillene fra innlandsisen som lå over innlandet østenfor. Disse randmorenene er viktige ved rekonstrueringen av is-situasjonen i sluttstadiet.

Vannets avsetninger har foregått hele tiden fra isens avsmelting og foregår fremdeles. De former som vi ser i nåtiden er imidlertid så sterkt preget av senere erosjonsformer at de opprinnelige former av de eldste avsetninger bare kan skimtes i gjenstående rester. Det er i det hele tatt lite breelvavsetninger igjen fra avsmeltingstiden, og lite yngre elveavsetninger i det hele tatt. Bare i Øvre Årdal finnes det større masser av eldre elveavsetninger, i gjenstående terrasserester. Dessuten er det bare i Øvre Årdal at det finnes rester av havavsetninger, nemlig i dalgropen ved Moen, i en gjenstående rygg mellom denne gropen og Utladalen. Dette er det eneste sted i hele Jotunheimen hvor slike marine avsetninger finnes. De vil bli omtalt under avsnittet om Jordartene, marine avsetninger.

Glasiasjonshistorien

Det er glasiasjonshistorien under den siste nedisning som her skal omtales, særlig den siste del av denne.

Fra andre områder, utenfor kartets område (se Per Holmsen, 1983), vet vi at siste nedisning begynte i høyfjellet hvorfra isstrømmer rant nedover dalene både mot øst og vest. Antagelig har Sognefjorden hele tiden trukket til seg isstrømmene på grunn av sin store dybde (og bredde). Av T.O. Vorrens undersøkelser mellom Sygnefjell og Jostedalen (Vorren, 1970, 1973) har vi fått et bilde som også kan overføres til blad Hurrungane med stor sannsynlighet. Men skurestriper er ikke bevart innen dette kartbladsområde som er opplysende om den eldre del av glasiasjonshistorien. Vi vet imidlertid at etter som innlandsisen utviklet seg, ble isskillet forskjøvet mot sørøst til en linje over Vinsterflyen-Ringebu med fortsettelse mot øst inn i Sverige. Isskillet ble liggende omtrent langs denne linje under nedisningens maksimum og i tiden etter maksimum. Etter at det var blitt et varmere klima og isens tykkelse var minket, kom Sentral-Jotunheimen en tid til å dominere isstrømmens retning ut fra dette glasiasjonssentrum, med isstrømmer mot nord, øst og sørøst. Mot vest rant isstrømmene hele tiden ut fra isskillene i øst. Minskningen av istykkelsen fortsatte, og Sentral-Jotunheimens isskille opphørte å dominere, og Breheimen overtok som det dominerende glasiasjonssentrum mot slutten av nedisningen da Jotunheimen var blitt et nunatakkområde med de høye fjelltoppene stikkende opp av isoverflaten. Men fremdeles var innlandsisen sør for Jotunheimen en levende bre som nådde Oslo omkring 9 500 år før nåtid, (bestemt ved ^{14}C -dateringer), da denne gjorde et fremstøt. Dette fremstøt er kjent ved et antall endemorener fra mange fjordbreer på Vestlandet. Situasjonen var da slik at innlandsisen over Østlandet sendte brearmer

ned mot fjordene på Vestlandet over de store fjellpassene til Lærdal, Årdal og Luster. Vi er da inne i den tiden som er kalt Preboreal, og fremstøtet omkring midten av Preboreal er kjent fra hele kysten fra Ryfylke til Troms, bl.a. fra Vorren (1970, 1973). Innen blad Hurrungane rant en stor bre over vannskillet ved Tyin, som fylte Tyadalen og Moadalen mot Årdal og avsatte sidemorener på begge sider av dalen, og fylte Utladalen innover, med sidemorener innover Hjelledalen. Åsenosi mellom Moadalen og Hjelledalen stakk opp av isen, som avsatte sidemorener på begge sider hvor det ikke er for bratt. Moreneryggene kan følges nesten sammenhengende innover Hjelledalen 6 - 7 km, se fig. 2.

Spørsmålet om hvorfra isbreen kom har betydning for glasiasjonsforholdene på dette tidspunkt i Jotunheimen. Dette brefremstøt må ha vært samtidig med tilsvarende fremstøt andre steder på Vestlandet, i Sysendalen, i Aurlandsdalen, i Lærdal og i Luster. Det er kjent også fra fjorddistriktene i Møre og Romsdal, og i Nord-Norge. Det er datert ved ^{14}C -metoden til omkring midten av Preboreal. Hvis Jotunheimens sentralområde hadde vært det aktive regionale glasiasjonssentrum på denne tid måtte hovedbreen ha kommet derfra, nedover Utladalen. Men sidemorenene ligger litt lavere innover i Utladalen og Hjelledalen enn i Tyadalen, hvor stumper av sidemorenene finnes i ca. 1 330 m's høyde, i Åsenosi i ca. 1 200 m's høyde, innover i Hjelledalen i vel 1 100 m's høyde, og i dalneset mellom Hjelledalen og Utladalen i ca. 1 080 m's høyde. Dette viser klart at bretilførselen fra Utladalen og dermed sentral-Jotunheimen må ha vært ubetydelig, mens isstrømmen kom fra den gjenliggende innlandsisen øst for vannskillet ved Tyin. Breen må ha nådd Årdalsfjorden hvor den har kalvet.

