



GEOLOGI FOR SAMFUNNET

SIDEN 1858



NORGES
GEOLOGISKE
UNDERSØKELSE
· NGU ·



Rapport nr.: 2002.005	ISSN: 0800-3416 (trykt) ISSN: 2387-3515 (online)	Gradering: Åpen
Tittel: Fjellskred og stabilitet i fyllittområder - Geologiske og geofysiske studier		
Forfatter: Lars Harald Blikra, Jan Fredrik Tønnesen og Oddvar Longva	Oppdragsgiver: NGU / Norges forskningsråd	
Fylke: Sogn og Fjordane	Kommune: Aurland	
Kartblad (M=1:250.000) Odda	Kartbladnr. og -navn (M=1:50.000) 1416 IV Aurland	
Forekomstens navn og koordinater: Flåm 32V 398 6747	Sidetall: 39 Kartbilag:	Pris: 160,-
Feltarbeid utført: 2000 og 2001	Rapportdato: 23.05.2018	Prosjektnr.: 2689.01
		Ansvarlig: <i>Marco Brömmel</i>
Sammendrag: Langs deler av Flåmsdalen og i fjordsida mot Aurland har det i lang tid vært problemer med skred og aktive bevegelser i fyllittområder. Dette inkluderer fjellskred, jordskred, sakte sig i skredmasser og mulige bevegelser i områder med tett oppsprekking i fyllitt. Dette skaper problemer både for veier, jernbane og bebyggelse. De geologiske og geofysiske dataene som presenteres i denne rapporten utgjør NGUs bidrag i et 2-årig forskningsprosjekt med støtte fra Norges forskningsråd, Statens naturskadefond, Aurland kommune og Oslo Energi. Videre er Statens vegvesen, NVE, Jernbaneverket og Sogn og Fjordane fylkeskommune med i prosjektet. NGL, NGU, Aurland kommune, IFE og Spilde Entreprenør (prosjektledelse) har stått for den faglige og praktiske gjennomføringen av prosjektet. Den geologiske kartleggingen viser at de fyllittområdene som har vært utsatt for deformasjoner og skred strekker seg i en sone på over 11 km lengde og 3.5 km bredde langs Flåmsdalen og nesten ut til Aurlandsvngen. Undersøkelsen i fyllittområdene langs Aurlandsfjorden og Flåmsdalen indikerer at de store fjellkollapsene og dannelsen av de store sprekkepartiene og gravitasjonsforkastningene skjedde i forbindelse med isavsmeltingen i området, ca. 9500 år siden. De store skredmassene som er funnet i Aurlandsfjorden er trolig avsatt og modifisert av en isbre som lå ut Flåmsdalen. Det er imidlertid klart at det også finnes ett eller flere yngre fjellskred i Aurlandsfjorden som har gått ut fra området ved Stampa. Analyse av sedimentfordelingen i fjordbassenget og en datering antyder at det yngste skredet er omlag 3000 år gammelt. Ut fra skred som har gått og de ustabile fyllittområdene i Stampa- området anser vi at den årlige sannsynligheten for nye store skred fra Stampa ligger i størrelsesorden 2×10^{-4} (sannsynlighet i størrelsesorden 1 skred pr. 5000 år). I de andre områdene langs Flåmsdalen og Aurlandsfjorden finner en store skredtunger på flere millioner m ³ , men disse ser ut til å være resultatet av storskala sakte sigbevegelser. Ved bruk av refraksjonsseismiske målinger har det vært mulig å kartlegge grunnvannsnivå, dyp til fjell og i noe grad materialtyper, noe som er viktige data for modellering av grunnvannsstrømning og stabilitet. Det kan foreløpig konkluderes med at skred med svært store konsekvenser kan oppstå i forbindelse med store utglidninger i området ved Stampa med fare for flodbølger i bebygde områder. Dette bør følges opp med detaljundersøkelser og overvåking. En må videre regne med problemer med sakte sig i de fleste områder som er kartlagt som skredmasser langs Aurlandsfjorden og langs Flåmsdalen. Dette gjelder områdene mellom Åsberget og Tverrelvi, Holo og ved Geithusberget i Flåmsdalen og mellom Fretheim og Otrenes langs Aurlandsfjorden. Disse områdene bør vurderes nærmere med omsyn til ny bebyggelse og eventuell overvåking. Videre finnes det mindre sprekkepartier som kan gi relativt store fjellskred. Dette gjelder for eksempel områdene øst for Vidme og nedenfor Ryo.		
Emneord: Fjellskred	Fyllitt	Stabilitet
Maringeologi	Sig	Jordskred
Forkastninger	Geofysikk	Fagrapport

INNHold

1. INNLEDNING	4
2. METODER	5
2.1 Geologisk kartlegging på land.....	5
2.2 Geofysikk på land.....	5
2.2.1 Georadar	5
2.2.2 Refraksjonsseismikk.....	5
2.3 Fjordundersøkelser	6
3. GEOLOGISK OVERSIKTSKARTLEGGING	7
3.1 Berggrunnsgeologisk oversikt	7
3.2 Deformasjoner fjell og løsmasser	10
3.3 Utglidningskanter og spor etter store fjellskred og sig i løsmasser	16
4. SKRED I AURLANDSFJORDEN	18
5. DETALJUNDERSØKELSER PÅ LAND.....	23
5.1 Holo (Graving og geofysikk).....	23
5.1.1 Geofysikk	23
5.1.2 Sammenligning av de geofysiske metodene	26
5.1.3 Graving.....	27
5.2 Heimdal	28
5.3 Stampa, vest for Joasete.....	31
5.4 Vidme.....	31
6. SPREKKER VED VIDDALSVATNET.....	33
7. ALDER OG FREKVENSER AV SKRED OG UTGLIDNINGER.....	36
8. UTLØPSREKKEVIDDER OG PROSESSER.....	37
9. UTLØSNINGSMEKANISMER OG FAREN FOR NYE SKRED.....	38
10. KONKLUSJONER OG FORSLAG TIL OPPFØLGENDE GEOLOGISKE UNDERSØKELSER	39
11. REFERANSER.....	39

1. INNLEDNING

Langs deler av Flåmsdalen og i fjordsida mot Aurland har det i lang tid vært problemer med skred og aktive bevegelser i fyllittområder. Dette inkluderer fjellskred, jordskred, sakte sig i skredmasser og mulige bevegelser i områder med tett oppsprekking i fyllitt (Fig. 1). Dette skaper problemer både for veier, jernbane og bebyggelse.

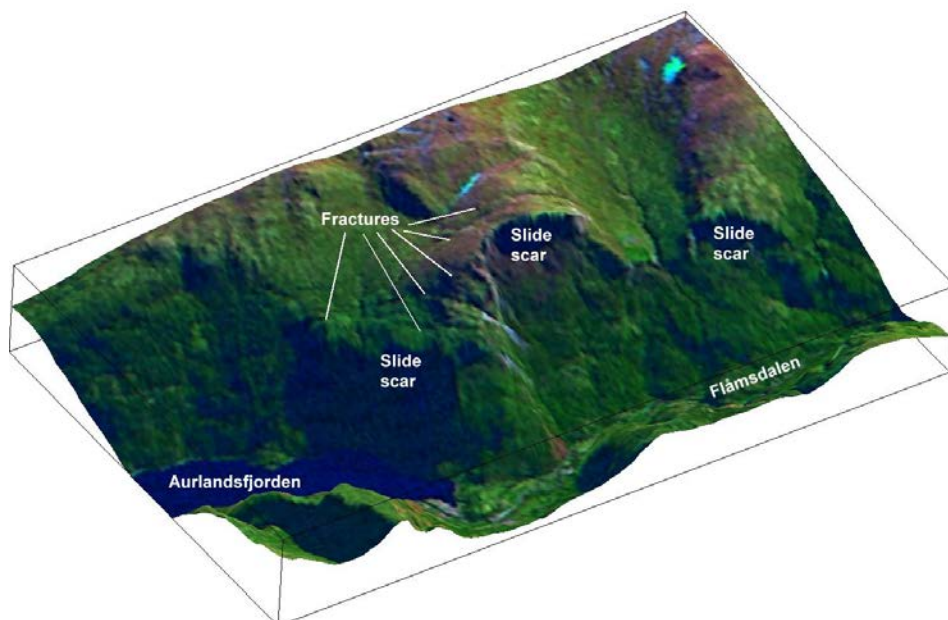


Fig. 1. Tredimensjonal modell basert på topografiske data og satelittbilde over Aurlandsfjorden og Flåmsdalen. Utglidningsfenomenene (slide scar) og sprekkepartiener (fractures) er tydelige.

Et 2-årig forskningsprosjekt med støtte fra Norges forskningsråd, Statens naturskadefond, Aurland kommune og Oslo Energi har pågått for å kunne sette i gang mulige tiltak for å bedre sikkerheten i disse områdene (Domaas m.fl. 2000). Videre er Statens vegvesen, NVE, Jernbaneverket og Sogn og Fjordane fylkeskommune med i prosjektet. NGI, NGU, IFE, Aurland kommune og Spilde Entreprenør (prosjektledelse) står for den faglige og praktiske gjennomføringen av prosjektet.

Prosjektet skal skaffe til veie informasjon og data for å vurdere skredfare, aktuelle sikringstiltak, overvåking og varslingsrutiner. Prosjektet skal gjennom instrumentelle registreringer, geologisk/ingeniørgeologisk kartlegging og numeriske simuleringer, analysere mekanikken bak bevegelser i store fyllittområder som grunnlag for å forutsi og forstå sigebevegelser og større skred som kan ramme bygningsmasser, veier og jernbane.

Denne NGU-rapporten oppsummerer den geologiske kartleggingen og de geologiske detaljstudiene som NGU har foretatt i prosjektet. Dette omfatter geologisk oversiktskartlegging på land, batymetriske og seismiske studier i Aurlandsfjorden, geofysiske målinger på land og geologiske detaljstudier i enkeltområder. Sidene 5-39 i rapporten inngår i nær identisk form i den totale prosjektrapporten til Norges forskningsråd og utgjør sidene 9-56 i den 146 sider lange rapporten.

Referanse til prosjektrapporten til Norges forskningsråd (NFR):

Domaas, U., Rosenvold, B.S., Blikra, L.H., Johansen, H., Grimstad, E., Sørli, J.E., Gunleiksrud, O., Engen, A. & Læg Reid, O. 2002: Studie av fjellskred og dalsidestabilitet i fyllittområder. *NFR Rapport 2002, Rapport nr. 20001132-2*.

2. METODER

2.1 Geologisk kartlegging på land

Den geologiske kartleggingen har foregått ved bruk av flybilder og feltarbeid. Det ble blant annet foretatt en ny farge flyfotografering. Fokus ble satt på kartlegging av mulige deformasjoner i fast fjell og løsmasser i form av forkastninger, sprekker og tidligere skredhendelser. Enkelte områder er kartlagt i større detalj. I rapporten blir hovedtrekkene presentert i kartserien M711 (målestokk 1:50 000), mens enkelte detaljstudier blir presentert på økonomisk kartverk (målestokk 1:5 000) eller på flybilder.

I et område ble det utført graving i skredmasser for å kunne verifisere lagdeling og datere eldre skredhendelser. Gravingene ble utført av Spilde Entreprenør A/S.

2.2 Geofysikk på land

Det er foretatt geofysiske målinger ved bruk av georadar og refraksjonsseismikk for å kunne si noe om lagdeling og oppbygging av skredavsetningene og for å verifisere fjelloverflaten.

2.2.1 Georadar

Georadarundersøkelsene er også presentert i egen NGU rapport (Lauritsen m.fl. 2001). Georadar er et instrument som sender elektromagnetiske bølger ned i grunnen. Disse bølgene reflekteres av sjikt i løsmassene eller av fjelloverflaten. Georadar er den geofysiske metode som kan gi størst detaljinformasjon om lagdeling i løsmasser, men har en begrenset dybderekkevidde fra noen få meter til flere titalls meter alt etter sedimentenes beskaffenhet og bruk av type signal (frekvensområde).

2.2.2 Refraksjonsseismikk

Det er foretatt refraksjonsseismiske målinger med samlet profillengde på 1550 m. Profil S1-S4 er fra Holo og S5 er fra Heimdal. Refraksjonsseismikk baserer seg på å måle hastigheten på lydbølger som brer seg i jord og fjell. Lydbølgen utløses ved å detonere små sprengladninger langs en kabel med geofoner. Ved å sammenligne tiden lyden bruker fra forskjellige detoneringspunkter til geofonene, lages en modell over lag i jord og fjell hvor lagene opptrer med ulike seismiske hastigheter. Metoden er meget gunstig for kartlegging av grunnvannsnivå og dyp til fjell.

Som registreringsinstrument ble det benyttet en ABEM Terraloc MK6 med 24 kanaler og det ble ved opptakene benyttet 2 kabelutlegg med 12 geofoner langs hver. Geofonavstanden langs kablene var gjennomgående 10 m, men med innkorting til 5 m i hver kabelende for å få bedre kontroll på seismiske hastigheter øverst i avsetningene. Skuddpunkt ble plassert 5 m fra hver endegeofon og ved midten av hvert kabelutlegg slik at gjennomgående skuddpunktavstand langs profilene ble 55 m. I tillegg ble det plassert fjernskudd i større avstand fra kabelendene for å få bedre måledekning av fjellrefraktoren. Dynamitt ble benyttet som energiseringskilde. Datakvaliteten på seismikkopptakene var stort sett god, men svake signaler fra enkelte skuddpunkt. Mest usikre data opptrer i profil S3, dels på grunn av et høyere støynivå.

Tabell 1 viser oversikt over profillengder og skuddpunkt plassering. Profilene S1 og S4 er målt med 4 kabelutlegg, mens S2 og S5 er målt med 2 kabelutlegg hver. I S4 er siste kabelutlegg innkortet med en del geofonavstander på 5 m. Profil S3 er målt med 3 kabelutlegg, ett normalt, ett innkortet 5 m, mens geofonavstanden langs siste utlegg (12 geofoner) stort sett er halvert. Alle avstander langs profilene er målt ut langs terrengoverflaten.

Tabell 1: Lokalitet, profillengder og skuddpunkt plassering

Profil	Sted	Lengde (m)	Skuddpunkt plassering (m)
S1	Holo	440	-54,0,55,110,163,220,275,334,385,440
S2	Holo	220	-55,0,55,110,165,220,275
S3	Holo	267	-75,0,55,110,165,215,267,287
S4	Holo	402	-100,-55,-1,45,110,177,220,275,330,385,402
S5	Heimdal	220	-60,0,55,110,165,220,273

Geografiske koordinater for skuddpunktene langs profilene ble bestemt med GPS-mottaker. I tabell 2 er gjengitt koordinatene for endeskuddene i profilene samt for ett skuddpunkt i mellom. Koordinatene ble bestemt i WGS84 (Sone 32). De er i ettertid omregnet til koordinatsystemet i kartgrunnlaget som er NGO1948 (Akse-1).

Tabell 2: Geografiske koordinater for profilene

(Skuddpunkt i hver ende samt ett mellomliggende skuddpunkt)

Profil	Skuddpkt. (m)	WGS84 (Sone 32)		NGO1948 (Akse-1)	
		Øst	Nord	Øst	Nord
S1	0	398508	6743844	58898.5	314204.1
S1	220	398324	6743785	58717.3	314136.9
S1	440	398137	6743700	58534.2	314043.6
S2	0	398317	6743664	58715.7	314015.7
S2	110	398314	6743776	58707.7	314127.5
S2	220	398306	6743876	58695.2	314227.0
S3	0	398399	6744040	58780.8	314395.1
S3	215	398433	6743831	58824.2	314187.8
S3	267	398435	6743775	58828.7	314131.9
S4	-1	398524	6743924	58910.9	314284.8
S4	220	398332	6743866	58721.6	314218.2
S4	402	398165	6743828	58556.5	314172.8
S5	0	398019	6747020	58267.3	317356.0
S5	110	398019	6746915	58272.0	317251.1
S5	220	398026	6746800	58284.2	317136.5

2.3 Fjordundersøkelser

Undersøkelsene i Aurlandsfjorden ble utført av forskningsbåten til NGU (Seisma). Det ble utført refleksjonsseismisk profilering ved bruk av signalkildene TOPAS Ps 40 og Geopulse Boomer. TOPAS har en vertikal oppløsning av detaljer i sedimentene fra 0,1 til 0,5 m, mens Geopulse Boomer har en oppløsning på 0,5 til 1 m.

Profilering med enkeltstråleekkolodd ble gjort for å få et bilde av batymetrien i fjorden. Formålet med disse undersøkelsene var å kartlegge tidligere skredhendelser som har gått ut i Aurlandsfjorden for dermed å kunne si noe om mulige tidspunkt for hendelsene og eventuelt frekvenser av store fjellskred fra Stampa-området.

