



GEOLOGISK INSTITUTT
INGENIØRGEOLOGI
NORGES TEKNISKE HØGSKOLE
TRONDHEIM

28.8.11

Referat

HOVEDOPPGAVE

HØSTEN 1975

SKRED AV TYPE LANDLAUP

I ULVÅDALEN

STUD. TECHN. ROAR NÅLSUND

" Stene har vort Norge nok av."

HENRIK IBSEN

Hovedoppgave
i faget
Ingeniørgeologi
for
stud.techn. Roar Nålsund.

SKRED AV TYPE LANDLAUP I ULVÅDALEN.

I Norge foreligger en stor mangel på ingeniørgeologiske undersøkelser av jordarts- og stabilitetsforhold i bratte dalsider. Da massebevegelse av f.eks. type landlaup ("mud flows") ser ut til å være forholdsvis vanlige i enkelte deler av landet, er det et stort behov for data til vurdering av jordartsforholdenes betydning for stabiliteten og utløsningen av skred.

I Ulvådalen i Romsdal gikk det i 1960 skred av type landlaup langs en flere kilometer lang strekning i den ene dalsiden. Ifølge en foreløpig plan for regulering av Ulvådalsvann, vil det ved utløpet bli bygd en høy jorddam. Det kan bli aktuelt å ta masse til tetningskjerne ved foten av dalsiden, der en hadde en del av de største landlaupene i 1960. Et viktig spørsmål er derfor om dette sammen med de reguleringsbetingede vannstandsfluktuasjonene (H.R.V. 890 og L.R.V. 850 m.o.h.) vil kunne øke risikoen for nye skred i dalsiden. For å vurdere dette trenger en bl.a. detaljerte registreringer av jordartsforholdene og morfologien i dalsiden.

Oppgaven omfatter derfor i hovedtrekk følgende:

Forholdsvis detaljert registrering og analyse av jordartsforholdene og morfologien innen i første rekke de partier av Ulvådalen der en hadde landlaup i 1960, punktvis registreringer av jordartsforholdene i andre deler av dalen, genetiske tolkninger av de funne forhold, vurdering av årsakene til skredene i 1960, samt bedømmelse av en eventuell reguleringsbetinget forandring av stabiliteten i området.

Det skal først utføres en oversiktlig kvartærgeologisk kartlegging og feltanalyse av valgte partier av området. Videre

skal det tas representative prøver for laboratorieanalyser både med hensyn til genetisk tolkning av de registrerte jordartsforhold og til stabilitetsvurderinger. På basis av feltundersøkelse, laboratorieanalyser og eventuelt forekommende litteratur skal det gis en detaljert beskrivelse og tolkning av registrerte løsmasseforhold, bedømmelse av stabiliteten i massene, samt vurdering av årsakene til skredene i 1960.

Besvarelsen skal utføres selvstendig og innleveres under fullt navn. Besvarelsen skal innleveres i 2 eksemplar, ha format A4 og være levert innen 15. januar 1976. Kandidaten gjøres videre oppmerksom på at ifølge gjeldende reglement, er den innleverte besvarelse med tegninger, modeller og apparatur Høgskolens eiendom og kan av Høgskolen benyttes til undervisnings- og forskningsformål. Arbeidet kan ikke utnyttes til andre formål, f.eks. økonomiske, uten etter avtale mellom de interesserte parter.

Forøvrig vises det til eksamensreglementet.

Trondheim, 25. september 1975.


Ragnar Dahl

FORORD

Ideen til oppgaven stammer fra instituttet, som ønsker å starte egne undersøkelser av skred i velgraderte jordarter (morene). Generelt har man i dag liten kjennskap til hvilke faktorer som er avgjørende for at skred skal utløses.

Grunnlagsmaterialet for rapporten er 140 jordprøver (eller 900 - 1000 kg jord), som det tok 6 uker å grave fram. Overnattingen i dette tidsrom skjedde dels i telt og dels i brakke (fordi teltet blåste ned). Det var 10 km til nærmeste fastboende. Det lange feltoppholdet ga få godværsdager og litt snø, men det personlige utbyttet var større.

Under arbeidet har følgende personer vært til stor hjelp:

Brit Fransplass med mann, Bjorli, lånte ut bilder og kom med verdifulle opplysninger.

Gösta Larsson, Uppsala, lånte ut sin upubliserte licentiatavhandling.

Familiene Stabell og Nilsen, Trondheim, lånte ut sitt private feltutstyr.

Terje Wold, Trondheim, ofret både skole og byens gleder for å assistere under feltarbeidet.

Tafjord Kraftselskap skaffet meg ly i sin brakke ved Tunga og har velvilligst stilt alt tilgjengelig kartmateriell til disposisjon.

Perry Øvre i samme kraftselskap utførte høydemålingen av hylla under Ulvostind.

Bjørn Seyffarth, Oslo, stilte sine verdifulle bilder fra Ulvådalen til disposisjon.

Olav Amundsen, Romsdalshorn, sørget for at jordprøvene kom ned fra fjellet og hjem i god behold.

En spesiell takk til veileder Ragnar Dahl for lærerikt samarbeid.

Trondheim, 14. januar 1976,

Roar Nålsund

Roar Nålsund

INNHALDSFORTEGNELSE

	side
OPPGAVETEKST	
FORORD	
1 1. INNLEDNING	1
2. SKREDMEKANIKK FOR FRIKSJONSDARTER	
2.1. Generelt	3
2.2. Spenninger på et potensielt glideplan	4
2.3. Utløsning av type 1	6
2.4. Utløsning av type 2	7
2.5. Utløsning av type 3	8
2.6. Utløsning av type 4	11
3. BESKRIVELSER	
3.1. Generelt om området	12
3.1.1. Beliggenhet	12
3.1.2. Klima	14
3.1.3. Berggrunn	15
3.1.4. Løsmassefordeling	17
3.1.5. Skredaktivt område	18
3.2. Hendelsesforløpet omkring skredene i 1960	20
3.3. Skredområdet	23
3.3.1. Skredinndeling	23
3.3.2. Løsneområder	25
3.3.3. Morfologi	26
3.3.4. Podsolprofilet	29
4. FELTARBEID	
4.1. Generelt	32
4.2. Kart - flyfoto	32
4.3. Jordprøver	33
4.4. Registreringer	33
4.5. Høydemålinger	34

	side
5. JORDARTSVARIASJONER	
5.1. Undersøkellesmetoder	35
5.1.1. Generelt	35
5.1.2. Kornstørrelsefordeling	35
Arbeidsrutine ved bestemmelse av	
kornfordelingskurve	36
Feilkilder	36
5.1.3. Kapillaritet	37
Feilkilder	38
5.1.4. Permeabiliteten	38
5.1.5. Differentialtermisk analyse (DTA)	39
5.2. Jordartsvariasjoner i området	40
5.2.1. Generelt	40
5.2.2. Jordtypevariasjon mellom skred-	
området og resten av området	41
5.2.3. Jordtypens variasjon med dybden	41
5.2.4. Blokkvariasjon	41
6. VURDERING AV SKREDÅRSÅKENE	
6.1. Sammenheng mellom utløsningsårsak og	
løsneområde	43
6.1.1. Over urbeltet	43
6.1.2. Ved tregrensen og urbeltet	44
6.1.3. Under tregrensen	45
6.2. Skredenes glideflate	46
6.2.1. Teleførlig materiale	47
6.2.2. Permeabilitet	48
6.2.3. Fastfrosne blokker	49
6.3. Observasjoner som taler mot teorien om	
tidsavhengige glidelag i podsolprofilen	51
6.4. Hvorfor gikk det ikke ras andre steder	
i området?	54
7. STABILITETSVURDERING AV MORENEN VED REGULERING	
AV ULVÅDALSVANNET	
7.1. Generelt	55
7.2. Ras i morene. Et eksempel fra Søvatnet.	56

1. INNLEDNING

Rapporten er en ingeniørgeologisk undersøkelse av jordskred med hensyn på jordartsforhold. Skredområdet utgjør en fem km lang dalside i Ulvådalen sør for Romsdalen hvor det 26. juni 1960 ble utløst nærmere 30 skred av type landlaup under et kraftig regnvær. Utløsning av skred under regnvær er vanlig i det vestlige Sør-Norge. Det fikk vi erfare høsten 1975 som var spesiell regnfull mange steder. Undersøkelser av ustabile jordskråninger er mangelvare i Norge. Det har følgelig vært sparsomt med tilgjengelig litteratur omkring emnet. Ulvådalen er tidligere undersøkt av Anders Rapp og Gösta Larsson, men de har konsentrert seg om morfologiske studier av skredene.

Kjennskap til og kunnskap om de faktorer som er avgjørende for utløsning av skred er av stor betydning ved vurderinger av brattere skråningers stabilitetsforhold ved f.eks. veibygging, hyttebygging osv. Ingeniørgeologien vil aldri kunne erstatte geotekniske målinger av stabilitetsforhold, men som en første-hånds orientering om forholdene vil de være uvurderlige og rimeligere. På grunnlag av denne første kunnskap kan geotekniske undersøkelser settes inn på de steder hvor det er nødvendig. Forholdet i Norge i dag er at den geotekniske kunnskap om morenens egenskaper er meget beskjedne. Når ingeniørgeologien ikke strekker til lenger, kan det hende at geoteknikeren heller ikke har noe å bidra med. Derfor er det viktig at vi selv skaffer oss den nødvendige erfaring og kunnskap om morene.

I rapporten er det lagt stor vekt på å belyse flest mulige faktorer som kan ha hatt betydning for utløsningen av skredene og deres forløp. Det var på forhånd knyttet stor interesse til kartleggingen av jordartsforholdene. For at vurderingen av disse skulle bli så riktig som mulig, ble det meste av arbeidet både i felten og laboratoriet konsentrert om dette. Det er grunnen til at undersøkelsesmetodene under kapittel 5 er omtalt så

detaljert.

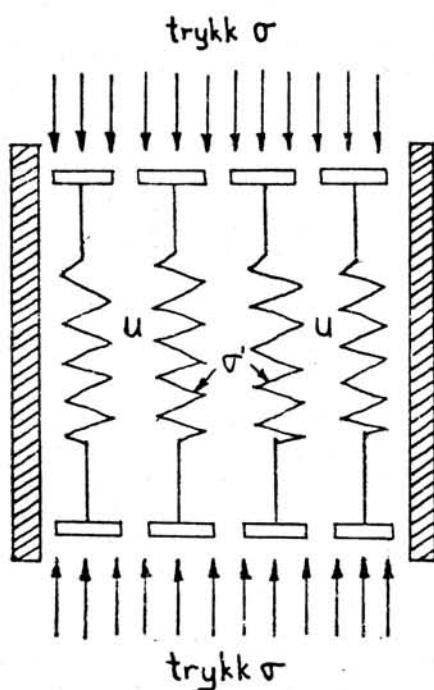
De fleste av utrasningene er så store at de kan kalles for skred. Noen få er så beskjedne i utstrekning at det er mest riktig å kalle dem ras. Men for enkelhets skyld omtales hele det berørte området som skredområdet i rapporten etter den generelle størrelsen. Etter Selmer-Olsen kan skredene i Ulvådalen inndeles i to typer etter bevegelsesmåten. Landlaup kalles den skredtypen hvor skredmassene etter utløsningen høyt oppe i dalsiden blandes med vann til en suspensjon som på veien nedover fanges inn av et bekkefar og følger dette ned til dalbunnen. I Norge går landlaupene vanligvis i finstoffrike morenemasser. Den andre skredtypen kalles bløtjordskred. Det krever høy vannmetning hos jorda og kjennetegnes ved at skredet stadig vokser under bevegelsen på grunn av breddeutvidelse. Som regel er de grunne og har ofte blankskurt fjell som glideflate. Skredutløsningen kan ha vært et oppbløtningsras av meget beskjedne størrelse. Når skredet når dalbunnen kan skredfoten være flere hundre meter bred.

Landlaup og bløtjordras er ytterpunktene i typebeskrivelsen av skredene i Ulvådalen. Selvfølgelig finnes mange overgangsformer som kan være vanskelig å klassifisere. Noen tallmessig fordeling mellom de to skredtypene er følgelig ikke gjort.

2. SKREDMEKANIKK FOR FRIKSJONSDARTER

2.1. Generelt

Hvis intet annet er nevnt, gjelder det nedenforstående blant annet for homogen morenejord i skråninger. Fordi morenen vanligvis er velgradert hva kornstørrelser angår, vil den ved pakning bli meget fast. Små og store korn danner sammen et skjelett, og mellom kornene vil det alltid være porer til stede uansett hvor god pakningen er. Når ikke alle porene i et vertikalsnitt er fylt med vann, vil spenningen i jorda bli overført fra korn til korn via kontaktpunktene mellom kornene. Er alle porene vannfylte, kalles morenen for mettet, og noe av spenningene kan nå overføres til porevannet. De totale belastningene i jorda opptas derfor dels av kornskjelettet og dels av porevannet. Kornskjelettet er mykt og kan sammenliknes med fjærene i den vannfylte boksen i figur 1 som skal symbolisere en liten intakt prøve av morenen. Utsettes denne prøven for en **belastningsøkning σ** , vil den **øyeblikkelige reaksjon være at**

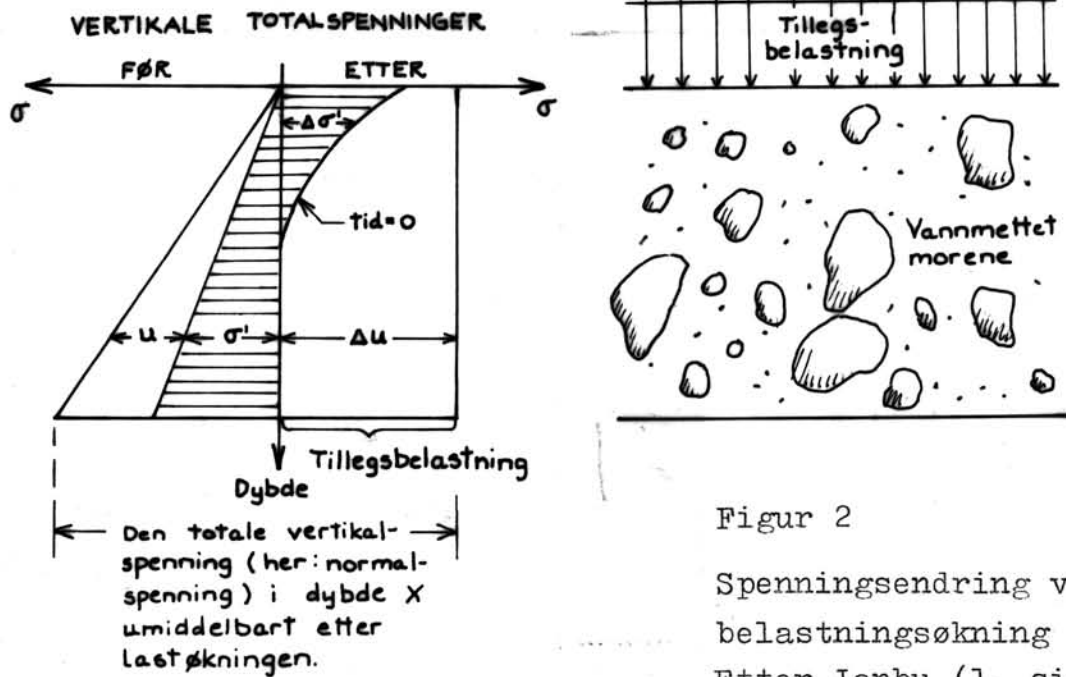


Figur 1

Spenningsstilstanden i jorda.
 σ = totaltrykk (ytre reaksjon)
 σ' = effektivtrykk (indre reaksjon i kornskjelettet)
 u = poretrykket (indre reaksjon i porevannet)

Etter Janbu (1, side 89)

porevannet opptar omtrent hele reaksjonen i form av økt poretrykk Δu , fordi vannet er inkompressibelt og svært lite av det har rukket å sige unna. Etter noen tid vil poretrykket jevnes ut og mere og mere av belastningsøkningen bli overført til kornskjelettet, $\Delta \sigma'$. Se figur 2.



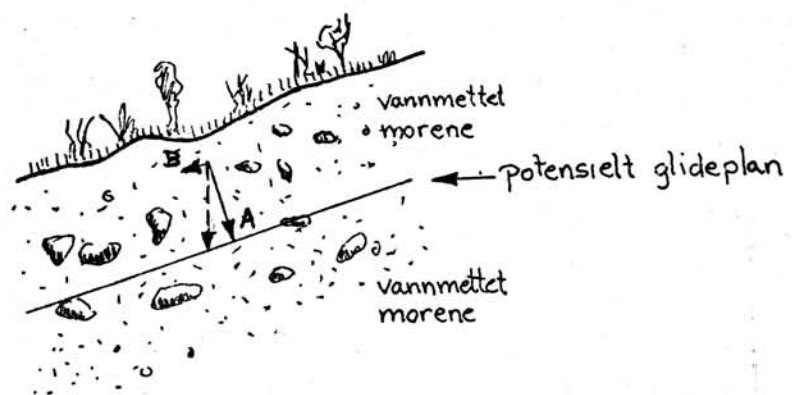
Figur 2
Spenningsendring ved belastningsøkning
Etter Janbu (1, side 96)

2.2. Spenninger på et potensielt glideplan

Når morenen belastes vertikalt vil det også være til stede spenninger på plan som danner en vinkel med vertikalen, både normalspenninger normalt på og skjærspenninger parallellt med planet. Et slikt plan kan være et bruddplan i morenen hvor et ras kan starte. Så lenge jorda er i likevekt, kalles planet for et potensielt glideplan. Selv om morenen kan inneholde mye grovt materiale, må vi anta at bruddplanet er noenlunde plant og jevnt. Figur 3 skulle gi grunnlag godt nok for en slik forenkling. Ved likevektsbetraktninger av morenen kan vi se på et vertikalsnitt fra en moreneskråning i likevekt som vist i figur 4. Tyngden til jorda over glideplanet virker vertikalt og vi tenker oss at den virker i et punkt som en resultant (stiplet pil). Denne kan dekomponeres til en kraft normalt på glideplanet og en kraft parallellt med glideplanet, henholdsvis pil A og B. A påvirker glideplanet via normalspenninger og B påvirker det samme plan med skjærspenninger.