Etter det Preboreale fremstøt, som var betinget av en midlertidig klimaforverring, skjedde det ingen beviselige fremstøt. Breen smeltet ned hurtig, slik at viddennivået sør for Jotunheimen var isfritt og vegetasjonen begynte å vandre inn i begynnelsen av Boreal tid. Omkring midten av Preboreal måtte viddennivået ha hatt en istykkelse på 500 - 600 meter for at den Preboreale breutløper kunne renne ut over vannskillet mot Årdal.

Erosjonssporene etter denne breen er tydelig hele strekningen fra Tyinoset øst for kartgrensen ned gjennom Tyadalen. Øst for Torolmen består fjellgrunnen av fyllitt, hvor iserosjonen har ført til dannelsen av drumlinoider (drumlin-lignende rygger av fast fjell). Vest for Torolmen består fjellgrunnen av omvandlet sparagmitt, hvor isen har slipt ut dype furer i fjellet. Skurestriper og -furer så vel som drumlinoidene viser isbrens strømretning som føyer seg etter dalens hovedtopografi. Antydning til saueskrottfjell med støt- og leside finnes også, se fig. 3.

I beskrivelsen til kvartærgeologisk kart Sygnefjell er det redegjort nærmere for glasiasjonsforholdene i Preboreal ved henvisning til arbeider av T.O. Vorren (1970, 1973). Det er der godt gjort at glasiasjonssentret i Preboreal var blitt Breheimen, i et område som strakte seg fra Hestbrepiggen til Jostedalsbreen. I Fannaråken var det bare botnbreer på den tid, hvilket viser at Sentral-Jotunheimen hadde opphørt å være et regionalt glasiasjonssentrum. Det samme må ha vært tilfellet med Hurrungmassivet. Styggedalsbreen, som har sitt akkumulasjonsområde i norsiden av Skagastølstindene, har en rekke endemorener ned mot den øverste del av Helgedalen, hvorav endemorenen fra 1700-tallet er lett å identifisere på grunn av forskjellen i vegetasjonen utenfor og innenfor denne moreneryggen. Men det finnes også noen antydninger til rygger og materialopp-

hopninger utenfor 1700-tallsmorenen som må være betydelig eldre, og sannsynligvis er avsatt i Preboreal fra Styggedalsbreen, som også da må ha vært en lokalbre (en botnbre), i likhet med hva den er i nåtid. Den må da bare ha nådd litt lenger frem enn i 1700-tallet. Denne situasjon må kunne tjene som et kriterium på at Hurrung-massivet i Preboreal var omtrent som i nåtiden, med bare lokalbreer.

Det er overveiende sannsynlig at de aller fleste av de aktive breene i Sør-Norge smeltet vekk i Boreal tid, da klimaet var så pass meget varmere (og tørrere) enn i nåtiden. Men at breene oppstod igjen i Subatlantisk tid, som er den tiden vi lever i, med et kjøligere og fuktigere klima enn i tiden fra Preboreal og fremover inntil Subatlantikum. De breene vi har i nåtiden hadde sitt maksimale fremstøt omkring midten av 1700-tallet. Det er historiske opptegnelser som viser dette, både fra Jostedal (Nigardsbreen), fra Storbreen i Leirdalen, og fra Nordfjord. Foran de aller fleste av nåtidens breer finnes en markert endemorene (og sidemorener) avsatt under dette fremstøt. Etter midten av 1700-tallet har breene minket og brefrontene trukket seg tilbake, bare avbrudt av kortere fremstøt eller stillstand, hurtigst i tiden 1930-1960-årene.

Dreneringshistorien

Om dreneringshistorien er det lite å si utenom at breelvene har fulgt dalsystemet i de samme retninger de nåværende vassdrag har. En sterk avspyling av smeltevann har foregått gjennom Tyadalen fra Torolmen ned til Holsbruvatnet, og fjellet er avspylt til ganske høyt over dalbunnen, særlig i nordre dalside. Det er sporene etter laterale breelver (langs sidene av den Preboreale breutløper) etter som denne breen minket i tykkelse. Det er svært lite løsmateriale bevart i dette området, men så har det da også

vært store vannmengder som har hatt avløp gjennom denne dalen, kanskje med voldsomme flommer så lenge det lå is igjen i Tyas nedslagsfelt.