Det er også tatt opp en kjerneprøve i fjorden for å kunne estimere alderen på det store skredet som ligger på bunnen, men datering er ikke ferdig analysert. Kjerneprøven ble foretatt med en nyutviklet vibrasjonsprøvetaker.

3. GEOLOGISK OVERSIKTSKARTLEGGING

Undersøkelsene er fokusert på to områder: 1) kartlegging av unge deformasjoner og bruddstrukturer i fjell og løsmasser og 2) kartlegging av store skredhendelser på land og i sjøen.

3.1 Berggrunnsgeologisk oversikt

Berggrunnen består i hovedtrekk av tre hovedenheter med grunnfjellet som den underliggende enhet (Fig. 2). Over dette ligger fyllitten som igjen er dekket av Jotundeckets bergarter. Mellom fyllittdekket og Jotundeckket opptrer det en markert skyveforkastning. Det er ikke foretatt noen berggrunnsgeologisk eller strukturgeologisk detaljkartlegging i området.

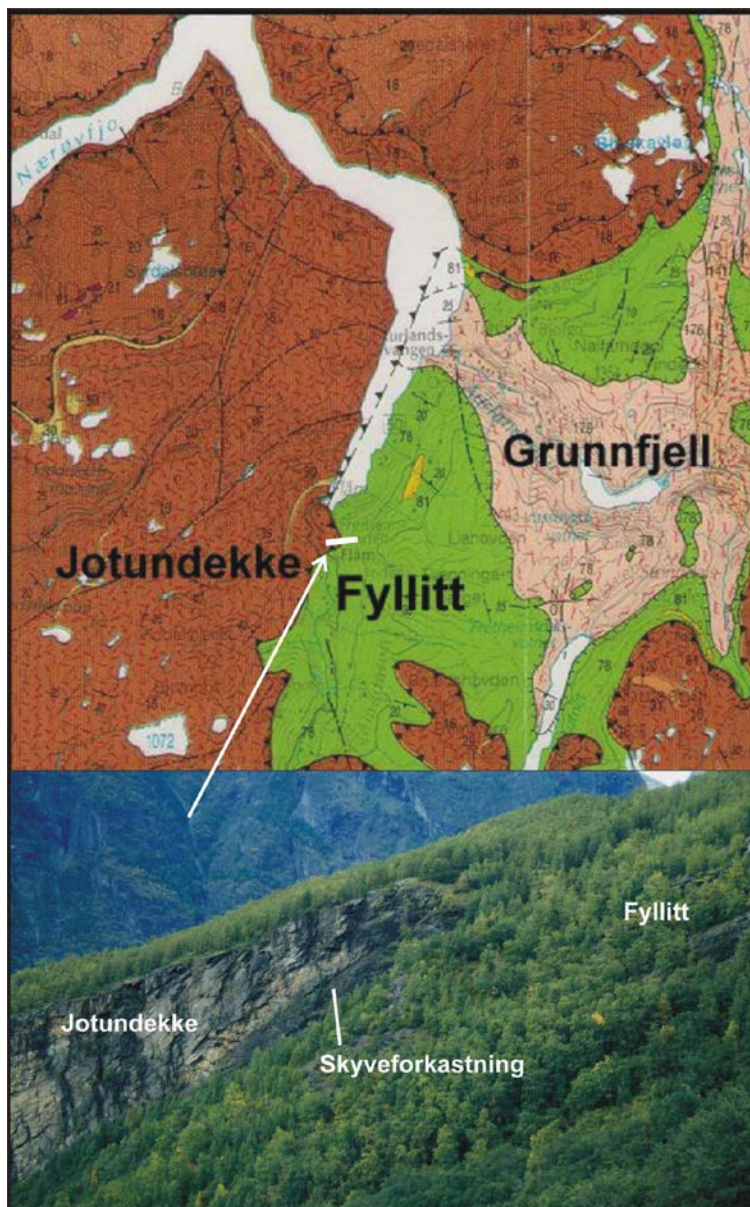


Fig. 2. Utsnitt av berggrunnsgeologisk kart i området Flåmsdalen – Aurland (utdrag fra NGUs berggrunnsgeologiske kart i målestokk 1: 250 000. Bildet viser hvordan skyvedekket ligger over fyllitten ved Åsberget. Dette er eneste stedet på østsida av Flåmsdalen hvor Jotundeckket ligger over og stabiliserer fyllittbergartene.

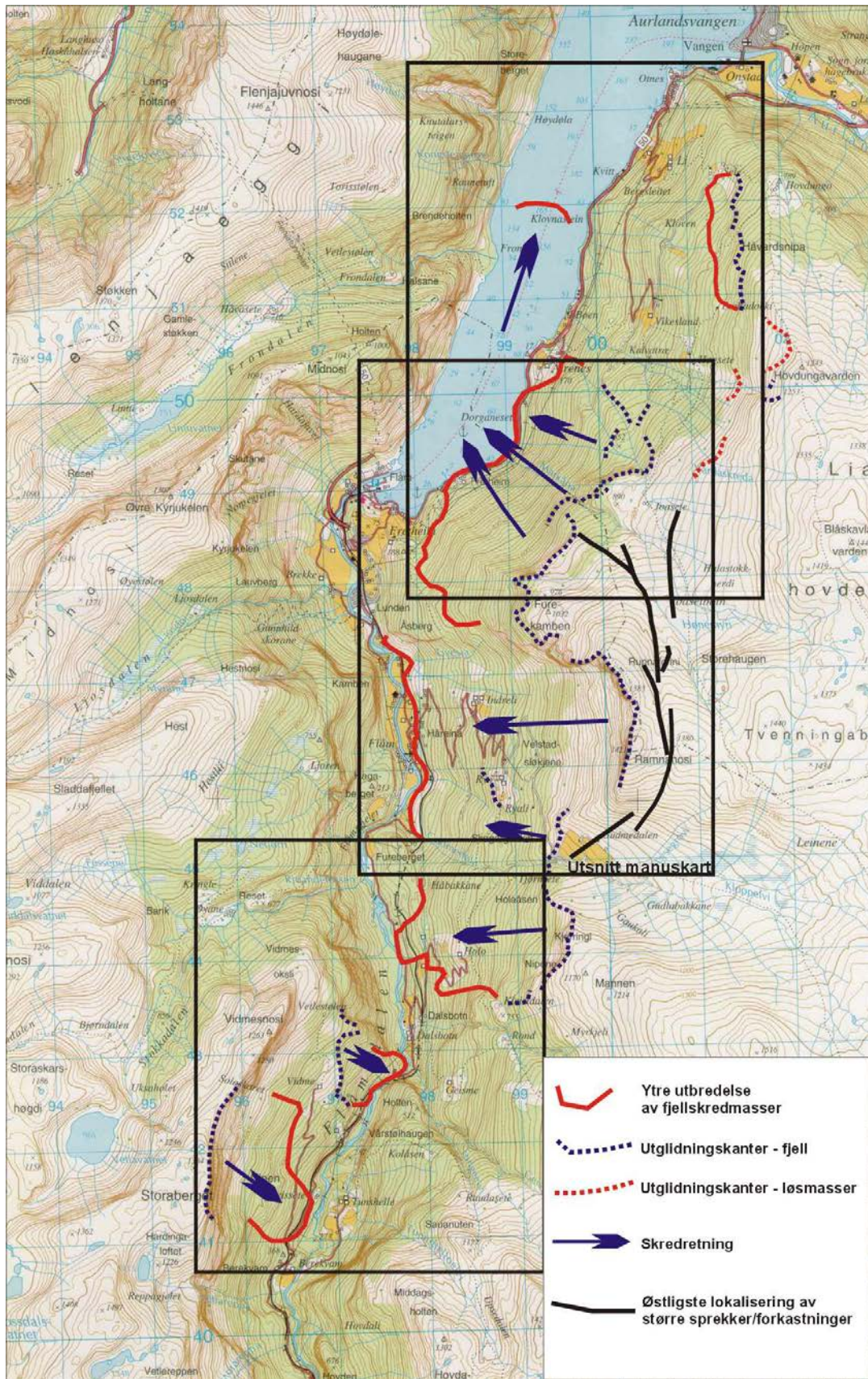


Fig. 3. Oversikt over det undersøkte området i Flåmsdalen og langs Aurlandsfjorden. De største geologiske bruddstrukturene og hovedutbredelse av fjellskredmasser er vist. Boksene angir detaljkart vist i Fig. 4A (øverst), Fig. 4B (midten) og Fig. 4C (nederst).

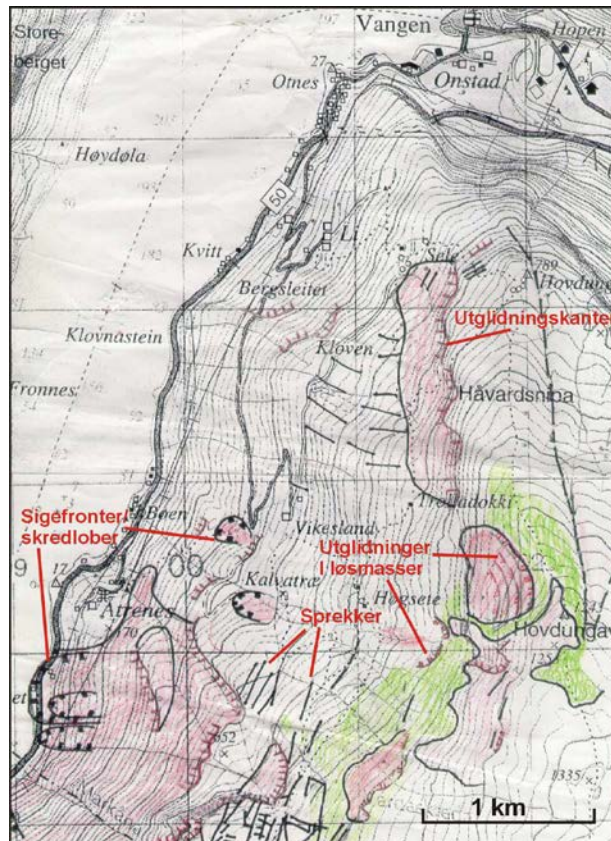


Fig. 4A. Geologisk manuskart fra den nordlige delen av undersøkelsesområdet (se lokalisering i Fig. 3). Rød farge viser hvor det er kartlagt skredmateriale, grøn farge angir morenemateriale.

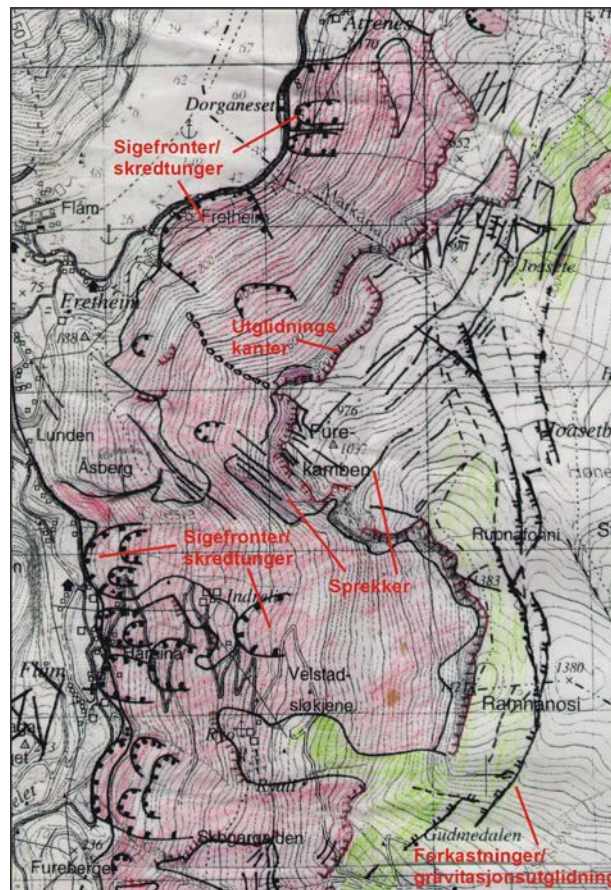


Fig. 4B. Geologisk manuskart mellom Stampa og Fureberget, se lokalisering i Fig. 3. Rød farge viser hvor det er kartlagt skredmateriale, grøn farge angir morenemateriale.

3.2 Deformasjoner fjell og løsmasser

Utglidningsfenomenene i Flåmsdalen og langs Aurlandsfjorden er svært store og kan sees tydelig på satellittbilder (Fig. 1). Den geologiske kartleggingen viser at de fyllittområdene som har vært utsatt for deformasjoner, strekker seg i en sone på over 11 km lengde og 3.5 km bredde langs Flåmsdalen og nesten ut til Aurlandsvngen (Fig. 3).

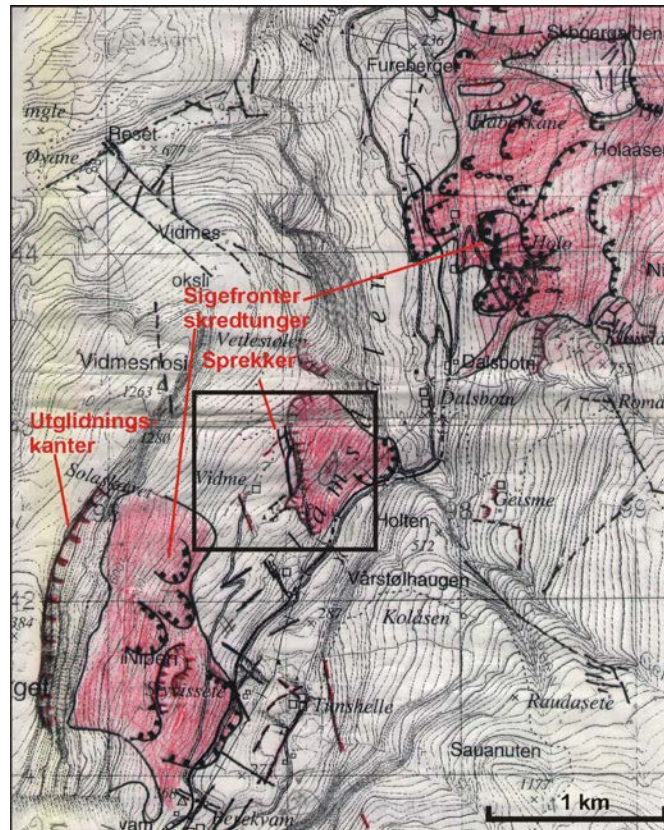


Fig. 4C. Geologisk manuskart fra den sørlige delen av undersøkelsesområdet, se lokalisering i Fig. 3. Firkant viser flybilde i Fig. 21. Rød farge viser hvor det er kartlagt skredmateriale, grønn farge angir morenemateriale.

Den østlige avgrensingen av systemet ligger opp til 1.5 km fra selve dalsida og finnes som en normalforkastning med lokale innsynkningsstrukturer (Fig. 3 og 4B). Den kan følges i en lengde på 4 km, men går over i utglidningsfenomener i fjell og morene i nord der den skjærer ut mot dalsiden. Forkastningen kan følges fra nordsiden av Gudmedalen i NNØ retning der den opptrer som et sprekkparti i nedre deler (Fig. 5A, B). Denne delen er sammensatt av to markerte sprekker med en graben eller innsynkning mellom (Fig. 5B og 6A).

I denne grabenstrukturen er det flere store innsynkningsgroper der morenemassene har kollapset inn i åpne sprekker. Det ble forsøkt med profilering ved bruk av georadar for eventuelt å påvise hvordan disse sprekkene eller forkastningene gikk i undergrunnen, men det viste seg at rekkevidden til radaren var begrenset i denne type løsmasser (Lauritsen m.fl. 2001). Sprekkene kan følges ca. 500 m på skrå oppover dalsiden hvor det deretter opptrer en tverrsprekk eller forkastning der hele den nordlige delen av fjellmassivet har gått ned (Fig. 7).

Denne forkastningen eller sprekkene kan følges et stykke mot øst hvor det kommer en ny forkastning med retning mot NNØ. Denne delen har klart en spranghøyde på 1-2 m (Fig. 5B og 6B), der den vestlige delen av fjellområdet er forkasta ned. Denne strukturen kan følges mer eller mindre sammenhengende nordover mot Joasete (Fig. 3, 4 og 8). Den er avbrutt av flere sideveis forkastninger og sprekker, og særlig i områdene på nordsiden av Ramnanosi

(Fig. 8). Like før Joasetebotn "hopper" forkastningen ca. 250 m mot øst. I denne sideveisforskyvningen opptrer det en markert åpen tverrsprekk (Fig. 9A). Videre mot nord kan forkastningen følges som en forkastning i moreneoverflaten med en spranghøyde på 0,5 til 1 m (Fig. 8). På sørsiden av Ramnanosi og vest for den østligste forkastningen er det også registrert flere åpne sprekker (Fig. 5A). Den er ikke funnet på nordsiden av hovedbekken ned til Joasete, men den naturlige fortsettelsen opptrer som utglidninger i fjell og løsmasser (Fig. 3 og 4A). I området mellom Furekamben og Joasete er det kartlagt flere bueformete sprekk- og forkastningssystemer som svinger ut mot dalsida i retning NNV (Fig. 4B, 8 og 9B og C). Disse strukturene viser at hele fjellmassivet Furekamben har sklidd ned over 2 m.