Figur 3 Glideplanet antas å være plant og jevnt på tross av morenens grove materiale.



Figur 4 Splitting av jordas tyngde til en kraft B parallelt med glideplanet, og en kraft A normalt på glideplanet.

Forholdet mellom disse spenningene kan uttrykkes med denne likningen

$$\tau = (a + \sigma - u) \operatorname{tg} \phi$$

hvor τ = skjærspenningen langs glideplanet
 a = attraksjonen (materialegenskap),
for morene kan den variere fra
0-0,25 kg/cm³ (2, side III)
 σ = normalspenningen på glideplanet
 $\operatorname{tg} \phi$ = friksjonskoeffisienten
 ϕ = friksjonsvinkelen og u = poretrykket

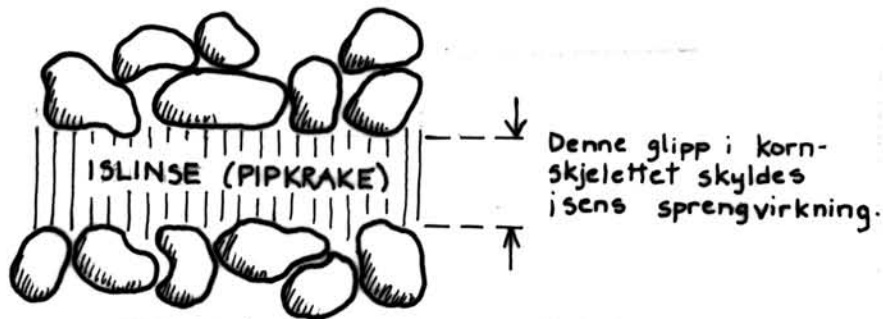
Vi betrakter fortsatt spenningen på glideplanet, og jorda på undersiden vil holde likevekt med jorda og spenningene på oversiden med et sett med spenninger med motsatt orientering, inntil en viss grense. Det er begrenset hva jorda klarer å mobilisere av skjærspenninger. Den maksimale verdi kalles bruddverdien for skjærspenningen. Jorda over glideplanet som nå blir bruddplan settes i bevegelse når de påførte skjærspenningene overstiger bruddverdien. Det kan skje enten ved overbelastning eller at skjærspenningens bruddverdi reduseres ved endringer i jorda.

2.3. Utløsning av type 1

Når morenen utsettes for en meget rask tilleggsbelastning, kan lastøkningens normalkomponent opptas helt av porevannet ved en poretrykksøkning (1, side 95-96). Det må ikke glemmes at tyngden av jorda over det potensielle glideplanet konstant påvirker underlaget til å mobilisere en viss skjærspenning. Hvis lastøkningens parallellkomponent fører til en skjærspenningsøkning som sammen med den allerede mobiliserte skjærspenning overstiger bruddverdien, vil morenen gli ut. En raskt påført tilleggsbelastning kan f.eks. være steinsprang eller liknende.

2.4. Utløsning av type 2

Ved teleras eller skred er mekanismen noe annerledes. Forutsetningen er at det under et tynt lag med opptint jord ligger et frosset lag med godt utviklede islinser. Disse har skapt lokale brudd i kornskjelettet hvor friksjonen mellom de enkelte korn har opphørt, ^(figur 5) men på grunn av isens fasthet er skjærspenningens bruddverdi høyere i denne



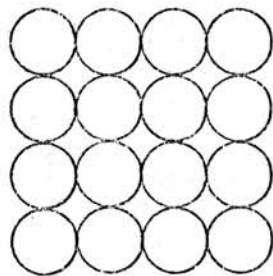
Figur 5 Brudd i jordas kornskjelett

tilstanden. Under smelteperioder om våren vil vannet frigjøres og dreneres ut av jorda via fordampning eller avrenning. Ved sterk varme skjer det en bråting av isen på den frosne jordas overflate fordi vi her har størst temperaturforskjell. Blir det frigjort mere vann enn det som kan ledes bort på grunn av for tette overliggende masser, får vi en overmetning av jorda ved tinefronten (w større enn 100%), og bruddet i kornskjelettet beholdes. Dermed forsvinner friksjonen mellom mineralkornene. Siden vann ikke kan ta skjærkrefter, får vi her et velsmurt glideplan, og jordlaget vil gli ut.

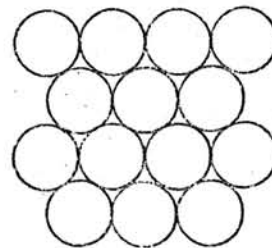
2.5. Utløsning av type 3

Vanligvis er morenejord homogen. For bunnmoreners vedkommende er det vanlig at det forekommer innhomogeniteter i form av linser med mer ensgradert materiale (3, side 9). Figur 7 viser et eksempel på en slik forekomst. Den er ikke spesielt ensgradert, men mere permeabel enn den overliggende morenen. Figur 8 viser linsens kornfordelingskurve.

Ved innsjøregulering er det av meget stor interesse å kartlegge morenens linser og lagdeling i forbindelse med vurdering av rasfaren. Det som skaper mest problemer er sedimenter ved elve- og bekkeutløp som inneholder lag med ensgradert silt og finsand. På grunn av liten variasjon i korndiameter og normal konsolidering (dvs. ikke utsatt for andre pakningskrefter enn den overliggende jords tyngde), har kornene en løs lagring. Kornordninger vil ligge et sted oppunder løseste kulelagring. Teoretisk vil porøsiteten, som er forholdet mellom porevolum og totalt volum, for like store kuler i sin løseste lagring være 47,6% mens bare 25,9% for tetteste lagring. Ved løseste lagring er massen ustabil og kan forandre kornstruktur ved fysiske påkjenninger. Hvis jorda er vannmettet, vil endring av kornstrukturen føre til øyeblikkelig vannoverskudd i dette ensgraderte laget og kan føre til at massen blir flytende hvis ikke vannet straks kan unnvike gjennom sterkt permeable masser.

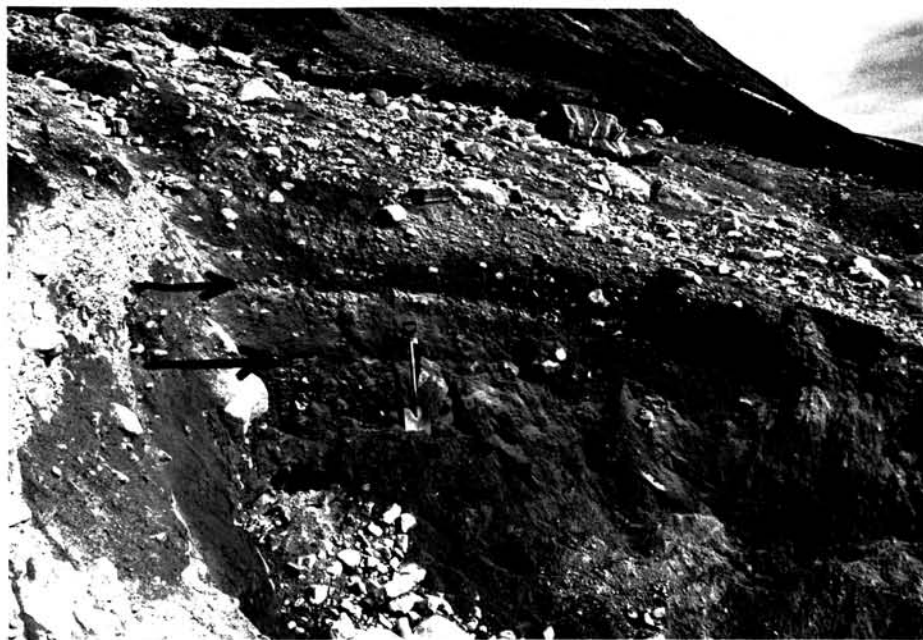


Løseste lagring
Porøsitet = 47,6%



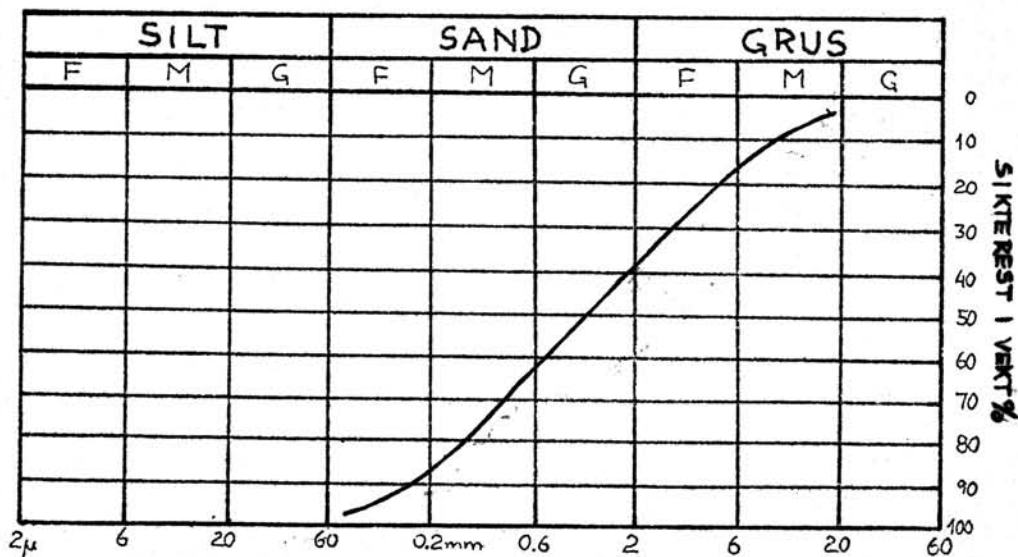
Tetteste lagring
Porøsitet = 25,9%

Figur 6



Figur 7 Eksempel på inhomogeniteter i bunnmorene. Bekkeskjæring i høyde 960 meter i skred 16.

2 nær horisontalt liggende sand/grus-linser.

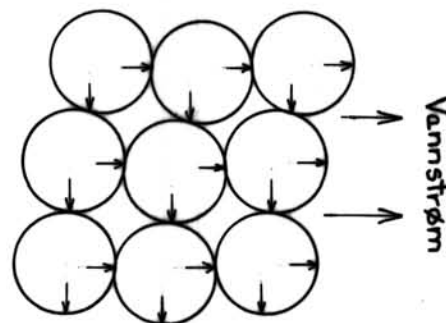


Figur 8 Kornfordelingskurven for den øverste sand-linsen på bildet ovenfor.

I følge T. Bugge (4, side 11) skjer de fleste utrasninger ved innsjøregulering i skråninger med helning mindre enn 1:10 (ca. 6°). Her gir belastningen fra jorda over et potensielt glideplan beskjedne bidrag til skjærspenningene. Viktigere er strømkraften til vannet som dreneres gjennom det ensgraderte laget. Friksjon mellom vann og mineral-korn fører til en medslepningskraft som virker på kornskjelettet. (figur 9) Friksjonen eller mobiliserbar skjærkraft mellom kornene på grunn av jordtrykket må være minst like stor eller større enn medslepningskraften som er identisk med strømkraften. I motsatt fall får jorda sammenbrudd på

Vertikale piler : Kretter som overføres via kornskjelettet pga jordas egen tyngde

Små horisontale piler : Kretter som påføres kornskjelettet pga vanntransport (strømkraft)



Figur 9 Kornskjelett som utsettes for vannstrøm. Idealisert materiale.

grunn av overgang til fastere lagring og dermed vannoverskudd. Forutsetningene for disse betraktningene, er liten skråningshelning og lagdelt ensgradert materiale eller linser.

T. Bugge omtaler også ras i bunnmorene (4, side 24-25). Dette materiale må vurderes ut fra litt andre topografiske og statiske forhold. Den aktuelle skråningsvinkel kan overstige 20° , og lagdeling av materialet er langt sjeldnere enn hos sedimenter. Stabilitetsmessig sett er morenen en av våre beste løsmassetyper på grunn av sin store spredning

i kornstørrelse. Homogen morene er derfor ikke å betrakte som noe problem ved reguleringsbetinget vannstandsending av innsjøer. Men nettopp muligheten for tilstedeværelse av linser og partier med lagdelt materiale med ens gradering, gjør at også morene må undersøkes med hensyn på slike "feller" ved innsjøregulering. Hvis det lagdelte materialet er enskornet i fraksjonene silt - finsand gjelder betraktningene ovenfor om strømkraft. I tillegg vil jordas egen tyngde ved steile skråninger virke i samme negative retning som strømkraften.

2.6. Utløsning av type 4

Likningen i avsnitt 2.2. viser den empiriske sammenhengen mellom skjærspenningen, effektivspenningen og poretrykket på et potensielt glideplan. Den viser at skjærfastheten, som er jordas maksimale mobiliserbare skjærspenning, er lineært avhengig av poretrykket. Hvis jorda er vannmettet, vil poretrykket redusere spenningene normalt på glideplanet med en verdi som tilsvarer det hydrostatiske vanntrykket. I jordskråninger vil sikkerheten avhenge av differansen mellom skjærfastheten og skjærspenningen som er nødvendig for å opprettholde likevekt. Sikkerheten avtar med økende bakkehelning. Ved vannmettet jord vil poretrykket redusere skjærfastheten og sikkerheten mot utglidning reduseres ytterligere. Ved en gitt vinkel vil skjærspenningen som opprettholder likevekten bli like stor eller større enn skjærfastheten og jorda kan gli ut. Vannet i jorda vil bevege seg ned skråningen parallelt overflaten og utsetter kornskjelettet for en strømkraft som også reduserer sikkerheten. Janbu har foretatt en likevektsbetraktning for vannmettet ubeskyttet jordskråning av ensgradert silt-sand (rent friksjonsmateriale), og for strømming parallelt overflaten gjelder denne likevektslikningen:

$$\operatorname{tg} \varphi = 2 \cdot \operatorname{tg} \beta \quad (1, \text{ side } 304)$$

hvor φ er materialets friksjonsvinkel og β er skråningsvinkelen. Dessverre finnes det ingen liknende betraktninger som gjelder for morene.

3. BESKRIVELSER

3.1. Generelt om området

3.1.1. Beliggenhet

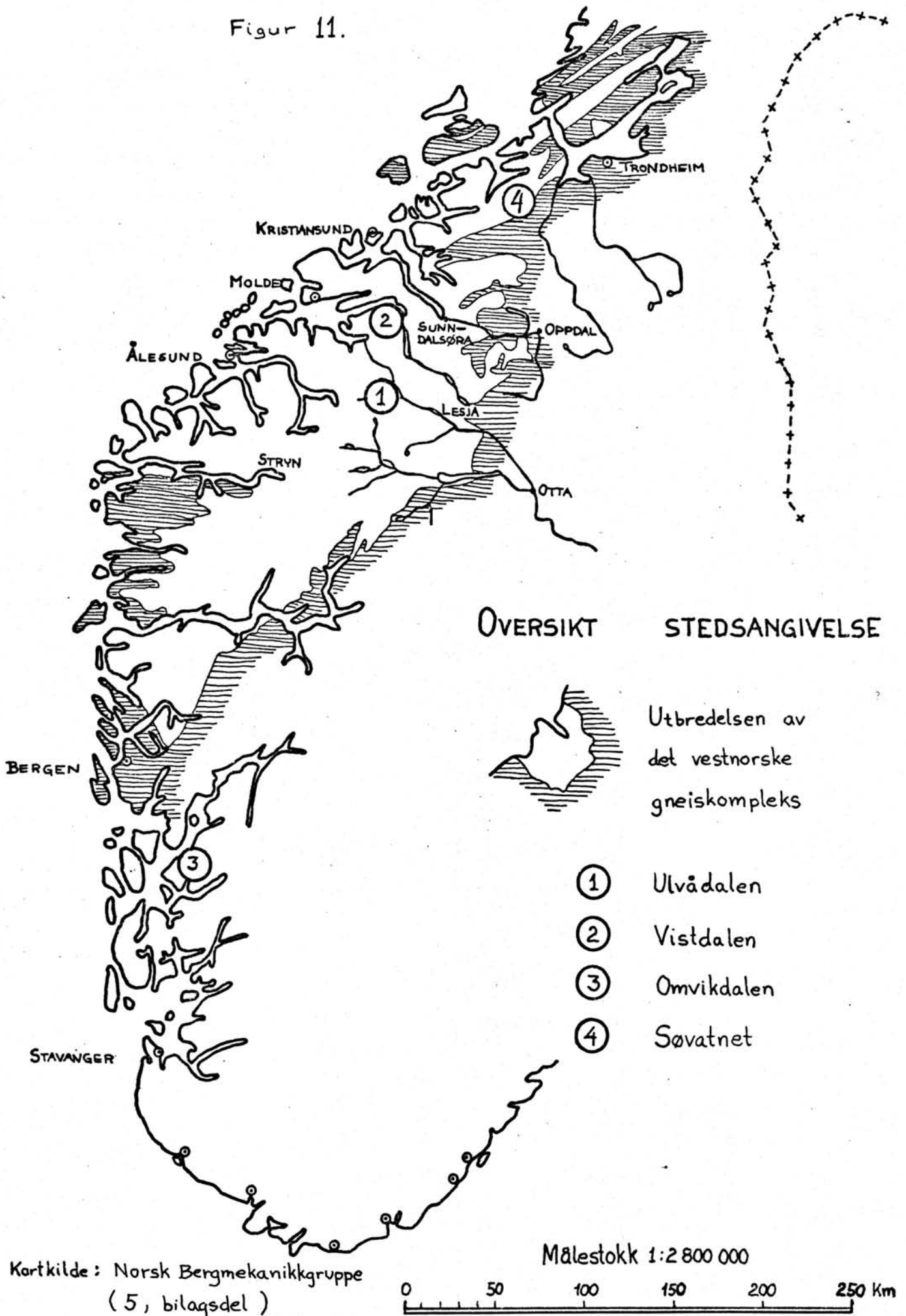
Ulvådalen ligger i Møre og Romsdal fylke, ca. 2 mil øst for Tafjord og omtrent midtveis mellom denne og Romsdalen slik som vist på kartet figur 11. Letteste adkomstvei er å ta vestover og inn Brøstdalen fra Stuguflåten i Romsdalen hvor man etter ca. 15 km kommer fram til elva Pyttåa's utløp i Ulvåa. Her starter selve Ulvådalen som fører videre vestover inn i et meget vilt fjellandskap (figur 10). Flere av fjellene i nærheten når høyder over 1900 meter med Pyttegga på 1999 m.o.h. som den høyeste (figur 12). Vi befinner oss i Tafjordfjellene.



