

# Tolking av landformer og landskapsutvikling i Melsetdalen, Møre og Romsdal

Anita Gjørven



15. januar 2016  
Geografisk Institutt  
Norges Teknisk-Naturvitenskapelige Universitet



## Abstract

Gjørven, Anita 2016: Interpretation of landforms and landscape evolution in the Melset Valley, Møre & Romsdal. Master thesis in Geography, Department of Geography, Norwegian University of Science and Technology, Trondheim.

The coastal parts of Western Norway deglaciated early after last glacial maximum, and outside the Younger Dryas ice marginal. In this period, it is likely that many different processes, especially associated with paraglacial adjustment and permafrost, influenced the landscape evolution. On that basis, this thesis attempt to address whether a talus located in the Melset valley in Sykkylven is either a remnant of a rock glacier or a rock avalanche/rock slope failure, and furthermore try to understand the landscape evolution in this valley. Close morphological mapping of the landform surfaces where made during the summer of 2014, accompanied with ground penetrating radar (GPR) scans to get an insight in the internal structure of the front lobes.

Results shows many signs of both frost shattering, rock fall and rotational rockslides, including large, unsorted boulders with volumes from one to over  $100 \text{ m}^3$ , extensive crack- and foliation systems, faults and subsurface sliding areas. Lobe formations at the opposite side of the valley contributes to a perception that the temporal and spatial evolution have evolved from a complex combination of processes related to both paraglacial debutressing, permafrost and possibly from some small scale local glaciation.

Due to the combination of large bouldery deposits, permafrost, together with the front lobe morphology, the possibility of permafrost creep at the lobes cannot be excluded. Nevertheless, it is suggested that the dominating processes influencing the talus development are related to rock fall and rock avalanches with their associated deformation mechanics.



## Samandrag

Gjørven, Anita 2016: Tolking av landformer og landskapsutvikling I Melsetdalen, Møre og Romsdal. Masteroppgåve I geografi, Geografisk Institutt, Norges Teknisk-Naturvitskaplege Universitet, Trondheim.

Ytre delar av Nord-Vestlandet vart tidleg deglasiert etter siste istid maksimum, og låg utanfor isdekket under Yngre Dryas. I denne perioden er det sannsynleg at mange ulike prosessar, særleg knytt til paraglasial justering og permafrost, verka inn på landskapsutviklinga.

På grunnlag av dette vil denne oppgåva forsøke å avgjere om ei ur lokalisert i Melsetdalen, Sykkylven, er ein relikvt steinbre eller resultat av fjellskred, og derifrå prøve å forstå landskapsutviklinga i denne dalen. Grundig morfologisk kartlegging av landformene sine overflater vart gjort i løpet av sommaren 2014. Som eit tillegg vart det brukt georadar (GPR) for å få et innblikk i den interne strukturen til lobefrontane.

Resultata viser mange teikn på både frostsprenging, ras og rotasjonsskred, inkludert store, usorterte steinblokker med volum frå  $1 \text{ m}^3$  til over  $100 \text{ m}^3$ , omfattande foliasjon og sprekkesystem, forskyvingar og rotasjonsglidingar i sub-overflata. Lobeforماسjonar på motsett side av dalen bidrar til oppfatninga av at utviklinga både i tid og rom stammar frå ein kompleks kombinasjon av prosessar knytt til både paraglasial justering, permafrost og muligens også småskala lokalglasiasjon.

Med tanke på kombinasjonen av permafrost og store blokker i avsetjingane sett i samanheng med morfologien på frontlobene, kan ikkje mogelegheita for permafrostkryp i frontlobene ekskluderast. Det blir likevel foreslått at prosessane som har hatt størst påverking på utviklinga av ura er knytt til steinsprang og skred med tilhørande deformasjonsmekanismer.



## Forord

Denne masteroppgåva er skrive i samsvar med min mastergrad i naturgeografi ved Geografisk institutt, NTNU. Val av oppgåve skjedde i samarbeid med Ivar Berthling, som også har vore vegledar undervegs, og som eg vil rette ein stor takk til. Takk for eit fint samarbeid i felt, for gode råd og tilbakemeldingar når eg har trengt det undervegs, og for å introdusere meg til svært interessante tema innan naturgeografien. Eg vil også takke forelesarar ved teknisk geofag: Terje Bargel og Reginal Hermanns, for inspirerende og lærerike forelesingar og feltkurs som eg har fått mykje nyttig kunnskap og ikkje minst motivasjon frå, undervegs i skriveprosessen.

Vidare vil eg takke min kjære morfar for lån av bil til feltområdet, og generelt for å vere verdens beste morfar. Takk til John Tore Haugen for lån av telt i siste liten, da mitt ikkje nådde fram før avreise, og takk til vêrgudane for å gi meg sol og skyfri himmel i alle dei 3 turane i felt, det var magisk.

Takk til alle mine vennar som gjer det så bra å vere student i Trondheim. Spesielt takk til musikkmiljøet og Studentersamfundet. Det er mulig at oppgåva til tider har måtte vike for desse, men eg hadde ikkje kome meg gjennom studietida utan, og eg har fått erfaringar, opplevingar og vennar som ingen studiepoeng kan erstatte.

Til slutt må eg takke familien min, som alltid støttar meg og ser til at eg har det bra, og alltid er mottakelige for samtalar når eg treng råd. Spesiell stor takk min bror Alexander, som har hjelpt meg veldig mykje. Takk for nerdete diskusjonar om landformer, for motivasjon, og for nyttige råd rundt skriveprosessen, det har vore ekstremt viktig, og eg sett umåtelig stor pris på det.

Trondheim, 15. Januar 2016

Anita Gjørven





## Innhald

Abstract.....	i
Samandrag.....	iii
Forord .....	v
Innhald .....	vii
Figurliste .....	ix
1. Introduksjon.....	1
1.1 Bakgrunn.....	1
1.2 Problemstilling.....	5
2. Områdeskildring .....	7
2.1 Melsetdalen.....	7
2.1.1. Vegetasjon .....	8
2.1.2. Klima.....	8
2.1.3. Lausmassar .....	10
2.2 Berggrunn .....	11
2.3 Kvartærgeologi.....	11
2.3.1 Topografisk påverking .....	12
3 Teori.....	15
3.1 Aktuelle landformer .....	15
3.2 Skred .....	15
3.3 Steinbre.....	18
3.4 Paraglasial justering og permafrostmiljø.....	21
4 Metode .....	23
4.1 Feltarbeid .....	23
4.2 Instrumentbaserte metodar .....	23
4.2.1. Lichenometri.....	23
4.2.2. Schmidt hammar .....	23
4.2.3. Ground penetrating radar (GPR) .....	23
4.3 Eigne observasjonar, bildeanalyse .....	25
4.4 Alfa-Beta modell.....	26
4.5 Eksisterande kartdata.....	27
5 Resultat.....	29
5.1 Oversikt over studieområde.....	29

5.2	Oversikt hovudområde .....	30
5.3	Digital høyde modell (DTM).....	32
5.4	Skråningsprofil og hellingsgrad .....	34
5.4.1.	Forventa utløpsdistanse- steinsprang .....	38
5.5	Lober og kjeldeområder .....	39
5.6	Utglijingssoner .....	41
5.6.1.	Utglijingssone LV.....	41
5.6.2.	Utglijingssoner LM.....	45
5.6.3.	Utglijingssoner LØ.....	50
5.7	Andre observasjonar .....	52
5.7.1.	Toppområde: vegetasjon og topografiske overganger .....	52
5.7.2	Foliasjon.....	53
5.7.3	Forvitring.....	54
5.7.4	Blokksortering og –orientering.....	56
5.8	Nedre del- lober .....	59
5.8.1.	GPR-profiler .....	61
5.9	Tilleggsfelt 1: Nordbotn .....	63
5.10	Tilleggsfelt 2: Sørside.....	65
6	Diskusjon .....	69
6.1	Landform.....	69
6.2	Tolking av ura si oppbygging.....	71
6.2.1.	Bakkant .....	71
6.2.2.	Nedre skråning og front .....	72
6.3	Permafrost og paraglasial justering .....	74
6.3.1.	Sørsida.....	74
6.3.2.	Nordbotnen.....	75
6.3.3.	Storskala forvitring og deformasjon .....	76
6.4	Ustabile fjellparti i dag .....	77
6.5	Ekvifinalitet- ei utfordring .....	78
7	Konklusjonar .....	81
8	Forslag til vidare arbeid .....	83
	Referanseliste .....	85

## Figurliste

Figur 1: Fjellskred og gravitasjonssprekker i Møre & Romsdal.....	3
Figur 2: Oversikt over registrerte permafrostlandformer i Noreg.....	4
Figur 3: Oversikt over studieområde.....	7
Figur 4: Ulike topografier .....	8
Figur 5: Normalverdier for årlig temperatur og nedbør i Sykkylven.....	9
Figur 6: Lausmassekart med marin grense .....	10
Figur 7: Skjematiske profiler deformasjonsstruktur i skredområder. ....	17
Figur 8: Skjematisk skisse av steinbrefrontar.....	20
Figur 9: Prinsipiell skisse av Alfa-beta modell. ....	26
Figur 10: Oversikt over Melsetdalen og gjeldende fokusområder .....	29
Figur 11: Oversikt ur med intern inndeling .....	30
Figur 12: Oversikt over storleiksorden på FV, FØ, LV, LM, LM skred, LØ.....	31
Figur 13: Digital elevasjon modell (DEM) av Melsetdalen. ....	32
Figur 14: Skråningsprofiler av heile ura. ....	34
Figur 15: Skråningsprofil og skissert berglagsretning over Vardefjellet. ....	35
Figur 16: Skissert skråningsprofil, berglagsretning og skråningshelling ut i frå Figur 15.....	35
Figur 17: Skårningsprofil og -vinkel LV .....	36
Figur 18: Skråningsprofil og -vinkel LM .....	36
Figur 19: Skråningsprofil og vinkel LØ .....	37
Figur 20: Skråningsprofil LM med merker.....	37
Figur 21: Maks utløpsdistanse for dei 3 lobene.....	38
Figur 22: H/L og hellingsgrad.....	39
Figur 23: Oversikt over utglidingssoner over hovudur.....	39
Figur 24: Oversikt utglidingszone LV .....	41
Figur 25: Vestre kant og hjørne til kjeldeområde .....	41
Figur 26: Utglidingszone S1 .....	43
Figur 27: S1 .....	43
Figur 28: Forvitring og sprekk S1 .....	44
Figur 29: Utglidingszone LM.....	45
Figur 30: S2-3.....	46
Figur 31: S 4-5.....	47
Figur 32: Sprekk 6.....	48
Figur 33: Oversikt Sprekk 7.....	48
Figur 34: S7.....	49
Figur 35: Riller a.....	49
Figur 36: Riller B. ....	50
Figur 37: Austre hjørne.....	50
Figur 38: Skisse av steinsprang og rotasjonsskred .....	51

Figur 39: Oversikt vestover Vardefjellryggen.....	52
Figur 40: Eksempel på foliasjon i øvre del og topp av fjellside. ....	53
Figur 41: :Eksempel frå området ovanfor vestre del av LØ. ....	54
Figur 42: Mikroforvitring .....	55
Figur 43: Kvartsstripe. ....	55
Figur 44: Blokkortering .....	56
Figur 45: Blokkorientering og storleik FV .....	57
Figur 46: Blokkorientering og storleik LM topp .....	57
Figur 47: Blokkortering og orientering LM topp.....	58
Figur 48: Observasjonar på frontlober .....	59
Figur 49: Horisontal profil av LM og området utanfor.....	60
Figur 50: Oversikt lobefront LM. ....	61
Figur 51: Bana der GPR-målingar vart tekne.....	61
Figur 52: GPR-profil. ....	62
Figur 53: Oversikt nordside/baksida av vardefjellet. ....	63
Figur 54: Oversikt bakvegg .....	64
Figur 55: Nordbotnen.....	64
Figur 56: Lobene på sørsida av Melsetdalen.....	65
Figur 57:Topografi lober, sørsida. ....	66
Figur 58: H/L forhold sørsida.....	67

# 1. Introduksjon

## 1.1 Bakgrunn

Noregs landskap har vore gjennom store endringar grunna geomorfologiske prosessar gjennom den geologiske historia. Før istidene hadde Noreg eit langt flatare og jamnare landskap, noko vi i dag kjenner som det Paleiske landskapet. Seinare har istider og mellomistider om kvarandre erodert, destabilisert og forma landet vårt slik vi kjenner det i dag, men det er fortsatt i endring (Ramberg, Bryhni, Nøttvedt, & Ragnes, 2013).

Nord-vest Noreg var isfritt under den kalde perioden Yngre Dryas, etter siste istids maksimum (Andersen, 1980; Andersen et al., 1995; Isarin, 1997; Rye, Nesje, Lien, & Anda, 1987). Området har da hatt særskilt kaldt klima, nylig deglasert og dermed i ein tilstand av paraglasial justering. Slike forhold er gode utgangspunkt både for fjellskred og permafrostrelaterte prosessar som krypprosessar og steinbredanning.

Permafrost er ein bestemt tilstand i bakken, der materialet har temperatur på 0 eller mindre kontinuerleg over minst 2 år. Termen *periglacial* er ofte knytt til dette fenomenet, sjølv om det ikkje er eit absolutt krav å ha permafrost for å få eit periglasielt miljø (Etzelmüller & Frauenfelder, 2009). Geomorfologiske prosessar i permafrostområder knytast hovudsakleg til resultat av årlige fryse-tine syklusar, gravitasjonsprosessar som solifluksjon og kryp, og landskapsformande erosjonsprosessar assosiert med ekstrem kulde, som frostforvitring. Permafrosten si rolle rundt lagring og transport av sediment, og den generelle innverknaden på landskapsutvikling er mindre utforska, men ofte knytt til Steinbrear (Berthling & Etzelmüller, 2007; Etzelmüller & Frauenfelder, 2009).

Permafrost i fjellet er ein viktig faktor for prosessar relatert til produksjon, flytting og avsetjing av sediment. Men i dei områda som før har hatt isbre og seinare blitt deglasert blir mesteparten av sedimenttilgangen og massestraumane forklart innan konseptet *paraglasial justering*. Her er berggrunnsgeologi, topografi og klima viktige faktorar for mengd sedimentutsending (Ballantyne, 2002). Tidsavhengige sedimentlager i fjellet er påverka av permafrostførekomstane som har blitt utvikla som resultat av enkelte klimafaktorar i tida etter tilbakegangen av breis i tidleg Holocen (Etzelmüller & Frauenfelder, 2009).

Termen *paraglasial* refererer ikkje til eit bestemt prosessdomene men er eit uttrykk for overgangsprosessar, i dette tilfellet som følgje av glasiasjonar og tilpassing til ein ny likevektstilstand etter deglasiasjon. Det viser til den geomorfologiske ubalansen som oppstår;

erosjon og akkumulasjon av debris blir tilgjengeleg for ikkje-glasiale prosessar etter deglasiasjon (Etzelmüller & Frauenfelder, 2009).

Denne oppgåva vil ta for seg landformer i Melsetdalen Sykkylven på Nordvestlandet. Her fins både fleire markerte steinurer som reint formmessig både liknar en steinbre og ei fjellskredavsetning, og lobeforma rygger som kan sjå ut som sigeformer. Gitt at vi har permafrost og paraglasiale forhold, og så utsmelting av permafrost i etterkant, finst det ulike moglegheiter for danning og påfølgande tolking av landforma som denne oppgåva tar for seg.

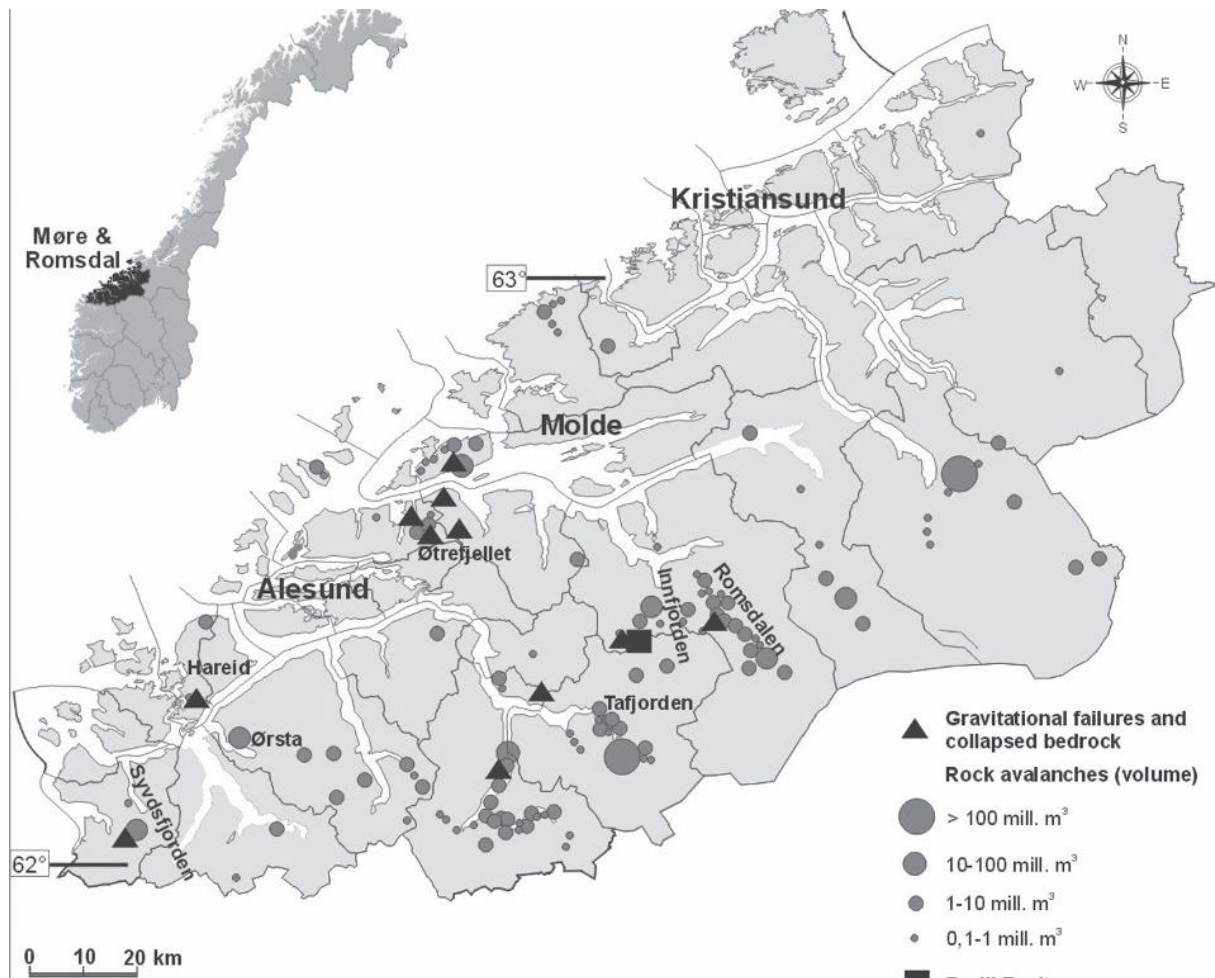
- På den eine sida er dei geomorfologiske prosessane som følgjer permafrost ført til danning av steinbre, og vidare smelting ført til den relikte landforma vi ser dag.
- På den andre sia er den paraglasiale justeringa, med påfølgande fjellskred grunna mindre støtte og større ustabilitet i fjellet.

Det er velkjent at desse kan lage ganske like landformer, ei problemstilling kjent som omgrepet ekvifinalitet.

Der landformer blir undersøkt på nytt, og nye oppdagingar kjem fram, vil paleoklimatiske konklusjonar og ratar av debrisakkumulasjon som før har blitt gjort på dei steinbreane/landformene som i etterkant viser seg å stamme frå fjellskred bli ugyldige. Permafrost blir nemlig ikkje lenger ein avgjerande faktor for å forklare rørsle nedover skråninga, og dermed er landforma heller ikkje meir tidsavgrensa enn at det har skjedd etter siste deglasiasjon (Wilson, 2004).

Det finst omfattande kartleggingar både av fjellskred- og steinbreførekomstar i Noreg. I Noreg finn man alt frå utgliding av relativt intakte massar av stein til totalt oppknust og hurtiggåande steinskred, men den mest dominerande typen er utglidingar frå fjellskråningar som utviklar seg til ekte fjellskred, hovudsaklig på grunn av eit høgt og bratt topografisk relieff i det norske fjord- og dal landskapet. NGU har i samarbeid med Astor Furseth utvikla ei database (Figur 1) som inneheld meir enn 2100 historiske skredavsetningar, inkludert mange store stein/fjellskred. I databasen for skred skil Sogn og Fjordane, Møre og Romsdal og Troms seg ut med mykje høgare skredfrekvens enn dei andre fylka (Blikra et al., 2006). NGU har også i samarbeid med NGI analysert dei historiske funna og estimert frekvensen på store fjellskred til å vere 2-4 kvart hundreår (Høst, 2006). Sjølv om det på vestlandet er registrert høgst fjellskredaktivitet 5000-3000 år før notid, er det allment antatt at dei første skreda har sklidd ut like etter deglasiasjon, og da hovudsakleg i dei ytre kystområda (L. H.

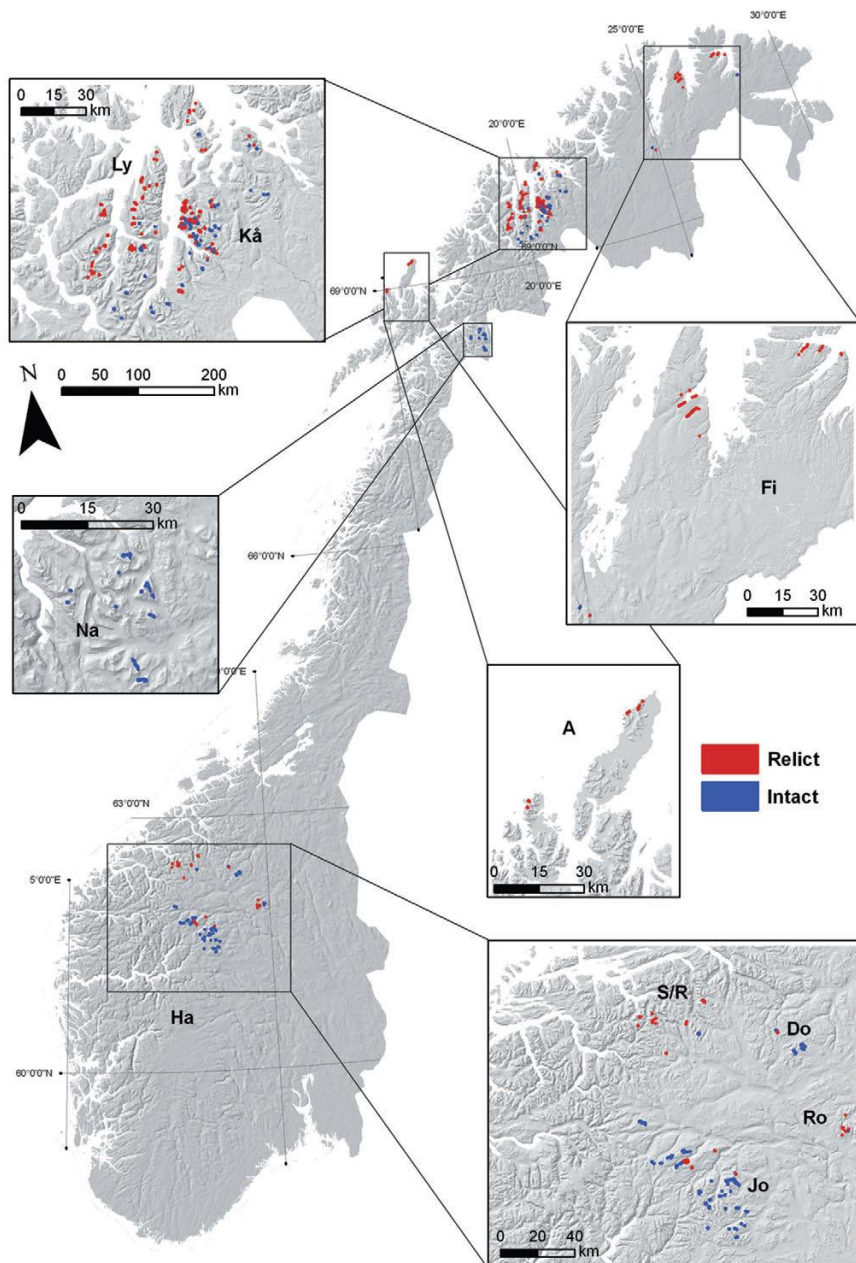
Blikra et al., 2006). Det fins også ei register av steinsprang i Noreg, som også har registreringar som fører tilbake til nedkjølinga under Yngre Dryas (Blikra & Nemeč, 1998).



**Figur 1: Fjellskred og gravitasjonssprekker i Møre & Romsdal**

Trekantar viser gravitasjonssprekker og fjellskred, sirkclar indikerer volum på ulike fjellskred (Blikra et al., 2006)

Tilsvarende har Lilleøren, Etzelmüller, & Bernd (2011); Lilleøren et al. (2013); Lilleøren, Etzelmüller, Schuler, Gislås, and Humlum (2012) kartlagt permafrostrelaterte landformer i Noreg, med hovudvekt på steinbrear. Også her er dei kartlagde førekomstane sentrert in Troms og indre delar av Møre og Romsdal, samt høgfjellet i Midt-Noreg (Jotunheimen, Dovre og Rondane). Det er generelt relativt få kartlagde steinbrear i Sør-Noreg, (Lilleøren et al., 2011; Matthews, Nesje, & Linge, 2013), og det meste ligg i høgfjellsområder. I Nord derimot finne ein slike landformer intakt ned i 600 m.o.h., og i reliktilstand finn en dei heilt ned til havnivå (Figur 2)(Blikra et al., 2006; Paasche, Dahl, Løvlie, Bakke, & Nesje, 2007).



**Figur 2: Oversikt over registrerte permafrostlandformer i Noreg**

Landformene er sortert som intakt (blå) og relict (raud). Dei forstørra utsnittskarta viser dei viktigaste klyngeområda. Na: Narvik-området, Ly: Lyngsalpane, Kå: Kåfjord, Fi: Finnmark, A: Andøya, S/R: Sunndalsfjella/Romsdalen, Do: Dovrefjell, Ro: Rondane, Jo: Jotunheimen, Ha: Hallingskarvet (Lilleøren et al., 2011).