Vest for den mest markerte forkastningen eller utglidningsstrukturen finnes en uttall sprekker som går på tvers av den NNV-lige hovedsprekken, altså parallelt med dalsiden. Sprekkene er flere steder flere titall meter brede og kan følges i over 2 km. Mange av disse er åpne, ofte med lokale innsynkninger. Disse sprekkesystemene går helt ut til dalsiden, altså ut i områdene ved Stampa. I området ved Furekamben er det også store sprekkesystemer som går på tvers av de dalsideparallele bruddstrukturene (Fig. 4B). I dalsidene som ikke er dekket av skredmasser er det lokalt et stort antall sprekker som lokalt kalles joer. Den geologiske kartleggingen har vist at store deler av fjellmassivet vest for den østlige forkastningen har vært i bevegelse og er sterkt karakterisert av ulike bruddstrukturer. Hvis en rekner med en tykkelse på 300-500 m på utglidningsblokka som har vært i bevegelse mellom Gudmedal og Joasete, vil dette gi et totalt volum på mellom 900 og 1500 mill. m³. Skredene som allerede har gått er ikke medregnet i denne estimeringen.

Markerte bruddstrukturer i form av sprekker i fjell finnes også i fjellsiden ovenfor Holo i sørøst. Disse sprekkene er konsentrert til en stor utglidningsstruktur ved Kleistdalen (Fig. 4C). Det er ikke registrert åpne sprekker på fjellet Mannen i øst. Videre er det også sprekker med lokale innsynkninger øst for Vidme (Fig. 4C) og i følge oppsitter har det vært bevegelser i disse i historisk tid.

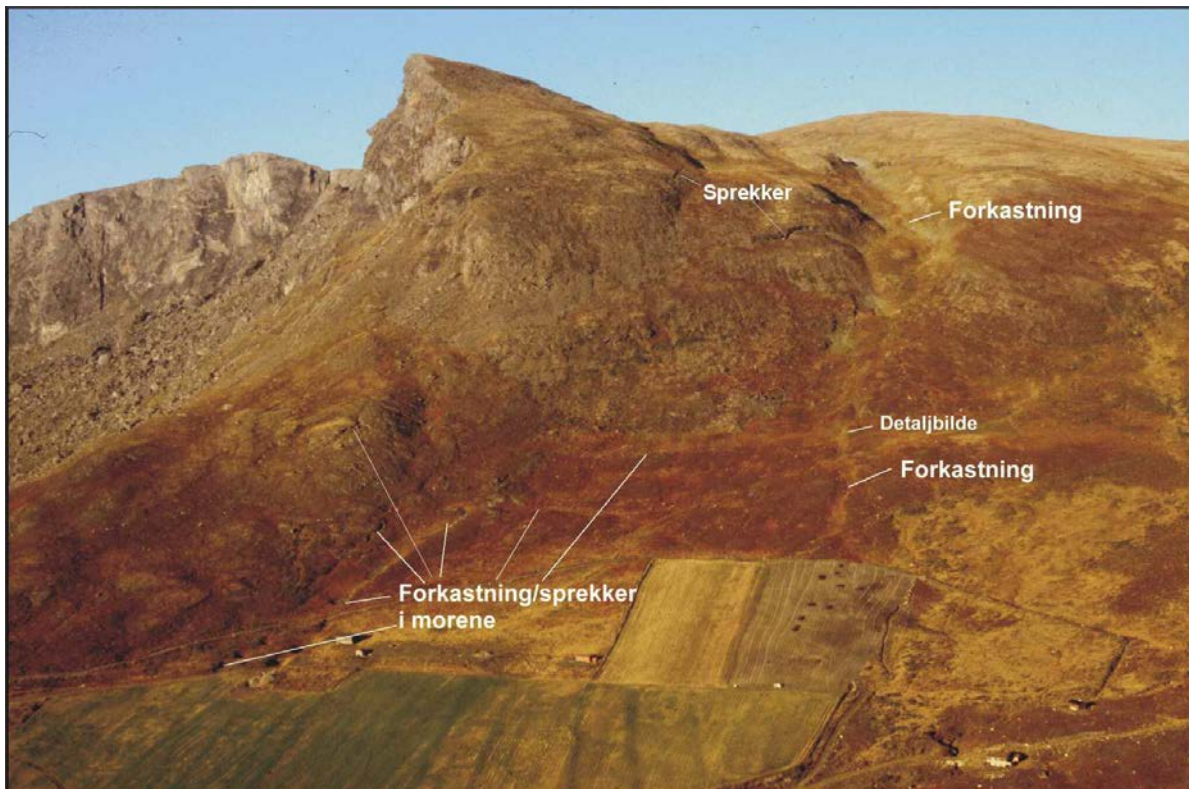


Fig. 5A. Forkastninger eller gravitasjonsforkastninger i Gudmedal. Foto mot nord.

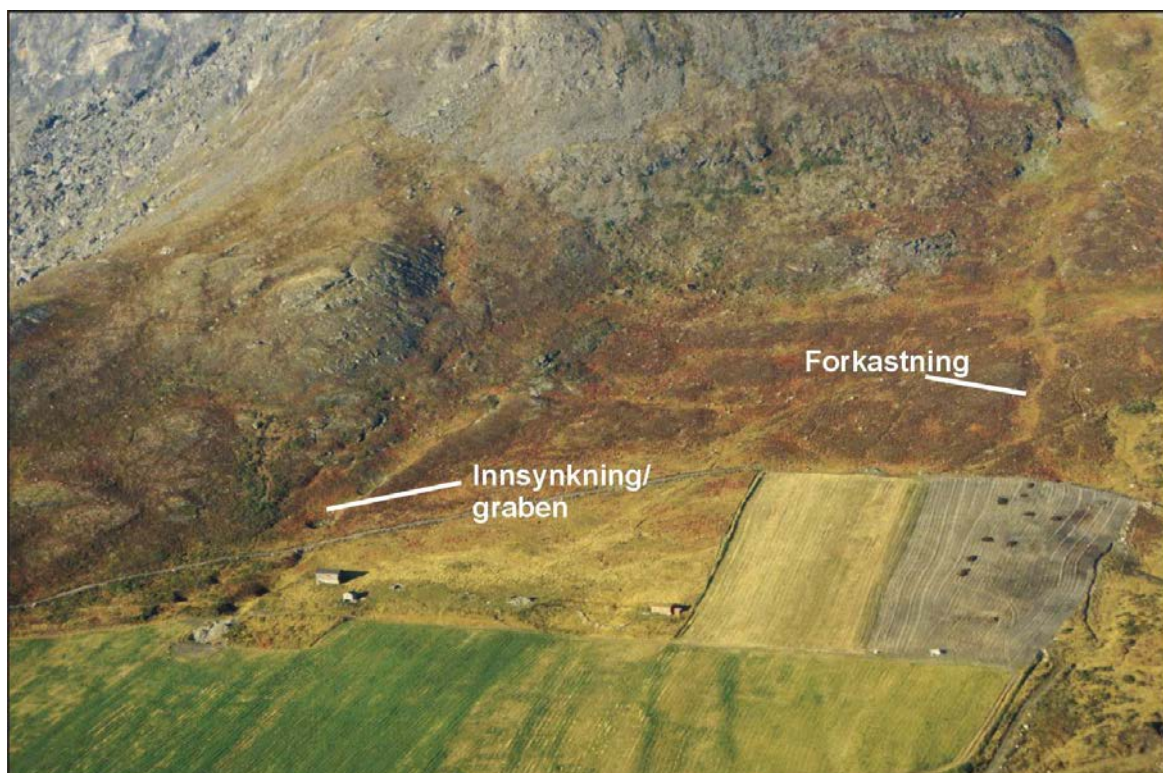


Fig. 5B. Innsynkningsstrukturene og forkastningen i Gudmedal (utsnitt av Fig. 5A). Detalj fra gropene i innsynkningsstrukturen er vist i Fig. 6A, og detalj fra forkastningen er vist i Fig 6B.

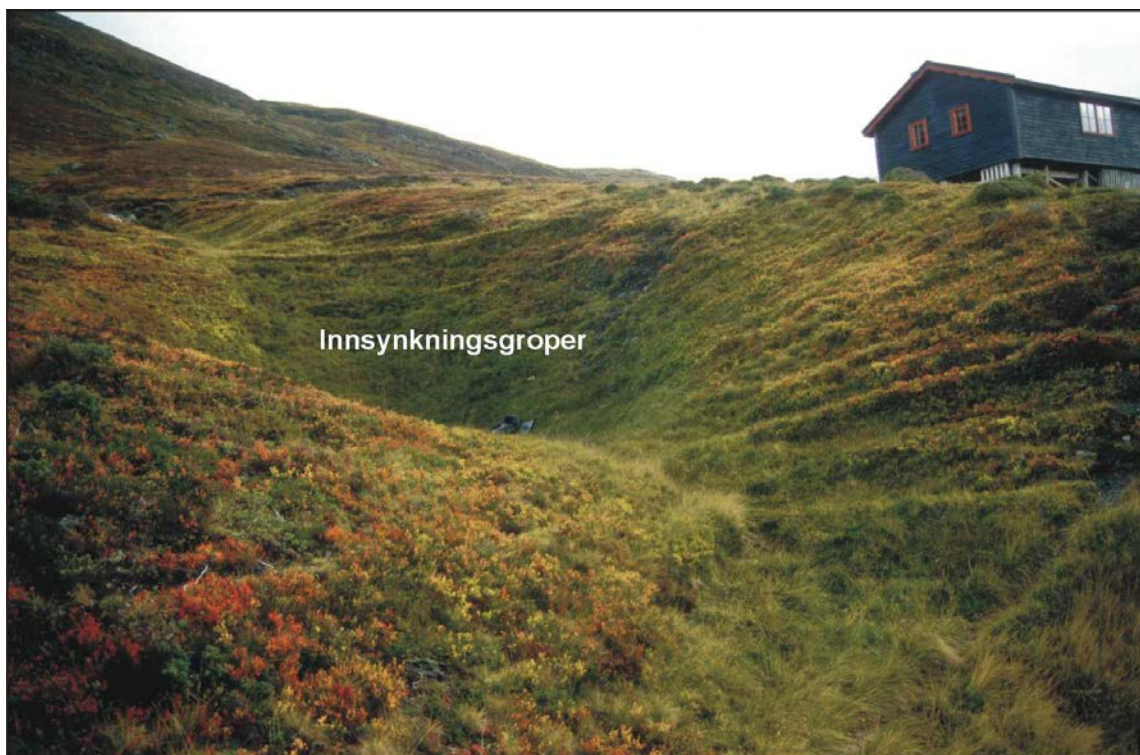


Fig. 6A. Innsynkningsgroper i grabenstrukturen vist i Fig. 5A og B. Gropene er over 5 m dype og viser at morenemasser er kollapsa inn i dype sprekker.



Fig. 6B. Detaljbilde fra forkastningsskrenten vist i Fig. 5A og B. Den er opp i 2 m høy.



Fig. 7. Tverrsprekk mellom grabenstrukturen og forkastningen vist i Fig. 5A og B.

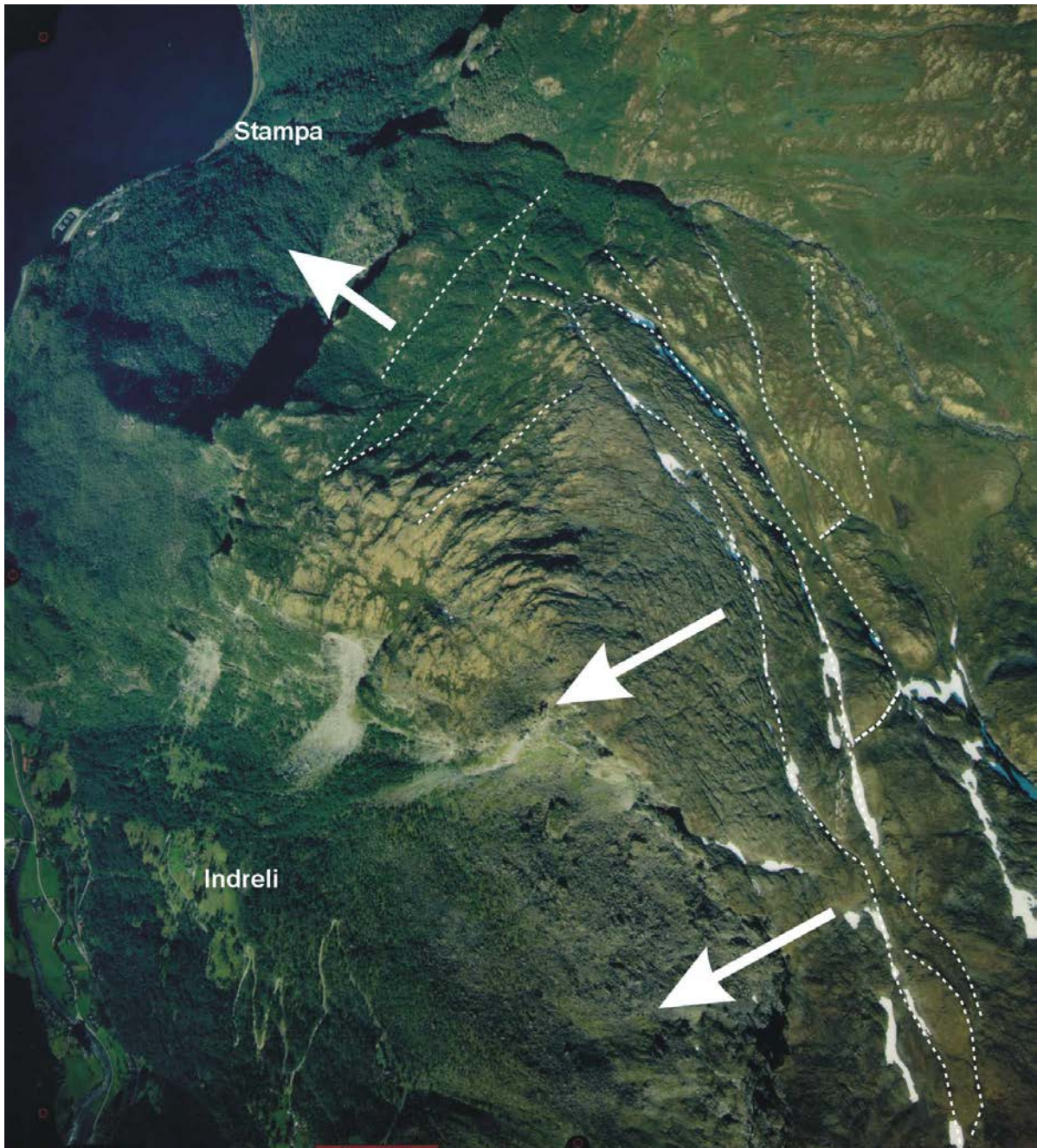


Fig. 8. Utsnitt av flybilde med inntegning av hovedbruddstrukturene i området fra Ramnanosi i sør til Joasete. Strukturene viser relativ bevegelse av hele fjellmassivet henholdsvis mot vest og nord (vist med piler).



Fig. 9A. En tverrsprekk som går i retning vest-øst like sør for Joasetebotn. Den fungerer som et bindeledd mellom hovedsprekkene eller forkastningene.



Fig. 9B. En av de store hovedforkastningene eller sprekkene vest for Joasetebotn. Fjellmassivet til venstre for de stiplede linjene er forkasta ned.



Fig. 9C. En av hovedforkastningene eller hovedsprekken like vest for Joasetebotn. Foto mot sør eller SSØ. Legg merke til den åpne sprekken like til høyre for forkastningen. Fjellmassivet til høyre for forkastningen har gått ned 1-2 m.

3.3 Utglidningskanter og spor etter store fjellskred og sig i løsmasser

Langs hele den østlige dalsida i Flåmsdalen og på østsida av Aurlandsfjorden ut til Otnes er det en serie av utglidningskanter i fjell (Fig. 3 og 4). Størrelsen på disse skulle tyde på at en har hatt mange store skredhendelser i området (Fig. 10). Også øst for Vidme og under Storaberget mellom Berekvam og Vidme er det spor etter store utglidninger.



Fig. 10. Skråbilde mot utglidningskanten sør for Stampa. Legg merke til de store sprekkeområdene oppe på plataet på Furekamben.



Fig. 11. Sigefronter i Flåmsdalen. Legg merke til at de har bratte fronter.