Figur 10

Utsyn vestover
fra Ulvådals-
vannet.

Figur 11.





Figur 12 Pyttbudalen og områdets høyeste fjell. *bakover*



Figur 13 Ulvådalen har tydelig U-form. Innenfor vannet munner tre hengende daler ut i hoveddalen. *(vestover)*

Topografisk ligger dalens munning på et landskapsskille. Snur man ryggen til dalen og ser østover er forskjellen som natt og dag. Her starter (eller slutter) Dovrefjellene med sine karakteristiske runde topper og flyer. Etter formen er Ulvådalen en U-dal i likhet med Pyttbudalen (figur 13). Vest for Ulvådalsvannet munner flere hengende daler ut i hoveddalen. Ulvåa og Pyttåa tilhører begge Raumavassdraget som drenerer disse fjellområdene nordvestover mot Romsdalsfjorden. Men begge elvene renner østover før de fanges inn av Rauma, og en teori går ut på at de tidligere har vært Gudbrandsdalslågens vestlige kilder, (O. Holtedahl).

3.1.2. Klima

Også klimatisk ligger dalen, og spesielt den østligste enden, på et skille mellom kyst- og innlandsklima. Dette kom meget klart fram under mitt opphold her. Ofte kunne regnet sile ned over fjellene i vest mens det i øst kunne være oppholdsvær eller lettskyet. Meteorologiske observasjoner viser at området er utsatt for svært lokale regnvær. Uheldigvis finnes det ikke registreringer av temperatur og nedbør i dalen. De nærmeste målestasjonene ligger et stykke unna.

STASJON	JUNI							
	20	21	22	23	24	25	26	27
NEDBØR Verma 265 m.o.h., 12 km NV fra Ulvådalen	1	-	-	-	-	12	-	1
	-	-	-	-	-	-	19	8
TEMP. Aursjøen 869 m.o.h., 40 km N fra Ulvådalen	6.9	8.4	18.9	17.7	21.2	19.2	17.2	6.6

Figur 14 Målinger av temperatur og nedbør. Kilde:
Det norske meteorologiske institutt.

Av figuren går det fram at regnværet i Ulvådalen 25.juni, som B. Seyffarth nevner i sin avisartikkel (7), ble ikke registrert på Lesjaskog, og skybruddet neste dag er ikke registrert i Verma. For å bestemme årsnedbøren må vi gå veien om de samme målestasjonene, figur 15.

STED	AVSTAND FRA SKREDOMRÅDET	HØYDE O.H.	NEDBØR ÅRS- GJENNOMSNITT
Verma	12 km mot NV	263 m	764 mm
Lesjaskog	18 km mot Ø	693 m	475 mm
Tafjord	20 km mot V	27 m	837 mm

Figur 15 Den gjennomsnittelige årsnedbør. Det norske meteorologiske institutt, 1949.

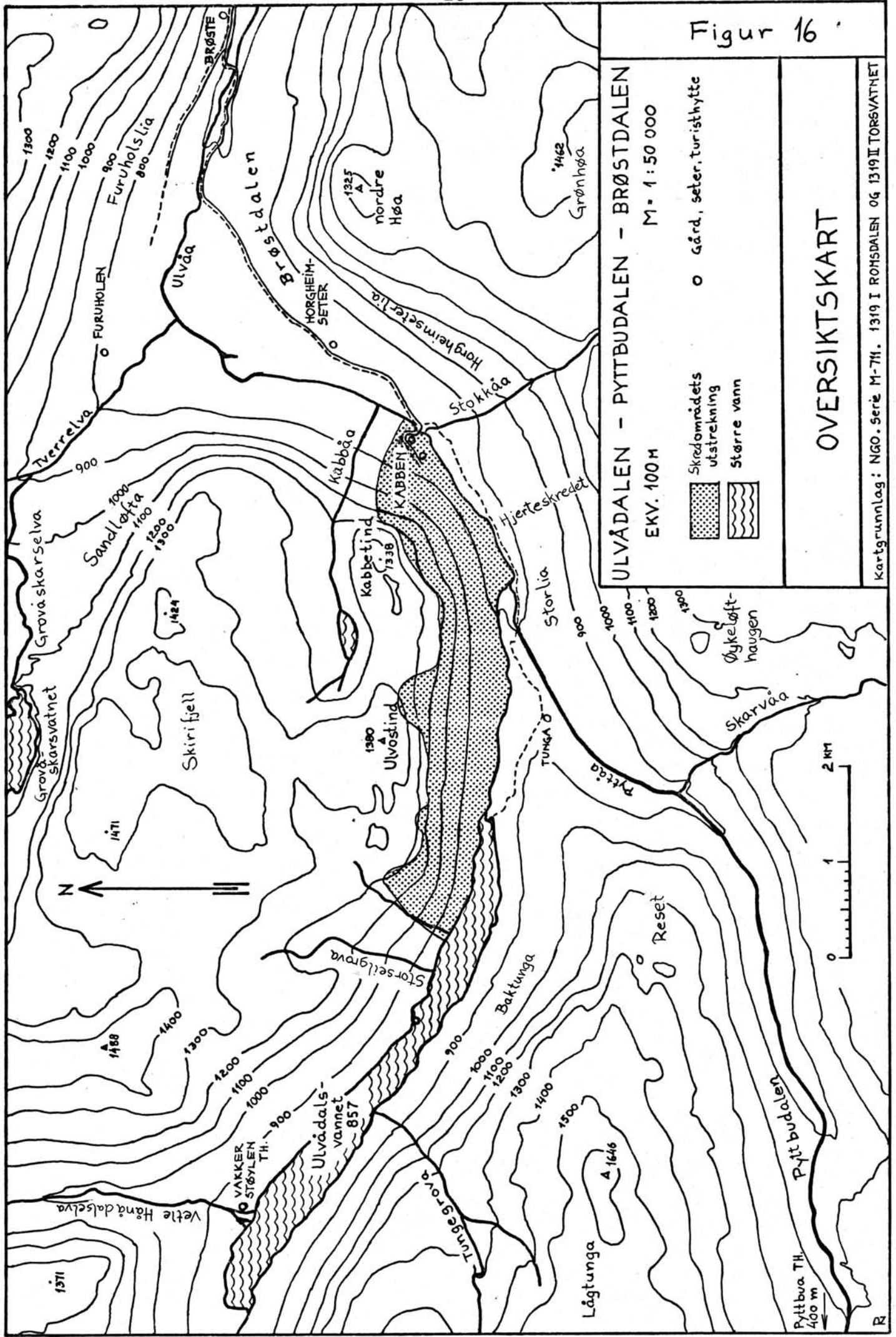
Den samme kilde har et isografisk kart for årsnedbør for perioden 1901 - 30, hvor Ulvådalen ligger et sted mellom 600 - 800 mm/år. Noen nærmere angivelse av nedbøren fra min side er uten betydning, fordi de vil være rene gjetninger uten bakgrunn i meteorologisk erfaring.

Det er verd å merke seg at skredområdet er sydvendt og har derfor et bedre lokalklima enn andre og mindre gunstig vendte dalsider. Se figur 16.

3.1.3. Berggrunn

Området ligger innenfor det vestnorske gneiskompleks som er inntegnet på kartet figur 11. Svært beskjedne områder av dette komplekset er kartlagt i detalj og ingen ting i Ulvådalen eller dens nærhet. Egne observasjoner viser at berggrunnen hovedsakelig består av båndet gneis med blant annet




Figur 16



ULVÅDALEN - PYTTBUDALEN - BRØSTDALEN

M = 1:50 000

EKV. 100 M

-  Skredområdets utstrekning
-  Større vann
-  Gård, seter, turisthytte

OVERSIKTSKART

Kartgrunnlag: NGO. Seré M-711. 1319 I ROHSDALEN OG 1319 II TORSSVATHET

Pyttbua TH. 400 m

R

biotitt og feltspat i ganger på opptil 1 m tykkelse.

3.1.4. Løsmassefordeling

I de nærmeste områdene til elvemøtet mellom Ulvåa og Pyttåa er det rike forekomster både av morene og spor etter isavsmeltingsforløpet. Det siste omtales i kapittel 8. Her skal bare nevnes den meget lett synlige terrassen under Ulvostind i høyde 1000 meter.

Innenfor de deler av området som har løsmasseoverdekning ser det ut til at jordtykkelsen jevnt over er stor. I den sørvendte dalsiden under Ulvostind har jeg funnet jorddyp på inntil 6 meter slik som i skred 17 (figur 17) og sørøst for Horgheimseter. Ifølge A. Rapp (6, side 198) ligger fjellet noen steder i dalsidene på hele 8 meters dyp. Som et gjennomsnitt varierer tykkelsen fra 2 - 4 meter. Dette tykke moreneteppe strekker seg vanligvis opp til 1000 - 1100 meter, men er avhengig av bakkehelningen. Er denne mye over 40° klarer ikke morenen å henge med. Der fjellet er uten overdekning og tilstrekkelig bratt, ligger det ur-



Figur 17 Morenetykkelsen er ca 6 meter.
Høyde 960 meter i skred 17.

masser som en buffersone mellom bart fjell og morenemassene. Kommer vi over høydegrensen for det tykke moreneteppe, er vi inne på snaufjellet hvor overdekningen er usammenhengende. På bakgrunn av bilag nr. 47 og 48 kan morenetypene kalles grusig, sandig, siltig.

Det finnes seismiske målinger av dalbunnen bl.a. ved osen av Ulvådalsvannet (9). Disse viser fjell på ca. 4 - 8 meters dyp. Følger vi elva nedover, treffer vi ikke på fjell i dagen før nedenfor skred 6. Pyttåa derimot har gravd seg ned til fjell fra elvemøtet og så langt oppover som jeg kunne se. Omkring elvemøtet finnes det ryggformer (muligens erosjonsrester) og terrasser i løsmasse samt flere elveskjæringer som viser horisontalt lagdelte sedimenter hovedsakelig innenfor sandfraksjonen. Disse forekomstene vil ikke bli diskutert i denne rapporten.

3.1.5. Skredaktivt område

I begge dalsidene på strekningen mellom Kabben og Tunga seter finnes det overraskende mange spor etter utrasninger som sannsynligvis ikke stammer fra 1960-skredene. Over halvparten er relativt ferske. Med dette menes at skredsporene ennå ikke er dekket med vegetasjon. Noen skred, utelukkende i den sydvendte siden, er gjenvokst men ennå ikke helt skjult. Det finnes noen skred lengre inn i Ulvådalen men her forekommer de mere spredt. Samtlige av disse sporene er tegnet inn på bilag 4 og 5. Det ser ut til at området mellom Kabben og Tunga er mere utsatt for utrasninger enn det som er vanlig for andre deler av dalen. De fleste ferske spor vil jeg kalle landlaup som etter utløsningen er fanget opp av en tidligere ravine og ført ned dalsiden gjennom denne. Dette er forsøkt vist med en innsnevring av skredrenna. Av skredene på bilag 5 (de eldste) har jeg sikre observasjoner av de to lengst øst som viser at de ikke er snøskred. De tre vestligste har jeg ikke besøkt. Men A. Rapp (6, side 199) har også tatt de med som eldre skredbaner. De ligger mellom skred 5 og 6.



Figur 18 Utløsningstedet for skred 31. Se bilag 4. Bakkehelningen er 26° .



Figur 19 Skred 28 ved munningen av Vetle Hånådalselva. Se bilag 4. Moreneoverdekningen er meget tynn.

Alle fem er lett synlig på oversiktsbildet bilag 2 hvor det nest østligste ligger mellom skred 4 og 5 og det østligste ligger like vest for skred 3.

Et par av de nye skredene er vist på figur 18 og 19.

3.2. Hendelsesforløpet omkring skredene i 1960

Hva som skjedde i detalj under uværet den 26.juni er gjengitt både hos Rapp (6, side 198-202) og Larsson (8, side 34 - 35). Likeledes er B. Seyffarths egen beretning (7) om hendelsen tatt med som vedlegg . Bare de viktigste punktene vil bli gjengitt her. Beskrivelse av skredmassenes bevegelse nedover dalsiden er ikke tatt med, fordi jeg mener det ligger noe utenfor rammen for denne rapporten. Også dette finnes diskutert hos Rapp og Larsson.

Av figur 14 går det fram at i dagene før skredene hadde de en varmeperiode i fjellet. Målingene fra Aursjøen viser 20° C for lufttemperaturen fra og med 22.juni til og med 26.juni. Selv om målestedet ligger 4 mil unna i luftlinje, har vi sannsynligvis hatt liknende forhold i Ulvådalen. Dagen før hendelsen gikk det et kraftig regnvær med tordenbyger over dalen og avløste godværet, kan Bjørn Seyffarth fortelle. Neste dag var det igjen pent vær, men ut på ettermiddagen skyet det over og ett uvanlig regnvær, også denne gangen med tordenbyger, kom inn over dalen og varte uavbrutt i 2-3 timer. Slik det går fram av B. Seyffarths beretning, gikk det ganske kort tid fra regnværet, eller skybruddet som det kunne kalles i dette tilfellet, til de første skredene var et faktum.

Ved hjelp av B. Seyffarths bilder fra skredene er vi i stand til å forestille oss hvilke vannmengder som kom ned fjellsiden. Figur 20 er tatt straks etter at regnværet opphørte. Fossen ned fjellsiden er under normale regnvær på størrelse



Figur 20

Osen av Ulvådalsvannet like etter at skybruddet var over. Fossen ned fjellsiden går flomstor.

Foto: B. Seyffarth
1960

med den lille bekken 30-40 meter til venstre for fossen.

Skredene 17, 16 og 15 demmet osen på Ulvådalsvannet slik at vannstanden steg ca. 180 cm, mens den med tiden har sunket noe og ligger i dag på ca. 150 cm (samtale med H. Seyffarth). Det tok 5-6 dager før vannet på nytt begynte å renne ut av sjøen, og i mellomtiden så det slik ut i elvefaret som vist på figur 21. Foruten en kraftig økning i jord- og slamtransporten i elva som satte sterk farge både på Rauma og Romsdalsfjorden, ble mye av trevirket fra skredbanene ført nedover elva inntil det stoppet opp som på figur 22. I dag finnes fortsatt røtter og trær fra skredene langs og i elva (figur 23). Skadene på landskapet var og er fortsatt store. Rene materielle skader på bygninger var beskjedne. Ved osen



Figur 21 Elveleiet til Ulvåa lå tørt i flere dager etter uværet, slik som her ved foten av skred 14. Foto: B. Seyffarth 1960



Figur 22 Vegetasjonen føres nedover elva. I bakgrunnen skred 3. Foto: B. Fransplass 1960



Figur 23 Slik så Ulvåa ut i 1975, rett ned for skred 12. Sporene var fortsatt tydelige.

ble noen naust og båter totalt ødelagt, og på Kabben seter ble to hus delvis begravd og ødelagt. Se figur 24 og 25. Ingen mennesker omkom under naturkatastrofen.

3.3. Skredområdet

3.3.1. Skredinndeling

Skredene er nummerert fra 1 til 26 som er identisk med Rapps inndeling (6, side 199). Skredbanene er tegnet inn på kart i målestokk 1:10 000 og vist i bilag 3. Larsson har sin egen skredinndeling. Men den har ikke vært tilgjengelig under mitt arbeid med rapporten. Jeg ser ingen grunn til å forandre på denne delen av Rapps arbeid. Uten en eller



Figur 24 Foruten skadene på skogen ble to naust og noen båter ødelagt ved Ulvådalsvannet.



Figur 25 Ved Kabbenseter ble to hus ødelagt. Tømmerstokkene i forgrunnen stammer fra det ene.

annen form for merking av de enkelte skred, er det helt umulig å orientere seg i området på en tilfredsstillende måte. Innenfor Larssons undersøkningsområde har han funnet hele 34 utrasninger (8, side 36) som han mener har sammenheng med uværet like etter St.Hans 1960, hvorav 30 skred og 4 bløtjordskred (jordflødan). I tillegg nevner han et fåtall andre av så begrenset omfang at han ikke har kartlagt dem. 15 år etter 1960 kan det være vanskelig å få helt korrekte muntlige overleveringer, men de personer jeg hadde samtaler med kunne ikke tidfeste noen av utrasningene i området utenom de 26 under Ulvostind og Kabbetind. Jeg antar følgelig at skredbanene ellers i området ikke har noen forbindelse med 1960-skredene. Mine tidsmessige vurderinger under punkt 3.1.5. er en følge av disse samtalene, dog med et lite forbehold.

3.3.2. Løsneområder

Skredenes utløsningssteder kan samles innenfor fire typeområder: I urbeltet, over urbeltet, i og under tregrensen. Larsson har funnet omkring 50 spor etter slike steder oppe i fjellsiden over urbeltet hvor morenen forekommer svært spredt (figur 26). Noe under halvparten av dem har resultert i skred som nådde dalbunnen. Noen få skred har sine løsnesteder innenfor de tre andre typeområdene. Av de tre skredene som startet under tregrensen (nr. 12, 22 og 24), har to av dem tydelige spor i skredbane etter mindre bekkedar. Dette gjelder skred 12 og 24. Bekken gjennom skred 12 var tørr i høst, mens det siklet litt vann hos skred 24. Skred 22 hadde ingen klare spor etter bekk. Løsnestedene for 12 og 24 er vist i figur 27 og 28.

Rotsystemet i det øverste jordlaget øver utvilsomt en sammenbindende kraft på morenen. Av den grunn representerer disse to rasene noe spesielt. De registrerte bekkene i skredbanene hadde muligens god vannføring under uværet og kan ha redusert røttenes sammenbindingskrefter.