## 1.2 Problemstilling

Ved å observere og analysere morfologien og strukturen til ei steinur delt i 3 lober i Melsetdalen har hovudmålet med denne oppgåva vore å *avgjere om formasjonen er ein relikv steinbre eller eit fjellskred.*

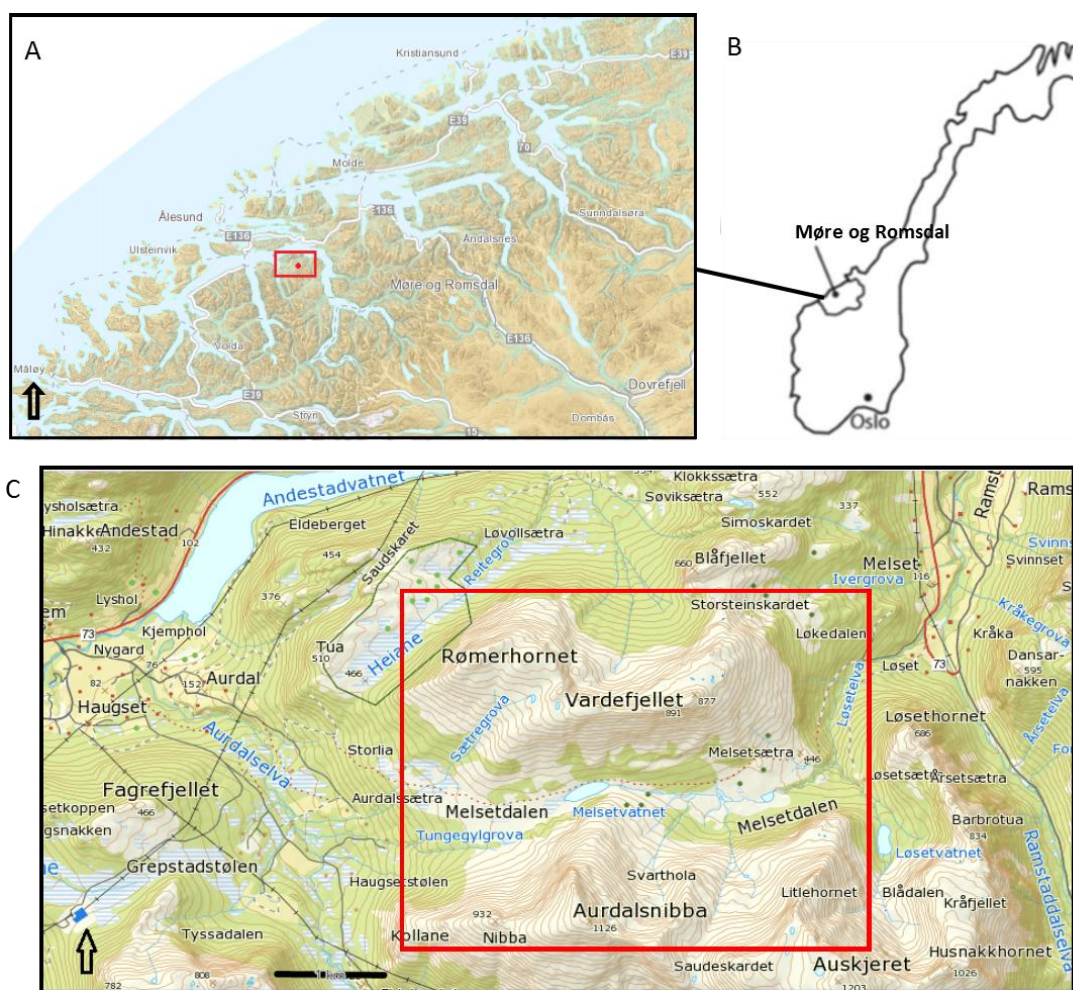
Mulighetene for utvikling av dei to landformene vil bli drøfta både opp mot både romlige og tidmessige avgjerande faktorar rundt landskap og klima. Så vil danninga bli tolka og sett i forhold til permafrost og paraglasial justering. På den måten forsøkast det forstå korleis desse forholda har satt sitt eige preg på landskapet. Sigeformasjonar på sørsida av Melsetdalen vil også bli tatt med i drøftinga.



## 2. Områdeskildring

### 2.1 Melsetdalen

Melsetdalen ( $62.39^{\circ}\text{N}$ ,  $6.73^{\circ}\text{Ø}$ ) er ca. 3,5 km lang dal som ligg 450-550 m.o.h., og går om lag rett aust/vest. Den ligg i fjellområdet mellom Sykkylven og Stranda, der Storfjorden endrar retning om lag  $90^{\circ}$  frå nordleg orientering til vestlig (Figur 3a). Området ligg i overgangen mellom det lavare kystlandskapet og dei stupbratte tindane i Sunnmørsalpane og Romsdalsfjella (Figur 4), og regionen har ein grov og oppsprukke topografi, med fjelltoppar opp til 1800 m.o.h., bølgete høgsletter, glasiale botnar, store dalar og djupe fjordar (L. Blikra & W. Nemeč, 1998). Melsetdalen er ein av mange høgtliggjande u-dalar kombinert med fleire botnar greve ut av lokalglasiasjon som ligg side om side i området. Aurdalsnibba (1126 moh.) og Auskjeret (1203 moh.) i Sør dannar den høgste fjellgrensa, medan Rømerhornet (866 moh.) og Vardefjellet (877 moh.) dannar nord-grensa (Figur 3c).



Figur 3: Oversikt over studieområde

**A: Møre og Romsdal med Sykkylven og Melsetdalen markert med raudt (Statens Kartverk, 2016b). B: Oversikt fylke C: Topografisk kart Melsetdalen (Statens Kartverk, 2016c)**



**Figur 4: Ulike topografier**

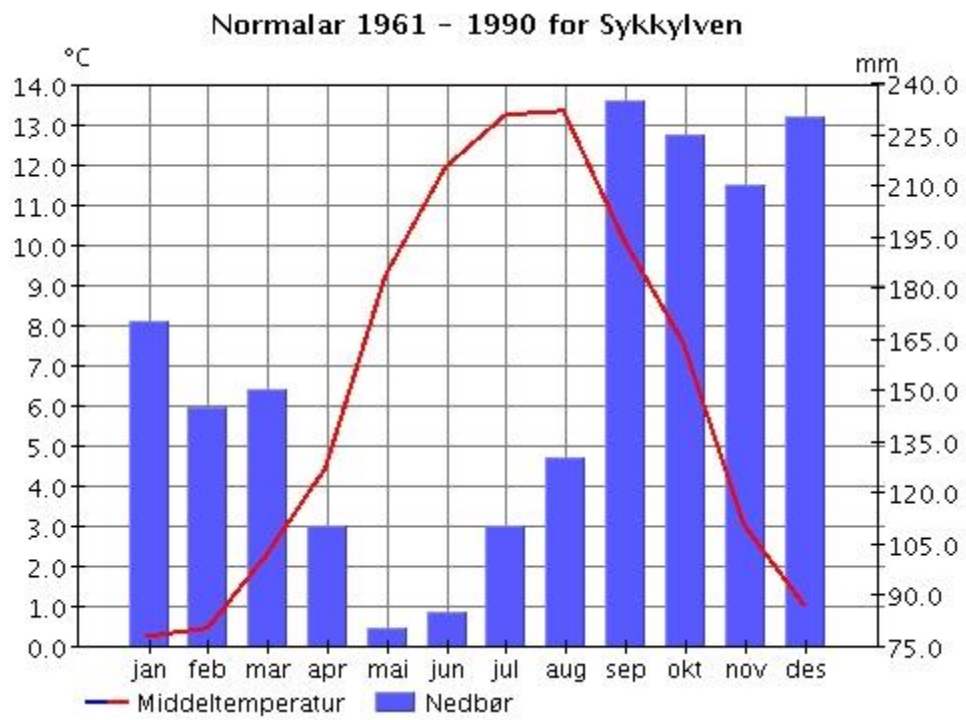
Melsetdalen ligg akkurat i skiljet mellom dei majestetiske Sunnmørsalpane, med skarpe tindar og stupbratte fjellveggar, og dei litt mjukare/rundare kystformasjonane. Foto: Anita Gjørven

### **2.1.1. Vegetasjon**

Store delar av dalbotnen er myrer, med veksande heivegetasjon som mose, lyng, myrull og grasflekkekar. Tregrensa i området ligg på 450-550 m.o.h. Nær dalsidene står det mykje fjellbjørk, som sporadisk dukkar opp høgare i fjellsida der ura ligg.

### **2.1.2. Klima**

I dag har Sykkylven eit fuktig kystklima, med milde vintrar og kjølige somrar, mykje vind og nedbør. Årlig gjennomsnittstemperatur er  $6,4^{\circ}$ , og årsnedbør ligg på 1880 mm. (Figur 5) (Norsk Meteorologisk Institutt, 2016)



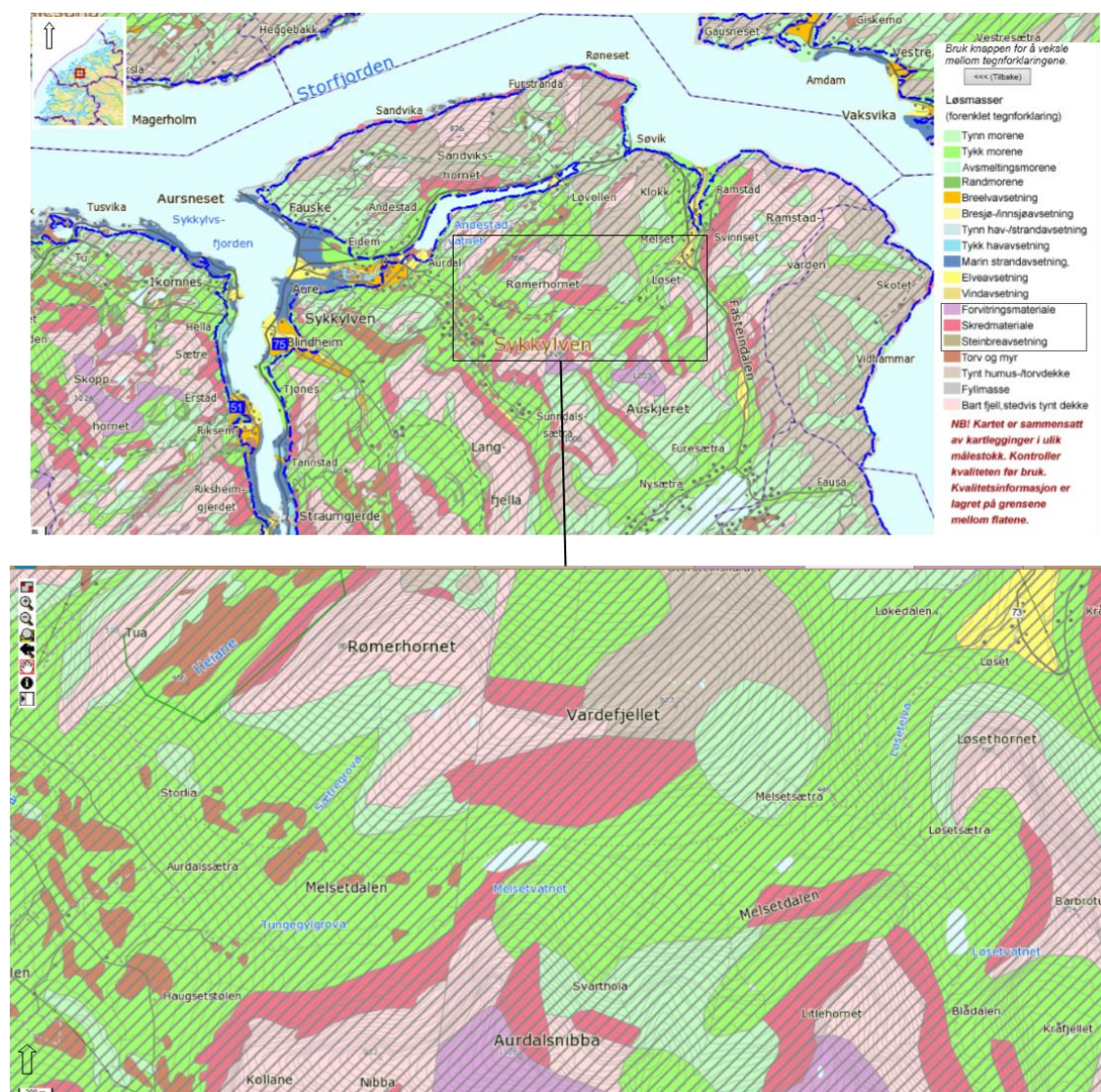
**Figur 5: Normalverdier for årlig temperatur og nedbør i Sykkylven**

(Norsk Meteorologisk Institutt, 2016)



### 2.1.3. Lausmassar

Lausmassar I den sørvendte fjellsida mellom Vardefjellet og Rømerhornet ligg ei stor ur, som på NGU sitt lausmassekart er klassifisert som skredmateriale, samanhengande dekke, stadvis med stor mektighet. «Avsetjingar danna ved steinsprang, fjellskred, snøskred eller lausmasseskred frå bratte dalsider. Symbol viser dominerande skredtype. Tjukkelsen er meir enn 0,5 m og det er få fjellblottingar i området (NGU, 2015b). Vidare viser kartet lausmasser, som stort sett er tjukk morene og myr i dalbotnen, skredmateriale i fjellsidene og tynn morene, forvittringsmateriale og bart fjell på toppane. Marin grense er også merka av, og har ikkje gått meir enn 75 meter over dagens havnivå i området (Figur 6).



Figur 6: Lausmassekart med marin grense

Øvst: Oversiktskart med marin grense (blå stipla linje) og lausmassar. Under: Nærbyle av Melsetdalen/omegn, med lausmassekartlegging frå NGU (2015b).

## 2.2 Berggrunn

Store delar av Nord-Vestlandet, inkludert Sykkylven, ligg i det prekambriske grunnfjellsområdet, og er også kjent som Vestre gneisregion (VGR). Det er gotiske og svekonorvegiske djup- og overflatebergartar med eit aldersspenn frå 1700-900 millionar år, der den dominerande bergarten er granittisk til diorittisk gneis, stadvis migmatittisk, som reknast å vere rundt 1800-1500 millionar år gammal. Det går også ei smal stripe med glimmerskifer frå sevedekka gjennom området (Nordgulen & Andresen, 2013).

Mykje av dei geologiske strukturane i Vestre gneisregion er eit resultat av den kaledonske fjellkjededanninga i Silur-tidleg Devon, der dei to tektoniske platene Laurentia og Baltika kolliderte. Prekambrisk fjell langs vestkanten av Baltika vart pressa djupt ned i mantelen og vart utsatt for metamorfose under høg temperatur (Nordgulen & Andresen, 2013). Seinare i Devon og tidleg karbon kom gneisregionen til dagen igjen, som eit resultat av ei sein- og postkaledonsk storskala utstrekking eller transtensionalt system. I regional skala ser en ein klar tendens til djuptdykkande, loddrette folder orientert NØ-SV (Osmundsen et al., 2009). Desse er kutta i ein liten vinkel av Møre-Trøndelagforskyvinga, som går ØNØ-VSV (Watts, 2001).

Møre-Trøndelagforskyvinga er ei 10-20 km brei og over 300 km lang sone med bristrelaterte deformasjonar som dukkar bratt nedover frå Fosenhalvøya i midt-Noreg. Den har ei ØNØ-VSV retning, og 2 hovudforskyvingar: Hitra-Snåsa Forskyvinga (HSF) i nord og Verran forskyvinga (VF) i sør. Begge er sub-vertikale strukturar med ØNØ-VSV retning (Watts, 2001). Som følgje av dette er både fjordane si topografiske hovudretning og dei regionale berglaga ein nordaust/sørvest orientering (Blikra & Nemeč, 1998). Berglaga har blitt pressa saman til ei bratt sone som vart reaktivert mange gongar i etterkant. Grunna den intense deformasjonen og metamorfosen er det generelt vanskeleg å skilje bergartar med ulikt opphav frå kvarandre (Watts, 2001).

## 2.3 Kvartærgeologi

Det er mogleg at Noreg dekt av is opp mot 40 gongar i løpet av kvartær tid. Den siste istids maksimum var sein Weichsel, frå 17000-21000 år før notid, og landet vart isfritt rundt 8500 år før notid (Lilleøren et al., 2012; Mangerud, Gulliksen, & Larsen, 2010). Under siste istid var heile Sør-Noreg dekt av det skandinaviske isdekket, og dalane vart dekt av glasialt morenemateriale. Frå ca. 13 000 år før notid vart området i løpet av 3000 år fritt for innlandsisen (Mangerud, 1980), og dalsidene med morenejord og kame-terrassar har sidan da

blitt sterkt på virka av erosjon og gravitasjonskrefter (Blikra & Nemeč, 1998). Perioden frå 11 300 til 10 800 før notid kallast sein Allerød, og er karakterisert av overflatevatn med lave temperaturar, store årlige temperaturvariasjonar og relativt sterk lagdeling av vassøyler, som er karakteristisk for fjordmiljø. Dette medførte at temperaturforholda var litt ulike mellom land og hav, som igjen gav litt høgare temperaturar i marine strøk (Grøsfjeld et al., 1999). Undervegs i nedsmeltinga av siste istid vart det ei kraftig klimaforverring i perioden 10 800-10 000 år før notid, Yngre Dryas (YD), der isen igjen rykka fram, spesielt på delar av vestkysten (Mangerud, 1980). En kan følgje Yngre Dryas-morena frå innlandsisen nesten uavbrote frå Oslofjorden og rundt heile Sør-Noreg til Trøndelag (Mangerud, 1980; Mangerud et al., 2010).

Paleoklimatiske undersøkingar i Volda (Grøsfjeld et al., 1999) viser svært kalde forhold, med havoverflatetemperaturar ned mot frysepunktet og lange sesongar med isdekte sjøar. Liknande temperaturendringar er sett i resten av Nordvest-Europa, men resultatata som eksisterer frå Voldafjorden på Sunnmøre viser mykje større registrerte endringar enn ved det opne havet og i andre sjøar i Vest-Noreg. Årsaken kan ha vore at store mengder ferskvatn som enda i fjordane frå dei kalvande breane bremsa innstrauminga av saltvasstraumar frå havet, som igjen vil ha ført til lavare temperaturar i vatnet (Grøsfjeld et al., 1999).

### **2.3.1 Topografisk påverking**

Søraust-Skandinavia er eit låglandsområde, der avstanden mellom akkumulasjonsområder og isfronten var store. Isstraumen var også divergent, slik at all netto akkumulasjon vart spreidd over eit stort/langstrakt isfrontområde. Som resultat av dette måtte det ei veldig stor auke i akkumulasjon til for å gi eit meningsfullt framrykk, og responstida var lang (Mangerud, 1980).

I Sørvest-Noreg derimot, er der store fjellplatå nærme kysten, berre avbrote av smale dalar og fjordar. Under YD var desse platåa akkumulasjonsområder, og isstraumane gjennom dalane og fjordane var konvergente. Dette førte til hurtig og stor framrykking av isfronten. På same måte var tilbaketrekkingane i dei mildare fasane hurtige i dette område, grunna kalving i fjordane. I dette området førte altså topografien til at innlandsisen responderte hurtig på kortvarige klimatiske endringar, med store variasjonar på isfronten (Mangerud, 1980). Men også internt i dette området vart det variasjonar i topografi som førte til ulikt utslag på innlandsisen. Rundt Sognefjorden er det store høg fjellsområder på begge sider, som akkumulerte mykje snø ned til fjorden. Lenger nord på vestlandet derimot, er det mykje mindre akkumulasjonsområder rundt fjordane. Der er høge, smale og bratte fjell, som ikkje tar



i mot like mykje snø som dei flatare fjellområda i Sogn. Påfølgjande vart kalvingsraten større enn akkumulasjonsraten, og breane kom ikkje ut til kysten.

Teorien er godt underbygd av resultat frå Trøndelag og Oslofjorden. Trøndelag har nemlig klimatiske likskapar med resten av Sørvest-Noreg, men har ikkje blitt påverka av innlandsisen under YD på same måte. Topografien i området er den same som rundt Oslofjorden, og dette er årsaken til at 2 så nærliggande områder som nordvestlandet og Trøndelag er så ulike (Mangerud, 1980). Der isen ikkje nådde ut til kysten vart det i stede danna mange lokale alpine brear og saman med det kjølige kystklimaet førte dette til ei betydelig auke i skredprosessar (Blikra & Nemeč, 1998; Isarin, 1997; Mangerud, 1980; Rye, 1966).



## 3 Teori

### 3.1 Aktuelle landformer

Ut frå opphavsprosess kan ein kategorisere ulike landformer. Fjell- og steinskred stammer frå omfattande svikt i fjellet, medan steinbre med opphav frå talusar stammar frå steinsprang (Ballantyne, 2002). Mange overflateformer, som riller, furer, utbulande skråningar, er resultat av kryp i fjellmasser. Slike former kan både komme til i forkant av og som resultat av større skred (Braathen, Blikra, Berg, & Karlsen, 2004; Chigira, 1992), og i eit seinare utviklingsstadium av ein steinbre (Ballantyne, 2002; Ikeda & Matsuoka, 2002). Steinbrear og protalus ramparts kan også ha utspring frå fjellskredmateriale, og landforma vil da vere av polygenisk opphav (Wilson, 2004)

### 3.2 Skred

Norske skredtypar delast inn i tre prinsipielle underkategoriar: Steinsprangområder, steinskredområder og komplekse felt. Desse klassifikasjonane er basert på strukturell geometri og deformasjonar, skråningsgradient og massevolum (Braathen et al., 2004).

Steinsprang har volum på inntil 100 m<sup>3</sup> og bevegar seg hovudsakleg som enkeltblokker som ikkje påverkar kvarandre (Domaas & Grimstad, 2014). Kjeldeområdet har bratt gradient, og blokker delast opp av sprekkesystem som går parallelt og normalt på skråninga. Ofte er blokkene heilt oppdelt, og kun friksjon held dei igjen. Difor skjer fallet momentant i det dragkreftene overgår friksjonskreftene (Braathen et al., 2004).

Over tid dannar det seg ofte talusar i steinsprangområder, men ikkje alltid like synleg/strukturert i ujamne skråningar. Fordi store steinar har større energi enn små, vil det bli normal fallsortering, med dei største partiklane nedst (Blikra & Nemeč, 1998). Små partiklar fangast også lettare i søkk mellom større partiklar. Underlaget påverkar også utløpsdistanse. Ei ru overflate vil sakke farten. Men det avhenger også av korleis blokka landar; byrjar den å spinne kan utløpet bli langt, men landar den flatt kan rørsla bli stoppa momentant (Domaas & Grimstad, 2014).

Steinskred inkluderer massevolum mellom 100-10 000 m<sup>3</sup> (Domaas & Grimstad, 2014). Dei oppstår oftast i skråningar med vinkel lavare enn 45, (30-45), og der svakheitssoner som følgje av foliasjon, eksfoliasjon eller orienteringa til berglaga ligg sub-parallelt med skråninga. Utglidingar i nedre delar av skråninga fører gradvis til utglidingar i overliggjande delar, som gjer at slike skred kan breie seg langt opp og bakover i ei skråning, spesielt der

materialet er delt opp i blokker (Braathen et al., 2004). Interaksjonen mellom materialet i skredmassen, og mellom dette og underlaget, fører til store energitap grunna kollisjonane, som avgrensar utløpsdistansen. Vidare vil små utflatingar og humpar i terrenget også relativt lett påverke og bremse utløpsfarten ved slike relativt små- moderate massevoluma (Domaas & Grimstad, 2014).

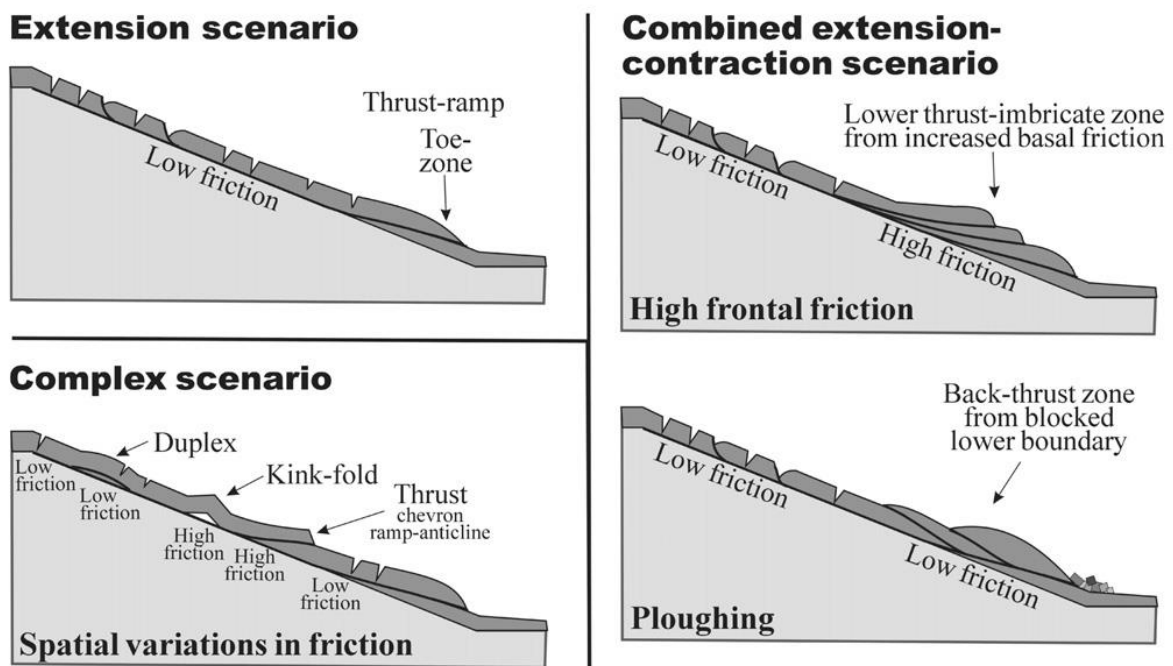
Massar over 10 000 m<sup>3</sup> reknast som fjellskred (Domaas & Grimstad, 2014), eller fjellkollaps. I denne samanhengen er ofte komplekse felt involvert.

Eit komplett fjellsidekollaps skjer som regel i relativt upåverka og intakt fjell (Hewitt, Clague, & Orwin, 2008). Sig, sprekker og deformasjonar i forkant er vanlig, men dersom fjellet har vore utsatt for meir omfattande forvitring og oppsprekking ser det ut til å minke sannsynet for katastrofale kollaps. Dei fleste kollaps skjer faktisk i relativt massive, harde bergartar som er eksponert i relativt unge dalar. Inn under denne gruppa inngår også sidene på aktive og sovande vulkanar, dalar med djupe innskjerdingar, fjordlandskap og nylig deglasierte dalar (Hewitt et al., 2008). Utløpsdistansen kan bli uvanleg stor, som forklarast med at når farta aukar blir avstanden mellom partiklane større, kollisjonane færre og energitapet mindre. Trykk mellom partiklane vil også redusere den indre friksjonen (Domaas & Grimstad, 2014).

Deformasjonar som oppstår i forkant av skred kan vere resultat av gravitasjon, forsterka av kortvarige og langvarige faktorar. Kortvarige faktorar inkluderer seismisk aktivitet, vasstrykk og/eller frost-relaterte prosessar. Frostrelaterte prosessar inkluderer iskiler. Desse kan sprengje ut bitar i sprekkesystem, men i komplekse felt med lav vinkel krevjast meir enn iskiler og gravitasjonskrefter får å danne større rørsler, og fungerer oftare som bindeledd i sprekkesystem. Generelt er ein fryst grunn viktig for stabiliteten, og ustabilitet er oftare knytt til smelting av is. Frostsprenging er mest effektivt ved grader lavare enn 0, mellom -3 og -5 grader. I Noreg er auka deformasjonshastigheit i forkant av skred knytt til fryse-tine periodar. Langvarige faktorar inkluderer gradvise endringar i skjærstyrken/motstanden i solen/grunnstrukturen. Vasstrykk og/eller frostsprenging fører truleg til steinsprang, medan gradvise endringar i skjærstyrke kombinert med vasstrykk og fryse-tineprosessar i det basale losneområdet/skjærssona truleg er viktige faktorar i fjellskred/utglidingsområder og komplekse felt (Braathen et al., 2004; Chigira, 1992).

Deformasjonane kan gi informasjon om dei interne stressforholda i fjellet, som er kontrollert av tilstanden i overgangssoner, som for eksempel friksjon langs den basale skjærssona. Braathen et al. (2004) deler slike karakteristiske geologiske rekk rundt skred/komplekse felt vidare inn i 3 undergrupper ut frå hendingsløp/senario (*Figur 7*):

- 1) Ekstensjon i heile spenningsfeltet grunna lav basal friksjon gir karakteristiske strukturar som sprekker, ekstensjonsbrot og normalforskyvingar.
- 2) Kombinert ekstensjon-kontraksjon der øvre del av feltet er som punkt 1, medan nedre del er under kompresjon av det overliggjande feltet og dermed blir skubba framover. Dette gir oppstabling av materialet. I tillegg til det overliggjande trykket kan to faktorar forklare denne oppstablinga. Enten er det høg friksjon langs den underliggjande overflata, eller så blir den fremste delen blokkert, som fører til at dei massane som kjem etter pløyer seg inn i massane framfor, som gir distinkte haugar vendt bak mot fjellsida.
- 3) Komplekse scenario der vekslende basal friksjon langs underlaget fører til tilsvarende variasjon mellom kompresjon og ekstensjonsformer i overflata, som da gir overflatetrekknøyt til begge dei første scenarioa, samt fleire oppskubba/utbulande områder (Braathen et al., 2004).



**Figur 7:** Skjematiske profiler deformasjonsstrukturar i skredområder.

Skissa viser korleis sprekker, ekstensjonsbrot og forskyvingar vil oppstå på ulike punkt i skråninga.

Forskyvingar har to underdelingar: normalforskyvingar og motsette/skubbande forskyvingar, som er kjenneteikn for respektivt ekstensjonelle og samanpressande rørsler. Underliggjande faktorar inkluderer basal friksjon og blokkering av dei nedre delane av skråninga (Braathen et al., 2004).

Tilsvarende skildringar knytt til kryp i fjellmassar finst også i Chigira (1992), og Jarman (2006).