Mellom Dalsbotn og Åsberg i Flåmsdalen er store deler av den østlige dalsiden dekket av skredmasser i form av 100 til 700 m brede tunger eller loper som består av mange store steinblokker opp i 10 m i diameter (Fig. 4B, C og 11). Tungene ligger ofte over hverandre slik at ulike deler av de store tungeformene beveger seg i forhold til hverandre. De har også karakteristiske bratte fronter og med interne utflatninger. Slike avsetninger finner vi også i den østlige dalsiden av Aurlandsfjorden (Fig. 4A). Her ser det imidlertid ut til at en del skredmasser mangler i området langs elva Stampa. Også i den vestlige dalsida mellom Berakvam og Vidme finnes skredtunger av denne typen (Fig. 4C). Tungene er tolket til å være dannet ved sakte sig av eksisterende skredmasser som har vært tilgjengelig i dalsiden. Nærmere beskrivelse og tolking av disse formene blir gitt i kapittel 5.

Mellom Sele og Trolladokki under Håvardsnibba er det kartlagt store fjellskredavsetninger etter kollaps av fyllitt (Fig. 4A og 12). Fallhøyden har vært begrenset og skredene har stoppet opp ganske fort. De er blokkrike med de karakteristiske bratte frontlobene.



Fig. 12. Fjellskred like ovenfor husene på Sele. Legg merke til at fronten av skredene er svært bratt.

Nordvest for Hovdungen er det et stort utglidningsfenomen som omfatter både morene og fjell (Fig. 4A og 13). Utglidningen er karakterisert av en serie radiære glidningsblokker i øvre del med en mer kaotisk front. Utglidningen har foregått i terreng med relativt lave skråningsgradier (16-24°). Det er ikke vanlig å finne utglidninger på slike lave gradier.

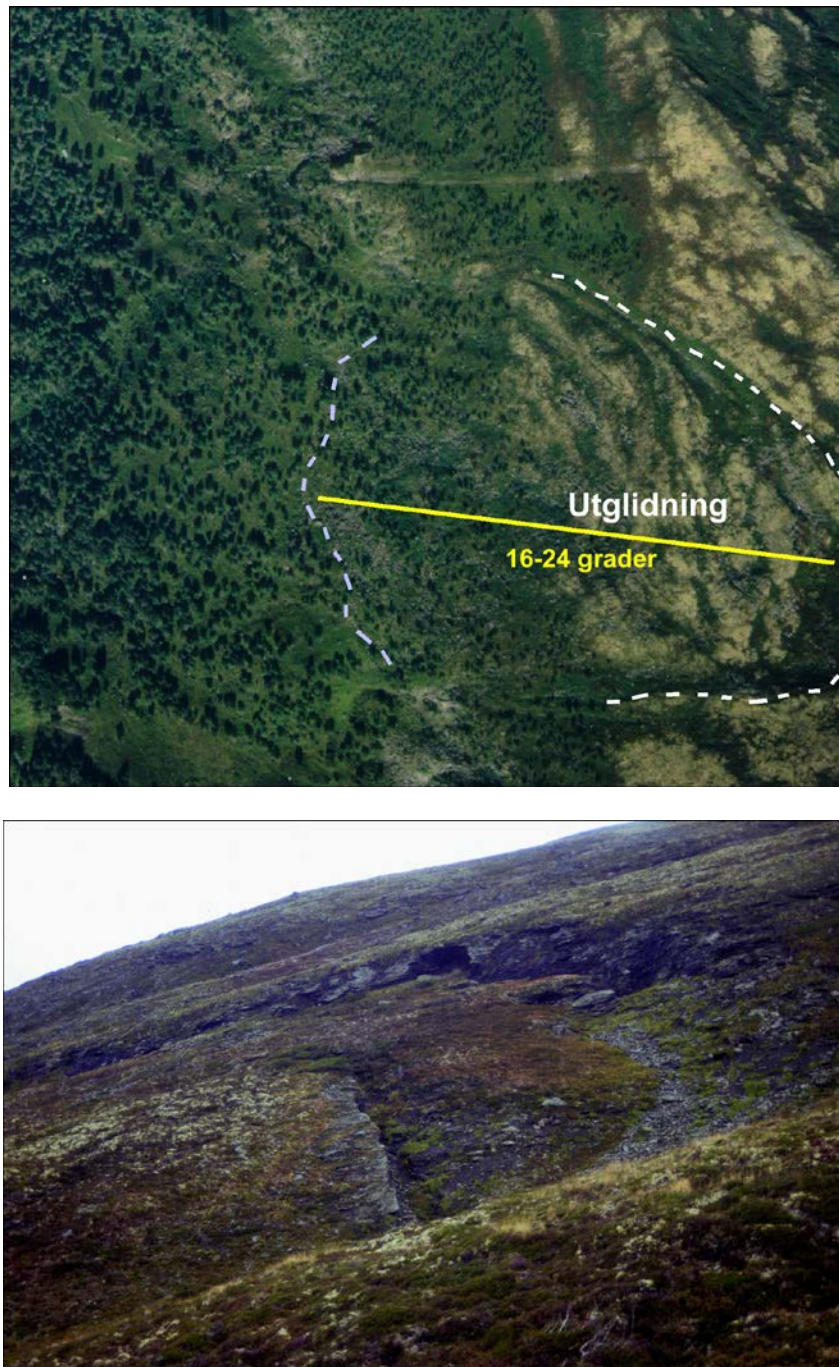


Fig. 13. Utsnitt av flybilde (øverst) som viser det store moreneskredet nordvest for Hovdungen (se kart i Fig. 4A). Nederste bilde viser detalj i øvre deler av utglidningen. Legg merke til flere bueformede utglidningskanter.

4. SKRED I AURLANDSFJORDEN

De batymetriske dataene i Aurlandsfjorden gir et bilde av hovedformene i fjordbassenget mellom Flåm og Otnes (Fig. 14). De store ryggformene som sees på fjordbunnen har vært vanskelig å tolke siden det ikke ser ut til at det er primære former fra store skred fra den østlige dalsiden hvor vi har tydelige spor etter utglidninger i fyllittbergarter. Imidlertid har de

heller ikke noen typisk morfologi som skulle tyde på store skred fra den vestlige fjellsiden. Den foreløpige tolkningen av disse store ryggformene er derfor at det har gått store fjellskred fra den østlige fjellsida og ut på en isbre i slutten av siste istid, og at skredmassene er svakt modifisert av dette. Imidlertid kan det se ut som det er en eller flere yngre skredhendelser som ligger over deler av de store ryggformene (Fig. 14). Disse massene må ha hatt sitt utløp fra området ved Stampa like vest for Joasete.

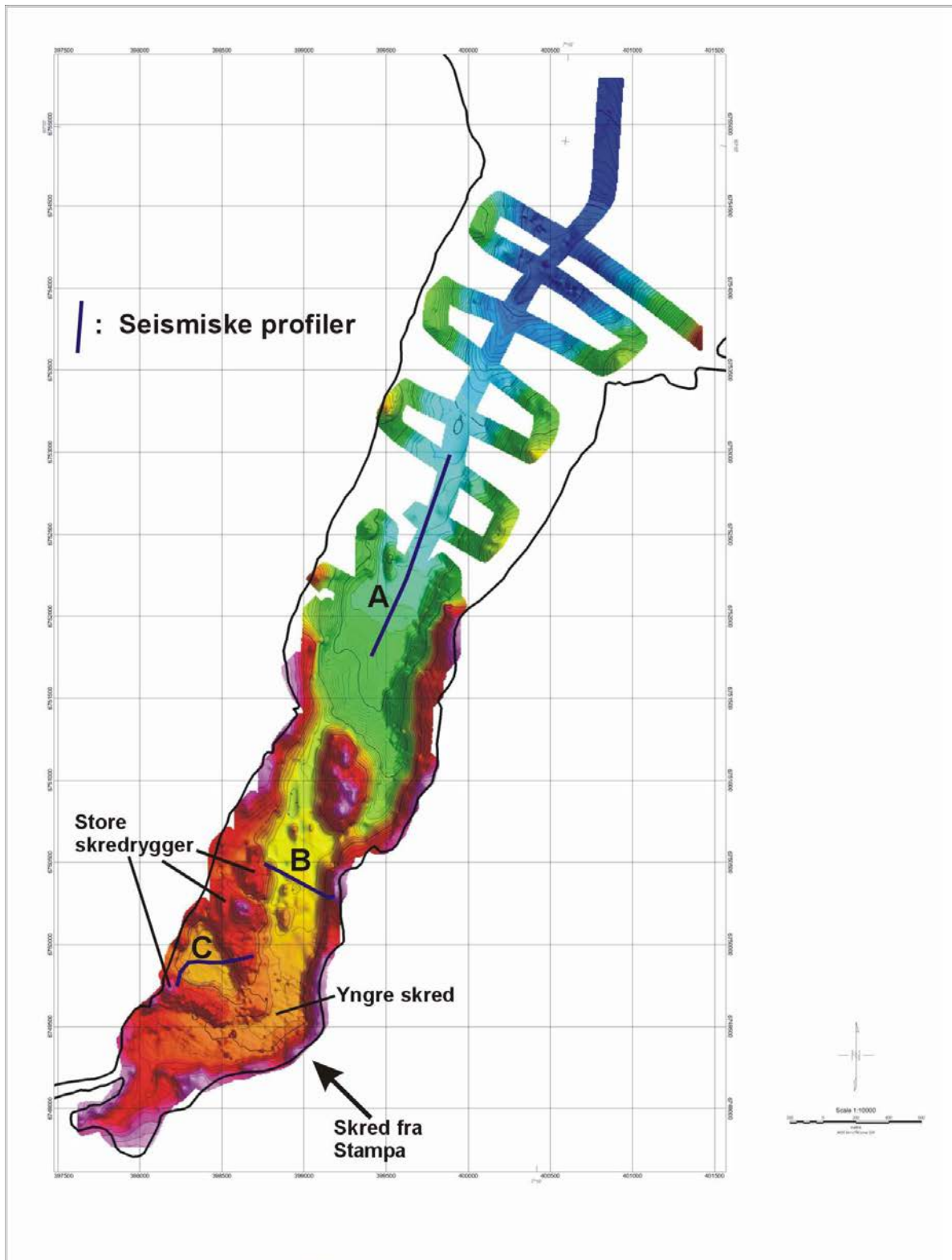


Fig. 14. Batymetriske data fra Aurlandsfjorden samlet inn av NGUs forskningskip Seisma (tett profilering med ekkolodd). Seismiske profiler er vist i Fig. 15.

Det er foretatt en omfattende seismisk profilering i området for å få en oversikt over skredene i fjorden. Spesielt viktig er det å se om det er spor etter flere skred og om det er mulig å si noe om alderen på disse.

De seismiske undersøkelsene viser at store deler av det indre fjordbassenget fra Otrenes er fylt opp av kaotiske avsetninger som er tolket til å være skredmasser. Det er forholdsvis lite sedimenter over disse skredmassene, ofte i størrelsesorden 2-4 m med finkornige lagdelt leire og silt (Fig. 15B og 16). Det er tatt en kjerne av disse sedimentene (Fig. 15B), og en datering i bunn av denne kjernen gav en alder på 2840-2720 år før nåtid. Denne dateringen viser at det underliggende skredet her kan være om lag 3000 år gammelt. I denne delen av fjorden, slik som like utenfor Stampa, er overflaten spesielt kupert, og sedimenter finnes kun i forsenkninger i skredoverflaten. Det finnes imidlertid relativt større sedimentmektigheter i det vestlige bassenget som avgrenses av de to store skredryggene vis a vis Stampa (Fig. 15C og 16), hvor sedimentmektigheten er over 12 m. Dette kan indikere at det er stor forskjell på alderen av de store skredryggene i fjorden og skredavsetningene som ligger i den østlige del av fjorden. Dypere og lenger ute i fjorden kan en observere at det finnes lagdelte sedimenter under skredavsetninger (Fig. 15A). Sedimentmektigheten over skredmassene er i størrelsesorden 5-8 m. Normalt skal sedimentmektigheten avta ut fra sedimentkilden som her i hovedsak er deltaet i Flåm. Siden tykkelsen av sedimenter i en avstand på under 2 km fra deltaområdet er fra 2-4 m og over 5 m i en avstand på over 4 km tyder dette på at det er tale om flere skred i bassenget (Fig. 16). Skredet som ligger lengst ute i fjorden er eldst og kan trolig være det samme som en ser som store rygger i indre fjordområde. Dette stemmer også overens med at tykkelsen av sedimenter i bassenget mellom disse store ryggene er stor (over 12 m). Det finnes dermed ett eller flere yngre skred som dekker store deler av fjorden ut til Otrenes.

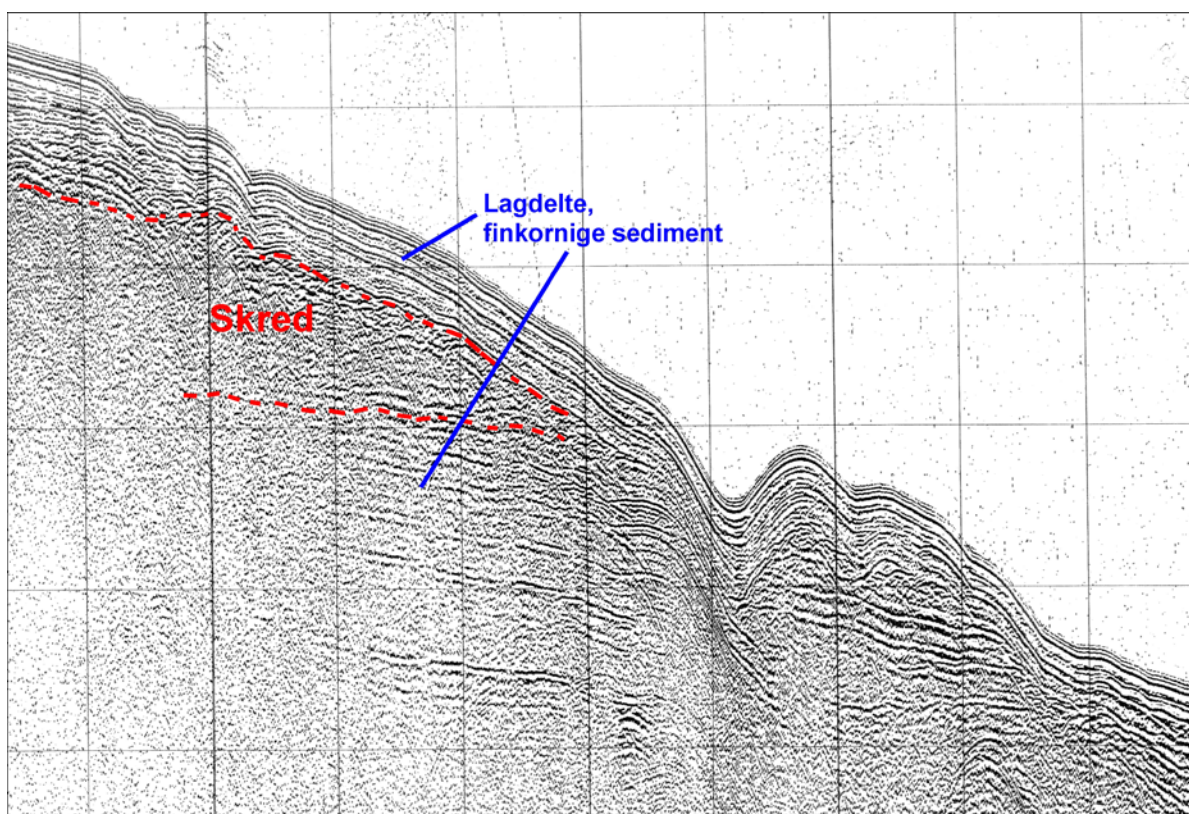


Fig. 15A. Seismisk profil i ytre deler av skredområdet i Aurlandsfjorden. Se profil A i Fig. 14.

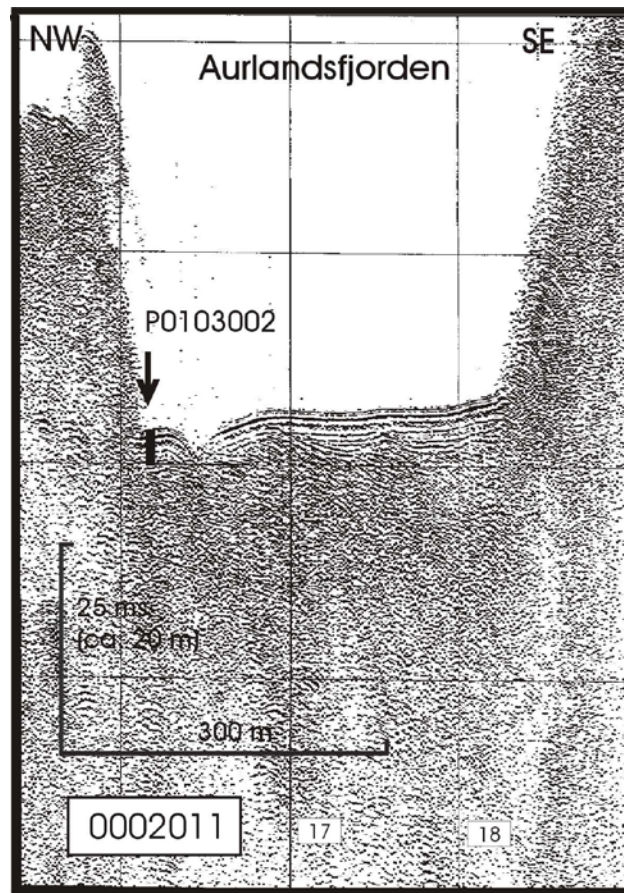


Fig. 15B. Seismisk profil i Aurlandsfjorden utenfor Dorganeset, se profil B i Fig. 14. Lokalisering av en kjerne er vist. En datering i bunn av denne er datert ved bruk av radiokarbonmetoden. Den gav en alder på 2840-2720 kalender år før nåtid.

