

Ingvild Grendstad Westad

Landskapsutvikling i nordlige Breheimen

En sammenligning av glasial og periglasial
påvirkning

Masteroppgave i geografi

Trondheim, mai 2018

Veileder: Ivar Berthling

Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet
Fakultet for samfunns- og utdanningsvitenskap
Geografisk institutt



Abstract

Solifluction lobes were measured and the glacial imprints in the landscape studied, in two mountain areas in Skjåk and Lom using ortophotos. The main aim was to quantify landscape diffusivity by averaging the total volume of sediments in transport, in the area of interest, per year since the end of the last glaciation. This rate was compared to results from the model of Egholm et al. (2015). The modelled diffusivity was substantially larger than my results, most likely reflecting that the model was made without considering the local conditions of the slopes. Although the periglacial imprint on the landscape is substantial, the landscape is also to a large degree modified by glaciers, both in terms of erosional overdeepened pools and sedimentary landforms of subglacial origin.

Forord

En stor takk rettes til min veileder, Ivar Berthling, for utmerket veiledning gjennom arbeidet med masteroppgaven. Din faglige kunnskap og gode formidlingsevne har vært til uvurderlig hjelp, ikke bare under arbeid med masteroppgave og bacheloroppgave, men gjennom hele min studietid.

Jeg vil også takke Sjur for god støtte, og ikke minst for timevis med korrekturlesing!

Ingvild Grendstad Westad

Trondheim, 10. mai 2018

Innholdsfortegnelse

FIGURLISTE.....	XI
TABELLISTE.....	XIII
INNLEDNING	1
1.1 BAKGRUNN FOR OPPGAVEN.....	1
1.2 PROBLEMSTILLING	3
1.3 OMRÅDEBESKRIVELSE.....	3
1.3.1 <i>Geologi</i>	4
1.3.2 <i>Klima</i>	4
2 TEORETISK TILNÆRMING	5
2.1 TRADISJONELT SYN PÅ LANDSKAP.....	5
2.1.1 <i>Cycle of erosion</i>	5
2.1.2 <i>Paleisk landskap</i>	5
2.2 ISTID I NORGE	6
2.3 ICE-HYPOTEBSEN	7
2.3.1 <i>Isostasi</i>	8
2.3.2 <i>Klima og erosjon</i>	9
2.4 MODELLERING AV LANDSKAPSUTVIKLING, THE PERIGLACIAL ENGINE.....	9
2.4.1 <i>Temperatur</i>	10
2.4.2 <i>Relieff</i>	11
2.4.3 <i>Isbreer</i>	12
2.4.4 <i>Dannelse av flater høyt over havet</i>	12
2.5 KRYPLANDSKAP OG KONVEKSE OVERFLATER	13
2.6 BLOKKMARK	13
2.6.1 <i>Blokkmarkdannelse</i>	14
2.7 PERIGLASIALE MILJØ.....	15
2.8 PERMAFROST.....	16
2.9 GLACIAL/PERIGLACIAL BUZZSAW	18
2.10 FROSTFORVITRING	19
2.11 ISSEGREGERING	19
2.12 SOLIFLUKSJON.....	20
2.12.1 <i>Solifluksjon og permafrost</i>	22

2.12.2	<i>Solifluksjonsformer</i>	23
2.12.3	<i>Bevegelse</i>	24
3	METODE	25
3.1	DATAINNSAMLING	25
3.2	KRITIKK AV METODE FOR DATAINNSAMLING	26
3.3	ETTERPRØVBARHET	26
3.4	ANALYTISK TILNÆRMING	27
3.4.1	<i>Helningsgrad</i>	27
3.4.2	<i>Volum</i>	27
3.4.3	<i>Landskapsdiffusivitet</i>	29
3.4.4	<i>Sekundærdata</i>	30
4	RESULTATER	31
4.1	MÅLING AV SOLIFLUKSJONSFORMER	31
4.2	PLOSSERING AV MÅLTE RUTER I TERRENGET	31
4.3	LOKAL SOLIFLUKSJON PÅ LOMSEGGJE OG TVERRFJELLET	33
4.4	SOLIFLUKSJON PÅ OMRÅDENIVÅ	34
4.5	LANDSKAPSDIFFUSIVITET PÅ LOMSEGGJE OG TVERRFJELLET	37
4.5.1	<i>Overflatehastighet</i>	39
4.6	TRANSPORT	40
4.6.1	<i>Helningsgrad og transport</i>	40
4.6.2	<i>Høyde over havet og transport</i>	41
4.7	GLASIAL PÅVIRKNING.....	42
4.7.1	<i>Dagens breer</i>	42
4.7.2	<i>Siste istid og isbevegelsesretning(er)</i>	43
4.7.3	<i>Topografiske forhold</i>	44
4.7.4	<i>Løsmasser</i>	45
5	DISKUSJON	47
5.1	VURDERING AV DATA	47
5.2	HISTORISK OG HOLOCENT KLIMA	50
5.2.1	<i>Klima- og helningsavhengighet i sedimenttransport</i>	52
5.3	PALEISK LANDSKAP, GAMMELT HEVET PENEPLAN ELLER AKTIVT EROSJONSLANDSKAP?.....	54
5.3.1	<i>Sedimenter på sokkelen</i>	54
5.3.2	<i>Morfologisk tolkning av landskapet</i>	56

5.3.3	<i>Isdannelse over konvekse overflater</i>	57
5.3.4	<i>Glacial og periglacial påvirkning</i>	57
5.4	TYNT OVERFLATEDEKKE.....	60
5.4.1	<i>Bløkkmark?</i>	61
5.5	TEST AV LANDSKAPSMODELL, THE PERIGLACIAL ENGINE.....	62
6	KONKLUSJON	63
7	VIDERE FORSKNING	65
	REFERANSELISTE	67
	VEDLEGG A: TABELLER MED VERDIER FOR ALLE UNDERSØKTE RUTER	

Figurliste

Figur 1 Viser studieområdet som tre nordgående rygger. Fra vest, Styggehei, Tverrfjellet og Lomseggje (Norge i 3D, 2018).	4
Figur 2 Tidsserie for modellering av landskap. Initialsituasjon til venstre og sluttresultat til høyre. Blå line viser temperatur, grå line viser gjennomsnittlig erosjonsrate, svart line viser frost creep-rate (Egholm et al., 2015:467).	10
Figur 3 Hvite områder: isbreer, skravert område: mulig utbredelse av kald is under siste istid, blå områder: fjellområder med permafrost (Lilleøren et al., 2012:211)	17
Figur 4 MPA: permafrostlinje og ELA: regional likevektslinje (Etzelmüller et al., 2003:91) 18	
Figur 5 Viser de ulike formene for frostbetinget sig øverst, og bevegelsesprofil nederst. A, B, C, D, forklares nærmere i teksten (Matsuoka, 2001:109).	21
Figur 6 Typiske solifluksjonsformer, loper i ulike størrelser, Lomseggje (Norge i 3D, 2018).	23
Figur 7 Eksempel på måling av arealet til en solifluksjonslobe på Tverrfjellet (Norge i bilder, 2018).	31
Figur 8 Oversikt over hvor rutene for målinger av solifluksjonslober på Lomseggje er plassert i terrenget. Størrelsen på rutene i figuren er større enn de faktiske rutene som er målt i skråningene for bedre lesbarhet (Norge i 3D, 2018). Se vedlegg A for eksakte koordinater.	32
Figur 9 Oversikt over hvor rutene for målinger av solifluksjonslober på Tverrfjellet er plassert i terrenget. Størrelsen på rutene i figuren er større enn de faktiske rutene som er målt i skråningene for bedre lesbarhet (Norge i 3D, 2018). Se vedlegg A for eksakte koordinater.	32
Figur 10 Viser sammenheng mellom solifluksjonslobenes volum og helningsgraden for alle 13 ruter på Lomseggje.....	37
Figur 11 Viser sammenhengen mellom solifluksjonslobenes volum og helningsgraden for alle 13 ruter på Tverrfjellet.	37
Figur 12 Viser sammenheng mellom solifluksjonslobenes volum og høyde over havet for alle 13 ruter på Lomeggje. Høyeste punkt er angitt fra høyde over havet ved øvre kant av hver rute.	38

Figur 13 Viser sammenheng mellom solifluksjonslobenes volum og høyde over havet fra alle 13 ruter på Tverrfjellet. Høyeste punkt er angitt fra høyde over havet ved øvre kant av hver rute.....	38
Figur 14 Viser sammenheng mellom volum av 1002 solifluksjonslober på Tverrfjellet og helningsgraden i skråningene. Trendlinje med r-kvadrert verdi.	40
Figur 15 Viser sammenheng mellom 1002 solifluksjonslober på Tverrfjellet og høyden over havet. Trendlinje med r-kvadrert verdi.	41
Figur 16 Oversiktsbilde over studieområdet med markeringer for glasial påvirkning fra tidligere isdekker, og dagens lokalglasiasjon. 1-3: småvann, 4 og 5: platå med bunnmorene, 6: drumliner, 7 og 8: smårygger og fordypninger, 9: botnbre (Norge i 3D, 2018).	42
Figur 17 Viser botnbre (nummer 9 fra figur 16) på Tverrfjellet (Norge i 3D, 2018).	43
Figur 18 Viser drumliner (nummer 6 fra figur 16) på Tverrfjellet. Pilene peker på krepformer i nedre kant av bunnmoreneformene (Norge i 3D, 2018).	44
Figur 19 Viser platå på Styggehei med bunnmorene (nummer 4 fra figur 16) (Norge i 3D, 2018).	45
Figur 20 Løsmassekart over studieområdet med morenemateriale markert med grønn farge, øvrige områder har et tynt sedimentdekke (Inneholder data under norsk lisens for offentlige data (NLOD) tilgjengeliggjort av Norges geologiske undersøkelse, NGU, 2018).	46
Figur 21 Viser nordvendt skråning opp mot toppen av Lomseggje med mye solifluksjonsformer (Norge i 3D, 2018).....	48
Figur 22 Viser hvordan formene kryper over hverandre i en skråning på Lomseggje. De store solifluksjonslobene i bakkant kryper over de mindre formene foran. Stripedannelse oppe på solifluksjonslobene i forgrunnen (Norge i 3D, 2018).	48
Figur 23 Viser hvordan modellerte temperaturer gjennom holocen avviker fra dagens temperaturer for Sør-Norge. Svart linje: modellert gjennomsnittlig årlig temperatur, rød linje: temperatur i juli, blå linje: temperatur i januar. Skyggen rundt kurvene angir grad av usikkerhet (Lilløren et al., 2012:214).	51

Figur 24 Illustrativ framstilling av forskjellene mellom den klassiske modellen for dannelsen av det norske landskapet, og den alternative, ICE-hypotesen. Rød linje: landskapet før landheving eller erosjon, svart linje: dagens topografi, blå linje: havnivå, grå felt: mengden erosjon gjennom siste del av tertiær tid og videre gjennom kvartær tid (Steer et al., 2012:636).....	55
Figur 25 Viser toppen av Lomseggje, med tydelig påvirkning av diffusive prosesser (Norge i 3D, 2018).	59
Figur 26 Lilla farge viser blokkmark basert på satellittbildeklassifikasjon (grunnarbeid fra Gislås et al., 2013).....	61

Tabelliste

Tabell 1 (A 5) Verdier for hver enkelt solifluksjonslobe, og lokale forhold i skråningene. Areal m^2 , hentet fra Norge i bilder. Fronthøyde m, høyden på lobefronten regnet ut fra differansen mellom høyde over havet på lobefronten, og høyde over havet under lobefronten. Volum m^3 , gitt av formel 2. Høyeste punkt er høyde over havet ved øvre kant av ruten. Laveste punkt er høyde over havet ved nedre kant av ruten. Helningsgraden er gjennomsnittsverdi for hele ruten gitt av formel 1.	33
Tabell 2 Viser verdier for hver målte rute summert. Høyeste punkt, angir høyde over havet ved øvre kant av ruten. Helning $^\circ$, angir gjennomsnittlig helning for hver rute gitt av formel 1. Dekningsgrad %, angir hvor stort areal av ruten ($200\text{ m} * 200\text{ m}$) som er dekket av solifluksjonsformer. Volum m^3 , angir utregnet volum for hver rute gitt av formel 2. Summerte og gjennomsnittlige verdier for Lomseggje som helhet i bunnen av tabellen.	35
Tabell 3 Viser verdier for hver målte rute summert. Høyeste punkt, angir høyde over havet ved øvre kant av ruten. Helning $^\circ$, angir gjennomsnittlig helning for hver rute gitt av formel 1. Dekningsgrad %, angir hvor stort areal av ruten ($200\text{ m} * 200\text{ m}$) som er dekket av solifluksjonsformer. Volum m^3 , angir utregnet volum for hver rute gitt av formel 2. Summerte og gjennomsnittlige verdier for Tverrfjellet som helhet i bunnen av tabellen.	36

Tabell 4 Lag i bevegelse, angir hvor tykt lag sedimenter som i gjennomsnitt er i bevegelse over en gjennomsnittlig rute på 40000 m² for Lomseggje og Tverrfjellet, gitt av formel 3. Landskapsdiffusivitet m²/år, angir hvor tykt lag sedimenter som har vært i transport per år de siste 10000 årene, gitt av formel 4. 39

Innledning

1.1 Bakgrunn for oppgaven

I fjellandskapet i Sør-Norge er det store områder hvor toppene er nesten helt flate. Høyt over havet med bratte skråninger nedenfor, men med avrundede topper. Dette landskapet har i lang tid fascinert og engasjert forskere både i Norge og internasjonalt. Davis (1899) var den første som beskrev og prøvde å forklare dannelsen av et slikt type landskap. Han så landskapsutvikling som en syklus hvor høy topografi ble erodert ned til havnivå av fluviale og glasiale prosesser, og deretter utsatt for tektonisk landheving. Den flate topografien ved havnivå kalte han peneplan og var et gammelt landskap. Reusch (1900) overførte Davis sine ideer til det norske landskapet. Han ga flatene etter landhevingen navnet paleiske overflater, og antok at de minst var av tertiær alder.

Senere har teorien om det norske paleiske landskapet utviklet seg videre, og det dominerende synet er at landskapet er gammelt, og er blitt dannet i løpet av mesozoikum. Deretter har det blitt utsatt for tektonisk landheving i tertiær tid, mest i neogen. Det som er igjen av dette landskapet i dag, er enten et resultat av å ha vært fastfrosset under en kald innlandsis uten mulighet for erosjon, eller som restene etter selektiv glasial erosjon (Rohrman, Beek, Andreissen & Cloetingh, 1995; Riis, 1996; Lidmar-Bergström, Ollier & Sulebak, 2000).

Flere steder er den paleiske overflaten i Sør-Norge dekket av blokkmark, som består av et dekke av grove sedimenter øverst, med et lag av finere sedimenter under. Alder er omdiskutert i forhold til om den er dannet i løpet av kvartær tid eller tidligere (Rea, Whalley, Rainey & Gordon, 1996). Nesje, Dahl, Anda & Rye (1988) og Strømsø & Paasche (2011) har foreslått at den er av samme alder som det paleiske landskapet, og har vært bevart under fastfrosset kald is eller på nunaktaker. Strømsø & Paasche (2011) hevder at både kjemisk og fysisk forvitring har vært viktig i dannelsen av blokkmarken, men at fysisk forvitring har dannet de groveste størrelsene. Permafrost finnes flere steder i Norge, i form av permafrost bestemt ut fra høyde over havet, alpin permafrost. Den finnes i områder hvor den årlige gjennomsnittstemperaturen er under 0 °C (Etzelmüller, Berthling & Sollid, 1998; Gisnås, Etzelmüller, Farbot, Schuler & Westermann, 2013). Tilstedeværelsen av blokkmark har betydning for varmeutvekslingen mellom permafrosten og overflatedekket, og påvirker dermed temperaturregimet lokalt i bakken (Etzelmüller, Ødegård, Berthling & Sollid, 2001).