Dei fleste forstadia til større skred består av rotasjonsrørsler. Det kan også vere delvis intakte massar som glir eller blir deformert. Overflatemorfologi kan og sei noko om det stammar frå utgliding eller deformasjon, og vidare vil resultatene av ekstensiv og samanpressande deformasjon vere ulike, og ikkje alle områder har tydelege bakkantar og sprekker, men heller diffuse overgangar til det kringliggjande området (Chigira, 1992; Jarman, 2006; Wilson, 2004). Manglande skredarr/bakkant kan også skuldast nedbryting over tid som skjuler skredarr, eller at dei har blitt fylt igjen av debris ovanfrå i etterkant (Wilson, 2004). I områder med svært bratt relieff, som i store delar av Noreg, har heile skredmassen forlate utfallsområdet og ligg i dalbotnen eller over i motsett dalside. Der terrenget er litt slakare derimot kan skred ha fleire ulike utfall som gir ulike morfologiske overflater/kjenneteikn. Avsetjingstunga kan nå heilt ned i dalbotnen, men har mykje av massane stua opp bakover mot losneområdet. Likevel ser det ut til at friksjonen i underlaget samt hardheita til bergarten har meir å sei for utløpsdistansen enn hellingsgrad (Jarman, 2006).

### 3.3 Steinbre

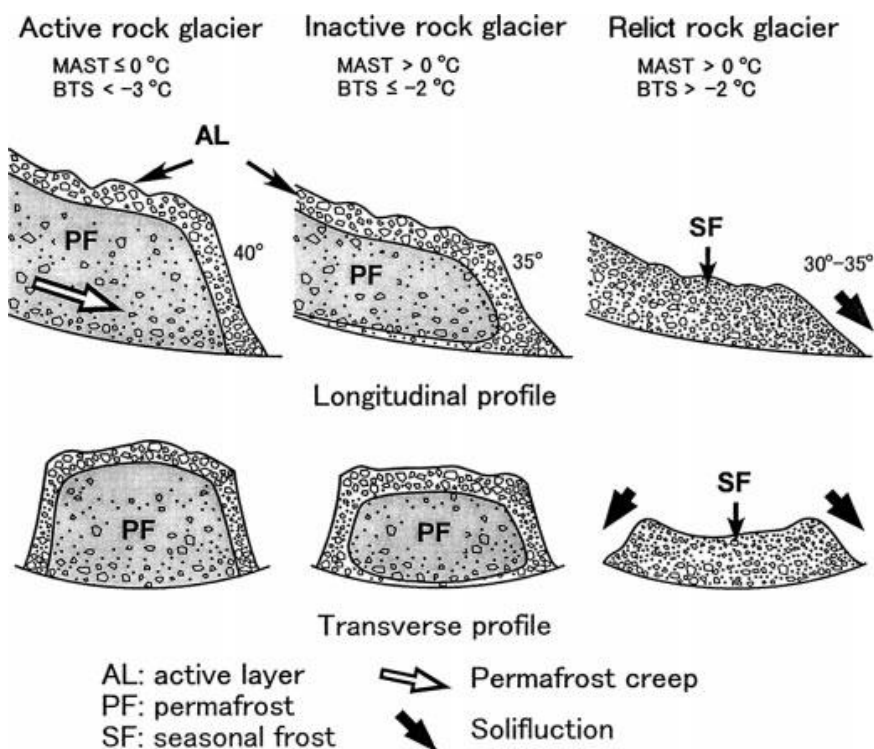
Det finst mange ulike oppfatningar om kva ein steinbre er. Hovudsakleg vil klassifiseringa vere avhengig av temperaturregimet i bakken og mengdeforhold av is/stein. På kvar sin ytterkant er det to anerkjente oppfatningar av ulike typar steinbrear: debrisdekt isbre, som krev permafrostfrie områder, og steinbre som har utspring frå ein talus (vidare i denne oppgåva omtalt som steinbre), som hovudsakleg reknast som jamt krypande, isrik debris med permafrost i fjellskråningar utan isbrear (Haeberli et al., 2006). Steinbre-liknande fenomen kan også oppstå frå fjellskredmassar, desse kallast *protalus rampart* (Shakesby, 1997).

Millar and Westfall (2008) brukar parameter som geografisk plassering og morfologiske forhold til å skilje mellom steinbrear i (glasiale) botnar og dei som oppstår langs dalsider. Steinbrear i dalgryter/botnar er som regel generelt større enn dei i dalsider, dei har større lengd enn breidd, og ligg ofte nede i og ut over dalbotnen. Tilsvarande har dalside-breane større breidd enn lengd, terrasse-, teppe- eller trekantforma strukturar og er relativt små i forhold til botnsteinbrear. En finn dei langs skråningar, i talluskjegler og nedafor klipper eller skredrenner, med front som flyt ned mot dalbotnen og ligg parallelt med dal-aksen (Millar & Westfall, 2008). Det er mange artiklar innan kvar av tilnærmingane og diskusjonen rundt klassifiseringa, og samla oppsummerande eksempel kan ein blant anna finne i Humlum (1996), Lilleøren et al. (2011); Millar and Westfall (2008).

Ei gjennomgåande trend rundt dei fleste steinbrear sin morfologi er at dei har overflatestruktur med riller og furer, uavhengig av status. Det finst lobeforma og tungeforma variantar, som også kan vokse saman til store tepper. Storleik kan variere veldig, alt frå 50 m. til fleire km. lange, med frontar som er 5-100 m høge, sjølv om fåtalet overstig 50 m. (Ikeda & Matsuoka, 2002).

En skil hovudsakleg mellom aktive, inaktive og relikte steinbrear (*Figur 8*). Aktive og inaktive skil seg frå relikte ved at dei har permafrost tilstade, og difor er fellestermen for desse «intakte steinbrear». Aktive skil seg frå inaktive ved at dei beveger seg nedover grunna indre permafrostdeformasjon, noko som fører til at fronten er bratt ( $>35^{\circ}$ ) og fri for vegetasjon (Barsch, 1996; Ikeda & Matsuoka, 2002). Inaktive steinbrear har litt slakare front, kan ha alle typar profil, men fleirtalet er flat eller konkav, og med delvis eller heildekkande vegetasjon. Foten av loben har også utvikla eit steinblokkteppe, og stabile blokker i overflata. Relikte har avrunda og undertrykt topografi grunna permafrostsmelting, samt vegetasjonsdekke på overflata. (Barsch, 1996; Ikeda & Matsuoka, 2002). Det er nedbrytinga av permafrosten som kontrollerer morfologien og strukturen til inaktive og relikte steinbrear. Det er ikkje gitt at ein relikte steinbre har senkingar. Reduseringa av massen avhenger i stor grad av det originale isinnhaldet i steinbreen, som kan variere frå nesten 100% massiv is (Clark et al., 1996), til mindre enn 60% issementert debris (Barsch, Fierz, & Haeberli, 1979).

Meir detaljert om parameter som skil dei ulike typane finst i Barsch (1996), Ikeda and Matsuoka (2002).



**Figur 8:** Skjematisk skisse av steinbrefrontar

Skissa illustrerer i dei 3 stadia aktiv, inaktiv og relict, i kombinasjon med temperaturar (Ikeda & Matsuoka, 2002)

Den opne strukturen i det aktive laget, som er vanlig i intakte steinbrear, mogleggjer intens nedkjøling av den underliggjande permafrosten og lagring av kald luft gjennom vinteren (Harris & Pedersen, 1998; Hoelzle, Wegmann, & Krummenacher, 1999; Humlum, 1996, 1997). Som følge av dette tillater steinbreens rørsle nedover skråningane at permafrost eksisterer ved lavare høgder enn dei jordbaserte omgjevnadane (Harris & Pedersen, 1998). Denne tilstanden som bevarer permafrost vil minke etter kvart som det utviklar seg jord i mellom blokkene, da dette hindrar gjennomstrøyming av luft og gir påfølgjande auka temperatur (Ikeda & Matsuoka, 2002). Harris and Pedersen (1998) vektlegg at fleire teoriar må takast med i forklaringa på korleis lufta blir kjølt ned og bevart kald nede i store blokk-masser. Ein kombinasjon av Balch-, og Chimneyeffekta<sup>1</sup>, fordamping om sommaren, kontinuerlig luftutveksling med atmosfæren og ulike mengder langvarige snødekke, skråning og strålingseksponering verkar inn på kor djupt frosten går, og kor stabil den held seg (Balch, 1900; Harris & Pedersen, 1998).

<sup>1</sup> Teoriar om korleis luft beveger seg ned gjennom masser endrar den interne temperaturen i avsetjingane (Harris & Pedersen, 1998).



### 3.4 Paraglasial justering og permafrostmiljø

Permafrost er ein bestemt tilstand i bakken, der materialet har temperatur på 0 eller mindre kontinuerleg over minst 2 år. Termen *periglacial* er ofte knytt til dette fenomenet, sjølv om det ikkje er eit absolutt krav å ha permafrost for å få eit periglasialt miljø (Etzelmüller & Frauenfelder, 2009). Geomorfologiske prosessar i permafrostområder knytast hovudsakleg til resultat av årlige fryse-tine syklusar, gravitasjonsprosessar som solifluksjon og kryp, og landskapsformande erosjonsprosessar assosiert med ekstrem kulde, som frostforvitring. Permafrosten si rolle rundt lagring og transport av sediment, og den generelle innverknaden på landskapsutvikling er mindre utforska, men ofte knytt til Steinbrear (Berthling & Etzelmüller, 2007; Etzelmüller & Frauenfelder, 2009).

Permafrost i fjellet er ein viktig faktor for prosessar relatert til produksjon, flytting og avsetjing av sediment. Men i dei områda som før har hatt isbre og seinare blitt deglasiert blir mesteparten av sedimenttilgangen og massestraumane forklart innan konseptet *paraglasial justering*. Her er berggrunnsgeologi, topografi og klima viktige faktorar for mengd sedimentutsending (Ballantyne, 2002). Tidsavhengige sedimentlager i fjellet er påverka av permafrostførekomstane som har blitt utvikla som resultat av enkelte klimafaktorar i tida etter tilbakegangen av breis i tidleg Holocen (Etzelmüller & Frauenfelder, 2009).

Termen *paraglasial* refererer ikkje til eit bestemt prosessdomene men er eit uttrykk for overgangsprosessar, i dette tilfellet som følgje av glasiasjonar og tilpassing til ein ny likevektstilstand etter deglasiasjon. Det viser til den geomorfologiske ubalansen som oppstår; erosjon og akkumulasjon av debris blir tilgjengeleg for ikkje-glasiale prosessar etter deglasiasjon (Etzelmüller & Frauenfelder, 2009).

Det kan vere uklart kor vidt ei landform er danna av permafrost i tidlegare tørt, periglasialt klima, eller eit resultat av deglasiasjon og paraglasial justering etter deglasiasjon, og i tillegg kanskje påverka av seismisk aktivitet som følgje av landheving (Lilleøren et al., 2011).

Områder som nylig har gjennomgått deglasiasjon har eit stort potensiale for å danne nye landformer, fordi området justerer seg frå eit glasialt til eit nytt, ikkje-glasialt miljø. Sedimenttilgangen er stor etter glasial erosjon har gitt overheng og ustabil fjell i dei nyeksponerte områda. Når isen forsvinn missar fjellet også støtta, og byrjar å justere seg ut i form av eksfoliasjon etter trykkreduseringa (Ballantyne, 2002; Blikra et al., 2006; Braathen et al., 2004). Sekundære faktorar som kan verke inn på masserørslene er tektoniske hendingar

som følge av landheving, forvitring og erosjon, og vasstrykk (Ballantyne, 2002; Blikra et al., 2006).

Avhengig av klimaet kan det dannast mange ulike landformer: steinbrear, som krev permafrost, solifluksjonslober som krev sesongbasert frysing, talusar frå skred og steinsprang, som både kan vere resultat av forvitring, frostsprenging under kalde forhold, og degradering av permafrost og meir vatn i fjellet ved mildare klima (Ballantyne, 2002; Blikra et al., 2006).

Varierende permafrostforhold har hatt innverknad på steinskred/skråningsprosessar og landformer gjennom Holocen. Mellom, etter og rundt glasiasjonar påverka permafrosten stabilitet i fjellveggar, regional og lokal distribusjon av steinbrear, samt gelifluksjonsrater (Etzelmüller & Frauenfelder, 2009; Lilleøren et al., 2012)

Forskjellig overflatedekke visast å vere ein kontrollerande faktor på oppretting og djupn av permafrost, spesielt i grenseområder der permafrostsensitiviteten er stor. Blokkmarker transporterer kald luft effektivt ned i bakken grunna lufttransport og lagring mellom blokker med store holrom (Balch, 1900; Lilleøren et al., 2012). Berthling and Etzelmüller (2011) ser på samanhengen mellom blokkmark, permafrost og isdekke med kaldt underlag/kald is. Blokkmarker gir lavare bakketemperatur og indikerer førekomst av ikkje-eroderande isdekke, og kan da også vere eldre enn siste istids maksimum.

Førekomsten av permafrost og vatn er dominerande faktorar som vil ha innverknad på sedimentstraumane, enten ved å sakke eller framskande rørslene (Etzelmüller & Frauenfelder, 2009). Permafrost kan også stabilisere fjellveggar og skråningar når den ligg som lim og bruer i fjellsprekkene, men smelting av denne vil igjen gjere fjellveggane ustabile. Det er observert store mengder is i bakveggen til utfelte steinblokker både i Noreg og andre fjellområder i verda (Blikra et al., 2006; Hasler, Gruber, & Beutel, 2012; Isaksen et al., 2011).

Det er tydelig at tining av permafrost gjennom siste istids maksimum i tillegg til at støtta frå isbreane seinare forsvann er viktige faktorar som påverka steinskredaktiviteten. I dag er vi i ein periode der permafrosten frå Lille Istid varmast opp og smeltar, noko som fører til auka skredaktivitet i utsette fjellområder (Davis, Brewer, Stevenson, & Guiot, 2003; Lilleøren et al., 2012).

## 4 Metode

### 4.1 Feltarbeid

Oppgåva baserer seg først og fremst på feltobservasjonar gjort i 3 bolkar sommaren 2014 (28.juni, 9-10 august og 28-29 august). Utgangspunktet var å nytte Schmidthammar og lichenometri til å stadfeste relativ alder (differansar internt i området), og observasjon, GPR og laserskann til å analysere overliggjande og djuptgåande, større og mindre landformer og strukturar.

### 4.2 Instrumentbaserte metodar

#### 4.2.1. Lichenometri

Metoden lichenometri vart forkasta. Det vart konkludert med relativt tidleg under første felttur at mange av lavvekstane var eit resultat av at fleire individuelle vekstar har grodd saman til ein stor, og metoden vil da vere ubrukeleg (over 500 år). Det vart lagt merke til og fotografert lichens og overgrodde steinar i seinare feltturar, for å underbygge konklusjonen om gammal alder.

#### 4.2.2. Schmidt hammar

Schmidt hammar er eit instrument som målar hardheita til ei overflate. Forvitring reduserer hardheita til steinoverflater, og dermed vil differansar i hardheit mellom ulike steinar vere eit relativt mål på kor lenge overflata har vore eksponert for forvitring (McCarroll, 1994).

Schmidt hammar skulle nyttast for å få ei relativ datering av ulike områder i ura, for å sjå om det var stort aldersspenn mellom topp, botn samt sørsida av dalen. Denne metoden vart også nytta til same formål i studien av liknande landformer på Øyberget i Skjåk, Oppland (Matthews et al., 2013). Metoden vart forkasta etter testing, da berggrunnen i studieområdet dominerast av gneis. Gneis er ein bergart som karakteriserast av fleire ulike mineral, og minerala igjen av ulik hardheit og forvittringshastighet. Difor vil bergartsforskjellar lett kunne bli forveksla med forvittringsforskjellar. På grunn av dette vil dateringar med Schmidt hammar vere knytt til stor usikkerheit. Det var fleire testar som førte til avflaking på teststeinen, som gjer det vanskeleg å sei om ein slår på ein ung eller gammal overflate. I tillegg var materialet generelt mykje dekt av mose og lav, og få låg horisontalt.

#### 4.2.3. Ground penetrating radar (GPR)

Blant diverse geofysiske teknikkar, viser GPR seg å vere ein av dei best egna til å definere eigenskapar som samansetning og struktur blant anna i alpine steinbrear med permafrost. Til

no har kartlegging av struktur og oppbygging blitt brukt for å forstå deformasjonsmønster i landformene/massane (Degenhardt, 2009).

For å få ei digital GPR-profil sender ein ut elektromagnetiske radarpulsar med høg frekvens (10-1000 MHz.) ned i bakken. Så måler ein tida det tek mellom utsendt signal, refleksjon frå ein underjordisk diskontinuitet, og til mottak tilbake i ei antenne på overflata. Ein kan identifisere fysiske strukturar under overflata grunna det sterke forholdet mellom dei fysiske og elektromagnetiske eigenskapane geologisk materiale har. Det er stor forskjell i dei elektromagnetiske eigenskapane til stein, is, vatn og enkelte sediment, noko som gjer GPR spesielt egna for kartlegging av permafroststrukturar og å estimere termale forhold i steinbrear (Degenhardt, 2009).

I ei GPR-undersøking gir hastigheita til radarbølgjene indirekte informasjon om materialet til massen som er undersøkt. Ulikt materiale har ulik dielektrisk permittivitet (leiingsevne), og radarbølgenes hastigheit vil som resultat også variere med materiale, og vatn/is-innhald har særleg stor påverking (Brandt, Langley, Kohler, & Hamran, 2007). Har ein direkte synlege punkt tilgjengeleg til å samanlikne/korrelere med GPR-data blir radarbølgjehastigheit veldig nyttig informasjon (Monnier et al., 2011). Endring i elektriske eigenskapar kan også ha samanheng med sedimentologiske variasjonar (kornstorleik), endring av ulike overflater, mineralogi, tettheit, kontakt mellom vatn og stein eller vatn og is. Desse faktorane er nært knytt til vassinnhaldet i mineralet, som spelar ei avgjerande rolle i produksjon av GPR-reflektorar (Degenhardt, 2009).

Eit problem med tolking av radardata er at refleksjonane i ei profil både kan stamme frå primærreflektorar og sekundære hendingar, støy, lysspaltingar/diffraksjonar m.m.

For å få ei ordentleg tolking av det eksakte antal lag krev ei detaljert kvantitativ analyse av radardataa. Men sjølv om ein ikkje gjer dette kan ein bruke refleksjonane til å kartlegge dei tydeligaste lagstrukturane i bakken (Berthling, Etzelmüller, Isaksen, and Sollid (2000).

Målingane som vart gjort til denne oppgåva vart ganske dårlige, med store forstyrringar bl.a. grunna mange stopp i det særst ulendte terrenget og teknisk svikt i datatransporten. Likevel kan små delar av bilete vise antydningar til korleis strukturen ser ut, og kvar det er utprega strukturendringar.

### 4.3 Eigne observasjonar, bildeanalyse

Eigne observasjonar og tolkingar er ein viktig del av feltarbeid-relatert forskning. Det gjeld å finne ein balanse mellom å belage seg på eksisterande teori, ny kunnskap, og å tenke sjølv for å få forskning til å ha ei utviklande retning. Denne oppgåva er for det meste bygd på observasjonar, som igjen er påverka både av egne idear danna før feltarbeid, val av fokusområder i feltarbeidet, og vidare personlege tolkingar, ut frå eigen kunnskap.

Bakgrunnsinformasjon er ein essensiell epistemologisk ingrediens i vår evne til å observere ulike moment på kloden (Rhoads & Thorn, 1996a). Kva bakgrunnskunnskap vi har påverkar arbeidet vårt. Val og tankar vi gjer rundt arbeidsmetodar, observasjonar, tolking av data, og konklusjonar kan endre seg etter kvart som vår kunnskap endrar seg (Harrison, 2009). Dette var tilfelle også i arbeidet rundt denne oppgåva. Forskaren si teoretiske djupn og logikk vil igjen avhenge delvis av samfunnet en lev i, i form av korleis utdanningsinstitusjonar eller andre læreforum vel å prioritere og framstille ulike tema. Dette kan knytast til omgrepet sosialkonstruktivisme: paradigmet som dominerer i ei gitt tid har innflytelse på korleis man forskar (Rhoads & Thorn, 1996a).

Frå eit naturalistisk perspektiv er målet med observasjon i dagens geomorfologi å samle informasjon om eit element, for eksempel landform eller prosess, gjennom kausale lenker som knyt det observerte til observatøren. Denne lenka kan vere enten kort eller lang. Ei kort kjede inneber sansane sin oppfatningsevne, hovudsakleg augo. Ei lang kjede inneber fjernanalyse ved bruk av avansert teknologi. Ein samlar inn og behandlar data om jordoverflata med hjelp av instrument som bærast av fly, ballongar, rakett eller satellitt, og vidare blir data analysert av observatør (Rhoads & Thorn, 1996a).

I denne oppgåva er både korte og lange lenker tatt i bruk. Korte lenkjer (syn) vart brukt under dei 3 feltturane, medan lange kjeder vart tatt i bruk før, i mellom og etter feltturane, ved bruk av ortofoto, kart, datasett og visuelle globusar. Foto teke under feltarbeidet representerer også lange lenker, men er basert på korte kjeder fordi bileta representerer det som observatør (syn) får med seg i felt. Uansett vil foto vere knytt til lange lenger, fordi ein i etterkant gjer ei ny tolking som kan føre til ande observasjonar og tolkingar enn dei som var tilfelle då biletet vart teke i felt.

Geomorfologar beskriv kloden ved å klassifisere landformer. For å klare å skilje mellom ulike landformer klassifiserast det på grunnlag av separate element. Problemet med eit slikt konsept er at det set grenser mellom respektive topografiske element, medan naturen i røynda er

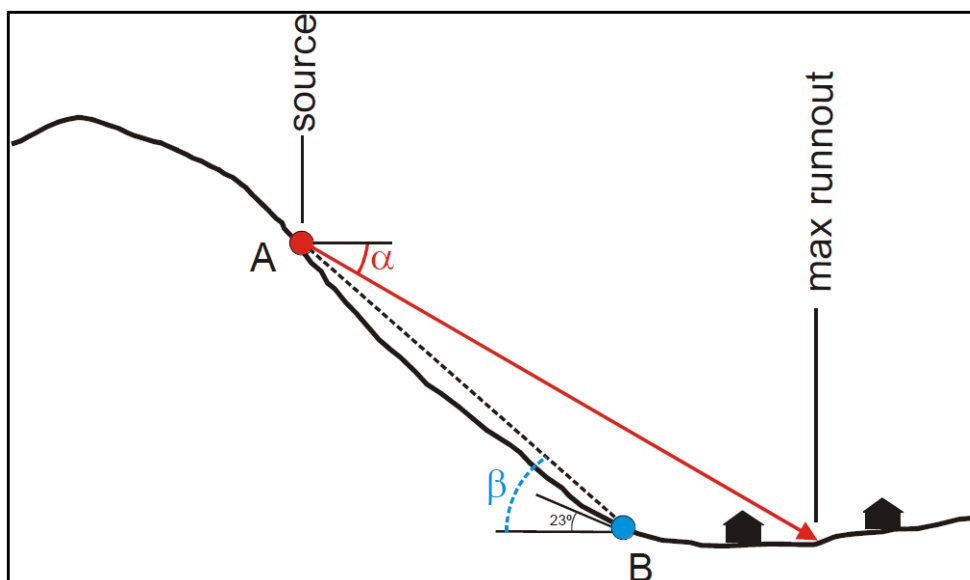
mykje meir kompleks, med glidande overgangar og kryssande eigenskapar, prosessar og utfall (Berthling, 2011; Rhoads & Thorn, 1996a). Og sjølv om vi så godt det lar seg gjere forsøker å holde klassifiseringa objektiv, og har mange tilnærmingar i defineringa, er og blir menneskets tolkingar nettopp menneskelige, og aldri absolutt naturtro/objektive. Landformer danner grunnlaget for vitenskaplege undersøkingar, og resultatane frå undersøkingane re-definerer våre oppfatningar og idear om landformene. Dette fenomenet går ei ein evig sirkel, utan at vi nokon gong får den absolutte fasit (Inkpen & Wilson, 2013; Rhoads & Thorn, 1996a, 1996b).

#### 4.4 Alfa-Beta modell

Alfa-beta metoden (*Figur 9*) er basert på ein empirisk formel frå studiar av skredbaner til steinsprang i Noreg (Bakkehøi et al., 1981), og nyttast for å finne maksimal rekkevidde for steinsprang. Metoden er vidareutvikla av Domaas (1994) ved NGI. Vinkelen  $\alpha$  gir den maksimale rekkevidda ut frå formelen:

$$\alpha = 0,77 \times \beta + 3,9^\circ$$

Betavinkelen  $\beta$  er vinkelen mellom horisontalplanet og toppen av losneområdet ved betapunktet. Betapunktet er definert som det punktet der terrenghellinga er signifikant blir slakare enn 23 grader (Domaas, 1994).



**Figur 9: Prinsipiell skisse av Alfa-beta modell.**

B er primærskråninga sin hellingsvinkel basert på linja mellom kjeldeområdet og punktet der skråningsvinkelen er  $23^\circ$ . A er lengste moglege utløpsdistanse, basert på formelen  $\alpha = 0,77 \times \beta + 3,9^\circ$  (Domaas, 1994).

Modellen angir ein middelværdi, og er utvikla for terrengforhold som gir moglegeheit for relativt store skred. Det må difor leggast til at skred både kan gå kortare og lenger enn denne middelværdien (Ulrik Domaas & Grimstad, 2014).

Hellingsvinklar vart funne ved hjelp av skredmodelleringsprogrammet RocFall.<sup>2</sup>

Skråningsprofiler vart importert frå norgei3D (Norkart AS, 2001), og vinklane vart vidare funne manuelt med teikneverktøyet. Det må difor takast i betraktning feilmarginen som oppstår ved manuell oppteikning heller enn eit digitalt register av nøyaktige punkt som bakgrunnsmateriell for resultatane, både skråningsvinkel og maks utløp. Det er likevel kun meint som ein bi-informasjon for å byggje under teoriar om korleis materialet har vorte tilført og stansa, og skal ikkje vidare nyttast som detaljert kvantitativ skildring av skråningane.

#### **4.5 Eksisterande kartdata**

Det vart nytta fleire basiskart i denne oppgåva, alle i digitalt format. Enkelt grunnkart over Nordvest-landet i målestokk 1:1 280 000 og topografisk kart over Sykkylven i målestokk 1:40 000 frå kvartverket er henta frå fylkesatlas.no (Statens Kartverk, 2016b)

www.norgebilder.no (Statens Kartverk, 2016a) er mykje nytta. For det meste utan spesifikt kartlag, for oversikt og oppmåling av lengd og areal, i tillegg til tolking av landformer.

Ortofoto frå *Møre 2013* (Statens Kartverk, 2013) vart nytta for å tydeligare sjå formasjonane i frontlobene og andre forskjellar i terrenget rundt desse.

I tillegg har den virtuelle globusen Norge i 3D (Norkart AS, 2001) nytta til landfortolkingar, oppmåling av høgdeforskjellar og framstilling av skråningsprofiler.

*Geokronologisk kart og berggrunnskart* (NGU, 2015a) med informasjon om litologiske aspekt for å bestemme grunnfjellsgeologien i forskingsområdet. Lausmassekart med marin grense (NGU, 2015b) til hjelp for tolking av klimahistorikken og moglegeheitene for borttransportert materiale. Alle desse er digitalt framstilt hos geo.ngu.no/kart, NGeU (2015a) og i trykt utgåve i Ramberg et al. (2013).