Havets nivå i Preboreal. Landstigningen

Under nedisningen var landet trykket ned av isvekten, mest i det sentrale Østlandsområdet hvor istykkelsen var størst. To motsatte effekter virket. Den ene var nedtrykkingen av landet, den andre var at verdenshavet lå lavere p.g.a. alt vannet som var bundet som is over store deler av kontinentene. I innlandet var nedtrykkingen størst av disse to motsatte effekter, men ute på kontinentalsokkelen overveiet havets senkning under maksimum av nedisning. Kartets område befinner seg i denne betraktning langt inne i landet. I Preboreal var det meste av innlandsisene smeltet ned, og landet var i ferd med å stige opp igjen etter at isens vekt for en stor del var blitt borte.

Hvor høyt havet nådde i Årdal kan vi ikke vite så langt tilbake som breen fylte dalen og Årdalsfjorden, men etter at breen var forsvunnet fra Øvre Årdal så havet kunne strømme til og sette sine spor på land vet vi at det nådde omtrent 100 m høyere enn nå. Årdalsvatnet og Øvre Årdal var da en fjord. I denne fjorden ble det avsatt leire og sand, og litt av disse marine avsetninger er blitt bevart i dalgropen nedenfor Moen, se fig. 5 og 6. Der er også en terrasserest bevart som når opp til 105 m o.h. Om disse avsetninger skal det fortelles under avsnittet om Jordartene, de marine avsetninger.

Jordartene

Jordarter avsatt av isen. Morenejordarter

Ordet morene har to forskjellige betydninger i norsk språk. Den ene betydning betegner en ryggformet avsetning dannet ved fronten og langs sidene av en aktiv bre, med et fellesnavn kalt randmorene. Den andre betydning er en jordartsbetegnelse.

Det er nevnt under avsnittet om de geologiske prosesser hvordan breene opptar materiale fra underlaget, og at noe av dette materiale blir liggende igjen når breen opphører å bevege seg og smelter bort. På kartet er med grønne farger angitt de arealer hvor slikt morenemateriale finnes, med lys grønn farge hvor morenematerialet er et usammenhengende dekke, med mørkere grønn farge der hvor morenedekket er mer sammenhengende og gjerne noe tykkere, se fig. 4. Som betegnelsen angir har materialet utenom randmorener en dekkeform.

Det er særlig det materiale som isens underste lag inneholdt som har fått betegnelsen bunmorene. Det inneholder alle kornstørrelser fra leir til blokk, men i forskjellig innbyrdes mengdeforhold. Det er dette som er grunnlaget for den beste plantevekst hvis det har en tykkelse tilstrekkelig for rotfeste. Bunmorenen er imidlertid sparsom og usammenhengende innen blad Hurrungane, unntatt småflekker. I Nundalen er det så pass sammenhengende morenedekke, og av tilstrekkelig tykkelse til å gi jordvei for en del gårdsbruk, og i Fardalen. I Gravdalen, Midtmaradalen, Stølsmaradalen og i Bærdalen er det også bunmorenedekke, men det sammenhengende morenedekke ligger for høyt til at jorden kan dyrkes, og er ellers så pass rikt på blokker at det bare er seterbruk der. En unntagelse er Vetti-gårdene, fig. 4, hvor det er et parti med god dyrkningsjord og bety-

delig tykkelse av morenemateriale. Dette er også årsaken til at Vettigårdene er anlagt der de ligger.

Bunnmorenen kan imidlertid også ha andre former. En drumlin (et ord av irsk opprinnelse) betegner en langstrakt form av bunnmorene, uttrukket i isstrømmens retning. Et drumlin-parti finnes oppe i Gravdalen, markert ved en mørk blågrønn farge, i ca. 1 100 m's høyde.

Jordarter avsatt av smelte vann. Breelvavsetninger

Det er to typer breelvavsetninger representert innen kartets område. Den ene type er avsatt subglasialt i en breelvtunnel. Den andre type er avsatt foran munningen av en breelv.

Eksempel på den første type er en esker ved Haug i Åbølegrendi i Fardalen. Det er en langstrakt rygg av sortert sand og grus som delvis har vært benyttet til veigrus på fylkesveien og til anleggveien over til Bærdalen i forbindelse med kraftutbyggingen og overføringsledningen fra Fortunanlegget. Andre klare eksempler på subglasiale breelvavsetninger er ikke iaktatt innen kartets område.

Det er forøvrig bevart lite av breelvavsetninger, men en større forekomst må absolutt nevnes, nemlig breelvavsetningen ved Øyni ved Utladalens munning. Denne er et eksempel på et breelvdelta avsatt i havet ved Utladalens munning da havet nådde til ca. 105 m over nåtidens havnivå da breen smeltet vekk. Forekomsten har formen av en bevart terrasse oventil i omtrent samme nivå, navngitt ifølge Rekstad (1915) som Yttermoen. Sammen med toppflaten ved Moen i samme nivå er den er erosjonsrest av større avsetninger som Uvla og Tya senere har fjernet mesteparten av under landstigningen.