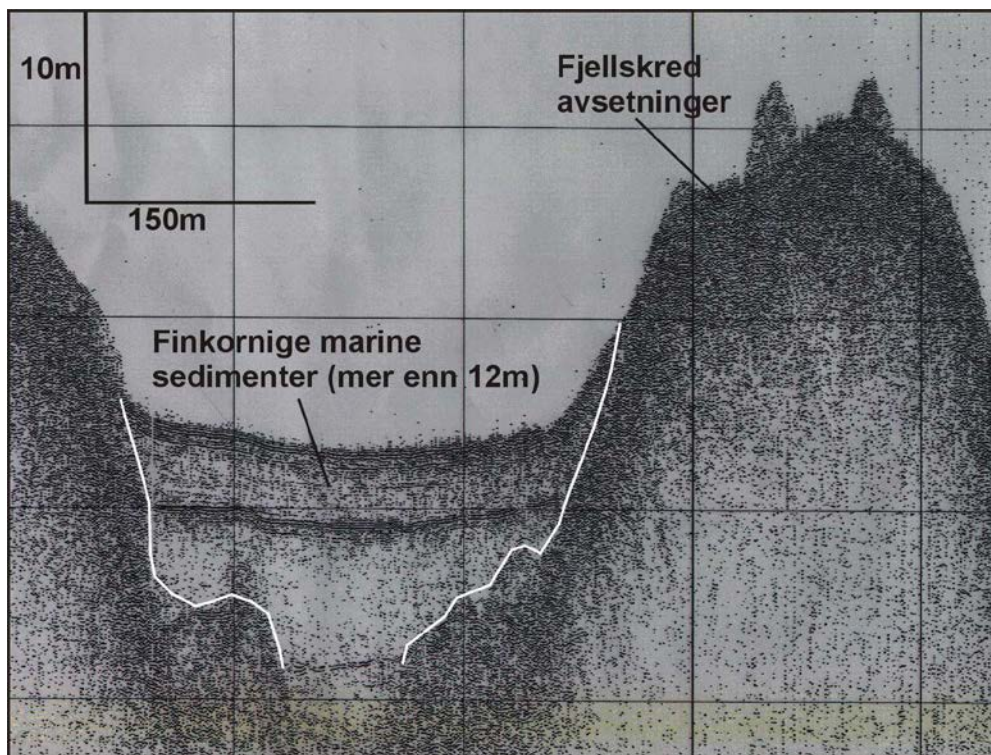


Fig. 15C. Seismisk profil mellom to av de store skredryggene i Aurlandsfjorden, se profil C i Fig. 14.

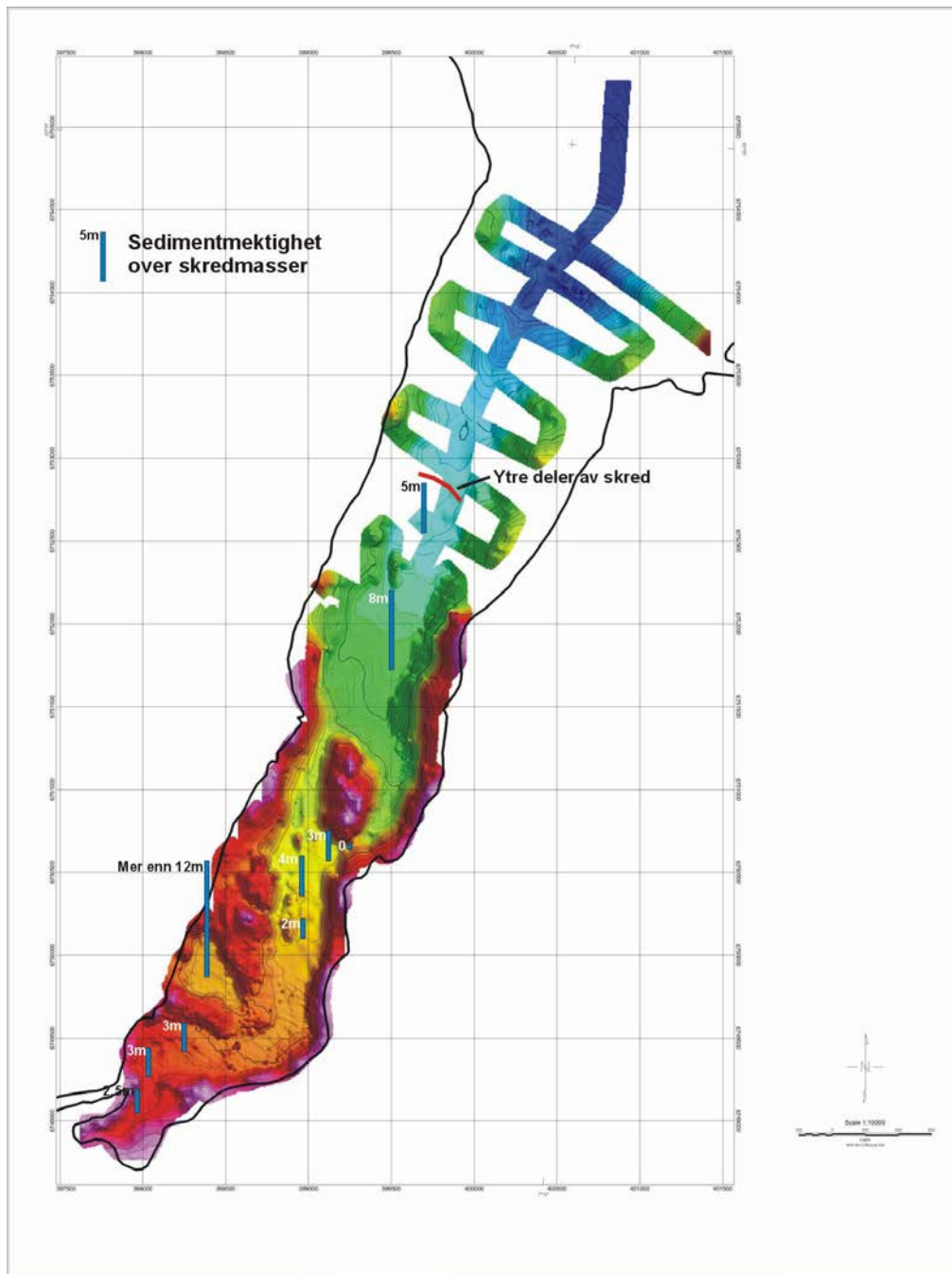


Fig. 16. Batymetriske kart over Aurlandsfjorden med data om sedimentmektigheter over skredmassene i fjorden.

Oppsummering

Både de batymetriske dataene og de seismiske undersøkelsene viser at store deler av Aurlandsfjorden inn mot Flåm er dekket av mektige skredavsetninger. Det ser ut til at det største skredet som dekker hele fjordbotnen i form av store blokkrike rygger har gått helt ut til Klovnasteinen. Formene indikerer at det kan ha ligget en isbre innerst i fjorden på dette tidspunktet, og alderen på dette skredet kan være ca. 9500 år gammelt. Et eller flere yngre skred ligger i området ut fra Stampa, og også dette ser ut til å ha dekket store deler av fjordbunnen, men at rekkevidden nordover er mindre. Det ser ut til at det kan ha stanset i området utenfor Otrenes. Sedimentfordelingen som viser relativt liten mektighet i dette området og en datering på om lag 2800 år før nåtid like over skredmassene viser at skredet er om lag 3000 år gammelt.

5. DETALJUNDERSØKELSER PÅ LAND

Det er foretatt noen detaljundersøkelser i form av detaljert geologisk kartlegging, graving i skredmasser og geofysiske undersøkelser.

5.1 Holo (Graving og geofysikk)

Undersøkelsen ble foretatt i den hensikt å få data på tykkelse og intern geometri av skredavsetningene i området. I det samme området er det også gjort studier av poretrykksendringer (NGI) og sporstoffstudier (IFE). Kartleggingen viser at området er satt sammen av en serie skredtunger (Fig. 4C). Den klart største er avsetningen som gården Holo ligger på. Den består av svært store blokker og har en markert brattkant nedenfor gården.

5.1.1 Geofysikk

Ved Holo er det målt 4 refraksjonsseismiske profiler (S1, S2, S3 og S4) og lokalisering av profilene er vist i Fig. 17. De refraksjonsseismiske målingene ble utført 6.-10. juni 2001 av Einar Dalsegg og Jan Fredrik Tønnesen fra NGU. NGU har tidligere utført georadarmålinger i området (Lauritsen m.fl. 2001). Ved Holo er det også utført noen løsmasseboringer og det er satt ned 3 observasjonsbrønner (Domaas m.fl. 2000).

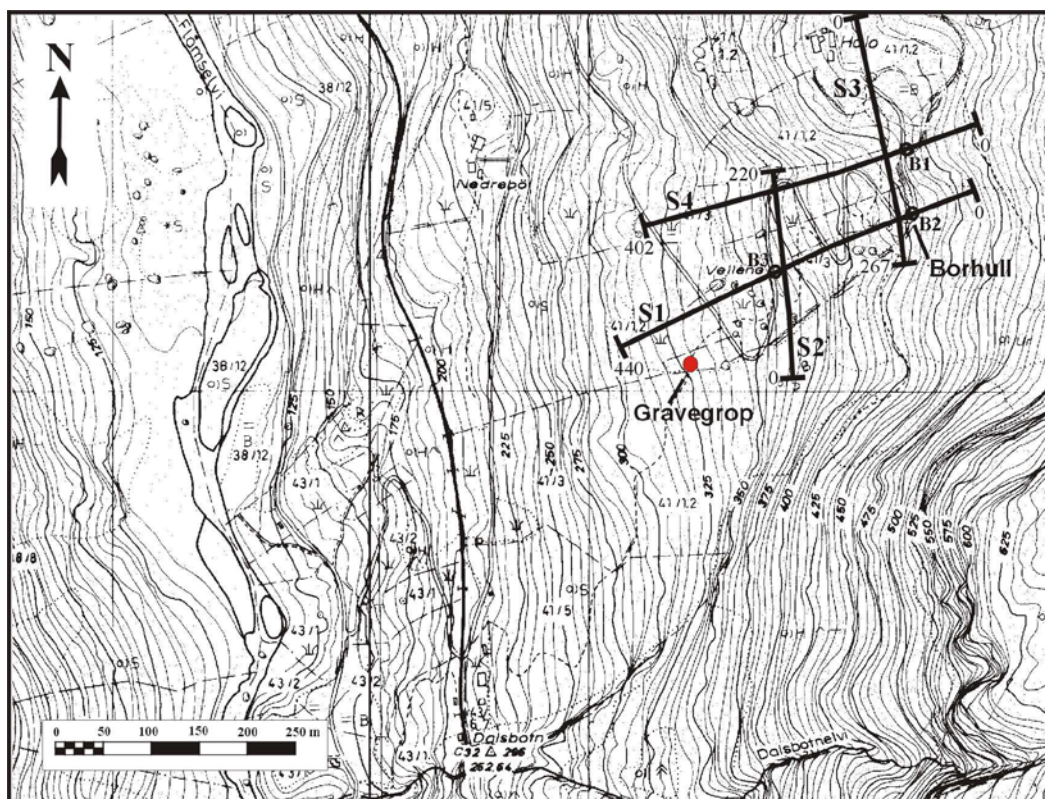


Fig. 17. Lokalisering av refraksjonsseismiske profiler på Holo.

Geofysisk tolkning av de refraksjonsseismiske profilene S1, S2, S3 og S4 ved Holo er vist i Fig. 18. Vertikal akse i tolkningene angir høyde i meter over havnivå. Horisontal posisjon er angitt under profilene. Ved steilt terreng, som langs S1 og S4, vil derfor horisontal posisjon avvike en god del fra lengde langs profilet målt langs terrengoverflaten. Dyp til fjell er beregnet som tykkelsen av løsmassene målt normalt ned på fjelloverflaten. Ved skrånende fjelloverflate vil vertikalt dyp til fjell være noe større.

Det er registrert to hastighetslag i løsmassene. Overflatelaget har seismisk hastighet 450-500 m/s, mens det er registrert hastigheter i området 1700-1900 m/s i underliggende avsetninger. Det regnes at overflatelaget består av forholdsvis løst lagret skreddominert materiale med lavt vanninnhold, mens avsetningene under trolig er vannmettede avsetninger men med noe varierende sammensetning. De kan i alt vesentlig bestå av skredavsatt materiale og da stort sett fjellskreddominerte avsetninger. Det kan likevel ikke utelukkes at en del av avsetningene er morenemateriale, da slike vil kunne opptre med tilsvarende seismisk hastighet. Det har ikke vært mulig å skille ut flere enheter i løsmassene.

Profil S1 (Fig. 18A), som er målt nedover dalskråningen i sørlige del av undersøkelsesområdet, viser at løsmassetykkelsen avtar fra ca. 30 m ved øverenden i øst til ca. 14 m midtveis i profilet (pos. 200) og er mindre enn 8 m videre nedover fra pos. 255 og tynner ut til under 2 m mot vestenden. Tykkelsen av overflatelaget varierer fra under 1 m og opp til 6 m, med gjennomgående størst mektighet i området pos. 80-175 og ved øverenden av profilet, mens laget er tynnere i nedre del fra pos. 255. Fjelloverflaten skråner forholdsvis jevnt nedover mot vest fra vel 425 m o.h. ved øverenden til under 325 m o.h. ved nedenden. Fjelloverflaten faller steilest de øverste 50 m og er slakest i nedre del i området pos. 310-360. Seismisk hastighet i fjell ser stort sett ut til å ligge rundt 5000 m/s, og profilet synes derfor ikke å krysse større svakhetssoner.

Profil S4 (Fig. 18D), som er målt nedover dalskråningen tilnærmet parallelt med og 70 –100 m nord for S1, viser at løsmassetykkelsen her gjennomgående er større og at fjelloverflaten er mer ujevn. Lengst øst (pos. 0-50) er løsmassetykkelsen 45-50 m, den er 25-30 m i området pos. 100-175 og avtar til under 10 m fra pos. 250. Ved pos. 300 ligger fjellet bare rundt 3m dypt og ved nedenden stikker fjellet nær opp i dagen. Mellom pos. 300 og 350 krysser profilet en grop i fjelloverflaten hvor løsmassene er opptil 10 m tykke. Overflatelaget er rundt 10 m tykt de østligste 60 m, mens tykkelsen for øvrig varierer fra 5 til under 1m, med de minste verdiene ved pos. 200 og 300. Seismisk hastighet i underliggende løsmasser ser ut til å ligge rundt 1700 m/s i østlige del, mens den er på rundt 1900 m/s lenger nede i skråningen. Dette indikerer at det i laget er variasjoner i sammensetning og pakningsgrad langs profilet. Fjelloverflaten skråner noe ujevnt nedover fra 425 m o.h. ved østenden til ca. 318 m o.h. vel 30 m fra vestenden, men kommer opp til rundt 321 m o.h. ved enden. Seismisk hastighet i fjell ser stort sett ut til å ligge rundt 5000 m/s, og profilet synes derfor ikke å krysse større svakhetssoner.

Profil S2 (Fig. 18B) er et tverrprofil som krysser S1 og S4 nedenfor midten av profilene. Løsmassetykkelsen varierer mellom 6 og 8 m de sørligste 80 m og øker mot nord til 15-16 m i området pos. 150-205. Overflatelaget er fra vel 3 til under 1 m tykt. I løsmassene under er seismisk hastighet rundt 1900 m/s, noe som tyder på forholdsvis kompakt materiale. Fjelloverflaten er beregnet å ligge 356-360 m o.h. og ligger lavest ved midten av profilet. Seismisk hastighet i fjell synes å være lavere enn i de kryssende profilene med verdier på 4400 m/s i nordlige del og nede i 4000 m/s i sørlige del (sør for de kryssende profilene). Dette kan tyde på at fjellgrunnen er mer oppsprukket på tvers av denne profilretningen.