---

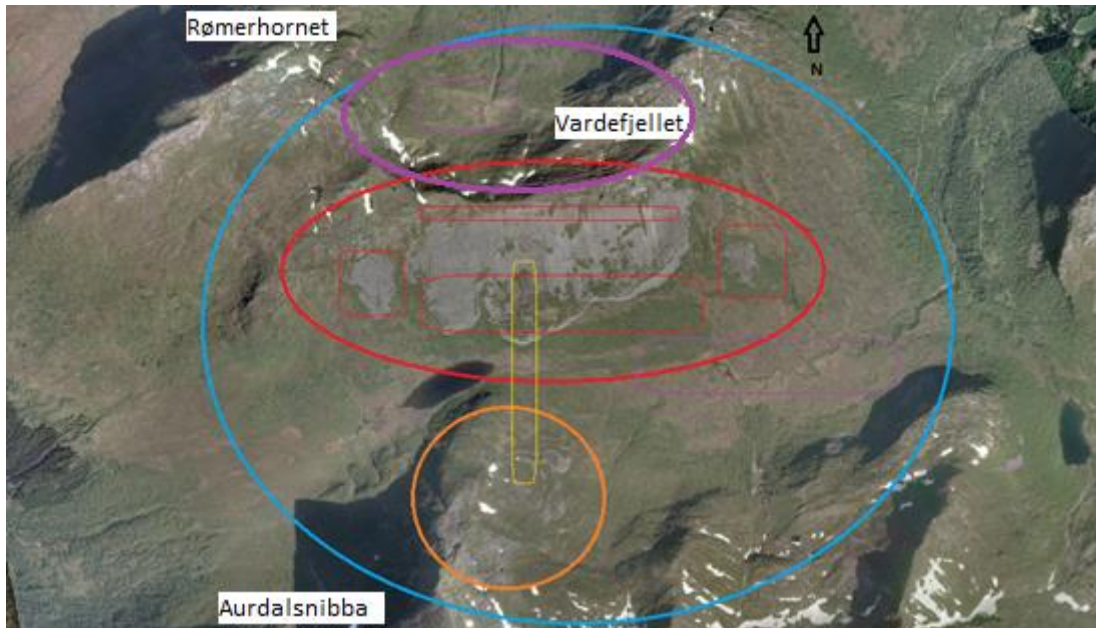
<sup>2</sup> Modelleringsprogram utvikla av Rocscience Inc., Canada.





## 5 Resultat

### 5.1 Oversikt over studieområde



**Figur 10: Oversikt over Melsetdalen og gjeldende fokusområder**

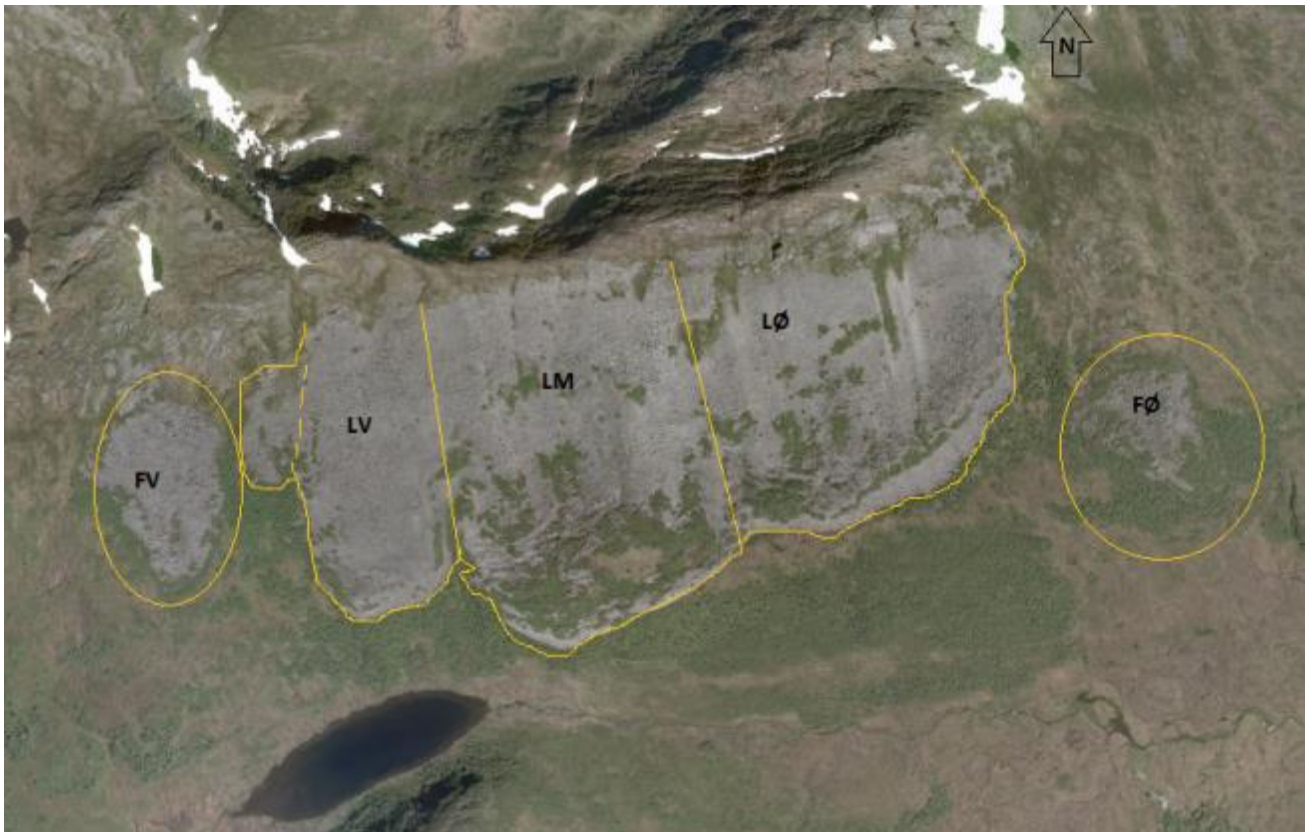
Sirklane viser ulike fokusområder. Blå sirkel: feltområdet i si heileheit, med Melsetdalen og dei næraste kringliggjande områda. Raud sirkel: hovudområde ur, med underdelingane bakkant, frontlober, og separate urer på kvar side av hovudur. Lilla sirkel: Nordbotnen, baksida av Vardefjellet. Oransje sirkel: formasjon på sørsida av Melsetdalen, ved fortan av Aurdalsnibba. Gul strek indikerer samanlikninga som gjerast mellom landformene i raud og oransje sirkel (Statens Kartverk, 2016a).

Som første del av dette kapittelet delast studieområdet inn i 3 delområder (Figur 10), som kvar for seg blir beskrive og analysert.

- Feltområdet Melsetdalen i si heilhet, inkludert dei næraste kringliggjande områda.
- Hovudfelt: Sørsida av Vardefjellet, orientert på nordsida av Melsetdalen. Her ligg ura, som er hovudfokus i oppgåva. Denne blir vidare delt inn i eigne mindre områder. I tillegg ligg der 2 mindre, frittliggjande urer.
- Tilleggsfelt 1: Nordbotnen, som er baksida/nordsida av vardefjellet, med fokus på fjellets struktur samt formasjonar i lausmassane.
- Tilleggsfelt 2: Formasjon på sørsida av Melsetdalen, i foten av Aurdalsnibba.

Til diskusjonen vil formene på sør og nordsida av Melsetdalen samanliknast, og diskuterast opp mot moglege klimatiske forhold og teoriar rundt paraglasiale- og permafrostrelaterte prosessar.

## 5.2 Oversikt hovudområde



**Figur 11: Oversikt ur med intern inndeling**

Ura er inndelt i mindre områder ut i frå naturlege skilje/grenser. Forvittringsur vest (FV) og aust (FØ), Lobe vest (LV), midt (LM) og aust (LØ) (Statens Kartverk, 2016a).

Hovudområdet består av hovudur og to mindre separate urer (Figur 11).

Hovudura går frå rundt 850 moh og ned til dalbotnen på 500 moh. Den er 2 km brei på sitt ytste, og ligg som ei lobe inndelt i 3 mindre lobar ned frå fjellsida. Hovudura delast vertikalt etter dei 3 lobene, vestre lobe (LV), midtre lobe (LM) og austre lobe (LØ). LV har også ein ekstra kant, mest sannsynlig frå eit tilegare utfall, men den største kanten er den stipla linja.

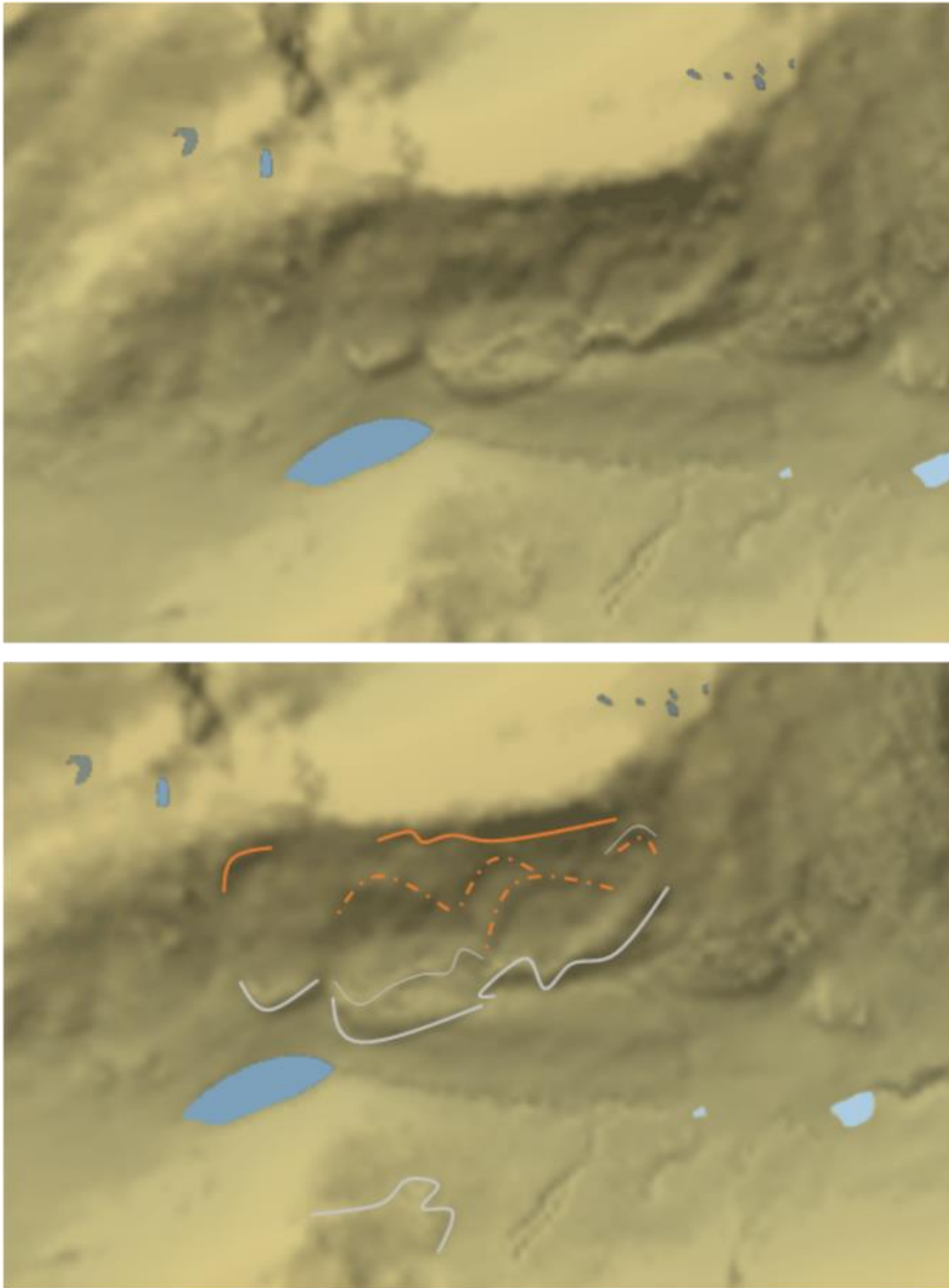
Det ligg to mindre urer på kvar si side av hovud-ura, som i det følgjande foreløpig bli kalla for forvittringsur aust (FØ) og forvittringsur vest (FV). Desse ikkje har noko synleg bakkant/utglidingssoner. Dei har likevel lobar nedst, den vestre noko tydeligare enn austre, men dette kan skuldast at den austre i større grad er dekt av vegetasjon, og den vart ikkje undersøkt på nært hald.

Områda vil vidare i oppgåva uttalast med forkortingane (FV, LV, LM, LØ, FØ). *Figur 12* viser ei oversikt over storleiksorden på dei ulike områda . Der er også ein del av LM som er eit mogleg skred tatt med.

	<b>Lengd (m)</b>	<b>Bredd (m)</b>	<b>Areal (m<sup>2</sup>)</b>
<b>LV</b>	510	230	110 000
<b>LM</b>	620-590-550	440	260 000
<b>LØ</b>	460-400-310	500	220 000
<b>Heile</b>	310-620	1200	590 000
<b>FØ</b>			35 000
<b>FV</b>			48 000
<b>Skred LM</b>	470	440	153 000

**Figur 12: Oversikt over storleiksorden på FV, FØ, LV, LM, LM skred, LØ**

### 5.3 Digital høgde modell (DTM)



**Figur 13: Digital elevasjon modell (DEM) av Melsetdalen.**

Det øvste er utan markeringar for å tydeleg sjå topografien Det nedste har markeringar som framhever merkbarare strukturari ura og i landforma på sørsida av dalen. Oransje linje: bakkant/hamrar. Stipla oransje: Skredarr. Grå linje: ryggar/tunger/hevingar i terrenget (Kartverket, 2016).

Den digitale terrengmodellen (Figur 13) viser tydelegare variasjonar i terrenget enn eit vanleg foto. Her ser vi kvar terrenget har hevingar og senkingar, samt bakkant og moglege skredarr.

LV har mykje jamnare overflate enn resten av ura. Halvparten av bakkanten inngår i hammaren i vestre hjern/VK2, medan andre halva har mjuk avrunding over fjelltoppen. Det kan vere ei lita helningsendring midt i skråninga, men der veldig uklart, samanlikna med dei to andre områda. Fronten er liten men markant, og har relativ høg og bratt front.

LM har også ein delt bakkant, der eine halvdel avrundar mot toppen, og andre halvdel har ein brattare skrent. Eit tydeleg spor/arr midt i skråninga, og breidda samsvarer bra med loben nedanfor. Dette er den mest omfattande loben, som i tillegg til den nedste fronten har ein rygg midt på loben. Denne ryggen byrjar med ei form som liknar på fronten til LV i breidd og plassering i høgda, men det ser ut til at ryggen bøyer av og fortsett opp og bort mot LØ.

LØ har i motsetning til dei andre områda ein større fjellvegg som bakkant, og eit markert skilje til skråninga. Skråninga har 3 arr, eit stort på nivå med det i LV, og to mindre ovanfor. Loben er ulik dei andre med at den ikkje er symmetrisk, men skrånar oppover i aust. Den ligg på omtrent lik linje med fronten til LV og den nemnde ryggen/sekundære fronten på LM. Nærast LM har den også ei bølgeform som samsvarer med fortsettelsen av sekundærryggen på LM.

Vi ser at dalbotnen generelt er jamn, men ved LM og LØ ser det ut til å vere ei forhøgning i det underliggjande terrenget. LM går over denne skuldra, medan LØ stoggar ovanfor.

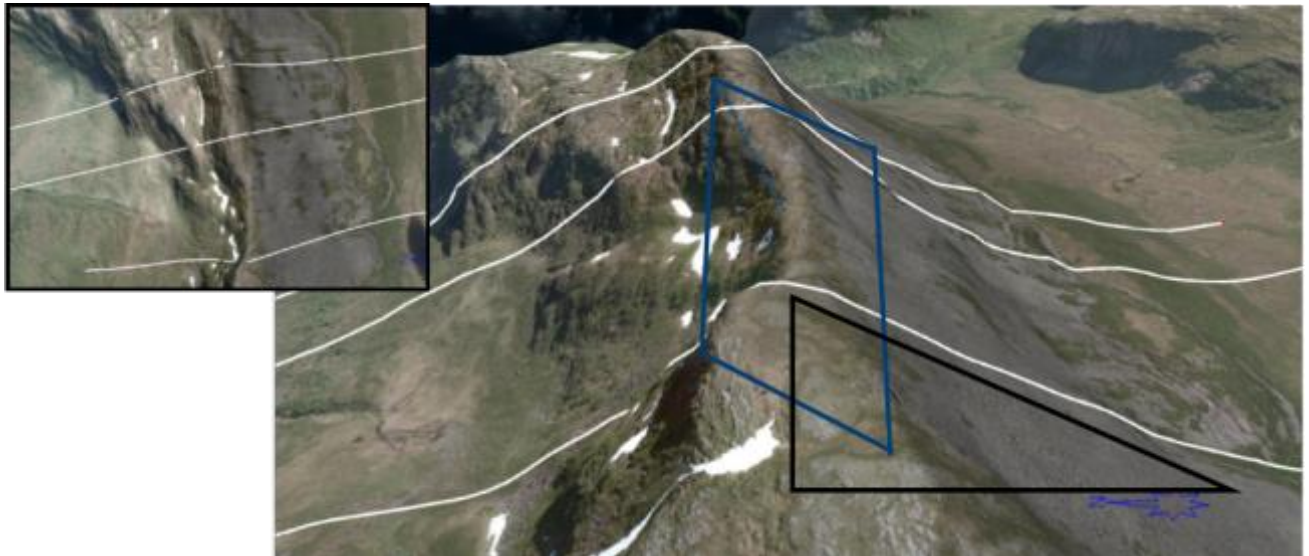


## 5.4 Skråningsprofil og hellingsgrad



Figur 14: Skråningsprofiler av heile ura.

Profilane er dei same, sett frå ulike retningar. A: rett over, B: aust og C: vest (Norkart AS, 2001).

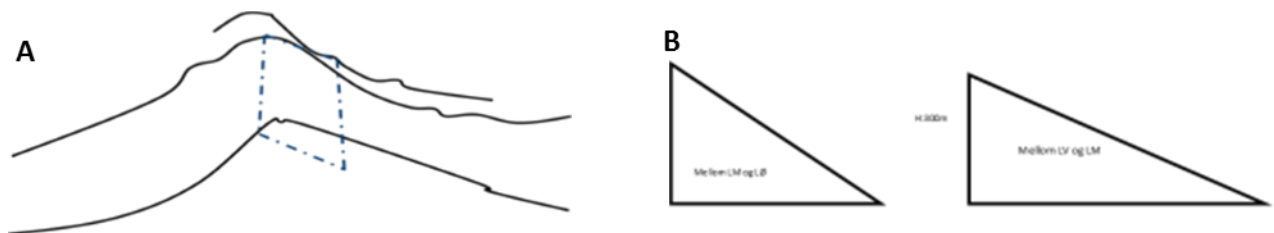


**Figur 15: Skråningsprofil og skissert berglagsretning over Vardefjellet.**

Vardefjellet med Nordbotn og ur sett ovanfrå (lite bilete) og frå vest med pålagt skråningsprofil.

Skjematisk skisse av skråningsforhold (svart figur) og tolka retning på grunnfjellslag (blå figur)

stiplalinja i den blå figuren antyder mulig brattare lagretning enn sjølve skråninga (Norkart AS, 2001).



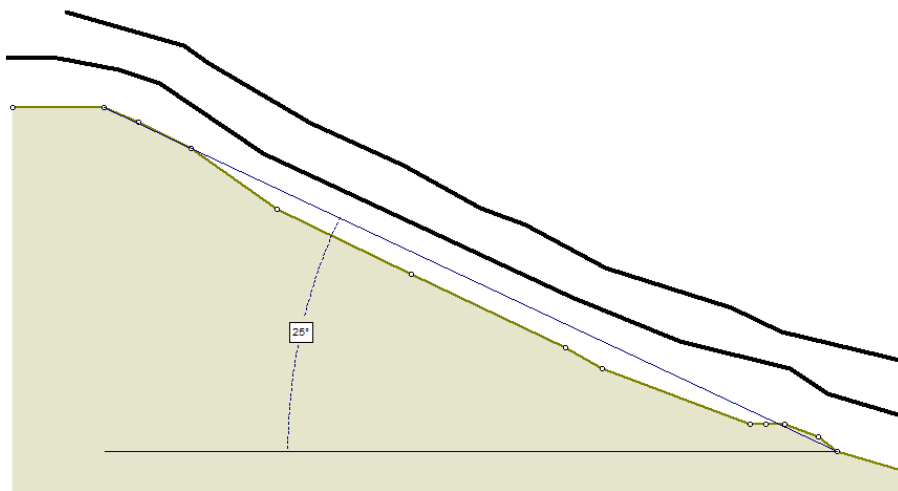
**Figur 16: Skissert skråningsprofil, berglagsretning og skråningshelling ut i frå Figur 15.**

**A:** fjellsida sett mot aust, og pålagt tenkt helling på lagdelinga i grunnfjellet. Næraste profila er mellom

LV og LM, den midterste mellom LM og LØ, og den siste på austre del av LØ. **B:** Skjematisk framstilling

av dei to nærmaste skråningsprofilerna, mellom LM og LØ (venstre) og Mellom LV og LM (høgre).

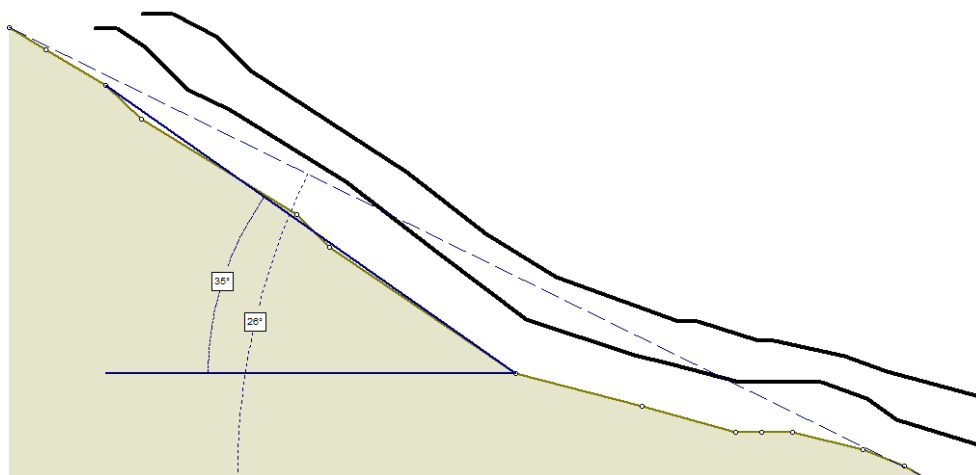
**LV**



**Figur 17: Skårningsprofil og -vinkel LV**

**Hellingsvinkelen frå topp til tunge er  $25^{\circ}$**

**LM**

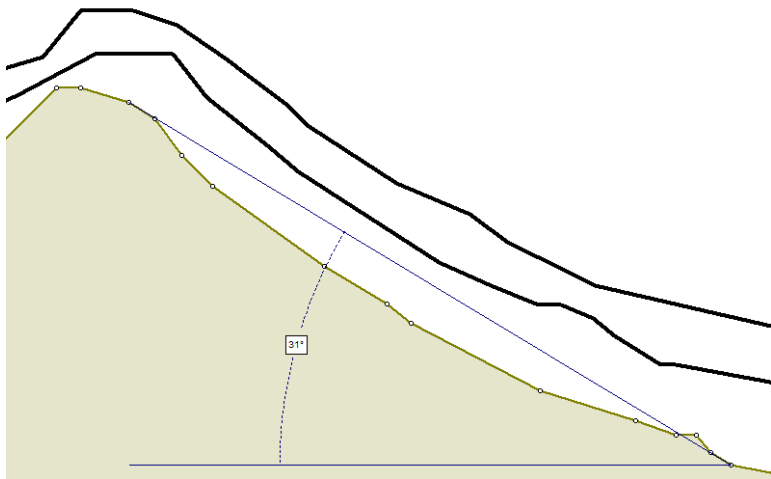


**Figur 18: Skråningsprofil og -vinkel LM**

**Hellingsvinkel topp-tunge er  $26^{\circ}$  og vinkel på primærskråning er  $35^{\circ}$**

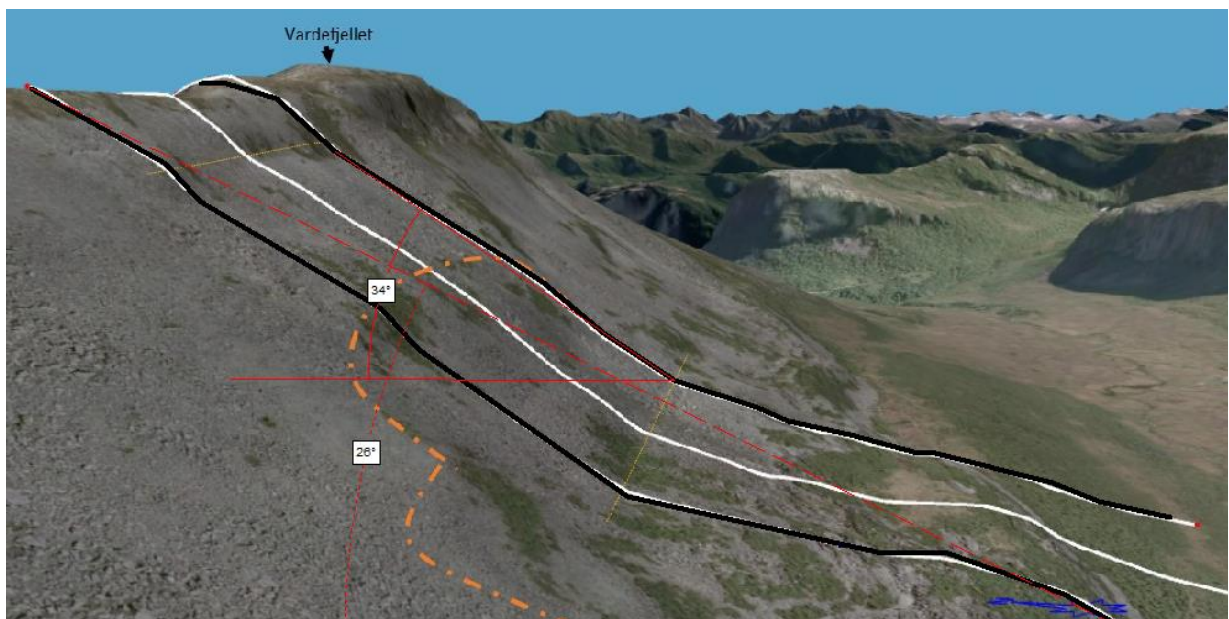


## LØ



Figur 19: Skråningsprofil og vinkel LØ

Hellingsvinkelen er  $31^{\circ}$



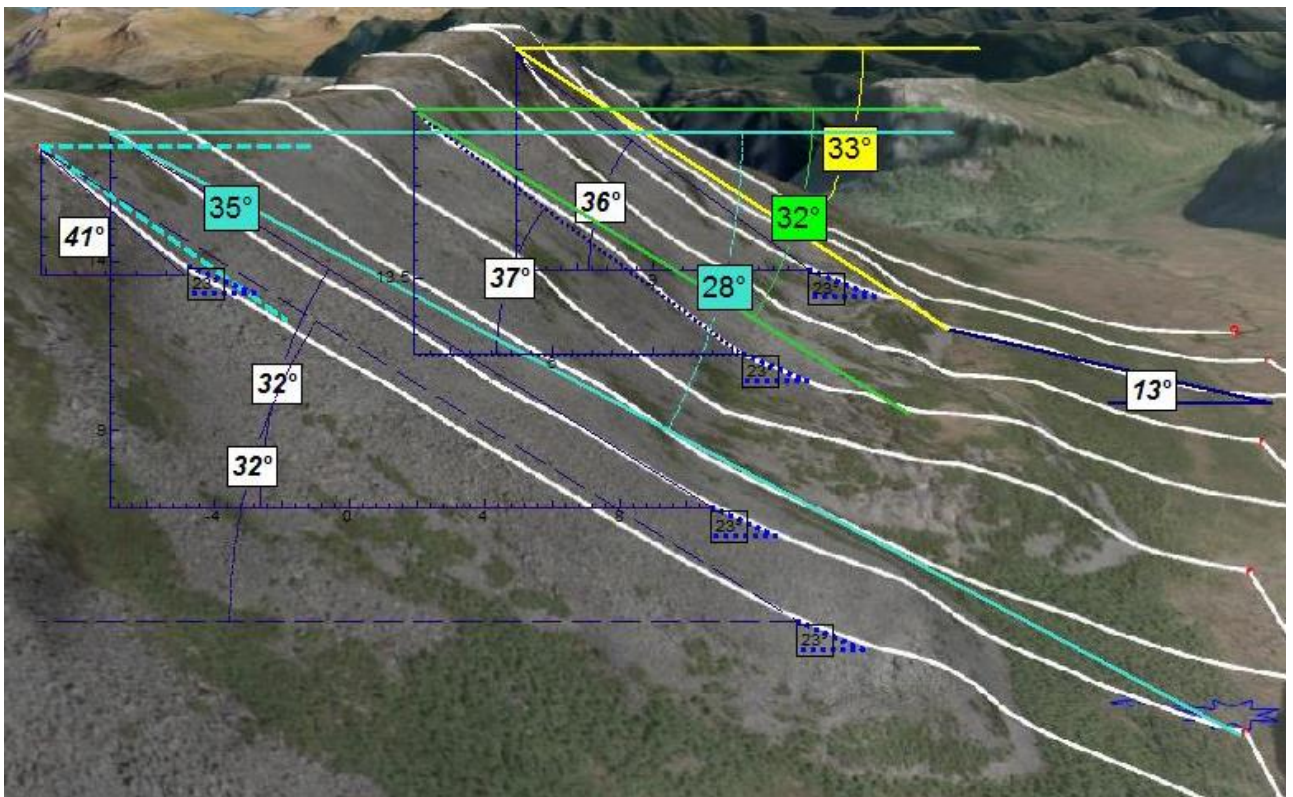
Figur 20: Skråningsprofil LM med merker

Møgleg skredarr er markert (oransje stripla) og primærskråning start og slutt (gul linje). Vinkel markert for topp-tunge ( $26^{\circ}$ ) og primærskråning ( $34^{\circ}$ ) (Norkart AS, 2001).