Den tektoniske landhevingen, gjerne omtalt som den tertiære landhevingen, har blitt mye omtalt, men ikke nøyaktig forstått, og gir derfor rom for alternative forklaringer på dannelsen av det paleiske landskapet. Egholm, Andersen, Knudsen, Jansen & Nielsen (2015) har gjennomført modelleringer av landskap under ulike klimatiske forhold, i syklor på 100000 år, og fått et landskap med lavt relieff mellom dalene som resultat.

Fjellandskapene i Sør-Norge har en høyde over havet som tilsier at temperaturen favoriserer frostbetingede prosesser. Observasjon av aktive frostprosesser og solifluksjon i dagens landskap har ført til at det tradisjonelle synet har blitt utfordret. Så lenge disse er aktive er det lite sannsynlig at de ikke er med og former landskapet. Sigeprosesser som følge av gjentatte fryse- og tinesekvenser er langsomme, men på grunn av sin romlige store utstrekning kan de være avgjørende, også for storskala landskapsutvikling. Fra et teoretisk ståsted vil kombinasjonen av forvitring og sigeprosesser kunne gi et landskap med konvekse slake overflater, som går gradvis over i brattere dalsider (Gilbert, 1909). Dersom den gamle landoverflaten på denne måten har vært under konstant endring, er det et spørsmål om tolkningen av landskapet som restene av et gammelt hevet peneplan med stedvis glasial omforming, er rimelig. En alternativ tolkning blir dermed at det paleiske landskapet kan ha blitt dannet på stedet, ikke gjennom peneplanering, men gjennom aktive frostprosesser gjennom millioner av år.

Dagens overflate har ligget eksponert for forvitring, erosjon og transport siden siste istid tok slutt for omtrent 10000 år siden. Jeg ønsker å finne ut hvor stort volum med sedimenter sigeprosesser, i form av solifluksjon, har transportert nedover fjellskråninger siden istiden, i et område som normalt vil tolkes som et paleisk landskap. For å kunne teste modelleringen til Egholm et al. (2015) vil jeg bruke dette volumet til å beregne landskapsdiffusiviteten. Denne parameteren sier hvor mye sedimenter som transporteres for hver meter av skråningen per år, og er en av de parametrene som beregnes i modellen. Egholm et al. (2015) hevder at dannelsen av et landskap som tilsvarer det paleiske, er knyttet til opphopning av sedimenter ettersom skråningen blir slakere og transportkapasiteten avtar. For å undersøke koblingen mellom helning og transportkapasitet, det vil si om det er en økning av den faktiske transporten i skråningen med økende gradient, vil jeg benytte meg av et større datasett samlet inn av en tidligere masterstudent. Ettersom Norge har gjennomgått mange istider gjennom kvartær tid, vil jeg også sammenligne påvirkningen fra de tidligere glasiale prosessene med

sigeprosessene som er aktive i landskapet i dag. Det vil gi et bilde på hvilke prosesser som har vært mest avgjørende i landskapsutviklingen.

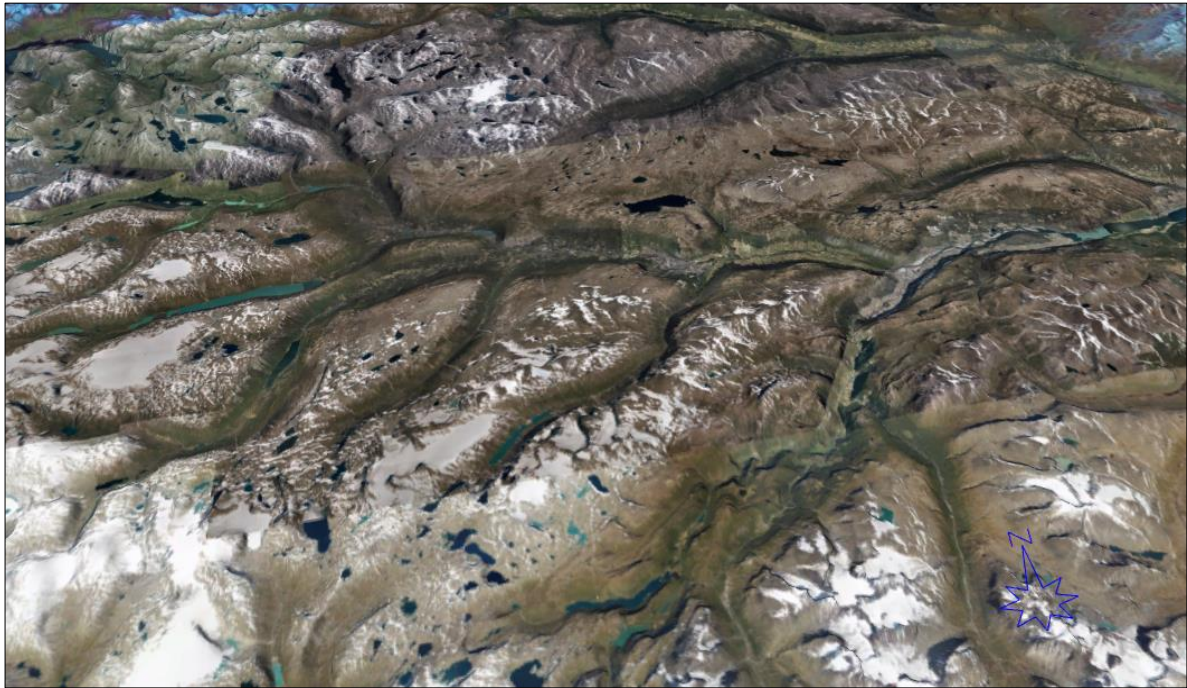
1.2 Problemstilling

I denne oppgaven vil jeg

- 1) beregne landskapsdiffusiviteten for området basert på volumet av solifluksjonslobene, og bruke dette til å teste modellen til Egholm et al. (2015),
- 2) undersøke koblingen mellom helning og transportkapasitet,
- 3) sammenligne påvirkning fra glasiale og periglasiale prosesser, ved å undersøke omfanget av ulike erosjonsformer, avsetninger og akkumulasjonsformer.

1.3 Områdebeskrivelse

Studieområdet ligger i Skjåk kommune og i Lom kommune i Gudbrandsdalen, i Oppland fylke. Området ligger i Breheimen nasjonalpark og består av tre parallelle rygger som går nordover fra Breheimen: Lomseggje, Tverrfjellet og Styggehøi (figur 1). Studieområdet avgrenses av Mysubyttdalen i vest, Bøverdalen i øst, Ottadalen i nord og Breheimen i sør, som er et fjellandskap dominert av breer. Tverrfjellet og Lomseggje har sitt høyeste punkt rundt 2000 m.o.h. og er dominert av et rolig terreng. Styggehøi er lavere, med høyeste punkt rundt 1600 m.o.h., samtidig som det lokale relieffet er mindre enn på Lomseggje og Tverrfjellet. Store plataer finnes nord på Styggehøi og Tverrfjellet (Norgeskart, 2018). I følge Etzelmüller et al. (1998), Lilleøren, Etzelmüller, Schuler, Gisnås & Humlum (2012) og Gisnås et al. (2013) er Breheimen en del av sonen i Sør-Norge hvor det finnes alpin permafrost, og det inkluderer Lomseggje, Tverrfjellet og Styggehøi.



Figur 1 Viser studieområdet som tre nordgående rygger. Fra vest, Styggehøi, Tverrfjellet og Lomseggje (Norge i 3D, 2018).

1.3.1 Geologi

I følge NGU (2018) består berggrunnen av gneis i alle de tre områdene, Lomseggje, Tverrfjellet og Styggehøi. Noe lenger sør på Lomseggje består berggrunnen av fylitt, men jeg holder meg nord for dette området, og fjellene kan dermed sammenlignes direkte med hverandre. Over grunnfjellet er det områder med et tynt dekke eller barfjell, men det er ikke oppgitt hva det tynne dekket består av (figur 20, NGU, 2018). I de nordlige delene, spesielt på platåene, er det avsatt mye morenemateriale. Skillet mellom de ulike dekkene er problematisk å bestemme nøyaktig.

1.3.2 Klima

Temperaturdata fra senorge (2018) viser at studieområdet ligger i en sone hvor det er normal årstemperatur under 0 °C. Når det kommer til mengde nedbør er normalen for området mellom 1000 og 2000 mm i året. Disse dataene stammer fra målinger gjort mellom 1971 og 2000. Studiestedet ligger akkurat i området hvor mengden nedbør avtar fra vest mot øst. Både temperaturen og mengden nedbør i området varierer med høyde over havet.

2 Teoretisk tilnærming

Her vil jeg gå nærmere inn i diskusjonen angående alderen og dannelsen av topografien i Sør-Norge. Jeg innleder med det tradisjonelle synet på landskapsutvikling med peneplanering og landheving, før dette kontrasteres med ICE-hypotesen (Nielsen et al., 2009) og landskapsmodellering gjort av Egholm et al. (2015). ICE-hypotesen (Nielsen et al., 2009) og modellen til Egholm et al. (2015) vil jeg gå nøye gjennom, ettersom store deler av oppgaven nettopp handler om å teste om deres teorier rundt landskapsutvikling stemmer over ens med virkeligheten. Videre kommer jeg inn på de lokale forholdene i skråningene, og prosessene som er aktive der. Effektiviteten til prosessene i landskapsutviklingen ses i sammenheng med permafrost.

2.1 Tradisjonelt syn på landskap

Paradigmet rundt dagens landskap har lenge vært at det er resultatet av peneplanering, landheving, og erosjon av den hevede flaten. Likevel er det uenighet om når de ulike hendelsene inntraff og alderen på det paleiske landskapet.

2.1.1 Cycle of erosion

Davis (1899) så for seg landskapsutvikling syklisk gjennom flere faser fra ungt til gammelt landskap. Utgangspunktet var et platå som var hevet raskt opp fra havnivå, og dette var et ungt landskap. Det ble deretter utsatt for fluvial erosjon, med påfølgende dannelse av fluviale daler med økende relieff. Etter den unge fasen kom en voksen fase hvor relieffet ble lavere, ved at erosjonen av fjelltoppene gikk raskere enn i dalbunnene. I den gamle fasen ble landskapet videre jevnet ut, før sluttresultatet, ifølge Davis, var et peneplan. Peneplanet hadde en helt jevn overflate og var helt nede på havnivå. Syklusen kunne gjentas flere ganger etter hverandre.

2.1.2 Paleisk landskap

Reusch (1900) videreutviklet Davis ideer og overførte dem til det norske fjellandskapet, og ville ha et eget begrep for den gamle overflaten. Han valgte paleisk overflate, som betyr

nettopp gammel, og var et peneplan utsatt for landheving. Den eksakte alderen kunne han ikke fastsette, men hevdet at den var minst fra tertiær tid, kanskje enda eldre. Samtidig mente han at is og vann naturligvis har modifisert den paleiske overflaten gjennom kvartær tid.

I dag dominerer synet om at det paleiske landskapet skal være dannet mot slutten av mesozoikum, da det var varmere perioder. Akkurat hvor mange millioner år det er siden dannelsen er omdiskutert, men det er enighet om at det var mot slutten av denne perioden, som endte for 65 millioner år siden (Lidmar-Bergström et al., 2000). Som følge av at glasial erosjon mest sannsynlig skjedde i eksisterende fluviale daler, må landhevingene ha skjedd lenge før isen la seg over landskapet. Den første var i paleogen for 23-65 millioner år siden, med heving opp mot 1000 m, og skjedde i Oslo-området. Den andre landhevingen skjedde i neogen for 2,5-23 millioner år siden, og ga en topografisk kuppel i Sør-Norge, som på det meste var 1-1,5 km høy. Graden av heving sank kraftig mot vest og var nesten fraværende ved kysten (Rohrman et al., 1995; Riis, 1996; Lidmar-Bergström et al., 2000).

Lidmar-Bergström et al. (2000) peker på at selv om Skandinavia har vært utsatt for gjentatte istider gjennom kvartær tid, viser trekk ved landskapet at det stammer fra tektonisk landheving. Dypt eroderte daler med bratte dalender finnes i områder med og uten glasial erosjon, og er i Norges tilfelle et resultat av landheving. Den paleiske overflaten består av høye flater og brede daler over 800 m.o.h. Glasial erosjon har hatt størst innvirkning på de lavere dalene i det paleiske landskapet, som har blitt erodert i stor grad. Stedvis har stor glasial erosjon ført til at de gamle overflatene har blitt nesten helt utslettet.

Landskapsanalyse har vært upopulært blant geomorfologer over flere år, og modeller har vært viktigere. De senere årene har det imidlertid kommet nye metoder for sikrere datering av sedimenter. Forsøk utført på Vest-Grønland hevdes å fjerne all tidligere tvil om at det paleiske landskapet ikke er gamle erosjonsflater, som deretter har blitt hevet opp fra havnivå (Japsen, Bonow, Green, Chalmers & Lidmar-Bergström, 2009).

2.2 Istid i Norge

Det paleiske landskapet som eksisterer i dag, skal ifølge den klassiske modellen ha blitt bevart under kald is gjennom istidene. Kald is har ikke vann ved bresålen, og er frosset fast i underlaget. Den er som følge av det ikke i stand til å erodere underlaget, og ligger som et beskyttende dekke (Lidmar-Bergström et al., 2000; Strømsø & Paasche, 2011). I dalene

imellom de paleiske flatene har isen vært varmbasert ved bresålen, og derfor arbeidet med underlaget i stor grad. Her har vekten av overliggende is og stor hastighet resultert i dagens U-daler og hengende daler. Isen har gjort dalene dypere, bredere og rettere. Ulikt temperaturregime har gitt store lokale forskjeller i erosjonen av landskapet. Enkelte steder er det preglasiale landskapet fullstendig bevart, mens det andre steder er nesten helt borte. Kun mindre paleiske overflater på toppene er det som er igjen der erosjonen har vært størst (Lidmar-Bergström et al., 2000).

Over millioner av år har Norge vært dekket av is, også en tjukk innlandsis. Den siste istiden tok slutt for 10000 år siden. Fluviale daler var minste motstands vei, og er derfor i stor grad utsatt for utstrakt glasial erosjon (Lidmar-Bergström et al., 2000). Under siste istids maksimum er det sannsynlig at isen har vært frosset fast til underlaget (Steer, Huisman, Valla, Gac & Herman, 2012). Den relative istykkelsen under lille istid var størst på Østlandet, i Trøndelag, og i de dype fjordene på Vestlandet (Nesje et al., 1988).

2.3 ICE-hypotesen

Nielsen et al. (2009) retter fokus mot dannelsen av den kaledonske fjellkjeden for 420-450 millioner år siden, som er den siste fjellkjededannelsen som har innvirkning på Skandinavia. Så snart fjellkjeden var dannet, sørget tektonisk strekk og ras til at dens nedbrytning startet umiddelbart. Det resulterte i dannelsen av store sedimentavsetninger i havet i Nordvest-Europa. Videre kontinental drift førte til at restene av den kaledonske fjellkjeden ble spredt til Vest-Grønland, Vest-Skandinavia, Scotland og Svalbard. I Norge har det gitt høye fjell over 2000 m.o.h. både i nord og sør, med de høyeste i sørvest. Karakteristisk for fjellene i Sør-Norge er at de har flate overflater på toppene.