Figur 26

Fjellsiden rett over skred 15 og 16. Bekken er den samme som på figur 20, men nå i motvind

3.3.3. Morfologi

Generelt har skredbanene et konkavt lengdesnitt slik som på figur 29 i overensstemmelse med dalens U-form. Skredene 15-18 avviker fra dette og banene her viser en form som likner på en hoppbakke. Den konvekse formen starter ved 880 m.o.h. og går opp til 970 m.o.h. Se figur 30.

Dalsiden har også tidligere vært utsatt for erosjon. Sannsynligvis ikke av slike dimensjoner som i 1960. Rapp har i sin artikkel (6, fig. 5a) med et bilde av Ulvostind fra desember 1959 som entydig viser flere kraftige raviner. Hele dalsiden på bildet er skogkledd opp til ura og det er ingen spor i vegetasjonen etter eldre skred.



Figur 27 Utløsningstedet for skred 12. En bekk løper gjennom skredbanen. Bakkehelning 30° .



Figur 28 Utløsningstedet for skred 22. Bakkehelning 39° .



Figur 29 Skredbanene har generelt et konkavt lengdesnitt slik som skred 23 - 26.



Figur 30 Skred 15 - 18 har et konvekst lengdesnitt.

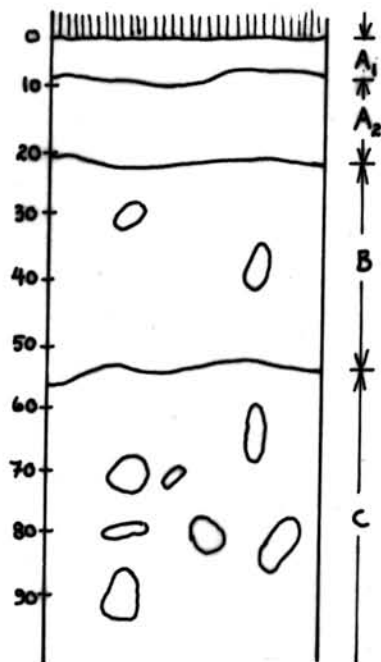


Figur 31 Podsolprofil fra utløsningstedet for skred 12. Overgangen til upåvirket morene er diffus, og aurhelle ble ikke funnet.

3.3.4. Podsolprofilet

Graving i morenen viste en vel utviklet podsolprofil slik som på figur 31. Jordprofilet har et tykt bleikjordlag, men innenfor hele det undersøkte området savnes som regel dette laget. Skissen i figur 32 viser et eksempel på jordprofil med jernpodsol.

Dybden ned til upåvirket morene (med det menes ingen brun fargepåvirkning) varierte en del, fra 40-50 cm øverst i skred 9 til 90-100 cm i høyde 960 i skred 17, se figur 33 og 34. Jeg fant ofte at det øverste jordlaget i skredbanenes overflate var brunfarget ned til 30-40 cm dyp. Dette kan ikke skyldes nydanning. Til det trengs det mere tid enn 15 år. Den brune jorda jeg fant i skredbanene må ha vært rester etter en tidligere godt utviklet podsolprofil.



Figur 32

Jernpodsol av vanlig type.
Alminnelig i våre barskoger
på morenejord som ikke er
forsumpet eller påvirket av
bevegelig grunnvatn.
A₁ : 3-15 cm råhumus
A₂ : 5-15 cm bleikjord
B : 25-60 cm brunlig B-skikt
C : Grå upåvirket morene
Overgangen til upåvirket
undergrunn trenger ikke
være skarp.

Etter Gløkke (10, side 174)

På grunn av disse dybdevariasjonene mener jeg det ikke er riktig å konkludere med en gjennomsnittsdypde for podsolprofilen, men i stedet angi en gjennomsnittlig dybdevariasjon hos den intakte podsolen på 50-70 cm (fra bunnen av råhumusen og ned til bunnen av den brunfargede jorda). Mine iakttagelser stemmer ikke overens med verken Rapp eller Larsson. Rapp mener den gjennomsnittlige tykkelse til podsolprofilen var 50-60 cm (6, side 204). Larsson fant bare tynne rester etter brun jord i skredbanene slik som f.eks. i skred 1 med maksimum 5 cm tykkelse. Han mener at skredenes glideflate generelt sett lå i overgangen mellom podsolprofilen og den upåvirkede morenen. Vi kan derfor addere erosjonsdybden på 40 cm til de tidligere nevnte 5 cm, og får at Larsson registrerte podsolprofilens dybde til ca 50 cm som er noe grunnere enn mine egne iakttagelser. Denne uoverensstemmelsen kan skyldes forskjellig oppfatning av podsolen.



Figur 33 Podsolprofilet i skred 9 høyde 1050 meter. Ca 40 cm med brunjord . Overflaten er intakt.



Figur 34 Podsolprofilet i skred 17 høyde 970 meter. Ca 100 cm med brunjord.

4. FELTARBEID

4.1. Generelt

Det undersøkte området ligger innenfor rammen til kartet figur 16 . Når det i teksten snakkes om "området" menes det dalføret fra Horgheimseter og vestover til Vakkerstøylene.

4.2. Kart - flyfoto

På det tidspunkt da undersøkelsen ble utført fantes det ikke økonomiske kart over området. Men på grunn av planleggingsarbeider i forbindelse med vannkraftutbygging fikk jeg bruke Tafjord Kraftselskaps kart over Ulvådalen, som er produsert av Fjellanger Widerøe. Disse er et trippelkart over dalbunnen fra Brøste gård til vestenfor Ulvådalsvannet, i målestokk 1:10000 og 5 meter ekvidistanse, samt et detaljkart over osen av Ulvådalsvannet i målestokk 1:1000 og 1 meter ekvidistanse.

Etter at mitt feltarbeid var ferdig, utarbeidet Fjellanger Widerøe en ny serie med kart for Tafjord Kraftselskap, i målestokk 1:10000, som dekker hele området. Et av disse er blant annet brukt i bilag 3. Skoggrensen er tatt med på kartet slik at det ble en relativt enkel sak å tegne opp skredbanene.

Det har vært tilgjengelig 2 serier med flyfoto, merket U1880 1-10 og T1880 1-10. Begge er laget av Fjellanger Widerøe. Den først dekker Ulvådalen og den andre Pyttbudalen. Disse var til god hjelp i felten, blant annet til plotting av prøvetakingstedene.

4.3. Jordprøver

Under det seks uker lange oppholdet i Ulvådalen gikk det aller meste av tiden med til å framskaffe jordprøver fra hele området. Prøvetakingen ble forsøkt utført på en slik måte at det senere skulle være mulig å bestemme:

- Jordtypen generelt for området.
- Eventuell jordtypevariasjon med dybden eller høyden innenfor skredområdet.
- Eventuell jordtypevariasjon mellom skredområdet og resten av undersøkelsesområdet.
- Eventuell kornfordelingsgrense mellom skredmassene og den gjenliggende morene for å finne mulige glideplan.
- Jordtypen i spesielle avsetninger som kan fortelle om isavsmeltningsforløpet.

Størrelsen på prøvene er holdt så store som mulig, bæremessig sett, for at de skal være mest mulig representative. Det vil her si fra 5 - 10kg.

På grunn av at de eneste tilgjengelige og brukbare graveredskapene var en spade og en murerhammer, ble alle prøver fra dybder større enn 1 meter hentet fra sidene i bekke- og elveskjæringer. Tidsmessig sett var det uholdbart å grave seg ned dypere enn 1 meter på plan mark.

4.4. Registreringer

Samtidig med gravearbeidet ble andre vesentlige detaljer registrert: Jorddybder, helningsvinkler, opplysninger fra lokalbefolkningen, mulige glideflater, erosjonsdybde, høyder, podsolprofil, aurhelle, laminering i aurhellen, berggrunn, løsmassefordeling, løsnesteder for skredene, sterkt permeable lag i morenen, mulige spor etter frosset jord slik som de større steinene (blokk) i skredbanene som ikke kom i bevegelse under utrasningen. Flere løsnesteder er

avbildet, og de av fotografiene som ikke er gjengitt i den løpende tekst, er samlet i bilagsdelen. Sporene etter isavsmeltningsforløpet og spesielt terrassene i området i høyde ca 1000 meter ble kartlagt.

4.5. Høydemålinger

Alle høydenes til prøvestedene og andre registreringer er gjort med en høydemåler av merket "Thommen", som i følge reklamen har en teoretisk nøyaktighet på ± 2 meter. (Annonse i Den norske Turistforenings medlemsblad 1975.) Det viste seg etter hvert at nøyaktigheten var mer avhengig av tiden siden siste kalibrering enn den tekniske kvaliteten til instrumentet. Høydemåleren var meget ømfintlig for lufttrykkendringer i løpet av dagen, og disse var det ikke lett å holde rede på. Den praktiske nøyaktighet vil jeg derfor sette til ± 10 meter. I de fleste høydetall er derfor siste siffer blitt avrundet til 0 eller 5.

Et unntak angående nøyaktigheten må gjøres for alle høyder i skredområdet innenfor firkanten Ulvåa - 1000 meter koten - skred 18 - skred 9. Her var det tilgjengelig et kart i målestokk 1:1000 med ekvidistanse 1 meter. Alle prøvesteder kunne plottes inn med 1 - 2 meter nøyaktighet på dette kartet på grunn av god kurvetegning.

5. JORDARTSVARIASJONER

For å skaffe rede på om konsentrasjonen av skred under Ulvostind skyldes en markert jordtypeforskjell mellom skredområdet og resten av dalområdet, ble det hentet prøver fra utvalgte steder på strekningen mellom Horgheimseter og Vakkerstøylene. Disse prøvestedene er tegnet inn og nummerert på bilag 3 B.

5.1. Undersøkellesmetoder

5.1.1. Generelt

Før noen nærmere undersøkelse av jordprøvene ble påbegynt i laboratoriet, ble de 5 - 10 kg store prøvene splittet etter forskriftene ned til hensiktsmessige størrelser på omkring 1 - 2 kg for morene og 1 - 0,5 kg for ensgradert materiale. De undersøkte jordartsegenskapene er bestemt enten ved direkte målinger eller forsøkt vurdert ut fra tilgjengelig erfaringsmateriale. Følgende egenskaper er undersøkt: Kornstørrelsesfordeling, kapillaritet og permeabilitet. Det er dessuten utført differentialtermisk analyse (mineralbestemmelse) for et fåtall av prøvene. All sikting har foregått for hånd.

5.1.2. Kornstørrelsesfordeling

Kornfordelingskurven ble bestemt for 88 av de innhentede prøvene. På grunn av det høye innholdet av silt, måtte hele 80 av disse slemmes i tillegg til vanlig sikting før kurven var bestemt. Det ble benyttet kvadratsikt etter U. S. Standard Sieve Series levert av Endecotts (filters) Limited, London. For senere å kunne benytte Selmer-Olsens $M_d - S_o$ - diagram (11, figur 25) ble grus med diameter større enn 25 mm

fjernet fra sikteprøven. Ingen av siktene ble kontrollert for siktåpningslitasje. Men en eventuell feil må antas ikke å ha betydning for resultatet.

Innholdet av silt førte til at samtlige prøver måtte vaskes før siktingen kunne begynne. Da arbeidsgangen avviker fra tilgjengelige forskrifter, skal den gjengis her i detalj.

Arbeidsrutine ved bestemmelse av kornfordelingskurve.

Hele prøven vaskes (våtsiktes) på sikt nr. 80 for å skille ut en fin- og grovfraksjon. Disse tørkes i varmeskap ved 180° C. Hele prøven veies tørr.

Grovfraksjonen siktes i siktesats med følgende siktnummer: 1" - 5/8" - 5/16" - $3\frac{1}{2}$ " - 7 - 14 - 25 - 45 - 80.

Finfraksjonen tørrsiktes på sikt nr. 80 for å fjerne eventuelle større korn og for å knuse de sammenkittede kornene som oppstår på grunn av tørkingen. Fra denne tas det ut en gjennomsnittsprøve (her: 30 g) som i størrelse er avpasset slemmesylinderens volum på 600 ml. Dette gir en konsentrasjon på 50 g/liter suspensjon. Slemmingen utføres etter en modifisert utgave av professor Andreasens metode hvor prøveoppsugingen kan skje i valgte høyder i sylindren. Ved denne metoden bestemmes følgende punkter på kurven: 60μ - 30μ - 15μ - 8μ - 4μ - 2μ ($1\mu = 1/1000\text{mm}$).

Samtlige slemmeprøver tilsettes 10 dråper konsentrert NH_3 (amoniakk) for å redusere eventuell fnokking i prøven under slemmingen.

Til bestemmelse av kurvens forløp mellom kornstørrelsene 0,177 mm (sikt 80) og 60 μ , våtsiktes hele den resterende slemmeprøven på sikt nr. 140 (0,105 mm), og det gjenliggende materialet tørkes og tørrsiktes på det samme siktet igjen, før prosentverdien for denne størrelsen kan finnes ved veiing.

Feilkilder

Ifølge Selmer-Olsen (11, figur 4) vil feilen som oppstår ved en tørketemperatur på 180° C (kitting av korn) i forhold

til ikke inntørket materiale utgjøre ca. 35-40 relativ-% ved kornstørrelse 2μ . Utrekningen er, ifølge samtale med Selmer-Olsen, basert på norsk normaleire med 35-40% leirinnhold. Det framgår videre at feilprosenten avtar omtrent rettlinjet (logaritmisk diagram) fram til 20μ hvor feilen ved inntørring er blitt mindre enn 2% uansett tørketemperatur mindre enn 200° C.

Det betyr at denne feilkilden er uten betydning for jordprøvene fra Ulvådalen hvor innholdet av leir (materiale mindre enn 2μ) ikke overstiger 7 vekt-%,

Den største feilen oppstår ved prøvesplittingen. Ved så store prøver som 5-10 kg anser jeg dem som representative for jorda. Men splittingen fører til prosentdifferanser (absolutte tall) på inntil $\pm 4\%$ (11, figur 3) selv om den er forskriftsmessig utført.

Det må det tas hensyn til når flere kornfordelingskurver sammenliknes for å finne forskjellen. Det er urealistisk å trekke vidtrekkende konklusjoner når forskjellen mellom kurvene er for små. Det kan skyldes rene feil.

5.1.3. Kapillaritet

Kapillaritet er evne til oppsuging av vann mot tyngdekraften. Stor kapillaritet vil føre til sterk heving av jordoverflaten i frostperioden på grunn av islinsdannelse, og overmetning av jorda under vårløsningen. Kartlegging av denne egenskapen er viktig for vurderingen av muligheten for teleskred i skråninger.

Den vanligste metoden i Norge til bestemmelse av en jordarts kapillaritet tar utgangspunkt i kornfordelingskurven og sammenlikner denne med oppsatte krav til kurvens form og finstoffinnhold. I bilag 45 A og B er vist de norske retningslinjene for telefarlighetsklassifisering. Telefarligheten er et indirekte uttrykk for kapillariteten og jordarter med kapillær stighøyde mindre enn 1 m anses som ikke telefarlig. Sammenliknes jordprøvene fra skredområdet med retningslinjene

er 11 av de 48 moreneprøvene ikke telefarlig, mens like mange prøver er middels til meget telefarlig (T 3 og T 4).

For å kontrollere dette resultatet ble det utført direkte kapillaritetsmålinger på to av prøvene: Nr. 25 og 26. Etter de norske retningslinjene er den første klassifisert til noe telefarlig (T 2) og den andre til meget telefarlig (T 4). Det ble brukt materiale mindre enn 2 mm. Innstampingssylinderens diameter var 3,0 cm som også var prøvehøyden. Etter en del mislykkede forsøk har prøvene 25 og 26 en kapillær stighøyde på 1,2 meter, henholdsvis 3,2 meter. Den første klassifiseringen stemmer godt overens med de faktiske forhold.

Feilkilder

De norske retningslinjene er fastlagt uten krav til mineralinnhold hos jordprøvene. Forsøk viser at den kapillære stighøyde er klart avhengig av prøvens glimmerinnhold, (12, figur 2) i dette tilfellet biotitt. For jordprøvene fra skredområdet er ikke glimmerinnholdet bestemt (korn-telling), men gneis har et lavt glimmerinnhold og er ved betraktning gjennom mikroskop anslått til 5%. Dette forholdet skulle derfor ikke spille noen rolle av betydning. Forholdene er meget klare likevel. Morenen under Ulvostind er for det meste noe telefarlig eller farligere (37 av 48 prøver).

5.1.4. Permeabiliteten

Permeabiliteten er et uttrykk for hvor tett jorda er for vanngjennomstrømming. Tette masser er en viktig forutsetning for teleras. Dette omtales nærmere i avsnitt 6.2.2.. Til bestemmelse av denne egenskapen er det ikke utført direkte målinger, men erfaringsmaterieell legges til grunn for vurderingene. Ifølge Janbu (1, side 259) har morene

generelt en variasjon i permeabiliteten innenfor området 10^{-4} - 10^{-7} cm/sek. Dette tilsvarer 8 cm/døgn - 3,15 cm/år, eller fra noenlunde tette til helt tette masser.

Permeabiliteten er sterkt avhengig av finstoffinnholdet (3, side 24 og 25). Jordarter med mere enn 15% materiale mindre enn sikt 200 (0,074 mm) regnes som tette med permeabilitet mindre enn 2 cm/døgn.

Tettheten avhenger dessuten av porøsitet og jordas vanninnhold (3, side 25).

Bilag 46 er basert på svenske undersøkelser og viser grenselinjer mellom tette jordarter, relativt vanngjennomtrengelige og vanngjennomtrengelige jordarter.

Ved å sammenlikne disse kurvene med bilag 47 og 48 som viser moreneprøvenes variasjon i kornfordeling finner vi at omtrent 70% av prøvene fra skredområdet er tette, mens tallet er steget til 80% for prøvene fra resten av dalen.

Moreneprøvenes opprinnelige porøsitet er ukjent, men hvis vi antar at det øverste jordlaget (1 meters dyp) i skredskråningen hadde en løspakning på grunn av fryse- og tineprosesser, vil jeg som konklusjon sette permeabiliteten til omkring 10 cm/døgn for Ulvådalen.