Skissene av skråningsprofilane (Figur 17, Figur 18, Figur 19) går frå topp til tunge (nedste kul i profil), og litt til. LV er klart slakast og jamnast, med gjennomsnittsgradient på  $25^{\circ}$  (Figur 17). Det blir brattare frå LM (Figur 18) og austover til LØ (Figur 19), frå  $26-31^{\circ}$ . Variasjonen i topp-tunge-gradienten er både grunna svært ulike bakkantar varierende avstand til tunge i dei

3 områda (Figur 14, Figur 22). Primærskråningane ( $\beta$ ) frå alfa-beta modellen (Figur 21) er noko brattare, LM er heile  $37^\circ$ . Primærskråninga til LM reknast som området mellom dei gule linjene i Figur 20, og går over ca. 180 høgdemeter. Midt i denne skråninga finn ein det antatte skredarret. LV har inga tydeleg primærskråning da den har nokon lunde same helling heile vegen. Det er tatt eit alternativt punkt for  $\beta$ -punktet høgt oppe i skråninga, da det var vanskeleg å avgjere nøyaktig kor første  $23^\circ$  punkt ligg. Det alternative punktet ligg på høgde med dei andre lobene sine kjeldeområder, og usikkerheit til desse måla (Figur 21; turkis) må takast i betraktning.

#### 5.4.1. Forventa utløpsdistanse- steinsprang



Figur 21: Maks utløpsdistanse for dei 3 lobene.

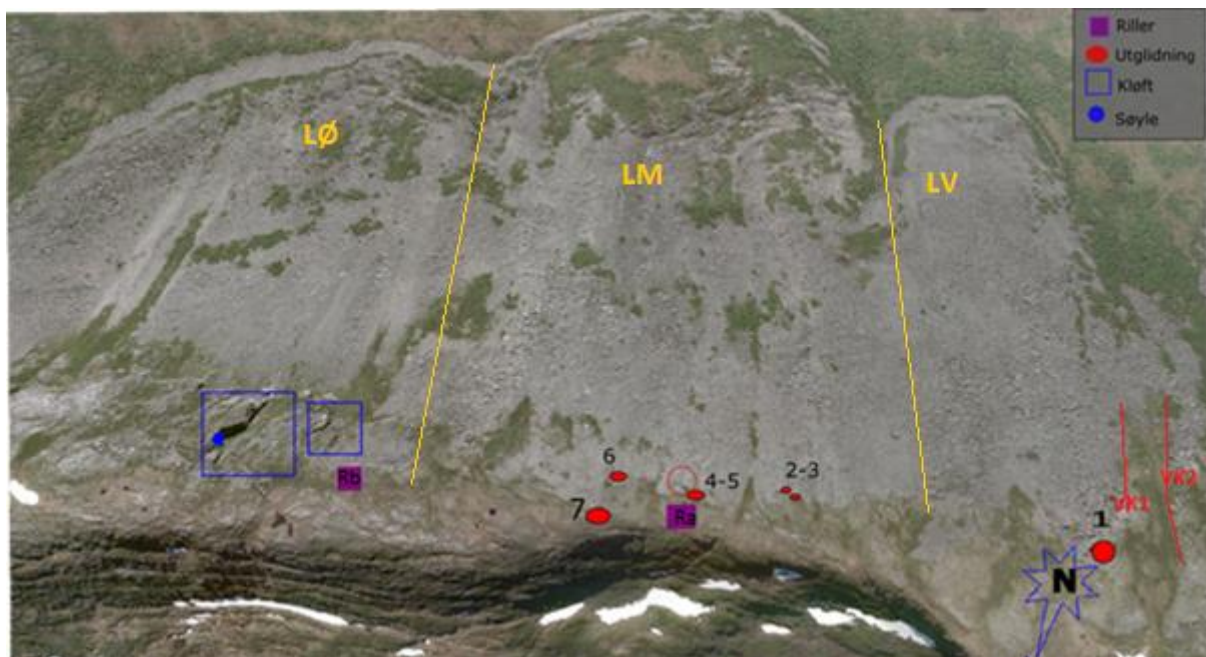
Kvit boks+ blå linjer: skråningsvinkel  $\beta$ . Vinkel i farga boks: maks utløpsvinkel  $\alpha$ . Gul: LØ, Grøn LM, Turkis LV. Svart rute+ blå stiplalinje: Øvste punkt der skråning er  $23^\circ$  (Norkart AS, 2001).

Lobe-profil	Høgde (m)	Lengde (m)	Helling (°) topp-tunge	Helling (°) Primær (β)
LV	275	535	25	32/41
LV	350	540	25	
LM	305	650	26	37
LM	280	580	27	
LØ	325	530	31	36
LØ	280	430	31	
LØ	250	460	28	

Figur 22: H/L og hellingsgrad

Oversikt av avstand og hellingsvinkel på ulike delar av lobene, frå topp til tungel

## 5.5 Lober og kjeldeområder



Figur 23: Oversikt over utglidingssoner over hovudur.

Ura er delt inn i 3 områder ut i frå lobeformene: Vidare har desse områda fleire utglidingssoner/sprekker, nummerert og markert med raud sirkel. Vestre hjørne av kjeldeområdet er også markert, som Vk1 Og Vk2. Lilla firkantar: riller. Blå firkant: Større kløfter i fjellhammar. Blå sirkel: frittstående steinsøyle (Norkart AS, 2001).

Dei 3 felta i ura har fleire distinkte utglidingar og former i bakkant (Figur 23)

Vestre lobe er relativt smal, og kortare i forhold til dei to andre. Tunga har ei ganske jamn overflate, med en bratt, tydeleg front, symmetrisk tungeform, og vegetasjonen er avgrensa til små, ytre kantområder. Bakkanten har ein jamn overgang frå blokkete steinar til foliert materiale som gradvis går over til den vegeterte, avrunda fjelltoppen. Unntaket er mot vest, der vi finn utglidingssone 1, samt hjørne og Vk1 som har ein fjellhammar på 5-7 meter, og store blokker nedanfor.

Midtre lobe er den lengste av dei 3, og den med mest utprega/omfattande/varierte morfologi i front. Loben har mykje vegetasjon, og store furer og kantar. Fronten er bratt, men området bak er større og flatare enn dei to andre. Halve området har ei myr over seg, medan den andre halvdelan har fleire søkk og toppar. I bakkant har vi størsteparten av utglidingane i dette området, og det er i tillegg her fjelltoppen har eit lavare parti enn resten av ryggen.

Austre lobe har den breiaste, og ser ut til å forsvinne under/inn i LM, så sjølve fronten er «kutta» litt etter midten mot vest. Også denne har ein tydeleg frontkant, og har ein del vegetasjon. Fronten har ikkje like mykje vegetasjon som LM, men ganske likt oppover i fjellsida. Det som skil LØ mest frå dei andre er bakkanten. Dette er det einaste loben som har ein ordentleg fjellvegg bak, likevel relativt liten, med maks fal på 80 meter. Det er to store krater i fjellveggen, og elles mykje overheng og laust materiale som nærmast heng i lause lufta. Dette visast også i ura nedanfor, som har noko mindre materialstorleik under dei brattaste hamrane. Eit område er lysare enn resten. Dette kan vere indikator på fersk aktivitet, men det er også observert felt med ulike bergartar på fjellet, og dette kan vere eit av dei områda med ein lysare bergart/mineral. Austre kant av loben går jamt over i vegetert lausmasseterreng.



## 5.6 Utglidingssoner

### 5.6.1. Utglidingsssone LV



Figur 24: Oversikt utglidingsssone LV

Firkant: Vestre hjørne og blokker nedanfor. Sirkel: Første utglidingsssone, S1 (Statens Kartverk, 2016a).

#### Vestre hjørne:



Figur 25: Vestre kant og hjørne til kjeldeområde

Følgjer vi bakkanten av ura til slutt punktet i vest kjem vi først til det vi her kallar Vestre Hjørne (Figur 23Figur 24, Figur 25). Grunnen til at vi kallar det hjørne er at det består av ein fjellvegg på 4-6 meter. Den følgjer heile hjørnet, og fortsett nedover langs sida av ura som ein

del av den vestre kanten (Vk2). Heile hjørnet og resten av Vk2 er 5-6 m. høg og har store sprekker og lause blokker i bergveggen, med vatn som siv gjennom. Like nedanfor bakhjørnet ligg det ei enorm blokk som ser ut til å ha losna og glidd med fallretninga til foliasjonane. Den er 14 m lang og 3 m. brei.

Kanten lengst vest (Vk1) er 2-3 m høg. I området mellom kant 1 og 2 er det eit mosebelagt område bort på ca.30m (60 m. frå skulder til skulder). Det kan sjå ut som materialet frå den første utglidingshylla har organisert seg inn i lobe 1 sitt løp. Begge kantane har eit topphjørne/skulder som er forvitra/foliert, som vi også ser igjen lenger aust på Vardefjellet, over LM og LØ.

### **Sprekk 1**

40 m frå Vestre hjørne finn vi den første store utglidingssona (Figur 24). Sone 1 har fleire utglidingar (Figur 26). Den øvste sprekkka er 6-8 m vid og opp mot 20 lang. Der ligg mange lause blokker på 1-5 m lang og 30-50 cm breie ligg i sprekkka, og i den utglidde delen av fjellet ser vi tydelige foliasjonar og sprekkesystem på kryss og tvers (Figur 27). Nedanfor er det vidare ei smal sprekk, generelt mykje laus stein, og enda ei utgliding nedanfor der igjen med ei breidd på 2-3 m og 9 m lang. Også her er det mange tydelige sprekker/eksfoliasjon, mykje av dette ligg i skråningshellinga si retning, ikkje i retninga til berglaga. Vidare byrjar materialet å velte ned over skråninga. Både øvste og nedste utgliding viser fellestrekk både i storleik, retning og sprekkesystem internt i det materialet som har flytta seg.

Lenger mot vest, om området ovanfor hammaren på vestre hjørne, er der fleire smalare, (15-20 cm breie) vertikale sprekker. Dei går 1-2 m ned i bakken, og nokre meter lange (Figur 28).



Sprekkene og utglidingane følgjer same retning som den 4-6 meter høge hammaren og dei losna blokkene i vestre hjørne.



Figur 26: Utglidingszone S1

Området har 2 tydelege sprekkar, høgre øvst og venstre nedst, med eit område i mellom med fleire små utglidingar og generelt mykje laus stein.



Figur 27: S1

A: nedste utgliding (til venstre i fig.11) b, c : Øvste utgliding. D: øvste utgliding, nærbilete av sprekkene, tommestokk som skala.

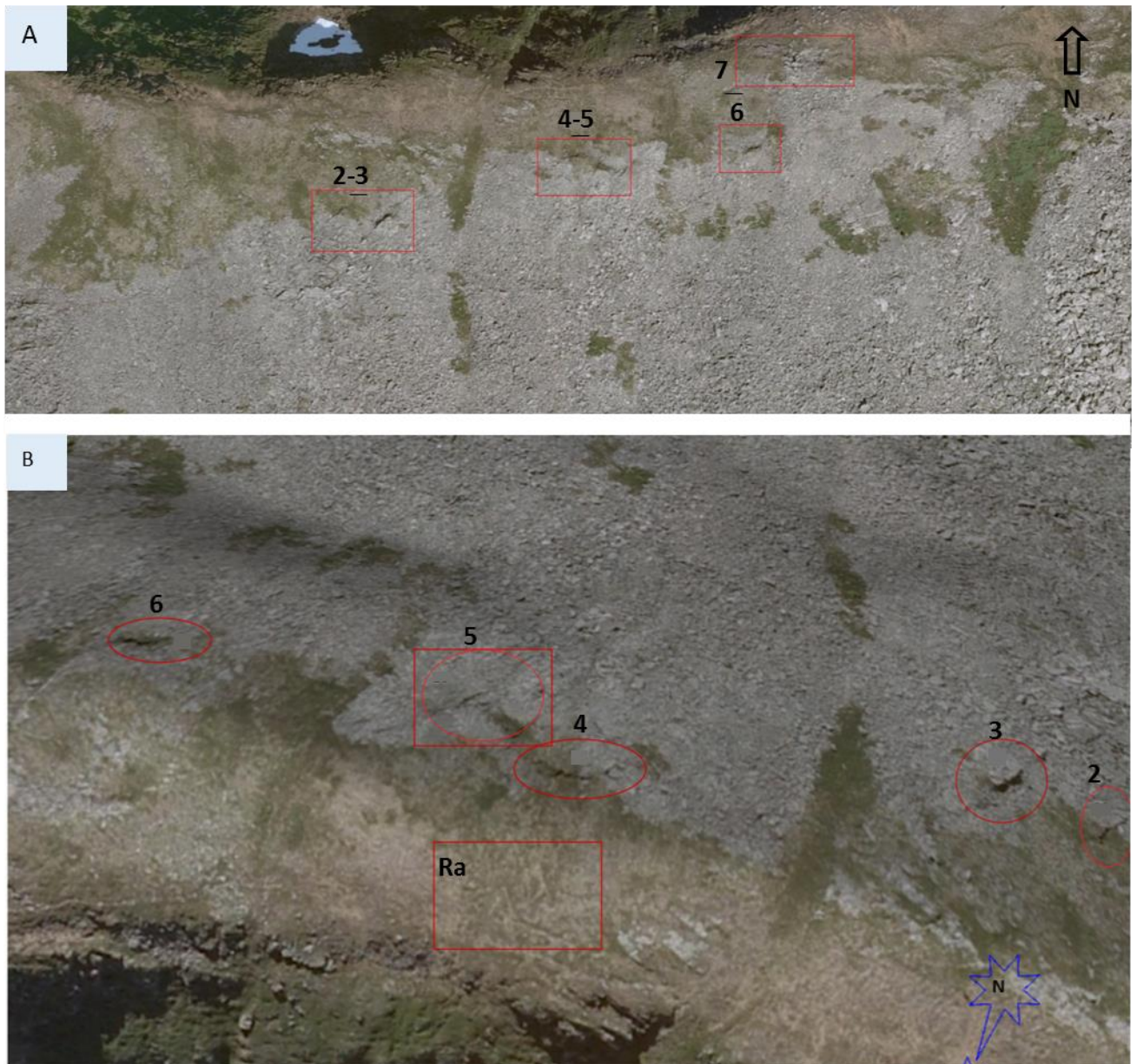


**Figur 28: Forvitring og sprekk S1**

**Venstre: Fjellet i sprekkå er også forvitra, og sterkare mineral stikk ut 1-2 cm. Høgre: ca. 20 cm brei sprekk, ca. 1 m djup.**



## 5.6.2. Utglidingssoner LM



**Figur 29: Utglidingszone LM.**

**A: Sprekk 2-7, over LM, skrått forfra. B: Sprekk 2-6 + riller a, sett bak- og ovanfrå (Norkart AS, 2001)**

I oversikta over kva utglidingar som ligg over midtre lobe ser vi at utgliding 2-6 ligg nokon lunde på lik linje. 2 og 3 ligg nære, det same gjeld 4 og 5. 7 er eit litt større område, som ligg høgare oppe enn dei andre, heilt på toppen av fjellryggen. Også rillene Ra ligg nærme toppen (Figur 29)

## Sprekk 2 og 3



**Figur 30: S2-3**

**Storleksforhold mellom S2 og S3, samt nærbilete av dei to sprekkene.**

**Raud strek indikerer omtrentlig start og slutt punkt på sprekk 3. S2: 15 m lang, 0.5-2 m brei. S3: >4m brei, 10 m lang**

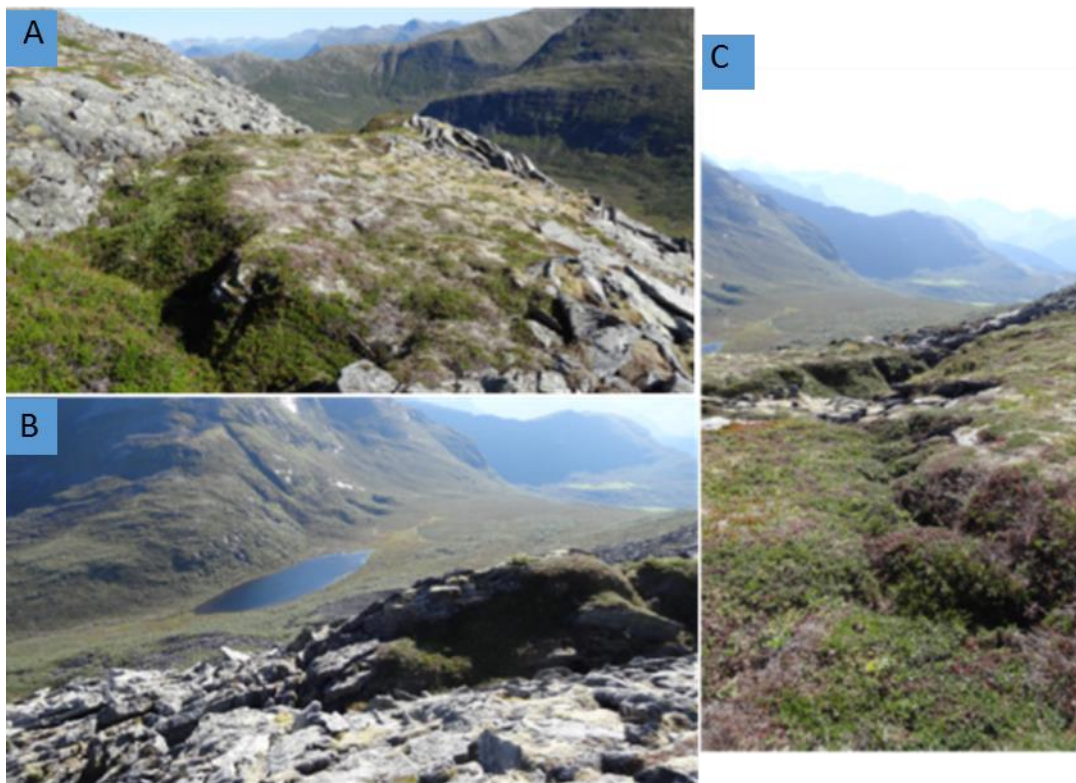
Figur 30 viser karakteristikkar ved sprekk 2 og 3. Det er vanskelig å sei nøyaktig storleik på sprekk i S3 fordi det er mykje laust/oppknust materiale i overgangen mellom det tydelegaste sprekk og dei kringliggjande områda. Stort nok målband var heller ikkje med i felt.



S2 er mykje smalare enn S3, og har i større grad morfologi som ei sprekk i ei vegetert grunn. S3 er breiare og omfattar større bergmasser som har glidd ut, og som står meir separert og fritt ut frå baksida/det faste fjellet.

Alle sprekkene (1-7) har morfologiske likskapar.

### Sprekk 4-5



Figur 31: S 4-5

A: sprekk 5. 15 meter lang. B: same sett ovanfrå. C: sprekk 4

## Sprekk 6

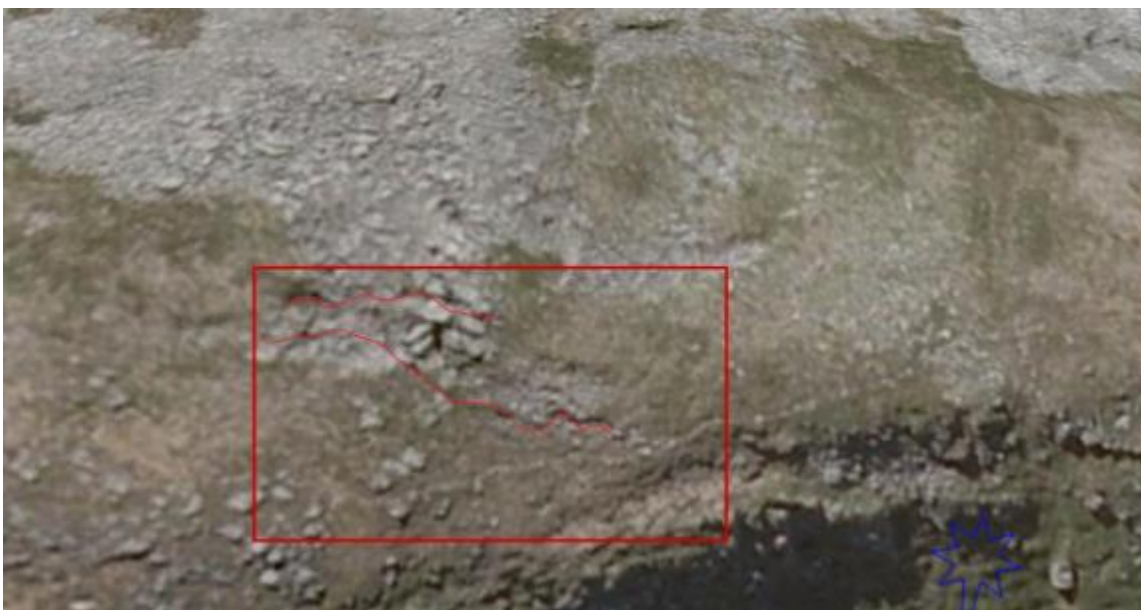


Figur 32: Sprekk 6.

Breidd/lengd-forhold 1:4 (2 meter brei, 8 meter lang)

## Sprekk 7

Omtrent midt på fjellryggen byrjar ei sprekk frå bakkanten (skåla) på fjellet (Figur 33). Sprekka går transversalt/litt på skrå over ryggen, i søraustleg retning. Mange steinblokker ligg usortert over kvarandre, med mindre fraksjonar, sprekker og foliasjonar separat. Det er vanskeleg å sei nøyaktig breidde grunna all steinen som ligg der, men området ser ut til å vere rundt 6 m. breitt, med ei tydelegare bakkantsone på 1,5 m. Sprekksystemet er minst 35 m langt. Orienteringa og foliasjon/sprekkmønsteret på dei individuelle blokkene fortsetter over kanten og over i sjølve ura.



Figur 33: Oversikt Sprekk 7



(Norkart AS, 2001; Statens Kartverk, 2016a)



**Figur 34: S7.**

**Materialet internt i utglidingssona/forskyvinga har store nettverk av sprekker på kryss og tvers.**

### **Riller a**

I tillegg til sprekker og utglidingssoner har terrenget stadvis fleire parallelle søkk, som her kallast riller (**Figur 35, Figur 36**)



**Figur 35: Riller a**

**Smale søkk mellom 10 og 30 cm vide og djupe, på toppen av fjellet over LM, parallelt med skråningsretning.**

### 5.6.3. Utglidingssoner LØ

#### Riller b



**Figur 36: Riller B.**

Desse er større både djupn og breidd enn Ra, og går over eit større område som eit nettverk.

#### Skar/Kløft

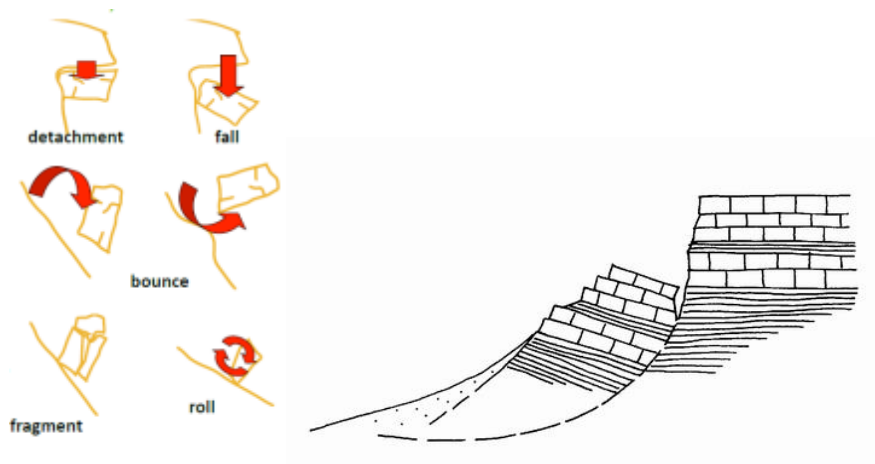
I vestre del av fjellveggen over LØ er det to steder der fjellet har eit skar/kløft (Figur 23). Det fortsatt er horisontal bakvegg øvst på ca. 20 m, før skråninga går 45 m fordelt på 55 høgdemeter ut mot punktet der fjellveggane rundt går over til skråning. Kløfta er 16 m. brei. Midt i bakre del står ei søyle- «namn». Denne har også ein anna bergart i seg. Veggane og søyla er sær s oppsprukke, og har mange lause blokker som ikkje ser spesielt stabile ut, og som heng nesten i lause lufta.

#### Austre hjørne



**Figur 37: Austre hjørne.**

Sett mot vest. Mykje foliasjon, og tydeleg lause blokker, og søyler som har glidd framover ved foten.



**Figur 38:** Skisse av steinsprang og rotasjonsskred

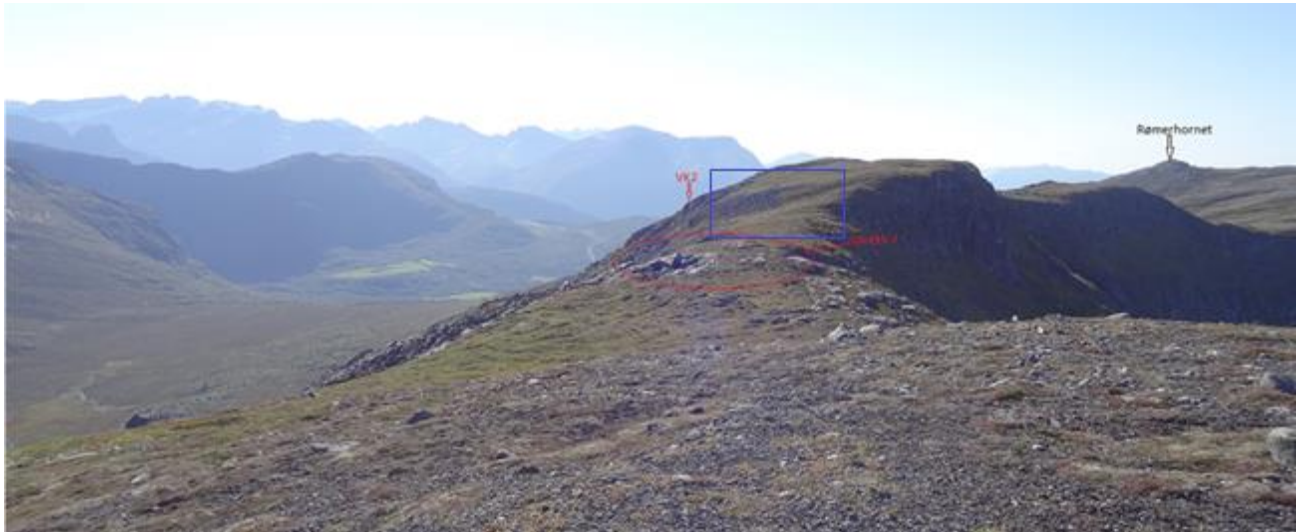
**1:** prosessane gjennom eit steinsprang. **2:** Glideplanet til eit rotasjonsskred og korleis materialet over flyttar seg (Hungr, Leroueil, & Picarelli, 2014).

Austre hjørne (Figur 37) ser eksemplarisk ut opp mot skissene (Figur 38). Ut i frå synleg struktur ser området heilt til venstre ut til å vere spesielt utsatt ut for steinfall, med overheng og lause blokker. Området rett fram ser ut til å ha blitt utsatt for underliggjande rotasjonsskred, og difor fått ein tilt opp og ut frå skråninga, medan søyla rett til høgre derfrå fortsatt heller parallelt med/svakt ned og ut frå skråninga, men har ei svakheitssone midt på, som har forskyvd det øvste materialet litt ut/fram frå resten av søyla. Søyla i seg sjølv er også glidd vekk frå fjellet bakom.