Det har blitt vist til ulike observerte fenomen for å vise at peneplanering og tektonisk landheving har gitt det paleiske landskapet. Blant annet blir det hevdet at større funn av grovere sedimenter fra neogen i Nordsjøen, viser at det er en tektonisk foryngelse av sedimentkilden. Begravde sedimenter langs kysten ses som tegn på at det har vært landheving av kystnære områder, mens sjøområdene utenfor har senket seg. Dagens flate fjellandskap som rager høyt over havet, blir i seg selv sett på som rester av et erodert landskap som ble skapt på havnivå, og deretter hevet. Forfatterne mener disse observasjonene kan forklares rimelig enkelt uten å trekke inn landheving under tertiær tid. De mener dagens høye topografi

er restene av det som er igjen av den kaledonske fjellkjeden, etter tektonisk trekking, ras og erosjon (Nielsen et al., 2009).

Drivkreftene bak ICE-hypotesen er isostasi, klima og erosjon, som dernest har gitt navn til hypotesen. Tektoniske landhevinger erstattes av tanken om at det er klima som styrer hvor mye landskapet hever seg, gjennom å kontrollere mengden erosjon. Vekten som fjernes fra overflaten er proporsjonal med den isostatiske kompensasjonen som kommer etter. Klimaet bestemmer hvilke prosesser som er aktive, enten det er glasiale eller periglasielle (Nielsen et al., 2009).

Overflater vil til enhver tid utsettes for faktorer som bryter de ned. Det vil derfor være usannsynlig at et slikt landskap blir bevart i geologisk tid, på havnivå, til landhevingen skjer. Om overflaten skal bevares må en faktor som eksempelvis klima, være med å hindre de naturlige prosessene i å bryte ned landskapet. Det er likevel usannsynlig at det hadde kunnet hindret all form for erosjon. I tillegg har det vært problematisk å identifisere peneplan, som i dag venter på å bli hevet opp fra havnivå. De flatene som det har vært aktuelt å klassifisere som peneplan har vært utfordrende å datere (Nielsen et al., 2009).

2.3.1 Isostasi

Under Vest-Skandinavia er det, i forhold til den høye topografien, en relativt tynn skorpe som holder den oppe i mantelen. Dersom høyden på topografien skal reduseres med 1 km når det er isostatisk likevekt, vil det være nødvendig med 5-6 km erosjon, avhengig av tettheten til fjellet og tettheten i mantelen. Som følge av det vil den isostatiske hevingen bli stadig mindre over tid. Så lenge den høye topografien støttes opp isostatisk vil den opprettholdes, samtidig som erosjonen vil fortsette som den mest avgjørende faktoren for nedbrytning (Nielsen et al., 2009).

Skorpen under Skandinavia er omtrent 30 km tykk langs kysten, mens den er mellom 40 og 45 km tykk i innlandet, der det er høy topografi både i nord og i sør. Tettheten på mantelen i innlandet er mindre, noe som gjør at topografien flyter lettere (Nielsen et al., 2009).

2.3.2 Klima og erosjon

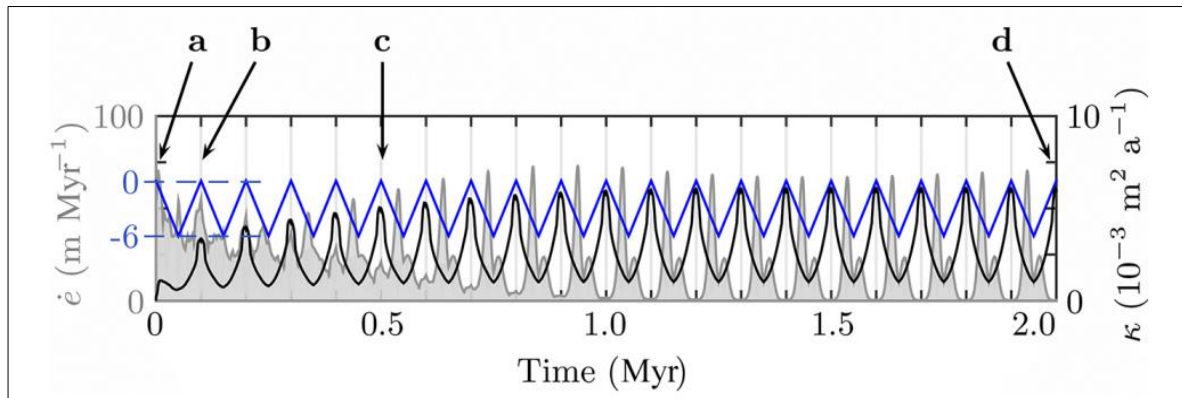
Hypotesen bygger på at endringer i klima er med og styrer sedimentproduksjonen, og med det landskapsutviklingen. Store mengder avsatte sedimenter på sokkelen utenfor kysten knytter de til dette. Midt i tertiær tid var det en periode med kraftig erosjon i Skandinavia, samtidig med at det skjedde en global nedkjøling. Glasial erosjon av eksisterende fluviale daler, og periglasiale prosesser i innlandet i Vest-Skandinavia, mener forfatterne kan forklare de store sedimentavsetningene i havet. Det er også med og underbygger påstanden om at de flate fjellpartiene er restene av det kaledonske fjellkjeden, i og med at den gjennomsnittlige topografien var høyere tidligere. Et kaldere klima gjør at tregrensen synker, og fører igjen til at et større område bli tilgjengelig for erosjon. Mindre vegetasjon letter sedimenttransporten både i form av overflateavrenning, men også frostavhengige prosesser. I tillegg vil større områder i høyfjellet bli påvirket av glasiale og periglasiale prosesser, noe som er med på å begrense høyden på fjellene og å senke relieffet. Isostatisk heving som følge av erosjon er mer gradvis i forhold til tektonisk heving, og gir periglasiale prosesser mulighet til å begrense og jevne ut landskapet i innlandet i Vest-Skandinavia (Nielsen et al., 2009).

2.4 Modellering av landskapsutvikling, The periglacial engine

Egholm et al. (2015) ønsker å bevise ved hjelp av landskapsmodellering, at det flate landskapet kan dannes i høytliggende fjellområder ved hjelp av overflateprosesser (figur 2). Det må ikke være dannet ved havnivå, og deretter utsatt for landheving. Store mengder sedimenter avsatt i havet gjør at de mener det var en akselerasjon i erosjon og transport. Dette skjedde mot slutten av kenozoikum, som følge av en global nedkjøling. Forsøkene deres viser at frostsprengning og frost creep gjennom millioner av år, er i stand til å danne det karakteristiske flate landskapet i stor høyde. Forutsetningene for at dette skal skje er at temperaturen synker til under $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$, avbrutt av perioder med høyere temperaturer slik at vann kan bli en faktor.

De gjennomførte tre ulike typer forsøk hvor de så på hvordan variasjoner i temperatur, relieff og isbreer påvirker frostsprengning og frost creep, og følgelig landskapsutviklingen. Andre overflateprosesser ble ikke indusert. At det ses bort fra andre prosesser, gjør det mulig å isolere effektene av de prosessene en ønsker å undersøke. Faktorer som fluvial erosjon og -

transport, kjemisk forvitring og eroderbarheten til ulike bergarter er utelatt (Egholm et al., 2015).



Figur 2 Tidsserie for modellering av landskap. Initialsituasjon til venstre og sluttresultat til høyre. Blå line viser temperatur, grå line viser gjennomsnittlig erosjonsrate, svart linje viser frost creep-rate (Egholm et al., 2015:467).

2.4.1 Temperatur

Første forsøk simulerer et fluvialt landskap på 2 km * 3 km, med maksimalt relieff på 200 m, og gjennomsnittlig helning på 20 %. Landskapet blir deretter utsatt for i alt 40 klimasykluser som varer i 100000 år, med gjennomsnittlig årlig temperatur mellom -6 og 0 °C.

Frostsprenning gjør at ryggene blir gradvis lavere, og sedimentene legger seg i dalene mellom dem. I dalene er frostsprenning begrenset på grunn av sedimentdekket over. Gradvis dannes et konvekst landskap med et omtrent 3 m tykt sedimentdekke (Egholm et al., 2015).

Samme forsøk ble gjort to ganger til med ulik temperatur, for å se hvordan det påvirker resultatet. Det ble gjort et forsøk med gjennomsnittlig årlig temperatur mellom -12 og -6 °C, og et med gjennomsnittlig årlig temperatur mellom 0 og 6 °C. I begge tilfellene ble resultatet et konvekst landskap, men forskjellene var at erosjonen gikk tregere, og at landskapet ble høyere og mindre konvekst, enn i det første forsøket. I det kaldeste scenarioet var temperaturen for lav både til optimal sedimenttransport og frostsprenning. Aktiviteten var derfor størst for begge prosesser i de periodene hvor temperaturen var noe høyere. På grunn av at begge de nevnte prosessene er nøye styrt av temperatur, var det sykliske forskjeller i sedimentdekket i hver av de tre forsøkene, ettersom temperaturen varierte. I forsøket med de laveste temperaturene hopet det seg lett opp med sedimenter, i og med at forholdene for frost

creep ikke var optimale, mens frostsprengningen fortsatte under sedimentdekket (Egholm et al., 2015).

For det siste forsøket med høyere temperatur, var sedimentdekket jevnt over tynnere som følge av gode forhold for sedimenttransport. Frostsprengning hadde mindre effekt på grunn av høy temperatur, men det bygget seg opp et tykkere dekke da temperaturen gikk ned mot 0 °C. I det aller første forsøket, med årlig gjennomsnittlig temperatur mellom -6 og 0 °C, var det større forskjeller i tykkelsen på sedimentdekket. Årsaken til dette er at temperaturen veksler mellom det som er optimalt for de to respektive prosessene. Ved temperaturer under -3 °C ble sedimentdekket tykkere, mens det ble tynnere ved temperaturer over -3 °C (Egholm et al., 2015).

Forholdene for frostsprengning er best under et sedimentdekke på 2 meter. Stiger det mer enn det, vil produksjonen sakte gå nedover, før den omtrent stopper helt opp når dekket når en tykkelse på 3 meter. Dette gjør at systemet blir transport-limited, hvor sedimentproduksjonen stopper opp fram til transporten nedover skråningene gjenoppstår (Egholm et al., 2015).

2.4.2 Relieff

Forsøk ble også gjort med et større landskap på 25 km * 50 km med relieff på 2 km. I utkanten er landskapet ved havnivå. Her ble det simulert lavere temperaturer lik situasjonen var i kenozoikum. På grunn av store forskjeller i relieffet vil ulike deler av landskapet påvirkes av temperaturen til ulik tid, hvor de høyeste delene av landskapet er 12 °C kaldere enn de lavere. Sedimentene fraktes ut av systemet langs kantene, og følges av isostatisk heving. I motsetning til i de tidligere simuleringene, er relieffet for høyt til at frostprosesser kan erodere det helt ned. Resultatet ble en flate i stor høyde med en jevnere overflate. Det skjedde før den sterkeste nedkjølingen i kvartær, og spredde seg etter hvert til lavereliggende fjellområder for 3 millioner år siden. Forskjellen mellom de høyeste toppene og områdene nedenfor, var at erosjonen stagnerte på toppene, mens den økte kraftig for områdene nedenfor i siste del av modelleringen. Fra de høyeste toppene var erosjonen opp mot 300 m gjennom perioden på 14 millioner år, mens det fra topper rundt 1000 m.o.h. ble erodert mellom 100 og 200 m (Egholm et al., 2015).

2.4.3 Isbreer

Siste modellering tok for seg rollen til isbreer de siste 3 millioner år i samme landskap, 25 km * 50 km med relieff på 2 km. Formålet var å se hvilken betydning glasial erosjon har for effektiviteten til frostsprengning og frost creep. Forsøket viste at total nedising førte til at det i lavereliggende områder var store spor etter glasial erosjon, med dype daler og traue. På de flate toppene derimot, har overflaten og dens sedimenter blitt bevart nesten upåvirket, med unntak av helt i utkantene. Forsøket viste at is det meste av tiden ikke vokser på konvekse overflater, og at når den gjør det, er det kun en tynn kald, fastfrosset is. Den er da ikke i stand til å erodere underlaget. Isdekket har direkte innvirkning på frostsprengningen, ettersom det hindrer store variasjoner i temperaturen. Isbreer med vann ved sålen transporterte bort sedimenter slik at systemet ikke lenger ble transport-limited, og frostsprengningen kunne fortsette. Sedimentfrie daler gjorde at dalsidene ble utsatt for frostsprengning så snart isen var borte. Subglasial erosjon gjorde dalene dypere, slik at skråningen oppstrøms lettere kunne transportere vekk sedimenter. Den isostatiske kompensasjonen for dette eksperimentet var 150 m, og gjorde nye områder tilgjengelig for frostsprengning, som følge av lavere temperatur med høyden. Samtidig førte det til mindre frostsprengning på de konvekse flatene, ettersom temperaturen ble lavere enn det som er optimalt for prosessen. Flatene ble som følge av tidligere glasiasjon, senket med omkring 30 meter, mot 400 meter opp i dalsidene (Egholm et al., 2015).

2.4.4 Dannelse av flater høyt over havet

Landskap som minner om det paleiske, dekket av blokkmark, er et resultat av forvitring i skråninger som er transport-limited. Resultatet blir det samme i alle skråninger med større forvitring enn transport, og er uavhengig av om klimaet tillater frostprosesser (jf. Gilbert, 1909). Gode forhold for frostsprengning er det som skiller seg ut i periglasiale miljøer, og som gjør at frostforvitring og erosjon er ekstra aktive prosesser i områder høyt over havet. Konvekse overflater dannes i hovedsak der frostprosesser er mer aktive enn de fluviale og glasiale, og hvor det har vært sykluser med kaldt klima gjennom millioner av år. Utviklingen av dette landskapet blir i dag stadig mindre, og modellen forutser at den utviklingen vil fortsette som følge av global nedkjøling og isostatisk heving (Egholm et al., 2015).

2.5 Kryplandskap og konvekse overflater

Sedimentene i en skråning er arrangert slik at de støtter hverandre og er derfor stabile. Det vil si at de ikke kan skli mot hverandre uten at det dannes friksjon. Uten friksjon ville sedimentene vært i bevegelse selv i veldig slake skråninger, som følge av tyngdekraften. Alle faktorer som fremmer tyngdekraften eller gjør den interne strukturen i sedimentene ustabile, gir større bevegelse. Måten creep fordeler sedimentene på er gjennom ekspansjon og kontraksjon, og styres av alle prosesser som inducerer det. Det kan være frysing og tining, oppvarming og nedkjøling, og fukting og tørking. Ekspansjonen endrer den indre strukturen i sedimentene, men bevegelsen i skråningen er begrenset i alle retninger som følge av jorden rundt.

Bevegelse kan som følge av det kun skje oppover. Når jorden trekker seg sammen vil også det påvirke strukturen, samtidig som tyngdekraften hele tiden vil være en viktig faktor (Gilbert, 1909).

Mengden løsmasser som skal transporteres gjennom punkt nedover i skråningen øker suksessivt med avstanden til toppen. For at alle sedimentene som er tilgjengelig for transport skal kunne bli fraktet nedover skråningen, må helningen bli større med økt avstand til toppen. Som et resultat av dette dannes en konveks overflate. Dersom transporten skjer hurtigere enn det tilføres nye løsmasser, vil det bli erosjon og overflaten senkes (Gilbert, 1909). Forvitring i skråningen vil ha samme effekt, og føre til at transportbehovet øker nedover skråningen.