Breelvavsetningene er verdifulle ressurser for bygnings- og anleggsformål, bl.a. til betong. Forekomsten ved Øyni har også vært anvendt til dette eller disse formål, ved grustakdrift. Materialet består av sand og grus uten tilblending av leire. Det er dette som gjør en slik forekomst så anvendelig.

Terrassenivået i omtrent 105 m o.h. er det høyeste merke etter havnivået i Årdal. Det angir derfor omtrentlig det som kalles den marine grense i Årdal.

De terrasser som det her er tale om, er foruten den hvor gården Moen ligger, og Yttermoen som er navnet på terrasseflaten ovenfor Øyni, også noen mindre rester på begge sider av dalen ovenfor Farnes. Alle er imidlertid bare rester, hvor meget er fjernet av elvenes erosjon under landhevingen. Avsetningen ved Øyni består av sand og grus, avsatt ved datidens elvemunning. Terrassen ved Moen er imidlertid mere sammensatt, og bare topplaget består av sand og grus. Derunder består materialet av ekte marine leire- og sandlag som ble avsatt i havet i mere stille vann. Terrassen ved Moen skal omtales nedenfor.

Marine avsetninger. Terrassen ved Moen

Innenfor landgeneralkartet Jotunheimens område er det bare her i Øvre Årdal at det finnes marine avsetninger, i terrassen ved Moen. Riktignok er breelvavsetningene i Yttermoen også avsatt i havet, men består av materiale som ble transportert i strømmende vann nær elvemunningene. Men under topplaget ved Moen består materialet av det som ble transportert i suspensjon og først avsatt der hvor det var stille vann, og i dypere vann. Det må ha vært en stor bakveie hvor leiravsetningene under Moen-terrassen ble avsatt.

Rekstad (1915) har beskrevet disse marine lag, og hans artikkel har en del gode fotografier som viser hvordan det så ut i Øvre Årdal i 1914, da han undersøkte terrassenes marine lag, og dessuten et par kartskisser som viser terrassene, se fig. 5 og 6.

Rekstad talte 2 064 lag-par, hvert bestående av ett leirlag og ett finsandlag. Han antok at hvert lag-par var avsatt i løpet av ett enkelt år. Videre målte han tykkelsen av hvert eneste lag, både leirlagene og sandlagene, og beskriver de enkelte lagenes tykkelse. Noen sandlag er vesentlig tykkere enn de øvrige, og han antar at de tykke lagene skyldes voldsomme flommer p.g.a. tapping av bredemte sjøer i nedslagsfeltene i Jotunheimen. Disse lagene regner han derfor ikke som årslag. Tilbake blir det 2 014 lag-par som han regner som årslag. En av Rekstads illustrasjoner til artikkelen er et sammensatt diagram hvor tykkelsen av de enkelte årslag er fremstillet grafisk.

Rekstads forutsetning om at hvert lag-par skulle være avsatt i løpet av ett år kan imidlertid ikke holde stikk. Det ville bringe oss alt for langt frem i tiden. Vi vet at det Preboreale brefremstøt på Vestlandet og ved Oslo skjeddde omkring midten av Preboreal, omtrent 9 500 år (^{14}C -år) før nåtid, og at viddenivået øst for vannskillet var tilnærmet isfritt ca. 500 år senere, i begynnelsen av Boreal. Ingen marine lag kunne avsettes i Øvre Årdal før isen var borte, antagelig en gang i siste halvdel av Preboreal. Selv om isen, som lå til ca. 1 200 m's høyde i Åsenosi i midten av Preboreal, kalvet i havet og derfor forsvant raskt (Rekstad gjetter minst 120 år), kan det ikke ha tatt over 2 000 år før topplaget 105 m o.h. ble avsatt. Regner vi som Rekstad at det tok så lang tid, han regner forøvrig mellom 2 214 og 2 564 år, ville dette bringe oss inn i Atlantisk tid. Nå vet vi at landhevningen foregikk

meget hurtig i den første tid etter midten av Preboreal tid (ved Oslo ca. 11 cm/år), men at omtrent 2/3 av landhevingen var skjedd i begynnelsen av Atlantikum. Dette ville føre til at den marine grense i Årdal måtte ha vært over 300 m, mot den målte høyde av topplaget på 105 m o.h. Det ville stride mot alt vi vet om landhevingen og den marine grense på Vestlandet. Det kunne heller ikke være tale om tappingskatastrofer fra bredemte sjøer utenom bunnlaget i Moen-avsetningen som er vel 2 m tykt bestående av leirblandet sand. Det var ingen breer igjen i Jotunheimen i Boreal, i hvert fall ikke etter midten av denne tid da alle breer i Sør-Norge var smeltet vekk. Lagene i Moen-terrassen kan derfor ikke være årslag, men det må ha vært flere flommer hvert år som avsatte sandlagene.

Siden 1914 har det åpenbart foregått betydelige landskapsforandringer i Årdal, ved elveerosjon og ras. Terrasse-skråningene av de marine lag var for det meste vegetasjonsdekket i slutten av 1960-årene mens de etter Rekstads fotografier i 1914 var uten vegetasjon.