## 5.7 Andre observasjonar

### 5.7.1. Toppområde: vegetasjon og topografiske overgangar



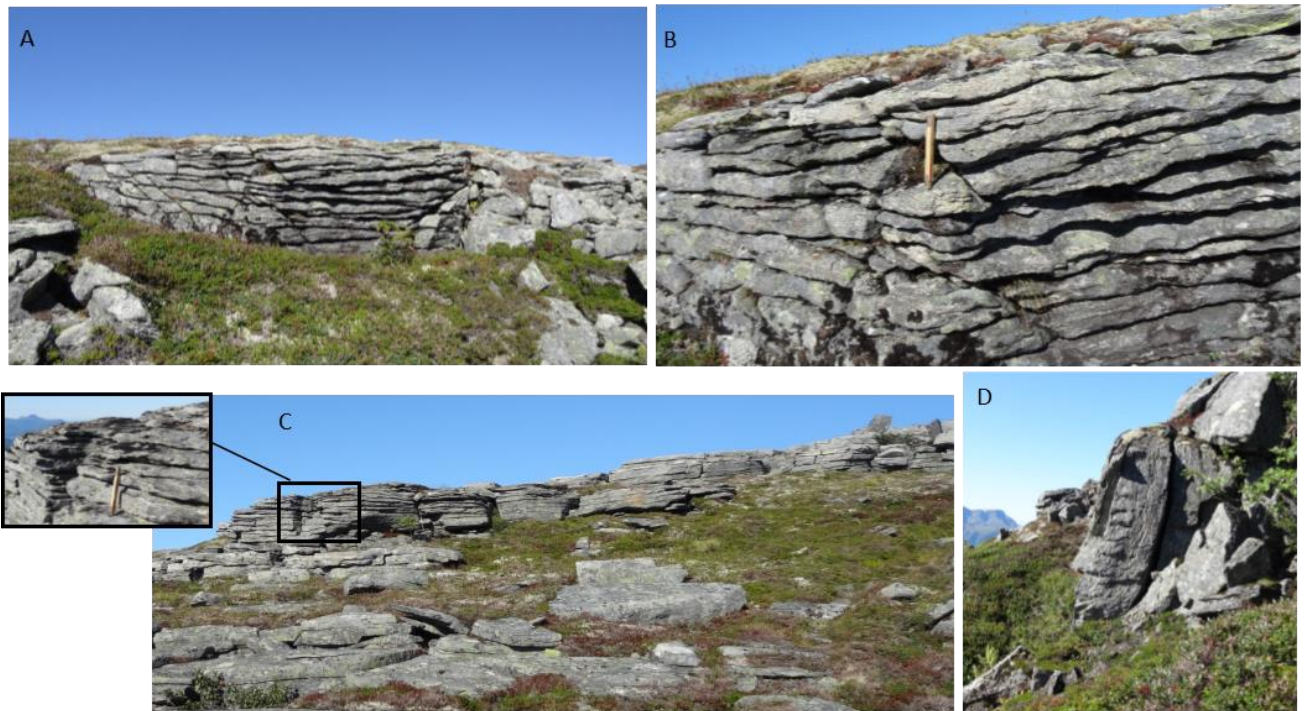
**Figur 39: Oversikt vestover Vardefjellryggen.**

Nordbotnen til høgre, ur til venstre. I bakgrunn ser vi Rømerhornet i vest. Nærare er vestre kant nr. 2 markert med pil, og enda nærare sprekkssystem nr. 7 i sirkelen. (Blå firkant)

Med unntak av området over LØ rundar fjellsida jamt av over toppen, og så går det rett ned i den bratte fjellveggen på nordsida. Overgangen mellom fjellvegetasjon og steinur er relativ tydeleg til tross for fråvær av bakhamrar. Det varierer kor langt ned i fjellsida vegetasjonen går før steinane tar over. Det er altså ikkje ein samanhengande, bratt bakkant som går over heile ura. Det varierer også mellom felt med mest småsteinar/grus, og felt med meir vegetasjon og jordsmonn (Figur 39).



## 5.7.2 Foliasjon



**Figur 40: Eksempel på foliasjon i øvre del og topp av fjellside.**

A og B er same, der B har tommestokk som skala. C viser eit større område, med mykje parallell foliasjon, samt utsnitt med tommestokk som viser tjukkelsen på dei folierte flaka.. D: frå skulder ved VK1. Nedst i venstre hjørnet er kanten på eit 2 m brett flak som stammar frå det oppsprukke fjellet over

Spesielt eit område på toppen, i overgangen mellom LM og LØ, hadde mykje skifra/foliert berg i horisontal orientering (Figur 40). Flaka er mellom 5 og 10 cm. tjukke, og med mellomrom på 2-5 cm (Figur 40 B). Skifertendensane går også igjen nedover i starten på ura akkurat i det området (i motsetning til blokker andre stadar). Det Går også sprekkesystem normalt/skrått på dei horisontale flaka, men med litt lavare frekvens (Figur 40 A, C). Dette ser vi også igjen i utglidingssonene (figur Figur 27Figur 34Figur 37). Ved skuldra til Vk1 (Figur 23, Figur 25) er det mykje brattare sprekk (Figur 40 D), som er meir lik eksfoliasjonssprekker. Dette er også ei blokk, breiare enn dei skifra skivene på dei andre bileta



**Figur 41:** :Eksempel frå området ovanfor vestre del av LØ.

**Bileta viser grad av fraksjonert berg, samt romlig fordeling av stein og vegetasjon. På bilete A viser blå strekar sprekkorienteringa,**

På toppen av fjellet og nedover skuldra mot sjølve ura ser ein ei viss grad av oppsprukke fjell, og fordeling av fjell og vegetasjon frå toppen av vardefjellet og over skuldra ned mot ura (**Figur 41**). A og B er rundt kanten på kløfta. Sjølv om der er mykje tilfeldig orienterte sprekker viser blå linjer (Figur 41A) at der er hovudstrukturar i foliasjonane som følgjer bergets og skråninga si helling (som Figur 15), og sprekker normalt på desse (stipla linje) fører til utbryting av blokker. C viser starten av ura vest for der fjellveggen byrjar over LØ, der det er tett med usorterte steinblokker (diameter 0.5-2.5 m). D viser overgangen frå toppen av fjellet og utviklinga nedover mot sjølve ura. Øvst er det blanding av høgfjellsvegetasjon og spreidd liggande stein, og tettheita av steinblokker aukar nedover skråninga mot sjølve ura.

### 5.7.3 Forvitring

Det er gjennomgåande mykje forvittra materiale i stor og liten skala, både i nedre delar av ura og nærare toppen av fjellet (Figur 42). I liten skala stikk hardare mineral ut (0.4-4 cm.) , som indikerer at området har hatt mykje forvitring, og at det er stor variasjon i mineraltypar og påfølgjande motstandsdyktighet/styrke blant steinmassene. Der er også mykje lav og mose på steinane.





**Figur 42: Mikroforvitring**

Observert både nede i ura og på fjelltoppen. Det varierer mellom eit par mm til opp mot 3cm ut frå det kringliggjande området, og førekjem både som smale (mm) parallelle striper (også Figur 28), litt større (fleire cm) kvartstriper breie, flate flak.



**Figur 43: Kvartsstripe.**

Tydelig kvartsstripe som bryt gjennom granitt/gneis. Også denne er fraksjonert.

Den dominerande bergarten i ura er granittisk gneis, men med mange små innslag av andre bergarter. Spesielt tydeleg er områda med den kvite hardare mineralet kvarts, som dukkar opp som cm-dm. breie striper gjennom gneisen (Figur 43). På grunn forskjellen i hardheit/motstandsdyktighet kjem det tydeleg fram at steinane har vorte utsatt for mykje forvitring. Dei harde bergartane stikk ut som ryggar frå den meir nedslitne gneisen (Figur 42). Mange stadar er kvartsen kraftig oppsprukke, og man kan ta bort klossar med handkraft. Den generelle hellingsretninga på materialet er Nordaust-sørvest og med ei slak nedoverhelling men der er også fleire områder der steinane tiltar opp og ut.

#### 5.7.4 Blokksortering og –orientering



**Figur 44: Blokksortering**

**Fjellsida til austre lobe viser usortert materiale, med større blokker langt oppe i fjellsida lengs til venstre. Litt meir sorteringsteikn/mindre blokkstorleik til høgre.**

Det er stor variasjon i blokkstorleiken gjennom heile ura (Figur 44); alt frå 30 cm til 15 meter, volum frå 1m<sup>3</sup> til over 100 m<sup>3</sup>. I lobefrontane og i bakkant/toppområde ligg gjennomsnittstorleiken på 0.5-3 meter, medan dei største blokkene finst i høgast grad i midtområda, i dei brattaste skråningane, under VK2/vestre hjørne, og i overgangen frå skråning til depresjonane i lobene. Her er det størst førekomst av blokker frå 2- 8 m. i diameter, Steinane har skarpe kantar og felt med varierende mineralsamansetning.





**Figur 45: Blokkorientering og storleik FV**

Variable blokkstorleikar også midt i forvittringsur vest FV, fleire på opp mot 100 m<sup>2</sup>, eksempelvis blokk i sirkel. Blokkene ligg i varierende retningar (kvit pil som markør) og har skarpe kantar



**Figur 46: Blokkorientering og storleik LM topp**

Eksempel på blokkorientering i øvre del av LM. Kvit pil: blokk- og foliasjonsretning. Svart pil: Skråningshelling.



**Figur 47: Blokksortering og orientering LM topp**

**Eksempel på korleis skifrete steinblokker ligg orientert i øvre del av LM, i desse eksempela er mykje av materialet orientert etter skråningshellinga. Øvste og nedste bilete viser også variasjonen mellom områder med mykje stein, og meir mosegrodd og jamt område like ved sidan av.**



Pilene framhevar retning på steinane, og viser at dei ligg i forskjellige retningar. Det kan sjå ut som at materialet som er foliert som flate skifrar lettare legg seg i skråningsretning medan det som er foliert i blokker/terningar (meir lik a, b og c-akse) har større retningsendring (Figur 45, Figur 46, Figur 47).

## 5.8 Nedre del- lobar



**Figur 48: Observasjonar på frontlobar**

**A** viser oversikt over midtre lobe og overliggjande skråning, tatt frå vestre lobe. **B:** nærbilete av myr lengs aust på midtre lobe. **C:** hellingsretning på materiale og foliasjon i fronten til midtre lobe. **D:** Midtre lobe. **E:** materialstorleik i fronten til midtre lobe. Person som skala. **F:** materialstorleik i startområdet til vestre lobefront..

LM har desidert flest overflateformer. I blant riller og furer er stein også oppsamla i sirkulære haugar, med søkk i midten der det veks skog (Figur 48 a, d). På austre del av loben ligg også ei myr på 70x130 m, eit areal på rundt 5500 m<sup>2</sup> (Figur 48b, Figur 49, Figur 50). Nærast lobefronten ved denne myra litt ein steinhaug, før sjølve lobekanten (Figur 50). Heile fronten av LM er altså uavbrote. Det er også myr utanfor avsetjinga, like nedanfor LØ. Profilen i Figur 49 viser at det er høgdeforskjell mellom dette området og myra på loben. Det er elles store områder med fjellbjørk og anna småvegetasjon rundt om på loben. LØ har også ein del vegetasjon fordelt som kratt på lobekanten, og meir gras/mose i skråninga under fjellveggen. Det er minkande mot aust. LV har relativt lite vegetasjon, og førekomstane ligg på lobefronten. Materialstorleiken på frontskråninga er generelt mindre enn områda lenger oppe, og har påfølgjande også tettare samanpakking, sjølv om dei fortsatt ligg litt laust. Det er også nokre større blokker i fronten. Saman med foliasjonane i steinen stikk dei opp og ut frå skråninga (Figur 48c)

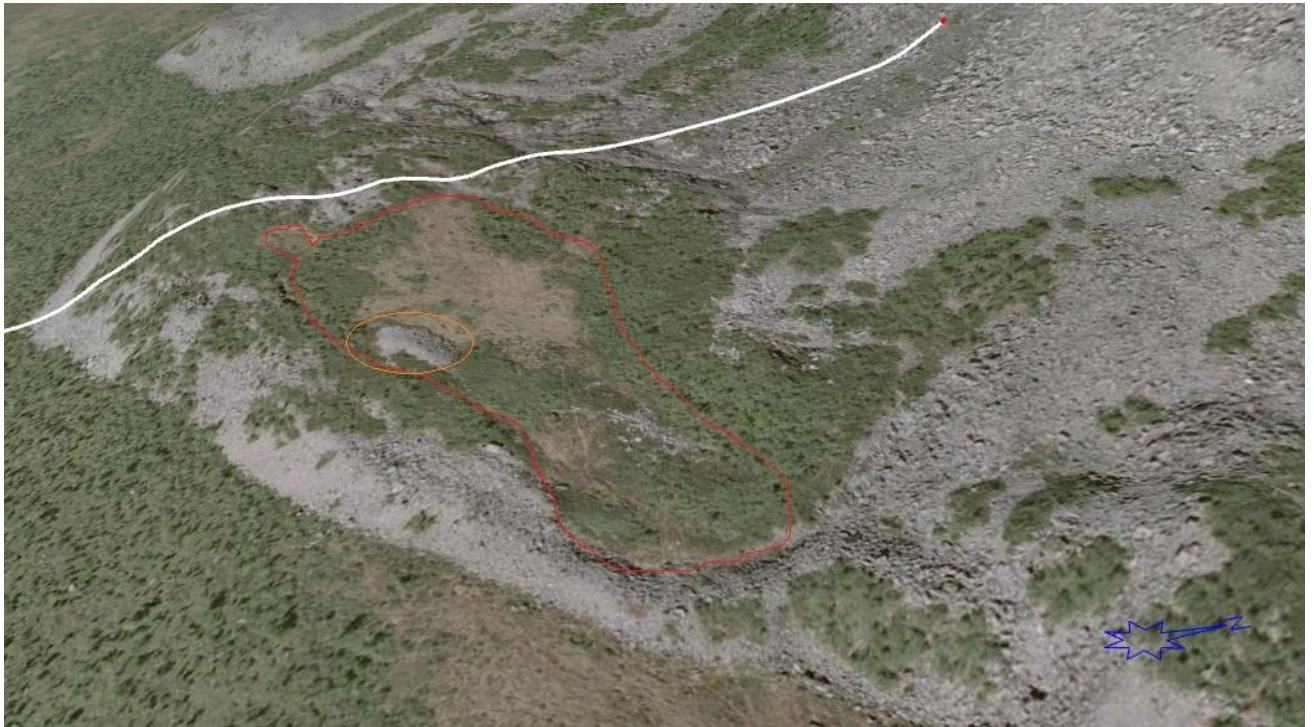
På det høgste er fronten 40 m høg, og 75 m lang. lenger aust er den 10 m. høg og 20 m. lang, lenger vest 20 m høg og 40 m lang. I terrenget under loben, spesielt på austsida, er det ei heving i terrenget (Figur 49), som han ha medverking til differansane på lobefronten.



**Figur 49: Horisontal profil av LM og området utanfor.**

**Linja ligg på lik høgdemeter på begge sider av LM. Myra (raud sirkel) ligg nesten 20 meter høgare enn myra på utsida (Norkart AS, 2001).**





Figur 50: Oversikt lobefront LM.

Kvit strek: skåningsprofil som framhevar frontskråninga og haugane på loben . Raud sirkel: myr, Oransje sirkel: separat steinhaug i myra (Norkart AS, 2001).

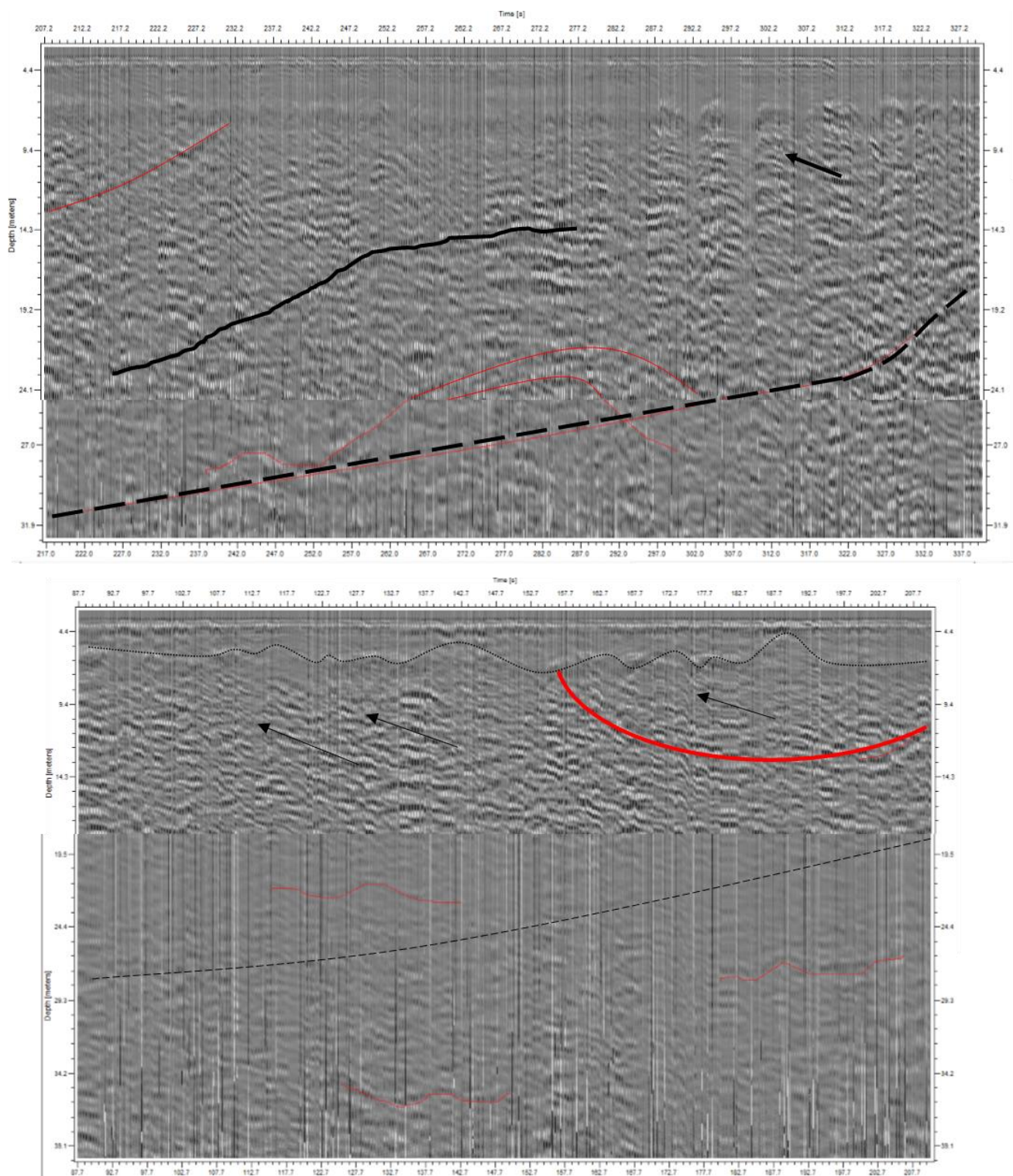
### 5.8.1. GPR-profiler



Figur 51: Bana der GPR-målingar vart tekne.

0 er startpunkt, 1 er slutt. Raud strek: Skann 11, som visast i Figur 52 (Norkart AS, 2001).





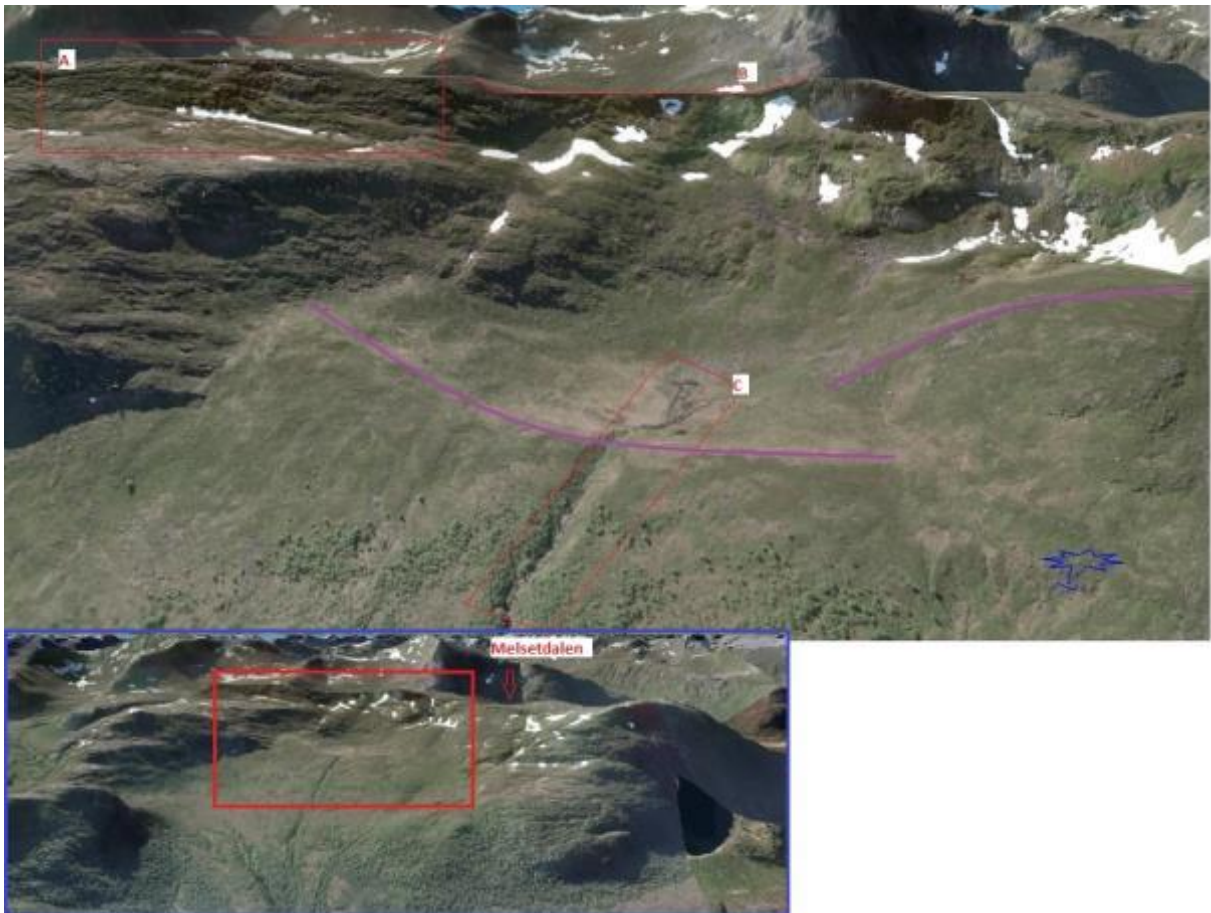
**Figur 52: GPR-profil.**

**1 og 2 overlappar kvarandre i horisontal retning (355-480m, 429-545m). Begge bileta er satt saman av to utsnitt i vertikal retning. Svart stiplinje indikerer mulig grunnfjell/originalskråning. Raud strek markerer tydelege spor i massane, den øvste er myra. Piler markerer orienteringsretninga på massane.**

Figur 51 viser omtrentlig bane kor GPR-data vart tatt. Skanninga som vart nytta i oppgåva er merkt med raud strek. Det var den siste av forsøka, og går over myra og ned til 1.

Figur 52 framstiller skanningsresultata. Den horisontale retninga går frå øvre del av tunga og mot tuppen (Figur 51). Den raude kontinuerlege streken markerer myra, om lag 70 m. Den svarte stiplalinja markerer det som kan sjå ut som grunnfjellet/den originale skråninga. Tar vi den som utgangspunkt ser vi at massane over endrar retning, frå å gå med underlaget, til å svinge opp på skrå framover, ut frå grunnen. Dersom tolkinga som grunnfjell/underlag er rett er dei overliggjande massane mellom 15 og 25 m djupe, med aukande djupn ned mot fronten. Det er mykje kaotisk og uryddig signal/struktur, men desto tydeligare kjem dei enkelte strukturendringane som skil seg ut godt fram

## 5.9 Tilleggsfelt 1: Nordbotn



Figur 53: Oversikt nordside/baksida av vardefjellet.

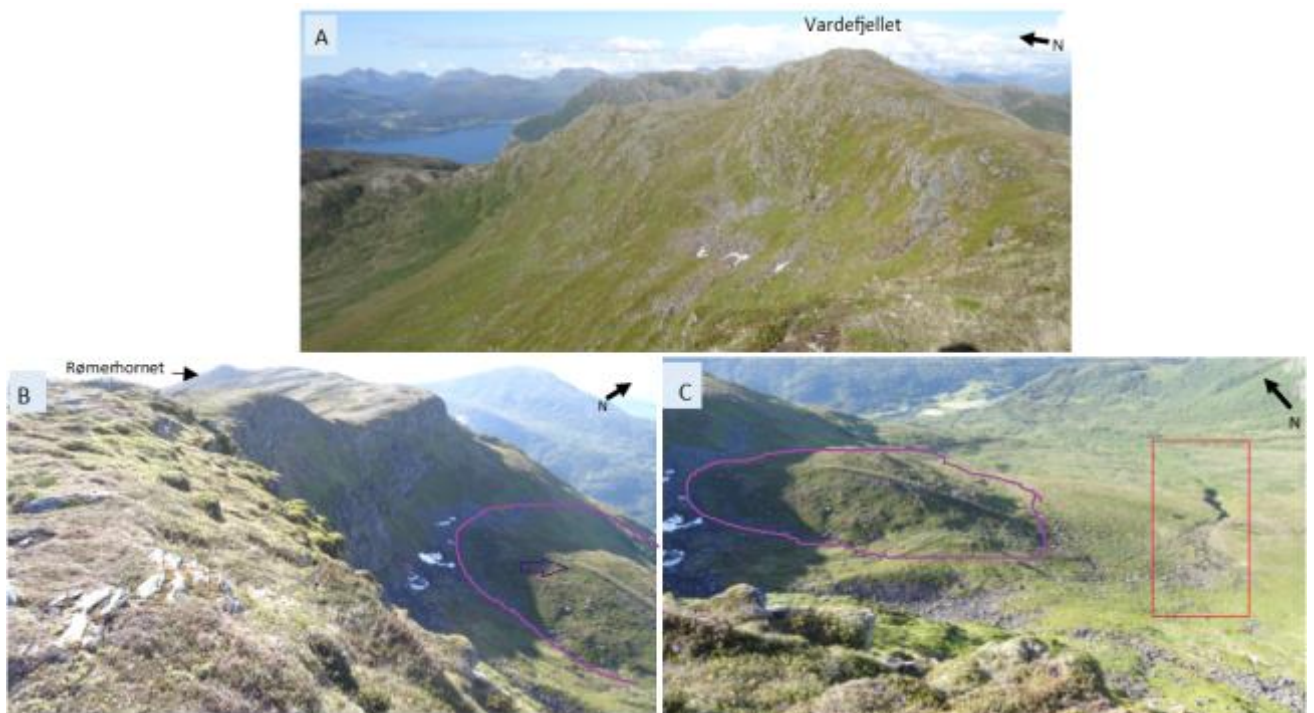
A: synlig geologisk struktur i fjellet. B: Hakk/tydelig lavare område i fjellryggen, potensielt utfallsområde? C: Elv utan overliggjande vatn, Tydeleg elveløp i lausmassar. Lilla linjer indikerer tydelege kantar/ryggar/endring i gradient (Norkart AS, 2001).





**Figur 54: Oversikt bakvegg**

Blå strekar markerer lag i berggrunnen. Raud strek markerer nedsenkinga på ryggen til vardefjellet (Statens Kartverk, 2016a).