Profil S3 (Fig. 18C) er også et tverrprofil til S1 og S4, men krysser disse lenger oppe i dalsiden, dvs. i et terrengnivå ca. 50 m høyere enn i S3. Langs sørlige halvdel av S3 er løsmassetykkelsen 15-25m, med størst tykkelse i nord (pos. 130) og de tynneste avsetningene ved sørenden av profilet (pos. 267). Oppover ryggformen i nord øker løsmassetykkelsen til rundt 40 m 50-60 m fra nordenden av profilet og er ca. 35 m i nordligste del av profilet like bak bebyggelsen på Holo. De nordligste 80 m av profilet varierer tykkelsen av overflatelaget i området 12-17 m og viser at ryggformen der har en ganske tykk sone av forholdsvis godt

drenerte skredavsetninger. Mot sør avtar lagtykkelsen til under 2 m (pos. 160-180) og er 4-6 m i sørligste del fra pos. 200. I løsmassene under er seismisk hastighet beregnet til 1850 m/s og indikerer forholdsvis kompakt og sannsynligvis vannmettet materiale. Fjelloverflaten er beregnet å ligge i nivå rundt 400 m o.h. i området pos.150-220. Mot sørenden og likeså mot nord til pos. 60 stiger fjellet til rundt 406 m o.h., mens det lengst nord når opp til 415 m o.h. (pos. 0-20). Seismisk hastighet i fjell er noe usikkert bestemt til 4200 m/s i nordlige og sentrale deler av profilet, men ser ut til bare å være på rundt 3500 m/s i sørligste del fra pos. 220. Som i S2 tyder dette på til dels betydelig oppsprekking/svakhetssoner på tvers av profilretningen.

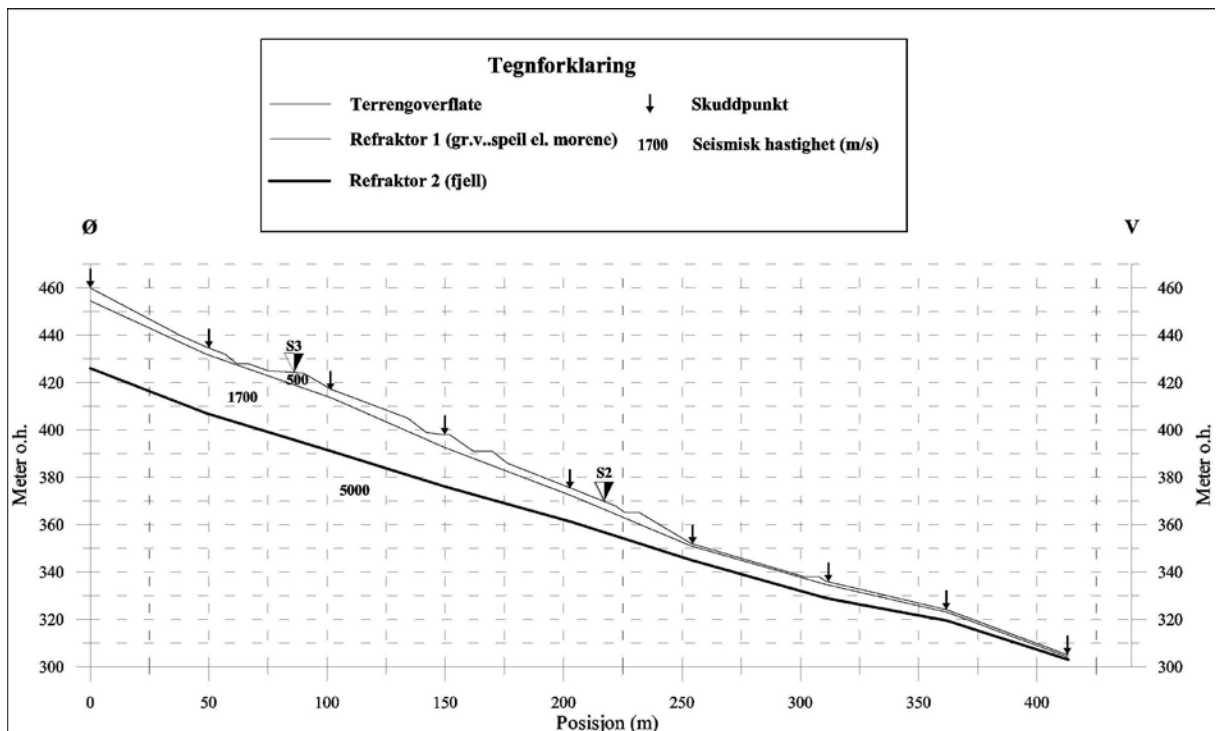


Fig. 18A. Refraksjonsseismisk profil S1 fra Holo.

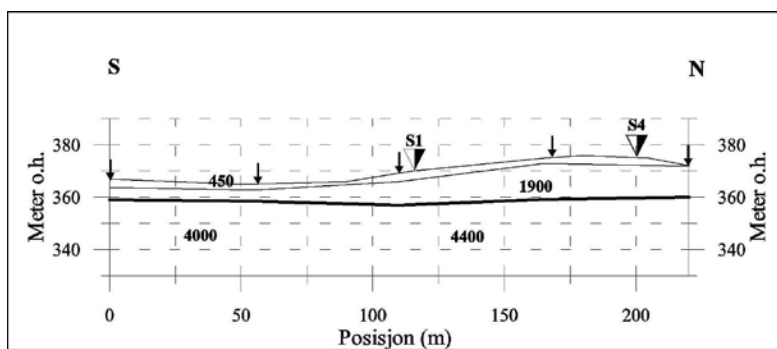


Fig. 18B. Refraksjonsseismisk profil S2 fra Holo.

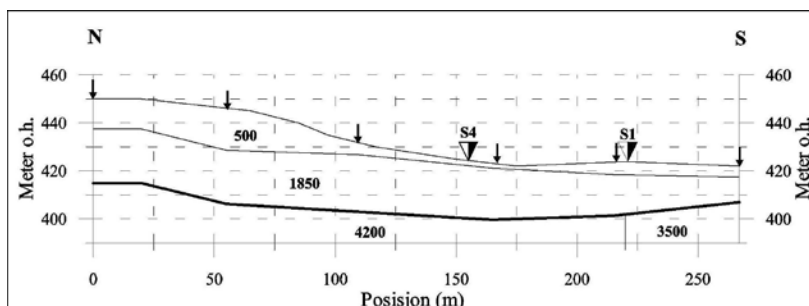


Fig. 18C. Refraksjonsseismisk profil S3 fra Holo.

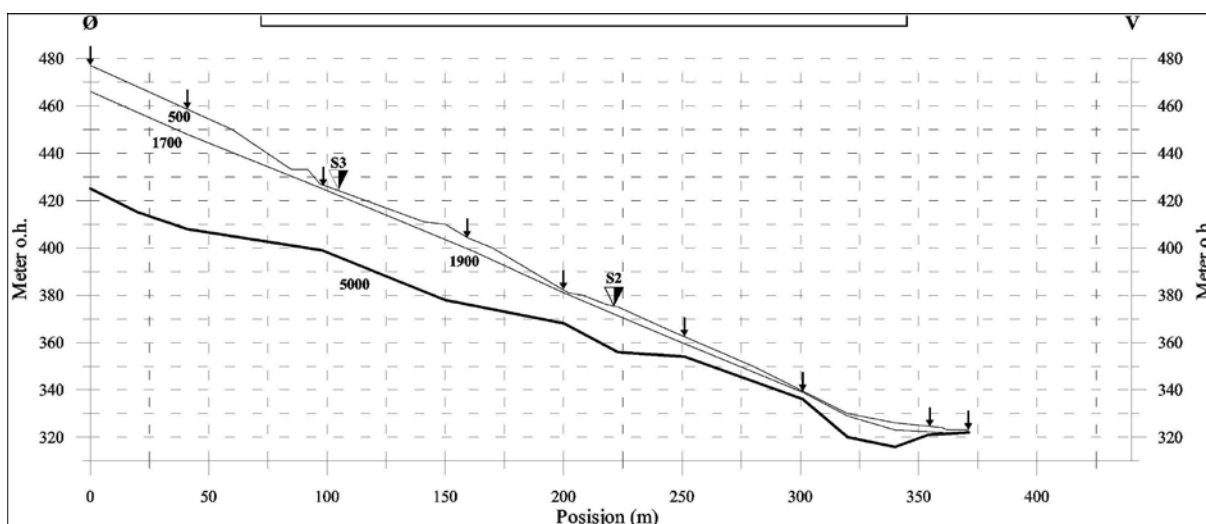


Fig. 18D. Refraksjonsseismisk profil S4 fra Holo.

Oppsummering

De refraksjonsseismiske profilene ved Holo viser at løsmassetykkelsen er 30-50 m øverst i dalskråningen, men at avsetningene tynner ut nedover mot vest med fjell i dagen i nedkant måleområdet. Også under ryggformen i nord, hvor gårdsbygningene er lokalisert, er løsmassetykkelsen stor og er beregnet å ligge rundt 35 m. Det er registrert to hastighetslag i løsmassene. Overflatelaget har seismisk hastighet 450-500 m/s, mens hastigheten i det underliggende laget er 1700-1900 m/s. Det regnes at overflatelaget består av forholdsvis løst lagret fjellskredavsetninger, mens underliggende materiale regnes å være vannmettet og består trolig av mer kompakte skredavsetninger. Det kan imidlertid ikke utelukkes at deler av det nedre laget kan bestå av moreneavsetninger. Tykkelsen av overflatelaget varierer stort sett fra 1 og opp til 6 m, men når opp mot 10 m nordøst i skråningen. Under ryggformen i nord er overflatelaget hele 12-17 m tykt. Seismisk hastighet i fjell langs profilene nedover dalskråningen ligger rundt 5000 m/s, noe som indikerer at profilene ikke krysser markerte svakhetssoner. Seismisk hastighet i fjell målt langs profilene langsetter dalsiden er betydelig lavere, noe som indikerer betydelig oppsprekking/svakhetssoner på tvers av profilretningen.

5.1.2 Sammenligning av de geofysiske metodene

To borpunkter (B2 og B3) lokalisert langs seismikkprofilen S1 viser at det er meget god overensstemmelse mellom metodene når det gjelder dyp til fjell. I det øverste borpunktet (B2) er det funnet antatt overgang skredmateriale/morene på rundt 11 m dyp. Materialgrenser i løsmassene under grunnvannsnivå har ikke vært mulig å registrere med seismikken. Borpunkt B1 lokalisert i øvre del av seismikkprofil S4 viser dårlig overensstemmelse med seismikken, da boringen indikerer fjell på 14 m dyp, mens seismikken viser rundt det dobbelte. Det er mest sannsynlig at boringen er avsluttet i en stor blokk. En annen mulig

men mindre sannsynlig forklaring er at det opptrer lag med "tørt" materiale under beregnet grunnvannsnivå i seismikkprofilen.

Georadarmålingene fra oktober 2000 (Lauritsen m.fl. 2001) hadde begrenset dybderekkevidde og gjennomgående et kaotisk refleksjonsmønster, men det ble indikert flere interne reflektorer som er tolket som laggrensener eller skjærsoner i skredmassene. I øvre del av området ved Holo, og også ved lokaliteten Heimdal, viser seismikken at fjelloverflaten ligger dypere enn dybderekkevidden for georadaren. I nederste del på Holo ligger fjellet grunt, og det kan se ut som det er best samsvar mellom metodene dersom fjelloverflaten tilsvarer reflektor tolket som moreneoverflate i georadarmålingene. Reflektor tolket som fjelloverflate må da være en intern reflektor i fjellgrunnen. I øvre del av Holo er det i sørlige del (mellom S1 og S4) godt samsvar mellom indikerte grunnvannsnivåer for de to metodene.

Elektriske motstandsmålinger utført i juni 2001 langs et 125 m langt profil, er lokalisert nær parallelt med seismikkprofil S3 i området ca. pos. 110-240. Målingene tyder på at det er best ledningsevne i nedre del sentralt i profilet og i en vertikal sone ca. 50 m fra nordenden. Sonen ser ut til å være sammenfallende med markert skjærsonen kartlagt i overflaten. Områdene med lav motstand er tolket å være vannrike, men motstandsverdiene kan også skyldes materiale med høyt finstoffinnhold. I et 30-40 m langt område sørover fra skjærsonen er det indikert en 10-15 m tykk sone fra 1-3 m dyp under overflaten med meget høy elektrisk motstand. En tolkning av en slik struktur skulle tilsi åpne og tørre masser eller massivt materiale med lavt porevolum (kjempeblokk). Det kan ikke sees noen tilsvarende inhomogeniteter i det refraksjonsseismiske profilet. I en sonderboring sentralt i dette området er det heller ikke registrert spesielle forhold ned til 8 m dyp under overflaten.

5.1.3 Graving

Det er foretatt gravinger i skredmassene for å se om en kunne se flere skredhendelser og om det var mulig å datere enkelthendelser. En graving ble foretatt like ovenfor gården Holo, og her ble det funnet uensartede skredmasser ned til 7 m uten at en kom til bunns (Fig. 19A). Dette viser at gården Holo ligger på svært mektige skredavsetninger.

Det ble også foretatt en graving nedenfor Holo (se lokalisering i Fig. 17). Den viste at det har gått minst to jordskred i dette området. Det ligger et gammelt jordsmonn under det øverste skredet, noe som viser at dette ikke er knyttet til isavsmeltingen (se Fig. 19B). Gravegropen og morfologien viser også at dette er tale om hurtige jordskred og ikke sig.



Fig. 19A. Fra gravingen like ovenfor Holo.

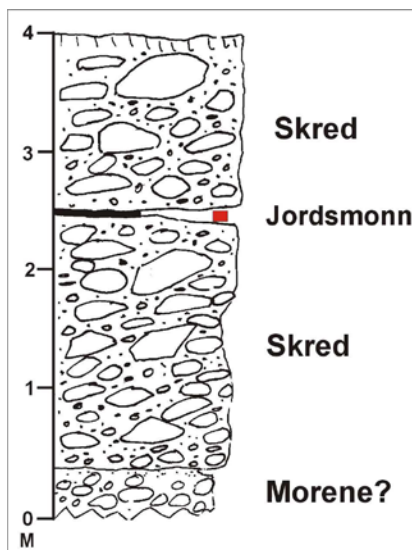


Fig. 19B. Gravegrop i skredmasser nedenfor Holo.

5.2 Heimdal

I området ved Heimdal er det også store markerte loper med markerte brattkanter og mindre utflateringer (Fig. 4B). Kartleggingen viser at de ligger over elveterrasser som ligger ca. 20-25 moh. Dette viser at de er kommet på plass da havet sto en stykke lavere. Sammenligner en dette med landhevingsdata indikerer dette at de store skredtungene som ligger ned i Flåmsdalen i dette området er yngre enn 4000 år.

Det er målt et refraksjonsseismisk profil ved Heimdal (S5). Lokalisering av profilet er vist i Fig. 20A. Geofysisk tolkning er vist i Fig. 20B. Det er med sikkerhet registrert to hastighetslag i løsmassene. I overflatelaget er det indikert hastighetsvariasjoner i området 340-600 m/s, noe som tyder på inhomogene men godt drenerte (tørre) skredavsetninger. Høyest hastighet er registrert fra rundt midten og et stykke sørover. I underliggende løsmasser er seismisk hastighet beregnet å ligge rundt 1650 m/s langs sørlige halvdel av profilet og 1850 m/s i nordlige del. Dette tyder også på at løsmassene har en del variasjon i sammensetning, men består antageligvis av vannmettede skredavsetninger. Seismisk hastighet i underliggende materiale, i det som her er antatt å være fjell, er gjennomgående

beregnet å ligge på rundt 2500 m/s. Denne meget lave verdien viser at fjellgrunnen da må regnes å bestå av meget oppsprukket og/eller oppfliset fyllitt.

Dersom det antas at nederste laghastighet er fjell, vil løsmassetykkelsen stort sett variere mellom 10 og 15 m, men er beregnet til 15-20 m i området pos. 150-205. Tykkelsen av overflatelaget varierer fra under 2 og opp til 7 m. Den er minst rundt pos. 170 og størst rundt midten (pos. 80-140) og lengst sør (pos. 195-220). Fjelloverflaten er ujevn og nivået varierer mellom 71 og 81 m o.h. Den ligger lavest ved nordenden og i sør ved pos. 175-195, og høyest rundt pos. 90 og sørover til pos. 130.

Det er imidlertid ikke utelukket at kompakte skredavsetninger eller moreneavsetninger også kan gi seismiske hastigheter opp mot 2500 m/s. Dersom alle de registrerte hastighetene er fra løsmasser og virkelig seismisk hastighet for fjell er større enn 4000 m/s, må fjelloverflaten gjennomgående ligge mer enn 60 m under terrengnivå.