Postglasiale elveavsetninger

Postglasial betyr etter at isen forsvant. Det er bare i Øvre Årdal at det finnes større elveavsetninger som er yngre enn breelvavsetningene og de marine avsetninger. Det er først og fremst den store avsetningen av sand og grus hvor bebyggelsen ligger med Aluminiumsverket. Det er elvene Utle og Tya som har ført materialet utover fra de engang meget større breelvterrasser, med et tilskudd fra elvenes erosjon lenger oppe i vassdragene. Hvor tykke disse postglasiale elveavsetninger er vil kanskje være kjent fra grunnboringer i forbindelse med anlegget av aluminiumsverket, men er ukjent for forfatteren. I tillegg til denne store avsetning er det postglasiale elveavset-

ninger langs Utlas nedre løp ved Svalheim, Teigen og Lykkja.

Det er utenom disse avsetninger en del større og mindre grusvifter avsatt av mindre vassdrag, bl.a. ved Hjelle, ved Lindviki og den vakre grusviften sørøst for Farnes. Det er særlig meget flomskredmateriale i disse grusviftene. En liten grus- og sandør finnes inne i Gravdalen hvor elven fra Gravdalsbreen løper ut i et lite tjern. Det kan kanskje kalles en breelvavsetning, siden elven kommer fra breen, i så fall en nåtidig breelvavsetning. Litt elvesand finnes også i Storutladalen og nedenfor sammenløpet av Storutla og Vesleutla. Litt sand finnes også i Vettismorki. Ellers er elvene innen kartbladet for bratte til at det kan avsettes nevneverdige mengder elveavsetninger.

Skredjordarter. Urer

Det er flere og større urer innen blad Hurrungane enn innen andre av Jotunheimens kartblad. De er angitt med rødfiollett farge på kvartærkartet. Store urer finnes i Midtmara-dalen og Stølsmaradalen, samt i Utlas dal, i Fleskedalen og i Skogadalen. Urer dannes ved nedfall av blokker fra de bratte fjellssidene. Det er betydelige urer også i andre dalfører enn de nevnte, og det kan best henvises til kartet. Det er antatt at frostsprengning er medvirkende.

Men en enkelt ur adskiller seg fra alle de øvrige, både i dannelsesmåte og i form. Det er Storurda som dalen har navnet etter. Dette er et stort fjellskred som skyldes at en tind har kollapset som en enkelt begivenhet. Skredmassen stenger Storurdadalen helt, slik at elven løper dypt under massene. Det er store blokker, som små hus, som er kastet utover og langt opp i motstående dalside hvor turiststien går utenom skredmassene. På sørsiden står det

bare igjen noen rester av det som en gang var en tind. Vi kjenner ikke til årsaken til at den kollapset. Antagelig var den meget steil og lite stabil. Begivenheten skjedde antagelig kort etter at isbreen, som engang fylte Storurdalen, smeltet vekk og isstøtten ble borte. Skredmassene ligger samlet, øyensynlig ikke særlig flyttet på av isbevegelsen, se fig. 7-9.

Den andre type av skredjordarter er nedskridde morenemasser. I de bratte dalsidene i Fardalen er det betydelige masser av bunnmorene. I disse er det gått jordskred, som ender nede i dalsidene som store valker.