5.1.5. Differentialtermisk analyse (DTA)

Denne undersøkelsen kan avsløre en jordprøves mineralsammensetning og den prosentvise vektfordeling ved at en nedknust prøve varmes jevnt opp til det ønskede antall grader, f.eks. 1000° C under konstant registrering av eventuelle temperaturforandringer i prøven forskjellig fra oppvarmingstemperaturen. De fleste mineraler har sine karakteristiske temperaturutslag ved bestemte temperaturnivåer. Glimmer og feltspat lar seg dessverre ikke påvise på denne måten.

10 forskjellige prøver er undersøkt for om mulig å påvise andre mineraler i morenen enn de tidligere kjente kvarts,

glimmer (biotitt) og feltspat. Bilag 49 viser kurvene for to av de undersøkte prøvene. Tilstedeværelsen av hornblende ville gjort utslag rett før 1000° C, men noe synlig tegn kan ikke påvises.

En prøve av fraksjonen mindre enn 0,074 mm viste heller ingen spor etter andre mineraler.

Som et biprodukt av denne undersøkelsen kan fordelingen av kvarts innenfor noen fraksjoner tegnes opp. Dette er gjort i bilagene 13 og 34. Hvis vi forutsetter at morenematerialet er korttransportert, kan disse kurvene fortelle om berggrunnens omtrentlige mineralsammensetning:

Kvarts:	20 - 30 %
Glimmer:	5 % (mikroskopbetragtning)
Feltspat:	65 - 75 %
Ingen hornblende.	

5.2. Jordartsvariasjoner i området

For å forsøke å forklare den sterke konsentrasjon av skred under Ulvostind har det interesse å kartlegge jordarten i skredområdet til sammenlikning med området ellers.

5.2.1. Generelt

På grunn av de rike sporene etter isavsmeltingsforløpet i disse dalene, er mange typer avsetninger og sedimenter representert. Men her er det bare mulige variasjoner i morenetype som skal undersøkes. Bakgrunns materialet er 48 prøver fra skredområdet og 20 fra resten av området. Alle disse er antatt å være morene utfra kurvetolking og prøvested. Samtlige prøvesteder er vist på bilag 3 A og B. 68 prøver er et svakt grunnlag å trekke konklusjoner på angående mulige variasjoner. Men den knappe tid som har vært til rådighet er årsaken til dette. Derfor har det bare vært mulig å

sammenlikne to forhold:

Variasjon i jordtypen mellom skredområdet og resten av området, og variasjon med dybden for hele området under ett.

Kornfordelingskurvene er plassert sammen og det er skilt ut et felt hvor ca. 70% av kurvene ligger (bilag 47, 48, 50 og 51). Dette var mulig på grunn av en tydelig konsentrasjon.

5.2.2. Jordtypevariasjon mellom skredområdet og resten av området

Sammenlikning mellom bilag 47 og 48 viser ingen klar forskjell mellom bilagene. Det ene kurvefeltet ligger litt høyere i siltfraksjonen enn kurvefeltet fra skredområdet. En gjennomsnittsprøve fra skredbanene vil derfor inneholde 2 - 4% mindre silt enn en tilsvarende prøve fra omgivelsene. Dessuten er sandfraksjonen i skredområdet ca. 10% større med en absoluttverdi på 40%. En gjennomsnittsprøve for begge områdene får typebenevnelse grusig, sandig, siltig morene (15, side 6). Konsentrasjonen av skredbaner skyldes ikke variasjon av jordtype.

5.2.3. Jordtypens variasjon med dybden

Prøver fra større dybder enn 1 meter er skilt ut og sammenliknet med prøver fra det øverste morenelaget. For å få noenlunde sikre vurderinger må hele det undersøkte området betraktes samtidig.

Bilag 50 og 51 er satt opp på samme måte som bilag 47 og 48. De to første viser at det heller ikke eksisterer noen tendens til jordtypevariasjon med dybden. 70% - beltet for prøvene fra mindre dyp enn 1 meter er smalere enn det andre beltet. Dette kan skyldes at det er tatt færre prøver fra dybder større enn 1 meter.

5.2.4. Blokkvariasjon

Det er ikke gjort noen målinger av blokkvariasjonen, men

alminnelige observasjoner viser et bemerkelsesverdig høyere blokkinnhold for skred 19 enn vanlig for området. Dette går klart fram ved å sammenlikne figurene 35, 17 og 7. Dette kan kanskje ha sammenheng med at fjellet stikker ut en tydelig nese like vest for skred 19, hvor innlandsisen kan ha plukket blokker. Dette forutsetter en isbevegelsesretning mot øst.

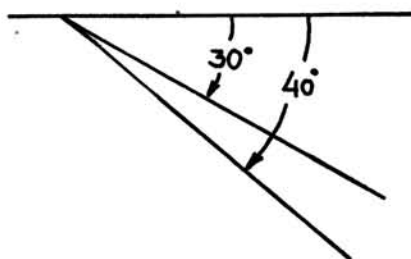


Figur 35 Bekkeskjæring i skred 19 høyde 880 meter. Blokkinnholdet er bemerkelsesverdig høyt.

Under regnværet den 25. juni ble jorda vannmettet, men regnintensiteten var ikke høy nok til å sette jorda i bevegelse. Neste dags skybrudd førte til vannmetning av jorda ennå en gang under en så rik vanntilførsel at overflatevannet kunne erodere i jorda og spyle den som en suspensjon ned fjellsiden. På veien nedover vil overflatevannet samles i og renne langs senkninger og sprekker i fjelloverflaten. Denne konsentrasjonen gir vannet øket hastighet og dermed større eroderende kraft. Av bildene i bilag 6.2 går det fram at skredene hadde berggrunnen som glideflate under bevegelsens første del, og at det ikke var frosset jord til stede her oppe.

6.1.2. Ved tregrensen og urbeltet

På bakgrunn av fotostudier synes noen av skredene å ha sine utløsningssteder i tregrensen og urbeltet. Dette gjelder skredene 11, 15, 16, 20 og 21. Øverst i skredbanene sees lite blottlagt fjell med unntak av skred 11. For disse skredene har glideflaten ligget i jord. Bakkehelningen her varierer mellom 30° - 40° og sikkerheten mot utrasning vil jeg anta ikke er særlig stor. Verdier for sikkerheten er umulig å anslå med en viss grad av troverdighet uten å ty til tekniske målinger. Differansen mellom maksimal mobiliserbar skjærspenning og skjærspenningen som holdt jorda i likevekt, var på forhånd redusert til et minimum. Dette kan ha to årsaker. For det



Figur 37

Anskueliggjøring av bakkehelning mellom 30° og 40° . Dette er meget bratt for jorddekte skråninger.

første vil frosset jord i tilstrekkelig liten dybde under overflaten ved sterk tining svekke den mobiliserbare skjærspenningen på grunn av økning i poretrykket. For det andre vil en vann-

metning av jorda med vannstands nivå i høyde med bakken redusere den samme skjærspenningen på grunn av poretrykket, slik som omtalt under punkt 2.6. For en gitt skråningsvinkel vil en jordart ha større sikkerhet mot utglidning når vannstanden i jorda er lavere enn jordoverflaten enn om den var 100 % mettet. Det rennende overflatevannet representerer en stabilitetssvekkende kraft vi ikke skal se bort fra. Hva som egentlig skjedde, og i hvilken rekkefølge, er ukjent, men jeg ser det som sannsynlig at det har vært et samspill mellom flere av de forhold som her er nevnt.

De fleste av utglidningene startet over ura og videreutviklingen til skred skjedde idet massene nådde det nedenforliggende urbeltet med stor fart og kraft. Lastøkningen førte til en overbelastning av morenen som satte seg i bevegelse. Denne type utløsning er omtalt under punkt 2.3.

Før jeg forlater dette høydenivået må noen andre skred omtales. Bildene i bilag 6.2 og 6.5 viser utløsningsstedene for skred 6 henholdsvis skred 26. Etter formen å dømme kan ikke vannspyling være årsaken til disse utløsningene. Bredden på disse stedene varierer fra 6 - 7 meter til 13 - 14 meter. Antar vi at hele bredden løsnet samtidig, må årsaken til utløsningen være andre forhold. Disse kan enten være frosset jord eller overbelastning av jorda på grunn av vannmetning slik som omtalt under punkt 2.6.

6.1.3. Under tregrensen

Skredene 12,22 og 24 har sine utløsningssteder under tregrensen. 12 og 24 er gjennomskåret av hver sin bekk som starter høyere opp i dalsiden, og skredet har fulgt bekken nedover. Se figur 27. Bekkenes opptreden ser jeg på som viktige detaljer. Under mitt opphold i området var det bare bekken i skred 24 som førte overflatevann av disse to. Skred 22 hadde ingen spor etter bekk i toppen, men bakkehelningen her var den største jeg målte for samtlige av utløsningsstedene, med ca. 39° . For

de to andre skredene er den 30° (12) og 34° (24). Alle tre har ikke hatt berggrunnen som glideflate, og det gjenliggende jordlaget er tynnere i skred 22 med 0 - 50 cm.

Også her må nedbøren sees på som den direkte årsak til skredene, og den underliggende frosne jorda fungerte som glideflate. Vegetasjonens rotsystem var med på å gi jorda en økt fasthet. Men resultantkraften nedover parallelt bakken ble for stor. Skred 22 skiller seg ut fra de to andre ved at det mangler den gjennomløpende bekken. Kraftkomponenten på grunn av det rennende overflatevannet mangler helt, men denne mangelen er erstattet med en større bakkehelning (39°) som gir stedet en lavere sikkerhetsfaktor under normale forhold i forhold til de to andre utløsningsstedene.

6.2. Skredenes glideflate

Rapp nevner (6, side 202) at den gjennomsnittlige erosjonsdybde etter skredene var ca. 0.4 m. Dette stemmer godt overens med egne iakttagelser. Erosjonsdybden varierer svært lite innenfor hele skredområdet, når vi ser bort fra de stedene der skredene fulgte eldre raviner hvor dybdebestemmelsen er forbundet med stor usikkerhet. Dette forhold kan ha tre årsaker:

- 1) Endring av jordas kornfordeling i dybde ca. 0.4 m (jordtypeforandring)
- 2) Velutviklet podsolprofil med horisonter som går parallelt markoverflaten og som gjør den overliggende jord utsatt for glidning
- 3) Frosset jord i dybde ca. 0.4 m og under.

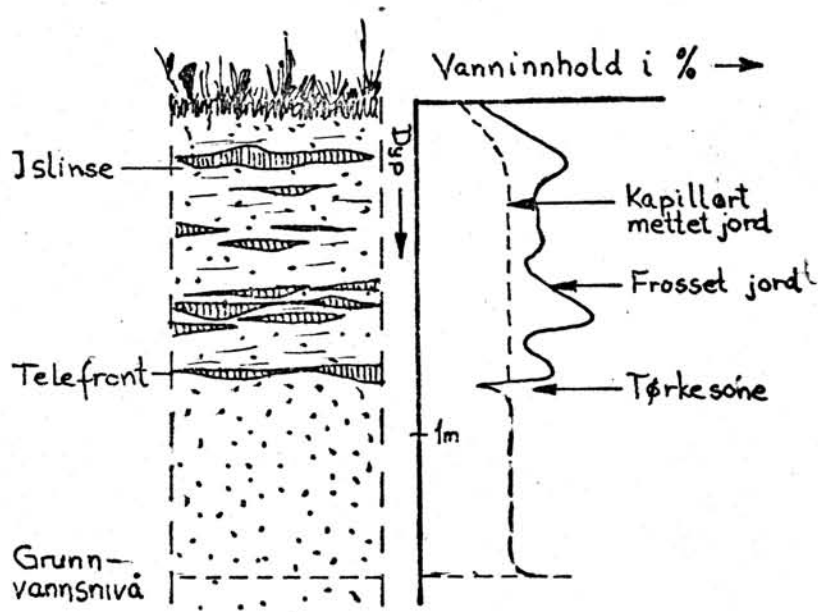
Punkt 1 kan vi se bort fra fordi det ikke er funnet slike forhold innenfor det undersøkte området. Punkt 2 blir av Rapp (6, side 207) og Larsson (8, side 40) antydnet som en mulig forklaring. Deres forslag er lite underbygget, og Larsson har ikke funnet spor i Ulvådalen som beviser deres antagelse. Men teorien bør absolutt undersøkes nærmere, fordi den kan bringe

skredforskningen et skritt videre. Personlig ser jeg punkt 3 som den mest sannsynlige forklaring på skredenes konstante erosjonsdybde. Denne påstand skal i det følgende begrunnes nærmere.

6.2.1. Telefarlig materiale

63 jordprøver fra skredområdet er undersøkt med hensyn på kornfordelingskurven. Det er i dag vanlig å bruke denne kurven direkte for bestemmelse av flere jordartsegenskaper som f.eks. telefarlighet og permeabilitet. Telefarligheten er et indirekte uttrykk for en jordarts kapillaritet, dvs. evnen til å suge opp vann fra et underliggende grunnvannsnivå. I bilag 45 A og B er vist de norske telekriterier som brukes i vegbygging i dag (13, side 14 - 17). Dessuten er G. Beskows grensekurver for telefarlighet tatt med i bilag 52 og 53 for å vise en alternativ bestemmelsesmåte (14).

Ved bruk av de norske kravene viser kornfordelingskurvene av jordprøvene fra Ulvådalen at de aller fleste av dem tilhører gruppen noe telefarlig eller farligere. Det betyr at det meste av morenen i skredområdet er istand til å danne islinser i frostperioden, forutsatt tilstrekkelig liten avstand mellom frysefronten og grunnvannet. Er forholdene gunstige kan islinsene, som er orientert parallelt overflaten, oppnå en tykkelse på flere cm. Vanninnholdet i jorda øker dermed sterkt, og ved tining kan jorda komme til å inneholde mere vann enn det den er istand til å holde. Se figur 38. Kontinuerlige målinger av frostdybden under vegbaner viser nokså naturlig at telen i jorda smelter raskest på den siden hvor temperaturdifferansen er størst (16, figur 13). Skjer smeltingen for brått, klarer ikke vannet å unnsnippe hurtig nok fra jorda via avrenning eller fordampning. Da er mulighetene til stede for at jorda blir flytende, og vi får dannet teleras hvis bakkehelningen er stor nok, og med den resterende frosne jord som glideplan. Det har sannsynligvis funnet sted en bråting av isen i Ulvådalen på grunn av "tropevarmen" i dette fjell-



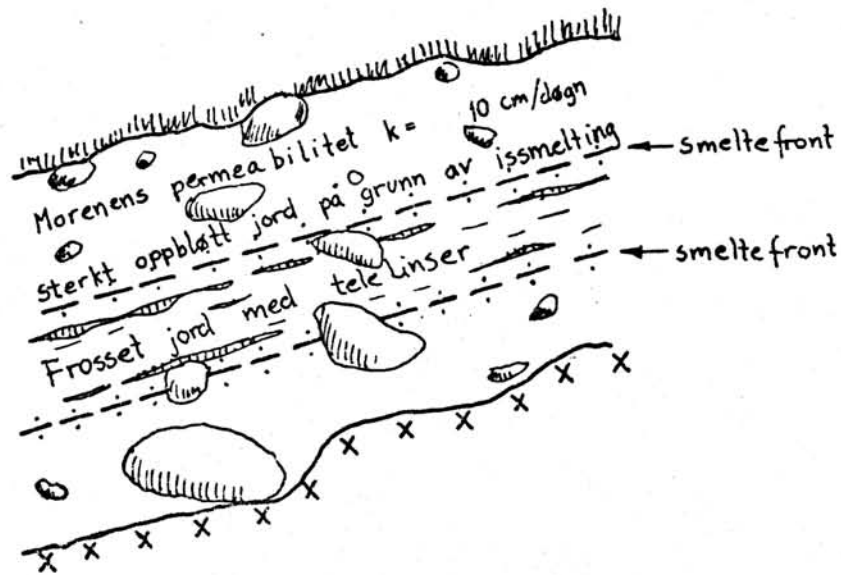
Figur 38. Jordprofil med telelinsedannelser
[Etter R. Selmer-Olsen (15, side 64)]

området fra 22. til 26. juni 1960 med temperaturer omkring 20°C , men dette utløste ingen registrerte skred. Morenen fikk derfor et meget høyt vanninnhold allerede før regnværet den 25. juni. Men heller ikke dette regnværet førte til skred-dannelser. Først under regnværets andre dag ble de katastrofe-arte de skredene utløst.

6.2.2. Permeabilitet

En viktig forutsetning for teleras er at de massene som ligger over tinefronten er tilstrekkelig tette. Hvis smeltevannet fra islinsene unnviker for raskt via avrenning eller fordampning, vil ikke dannelsen av det nødvendige poretrykk kunne skje. Som nevnt under kapittel 5 kan morenens permeabilitet generelt variere innenfor området $10^{-4} - 10^{-7}$ cm/sek eller 8 cm/døgn - 3.15 cm/år. For morenen i Ulvådalen har jeg antatt at permeabiliteten ligger omkring 10 cm/døgn.

Dette kan ha gitt smeltevannet fra islinsene en mulighet til avrenning uten poretrykksøkning ut over hydrostatisk vanntrykk. Under regnværet dagen før skredene førte oppbløtingen av bakken ovenfra med sigevann til at avrenningen fra tinefronten ble hemmet blant annet ved redusert fordampning. En poretrykksøkning var uunngåelig, med det resultat at den mobiliserbare skjærkraften ble svekket.



Figur 39 Situasjonsskisse for skredskråningen under Ulvostind 26. juni.

6.2.3. Fastfrosne blokker

Imange av skredrennene har jeg funnet steiner av blokkstørrelse som ikke ble satt i bevegelse i løpet av hendelsen. Dette kan vises ved å se på kransen av brunjord rundt steinene som synes å være intakt. Her finnes gammel røsslyng og tykke gresstuer, mens vegetasjonen omkring kan være beskjedent eller mangle helt (figur 40 og 41). Steinenes størrelse varierte mellom 1.2 - 2.5



Figur 40 Skred 21 høyde 920 meter med blokk som ikke ble med i skredbevegelsen. Det ligger igjen en krans av brun jord rundt blokken. Bakkehelning 14° .