2.6 Blokkmark

Blokkmark brukes om løsmateriale bestående av steinblokker, som finnes i tidligere eller nåværende periglasielle områder. Den kan både være en åpen matriks av løsmasser, og en fast matriks med finmateriale i mellom blokkene (Ballantyne, 2010). Der blokkmarken ligger åpen, er det et lag av finere materiale bestående av silt, sand og leire under (Rea et al., 1996). Blokkmark kan være dannet *in situ*, som betyr at den er dannet på stedet, som følge av forvitring av berggrunnen (Boelhouwers, 2004). Dette kalles autokton blokkmark, og selv om den finnes i lavereliggende områder, er den mest vanlig på toppen av fjellplatå, blant annet i Skandinavia. Dybden på denne type blokkmark er vanligvis rundt 1 meter, selv om utgravninger har vist tilfeller hvor den kan være opp mot 2 meter dyp (Ballantyne, 2010). Motsetningen er allohton blokkmark, dannet av morenemateriale som er transportert dit den befinner seg (Boelhouwers, 2004). Allohton blokkmark kan også dannes ved at aktive

frostprosesser i det øverste laget av autokton blokkmark transporterer den nedover skråningen. Blokkmarken inngår gjerne i diskusjonen knyttet til det paleiske landskapet, ettersom det ofte finnes blokkmark på paleiske overflater. Om de høytliggende områdene i Sør-Norge var dekket av is under siste istid er mye diskutert. Blokkmark på de høyeste fjelltoppene er brukt som bevis for at isen har ligget under toppene, og at de har stått opp som nunataker (Nesje et al., 1988).

2.6.1 Blokkmarkdannelse

Selv om blokkmark forbindes med periglasiale miljø og aktive frostprosesser i dag, betyr ikke det nødvendigvis at det er frostprosesser som har dannet blokkmarken i utgangspunktet (Hall, Thorn, Matsuoka & Prick, 2002; Boelhouwers, 2004). Den nedre grensen for blokkmark synker fra rundt 2000 m i Jotunheimen, til 500-600 m langs kysten ved Møre. Frostprosesser har flere steder transportert blokkmarken under den nedre grensen for hvor det kan skje frostforvitring (Nesje et al., 1988). Det eksiterer flere teorier om hvor gammel blokkmarken er, hvilke prosesser som har stått for dannelsen av den, og eventuell nydannelse i dag. En teori er rask frostforvitring som følge av fryse- og tineprosesser etter siste istid. Dette vil si at blokkmarken er under 10000 år gammel, og med det er ganske ung. Dersom det er tilfelle må berggrunnen bestå av lite motstandsdyktige, karbonske bergarter. I mange tilfeller er det imidlertid svært motstandsdyktig berggrunn, hvor tilstrekkelige høye forvittringsrater vil være umulig under de gjeldende klimatiske forholdene. En annen teori er at blokkmarken er dannet i kvartær tid gjennom fryse- og tineprosesser (kapittel 2.10 Frostforvitring), hvor perioder med deglasiasjon gjennom Weichsel er minimumsalder. En slik teori gir dannelsen av blokkmarken bedre tid, men er likevel avhengig av raske forvitring. Selv om frostprosesser har dominert, kan også kjemisk forvitring ha vært en faktor. Den siste teorien er at blokkmarken ble dannet før kvartær tid i varmt klima gjennom kjemisk forvitring. Senere periglasiale forhold har sortert materialet slik at de groveste størrelsene ligger øverst (Rea et al., 1996). Ballantyne (2010) argumenterer for at blokkmarken som finnes i periglasiale miljø i dag, må ha utviklet seg fra gammel blokkmark fra før kvartær tid. Bakgrunnen for det er at så fremt overflaten ikke har blitt fullstendig strippet for sedimenter, av for eksempel et isdekke, vil det fortsatt være gammel blokkmark tilstede. Hvor stor del av blokkmarken som er av tertiær alder avhenger av hvor mye blokkmark som har blitt transportert bort, hvor dyp den var i utgangspunktet, og hvor mye overflaten har blitt senket av erosjon. Blokkmarken har

overlevd perioder med isdekke og at overflaten de befinner seg på har blitt senket. Frostforvitring i bunnen av det aktive laget har ført til at den har fornyet seg. Hall et al. (2002) mener det ikke er en selvfølge at blokkmarken er dannet av periglasiale prosesser, og at kjemisk forvitring kan være viktig også i periglasiale miljø så lenge det er tilgang på vann. Blokkmarken har blitt bevart gjennom kvartær tid under en fastfrosset innlandsis (Rea et al., 1996). Nesje et al. (1988) fremmer også at blokkmarken er dannet før kvartær tid. Dette mener de ut i fra at blokkmarken i Sør-Norge finnes på paleiske overflater. Blokkmarkdannelse tar lang tid, og derfor må blokkmarken være dannet før glasieringen. Blokkmarken har overlevd ved at den aldri har blitt utsatt for glacial erosjon. Ettersom siste istids maksimum, ifølge dem, hadde for tynn is til å gå over toppene, har blokkmarken blitt bevart på nunataker. Produksjonen av blokkmark har skjedd gjennom kjemisk forvitring helt siden tertiær tid. At isen ikke har dekket toppene forklares ut fra mangelen på flyttblokker funnet på fjelltoppene. Strømsø & Paasche (2011) hevder at blokkmarken er dannet før istidene, i tertiær tid. De skiller mellom kjemisk og fysisk forvitring ut fra hvilke kornstørrelser de produserer, hvor fysisk forvitring danner de største. Like egenskaper i blokkmarken på ulike steder, tolker de som dannelse under like forhold, og i det samme tidsrommet. Blokkmarken er ifølge dem et stabilt element i landskapet, som har overlevd klimaendringer, og stadig nye isdekker gjennom kvartær tid.

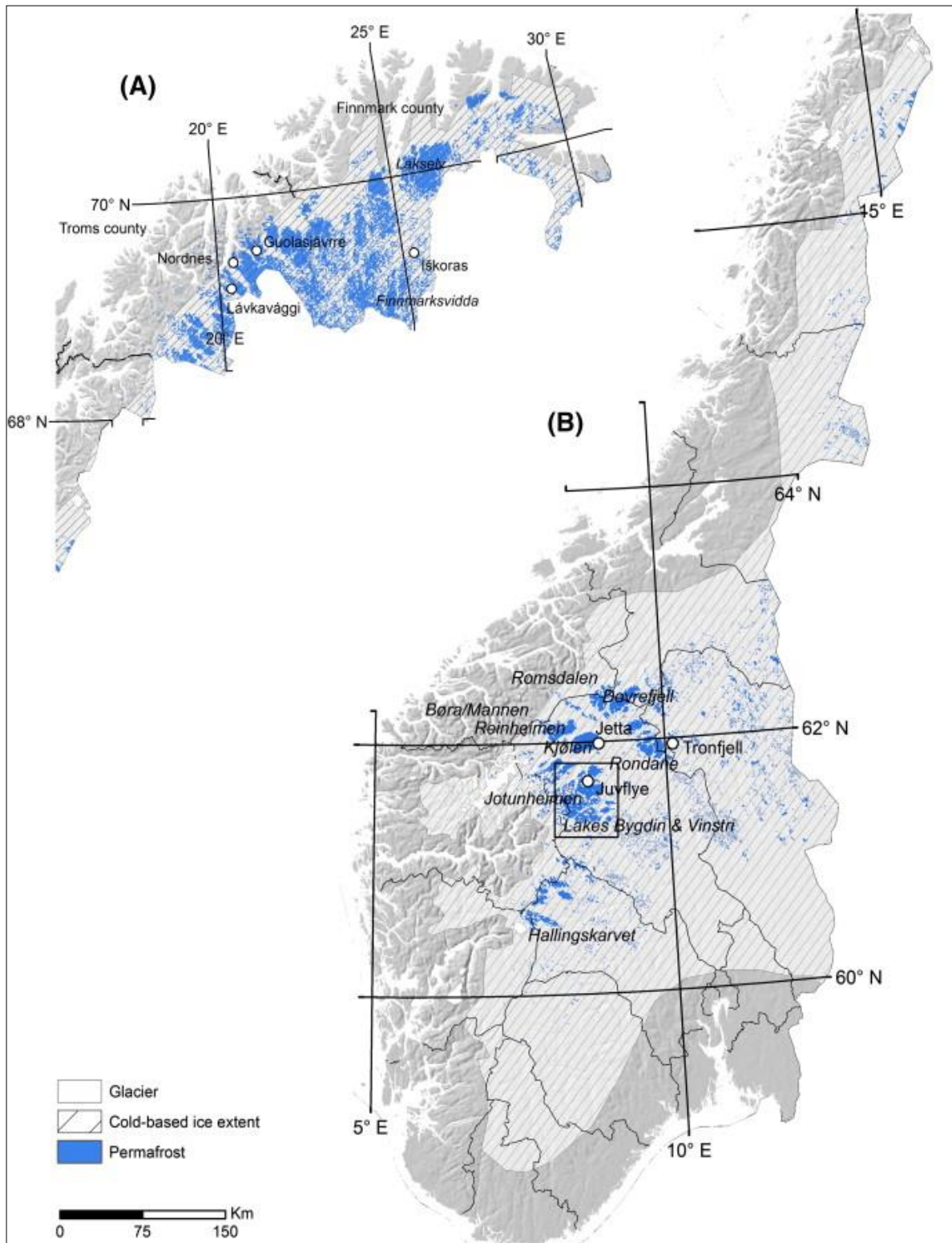
2.7 Periglasiale miljø

Begrepet periglasiale miljø har utviklet seg til å inkludere alle områder med lave temperaturer og aktive frostprosesser. Det gjelder både fjellområder og polare strøk, med og uten permafrost (Matsuoka, Hirakawa, Watanabe & Moriwaki, 1997). French & Thorn (2006) derimot, hevder at periglasiale miljø ikke bare er der det er aktive frostprosesser, men at det må være varig frosset jord eller sesongfrosset jord. De utelukker følgelig prosesser som kun skjer i det øverste jordlaget i døgnlige sykler, hvor bakken ikke er varig frosset. Utviklingen i periglasiale skråninger styres ifølge Matsuoka et al. (1997), av forvitring og massebevegelser i forbindelse med fryse- og tineprosesser. Forskning på periglasiale miljø prøver å forutse hvordan temperaturregimet og de aktive prosessene utvikler seg. For at det skal skje på best mulig måte må det etableres standardisert metoder for forskning (Matsuoka & Humlum, 2003).

2.8 Permafrost

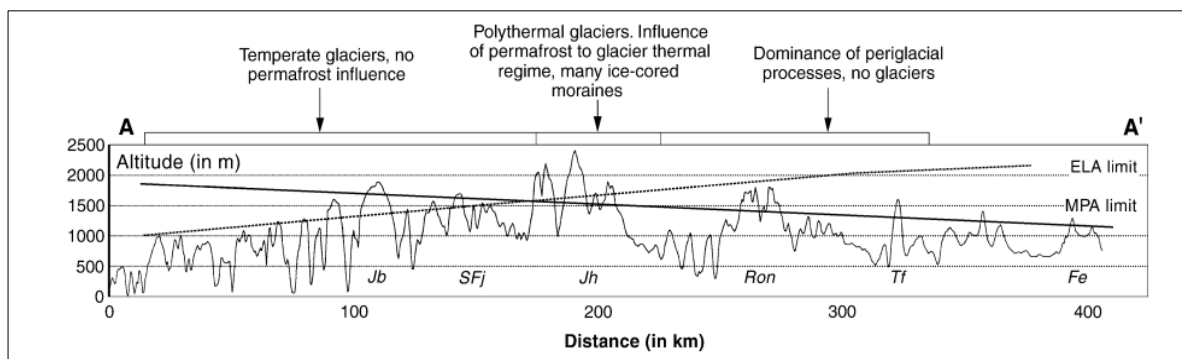
Permafrost dannes i jord og stein hvor den årlige gjennomsnittlige bakketemperaturen er under 0 °C. Permafrost er nær ugjennomtrengbar, og påvirker derfor i stor grad vanninnholdet i bakken, samt styrer prosesser som frostheving, sortering og solifluksjon (Ødegård, Hoelzle, Vedel Johansen & Sollid, 1996). Utbredelsen av permafrost i fjellandskap i dag er framstilt i figur 3.

I de sørlige delene av Norge er det for det meste alpin permafrost, altså permafrost som følge av høyden over havet. Forskere har kommet fram til at den årlige gjennomsnittlige temperaturen bør være minimum -4 °C, for at det med sikkerhet skal være permafrost i bakken. Det vil si at det kun er i høyfjellet forholdene ligger til rette for permafrost, ettersom temperaturen stiger med avtagende høyde. I Norge er det de fleste steder en grense på -4 °C, men det er to områder som skiller seg ut, Tronfjell og Gaustatoppen (Etzelmüller et al., 1998). Omkringliggende dype daler og tilstedeværelsen av blokkmark, påvirker sannsynligvis temperaturregimet i bakken, og gjør at permafrost finnes i lavere høyder over havet (Etzelmüller et al., 1998; Juliussen & Humlum, 2008). Temperaturen i grov blokkmark er generelt lavere enn finkornete sedimenter. Det gjør at permafrost kan finnes i lavere høyde over havet der overflatedekket består av blokkmark (Juliussen & Humlum, 2008). De fleste områdene med permafrost i Sør-Norge ligger mellom Hallingskarvet i sør og Dovrefjell i nord. Vestover stiger grensen for permafrost til over 1600 m.o.h. på grunn av et mer maritimt klima, mens den synker mot øst, hvor det er få topper som er høyere enn grensen på 1400 m.o.h. (Etzelmüller et al., 1998).



Figur 3 Hvite områder: isbreer, skravert område: mulig utbredelse av kald is under siste istid, blå områder: fjellområder med permafrost (Lilleøren et al., 2012:211)

Den regionale likevektslinjen er motsatt, høyest i øst og lavest i vest. Ut fra dette dominerer glasiiale prosesser i de vestlige delene av Sør-Norge, mens periglasiiale prosesser dominerer i de østlige. I området Breheimen- Jotunheimen, finnes både paleiske overflater og alpint landskap, og er som følge av det i en sone hvor både glasiiale og periglasiiale prosesser er aktive (figur 4). På bakgrunn av økt gjennomsnittlig årlig temperatur etter lille istid, har utbredelsen av permafrost blitt stadig mindre. Følgelig er permafrost i stadig større grad kun knyttet til høyfjellsområder (Etzelmüller, Berthling & Sollid, 2003). Permafrost og periglasiiale miljø er veldig sensitive mot klimaendringer. Snødekket og utbredelsen av blokkmark har påvirkning på permafrosten i forhold til varmeutvekslingen mellom overflatedekket og permafrosten (Etzelmüller et al., 2001).



Figur 4 MPA: permafrostlinje og ELA: regional likevektslinje (Etzelmüller et al., 2003:91)

2.9 Glacial/periglacial buzzsaw

Buzzsaw-begrepet har blitt mer og mer ulikt metaforen den først henviste til, en sag. Begrepet omhandler nå all forming av fjell ved hjelp av frostprosesser, i alle retninger. Frostprosessene jevner ut landskapet og begrenser høyden på topper. Her er det et skille mellom glacial buzzsaw og periglacial buzzsaw, ut fra hvor stor inngripen de gjør i landskapet, hvor de glasiiale prosessene står for den storskala påvirkningen. Periglacial buzzsaw jevner ut landskapet etter glacial buzzsaw (Steer et al., 2012; Hall & Kleman, 2014). Hypotesen om glacial buzzsaw sier at glasiiale prosesser raskt kan erodere topografien ved og over den regionale likevektslinjen, uavhengig av landheving, og av den grunn kan begrense høyden på topografien (Mitchell & Montgomery, 2006). I tillegg til at topografien begrenses i høyden, kan hypotesen brukes til å forklare dannelsen av flater som vi tolker som paleiske (Steer et al.,

2012; Egholm et al., 2015). Egholm, Nielsen, Pedersen & Lesemann (2009) hevder at høyden på fjell i hovedsak styres av det lokale klimaet, heller enn tektoniske effekter. Dette står i kontrast til den tradisjonelle tankegangen om at glasiære prosesser gir økt relieff med dype U-daler, hengende daler, botner, og skarpe rygger. Det lokale relieffet blir større, men topografien blir lavere ned mot den regionale likevektslinjen.