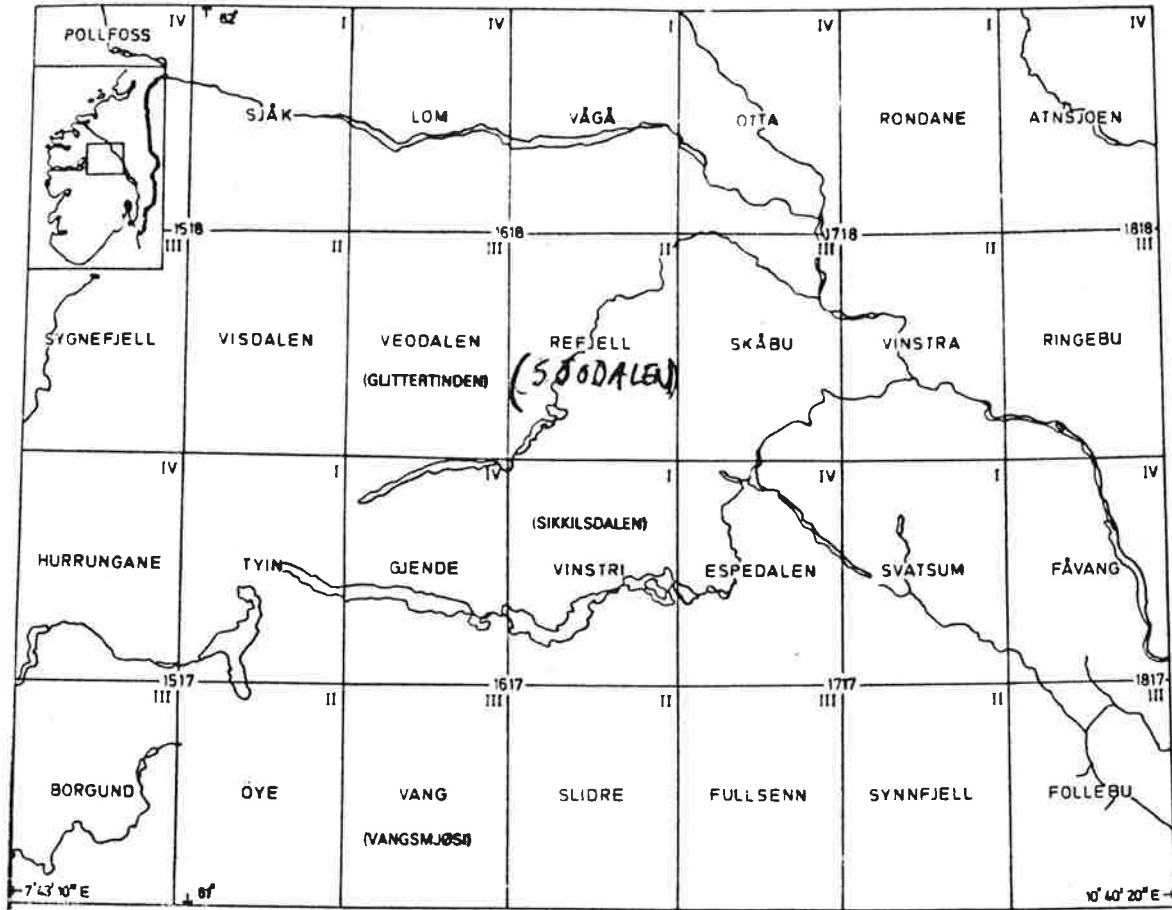
Det ligger også nedskridde morenemasser i Moadalen, som er kommet fra de Preboreale sidemorener under Åsenosi hvor det er særlig steilt. De ligner av ytre sidemorener, men er altså skredmasser.

Oslo,

Per Holmsen
førstestatsgeolog

LITTERATUR

- Holmsen, P., 1979: Grunnlag i kvartærgeologi. Nor.geol. unders. nr. 347.
- Holmsen, P., 1983: Jotunheimen. Beskrivelse til det kvartærgeologiske oversiktskart M 1:250 000. Nor.geol.unders. nr. 374.
- Rekstad, J., 1915: Kvartær tidsregning. Terrassen ved Moen i Øvre Aardal. Nor.geol.unders. nr. 75, Årbok for 1915, III.
- Vorren, T.O., 1970: Deglaciasjonsforløpet i strøket mellom Jostedalsbreen og Jotunheimen. Hovedoppgave i kvartærgeologi. Universitetet i Bergen. Upubl.
- Vorren, T.O., 1973: Glacial geology of the area between Jostedalsbreen and Jotunheimen, South Norway. Nor.geol.unders. nr. 291.



Nøkkeltkart Jotunheimen, alle enkeltkart 1:50 000, serie M 711.



Fig. 1. Utladalen ovenfor Vetti. Utpreget V-formet dal, dannet ved elveerosjon. Blad Hurrungane. UTM ca. 430 050 mot NØ. P. Holmsen, 15/7-1966.



Fig. 2. I bakgrunnen Hurrung-massivet. I forgrunnen sidemorene i Åsenosi som demmer opp lite tjern. Til høyre i midlere bakgrunn et stykke av sidemorenen i Ulsnanosi, Hjelledalens nordre dalnes mot Utladalen. Sidemorenen er Preboreal. UTM standplass 425 998 mot NW. P. Holmsen, 10/8-1968.



Fig. 3. Tyedalen, isskuret sparagmitt med dype furer og antydning til drumlinoider og sauskrottfjell. Ovenfor Holsbruvatn. "Fluted bedrock. UTM ca. 426 955 mot SW, tvers av isbevegelsen. P. Holmsen, 16/6-1966.



Fig. 4. Vetti-gårdene i Utladalen. Le-morene (bunnmorene) avsatt i le av brebevegelsen. Dette er dyrkningsjorden. I forgrunnen lokal ur ved Uvla. UTM 422 050 mot NØ. P. Holmsen, 15/7-1966.



Fig. 5. Marin avsetning i terrassen ved Moen. Skiveleire, vekslende leir- og sandlag. UTM 377 988 mot Ø. P. Holmsen, 16/-1966.



Fig. 6. Detalj av de marine lag i Moen-terrassen, Øvre Årdal. Lagene er skiveleire, med skarpt adskilte leire- og sandlag, ikke graderte som årsvarv pleier å være. UTM 377 988. Snitt i samme skjæring som fig. 5. P. Holmsen, 16/7-1966.