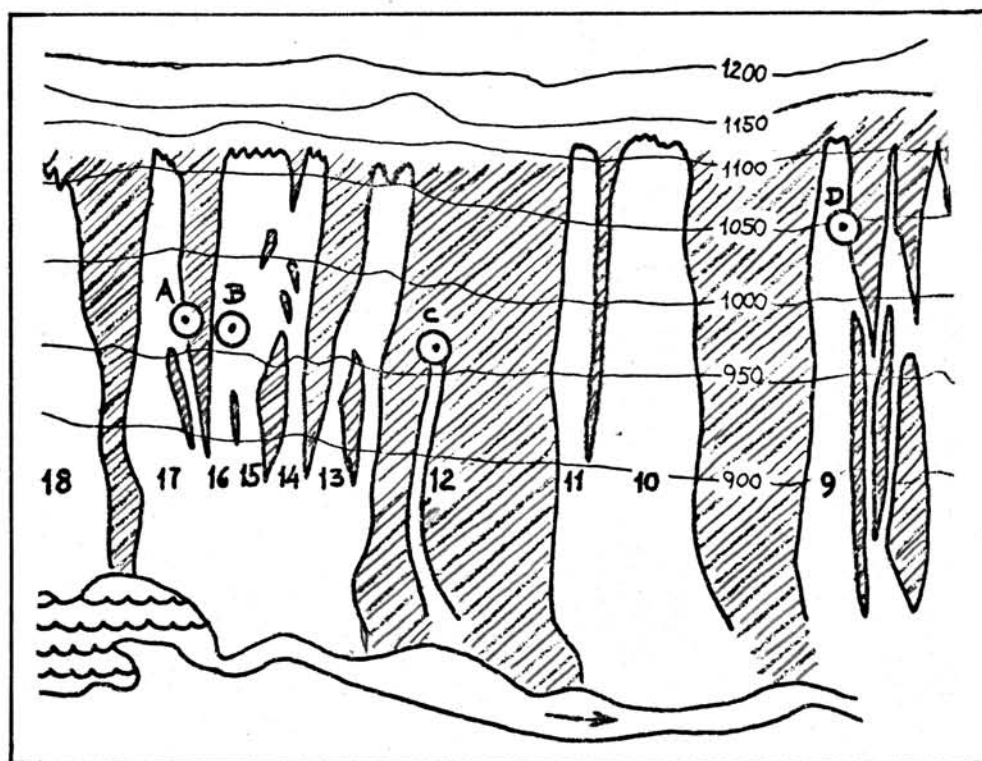
Figur 41 Skred 22 høyde 970 meter. Tekst som i fig. 40. Bakkehelning 31° .

meter i bredde og lengde, mens dybden (høyden) var umulig å få undersøkt. Disse steinene har vært unndratt fra skredbevegelsen, og årsakene kan være flere. Den første og mest umiddelbare årsak er at steinen var for stor til å bli med skredmassene. Dette er ikke helt sant. Liknende og større steiner er funnet i andre skredbaner med tydelige spor etter å ha vært i bevegelse. Se figur 3. Den andre kan være at steinen har ligget for dypt i morenen i forhold til glideplanet slik at skredet har glidd over. Dette kan være årsaken. Steinene kan også være holdt igjen på grunn av at de var frosset fast til underlaget, som er den tredje mulige årsaken. Rett under steinen kan smeltingen av telen være redusert i forhold til omgivelsene på grunn av steinens beskyttende virkning. Slik er forholdene på isbreenes overflate hvor steiner over en viss størrelse virker som en beskyttelse mot smelting av isen under, slik at den omkringliggende isflaten smelter raskere, og steinen blir etter hvert liggende på en sokkel av is. Slike steiner kalles "cocktailbord". Steinene i figur 40 og 41 er et indisium på at frosset jord fungerte som glideplan under skredene.

6.3. Observasjoner som taler mot teorien om tidsavhengige glidelag i podsolprofilet

Larsson hevder å ha funnet god overenstemmelse mellom skredenes erosjonsdybde og dybden for overgang mellom brunjord og underliggende morene i intakte jordprofil (8, side 38 - 39). Mine egne observasjoner viser at dette bare til en viss grad er riktig. Der er ikke foretatt noen systematisk kartlegging av brunjordsdybden i skredområdet, men jeg kom ofte borti brunjordsprofiler som var dypere enn 40 cm, slik som avbildet i figur 31 og 34. Overgangen mellom brunjorda og den underliggende upåvirkede morenen var ikke alltid like skarp som på figur 34. Larsson hevder også at sigevannet, som er den delen av nedbøren som trenger ned i jorda, ble stoppet og anriktet i bunnen av brunjorda på grunn av aurbelleutvikling og dermed påvirket stabiliteten (8, side 40). Et slikt fast lag i brun-

jorda har jeg bare funnet på et fåtall steder. De avbildete profilene på figur 31 og 34 viser to tilfeller uten aurhelle.



Figur 42 Kartskissen viser fotograferingstedene for bilder av podsolprofil. A = fig. 34.
B = fig. 43. C = fig. 31. D = fig. 33.

De og flere andre profiler ble nøye undersøkt med murerhammeren for om mulig å finne selv tynne sammenkittede lag, men uten positivt resultat.

Det er riktig slik som Larsson hevder at skred nr. 1 har svært lite av brunjorda i behold og at erosjonsdybden er lik podsolprofilets dybde. Men som generell årsaksforklaring for hele skredområdet er teorien etter min mening ubrukbar, fordi brunjordsdybden varierer for mye og tilstedeværelsen av aurhelle er for lite utbredt.

Spor etter aurhelle ble funnet i skredene 15 - 17 og



Figur 43 Skred 16 høyde 960 meter. Et tykt lag med aurhelle ligger igjen på overflaten av skredbanen. Brunjorda viser "lagdeling" eller laminering. Er det spor etter islinser?

konsentrert i et belte innenfor høydene 950 - 1000 moh. Figur 43 viser siden i en 3 m dyp bekkeskjæring hvor de øverste 30 cm er brunjord og aurhelle. Vanligvis påtreffes aurhellen som et fast og sammenkittet lag parallelt bakken. Denne forekomsten er sterkt oppsmuldret til klumper på 2 - 6 cm størrelse med sterk tendens til flat form. Det sees en tydelig orientering av klumpene (laminering) som om man her hadde hatt utviklet islinser i frostperioden.

Sammen med kapillaritetsmålinger og sammenlikninger mellom kornfordelingskurver og grensekurver for telefarlighet, mener jeg å ha funnet tilstrekkelige indisier for at dannelse av islinser i jorda vinters tid er vanlig hendelse i dette skredområdet.

6.4. Hvorfor gikk det ikke skred andre steder i området?

Når det omtrent samtidig utløses et tosifret antall jordskred innenfor et 5 km langt belte, kan man undres over hvorfor det ikke ble utløst skred andre steder i området. Er skredområdet noe spesielt hva angår vegetasjon, jordtype og topografi, slik at det ikke går skred på andre nærliggende steder? Antakelsen er gal. Bilag 4 og 5 viser at Ulvådalen og Brøstdalen er utsatt for jordskred, fra bløtjordras til landlaup. Det ser ut for meg på bakgrunn av disse bilagene at det er den nord- og nordvestvendte skråningen i Brøstdalen (Storlia) som i den seneste tiden har vært hyppigst utsatt for raske masseforflytninger. Virkelige særtrekk for skredområdet fra 1960 er ikke andre enn:

at skråningen er sydvendt
at skogen av den grunn når 100 - 200 meter høyere opp
at skråninger går over til stup i den øverste delen
under Ulvostind.

Man skulle ikke tro at dette er forskjeller av betydning, men det er verdt å merke seg at stupets lengdeutbredelse ligger rett over den delen av skredområdet der skredbanene ligger tette, slik det framgår av bilag 2. Sammenlikninger av jordprøvene fra skredene med jordprøvene fra andre steder i området viser ingen spesielle avvik, slik som omtalt under kapittel 5. Topografisk sett representerer skredområdet de bratteste jordskråningene i området. Det betyr at både før og etter 1960 har det gått jordskred i skråninger med slakere helning. Skredene i 1960 er derfor ikke noen uventet hendelse. Det er bare størrelsen som virker overraskende. Jeg slutter meg forøvrig til Rapps og Larssons antakelse om at skredområdet representerer et lokalt nedbørsmaksimum under regnværet.

7. STABILITETSVURDERING AV MORENEN VED REGULERING AV ULVÅDALSVANNET

7.1. Generelt

Det arbeides for tiden med planer om oppdemming av Ulvådalsvannet til magasinbruk av Møre og Romsdals Kraftselskap. Det er i den forbindelse reist spørsmål om dalsidene i dette området er spesielt utsatt for utrasinger sett på bakgrunn av skredene fra 1960, og om en vannstandsregulering vil virke negativt inn på dette forholdet. Hevingen av vannstanden vil komme på ca 50 meter eller opp til ca kote 910. Det planlagte reguleringsintervall er for tiden ukjent, men høyeste reguleringsvannstand er tilstrekkelig for å komme med noen vurderinger.

Da jeg i det alt vesentlige har oppholdt meg i skredområdet, blir det bare en liten del av det reguleringsberørte dalområdet som mine vurderinger er gyldige for. Den planlagte dammens totale lengde kommer på ca 9,5 km når demningen forutsettes lagt til osen på Ulvådalsvannet. Det undersøkte området strekker seg fra nordsiden av demningen og 2 km vestover til Storseilgrova. I dalsiden sør for vannet vis a vis skredene er det gjort noen observasjoner men bare 4 jordartsregistreringer.

I figur 44 er det stilt sammen noen punktobservasjoner av

Skred nr.	15	19	21	23	26	26
Høyde over havet	895	895	920	900	895	915
Bakkehelning	20°	16°	14°	20°	17°	12°

Figur 44 Bakkehelningen i skredområdet omkring kote 910 eller høyeste reguleringsvannstand.

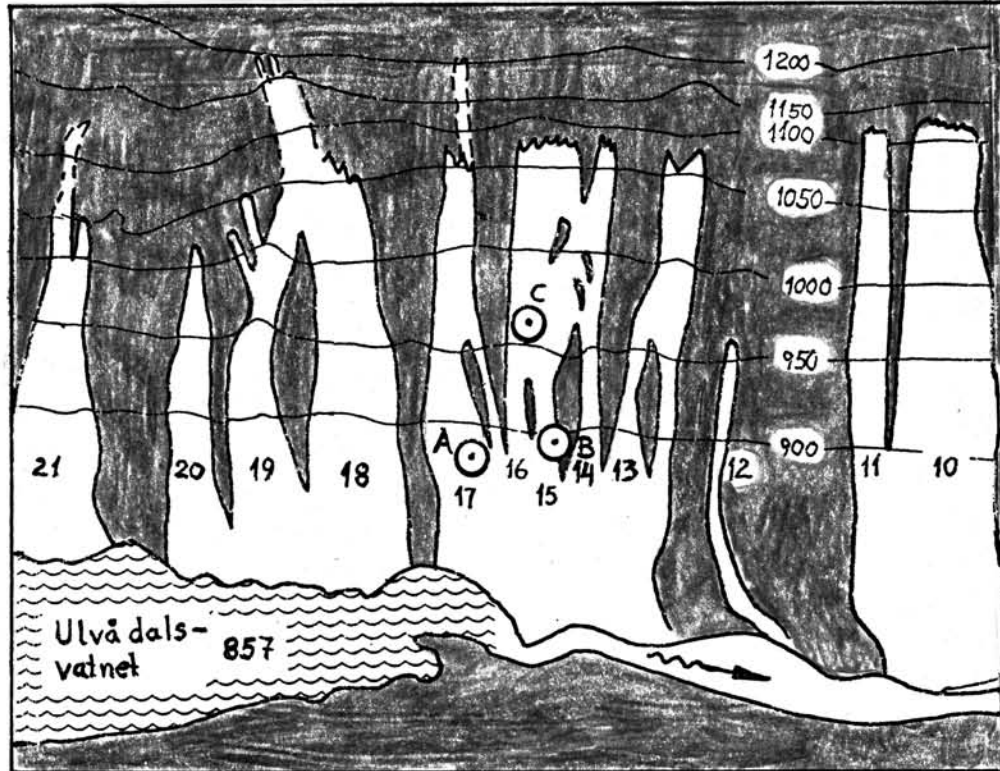


Figur 45 Skredskråningen er brattere enn den nordvendte dalsiden under Reset. Bildet er tatt fra Tungegrova høyde 1000 meter.

bakkehelninger omkring høyeste reguleringsvannstand, og variasjonene ligger i intervallet 12 - 26 . I skråningen på den andre siden av vannet rett overfor skredene er bakkehelningen generelt noe slakere med f.eks. 12° i høyde 940 m. Bildet i figur 45 viser forskjellen mellom de to dalsidene.

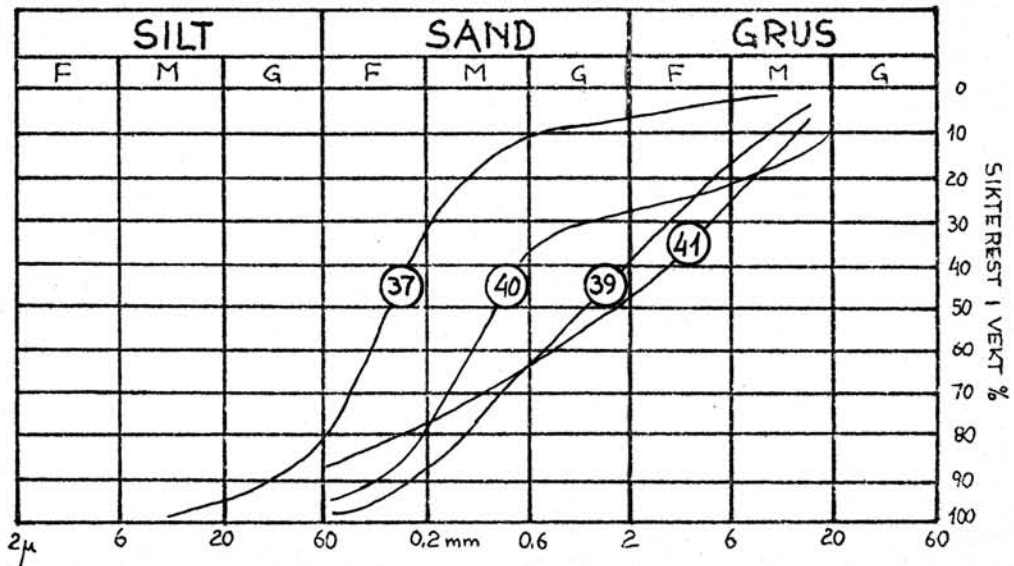
7.2. Ras i morene. Eksempel fra Søvatnet.

Det nevnte raset i morene som T. Bugge omtaler (4, side 24-25) stammer fra Søvatnet, midtveis mellom Orkanger og Vinjefjorden i Sør-Trøndelag fylke. Se kartskissen på figur 11. Dette vannet er utsatt for vannstandsregulering, og raset gikk da vannet var tappet helt ned første gang. Raset hadde en lengde på ca 175 meter og skråningens fall var 20°. Hovedjordtypen er lagdelt bunmorene som ligger i støtsideposisjon. De to kurvene i figur 46 som er hentet fra Bugge og stammer fra to forskjellige lag i morenen, viser at det fineste



Figur 47 Funnsteder av inhomogeniteter i morenen.
 A = lokalitet 1. B = lokalitet 2.
 C = lokalitet 3.

B = prøvet nr 37
 C = prøvet nr 39,40 A = prøvet nr 41

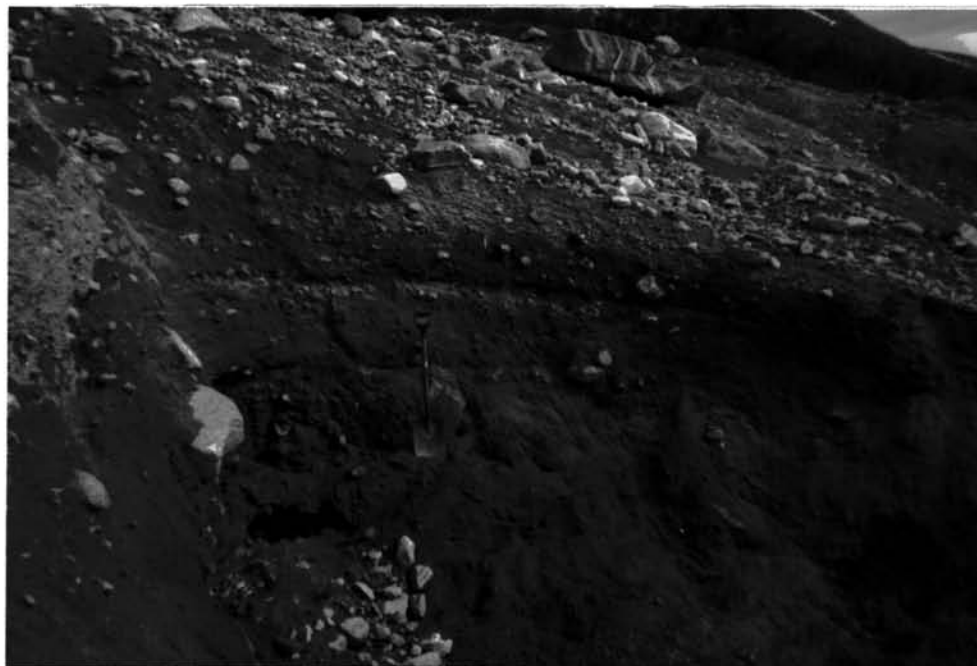


Figur 48 Kornfordelingskurver fra prøvene med linse-
 materiale, hentet i skred 15, 16 og 17.