2.10 Frostforvitring

Frostforvitring er en prosess som er aktiv alle steder der hvor stein utsettes for kulde, samtidig som det er tilstedeværelse av vann (Matsuoka & Murton, 2008). Tre interne faktorer i steiner er avgjørende for frostforvitring, temperaturen, vanntilgangen, og steinens sammensetning og egenskaper (Hall & André, 2001). Is kan danne mikroskopiske sprekker i steinene, som ved gjentakende frysning og tining vil utvide seg. Over tid kan større eller mindre deler løsne fra steiner eller massivt fjell. På den måten er prosessen svært viktig i forhold til å frigjøre sedimenter for videre transport, og blokkmarkdannelse. To prosesser er viktige i frostforvitring, volumetrisk ekspansjon og issegregering. For at volumetrisk ekspansjon skal kunne skje må flere forhold ligge til rette. Alle hulrom i steinen må være fylt med vann for å fortrenge luft, samtidig som at frysingen må skje raskt fra alle sidene av steinen. Nye sprekker dannes og gamle utvides, som følge av økt porevannstrykk forbundet med at vannet fryser til is. Det skjer både i stor og liten skala. Det diskuteres imidlertid hvor dominerende denne formen for frostforvitring faktisk er (Matsuoka & Murton, 2008).

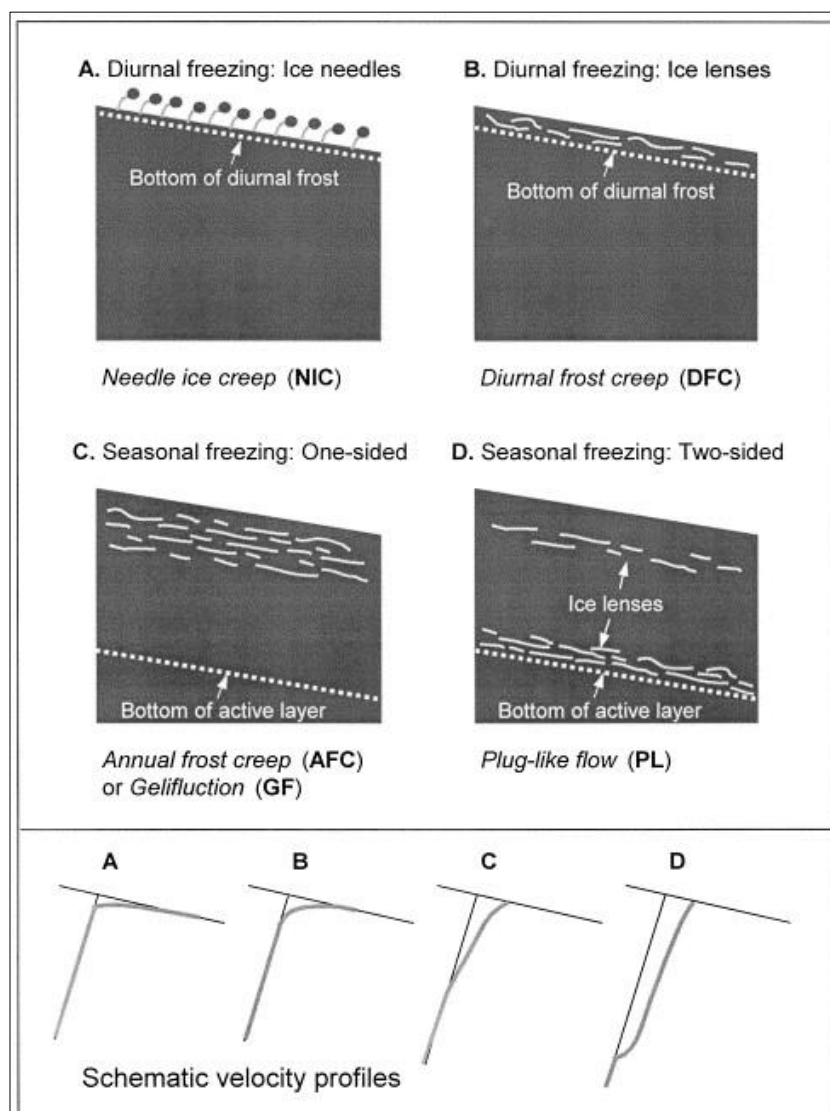
2.11 Issegregering

Issegregering har vist seg å være en viktig prosess i myke, porøse bergarter hvor islinsene har laget sprekker. I motsetning til volumetrisk ekspansjon, som er avhengig av mer sjeldne forhold, er det naturlige regimet i bergarter optimalt for issegregering, med langsom frysing og generelt lave temperaturer. Issegregering blir den dominerende prosessen når det er mindre svingninger i temperaturen, og lengre perioder med frost. Hvor lange fryse- og tinesekvensene er vil ha stor innvirkning på hvor effektiv frostforvitringen blir, ikke bare antall sekvenser. Det skiller mellom døgnlige, årlige og periodiske sekvenser som følge av klimavariasjoner (Matsuoka & Murton, 2008).

Når jord fryser eller er frosset, oppstår det et sterkt sug av ufrosset vann som er lagret i jorden rundt. Suget oppstår som følge av en temperaturgradient mellom den frosne og den ufrosne jorden. For at det skal dannes islinser i form av segregasjonsis, er det avgjørende at kreftene som virker på jorden er sterke nok til å kunne heve den. Samtidig må det være mulig for vann å passere gjennom frossen jord. Hvor vidt disse betingelsene er oppfylt bestemmer hvor effektiv issegregeringen blir. Islinser vokser raskest ved temperaturer mellom -3 og -8 °C. Ved temperaturer rundt 0 °C er det tilgang på vann, men det er ikke nok krefter til frostheving. Dersom temperaturen er under -8 °C, er det tilgangen på vann som begrenser dannelsen av islinser (Hales & Roering, 2007). Der vannet møter frysefronten dannes det islinser som vokser og dernest danner et åpenrom i jorden, og gir frostheving (Matsuoka & Murton, 2008).

2.12 Solifluksjon

Solifluksjon er sigebevegelser, i jordlaget i en skråning, induisert av fryse- og tineprosesser. I de fleste tilfeller er det en langsom bevegelse, men det kan også gi en hurtig bevegelse. De hurtige bevegelsene vil bli mer aktuelle med høyere temperatur som følge klimaendringene (Matsuoka, 2001). Solifluksjon er begrenset til områder med jord hvor porevolumet er lite nok til at islinser kan dannes (Johnsson et al., 2012). Selv om solifluksjon er en langsom prosess, er den likevel viktig for landskapsutviklingen i og med at den er veldig utbredt i fjellskråninger. Prosessen styres av klima, topografi, hydrologi og geologi. Solifluksjon deles inn i fire ulike scenarioer, som skiller seg fra hverandre ved hvor dypt i jordlaget islinser dannes, og på bakgrunn av det hvor stor bevegelsen potensielt kan bli (figur 5) (Matsuoka, 2001). Det termiske regimet i jorden er veldig viktig for de ulike prosessene, og spesielt om det er permafrost (Harris, Kern-Luetschg, Murton, Font, Davies & Smith, 2008).



Figur 5 Viser de ulike formene for frostbetinget sig øverst, og bevegelsesprofil nederst. **A, B, C, D**, forklares nærmere i teksten (Matsuoka, 2001:109).

Needle ice creep er en småskala prosess som skjer døgnetlig (A i figur 5). Forholdene er best tidlig på vinteren, da jorden ennå er for varm til at nattefrosten kan trenge langt ned. Islinser dannes normalt på skråningen i de øverste centimeterne av jordlaget, og kan løfte små partikler opp fra bakken. Når islinsene tiner neste dag, faller partiklene ned lenger ned i skråningen. Hvor langt de transporteres er avhengig av høyden på islinsene, og vinkelen på skråningen. Ettersom prosessen fullføres på kun et døgn er den relativt rask, selv om effekten av den ikke er stor (Matsuoka, 2001).

Frost creep deles i to prosesser etter hvor lang tid det tar å fullføre hele syklusen med frysing og tining, døgnlig (B i figur 5), og årlig (C i figur 5). Sig skjer som følge av at islinser tiner raskere enn vannet transporteres unna, det blir høyt porevannstrykk, og jorden deformerer under sin egen tyngde. Den årlige syklusen er den som har størst potensiale for bevegelse, på grunn av at dannelsen av islinser skjer lenger ned i jordlaget. Muligheten for å danne store islinser er følgelig også større (Matsuoka, 2001). Ved sesongfrossen jord begrenses solifluksjonen vanligvis til de 50 øverste centimeterne av jorden. Økt trykk nedover i bakken hindrer vanntilgangen til dannelse av segregasjonsis, og av den grunn også frosthevingen (Harris et al., 2008). Tining av islinsene skjer ovenfra som følge av høyere lufttemperatur, men også fra direkte solinnstråling. I sesongfrossen jord kalles også prosessen gelifluksjon, og er en langsom deformasjon av jorden nedover skråningen. Tilsig av regnvann eller smeltevann fra snøflekker lenger oppe i skråningen øker sjansen for høyt porevannstrykk. I bratte skråninger over 20-25 ° kan det gi hurtige massebevegelser (Matsuoka, 2001).

2.12.1 Solifluksjon og permafrost

Den siste formen for solifluksjon er plug-like-flow, som oppstår når det er tosidig frysing, ovenfra i form av kald luft, og fra bakken under, som følge av kald permafrost (D i figur 5). I dette tilfellet dannes islinser både øverst og nederst i det aktive laget, som er den delen av jorden som tiner og fryser hvert år. Om islinsene i bunnen av det aktive laget smelter hurtig, vil ikke vannet kunne unnsnippe på grunn av frossen jord over, og det dannes høyt porevannstrykk. Det kan føre til at hele det aktive laget løsner, og deformerer nedover skråningen. Dette skjer ofte som en hurtig bevegelse, men er avhengig av hvor bratt skråningen er (Matsuoka, 2001). Islinsene vokser til tidlig på vinteren når det dannes en kaldfront oppover fra permafrosten. Smeltevann som blir frigjort når islinser tiner på sensommeren migrer nedover mot den isrike sonen over permafrosten, hvor det fryser på nytt, og bidrar til ytterligere frostheving. Økt issegregering vil det også bli av regnvann som blir trukket mot islinsene i bunnen av det aktive laget (Harris et al., 2008). Plug-like-flow kan ikke oppstå dersom det ikke er kald permafrost. Mangel på vann vil hindre dannelsen av islinser dypt nede i jordlaget. Prosessene på ulik skala foregår gjerne på samme sted, men har ulik varighet (Matsuoka, 2001).

Solifluksjon over permafrost kan være effektiv for massetransport nedover skråninger. Toppen av permafrosten utgjør bunnen av det aktive laget, og bestemmer hvor dypt i jorden

islinser kan dannes. Når islinsene tiner på høsten, vil effekten av plug-like-flow bli større jo raskere tiningen skjer. Ved klimaendringer kan permafrosten begynne å tine og det aktive laget dermed bli tykkere (Matsuoka, 2001; Harris et al., 2008; Harris, Kern-Luetschg, Christiansen & Smith, 2011).

2.12.2 Solifluksjonsformer

Solifluksjonslober er et direkte uttrykk for at det finnes solifluksjon (figur 6), og dannes gjerne når fine partikler går over grovere partikler, og der hvor skråningen blir slakere. Det skjer også som følge av at overflatastigheten avtar. Hovedsakelig dannes det to typer former, lober og striper (Matsuoka, 2001). Det skilles i tillegg mellom to typer lober ut fra hvordan fronten framstår. Stone-banked lobes har steiner ved fronten, mens turf-banked lobes har vegetasjon langs fronten (Matsuoka & Ikeda, 2005).



Figur 6 Typiske solifluksjonsformer, lober i ulike størrelser, Lomseggje (Norge i 3D, 2018).

Samtidig kan lobene bestå av både fin- og grovkornete sedimenter. Stripper kan oppstå på toppen av solifluksjonslober og danne mer komplekse former. Lober består gjerne av en 0,2-2

meter høy front, med en bredde og hale på mellom 2 og 50 meter. Høyden på fronten av solifluksjonslobene har sammenheng med hvor dypt i jorden fryse- og tineprosessen skjer. Det forteller ofte hvilken type solifluksjon som dominerer (Matsuoka, 2001). Matsuoka & Ikeda (2005) skiller mellom solifluksjonslober som kun responderer på døgnlige fryse- og tineprosesser, og de som i tillegg responderer på årlige sykluser. De første vil sjelden få en front som er høyere enn 20 cm, da frysefronten ikke går dypere enn dette. Lobene som i tillegg responderer på årlige sykluser vil få en høyere front, ettersom frosten danner islinser lenger ned i jordlaget. Veldig fuktig jord vil ifølge Matsuoka (2001), gjøre at både den døgnlige og årlige solifluksjonen får større potensiale. Flere og større islinser gir mer frostheving, og følgelig mulighet for større bevegelse ved rask opptining av jorden.

2.12.3 Bevegelse

Måling av bevegelsen til solifluksjonen over tid har tradisjonelt blitt målt ved å følge bevegelsen til malte steiner, eller til staker som har blitt satt i overflaten. Det har også blitt ført ned myke rør i jorden, som har fulgt bevegelsen, og som senere har blitt gravd ut. I senere tid har det blitt vanligere å grave ned sensorer som sender digitale data om både jordheving, temperatur og fuktigheten i jorden. Disse gjør det mulig å si hvor mye masse som passerer gjennom et punkt i løpet av en periode, gjerne et år. Det mangler imidlertid studier som går over flere enn ti år, noe som gjør det usikkert hvor representative de er. Hastigheten på bevegelsen for solifluksjonslober dekket med vegetasjon, er vesentlig lavere enn der det ikke er vegetasjon til stede, og det er needle ice creep som dominerer (Ballantyne, 2013).

3 Metode

Her vil jeg vise hvilke metoder som har blitt brukt i datainnsamlingen og i videre analyser av datamaterialet.

3.1 Datainnsamling

I datainnsamlingen i denne oppgaven har jeg valgt å bruke Norge i 3D og Norge i bilder. Begge disse programmene er basert på flyfoto, og det er bilder med høy oppløsning. I Norge i 3D er det mulig å manøvrere på mange ulike måter. En både kan zoome, tilte og snu 360 ° rundt egen akse. Dette gjør det mulig å komme veldig tett på for å studere terrenget, men også måle solifluksjonslober i skråninger. Måleverktøyet viser avstanden i meter mellom to eller flere punkt, i tillegg til forskjell i høyde over havet. I Norge i bilder er det ikke samme mulighet for å tilte og snu rundt egen akse hvis måleverktøyet skal brukes samtidig. Fordelen er i midlertid at jeg enkelt kan finne arealet av solifluksjonslobene med måleverktøyet. En kombinasjon av disse programmene ble derfor riktig. Høyden på fronten til solifluksjonslobene fant jeg ved å ta differansen mellom høyden over havet i to punkt, et på lobefronten, og et under lobefronten. Rent praktisk ble dette løst ved å bruke en ekstra dataskjerm, slik at jeg kunne ha begge kartprogrammene oppe samtidig.

For å få et mest mulig representativt utvalg, valgte jeg å måle alle solifluksjonslobene innenfor et avgrenset område, flere steder i ulike skråninger. Jeg brukte måleverktøyet i Norge i 3D til å lage ruter som var 200 m * 200 m og målte deretter alle solifluksjonslobene jeg fant inni dem. Målingene ble gjort både i nordvestlige og sørøstlige skråninger, med ulik helningsgrad og høyde over havet. Utvalget er gjort så tilfeldig som mulig uten å bruke et program som velger for meg. Faktorer som barfjell, frie vegger, og snøflekker i ulike størrelser, hindret imidlertid målinger flere steder. På bakgrunn av det foretok jeg valg i forhold til hvor rutene ble lagt. I utgangspunktet hadde jeg tenkt å måle ulike skråninger på tre fjell, men Styggehøi har et nesten helt flatt toppparti slik at jeg gikk jeg bort fra dette. Det hadde blitt utfordrende å plassere rutene tilfeldig. Forholdene lå bedre til rette på Lomseggje og på Tverrfjellet, hvor solifluksjonslobene var jevnere fordelt utover hele området.