Oppsummering

Det refraksjonsseismiske profilet ved Heimdal indikerer at løsmassetykkelsen varierer mellom 10 og 20 m. Også ved denne lokaliteten er det registrert to hastighetslag i antatte skredavsetninger. Seismisk hastighet i overflatelaget varierer i området 340-600 m/s mens tykkelsen er fra under 2 og opp til 7 m. I underliggende løsmasser er hastigheten rundt 1650 m/s i sørlige del og 1850 m/s i nordlige del. Seismisk hastighet i det som er antatt å være fjell er beregnet å ligge på rundt 2500 m/s. Fjellgrunnen må da regnes å bestå av meget oppsprukket og/eller oppfliset fyllitt. Det er mulig at kompakte skredavsetninger eller moreneavsetninger kan gi tilsvarende seismiske hastigheter. Dersom virkelig hastighet i fjellgrunnen er som ved Holo, må fjelloverflaten ligge dypere enn 60 m under terrengnivå.

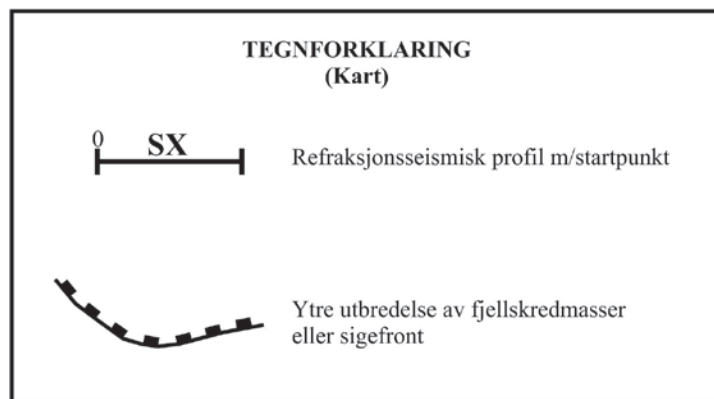
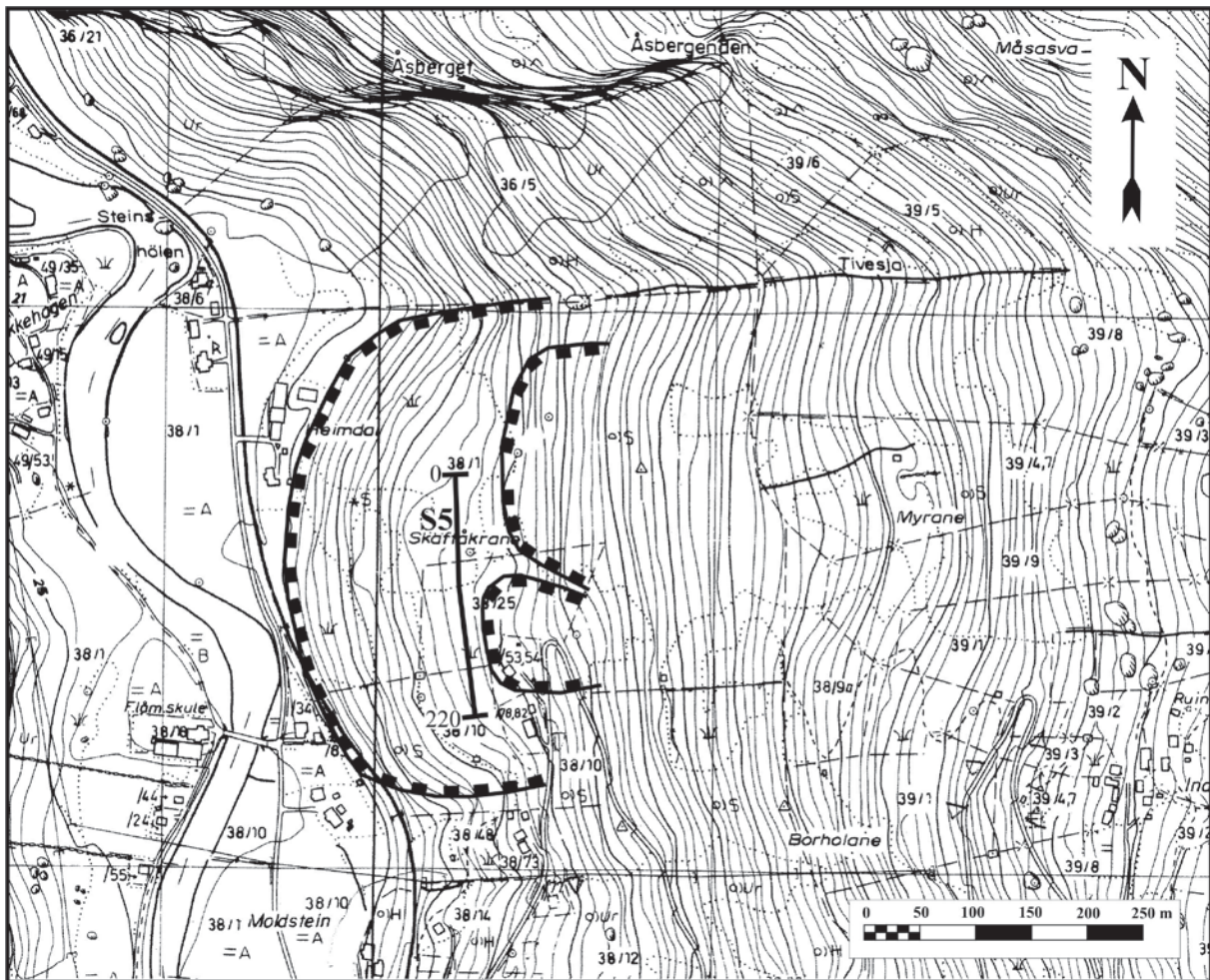


Fig. 20A. Lokalisering av refraksjonsseismisk profil ved Heimdal

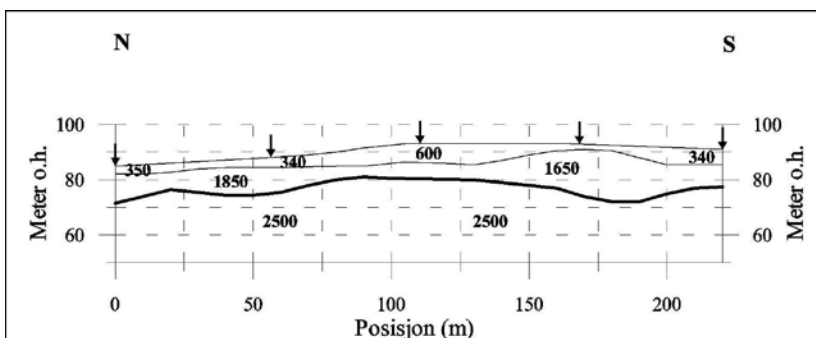


Fig. 20B. Refraksjonsseismisk profil S5 ved Heimdal.

5.3 Stampa, vest for Joasete

Det er gjort en grov kartlegging av løsmasseforholdene i dette området siden dette kan ha stor betydning for volumet til potensielle nye skred som kan gå ut i fjorden og lage store flodbølger (Fig. 4B). Også i dette området finner en store lobefronter som er tolket til å være dannet ved sig. Imidlertid er det lite løsmasser i området ved elva Stampa. Dette er det området som vi antar det yngste skredet i fjorden har kommet fra. Grunnen til at det er lite skredmasser i dette området er derfor tolket som å være på grunn av at et stort fjellskred har tatt massene med seg ut i fjorden. I områdene nord og sør for dette er det sigprosesser som dominerer (se også diskusjon i kapittel 7 og 8).

5.4 Vidme

Den store skrenten i fjell nedenfor Vidme er tolket til å være en eldre utglidningskant (Fig. 4C og 21). Like ovenfor skrenten går det en tydelig struktur parallelt skrenten i nordlig retning (Fig. 21, 22 og 23). Dette er klart en sprekk eller en gravitasjonsforkastning. Det er mulig at brattkanten på 2-3 m representerer en utglidning (Fig. 22). Det er flere innsynkningsgroper langs denne kanten, noe som er typisk for sprekker som er i bevegelse. Løsmasser har kollapsa ned i disse gropene, og oppsitterne på gården mener det har vært unge bevegelser eller endringer i terrenget i dette området. Sprekken avgrenser et område som er 50 m bredt og over 200 m langt. Regner en med en vertikal tykkelse på 50 til 100 m vil dette representere et volum på 0,5-1 mill m^3 .

Området bør kartlegges i mer detalj for å eventuelt dokumentere glideplan i nedre deler og det bør vurderes overvåkingstiltak for å følge med i eventuelle bevegelser.



Fig. 21. Utsnitt av flybilde fra Vidme som viser lokalisering av en åpen sprekk som trolig er i bevegelse.



Fig. 22A. Utglidningen eller sprekken nedenfor Vidme. Foto mot sør, mot Berekvam.



Fig. 22B. Utglidningen eller sprekken nedenfor Vidme. Foto mot nord. Legg merke til innsynkningsgrop.



Fig. 22C. Innsynkningsgroper langs sprekken ved Vidme. Foto mot sør, mot Berekvam.



Fig. 23. Markert sprekk i den nordlige del av sprekken ved Vidme.

6. SPREKKER VED VIDDALSVATNET

Det er kartlagt et område med utglidninger og sprekker på østsiden av Viddalsvatnet (Fig. 24). Forutsettes en tykkelse av denne blokken på mellom 50 og 100 m er volumet estimert til å ligge mellom 1 og 2 mill m^3 . De topografiske forholdene tilsier at størstedelen av dette volumet vil kunne gå ut i Viddalsvatnet ved en utglidning. Den bakre skrenten i utglidningsblokka er karakterisert av flere store innsynkningsgroper (Fig. 25A). På selve utglidningsblokka opptrer det flere sprekker som går gjennom morenemateriale, de går i to ulike retninger (Fig. 24 og 25B). Helt ytterst er det flere store åpne sprekker som går på tvers av dalsida (Fig. 25C). I den bratte skråninga ned mot vatnet er det mye blokk i et terreng som er karakterisert av kollaps (Fig. 25D).

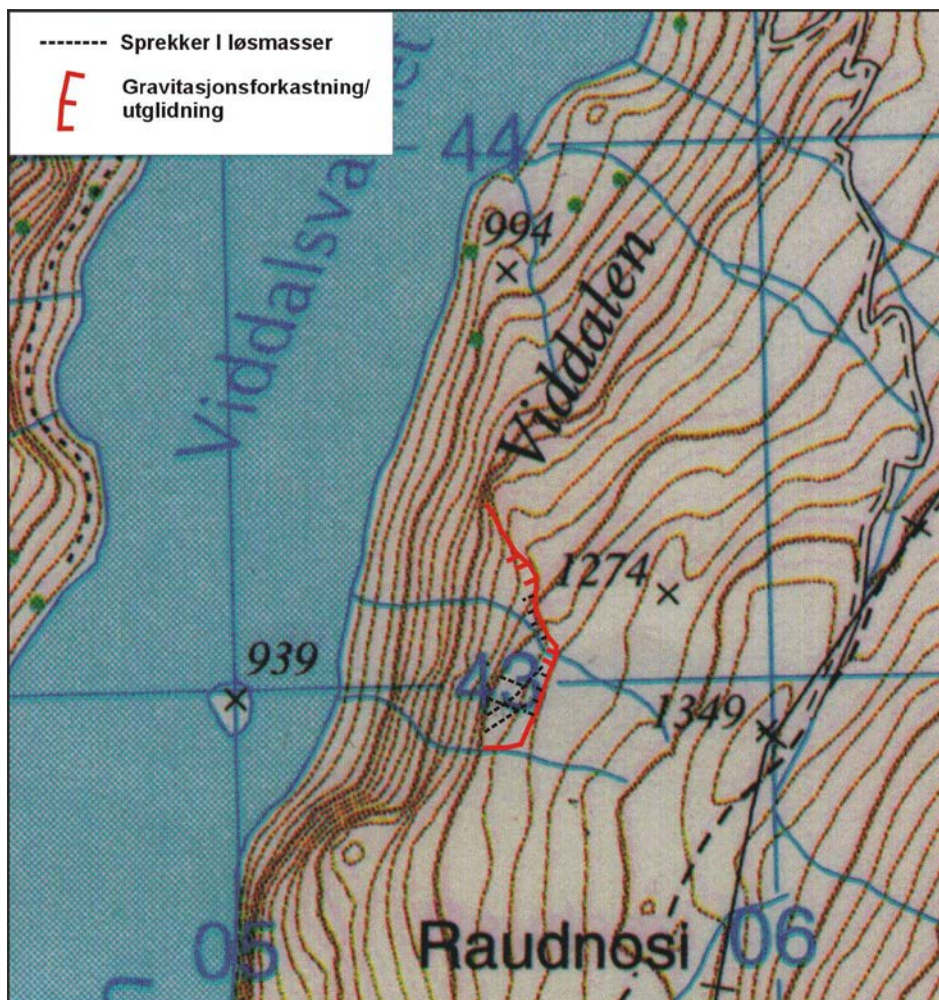
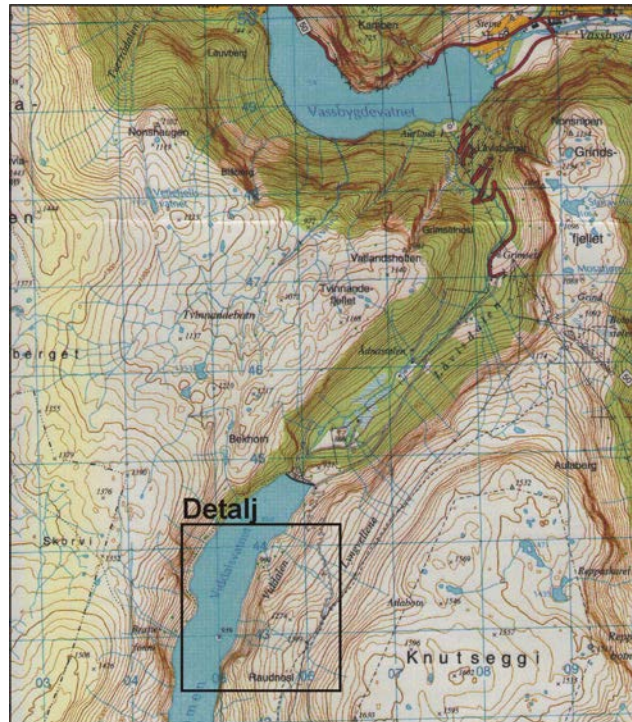


Fig. 24. Lokalisering av utglidningsblokk og sprekker øst for Viddalsvatnet.

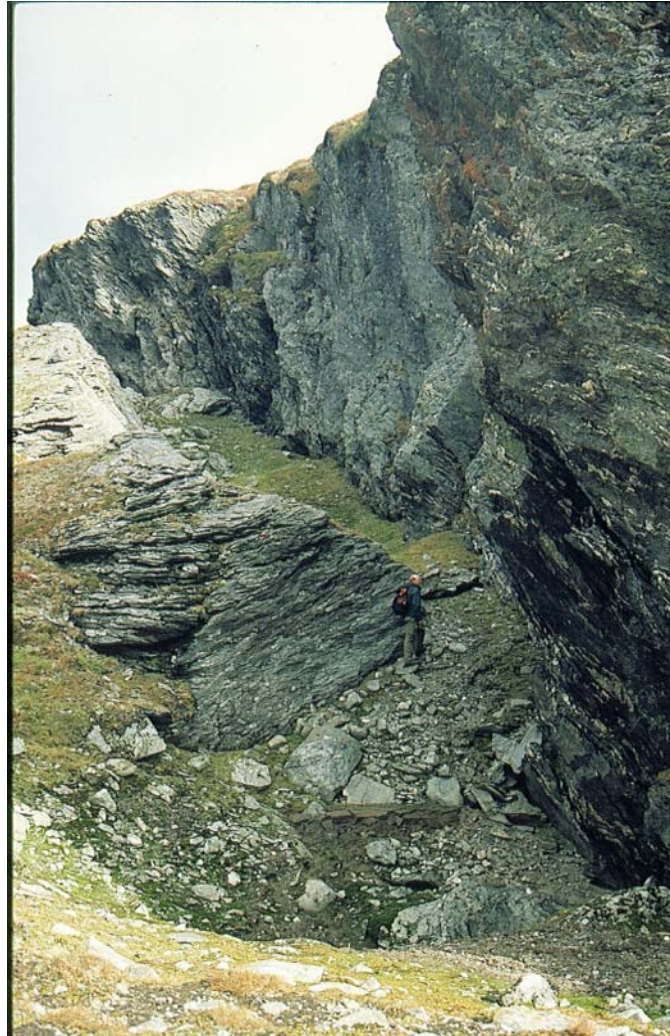


Fig. 25A. Bakre del av utglidningsblokk ved Viddalsvatnet. Legg merke til innsynkningsgrop i forgrunnen.