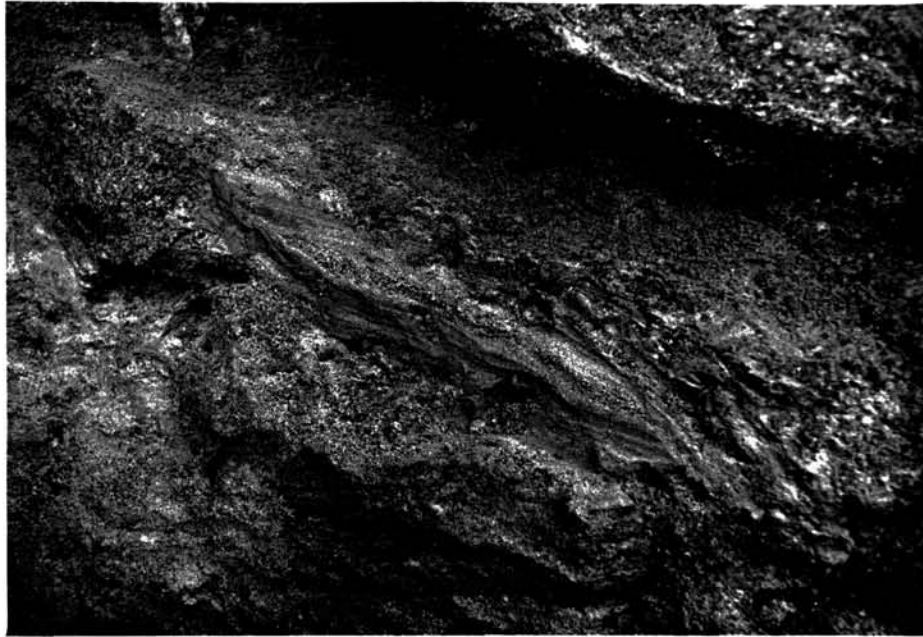
er vist i figur 50 og 51 . Tilhørende kornfordelingskurve er merket 37 i figur 48 . Dens utbredelse er 30 - 40 cm.

Lokalitet 3 ligger i høyde 960 m i skred 16 hvor det ble funnet to lag med grusig, sandig materiale i dybde ca 60 cm og 150 cm slik det går fram av bildet i figur 49 . Kornfordelingskurven er merket 39 i figur 48 . Linsens helning er mindre enn bakkehelningen. Dessuten ble det funnet et lag med grusig sand med ukjent tykkelse i dybde 250 cm i den andre siden av skjæringen på figur 49 . Kornfordelingskurven er merket 40 i figur 48 . Lagenes utbredelse i retning ned mot dalen skulle gå fram av bildet. I andre retninger er utbredelsen ukjent, men det ble ikke funnet slike lag i ravinens vestre side. Det kan tyde på at lagets omfang er meget beskjedent.

Ingen av de funne inhomogeniteter i den intakte morenen har tilsvarende gradering som prøve (1) fra Søvatnet. Men



Figur 49 Skred 16 høyde 960 meter. Funnstedene for prøvene (39) og (40).



Figur 50 Linsen med siltig sand merket (37) . Funn-
stedet sees på figur 51.



Figur 51

Den siltige sandlinsen
er markert med pil.
Utbredelsen er knapt
40 cm.

man kan ikke av den grunn utelukke muligheten for at slike finnes. Innenfor selve skredområdet er det min personlige mening at sjansene til slike funn er små, fordi de burde forekomme i de mange bekkeravinene i skråningen hvis slike linser hadde en utbredelse av betydning.

7.4. Fare for teleras

Når vannstanden heves vil den bedrede tilgangen på vann føre til en økning av islinsedannelsen i nivå like over vannflaten, fordi grunnvannet kommer høyere opp i morenen. Det er verd å merke seg at Bugge (4, side 2) nevner at teleras sjelden går dypere enn 2 meter og vanligvis ikke dypere enn 0,5 meter. Erosjonsdybden hos skredene i 1960 var som kjent ca 40 cm. Det framgår av kap. 5 at morenen har anlegg for islinsedannelse. Senking av vannstanden mens isen ennå ligger, fører til at strendene dekkes med en iskappe, og denne tilleggsbelastningen på morenen burde ikke føre til utrasninger så lenge morenen er homogen. Straks det kommer lagdeling inn i bildet blir forholdene mer usikre uavhengig av om det er tele i jorda eller ikke. Bugge kan vise til et eksempel fra Selbusjøen hvor is på land forårsaket utrasning, men dessverre gis det ikke opplysninger om jordtype og evt. lagdeling. Hvis jordartsforholdene lenger inn i Ulvådalen ikke avviker vesentlig fra de jeg har undersøkt, skulle ikke tørrlagt is på strendene representere noen fare for brudd i jorda.

Den normale skredaktivitet som man kan lese ut av bilag 4 og 5 vil ikke opphøre. Slike skred vil finne sted også i framtida uavhengig av regulering eller ikke.

8. TREKK FRA ISAVSMELTNINGSFORLØPET I ULVÅDALEN OG BRØSTDALEN

8.1. Generelt

Innlandsisens tilbaketrekning fra området har lagt igjen rike spor etter seg. Disse er tegnet inn på bilag 54. Dette bilaget viser også begrensningen for registreringene. Ikke alle deler er besøkt. Skirifjell, Lågtunga, Pyttbudalen og Tverrelvdalen er blant disse. Andre og nærliggende områder ser ut til å ha like rike spor og avsetninger fra isavsmeltningsforløpet. To samtaler med reinjegere førte til opplysninger om at Vermedalen, paralleldalen til Ulvådalen i nord, hadde et liknende sett med hyller som de som finnes i Ulvådalen. Østenfor Ulvådalsvannet er det iaktatt en del ryggformer uten at det er mulig å fastlegge deres opprinnelse.

På et stadium i avsmeltingen lå det meste av høyfjellet i området isfritt og Romsdalen var fylt godt opp av en ispølse som gled nedover mot fjorden og sendte utløpere inn i alle sidedaler, også Brøstdalen og Ulvådalen. Denne situasjonen betraktes i første omgang som en arbeidshypotese, og det skal senere vise seg at mange av observasjonene som blir diskutert, støtter opp om denne hypotesen.

8.2. Registreringer

Avsetningene i Ulvådalen og Brøstdalen kan deles inn i tre grupper etter hvilken periode de tilhører. Den første gruppen omfatter spor fra tidligste periode med hovedsakelig randmorener i høyder over 1000 meter. Den andre gruppen omfatter sporene fra mellomperioden hvor isen synes å ha ligget i ro over et lengere tidsrom. 8 av de 14 funnstedene stammer fra mellomperioden og samtlige av disse ligger ca 1000 meter o.h. Den tredje perioden omfatter det som finnes av avsetninger og sedimenter i dalbunnen. På det tidspunkt da disse ble

avsatt, har Romsdalsisen vært sterkt redusert og muligens "død" uten kontakt med resten av innlandsisen.

8.2.1. Tidligste periode

De eldste sporene er alle sammen randmorener, dog med et lite forbehold til en forekomst som ikke er oppsøkt. Det er to rygger merket (9) sør for Grønhøa som kan være eskere. Den ene munner ut i en vifte. Men dette utelukker ikke muligheten for at begge er endemorener. Ryggene sees nederst i høyre hjørne av bilag 1. De andre stedene merket (6), (10) og (14) på bilag 54 forteller at tilbaketrekningen av isen har gått skrittvis etter mønsteret : 2 skritt tilbake og 1 skritt fram. Høydeforskjellen mellom (10) og (6) er ca 75 meter, og med en avstand på 6 km, blir overflategradienten til isen tvilsom høy til at de kan være samtidig i tid. Endemorenene ved Grovskarselva er et helt sett med parallelle ryggformer som er svakt buet, som om det her har stått en istunge og beveget seg fram og tilbake over en lengere periode. Stedet har ikke vært besøkt, men ryggene trer tydelig fram på flyfoto.

8.2.2. Mellomste periode

Denne skiller seg klart ut fra de to andre periodene ved å omfatte spor etter en langvarig stillstand. På hele seks plasser er det funnet tydelige hyller formet i løsmassen. Samtlige ligger i høyde ca 1000 meter over havet.

Vetle Hånådalen

Ved munningen av Vetle Hånådalen ligger en hylle som ved gravning i "marbakken" viste seg å være formet i morene. På figur 52 vises hyllas bredde. Innerst har den en streng med blokk. Dette trekket går igjen hos tre av de andre hyllene. Like ved finnes tydelige rester etter et delta omtrent i samme høyde som hylla, som er noe i underkant av 1000 meter o.h., kanskje 995 meter. Deltaet er tegnet inn på bilag 55. Elva har gravd seg ned til fjell ved deltaets munning, og restene kan sees på figur 53.



Figur 52 Hylla ved munningen av Vetle Hånådalen.
Bildet er tatt mot deltaet.

Graving i en skråning ned mot elva viste at sedimentene besto av fin sand og silt slik som på figur 54. Lagdelingen hadde et varierende fall mot Ulvådalen på omkring 10° . Gravestedet er merket av på bilaget med en sort prikk.

Skarvåa. Stokkåa.

Der elvene Skarvåa og Stokkåa krysser 1000-meter-koten ved (5) og (8), finnes i dag rester etter større løsmasseavsetninger som om elva tidligere har lagt opp vifter her slik som antydnet på bilag 54. Figur 55 viser mektigheten av avsetningen som jeg har målt til 15 meters tykkelse. I begge viftene finnes det spor etter hyller i ca 1000 meters høyde med bredde 4 - 5 meter. Begge har den samme blokkstrengen innerst på hylla som også ble funnet ved Vetle Hånådalselva. Jordprøvene nr. 74 - 75 og nr. 81 - 82 er hentet fra begge hyllene, og gravstedene var i "marbakken" like under hyllene. M_d-S_o -diagrammet i bilag 43 plasserer prøvene innenfor glacifluvialt/elvesortert materiale.



Figur 53 Restene etter deltaet ved munningen av
Vetle Hånådalen.

Figur 54

Utsnitt av lag-
delingen i deltaets
framkant.



Figur 55 Avsetningen ved Skarvåas utløp i Pyttåa.

Tungegrova

Ved Tungegrova som ender i Ulvådalsvannet er en liknende løsmassekonsentrasjon i høyde 1000 meter o.h. Denne er langt mindre mektig og uten noen hylle.

Under Ulvostind

Under Ulvostind ligger en hylle merket (3). Høyden er også her ca 1000 meter o.h., og utbredelsen er nesten sammenhengende mellom skred 6 og 26. Hylleformen er tydeligst mellom skredene 7 - 9 og 14 - 18. Dette er vist på oversiktsbildene som er samlet i bilag 56A og B. Skredmassene fra 1960 har skrappt av det øverste jordlaget på flere steder i hylla, men hylleformen^{er} uforstyrret, slik som i skred 17. Her viser gravingen i "marbakken" i skredene at hylla er formet i morene. Andre steder avslører bekkeravinene skrå lagdeling slik som i skredene 8, 9, 15 og 16. Fra hylla i skred 15 er det tatt 8 prøver for bestemmelse av kornfordelingskurvene. Prøvestedet og hylla sees på figur 56. En detaljstudie av dette tverr-



Figur 56 Tverrsnitt av hylla i skred 15 høyde 1000 meter. Haugen med grovt materiale øverst i høyre hjørne er skredmasser. Et nærbilde av prøvestedet er vist i bilag 57.

snittet er vist i bilag 57. Lagdelingen er lett forvirrende. I bunnen finnes et nesten horisontalt lag med sandig, siltig materiale 3 meter under overflaten. Lagene over dette er i grove trekk disse: 1 meter med sand, et 1 meter tykt lag med morene, så 1/2 meter med skrått lagdelt materiale hvor de enkelte lag er ensgradert, og på toppen 1/2 meter med morene. Generelt sett skrår alle lagene i tverrsnittet ut mot dalen. På bakgrunn av dette kan denne hylla kalles for en lateral terrasse.

Jordlaget med skiftingen i lagdelingen (foreset-lag ?) viser at vi her har hatt stillestående eller rolig vann, f.eks. en lomme med vann mellom isen og fastlandet. Lommen har fått tilførsel av vann og materiale fra en breelv langs land eller en bekk ned fra fjellet (figur 20). Tydelige spor etter større bresjøer er ikke funnet her. Et tynt lag med 60 % fin sand (prøve 31) kan klassifiseres som bresjøsediment, men tykkelsen på laget er ca 10 cm. Et sterkt bimodalt materiale er hentet

fra prøvested 34 (se bilag 17). Den fineste delen av materialet kan ha blitt vasket inn i det grove f.eks. ved at en elvebunn midlertidig er blitt utsatt for vannstandshevning og stedet er blitt strand i en liten innsjø. Lagpakken fra skred 15 viser at det har vært ustabile forhold. Skråstilte vekslende lag på grunn av vanntransport i høyde 1000 meter slik vi finner dem i skred 15, finnes også andre steder, men de er ikke funnet lengere vest enn skred 16.

Reset

Nordøst for Reset finnes to hyller med ca 150 meters lengde. Begge er formet i morene. Jordprøvene nr. 71, 72 og 73 er alle hentet fra den øverste hylla, og disse viser klar moreneform. Prøvestedet er lagt til "marbakken" nedenfor hylla. Begge har en blokkstreng på 1 - 2 meters bredde innerst på platået slik som tidligere nevnt. Høydeforskjellen mellom hyllene er ca 30 meter, og den nederst ligger i ca 1000 meters høyde. Figur 57 er fra denne hylla.



Figur 57 Hylla i høyde 1000 meter nordøst for Reset. Blokkstrengen innerst til venstre er tydeligere enn på bildet.

Furuhølslia

Den siste og lengste hylla finner vi i Furuholslia i ca 1000 meters høyde merket (12). Denne er ikke besøkt, men flyfotostudier viser noen korte langsgående rygger av ukjent opprinnelse. Skog og bekkeraviner forteller at moreneteppeet strekker seg noe høyere enn 1000 meter, og hylla kan derfor være formet i morene.

Tverrdalen

Ved stedshenvisning (13) som er vannskillet i passet mellom Vermedalen og Brøstdalen, finnes det en bueformet terrasse. Det ser ut som om en istunge har ligget inn Tverrdalen og smeltet bort mens jord er blitt samlet rundt kanten på isen. På den andre siden av vannskillet ligger det i dag et bredt elveleie som dagens vannføring i bekken tvilsomt kan ha vært i stand til å lage. Elveleiet kan stamme fra siste istids tilbaketrekning. (8, side 32).

8.2.3. Seneste periode

I dalbunnen mellom osen på Ulvådalsvannet og Brøste gård er det rike spor etter isavsmeltningens aller siste periode. Omkring elvemøtet mellom Ulvåa og Pyttåa merket (7), finnes terrasser, ryggformer og horisontalt lagdelte sedimenter i skjæringene. På sletten merket (11) mener Larsson (8, side 29 - 31) å ha funnet et delta og antyder at det er en sandur. Disse forekomstene er ikke undersøkt.

8.3. Jorddypsvariasjoner

Det er ikke foretatt noen systematiske målinger av tykkelsen på moreneoverdekningen i dalsidene. Men Horgheimseterlia og området mellom skred 15 og 18 skiller seg ut med målte jorddyb på inntil 6 meter. Disse skråningene kan ha vært lesider med opphopning av materiale under et sent stadium av siste istids avsmeltingsperiode. Jordtykkelsen mellom skred 15 og 18 er ikke avhengig av noen bestemt isbevegelsesretning.



Figur 58

Utsyn fra en av
ravineryggene over
Horgheimsetra mot
Tverrdalen og Alteret.

Horgheimseterlias overdekning er sannsynligvis det. For en isbevegelse inn Brøstdalen vil skråningen ligge i leposisjon (innersving). Har derimot bevegelsen vært ut mot Romsdalen, blir skråningen en støtside (yttersving). Da skulle vi kunne vente et høyere innhold av finstoff i jordprøvene. Men det er ikke tilfelle. Prøvene herfra skiller seg ikke ut fra det som er vanlig for resten av undersøkelsesområdet.

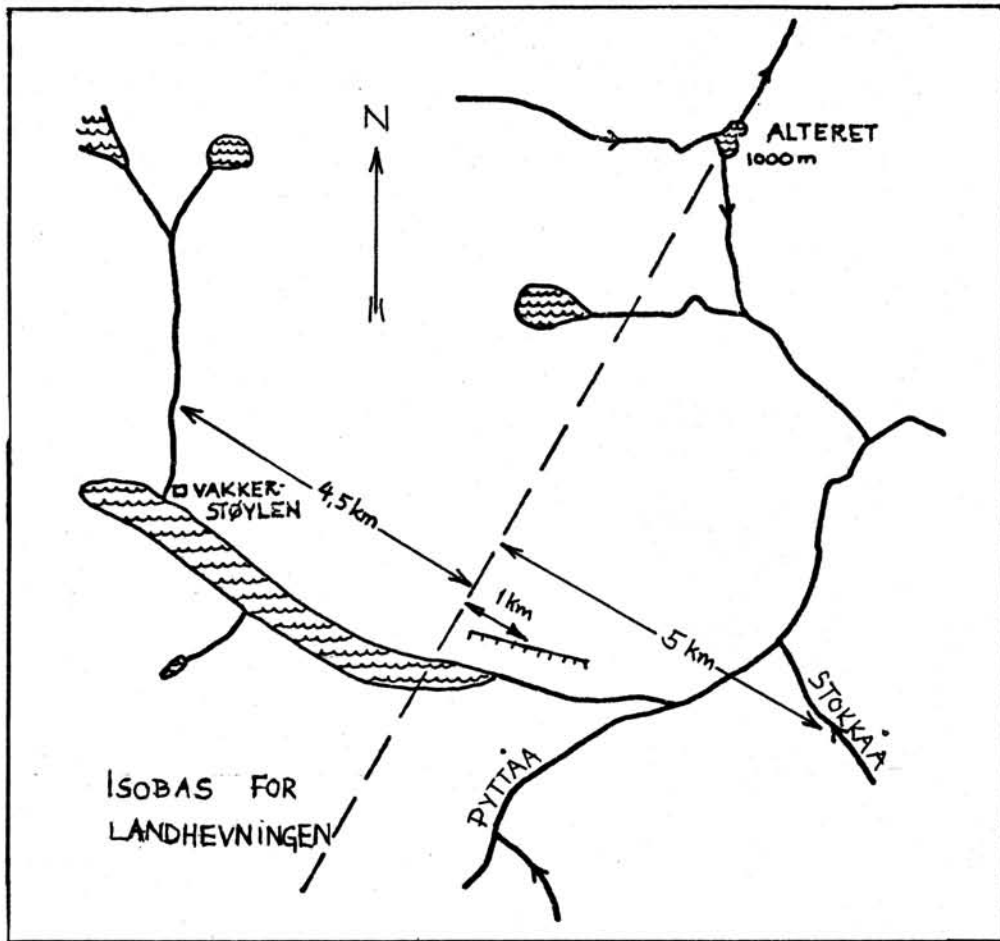
8.4. Diskusjon og konklusjon

Endemorenene ved (14) og randmorenen ved (10) er sterke indisier for at vi på et bestemt tidspunkt under isens tilbaketrekning har hatt en hovedisstrøm ned Romsdalen med utløpere inn Brøstdalen, Tverrdalen med kontakt over til Vermedalen,

Ulvådalen og Pyttbudalen. Konsentrasjonen med løsmasse ved Skarvåa (5) tyder på at det har vært svært rik vannføring i denne elva på grunn av et aktivt issenter sør for Pyttbudalen i retning av Strynefjellet. Det er sannsynlig at issenteret har sendt brearmer nordover. Men det er ikke funnet spor som tyder på at det har vært kontakt mellom disse armene og Romsdalsbreen på et sent tidspunkt.