Etter ruten på 200 m * 200 m var bestemt var det også stort rom for at jeg kunne påvirke målingene, noe jeg også var klar over selv. Å skulle tolke hvor en solifluksjonslobe starter og hvor en annen slutter, viste seg å by på utfordringer underveis i datainnsamlingen. Her måtte

jeg gjøre flere vurderinger fortløpende, ettersom det var umulig å kunne vite helt sikkert hvor store de var. Målet har vært å gjennomføre målingene helt likt ut fra de forutsetningene en fjernanalyse gir.

3.2 Kritikk av metode for datainnsamling

Det vil alltid være en fordel å være i felt for å se hvordan området faktisk ser ut. For mitt vedkommende, som ønsket å gjøre målinger i et stort område, og av et større antall solifluksjonslober, var fjernanalyse riktig. Ved hjelp av Norge i bilder og Norge i 3D har jeg kunnet manøvrere over store områder på kort tid og målt mange lober. Dette ville det ikke vært mulig å gjennomføre innen rimelig tid i felt, både på grunn av store avstander, men også på grunn av solifluksjonslobene i seg selv. Flere av dem er veldig store i utstrekning, og er derfor svært omfattende og tidkrevende å måle i felt. De store linjene i landskapet er lettere å studere på noe avstand med flyfoto. Feltarbeid hadde vært mer hensiktsmessig dersom jeg skulle ha sett nærmere på noen få lober, innenfor et mindre avgrenset område.

En åpenbar feilkilde ved metoden er at jeg har hatt stor påvirkningskraft i innsamlingen av data, da det er umulig å ikke gjøre valg underveis. Skråninger kan ubevisst velges ut fra hvor en ser at det er former. Det er også stor sjanse for å måle solifluksjonslobene mer eller mindre omfangsrike enn de faktisk er. Etter at jeg har målt alle former innenfor ruten, kan det være ytterligere bevegelse som ikke kommer fram i datamaterialet. Det kan være på grunn av at hele skråningen beveger seg som en enhet, eller at formene kryper over hverandre. Selv om det ikke er synlige former i overflaten, kan det være frostbetinget sig. Det er vanskelig å si noe sikkert om bevegelse over tid ved å kun gjøre målinger én gang. En kan heller ikke vite sikkert om solifluksjonen har vært like aktiv gjennom hele holocen, eller om det har vært perioder med stillstand, eller stor bevegelse. Gjentatte målinger, med flere tiår imellom, kunne sagt mer om utvikling over tid.

3.3 Etterprøvbarehet

I og med at målingene av solifluksjonslobene i stor grad er basert på vurderinger i forhold til avgrensning og utstrekning, er det usikkert om det ville vært mulig å få samme resultat ved gjentatte målinger. Likevel er tallene så store at det er sannsynlig at små forskjeller

forsvinner. Samtidig har jeg oppgitt hvor rutene har blitt plassert, og hvor store de er, slik at det er teoretisk mulig å etterprøve resultatene.

3.4 Analytisk tilnærming

Her vil jeg vise hvilke utregninger som har blitt utført i Excel, og hvilke formler som har blitt brukt.

3.4.1 Helningsgrad

Formel 1

$$\tan^{-1} \frac{\text{høydeforskjell } m}{\text{total lengde } m} = \text{helningsgrad } ^\circ$$

Helningsgraden ble regnet ut for hver enkelt rute med høydeforskjellen mellom høyeste og laveste punkt, og 200 som konstant for lengde. For Styggehei og et område på Tverrfjellet, regnet jeg ut helningsgraden for topp-plataet ved å måle høydeforskjell mellom to punkt.

3.4.2 Volum

Sammen med veileder ble det diskutert hvilken formel som ville gi et mest mulig reelt bilde av volumet til solifluksjonslobene. Deres ulike fasong tilsier at det må brukes ulike formler. Lober er enten formet som en halvsirkel eller som en trekant. Fasongen kan også være noe midt imellom de to. Den største usikkerheten er knyttet til deres tykkelse, hvor dypt ned i jorden bevegelsen starter. En mulighet er å gange arealet med halve høyden av solifluksjonslobenes front. En annen mulighet er å gange arealet med fronthøyden delt på tre. $H/2$ gir gjennomsnittlig høyde langs hele lengden av loben, men arealet er mye større i bakkant hvor loben er grunnere. Hvor solifluksjonsloben er tykkest identifiseres ved å regne ut arealsenteret. Dersom solifluksjonsloben er formet som en halvsirkel vil arealsenteret, eller tyngdepunktet, ligge

$$\frac{4r}{3\pi} = 0,425r$$

fra bakkant av loben, hvor r er radius, og π er 3,14.

Dybden blir

$$0,425 * H$$

der H er høyden på lobefronten.

Volum blir gitt av

$$A * H * 0,425$$

der A er arealet av loben, og H er høyden på lobefronten.

Det tilsvarer

$$\approx A * H/2$$

Dersom loben er formet som en trekant, må jeg anta at den er symmetrisk om lengdeaksen for å kunne regne ut volumet. Tyngdepunktet vil ligge i punktet som dannes hvis en trekker streker fra hjørnene gjennom midten, og som treffer midt på de motsatte sidene av trekanten. Arealcenteret er gitt av verdien i punktet

$$x = \frac{x_1+x_2+x_3}{3} \quad y = \frac{y_1+y_2+y_3}{3}$$

Gjennomsnittlig dybde er

$$\frac{\text{Arealcenter}(x, y)}{L} * H$$

hvor L er lengden av loben, og H er høyden av fronten på loben.

Volum blir gitt av

$$A \frac{\text{Arealcenter}(x, y)}{L} * H$$

som tilsvarer

$$A * H/3$$

Dette viser at tyngdepunktet ligger lenger ned i skråningen om loben er halvsirkelformet, enn om den er tungeformet. Dermed vil et større volum befinne seg nær fronten på disse lobene. Samtidig vil de fleste lobene ha en fasong som er en mellomting mellom de nevnte, med en litt smalere avrundet front. På bakgrunn av det har jeg valgt en mellomting mellom H/2 og H/3. Ved å ta H/2,5, vil formelen gi et representativt volum for flest mulig av solifluksjonslobene i skråningene, ut fra deres ulike fasong. Utrekning av volum for hver solifluksjonslobe blir dermed gitt av *formel 2*

$$V = A(H * 0,4)$$

Ved å gange H med 0,4 i stedet for å dele på 2,5, blir dimensjonene korrekte, og jeg får volum med riktig benevning.

3.4.3 Landskapsdiffusivitet

Landskapsdiffusiviteten er et mål på hvor mye masse som beveger seg gjennom et bestemt punkt i skråningen i løpet av et år. Med et diffusivt landskap mener jeg et landskap som er preget av utjevning, som følge av sedimenttransport. Transporten skjer som et resultat av at den indre strukturen i jorden endres, slik at den blir påvirket av tyngdekraften. Prosessen er følgelig helt avhengig av at det er en skråning i utgangspunktet (Gilbert, 1909; Roering, Kirchner & Dietrich, 1999). Jeg bruker solifluksjonslobenes volum som mål på mengden masse som har vært i transport de siste 10000 årene.

Det totale volumet på solifluksjonslobene varierer i stor grad fra rute til rute, uten at jeg ser et klart mønster i forhold til klima, uttrykt som høyde over havet, og helningsgraden i skråningene. Figurer som viser dette kommer i resultatkapittelet (figur 10, 11, 12, 13). Jeg velger derfor å regne ut gjennomsnittet av volumet for hvert område, som jeg bruker videre i analysen. Samtidig gjør jeg en forenklet antagelse om at de klimatiske forholdene har vært omtrent like siden deglasiasjonen. Det vil si at den gjennomsnittlige bevegelsen i sedimentene har vært tilnærmet lik de siste 10000 årene.

Mine ruter på 200 m * 200 m tilsvarer et areal på 40000 m², og det totale volumet av solifluksjonslobene fordeler seg over hele denne flaten. Ved å dele gjennomsnittet av det

totale volumet sedimenter, på det totale undersøkte arealet, finner jeg hvor tykt lag sedimenter som gjennomsnittlig er i bevegelse, gitt av *formel 3*,

$$\frac{m^3}{m^2} = m$$

Hvor tykt lag det tilsvarer per år, finner jeg ved å dele antall m på antall år siden deglasiasjonen, gitt av *formel 4*,

$$\frac{m}{\text{år}} = m^2/\text{år}$$

Svaret oppgis i benevnningen m^2 , ettersom dette er hvor tykt lag med sedimenter som er i bevegelse per år. Det angir hvor tykt sedimentdekke som må tilføres hvert år for å kunne fylle opp en meter av skråningen i løpet av 10000 år. Arealet som fylles opp kan ses, om en tenker seg at en ser inn i skråningen fra siden. Dette arealet per år er landskapsdiffusiviteten.

Videre ønsker jeg å sammenligne mine tall på landskapsdiffusivitet, med tall fra modelleringen til Egholm et al. (2015), for å se hvor godt denne passer med faktiske forhold. Det vil gi et bilde på i hvor stor grad modellen kan brukes til å forutse sedimenttransporten i skråninger, som en del av landskapsutviklingen.

3.4.4 Sekundærdata

I tillegg til data innhentet på egenhånd, har jeg benyttet data samlet inn av en tidligere masterstudent. Datamaterialet består av målinger av et stort antall, 1002, solifluksjonslober på Tverrfjellet (Kielland, 2010). Den metodiske tilnærmingen han har benyttet er imidlertid forskjellig fra min, i og med at han har målt alt innenfor et mye større område. Dette innebærer at jeg må gjøre analysen av hans materiale annerledes, ettersom det er vanskelig å overføre til samme metode. Jeg vil bruke hans målinger av solifluksjonslobers areal, og høyden på fronten, til å regne ut volum med *formel 2*. I tillegg vil jeg undersøke om det er noen sammenheng mellom solifluksjonslobenes volum og helningsgraden i skråningene, og mellom volum og høyden over havet. Det er de samme undersøkelsene som jeg har gjennomført med mitt eget datamateriale. Av den grunn får jeg et større grunnlag for å si om det er en faktisk sammenheng eller ikke i området.

4 Resultater

4.1 Måling av solifluksjonsformer

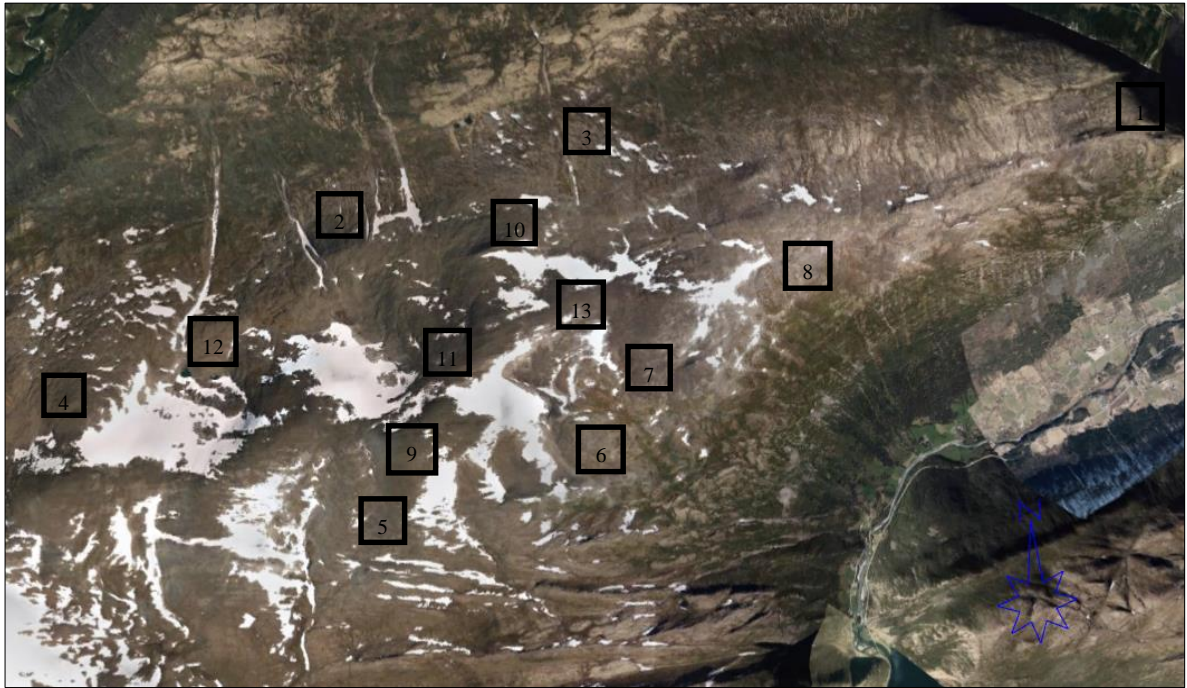
Målingene av solifluksjonslobene har blitt gjort som vist i figur 7. Spesielt oppstrøms avgrensning har vært utfordrende å bestemme, og jeg har valgt å gå ut fra at ny solifluksjonslobe starter umiddelbart etter fronten fra overliggende lobe. Dette var mer utfordrende jo mindre markant form solifluksjonslobene hadde, da det åpnet for større grad av tolkning.



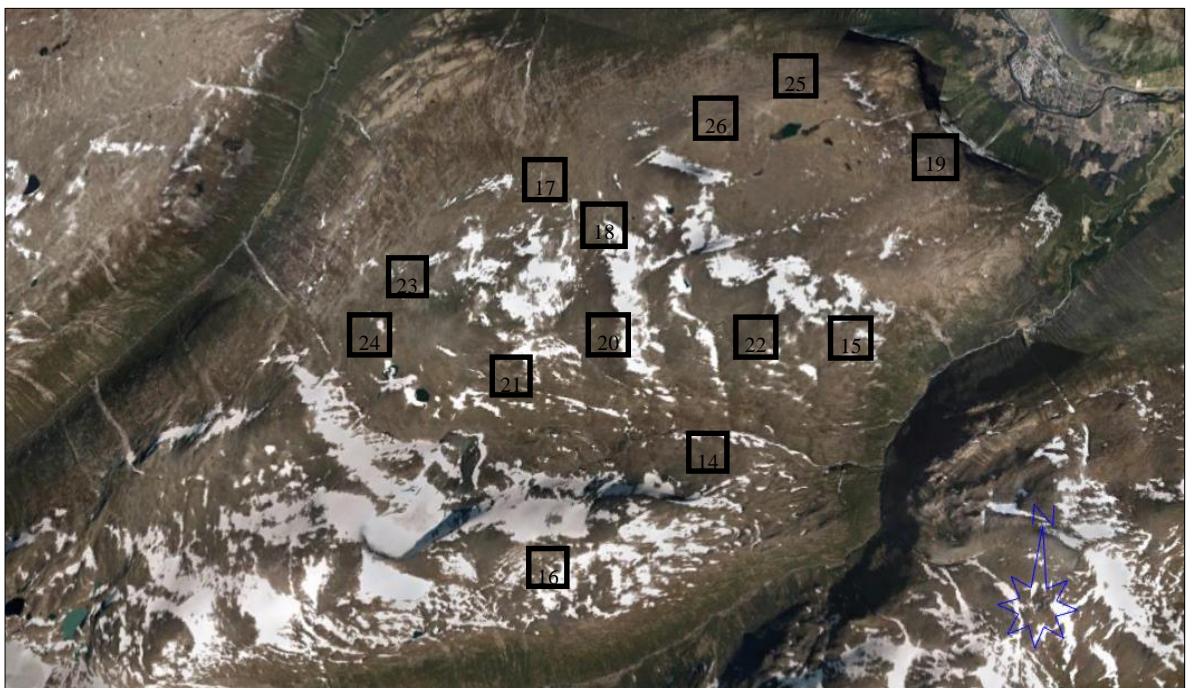
Figur 7 Eksempel på måling av arealet til en solifluksjonslobe på Tverrfjellet (Norge i bilder, 2018).