Fig. 25B. Sprekker i løsmassedekket i utglidningsblokka som går ut mot Viddalsvatnet. Legg også merke til innsynkningsgroper langs sprekkenene

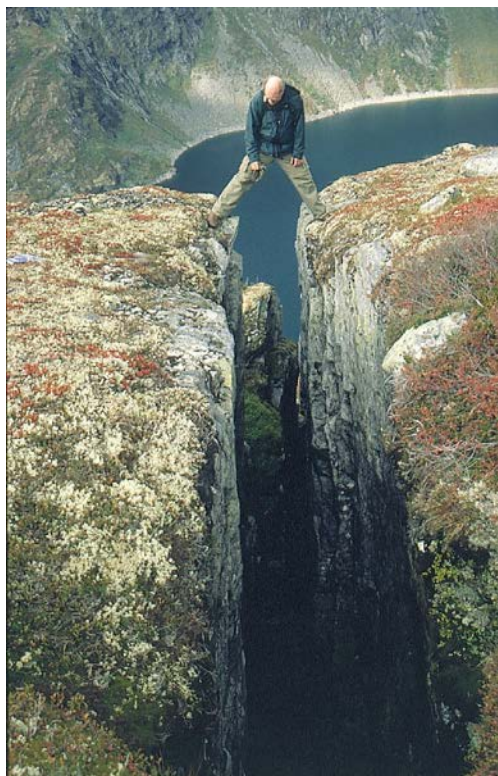


Fig. 25C. Store åpne sprekker i ytre deler av utglidningsfeltet. Disse går på tvers i forhold til dalsida.



Fig. 25D. Nedenfor utglidningsblokka er terrenget karakterisert av store blokker i et kollapsfelt.

7. ALDER OG FREKVENSER AV SKRED OG UTGLIDNINGER

De geologiske og geofysiske undersøkelsene i fyllittområdene langs Aurlandsfjorden og Flåmsdalen indikerer at de store fjellkollapsene og dannelsen av de store sprekkepartiene og gravitasjonsforkastningene skjedde i forbindelse med isavsmeltingen i området, ca. 9500 år siden. Sannsynligvis ble de store skredmassene i Aurlandsfjorden avsatt og modifisert av en isbre som lå ut Flåmsdalen. Det ser ut til at det er minst ett yngre fjellskred i Aurlandsfjorden som har gått ut fra området ved Stampa. Analyse av sedimentfordelingen i fjordbassenget antyder at dette trolig er yngre enn 5000 år. Ut fra skred som har gått og de ustabile fyllittområdene i Stampa-området anser vi at den årlige sannsynligheten for nye store skred fra Stampa ligger i størrelsesorden mellom 10^{-3} og 2×10^{-4} (altså mellom 1000 og 5000 årsskredet). I de andre områdene er det ikke spor etter store unge skred, men dalsidene er dominert av sigprosesser.

8. UTLØPSREKKEVIDDER OG PROSESSER

Flere internasjonale studier viser at det er en god sammenheng mellom volum av skred (V) og forholdet mellom fallhøyde og utløpsrekkevidde (H/L). Skred med store volum går mye lenger enn skred med små volum. Hvis de markerte lobefrontene vi ser i dalsidene i Flåmsdalen og langs Aurlandsfjorden er resultatet av store fjellskred, skulle vi kunne se et slikt forhold. Vi har derfor foretatt en analyse av 5 slike avsetninger og regnet ut volum, og forholdet mellom fallhøyde og utløpsrekkevidde (Tabell 3). Disse punktene er så plottet på et diagram som viser forholdet mellom V og H/L (Fig. 26). Det viser seg da at alle avsetningene som er brukt her plottes svært høyt i diagrammet, altså har et svært høgt H/L forhold i forhold til volum. Dette gjelder særlig for de med størst volum. Det kan derfor med høy grad av sannsynlighet konkluderes med at de fleste avsetningene vi har analysert ikke er dannet ved store fjellskred, men av sakte sigprosesser. Skredavsetningene ved Sele har minst avvik i forhold til forventet og kan muligens være dannet ved en enkelt stor fjellskredhendelse.

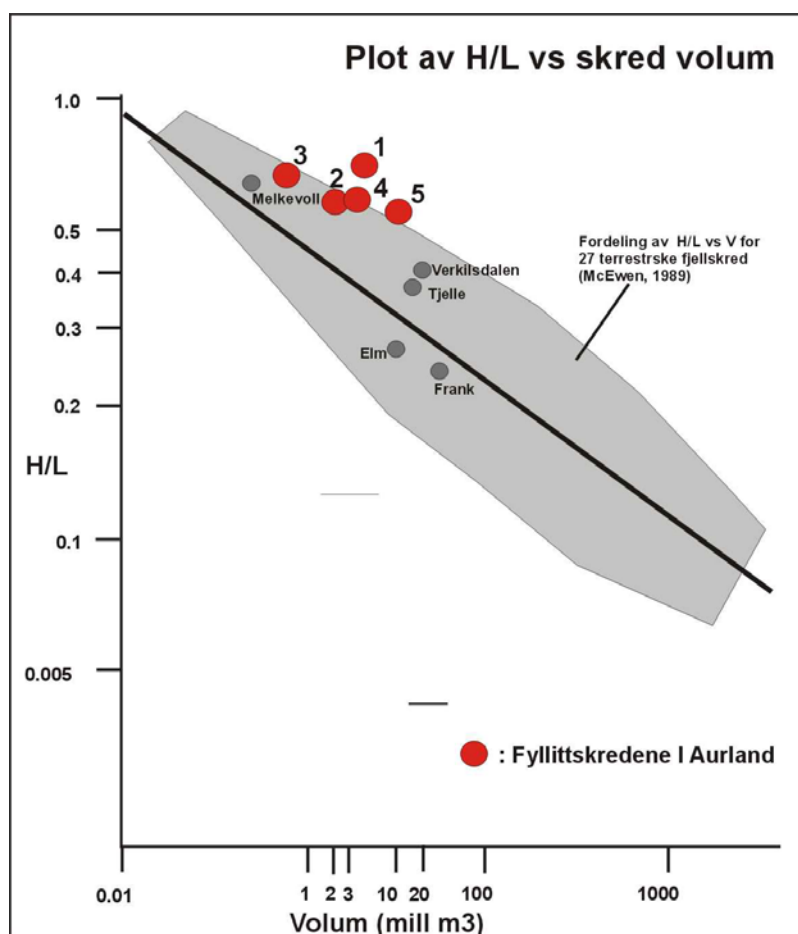


Fig. 26. Plot av forholdet mellom H/L (fallhøyde/utløpsrekkevidde) og v (Volum). Modifisert etter McEwen (1989). Nummerering av lokaliteter tilsvarer lokaliteter i Tabell 3.

Skredområde	Bredde (m)	Lengde (m)	Tykkelse (m)	Volum (mill m ³)	H: Fallhøyde (m)	L:Utløpslengde (m)	H/L	Forventet H/L
1. Fretheim	550	600	10-20	3-6	880	1300	0,68	0,35
2. Dorganeset	300	500	10-20	1,5-3	400	750	0,54	0,4
3. Sele	250	250	10-20	0,6-1,2	200	320	0,63	0,5
4. Heimdalen	400	600	10-20	2,5-5	1300	2300	0,56	0,35
5. Tverrelvi	600	800	15-30	7-14	880	1650	0,53	0,3

Tabell 3. Geometriske faktorer for noen av de store skredavsetningene i Aurland. Forventet H/L er angitt ut fra det en kunne forvente fra plot i Fig. 26.

9. UTLØSNINGSMEKANISMER OG FAREN FOR NYE SKRED

Det er svært vanskelig å si noe om hva som har ført til dannelsen av de store bruddstrukturene i fyllittområdene i Aurland og utløsning av de store fjellskredene. Det er ikke unaturlig å tenke seg at større jordskjelv i forbindelse med dype tektoniske bevegelser (forkastninger) kan være årsaken til de store bruddstrukturene i området. En regner ofte med at jordskjelv kan være vanlig i perioden like etter siste istid da landhevingen er størst, og siden vi tolker de store utglidningene i fjorden til å være dannet like etter eller i forbindelse med isavsmeltingen i området, er det ikke usannsynlig at jordskjelv var den utløsende faktor. Ser en utglidningsfenomenene i Aurland i sammenheng med et større område kan det se ut som det er en lineær fordeling av slike fenomener i et område som strekker seg fra Odda i Sørfjorden til Aurland (Fig. 27). Imidlertid finnes det yngre skred i fjorden som er mye yngre, og utløst i en periode som er sammenlignbare med forholda i dag. Det kan ikke utelukkes at også jordskjelv kan ha vært utløsningsårsak for disse, men foreløpig blir dette bare spekulasjoner. Det har vist seg at det ofte er vanskelig å konkretisere spesielle utløsningsårsaker for store fjellskred, men kraftige nedbørsperioder som danner store vanntrykk er ofte medvirkende.

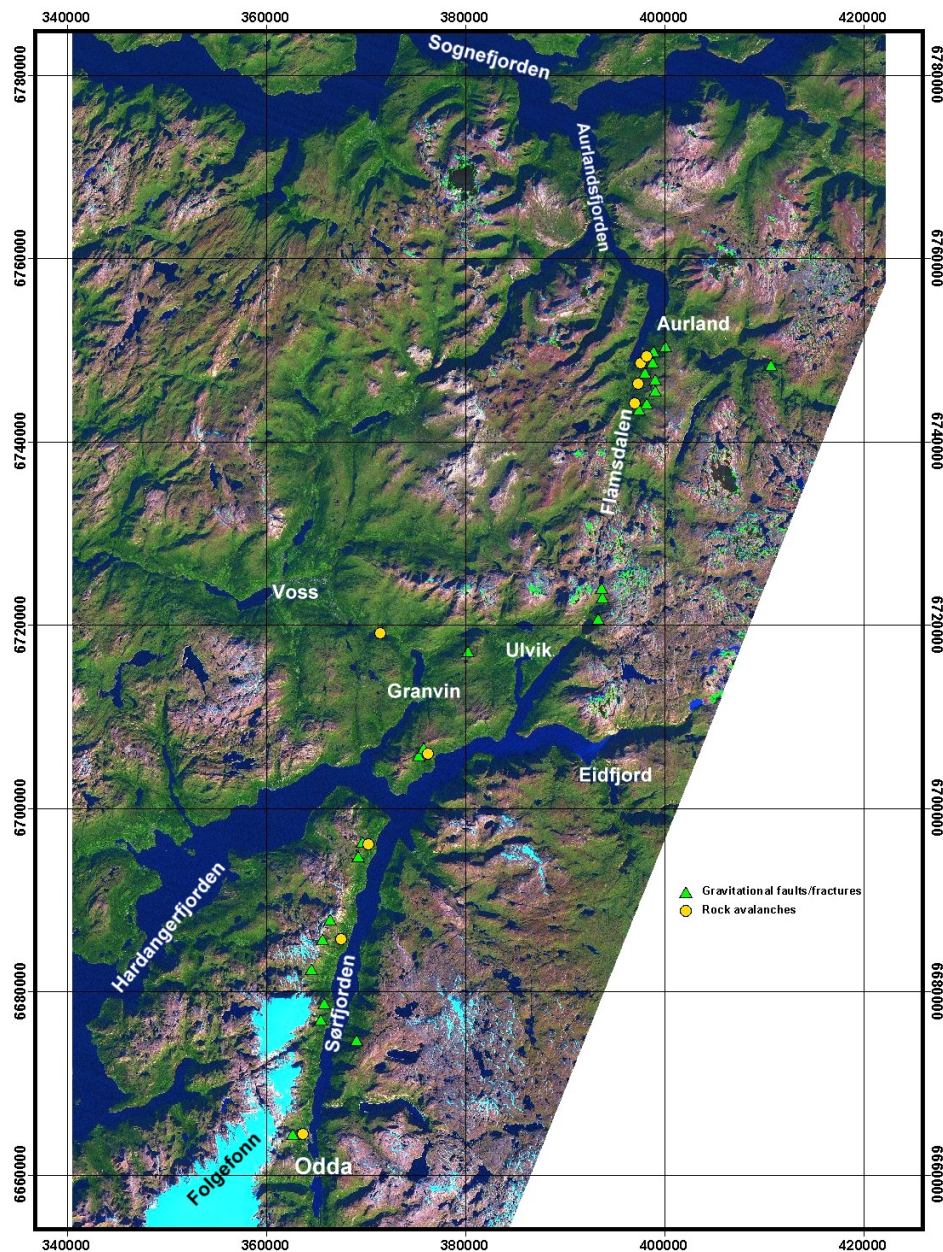


Fig. 27. Fordeling av gravitasjonsforkastninger og fjellskred i et område mellom Odda og Aurland. De ser ut til å fordele seg i et langsgående felt mot NNØ.

10. KONKLUSJONER OG FORSLAG TIL OPPFØLGENDE GEOLOGISKE UNDERSØKELSER

Den geologiske kartleggingen viser at det har vært store deformasjoner og skred i fyllittområdene langs Flåmsdalen og i fjordsida mot Aurland. Disse områdene strekker seg i en sone på over 11 km lengde og 3.5 km bredde. Kartleggingen indikerer at store fjellkollaps og dannelsen av store sprekker og gravitasjonsforkastninger skjedde i forbindelse med isavsmeltingen i området, dvs. for ca. 9500 år siden. De store skredmassene som er funnet i Aurlandsfjorden er trolig avsatt og modifisert av en isbre som lå ut Flåmsdalen. Det er imidlertid klart at det også finnes ett eller flere yngre fjellskred i Aurlandsfjorden som har gått ut fra området ved Stampa. Analyse av sedimentfordelingen i fjordbassenget og en datering antyder at det yngste skredet er omlag 3000 år gammelt. Ut fra skred som har gått og de ustabile fyllittområdene i Stampa-området anser vi at den årlige sannsynligheten for nye store skred fra Stampa kan ligge i størrelsesorden 2×10^{-4} (sannsynlighet i størrelsesorden 1 skred pr. 5000 år). I de andre områdene langs Flåmsdalen og fjorden finner en store skredtunger på flere millioner m^3 , men disse ser ut til å være resultatet av storskala sakte sigbevegelser.

Det kan foreløpig konkluderes med at skred med svært store konsekvenser kan oppstå i forbindelse med store utglidninger i området ved Stampa med fare for flodbølger i bebygde områder. Dette bør følges opp med detaljundersøkelser og overvåking. En må videre regne med problemer med sakte sig i de fleste områder som er kartlagt som skredmasser langs Aurlandsfjorden og langs Flåmsdalen. Dette gjelder områdene mellom Åsberget og Tverrelvi, Holo og ved Geithusberget i Flåmsdalen og mellom Fretheim og Otrenes langs Aurlandsfjorden. Disse områdene bør vurderes nærmere med omsyn til ny bebyggelse og eventuell overvåking. Videre finnes det mindre sprekkepartier som kan gi relativt store fjellskred. Dette gjelder for eksempel områdene øst for Vidme og nedenfor Ryo.

En videre geologisk oppfølging i de ustabile fyllittområdene bør fokuseres på detaljkartlegging av løsmasseforholdene i dalsiden ved bruk av refraksjonsseismikk og boringer, strukturgeologisk kartlegging i områder med spor etter deformasjoner og sprekker og en bedre undersøkelse av fjorden (multistråledata og lange kjerner). Videre bør det gjøres en kartlegging av hvor det har vært unge bevegelser. Dette kan sannsynligvis gjøres ved bruk av interferometri som benytter radarsignaler fra satellitter.

11. REFERANSER

Domaas, D., Blikra, L.H., Rosenvold, B.S., Læg Reid, O., Gunleiksrud, O. & Grimstad, E. 2000: Studie av fjellskred og dalsidestabilitet i fyllittområder. *Årsrapport 2000. Norges Geotekniske Institutt Rapport 20001132-1.*

Grimstad, E. 1990: Rasfarlig ur ved Otreneset. RV 601 Fretheim-Aurland. *Veglaboratoriet. Intern rapport nr. 930.*

Lauritsen, T., Elvebakk, H. & Blikra, L.H. 2001: Georadarundersøkelser av mulige forkastninger og fjellskredavsetninger i Flåmsdalen, Sogn og Fjordane. *Norges geologiske undersøkelse Rapport 2001.016.*

McEwen, A.S. 1989: Mobility of large rock avalanches. Evidence from Valles Marineris, Mars. *Geology 17, 1111-1114.*

Skotheim, A.Å. 1993: RV 50 HP 03 Aurland aust – Kolakaien, parsell Otternes – Kolakaien. Grunnundersøking. *Geovest, Rapport nr. 3.*



NORGES
GEOLOGISKE
UNDERSØKELSE
· NGU ·

Norges geologiske undersøkelse
Postboks 6315, Sluppen
7491 Trondheim, Norge

Besøksadresse
Leiv Eirikssons vei 39
7040 Trondheim

Telefon 73 90 40 00
E-post ngu@ngu.no
Nettside www.ngu.no