En isarm inn Brøstdalen vil stenge for vannets naturlige dreneringsvei. Det laveste passet blir mellom Tverrdalen og Vermedalen. Høyden i passet er på NGO's kart 1319 I Romsdalen i serie M-711 angitt til 1000 meter (ukontrollert). Den store elvebunnen på den andre siden av passet og sammenfallet i høyde mellom passet og hyllene viser at dreneringen har gått ut Tverrdalen og ned Vermedalen. Deltaet i Vettle Hånådalens munning viser at det i lang tid var en bredemt sjø her inne. Hvor langt den har strukket seg ut mot Brøstdalen er ukjent. Vannstanden har vært relativt konstant her inne så lenge dreneringen foregikk ut Tverrdalen. Alle hyllene som er formet i morene er sannsynligvis strandlinjer. Noen spor etter elv langs brekantener ikke funnet.

Perry Øvre ved Tafjord Kraftselskap har på oppfordring målt høyden på lateralterrassen under Ulvostind med teodolitt fra et triangelpunkt ved Reset. Hans resultat varierer fra 999,3 meter til 1003,3 meter uten noen tendens til fall verken mot øst eller vest. Høyden på strandlinja ved Stokkåa ble målt til 1005,4 og strandlinja inne ved Vettle Hånådalens til 973,3 meter o.h. Den siste høyden må være gal. Ved å tegne den inn på kartet ved hjelp av flyfoto blir den liggende mellom kote 990 m og kote 1000 m. Dette samsvarer med egne høydemålinger som viser 995 meter. Høyden på lateralterrassen kan settes lik målingenes middelvei, dvs. 1002 meter ved forhøyning. Hvis vi tar hensyn til landhevingen etter siste istid ved å bruke kartskissen i figur 59 hvor en isobas er tegnet gjennom dreneringspasset (Alteret), endres alle høyder tilbake til istidsnivå i forhold til Alteret:



Figur 59

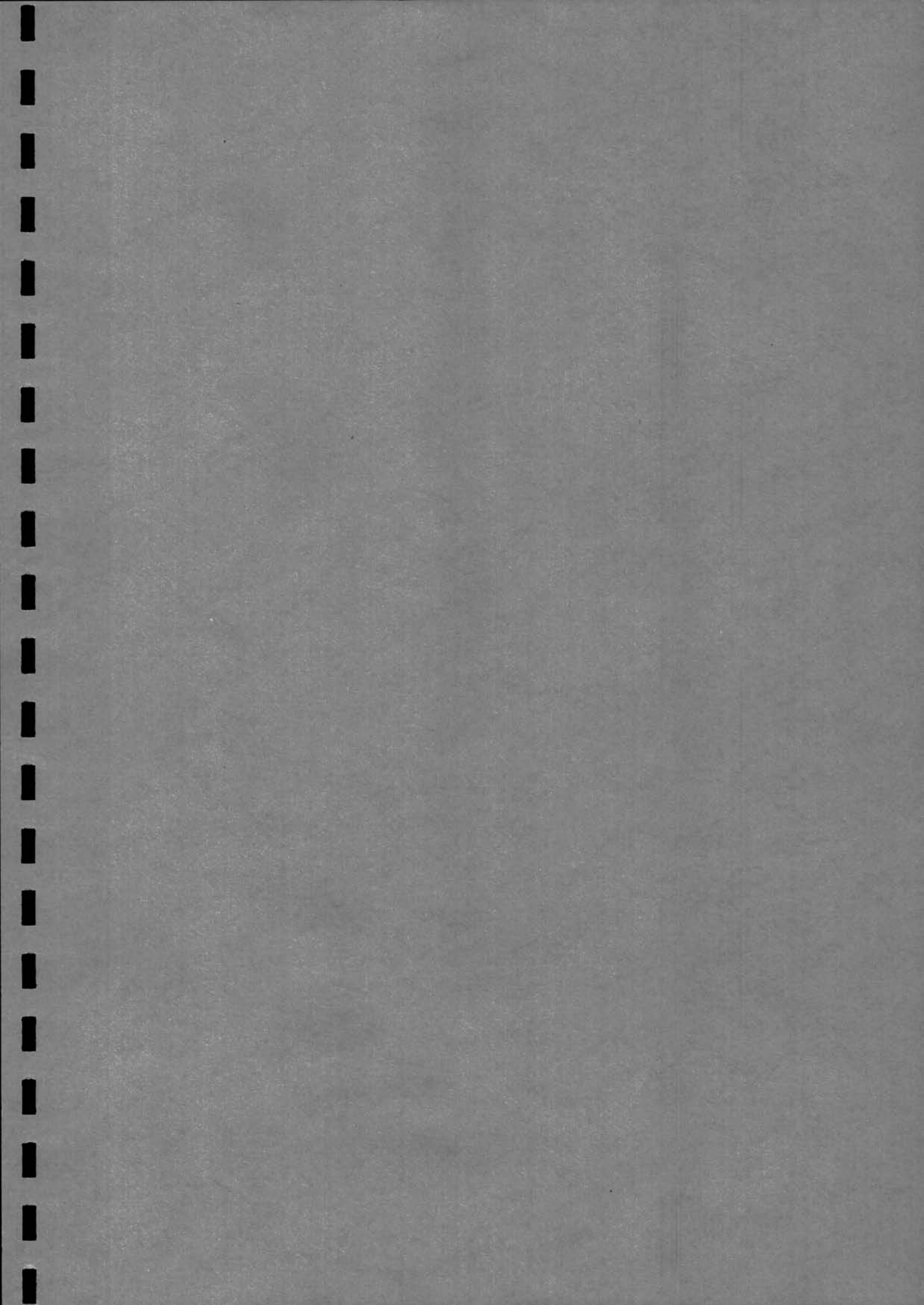
Alteret	- 1000 meter o.h.
Lateralterrassen	- 1001 meter o.h.
Strandlinjen ved	
Stokkåa	- 1000 meter o.h.
Strandlinjen ved	
Vetle Hånådalen	- 1000 meter o.h.

Landhevningens gradienten er satt til 1 meter/km . Disse høydene må betraktes med den nøyaktighet de har krav på. Vannets dreneringsvei helt fram til passet i Ulvådalen har ikke hatt fall av betydning. Det betyr at på et gitt tidspunkt før dreneringen forandret retning ut Brøstdalen må det meste av Brøstdalen og Tverrdalen samt Ulvådalen og Pyttbudalen vært en bredemt sjø. Hvis dette er tilfellet, må denne tilstanden ha vært relativt kort fordi vi burde vente å finne deltaoppbygninger bl.a. ved Skarvåa på grunn av den

tidligere antatte rike vannføring.

Istedenfor delta i høyde 1000 meter ved Stokkåa og Skarvåa finnes bare strandlinjer formet i "viftematerialet". Avsetningene fra elvene må ha vært til stede før strandlinjene ble dannet. Det betyr at vifteformene ble avsatt under en iskappe med drenering under isen.

I løpet av den tiden som ligger mellom dannelsen av sporene etter bresjøen og sedimentene i dalbunnen fra avsmeltingens aller siste periode, ble det ikke formet nye spor i dette området. Det betyr at bresjøen ble tappet gradvis eller brått ned til nivå med Tunga hvor en ny stagnasjon har funnet sted.



Bjørn Seyffarth var et av øyenvitnene til naturkatastrofen. Her følger hans egen beretning om hendelsen. Teksten er en fullstendig kopi av originalmanuskriptet til en artikkel i Aftenpostens Søndagsider (nå A-magasinet) av 5.november 1960:

FJELLSIDEN SOM RAKNET

Det hendte i sommer. Ferien var begynt, og jeg dro til hytta vår som ligger ved Ulvådalsvann, i en liten sidedal til Romsdalen. Den lille dalen har det noe pussige navnet Brøstdalen. Det var her det skulle foregå det mektige naturens skuespill som jeg skal fortelle om.

Jeg kom opp på hytta lørdagen etter St. Hans, om formiddagen, i strålende solskinn. Det var deilig å være på fjellet igjen. Jeg nøt det pene været og naturen i fulle drag. Men ut på ettermiddagen trakk det opp med mørke skyer og ikke lenge etter begynte det å regne så det sang på taket, og Tor slo flittig takten med hammeren. På det verste var det så det skalv i hytta.

Neste morgen var det strålende solskinn igjen. Men om ettermiddagen mens vi satt ved kaffebordet i min onkels hytte like ved, begynte det samme været vi hadde kvelden i forveien. Det var så regnet sto i bakken og tordenen drønnet mellom fjellene. Onkel fant ut det var best å berge melken som stod i brønnen. Vi kunne følge ham fra stuevinduet der han gikk. Men vi forsto ingen ting da han kom opp igjen. Med et spann i hver hånd stilte han seg opp og ga seg til å måpe mot fjellsiden like bak hytta. Regnet vølte han ikke. Han stod bare forundret og gjorde tegn til at det var noe som foregikk der borte, så vi styrtet ut til spiskammersvinduet for å se.

Fjellsiden er revet opp flere steder, så jorden ligger i dagen i brede gater nedover, som åpne sår. Overalt renner det små bekker og fosser som styrter ned fra fjellet. Med ett ser vi det begynner å rakne et nytt sted. Jord, stein, trær og vann kommer buldrende nedover lia og et nytt sår blir liggende å grine mot oss. Vi styrter ut av spiskammersvinduet. Dette må vi se nærmere på.

I det vi kommer frem til elven møtes vi av et mektig syn. En velling av jord og vann flyter nedover og midt oppe i det hele en skog av trehvite stokker som blir slengt hulter til bulter. Alt i ett glimter lynene over himmelen og tordenen står og buldrer om kapp med rasene.

Nye ras kommer veltende nedover. Det er som en bølge av vann presser torv og trær ut fra fjellsiden og velter det bakover mot fjellet igjen. Trærne blir endevendt med det samme. Siden blir de maset sammen med jord og stein på veien ned mot elven, så de kommer ned trehvite, uten kvist eller bark. Vannspruten står til alle kanter der vannet trenger gjennom torven. Over det hele ligger en støvsky, som følger rasene helt til de velter seg ut i elven og flyter rolig videre. Tilbake blir det nye sår. Noen steder har det også skuret seg ned til bare fjellet, som ligger og lyser fremmed imot oss.

Jeg merker med ett at jeg står og fryser. Jeg har bare på meg korte bukser og en lusekofte. Regnet siler ned, så jeg løper til hytta vår og får på meg tørre klær. Jeg lurert litt på om jeg skal ta med meg fotoapparatet, men det blir det ikke noe av for ute er det som en dusj.

Jeg går nedover mot naustene. Alt fra hytta kunne jeg se at der var det skjedd store forandringer. Men det viser seg å være enda værre enn jeg hadde trodd. Det er bare gamlenaustet som står igjen. De to andre er gått på sjøen. Bare den ene av de tre båtene som var tatt ut, ligger på plass. De to andre er slengt langt av sted. Et stort skred har demmet opp osen så elven har sluttet å renne. Overalt lyser trehvite stammer mellom stein og gjørme. Det hele er et eneste kaos.

I det jeg kommer ned til vannet ser jeg en bølge feie over sjøen. Den er ikke særlig stor, men med det samme den når den andre bredden gjør den mer vesen av seg og slår høyt opp på land hvor den legger fra seg en masse rekved og torvklumper fulle av tele. Jeg ser meg litt omkring. Kabben-

naustet? Jo, det står hvor det skal, men bortsett fra det er det lite som er gjenkjennelig. Et nytt skred løsner og velter seg nedover lia. I det det når vannet lager det en ny bølge og det samme gjentar seg.

Jeg løper tilbake til onkels hytte og forteller det jeg har sett. Dette vil de andre også se, så vi er fem i følge tilbake til vannet. Nå har været letnet og solen titter frem så jeg har hentet fotoapparatet for å ta noen bilder.

Det værste er over nå. Det hele har bare stått på i noen timer. Vi går rundt omkring for å se hva som har skjedd. Nå er Kabbennaustet heller ikke lenger å se noe sted. Bare en åpen gate fører ut i vannet der det har stått. Men vårt eget naust ser vi stikke opp av gjørma. At forfatningen er dårlig er lett å konstatere. Taket minner mest om ryggen på et gammelt øk. Vi prøver å komme ut til den nærmeste båten, men vi synker bare ned i mudderet. Her er ingen ting å gjøre foreløpig, så vi går tilbake.

I mellomtiden har onkel og en venn vært og sett til bilene som stod lenger nede ved elven. De kunne fortelle at det også var gått et stort ras ved Kabben, som ligger en halv mil lenger ned i dalen. Det hadde tatt med seg et gammelt fjøs og stoppet like foran et annet. Elva var full av trær og noen steder så det stygt ut for at det skulle demmes opp. Men bilene hadde heldigvis kommet godt fra det.

Dagene som fulgte gikk med til å prate om det som var skjedd, og det kom stadig folk fra bygdene for å se på forandringene. De fleste ristet oppgitt på hodet i det de kom frem til vannet hvor det så verst ut, ved siden av at den stygge stanken, som det blir etter slike ras, rev i neseborene.

Det er ikke rart folk i bygdene ble nysgjerrige, for rasene hadde farget hele Rauma brun og halve Romsdalsfjorden med. Det ble meg fortalt at det sogar kunne merkes helt ved Molde. Så at folk ville se hva som kunne forårsake slikt, er ganske naturlig.

Nå har det hele roet seg, men det skal ikke bli lett å glemme det som har skjedd, selv om mange gjerne ville. Det 7 km lange vannet har steget mellom 2 og 3 meter, og hele fjellsiden er full av brede åpne gater som lyser i mot en, mens det i elven står haug på haug av kvist og kvast som også kommer til å bli liggende en stund og minne om det som hendte denne dramatiske kvelden.

At slike ras har gått før her oppe er det mye som tyder på. Det kan vi se av alle furene i fjellssidene og oddene som stikker ut i vannet. Men noen vanlig foreteelse er det ikke. Det kan 85 år gamle Ola Brøstet fortelle, som ikke kan huske at lignende har hendt i manns minne.

B. Seyffarth

REFERANSER

- (1) JANBU, N. (1970): Grunnlag i geoteknikk. Tarir, Trondheim.
- (2) MOLKERSRØD, K. (1975): Styrke- og setningsparamet for in situ moreneprøver. Diplomoppgave. Institutt for geoteknikk og fundamenteringslære, NTH. Upublisert.
- (3) SGI (1970): Morändag 1969. Statens Geotekniske Institut. Rapport nr. 39. Stockholm 1970.
- (4) BUGGE, T. (1972): Ras ved innsjøregulering (Gjevilvatnet). Diplomoppgave ved Geologisk institutt, NTH. Upublisert.
- (5) NORSK BERGMEKANIKKGRUPPE (1974): Forslag til terminologi, definisjoner og karttegn innen bergmekanikk og ingeniørgeologi. Tapir, Trondheim.
- (6) RAPP, A. (1963): The debris slides at Ulvådal, western Norway. An example of catastrophic slope processes in Scandinavia. Nachrichten der Akademie der Wissenschaften in Göttingen. II. Mathematisch-Physikalische Klasse. Nr. 13.
- (7) SEYFFARTH, B. (1960): Fjellsiden som raknet. Artikkel i Aftenposten (søndagsidene) 5.11.1960, Oslo.
- (8) LARSSON, G. (1964): Geomorfologiska undersökningar rörande sluttningsprocesser initierade av extrem nederbörd inom Ulvådalen, Romsdal, Norge, samt på andra valda lokaler inom den scandinaviska fjällkjeden. Licentiatavhandling i geografi. Upublisert.
- (9) A/S GEOTEAM (1974): Seismiske målinger ved Raumavassdraget, for Møre og Romsdal Kraftselskap. Rapport nr. 4097.02., 20.12.1974, Oslo.

- (10) HOLTEDAHL OG GLØMME (1963): Geologi og jordbunnsføre. Aschehoug & Co, Oslo.
- (11) SELMER-OLSEN, R. (1954): Om norske jordarterens variasjon i korngradering og plastisitet. Norges Geologiske Undersøkelse. Nr. 186. Oslo.
- (12) SELMER-OLSEN, R. (1971): Mineralogiens betydning for kapillariteten. Frost i jord. Nr. 2, februar 1971, Oslo.
- (13) BJERKAN, I. (1974): Telekriterier. Internt notat for grunnkurset. Institutt for veg og jernbanebygging, NTH. Upublisert.
- (14) BESKOW, G. (1935): Tjälbildningen och tjällyftningen med särskild hänsyn til vägar och järnvägar. Statens Väginstytut. Nr. 48.
- (15) SELMER-OLSEN, R. (1971): Ingeniørgeologi del I: Generell geologi. Tapir, Trondheim.
- (16) NORDAL, R.S. (1968): Rådegjerder mot telehiving. Undervisningsnotat. Institutt for veg og jernbanebygging, NTH. Upublisert.