4.2 Plassering av målte ruter i terrenget

Figur 8 og 9 viser hvor på Lomseggje og Tverrfjellet rutene for måling av solifluksjonslober er plassert. Figurene viser at rutene er spredt utover to større områder, noe som gir mulighet for å kartlegge og sammenligne solifluksjonen i skråninger med ulike forhold, som for eksempel helningsgrad og høyde over havet.



Figur 8 Oversikt over hvor rutene for målinger av solifluksjonslober på Lomseggje er plassert i terrenget. Størrelsen på rutene i figuren er større enn de faktiske rutene som er målt i skråningene for bedre lesbarhet (Norge i 3D, 2018). Se vedlegg A for eksakte koordinater.



Figur 9 Oversikt over hvor rutene for målinger av solifluksjonslober på Tverrfjellet er plassert i terrenget. Størrelsen på rutene i figuren er større enn de faktiske rutene som er målt i skråningene for bedre lesbarhet (Norge i 3D, 2018). Se vedlegg A for eksakte koordinater.

4.3 Lokal solifluksjon på Lomseggje og Tverrfjellet

Tabellene i vedlegg A viser verdiene for hver enkelt målte lobe i hver rute, på henholdsvis Lomseggje og Tverrfjellet, i alt 26 ruter totalt. Tabell 1 er et eksempel på hvordan tabellene ser ut, og viser verdiene for rute 5 fra Lomseggje. Arealet av hver lobe er gitt av måleverktøyet i Norge i bilder. Fronthøyden er funnet ut fra differansen i høyde over havet mellom et punkt på lobefronten, og et punkt under lobefronten. Volum er regnet ut med *formel 2*. Tabellene framstiller også generelle opplysninger om den bestemte skråningen som har blitt målt. Høyde over havet er hentet direkte ut fra Norge i 3D i rutens øvre og nedre kant. Gjennomsnittlig helningsgrad er regnet ut med *formel 1* for hver rute, som er 200 m * 200 m.

Tabell 1 (A 5) Verdier for hver enkelt solifluksjonslobe, og lokale forhold i skråningene. Areal m², hentet fra Norge i bilder. Fronthøyde m, høyden på lobefronten regnet ut fra differansen mellom høyde over havet på lobefronten, og høyde over havet under lobefronten. Volum m³, gitt av formel 2. Høyeste punkt er høyde over havet ved øvre kant av ruten. Laveste punkt er høyde over havet ved nedre kant av ruten. Helningsgraden er gjennomsnittsverdi for hele ruten gitt av formel 1.

Rute 5 Lomseggje					
Lobe	Areal m ²	Høyde over havet på lobefronten	Høyde over havet under lobefronten	Fronthøyde m	Volum m ³
59	1124	1723,3	1722,5	0,8	359,68
60	7268	1738,2	1737,3	0,9	2616,48
61	1276	1737,1	1736,2	0,9	459,36
62	1779	1726,1	1724,8	1,3	925,08
63	6901	1757,3	1756,3	1	2760,4
64	3333	1774,5	1773,3	1,2	1599,84
65	5817	1779,1	1777,7	1,4	3257,52
Høyeste punkt	1779,1				
Laveste punkt	1722,5				
Helning °	15,8				
UTM33	6870906 N			150071 Ø	

4.4 Solifluksjon på områdenivå

Tabell 2 og 3 viser summerte og gjennomsnittlige verdier for hver rute, og for fjellene som helhet. Av tabellene ser vi at det er gjort målinger i 13 ruter på hvert fjell, og av totalt 303 solifluksjonslober. Det er målt 91 flere lober på Lomseggje enn på Tverrfjellet. Forskjellen i antall kan ha sammenheng med at det er flere store lober på Tverrfjellet, enn det er på Lomseggje. Skråningene er i gjennomsnitt noe brattere på Lomseggje. Det totale volumet av solifluksjonslobene er likt for begge områdene. I tillegg er andelen av arealet som er dekket av solifluksjonslober, angitt som dekningsgrad, lik. Med en dekningsgrad på 50 % for både Lomseggje og Tverrfjellet, viser det at halve arealet jeg har undersøkt er dekket av solifluksjonslober. I tillegg er rutene plassert i samme høyde over havet. Dette gjør at de er sammenlignbare dersom det er klima og helningsgrad som er viktigste driver for solifluksjonen.

Felles for begge fjellene er at store deler, spesielt områdene høyest over havet, er dekket av snø. Det vil påvirke solifluksjonsprosessen og temperatureregimet lokalt i bakken. De store, velutviklede solifluksjonslobene vendt mot nordvest, hadde sortering med det groveste materialet ved fronten. Der solifluksjonslobene utgjorde lange tunger med lave fronter, var det flere steder sorterte striper oppå dem, som gjorde de mindre distinkte i formen.

Tabell 2 Viser verdier for hver målte rute summert. **Høyeste punkt**, angir høyde over havet ved øvre kant av ruten. **Helning °**, angir gjennomsnittlig helning for hver rute gitt av formel 1. **Dekningsgrad %**, angir hvor stort areal av ruten (200 m * 200 m) som er dekket av solifluksjonsformer. **Volum m³**, angir utregnet volum for hver rute gitt av formel 2. **Summerte og gjennomsnittlige verdier for Lomseggje som helhet i bunnen av tabellen.**

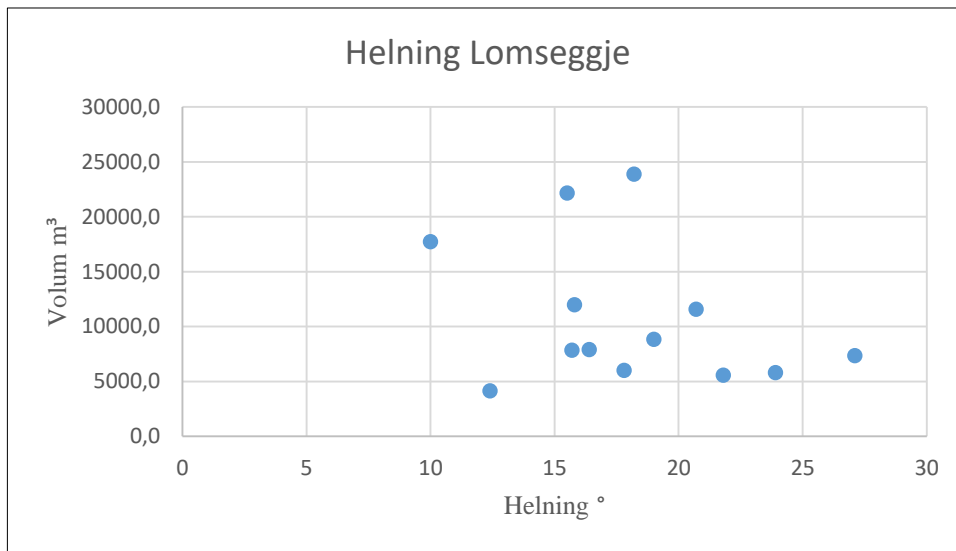
Lomseggje						
Rute	Antall lober	Orientering	Høyeste punkt	Helning °	Dekningsgrad %	Volum m ³
1	31	NV	1373,3	15,7	39	7846,5
2	11	NV	1484,1	23,9	22	5805,9
3	10	NV	1378,2	15,5	74	22151,0
4	6	NV	1794,7	18,2	70	23879,2
5	7	SØ	1779,1	15,8	69	11978,4
6	11	SØ	1578,4	21,8	36	5588,4
7	12	SØ	1707	17,8	27	6019,6
8	18	SØ	1563,9	12,4	29	4150,4
9	37	SØ	1994,7	27,1	46	7357,2
10	17	NV	1693,7	20,7	47	11583,6
11	14	NV	1976,8	19	43	8848,5
12	7	NV	1671,2	10	85	17741,2
13	16	NV	1854,7	16,4	38	7903,4
Sum	197					140853,1
Gjennomsnitt				≈ 18	≈ 48	≈ 10835

Tabell 3 Viser verdier for hver målte rute summert. Høyeste punkt, angir høyde over havet ved øvre kant av ruten. Helning °, angir gjennomsnittlig helning for hver rute gitt av formel 1. Dekningsgrad %, angir hvor stort areal av ruten (200 m * 200 m) som er dekket av solifluksjonsformer. Volum m³, angir utregnet volum for hver rute gitt av formel 2. Summerte og gjennomsnittlige verdier for Tverrfjellet som helhet i bunnen av tabellen.

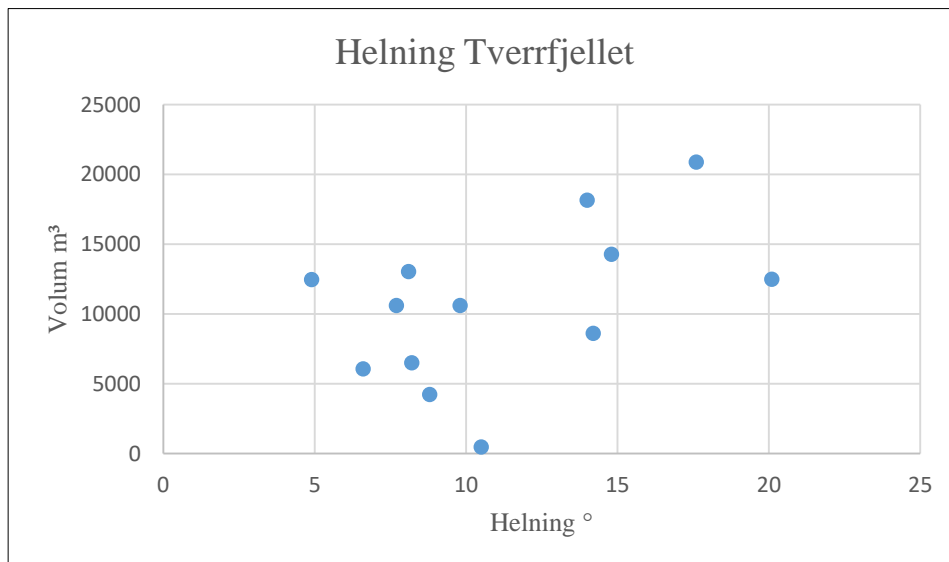
Tverrfjellet						
Rute	Antall lober	Orientering	Høyeste punkt	Helning °	Dekningsgrad %	Volum m ³
14	5	SØ	1494,4	6,6	48	6055,7
15	5	SØ	1712,3	17,6	66	20882,8
16	6	SØ	1875	10,5	2	469,5
17	9	NV	1491,4	8,1	61	13031,3
18	7	NV	1661	4,9	58	12451,7
19	18	NV	1355,5	14	71	18155,2
20	8	SØ	1863,2	7,7	64	10593,3
21	6	SØ	1772,3	9,8	57	10606,3
22	8	SØ	1808,6	8,8	35	4221,1
23	8	NV	1686,6	14,2	38	8612,1
24	6	NV	1622,9	8,2	43	6487,8
25	9	NV	1517,9	14,8	54	14277,2
26	11	NV	1568,8	20,1	59	12489,2
Sum	106					138333,4
Gjennomsnitt				≈ 11	≈ 50	≈ 10641

4.5 Landskapsdiffusivitet på Lomseggje og Tverrfjellet

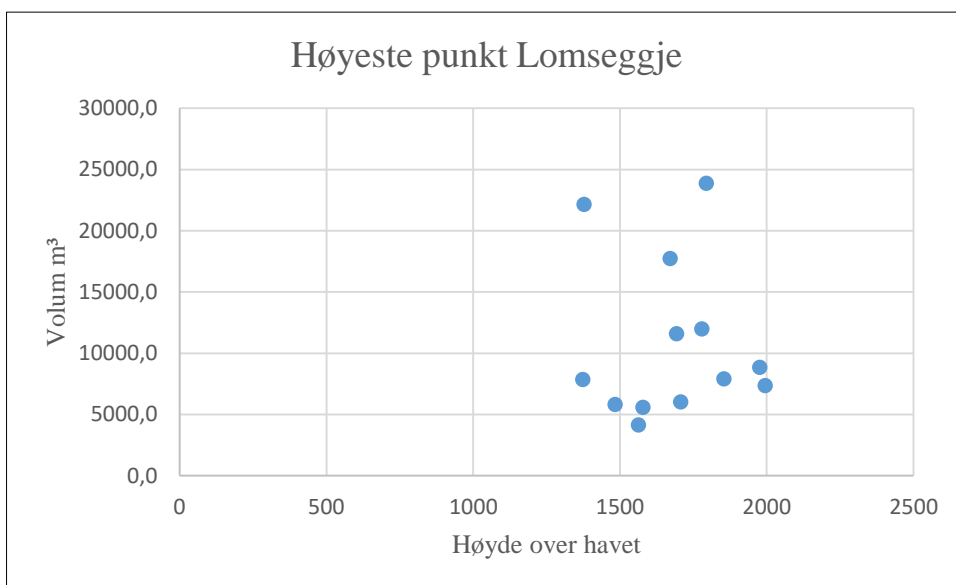
Landskapsdiffusiviteten gir et tall på hvor tykt lag av sedimentdekket som er i bevegelse hvert år. Om det er slik at volumverdiene ikke varierer i forhold til høyden over havet og helningsgraden i skråningene, kan jeg midle ut volumene fra alle rutene for hvert fjell. For å undersøke en eventuell sammenheng har jeg laget fire ulike figurer av verdier hentet fra tabell 2 og 3, to for hvert fjell.



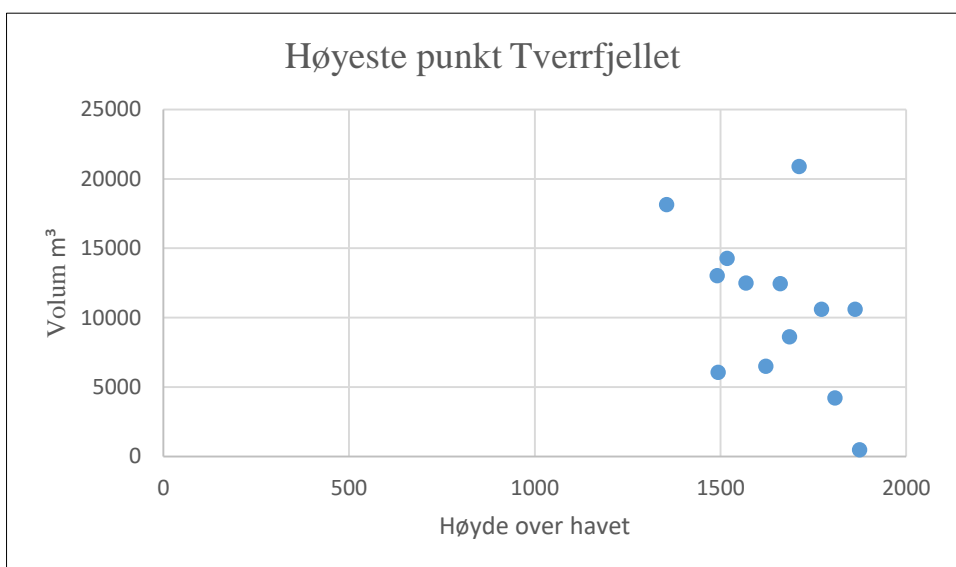
Figur 10 Viser sammenheng mellom soliflукsjonslobenes volum og helningsgraden for alle 13 ruter på Lomseggje.



Figur 11 Viser sammenhengen mellom soliflукsjonslobenes volum og helningsgraden for alle 13 ruter på Tverrfjellet.