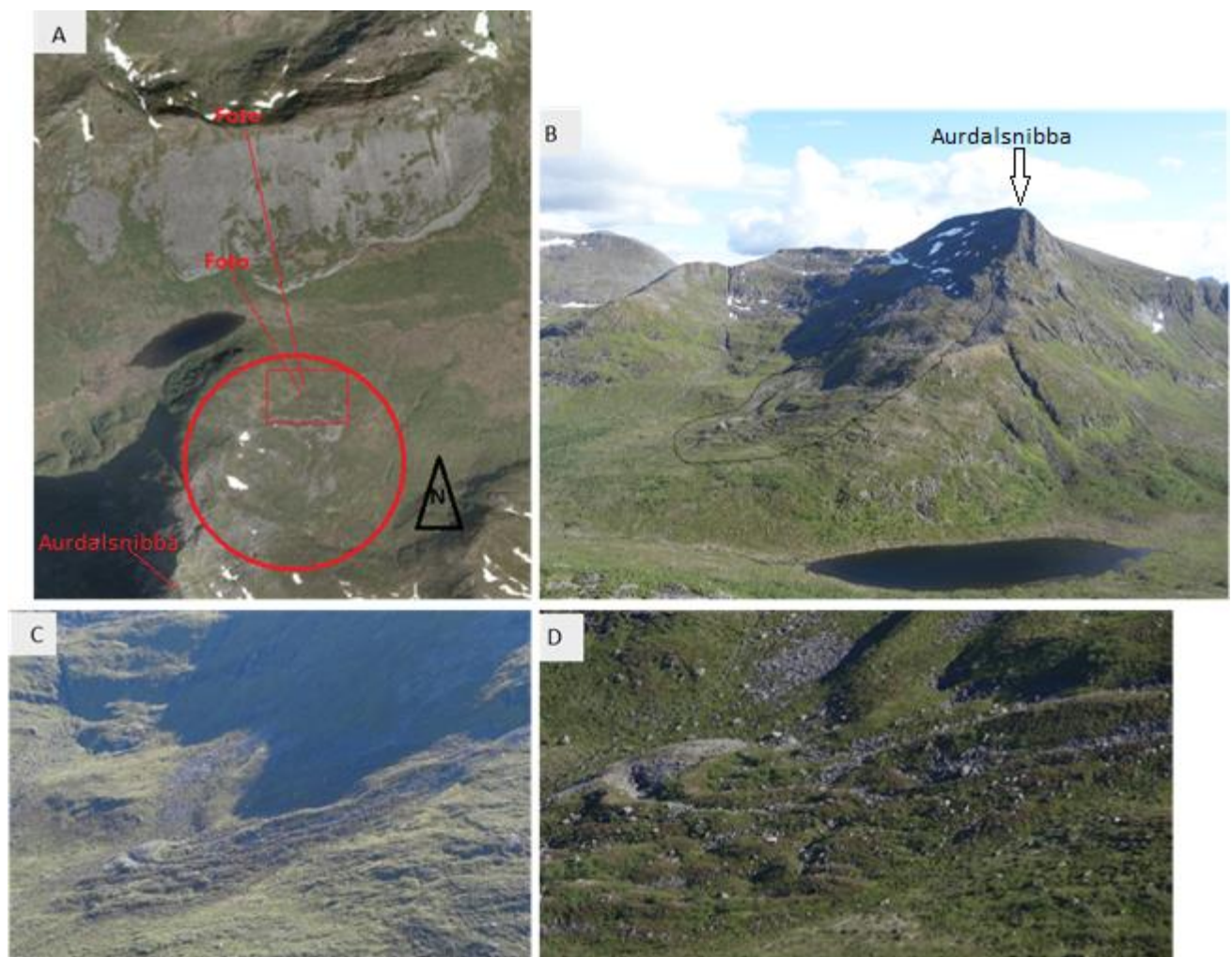
**Figur 55: Nordbotnen**

A: Austre del av Nordbotnen (baksida til ura) sett frå vest. B: Vestre del av Nordbotnen, med bratt bakvegg og tydeleg ryggen (lilla omriss) av uvisst materiale og opphav. C: Same rygg som på B, samt resten av Nordbotnen, med startpunktet til elveløpet som skjær seg ned i lausmassane (raud firkant).

Figur 54 gir ei oversikt over variasjonane i bakveggen. Retninga til berglaga til Vardefjellet synes godt (blå strek), og som samsvarar med det generelle orienteringa til berglaga i regionen, dippande ned i sørlig/lett sørvest, som og er retninga på skråninga der ura ligg (skissert i Figur 15Figur 16). Nordbotnen er ein stor glasialt botndal. Bakveggen er også baksida av skråninga som ura ligg i, og kan ha hatt betydning for dei termale forholda i skråninga grunna ei orientering som samlar nordavind inn i botnen. Bakveggen er svært bratt i vestre del, ved LV og LM, og får ei slakare helling i aust, ved LØ. Toppen over LM ligg også noko lavare enn resten av toppryggen (raud strek).

Nordbotnen har også karakteristiske lausmasseformer som elveerodert ravine og ein stor rygg av ukjent opphav (Figur 53Figur 55). Desse vil ikkje bli analysert nærare, men viser at skråningsprosessar også har skjedd der etter deglasiasjon.

## 5.10 Tilleggsfelt 2: Sørsida



Figur 56: Lobene på sørsida av Melsetdalen.



**A: oversikt og orientering i forhold til ura, med avmerking på kor b, c og d er fotografert frå (Statens Kartverk, 2016a). B: Heile formasjonen i sør sett frå vardefjellet. Aurdalsnibba 1126 moh. C og D: nærbilete av det flate området i øvste lobe, og nedre lobeformasjonar, sett frå nedst i ura, LV.**

På sørsida av dalen er det fleire små talusar, men resten av området er klassifisert som tjukt eller tynt morenemateriale (Figur 6). Her ligg også ein interessant lobeformasjon (Figur 56). Landforma ligg på motsett side av LV og LM (Figur 56 a), og består av fleire lober/ryggar (Figur 56b). Formasjonen har ein stor fjellvegg i bakkant som høyrer til Aurdalsnibba, 1126 m.o.h. Sjølve fjellveggen er ca. 260 meter høg, men grensa er ikkje heilt klar, og det enda 150 meter med om lag like bratt gradient ned mot lobene. Fjellsida er generelt bratt og ujamn, og har tilsynelatande ingen utprega talus. Frå topp til starten av lobeformene er det va 430 høgdemeter, 600 lengdemeter. Frå topp til nedste tunge er det 900 lengdemeter, og frå foten av bakveggen til tunga 450-550 lengdemeter. Areal ca. 95500 m<sup>3</sup>. Bredda mellom startpunktka på den øvste loben er på 310 m. Det ser ut til at dei går heilt opp til fjellveggen, men det er ikkje eit konkret klart skilje i overgangen mellom fjellvegg og skråning. Loben/morena har ei tydeleg heving, og både innanfor og utanfor er terrenget jamt, som vi ser på skråningsprofilane i Figur 57. Skråningsprofilane viser også at den øvste loben har ei opning i eit område på midten, der profilane er flata ut. Nedanfor denne loben er eit smalare område med mange mindre lober og haugar. Dette området er 210 m. bredt i øvste startpunkt. Ei samla oversikt over storleiksordenane finst i *Figur 58*



**Figur 57: Topografi lober, sørside.**

**Skråningsprofil på ulike punkt av formasjonen (kvite strekar). Oransje prikkar: øvste lobe/morene. Oransje stipla: det resterande formasjonsområdet nedanfor øvste lobe (Norkart AS, 2001).**

Målepunkt	Høgd (m)	Lengd (m)
Topp - lobe slutt	520	900
Topp – lobe start («kjeldeområde»)	400	600
Topp- fot vegg («Fjellvegg»)	240	250
Fot vegg- lobe start	180	330
Lobe start- slutt	100	320
Fot vegg- lobe slutt	280	650

**Figur 58: H/L forhold sørsida**

**Kort oversikt over distanser på ulike punkt av sørsida, både høgdeforskjell og lengdemeter.**





## 6 Diskusjon

Denne diskusjonen vil prøve å forklare kvifor Melsetdalen ser ut slik den gjer i dag med sine topografiske former og geomorfologiske struktur. Utgangspunktet er antatt kjende klimatiske forhold og påfølgande mulige geomorfologiske prosessar som vi kjenner til frå anna arbeid i regionen og landet.

Hovudgrunnlaget til oppgåva er ura, som er punkt ein. Diskusjonen vil først drøfte om den er ein relikte steinbre eller eit gammalt fjellskred. For å underbyggje utfallet av den diskusjonen blir strukturen og formene i ura grundigare gjennomgått. Her forsøkast det å forstå korleis materialet har losna, og så vurdere eventuelle vidare krypprosessar. I denne samanheng vil både relativ tidslinje og utløysingsmekanismar drøftast. Alt dette blir igjen knytt opp mot ura sitt dannelsingsløp.

Punkt 2 drøftar forma i lys av paraglacial justering og permafrostrelaterte prosessar, for å forstå korleis dei forholda kan ha satt preg på landskapet. I dette punktet ser ein også på dei to tilleggfeltene; Nordbotnen og formasjonane på sørsida av Melsetdalen.

Til sist knyt vi analysane opp mot dagens situasjonar rundt ustabile fjellparti på Nordvestlandet, samt aktualiteten av permafrost og den si rolle i landskapsutvikling.

### 6.1 Landform

Ura har former som inngår i klassifikasjonane til både relikte steinbrear og fjellskred. Det at forma er relativt lita gjer også at forskjellane er mindre synlege (det er lettare å skilje steinbrear som går fleire kilometer og steinskred som går over i motsett dalside).

Landforma ligg langt lavare enn dagens regionale permafrostgrense (Etzelmüller, Berthling, & Sollid, 1998; Lilleøren et al., 2011) og det er ingen grunn til å anta noko anna enn at den er relikte. Sidan denne landforma er gammal og relikte kan ein ikkje nytte interne prosessar eller overvaka rørsler i klassifiseringa. Det er også moglegheiter for at tidlegare teikn som skredarr eller bakveggar kan ha blitt viska ut over tid. Mangerud et al. (2010) har gjort funn som indikerer at Sunnmøre deglasiert allereie 34 k år før notid, noko som opnar for atskillig fleire moglegheiter rundt prosessar i Melsetdalen i forhold til stader som var dekt av is under YD. Det er likevel ein del avgjerande faktorar som gir oss ein indikator på at det ikkje er ein relikte steinbre, hovudsakleg belaga på kjeldeområdet og sorteringa av massane. Det ingen typisk stor bakvegg, som gjerne er det viktigaste for at det i det heile teke skal bli nok materiale til

avsetjinga. Om det skulle vore nok materiale frå ein liten bakvegg ville det brukt lang tid å først samle opp nok materiale, for så å byrje isdanningsprosess og rørsle til ein steinbre.

Nokre liknande formasjonar er dokumentert i Øyberget av Matthews et al. (2013), men det er ein del forskjellar mellom der og Melsetdalen. For det første er lobene mindre, i Øyberget (200x200 m) enn i Melsetdalen (Figur 12), har færre riller og furer, og bakveggen er betydeleg større. I tillegg ligg det området lenger inn i landet, i eit område som hadde innlandsis lenger, og seinare eit tørrare innlandsklima enn Melsetdalen. Også Matthews et al. (2013) poengterer problema rundt klassifisering av slike gamle former, at datering har mykje å sei for kva moglegheiter som finst rundt opphavet og utviklingsløpet til formene, og at ingen klar konklusjon kan gjerast.

At landforma i Melsetdalen stammar frå fjellskred er meir sannsynleg, særleg med tanke på blokksortering med store blokker langt oppe i fjellsida og i overgangen til lobene (Figur 44), og sprekkesystem i kjeldeområdet (Braathen et al., 2004). Blokksorteringa. Ut i frå utløpsdistansane og variasjon mellom dei 3 lobene er det truleg at det er snakk om fleire mindre skred heller enn ein enkelt kollaps. På DEM-bileta ser ein noko som tyder på skredarr midt oppe i skråninga. Ut i frå desse bileta er det to individuelle losneområder som ligg i om lag same høgd, i midtre og austre lobe.

Men ein må også ta inn i drøftinga at vestre lobe ikkje har noko tydeleg skredarr i tilsvarande område, men ein tydeleg fraksjonert side-/bakkant. I tillegg har også den antekne forvittringsura vestanfor (FV) også ein lobe og konkav tunge, og her er det ingen tydelege bakkantar. Dette må difor takast inn i drøftinga rundt permafrostrelaterte prosessar. Hewitt et al. (2008) påpeiker at forvitring og frostsprenging minskar sannsynet for total kollaps av ei fjellside.

Men først ei nærare analyse av ura si oppbygging/struktur.

## 6.2 Tolking av ura si oppbygging

### 6.2.1. Bakkant

Bakkanten har fleire interessante element som kan medverke til å forklare kva prosessar som har vore i sving. Der er både fleire meter høge hamrar der store blokker har falt ut og ligg like nedanfor, områder med horisontalt skifra foliert stein, sprekker, større utglidde masser, fjellvegg med store kløfter og steinsøyler som er påverka av sig i dei underliggjande massane.

Det er ein gjennomgåande tendens at fjellhamrar og større bergmassar har store fraksjonsnettverk på kryss og tvers. Størsteparten av steinmassane er foliert i berglagets retning, og har ein lavare frekvens av sprekker som står vinkelrett på desse og deler dei inn i seksjonar horisontale seksjonar, spesielt ved LØ. Enkelte områder har meir tilfeldig og ujamne sprekkemønster. Dette legg godt grunnlag for at blokker losnar og endar i steinsprang, men utløpsdistansen avhenger av storleiken til blokka, fallhøgd, skråningsgradient og underlagsmaterialet i fallbana (Blikra & Nemeč, 1998; Braathen et al., 2004; Domaas & Grimstad, 2014). Dette ser vi igjen i forskjellane mellom dei tre lobene i dei øvste delane: Ved LV, der det er hamrar, ligg det store blokker som har falt rett ned og raskt mista farten mellom andre blokker. I midtområdet er det slakare overgang frå topp til ur, og her har materialet beholdt den horisontale kontinuiteten og ligg som skifrar om lag i same retning som skråninga (Figur 47). Ved LØ er det meir antydning til fallsortering, og skråninga nærast bakveggen har finare materiale enn resten av ura i same høgd, sjølv om her også sporadisk ligg større blokker.

Austre hjørne (*Figur 37*) viser eit klart eksempel på svikt/sig i dei underliggjande massane. Folierte skifrar står som søyler, men foten av søyla sig fram/nedover på underlaget, medan toppen lenar seg på det faste fjellet bak. Same område har også eit klart utgangspunkt for steinsprang, med overheng med internt nesten heilt oppdelte blokker.

Ut frå dei 7 utglidingsområda går det igjen to variantar. Nokre plassar er det mest vertikal opning, og det kringliggjande området er elles ganske upåverka, som 2,4 og delar av 5 og 7. Den andre varianten er ein meir omfattande ekstensjon. Der er større avstand mellom bakkant og det utglidde materialet, og i mellom er det mykje laus stein. I tillegg er gjerne det utglidde materiale endra retning, slik at det som peiker mot bakkanten stikk meir opp i terrenget, som 1, 3, 6 og delar av 5 og 7 (Figur 30-Figur 34).

Årsaken til forskjellen kan vere så enkel som at dei smale sprekkene er eit yngre stadium med mindre rørsle, medan dei meir oppknuste områda har hatt meir rørsle. Ein ser også at dei

smale sprekkene generelt ligg ovanfor dei større. Det kan også tenkast at dei større områda har glidd raskare ut da det ligg nærare kanten mot skråninga, og at dei smale sprekkene er ein sekundærreaksjon som følgje av litt svekka støtte, men ikkje i like stor grad som det nedanfor.

Dei to områda med riller liknar veldig på det Chigira (1992) skildrar som teikn på rotasjonsskred. Det kan da også vere eit teikn på svakheiter i underlaget og rørsle i skjærssoner djupare i fjellet/grunnen. Dersom dette er årsaken, kan det også vere den underliggjande årsaken til utglidingane, men den knuste steinen antyder at den utløysande faktoren til dei sprekkene er i minskta støtte i dei øvre laga. Det som da kan trekkast inn er dei antekne skredarra lenger nede i fjellsida. Dersom desse har rasa ut som (rotasjons)skred først, vil det ha svekka støtta til materialet ovanfor, som da har byrja å sige nedover/gli ut. Men som nemnt i Braathen et al. (2004) og Chigira (1992) kan slike deformasjonar også skje i forkant av skred.

### **6.2.2. Nedre skråning og front**

Bakkanten og skredarra kan også nyttast som hjelpemiddel til å forstå formene i front av ura, med tanke på opphavsmekanisme til materialtilførsel. Variasjon i utløpsdistansen på dei 3 lobene kan ha fleire forklaringar.

1) Tilførsel av ulike utspring: Midtre lobe har eit større skredarr midt nede i fjellsida. Det kan altså vere at den relative utløpsdistansen ikkje er lenger, men det lave startpunktet gir lavare sluttunkt. For massane som har hovudopphav frå steinsprang vil dette også vere ein årsak til kortare utløp. Eit skred vil ha større energi enn enkeltpartiklar som fell over ru overflate, og i tillegg er fjellhamrane som kjelde for steinsprang lenger oppe i skråninga, så sjølv om partiklane skulle få høgare potensiell energi vil dei ikkje lande lenger nede enn skredmassane. Variasjonar i sprekkesystema i kjeldeområdet vil vere ein sekundær påverkande faktor på friksjonen og dermed fallhastigheita, da det gir variasjonar blokkforma (Domaas & Grimstad, 2014)

2) Hellingsgrad og underlag: Profilen til lobene er konkave. Frontlobene har riller og furer, ein markant bratt, skrå front med godt etablert teppe av steinmateriale. LM har eit større omfang av desse formene enn dei to andre, og LV har desidert minst, med kun eit lite søkk på loben. Skråninga har varierende brattheit, med minst gradient i LV og aukande i LM og LØ (Figur 21). LV og LØ har stogga før utflatinga, noko som kan forklarast ut frå punkt 1 om ulik utløpsenergi/friksjon. Ved steinsprangdominerte avsetjingar vil også oppbygginga nedanfrå vere meir stabil og jamn. Eit skred derimot, som antatt i LM, får ei samla, brå oppbremsing i det massane kjem over i flatare terreng og misser energien. Som resultat blir



massane liggande i kaotiske haugar (Braathen et al., 2004; Domaas & Grimstad, 2014). Det ser ut til at steinsprang er den mest dominerande kjelda i LØ ut i frå både struktur i kjeldeområdet og utløpsdistanse samanlikna med maks utløpsdistanse estimert frå alfa-beta modellen (Figur 9Figur 21). At LØ er meir ujamn enn LV, samt arr vist i DEM (Figur 13) kan indikere at der også har gått skred, men av mindre omfang enn det i LM.

3) Det har oppstått kryp i LM, og ikkje i dei andre. Heile ura har grovt materiale. Ein slik open overflatestruktur kan gi ekstrem nedkjøling lenger nede i massane. Dette kan igjen, under rette forhold, danne ei permafrostkjerne som gir kryp i massane (Balch, 1900; Harris & Pedersen, 1998). Fjelltoppen over LM ligg litt lavare enn resten (figur 54), noko som kan ha ført til at meir kald nordavind har trekt inn massane nedanfor dette området, og dermed vore ein medverkande faktor til differansane i utviklinga av lobene. Eit antatt skred tidleg etter deglasiasjon vil også gitt rask tilførsel av store mengder materiale, som da kunne hatt tid til å utvikle seg til ein protalus rampart gjennom den paraglasiale perioden (Lilleøren et al., 2011; Owen, Hiemstra, Matthews, & McEwen, 2010)

LM har endå fleire aspekt med loben som skil seg frå dei andre. Spesielt interessant er myra (Figur 50) og korleis den har blitt til akkurat der. Myr blir danna der vatn samlar seg. Eit grovt materiale har gode dreneringsevner, og ut i frå avsetjingsmassane skulle det ikkje samla seg vatn. Det vil da vere naturleg å anta at det er finare, konsolidert materiale djupare i massane som har hindra drenering. Det å finne ut korleis området i og rundt myra har blitt til, med den heile loben framfor, ein separat steinhaul og stort område utan stein, er eit prosjekt i seg sjølv. Først og fremst vil det vere naturleg å anta at loben på nedsida må ha oppstått før myra vart danna. Men det som der vanskeleg er da å svare på kvifor det tilsynelatande ikkje er noko stein i myr-området. Ein laus teori er at skredet har gått i fleire omgangar: først det lengste, så eit rotasjonsskred som har pressa opp noko av den underliggjande jorda der myra ligg no, og enten skubba eller ikkje påverka loben framfor. Eit anna alternativ er at det har vore ein masse med høg prosentandel is massane i det området (ref.punkt 3), som både har hindra drenering og transportert eventuell overliggjande stein framover.

Ut frå GPR-bileta (Figur 52) kan det sjå ut som materialet har ei konkav linje, og endrar retning frå med skråningsretning, til opp og fram, vekk frå skråninga nær lobefronten. Dette visast igjen på orienteringa til steinane i dette område, som gjer same retningsendring. Ein årsak kan vere at det har blitt pressa opp i det underlaget har blir trykt opp av rotasjonsskred, eller det blir sann når hastigheita skredet minkar grunna mindre gradient.

Grunna avgrensing av rammene til denne oppgåva vil det ikkje bli gått djupare inn i denne diskusjonen, men hypotesane kan vere eit godt utgangspunkt for grundigare kartlegging/forskning på ura sine indre strukturar i framtida.

## **6.3 Permafrost og paraglasial justering**

### **6.3.1. Sørsida**

Sørsida har former som enten kan stamma frå krypprosessar og sig, eller eit resultat av prosessar knytt til ein liten bre/snøfonn. Bakveggen i dette området er atskilleg større enn bakkanten av ura. Denne er 200-300 m. høg (Figur 56 B), til samanlikning til hammaren over LØ som er 80 m på det meste. Her er det altså større sjansar for rikelig materialtilgang frå steinsprang. Eit høgare relieff/større areal gir også generelt større potensielt område for ustabile fjellparti, både som følgje av paraglasial justering og smelting av permafrost i fjellet. Det er mogleg at materialoppsamling er resultat av begge desse punkta.

Orienteringa/sorteringa av massane i skråninga nedanfor tilseier at det ikkje er skred som har stått for ein hovuddel av materialet, men heller jamn tilførsel frå steinsprang. Der er ingen utprega tallus med klar fallsortering, en øvste del har grønt vegetasjonsdekke, som indikerer at der er finare materiale, og det er ikkje utenkeleg at det ligg ein gjengrodd talus ovanfor lobene, særleg i øvste del. Det er vanskeleg å tolke avsetjinga ut i frå bileta og i felt utan nøyare undersøkingar. Ut frå manglande stor talus kan ein anta ein relativt lav steinsprangfrekvens, og vidare antyde at tining av permafrost i fjellveggen ikkje har vore primærårsak til landskapsutviklinga.

Steinar i ulik storleik ligg om kvarandre, og har mykje jordsmonn og mose mellom. Gitt stor nok materialtilgang er det mogleg at det har vore nok tid til at materialet byrje krypprosessar før det vart for varmt etter YD, men dette er svært usikkert utan meir konkret tidspunkt for deglasiasjon og alder på materialet. Det vart teke Schmidt Hammer- testar også frå materiale i dette området, for å undersøke om det var ein relativ aldersforskjell til ura på andre sida. Men også her var det variable mineralsamansetningar og mykje mose, som gjer resultatane lite reliable. Difor blir utgangspunktet her at dei er om lag like gamle, men med vilkår om at dei kan ha hatt ulik varigheit på utviklinga.

Ut frå observasjonane er det også ei moglegheit at formene er resultat av glasial påverknad. Den øvste loben avgrensar ei lita skålform med nord-austvendt plassering der ein vil kunne forvente at snø både akkumulerast grunna vinddrift, og har lite solinnstråling og dermed er

meir beskytta mot ablasjon sommarstid. Heile formasjonen ligg og innanfor avgrensinga til ein stor botn, men det er ikkje andre tydelege morenesystem i denne botnen.

Loben har også skråningar både inn mot skåla og utover, i motsetning til lobene i ura, som hovudsakleg kun går ned på utsida. Dette kan indikere at det har lagt is på innsida som har skubba materiale opp til ei morene. Morena har også eit brot på midten som ved ei spylerenne/glasial drenering (Ikeda & Matsuoka, 2002), og lobene nedanfor er orientert i forhold til denne. Det kan og vere ein indikator på hurtig nedsmelting av isen. Da er det også naturleg å anta at breen i tida før smelting var tempert/polytermal, noko som gir den høg materialtransportevne. Det er også finare materiale i dette området enn i ura, noko som kan forklare den store førekomsten av jordsmonn og mose, i motsetning til ura som består av store kantete blokker og kun sporadiske felt med fjellbjørk og lite jord. Desse faktorane (materialtilgang til breen, høg transportevne, rask smelting med utspyling, og finare sediment som legg til rette for vegetasjonsvekst i etterkant) kan indikere at denne forma har vorte danna i løpet av kortare tid enn ura, og ved eit litt mildare klima enn det som trengs for permafrostrelaterte krypprosessar. Alternativt kan dette ha skjedd ved milde temperaturar før YD, og så har det danna seg iskjernemorener i skråninga som har kome i sig under YD igjen.

### **6.3.2. Nordbotnen**

Vi ser på Nordbotnen for å kartleggje om prosessar her har påverka utviklinga av ura. Først undersøkjast det om der er teikn til kollaps frå fjelltoppen også på denne sida. Dette kan i så fall ha fått innverknad på utløysingsprosessane i ura. Det er ikkje utenkjeleg at det har vorte overheng(glasial undergraving), og at noko av fjelltoppen så har rasa ned. Egga har eit område som ligg lavare enn resten, omtrent over LM (figur 54)

, og det kan tenkast at det har rasa herifrå på eit tidleg stadium etter deglasiasjon. Det ligg massar nedanfor som kan stamme frå bakveggen (Figur 55 b, c), men det har ei spesiell form, og ligg ikkje like under det senka området over LM, så dette er vanskelig å gi noko klart svar på utan grundigare observasjonar, og vil ikkje bli drøfta vidare i denne oppgåva.

Bakveggen viser tydeleg strukturane i fjellet, og korleis dei orienterar seg i forhold til skråninga der ura ligg (Figur 15, 16, 54)

Ut frå dette kan ein forstå korleis svakheitssoner i fjellstrukturen bidrar til potensielle skjærssoner, som fremmar kollaps. Det som blir baksida av Vardefjellet, og dermed også baksida til ura, kan ha bidrege til forsterka og hurtigare nedkjøling av fjellet, ei såkalla 3D effekt. Nordvest-orienterte botnar som denne er spesielt utsatt for nedkjøling både grunna lite

soleksponering, og oppsamlingsfelt for kald luft. Dette styrkar moglegheitene for at fjellet har rukke å bli kaldt nok til å danne permafrost i fjellet på kortare tid enn elles forventa.

### **6.3.3. Storskala forvitring og deformasjon**

Det er stort sannsyn for at forvittringsur FV stammar frå deformasjonar knytt til variasjonar i klima over lengre tid ut i frå dei karakteristikkane som er observert der, som manglande fallsortering, bakvegg, skredarr og generelle overgangar frå fast grunn til ur (Braathen et al., 2004; Jarman, 2006). Også her er blokker på opp mot 100 m<sup>3</sup> (Figur 45). Heile området ligg på ei fjellskulder, og det er mogleg at gravitasjonskrefter i svake soner i fjellet også har bidrege med oppknausing. Denne forma har også antydning til ei konkav lobe, så gitt at forvitringsteorien stemmer, er det mogleg at også krypprossar/sig har vore inne i biletet her. Dette styrkjer også til ein viss grad moglegheitene for isdanning i ein allereie oppbygd masse som skredet i LM. Den ekstreme interne nedkjølinga gjer det mogleg at permafrost kan strekke seg lengjer ned enn forventa permafrostgrense (Harris & Pedersen, 1998), som kan favorisere at kryp har vore tilfelle ein liten periode sjølv i litt mildare tider. Dette vil då til ein viss grad tilseie at det er mogleg at det har vore nok tid sjølv etter YD til at massen har byrja å krype. Det er likevel ikkje snakk om ein fullutvikla steinbre, men eventuell byrjing på ein Protalus Rampart. Det er likevel vanskeleg å tyde formene på FV godt, da ei ikkje kjem tydeleg fram i DEM (Figur 13), og ikkje vart vektlagd som mål i feltarbeidet

Det er altså teikn som talar for både og paraglasial justering, permafrostrelaterte og glasiale prosessar, men med størst førekomst av dei to sistnemnde. Paraglasial justering har først og fremst vore i sving i dei tidlegaste fasane etter at innlandsisen forsvann, og danna grunnlag for vidare ustabilitet og påfølgjande gravitasjonsrørslar. Permafrost har forsterka fjellet sine sprekkesystem ved forvitring, men også bidrege til å stabilisere fjellet så lenge permafrosten har eksistert. Med utgangspunkt i at også FV har antydning til lobe/sigformasjonar er det ei viss moglegheit for førekomst av intern is som har gitt glideplan inne i steinmassene, likt steinbre, men årsaken til dei største formene på ura er nok rotasjonsskred og glidingar langs svakheitssoner i berget. Utgangspunkt i skredmassar frå eit tidleg stadium etter deglasiasjon, samt ekstrem nedkjøling internt løyser og til dels sprøsmålet om tid til å danne kryp før det vart for mildt. Sørsida ser ut til å ha hatt meir innverknad av lokalglasiasjon og den aukande temperatur. Dei massane som ligg nedanfor ser ut til å vere tilført frå steinsprang, og vidare samla som ei lita glasial morene, spylerenne og eventuelt moglege iskjernemorener nedanfor.