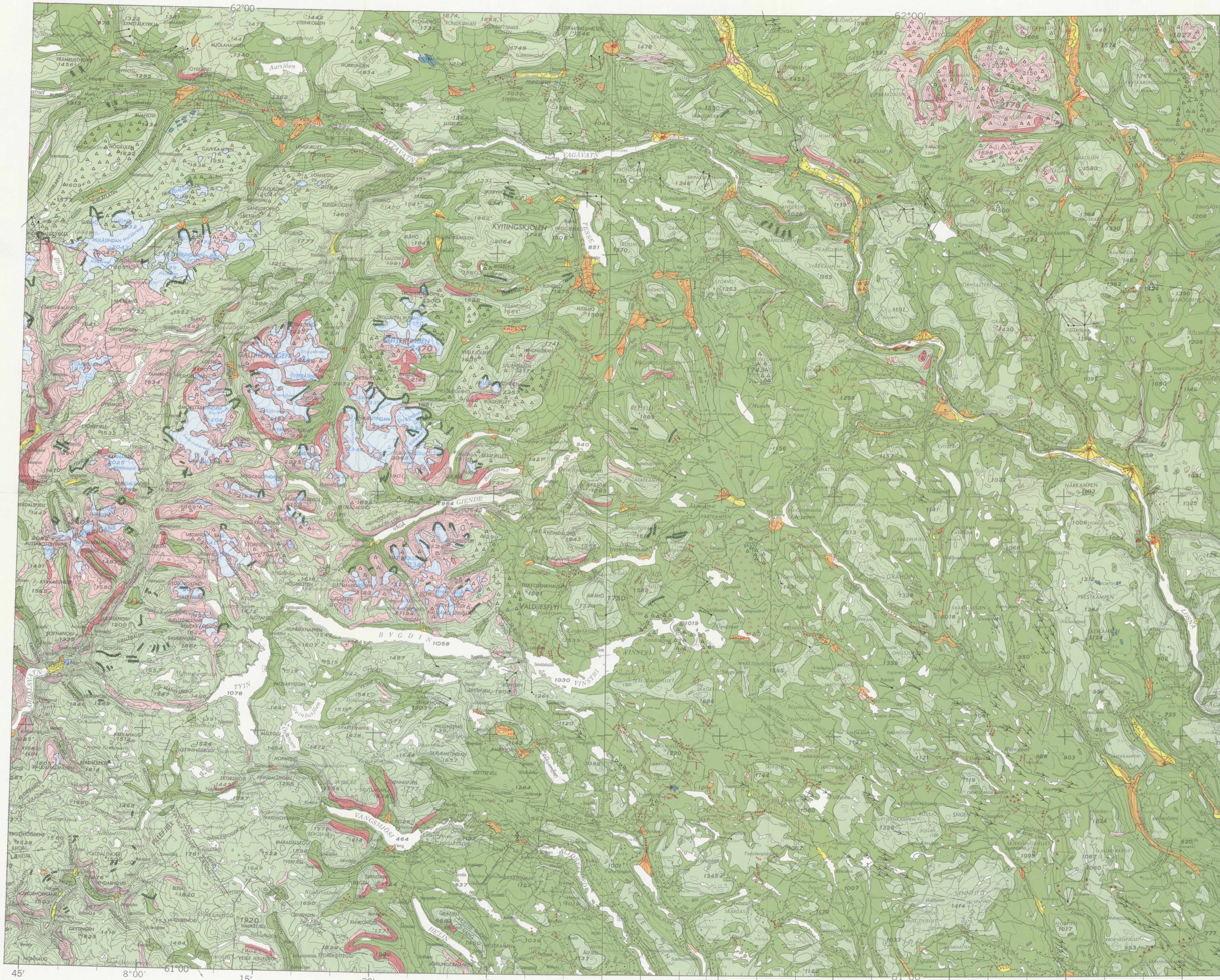
Fig. 7. Fra munningen av Gjertvassdalen mot SØ. Til høyre sees munningen av Storurdadalen med Storurda ytterst. I midten munningen av Skogadalen. UTM standplass 465 168 mot SØ. P. Holmsen, 21/7-1967.



Fig. 8. Storurda i Storurdadalen. Skredmassenes skarpe begrensning til høyre. En tind har kollapset plutselig, og skredmassene er kastet langt opp i motstående dalside. UTM 480 137 (for standplass) mot S. P. Holmsen, 22/7-1967.



Fig. 9. Storurda i Storurdadalen, detalj av skredmassene nær øverste kant på motstående dalside (nordsiden). UTM 480 137 (nær standplass fig. 8) mot NW. P. Holmsen, 22/7-1967.