Dersom det viser seg at det nedste lobeområdet stammar frå is-kjerner/permafrostkryp, og dei er av same alder som ura, vil dette kunne forsterke krypteorien rundt LM.

#### 6.4 Ustabile fjellparti i dag

Nordvest-landet er kjend for å ha stor skredaktivitet, både historisk og i dag. Blant historiske fjellskred er Tafjordulykka og ulykkene i Lodalen dei mest kjende (Blikra et al., 2006; Furseth, 2006; Hermanns, Oppikofer, Roberts, & Sandøy, 2014). Grunnen til at desse er kjende er grunna skadeomfanget frå den påfølgjande tsunamien. Nøyaktig kartlegging med lasermålingar (LiDAR<sup>3</sup>) viser fleire store skredmassar på botnen av Tafjorden (Blikra, Braathen, Anda, Stalsberg, & Longva, 2002). Blikra et al. (2006) og Blikra & Nemeč (1998) har gjort større kartleggingar av skred og avsetjingar i regionen. I Innerdalen i Sunndal kommune er der ei enorm, gammal skredavsetjing som kryssar heile dalen. Denne forma har også, som i Melsetdalen, formasjonar som kan ha fleire forklaringar, men her er det snakk om langt større avsetjingsvolum og utløpsdistansar. Delar av denne skredmassen er truleg også frakta av isbre og avsett fleire km. lenger nede i dalen. I Sunndalen er der eit steinskred av dimensjonar meir likt Melsetdalen (500m i breidd og utløp), som er eit område som dekker dalsida frå topp til botn, som kan vere eit eksempel som forsterkar skredteoriane om ura i Melsetdalen, både med tanke på sprekkesystem i bakkant, utløpsdistansen og lobeforma.

I Nord-Noreg er det kartlagt fleire enorme fjellskred, eldre og større enn mange av dei kartlagde på vestlandet. Mange av dei er rekna å vere frå like etter siste istid, under Yngre Dryas. Både desse og ein del avsetjingar på vestlandet har eigenskapar og miljø/omland som tyder på at seismisk aktivitet og smeltande permafrost har vore ein påverkannde faktor (Blikra et al., 2006). Det er forhold som er svært ulike frå notida. Men det er også mange store fjellområder som er i rørsle i dag, og på eit eller anna tidspunkt vil gå som fjellskred. Berre i Møre og Romsdal er det i dag 4 ustabile områder som er nøye overvaka. Opstadhornet på Otrøya vest for Molde, Åkneset i Tafjord, 2.7 mil søraust for Melsetdalen, og Mannen og Børa i Romsdalen (Blikra et al., 2002). Alle desse har store felt som sig nedover, med store sprekkesystem gjennom heile fjellsida. Dette viser at det er andre faktorar enn jordskjelv og smeltande permafrost som verkar inn på fjellskred. Det finst ikkje god nok kunnskap og datasett til å skilje mellom skred kun utløyst av paleoseismiske hendingar, og skred med andre påverkannde utløysingsfaktorar som fører til gjentekne repetisjonar gjennom historia, som

---

<sup>3</sup> Light Detection And Ranging: ein optisk fjernmålingsteknikk som nyttast til hurtig måling av fysiske objekt sin posisjon



forhistoriske fjellskred (Blikra et al., 2006), men ein kan konkludere med at jordskjelv og permafrostsmelting under og etter YD kan ha framskunda prosessane som i dag tar relativt lang tid.

Her får ein sjå kor store delar av ei fjellside det er snakk om som kan gli ut nærast i si heilheit, noko som kan vere vanskeleg å sjå for seg/tru utan fysiske eksempel. Frå gamle skredmassar kan ein kalibrere/rekonstruere fjellsida slik den såg ut før skredet, men der kan vere store feilmargar. Det blir difor spanande å sjå om vi får oppleve utrasinga av ein av desse fjellsidene i næraste framtid. Med dagens høgteknologiske utstyr og kontinuerleg måling vil ein få mykje ny kunnskap rundt prosessane og resultata av slike hendingar.

Ved å kartleggje korleis omgjevnadane rundt skredavsetjingar kan sjå ut kan ein også kartleggje fleire områder som er i eit tidleg stadium av ustabilitet ved å kjenne igjen for eksempel sprekker og riller i bakken. Fleire observasjonar og kartleggingar aukar sannsynet for å kunne klassifisere fleire landformer riktig. Det kan også bidra til å vere klar over framtidige potensielle skred/naturfarar i områder som fortsatt har permafrost men som er i ferd med å smelte, og/eller nylig er deglasiert, som er høgaktuelt for eksempel i Alpane (Gruber & Haeberli, 2007)

## **6.5 Ekvifinalitet- ei utfordring**

Owen et al. (2010) legg vekt på at sjølv om landformer kan ha veldig like kjenneteikn som gjer det vanskeleg å skilje dei, skal man ikkje lene seg så mykje på evkifinalitetsbegrepet. Ut frå si case-studie i Tverrbytende i Jotunheimen viser han at ved å sjå nærare på alle dei ulike karakteristikkane/særtrekka til landformer knytt til isbre (-morener), fjellskred og steinbre, og i tillegg ta i betraktning omkring liggjande terreng og miljø, er det mogleg å i alle fall utelukke enkelte faktorar som inngår i definisjonsomgrepa til ulike landformer. Ved nøye gjennomgang vil en da kunne komme nærare ein konklusjon, eller finne kva landformer/prosessar som er meir eller mindre sannsynleg at er til stade.

Eit anna eksempel på utfordringa rundt ekvifinalitet fins i Harrison, Whalley, and Anderson (2008), som undersøker steinbrear og protalus lober på dei Britiske øyene. I undersøkingane ser man fleire steinbrear knytt til katastrofale stein-/fjellskred. Desse landmassane er samansette og polygeniske, og inneheld for det meste debrisakkumulasjonar som har utvikla seg frå enkeltståande hendingar med stor dimensjon. Hovudmassen sin morfologi ser også ut til å vere mest relatert til desse skredhendingane, og at kun litt til påfølgande rørsle som følgje av periglasialt miljø.

Ein skal fortsatt alltid vere forsiktig med å komme med absolutte konklusjonar i naturvitskapen, men det er viktig å sjå moglegheitene som finnes på fleire ulike skalaer i naturen. Ser man etter dei rette tinga, i riktig kombinasjon og med eit godt overblikk, vil ein nok kunne finne fleire svar, og større skilnadar rundt landformer og prosessar enn først antatt. Å gjere fleire slike casestudiar som Owen et al. (2010) er viktig, også i Melsetdalen.



## 7 Konklusjonar

Hovudmålet med denne oppgåva var å *avgjere om formasjonen er ein relikv steinbre eller eit fjellskred*. For å kunne sei noko om opphavet til massane og formasjonane vart overflateformer på lobene og i bakkant kartlagt. Desse knytast i hovudsak opp mot prosessar relatert til skred, steinsprang og forvitring etter siste deglasiasjon. Vidare vart lobeformasjonar på sørsida av Melsetdalen studert for å få sjå etter teikn som kan forsterke tidsløpet til landskapsutviklinga. Denne har større sannsyn for å ha hatt påverking av lokalglasiasjon under mildare forhold. Med tanke på den tidlege deglasiasjonen i regionen er det sannsynleg at det har vore forhold for prosessar knytt til både permafrost og paraglacial justering. Moglegheitene for kryp, og da eit tidleg stadium av steinbredanning med utspring i fjellskred, er tilstade.

- Det blir ut i frå observasjonar og diskusjon i denne oppgåva foreslått at landformene i Melsetdalen har eit polygenisk opphav der fleire prosessar har påverka landskapet, både i ulike tidsepokar og om kvarandre på same tid gjennom perioden like etter siste istid, gjennom Yngre Dryas og i tida like etter. Hovudkonklusjonen er dermed at ura hovudsakleg er resultat av fleire skred, samt steinsprang og forvitring, men at det er mogleg at delar av lobene like i etterkant utvikla eit isinnhald som gav kryp ein liten periode i slutten av og like etter Yngre Dryas.
- Denne studien er hovudsakleg basert på observasjonar av overflater, og dermed må ein ta i betraktning ekvifinalitetsproblema til ein høgare grad enn ved meir konkrete kvantitative resultat. Meir konkrete aldersmålingar bør gjerast for å kartleggje eventuelle tidsavgrensingar som har stor betyding for utvikling av slike prosessar/landformer. Konklusjonen belagar seg på fleire hypotesar gjort som heller ikkje er bevist, men forfattaren sine eigne tolkingar. Dette gir ein kompleks usikkerheit i svara, og må sjåast på som eit forslag til mogleg hendingsløp heller enn eit svar. Det kan med fordel gjerast fleire kvantitative undersøkingar og utgreiningar i området for å bekrefte eller avkrefte hypotesar som blir lagt fram i denne oppgåva.





## 8 Forslag til vidare arbeid

Undervegs i arbeidet med denne masteroppgåva har det grunna auka teoretisk kunnskap og oversikt over detaljar i landskapet dukka opp idear til vidare arbeid som kan vere nyttige både i seg sjølv og som kunne ha utfylt denne oppgåva. Sidan denne oppgåva stort sett belagar seg på observasjon er det mange kvalitative metodar truleg kan avkrefte eller bekrefte ein del av desse tolkingane. Nedanfor er ei oversikt over forslag til vidare arbeid.

- DEM-bileta frå NGU er ein viktig del av korleis vi tolkar ura sitt opphav. Desse bileta er likevel litt utydelege. Det vart teke laser-skanningar og tilhørande foto og GPS-punkt av ura på nært hald, og desse kan med fordel framstillast som DEM, og kanskje gje meir detaljert informasjon om terrenget i skråninga, også for forvittringsurene.
- GPR målingar vart tekne, men med store problem både teknisk og med å ta seg fram i terrenget. Det vart grunna ujamne målingar ikkje brukt mykje tid på prosessering av det som kunne tolkast som brukbart. Dette går an bruke tid på seinare, men ein kan med fordel ta nye målingar. Eg ser da for meg å trekke ein vaier frå toppen av vardefjellet og ned over heile ura, eventuelt ein kortare installasjon for mindre sekvensar om gangen, som måleapparatet kan henge ned frå og førast jamt like over massane. Dette ville og opna for moglegheita til å gjere skanningar over fleire delar av ura, som da kan samanliknast. Vidare må dataa prosesserast grundig og på riktig måte. Det vil vere spesielt interessant å få eit klarare bilete på korleis det ser ut i lobene, og kanskje få eit klarare syn på om der er samanheng mellom myra på LM og den underliggande hevinga.
- Grunna mykje vegetasjon og varierende mineral var det vanskeleg å finne noko relativ alder på materialet. C14-datering<sup>4</sup> av både ura og formene på sørsida vil kunne angi alder, og fastslå om dei er frå same tid, og om det i det heile teke er frå Yngre Dryas perioden.
- Borkjernar frå eit vatn/innsjø viser seg å vere særst robuste punkt som arkiv i paleoklimatisk kartlegging, då ein kan måle kontinuerlege miljøendringar over lengre tid ( $10^4$  år), og sporar sedimentære endringar knytt til smelting av permafrost. Metoden har vorte nytta av Paasche et al. (2007) i forskning på relikte steinbrear i Troms Nedanfor ura ligg Melsetvatnet. Ei boreprøve frå botnen av dette vatnet vil kunne vise eit eller fleire lag med støv frå eventuelle større fjellskred, og vil saman

---

<sup>4</sup> Datering av overflata si eksponeringstid ut frå kosmiske isotop.

med datering av organisk materiale i borekjernane kunne gi sikker informasjon om alderen til avsetjingane.

- Mykje av denne oppgåva baserer seg på det vi ser på overflata. Utgravingar for å sjå på intern struktur og materialinnhald kan gi mykje informasjon. Det hadde vore særleg interessant å gjere utgravingar i myra for sjå kva materiale som ligg lenger nede. Det ville også vore interessant å sjå nærare på lobene på sørsida, for eksempel ved å gjere utgravingar i morenane. Men det er lite truleg at ein verken får pengar eller lov til å frakte opp ei gravemaskin til det formålet.

## Referanseliste

- Andersen, B. G. (1980). The deglaciation of Norway after 10,000 BP. *Boreas*, 9(4), 211-216.
- Andersen, B. G., Mangerud, J., Sørensen, R., Reite, A., Sveian, H., Thoresen, M., & Bergström, B. (1995). Younger Dryas ice-marginal deposits in Norway. *Quaternary International*, 28, 147-169.
- Balch, E. S. (1900). *Glaciers, or Freezing Caverns*: Allen Lane & Scott.
- Ballantyne, C. K. (2002). Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21(18), 1935-2017.
- Ballantyne, C. K. (2002). *Paraglacial geomorphology*. (Review), St. Andrews, Elsevier Science Ltd.
- Barsch, D. (1996). Rockglaciers. *Rockglaciers. Series: Springer Series in Physical Environment, ISBN: 978-3-642-80095-5. Springer Berlin Heidelberg (Berlin, Heidelberg), Edited by Dietrich Barsch, vol. 16, 16.*
- Barsch, D., Fierz, H., & Haeberli, W. (1979). Shallow core drilling and bore-hole measurements in the permafrost of an active rock glacier near the Grubengletscher, Wallis, Swiss Alps. *Arctic and Alpine Research*, 215-228.
- Berthling, I. (2011). Beyond confusion: Rock glaciers as cryo-conditioned landforms. *Geomorphology*, 131(3), 98-106.
- Berthling, I., & Etzelmüller, B. (2007). Holocene rockwall retreat and the estimation of rock glacier age, Prins Karls Forland, Svalbard. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 89(1), 83-93.
- Berthling, I., & Etzelmüller, B. (2011). The concept of cryo-conditioning in landscape evolution. *Quaternary Research*, 75(2), 378-384.
- Berthling, I., Etzelmüller, B., Isaksen, K., & Sollid, J. L. (2000). Rock glaciers on Prins Karls Forland. II: GPR soundings and the development of internal structures. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11(4), 357-369.
- Blikra, L., Longva, O., Braathen, A., Anda, E., Dehls, J., & Stalsberg, K. (2006). Rock slope failures in Norwegian fjord areas: examples, spatial distribution and temporal pattern *Landslides from massive rock slope failure* (pp. 475-496): Springer.
- Blikra, L., & Nemeč, W. (1998). Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record. *Sedimentology*, 45(5), 909-960.
- Blikra, L. H., Braathen, A., Anda, E., Stalsberg, K., & Longva, O. (2002). Rock avalanches, gravitational bedrock fractures and neotectonic faults onshore northern West Norway: Examples, regional distribution and triggering mechanisms. *Geological Survey of Norway Report*.
- Blikra, L. H., Longva, O., Braathen, A., Anda, E., Dehls, J., & Stalsberg, K. (2006). Rock slope failures in Norwegian fjord areas: examples, spatial distribution and temporal pattern *Landslides from massive rock slope failure* (pp. 475-496): Springer.
- Blikra, L. H., & Nemeč, W. (1998). Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record. *Sedimentology*, 45(5), 909-960.
- Braathen, A., Blikra, L. H., Berg, S. S., & Karlsen, F. (2004). Rock-slope failures of Norway, type, geometry deformation mechanisms and stability. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 84(1), 67-88.
- Brandt, O., Langley, K., Kohler, J., & Hamran, S.-E. (2007). Detection of buried ice and sediment layers in permafrost using multi-frequency Ground Penetrating Radar: A case examination on Svalbard. *Remote Sensing of Environment*, 111(2), 212-227.
- Chigira, M. (1992). Long-term gravitational deformation of rocks by mass rock creep. *Engineering Geology*, 32(3), 157-184.
- Clark, D. H., Steig, E. J., Potter, N., Updike, A., Fitzpatrick, J., & Clark, G. M. (1996). Old ice in rock glaciers may provide long-term climate records. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 77(23), 217-222.
- Davis, B. A. S., Brewer, S., Stevenson, A. C., & Guiot, J. (2003). The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quaternary Science Reviews*, 22(15-17), 1701-1716. doi:http://dx.doi.org/10.1016/S0277-3791(03)00173-2

- Degenhardt Jr, J. J. (2009). Development of tongue-shaped and multilobate rock glaciers in alpine environments – Interpretations from ground penetrating radar surveys. *Geomorphology*, 109(3–4), 94-107.
- Domaas, U. (1994). Geometrical methods of calculating rockfall range. *NGI Report*, 585910-585911.
- Domaas, U., & Grimstad, E. (2014). Fjell- og steinskred. In N. G. Institutt (Ed.), *Skred- skredfare og sikringstiltak* (pp. 45-75). Oslo: Universitetsforlaget.
- Etzelmüller, B., Berthling, I., & Sollid, J. L. (1998). *The distribution of permafrost in Southern Norway; a GIS approach*. Paper presented at the Seventh International Conference on Permafrost, Proceedings. Collection Nordicana. Centre d'Etudes Nordiques, Université Laval, Québec, PQ, Canada.
- Etzelmüller, B., & Frauenfelder, R. (2009). Factors controlling the distribution of mountain permafrost in the Northern Hemisphere and their influence on sediment transfer. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 41(1), 48-58.
- Furseth, A. (2006). Skredulykker i Norge en historisk dokumentar om de mest alvorlige leirskred, snøskred og fjellskred som har rammet oss de siste 500 år: TUN.
- Gruber, S., & Haeberli, W. (2007). Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* (2003–2012), 112(F2).
- Grøsfjeld, K., Larsen, E., Sejrup, H. P., de Vernal, A., Flatebe, T., Vestba, M., . . . Aarseth, I. (1999). Dinoflagellate cysts reflecting surface-water conditions in Voldafjorden, western Norway during the last 11 300 years. *Boreas*, 28, 403-415.
- Haeberli, W., Hallet, B., Arenson, L., Elconin, R., Humlum, O., Kääb, A., . . . Springman, S. (2006). Permafrost creep and rock glacier dynamics. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17(3), 189-214.
- Harris, S. A., & Pedersen, D. E. (1998). Thermal regimes beneath coarse blocky materials. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9(2), 107-120.
- Harrison, S. (2009). Environmental systems: Philosophy and applications in physical geography. *Key concepts in geography*, 251-264.
- Harrison, S., Whalley, B., & Anderson, E. (2008). Relict rock glaciers and protalus lobes in the British Isles: implications for Late Pleistocene mountain geomorphology and palaeoclimate. *Journal of Quaternary Science*, 23(3), 287-304.
- Hasler, A., Gruber, S., & Beutel, J. (2012). Kinematics of steep bedrock permafrost. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* (2003–2012), 117(F1).
- Hermanns, R. L., Oppikofer, T., Roberts, N. J., & Sandøy, G. (2014). Catalogue of Historical Displacement Waves and Landslide-Triggered Tsunamis in Norway *Engineering Geology for Society and Territory-Volume 4* (pp. 63-66): Springer.
- Hewitt, K., Clague, J. J., & Orwin, J. F. (2008). Legacies of catastrophic rock slope failures in mountain landscapes. *Earth-Science Reviews*, 87(1), 1-38.
- Hoelzle, M., Wegmann, M., & Krummenacher, B. (1999). Miniature temperature dataloggers for mapping and monitoring of permafrost in high mountain areas: first experience from the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 10(2), 113-124.
- Humlum, O. (1996). Origin of rock glaciers: observations from Mellemfjord, Disko Island, central West Greenland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 7(4), 361-380.
- Humlum, O. (1997). Active layer thermal regime at three rock glaciers in Greenland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8(4), 383-408.
- Hungr, O., Leroueil, S., & Picarelli, L. (2014). The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11(2), 167-194.
- Høst, J. (2006). Store fjellskred i Norge. *Utredning for LMD på vegne av Norges geologiske undersøkelse, D.f.s.o.b., Statens landbruksforvaltning, Statens vegvesen, Jernbaneverket og Statens kartverk (Ed.), Trondheim., 6.*
- Ikeda, A., & Matsuoka, N. (2002). Degradation of talus-derived rock glaciers in the Upper Engadin, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13(2), 145-161.

- Inkpen, R., & Wilson, G. (2013). *Science, philosophy and physical geography*: Routledge.
- Isaksen, K., Ødegård, R. S., Etzelmüller, B., Hilbich, C., Hauck, C., Farbro, H., . . . Hipp, T. F. (2011). Degrading Mountain Permafrost in Southern Norway: Spatial and Temporal Variability of Mean Ground Temperatures, 1999–2009. *Permafrost and Periglacial Processes*, 22(4), 361-377. doi:10.1002/ppp.728
- Isarin, R. F. (1997). Permafrost distribution and temperatures in Europe during the Younger Dryas. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8(3), 313-333.
- Jarman, D. (2006). Large rock slope failures in the Highlands of Scotland: characterisation, causes and spatial distribution. *Engineering Geology*, 83(1), 161-182.
- Kartverket. (2016). Digital terrengmodell 10 m. Retrieved from [http://geodataonline.maps.arcgis.com/apps/Embed/index.html?webmap=b262beef1d16415ba46cac2abcba63a2&extent=6.3299,61.4974,6.6462,61.6078&zoom=true&scale=true&disable\\_scroll=false&theme=light](http://geodataonline.maps.arcgis.com/apps/Embed/index.html?webmap=b262beef1d16415ba46cac2abcba63a2&extent=6.3299,61.4974,6.6462,61.6078&zoom=true&scale=true&disable_scroll=false&theme=light)
- Lilleøren, K., Etzelmüller, & Bernd. (2011). A regional inventory of rock glaciers and ice-cored moraines in Norway. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 93(3), 175-191.
- Lilleøren, K. S., Etxemüller, B., Gärtner-Roer, I., Käab, A., Westermann, S., & Gudmundsson, Á. (2013). The Distribution, thermal characteristics and dynamics of permafrost in Tröllaskagi, Northern Iceland, as inferred from the distribution of rock glaciers and ice-cored moraines. 12.
- Lilleøren, K. S., Etzelmüller, B., Schuler, T. V., Gislås, K., & Humlum, O. (2012). The relative age of mountain permafrost — estimation of Holocene permafrost limits in Norway. *Global and Planetary Change*, 92–93(0), 209-223.
- Mangerud, J. (1980). Ice-front variations of different parts of the Scandinavian Ice Sheet, 13,000-10,000 years BP. *Studies in the lateglacial of North-West Europe*, 23-30.
- Mangerud, J., Gulliksen, S., & Larsen, E. (2010). 14C-dated fluctuations of the western flank of the Scandinavian Ice Sheet 45–25 kyr BP compared with Bølling–Younger Dryas fluctuations and Dansgaard–Oeschger events in Greenland. *Boreas*, 39(2), 328-342.
- Matthews, J. A., Nesje, A., & Linge, H. (2013). Relict Talus-Foot Rock Glaciers at Øyberget, Upper Ottadalen, Southern Norway: Schmidt Hammer Exposure Ages and Palaeoenvironmental Implications. *Permafrost and Periglacial Processes*, 24(4), 336-346.
- McCarroll, D. (1994). A new approach to lichenometry: dating single-age and diachronous surfaces. *The Holocene*, 4(4), 383-396.
- Millar, C. I., & Westfall, R. D. (2008). Rock glaciers and related periglacial landforms in the Sierra Nevada, CA, USA; inventory, distribution and climatic relationships. *Quaternary International*, 188(1), 90-104.
- Monnier, S., Camerlynck, C., Rejiba, F., Kinnard, C., Feuillet, T., & Dhemaied, A. (2011). Structure and genesis of the Thabor rock glacier (Northern French Alps) determined from morphological and ground-penetrating radar surveys. *Geomorphology*, 134(3), 269-279.
- Nordgulen, Ø., & Andresen, A. (2013). The Western Gneiss Region. In I. Ramberg, I. Bryhni, A. Nøttvedt, & K. Ragnes (Eds.), *Landet blir til- Norges geologi. 2. utg* (pp. 112-118). Trondheim: Norsk Geologisk Forening.
- NGU, Norges Geologiske Undersøkelse. (2015a). *Kartinnsyn*. Retrieved from <https://www.ngu.no/kart-og-data/kartinnsyn>
- NGU, Norges Geologiske Undersøkelse. (2015b). *Løsmasser og marin grense*. Retrieved from <http://geo.ngu.no/kart/losmasse/>
- Norkart AS. (2001). *Norge i 3D med Norkart Virtual Globe*. Retrieved from [www.norgei3d.no](http://www.norgei3d.no)
- Norsk Meteorologisk Institutt. (2016). *Normalverdier for temperatur og nedbør, Sykkylven, Møre og Romsdal*. Retrieved from [eklima.met.no](http://eklima.met.no)
- Osmundsen, P., Henderson, I., Lauknes, T., Larsen, Y., Redfield, T., & Dehls, J. (2009). Active normal fault control on landscape and rock-slope failure in northern Norway. *Geology*, 37(2), 135-138.



- Owen, G., Hiemstra, J. F., Matthews, J. A., & McEwen, L. J. (2010). Landslide-glacier interaction in a neoparaglacial setting at Tverrbytnede, Jotunheimen, Southern-Norway. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 92(4), 421-436.
- Paasche, Ø., Dahl, S. O., Løvlie, R., Bakke, J., & Nesje, A. (2007). Rockglacier activity during the Last Glacial–Interglacial transition and Holocene spring snowmelting. *Quaternary Science Reviews*, 26(5), 793-807.
- Ramberg, I., Bryhni, I., Nøttvedt, A., & Ragnes, K. (2013). *Landet blir til - Norges geologi* (2. ed.). Trondheim: Norsk Geologisk Forening.
- Rhoads, B. L., & Thorn, C. E. (1996a). 2 *Observation in Geomorphology*. Paper presented at the The Scientific Nature of Geomorphology: Proceedings of the 27th Binghamton Symposium in Geomorphology, Held 27-29 September, 1996.
- Rhoads, B. L., & Thorn, C. E. (1996b). 5 *Toward a Philosophy of Geomorphology*. Paper presented at the The Scientific Nature of Geomorphology: Proceedings of the 27th Binghamton Symposium in Geomorphology, Held 27-29 September, 1996.
- Rye, N. (1966). Permafroststrukturer i Fjordane, Vest-Norge. *Norsk geol. tidsskr*, 46.
- Rye, N., Nesje, A., Lien, R., & Anda, E. (1987). The Late Weichselian ice sheet in the Nordfjord–Sunnmøre area and deglaciation chronology for Nordfjord, western Norway.
- Shakesby, R. (1997). Pronival (protalus) ramparts: a review of forms, processes, diagnostic criteria and palaeoenvironmental implications. *Progress in Physical Geography*, 21(3), 394-418.
- Statens Kartverk. (2013). *Møre 2013*. Retrieved from [www.norgebilder.no](http://www.norgebilder.no)
- Statens Kartverk. (2016a). Retrieved from <http://norgebilder.no/?zoom=12&lat=6920481.0904&lon=383228.59558&srs=EPSG:32632>
- Statens Kartverk. (2016b). *Enkelt grunnkart 1: 1 280 000*. Retrieved from <http://www.fylkesatlas.no/>
- Statens Kartverk. (2016c). *Topografisk kart 1:40 000*. Retrieved from <http://www.fylkesatlas.no/>
- Turner, A. K., & Schuster, R. L. (2012). *Rockfall: characterization and control*: Transport Research Board of the National academies.
- Watts, L. M. (2001). *The Walls Boundary Fault Zone and the Møre Trøndelag Fault Complex: a case study of two reactivated fault zones*. Durham University.
- Wilson, P. (2004). Relict rock glaciers, slope failure deposits, or polygenetic features? A re-assessment of some donegal debris landforms. *Irish Geography*, 37(1), 77-87.