TEGNFORKLARING
Legend

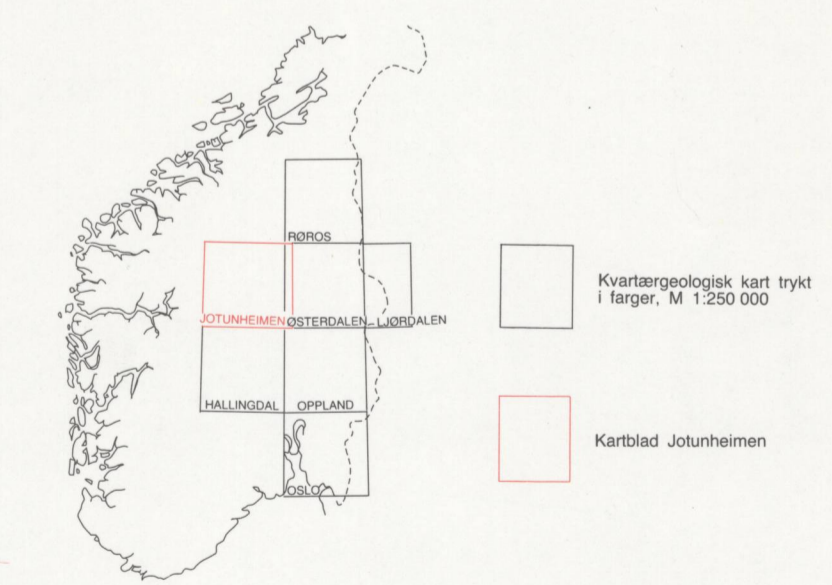
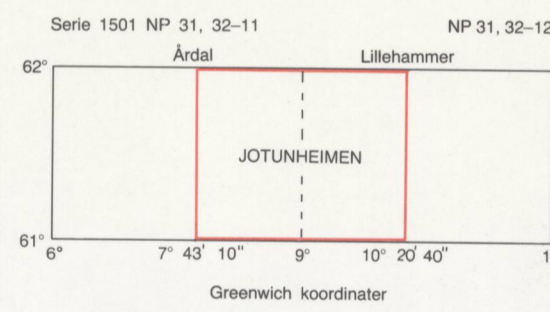
- LØSMASSER**
Superficial deposits
- SAMMENHENGENDE DEKKE AV MORENEMATERIALE
Continuous till sheet
 - USAMMENHENGENDE DEKKE AV MORENEMATERIALE
Discontinuous till sheet
 - RANDMORENE
Marginal moraine
 - BRELVAVSETNINGER
Fluvio-glacial deposits
 - BRELSJAVSETNINGER
Glaciolacustrine deposits
 - MARINE AVSETNINGER
Marine deposits
 - ELVE- OG BEKKEAVSETNINGER (POSTGLASIALE)
Fluvial deposits (postglacial)
 - UR
Scree

- BART FJELL**
Exposed bedrock
- BART FJELL, EVENTUELT FROSTFORVITRET MATERIALE IN SITU
Exposed bedrock, or frost-weathered material in situ

ANDRE SYMBOLER
Other symbols

- BRE
Glacier
- BLOKKER ANRIKET PÅ OVERFLATEN
Blocks enriched at the surface
- SKURINGSSTRIPER MOT OBSERVASJONSPUNKT, DEN ELDRE MED HAKE
Glacial striae towards observation point, the older one with hook
- FLUTED- OVERFLATE
Fluted surface
- DRUMLIN
Drumlin
- STRANDLINJE I BRESJØ
Shoreline in former glacial lake
- RAVINE
Gully
- BRELVÅP, TOSIDIG OG LATERALT
Drainage channel, bilateral and lateral
- BRELVÅP
Fluvio-glacial canyon in bedrock
- TERRASSEKANT, ELVETERRASSE
Fluvial terrace margin
- GETTERYGG, ESKER
Esker
- HAUGET MORENE, ABLASJONSMORENE OG -ROGEN MORENE-
Hummocky moraine, ablation moraine and -rogen moraine-
- GRUSVIFTE
Fluvial fan
- SUBMORENE AVSETNINGER, ELDERE WEICHEL
Submoraine deposits, older Weichsel
- FUNNSTED FOR MAMMUTRESTER
Mammoth findings
- LEDEBLOKKER AV DOKKVATN-KONGLOMERATET
Boulder train of the Dokkvatn conglomerate
- DØDISGRØP
Kettlehole

Kartet er sammensatt i 1961 av Per Holmsen. Feltarbeidet med det kvartærgeologiske grunnlag (1 målestokk 1:50 000) ble påbegynt i 1959 og avsluttet i 1978 av Per Holmsen med medarbeidere. Topografisk grunnlag er etter serie 1501, en sammenstilling av deler av bladene Lillehammer og Årdal.



Referanse til dette kartet: HOLMSEN, P. - 1983
JOTUNHEIMEN, kvartærgeologisk oversiktskart, M 1:250 000
Norges geologiske undersøkelse

Kartgrunnlag : Norges geografiske oppmålings kart eller tilsvarende
Reppografi : Norges geologiske undersøkelse
Trykk : SJEVIK grafiske as, Trondheim 1983
Forlag : Universitetsforlaget

Målestokk 1 : 250.000