Figur 12 Viser sammenheng mellom solifluksjonslobenes volum og høyde over havet for alle 13 ruter på Lomseggje. Høyeste punkt er angitt fra høyde over havet ved øvre kant av hver rute.



Figur 13 Viser sammenheng mellom solifluksjonslobenes volum og høyde over havet fra alle 13 ruter på Tverrfjellet. Høyeste punkt er angitt fra høyde over havet ved øvre kant av hver rute.

Figurene 10, 11, 12 og 13 viser at det ikke er noen åpenbar sammenheng mellom volum og helningsgrad, og mellom volum og høyde over havet. Samme volum eksisterer ved ulike høyder.

og ved ulik gradient, både på Lomseggje og Tverrfjellet. Ut i fra dette valgte jeg å bruke gjennomsnittet for fjellene som helhet da jeg skulle regne ut landskapsdiffusiviteten.

Tabell 4 Lag i bevegelse, angir hvor tykt lag sedimenter som i gjennomsnitt er i bevegelse over en gjennomsnittlig rute på 40000 m² for Lomseggje og Tverrfjellet, gitt av formel 3. Landskapsdiffusivitet m²/år, angir hvor tykt lag sedimenter som har vært i transport per år de siste 10000 årene, gitt av formel 4.

	Lag i bevegelse, m	Landskapsdiffusivitet m ² /år
Lomseggje	0,27	0,000027
Tverrfjellet	0,26	0,000026
Gjennomsnitt	≈ 0,27	≈ 0,000027

Tabell 4 viser hvor tykt lag sedimenter som i gjennomsnitt er i bevegelse fordelt over en gjennomsnittlig rute på 40000 m², for hvert av fjellene, regnet ut med *formel 3*. I tillegg framstiller den landskapsdiffusivitet, regnet ut med *formel 4*, samt gjennomsnittene av begge verdiene. *Gjennom hver meter i området transporteres minimum 0,000027 m³ masse per år.*

4.5.1 Overflathastighet

Bevegelsesprofilen ned i jorden danner en trekant, hvor bevegelsen er størst øverst og avtar nedover. Jeg antar at bevegelsen går ned til 0,5 m, og at bevegelsesprofilen ned i jorden er lineært for hele området. Arealet av trekanten tilsvarer hastigheten,

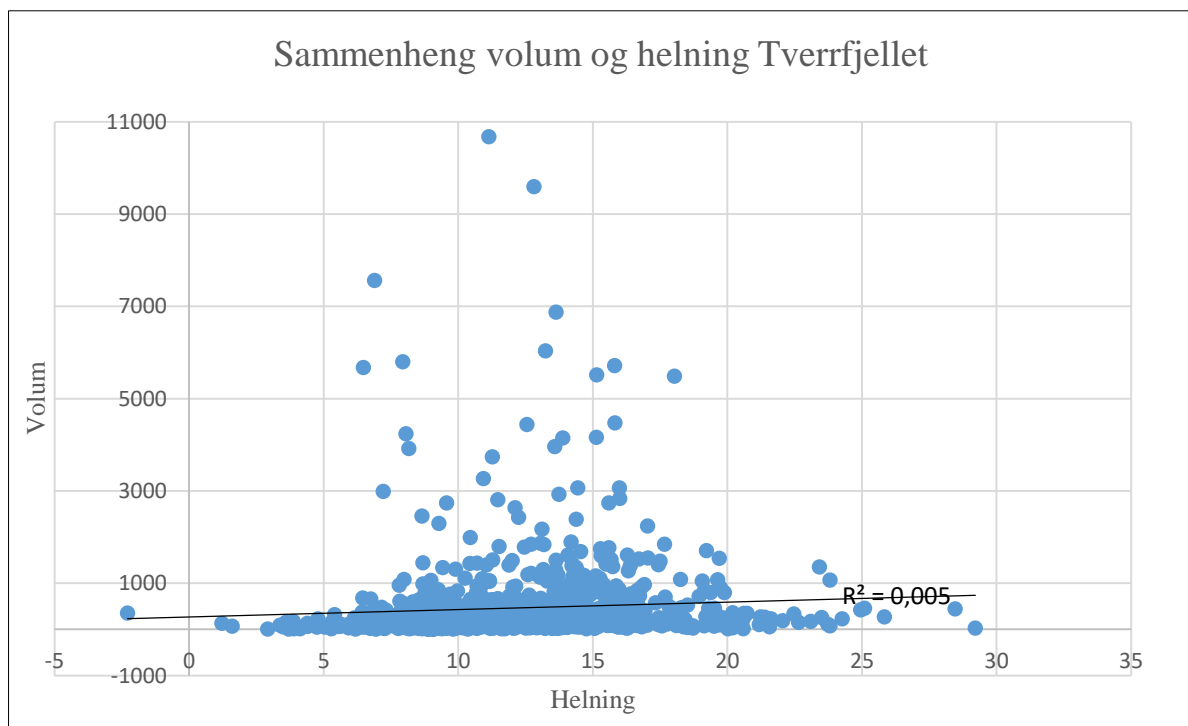
$$\frac{0,000027 * 0,5}{2} = 0,00000675m$$

Overflathastigheten er dermed 0,01 mm/år. Det er en veldig liten hastighet og bør være en absolutt minimumsverdi for landskapsdiffusiviteten.

4.6 Transport

4.6.1 Helningsgrad og transport

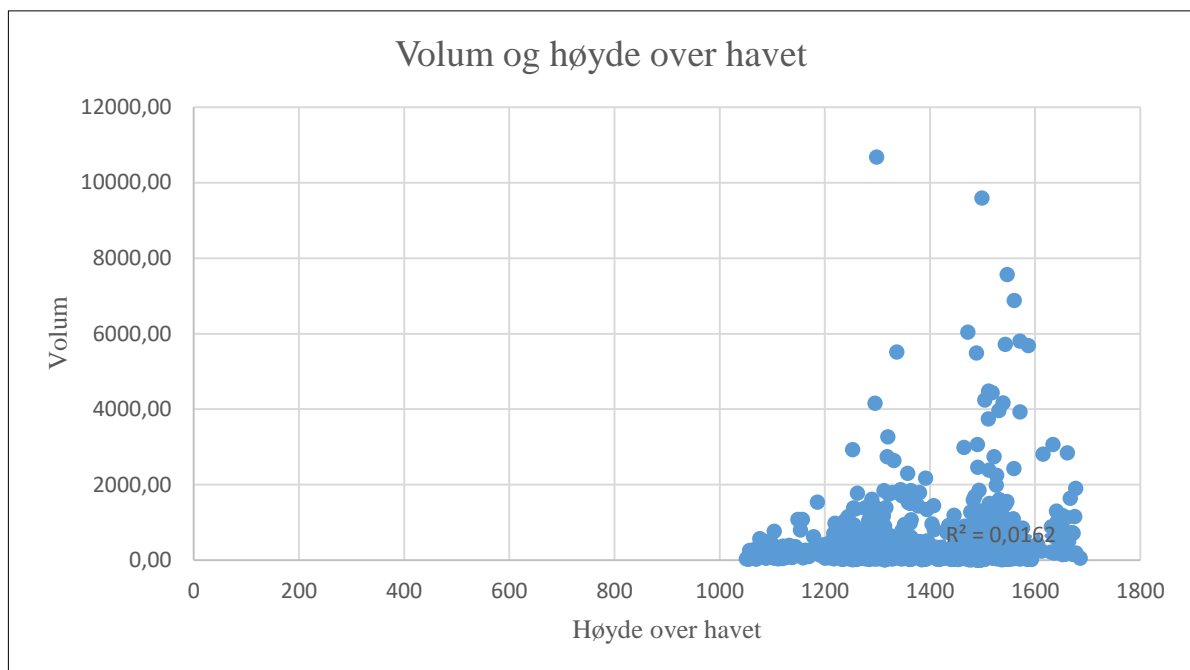
Sammenhengen mellom volum og helning ble grundigere undersøkt ved bruk av sekundærdata. Forholdet mellom volumet til 1002 solifluksjonslober på Tverrfjellet og helningen, er framstilt i figur 14. Figuren viser at endring i volum ikke skjer i forhold til endring i helningsgrad. Trendlinje med påsatt r-kvadrert verdi nesten helt ned mot null, sier tydelig at det ikke er en generell sammenheng mellom helningsgrad og volum i skråningene. Det transporteres ikke et større volum jo brattere skråningene blir. Figuren viser derimot at spredningen i verdiene er liten, og at gjennomsnittet av alle verdiene er 16 °. Standardavvik på 4 sier at 68,2 % av alle verdiene ligger mellom 12 og 20 °, og at den mest gunstige helningen ligger i dette intervallet.



Figur 14 Viser sammenheng mellom volum av 1002 solifluksjonslober på Tverrfjellet og helningsgraden i skråningene. Trendlinje med r-kvadrert verdi.

4.6.2 Høyde over havet og transport

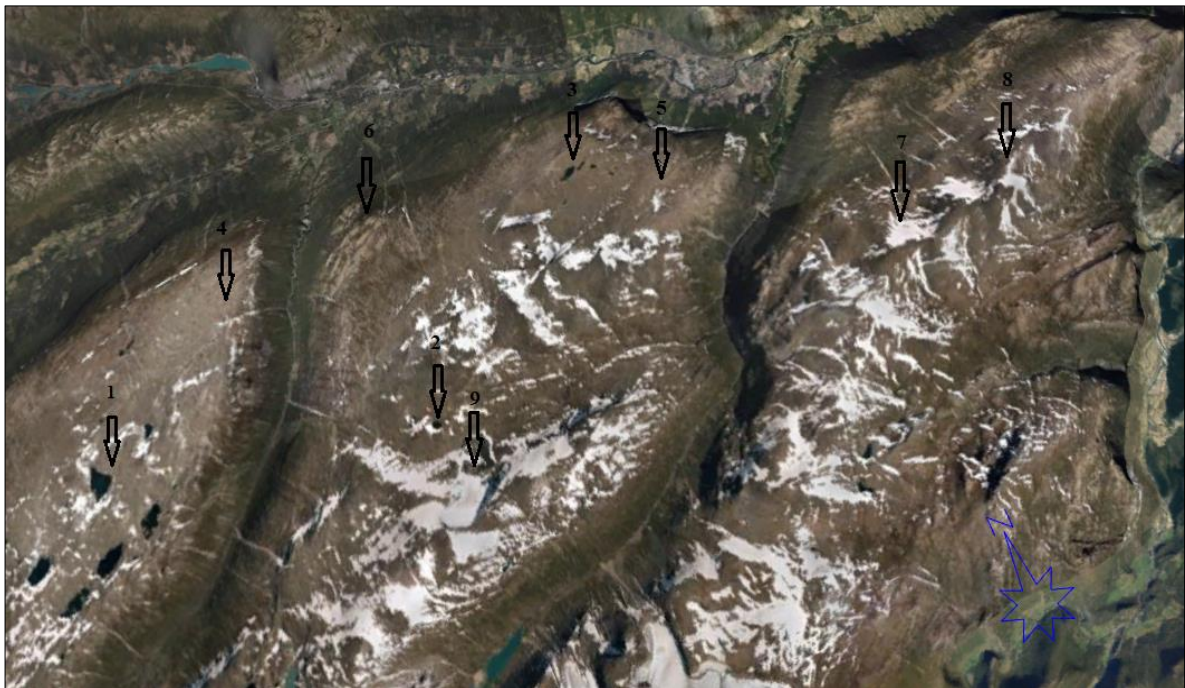
Sekundærdataene ble også brukt til å undersøke sammenhengen mellom høyde over havet og transport i figur 15. Heller ikke her er det markant samvariasjon mellom endringer i høyde over havet og volumet til solifluksjonslobene. Det er ikke et større volum i transport i områder som ligger høyere over havet. Datasettet har to topper med mange verdier på 1300 m.o.h. og 1500 m.o.h. Disse dataene viser generelt mindre volum på solifluksjonslobene, samtidig som områdene ligger i mindre høyde over havet enn lobene i skråningene jeg har undersøkt.



Figur 15 Viser sammenheng mellom 1002 solifluksjonslober på Tverrfjellet og høyden over havet. Trendlinje med r-kvadrert verdi.

4.7 Glasial påvirkning

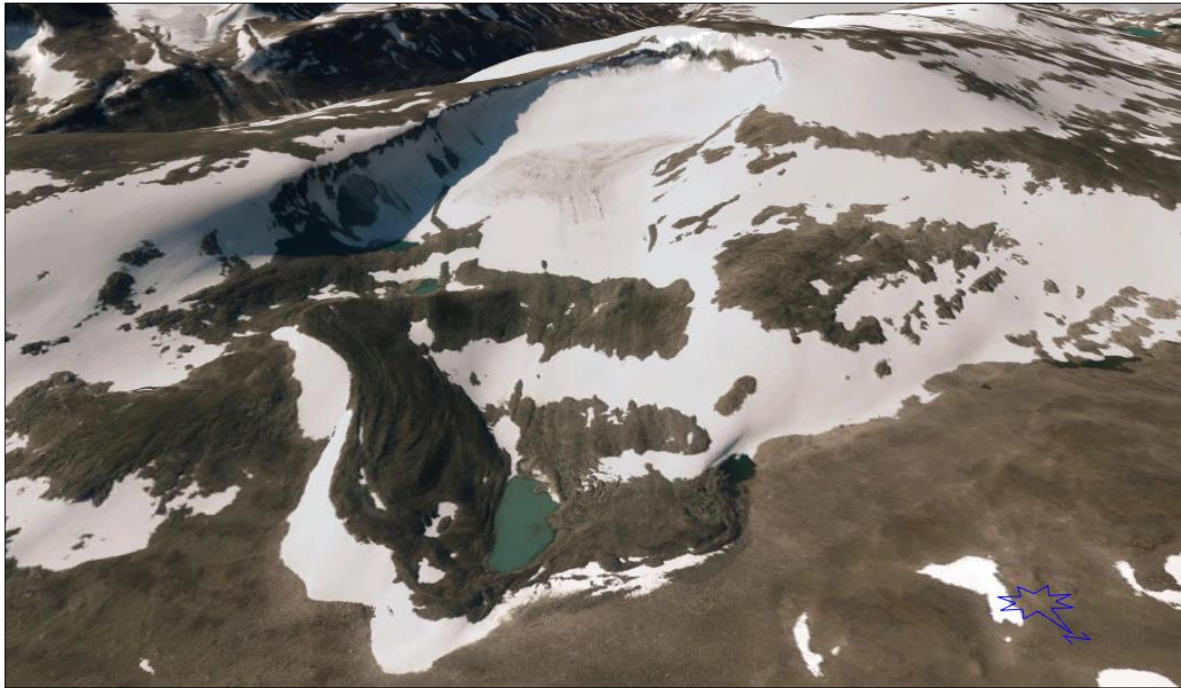
Tverrfjellet, Lomsegge og Styggehei er alle påvirket av glasiasjoner, se figur 16. Jeg skiller mellom lokal glasiasjon i dagens landskap, og landformer som indikerer tidligere glasial erosjon.



Figur 16 Oversiktsbilde over studieområdet med markeringer for glasial påvirkning fra tidligere isdekker, og dagens lokalglasiasjon. 1-3: småvann, 4 og 5: platå med bunnmorene, 6: drumliner, 7 og 8: smårygger og fordypninger, 9: botnbre (Norge i 3D, 2018).

4.7.1 Dagens breer

I dag er det en botnbre (nummer 9 fra figur 16), som er lokalisert så langt nord på Tverrfjellet at den inngår i studieområdet, nærbilde i figur 17. Området jeg har undersøkt er, foruten botnbreen, ikke preget av lokal glasial erosjon i dag. Lenger sør i Breheimen er det imidlertid flere breer. Ettersom det er isbreer i området i dag, er det sannsynlig at det under noe kaldere klimatiske forhold tidligere i holocen har vært glasial erosjon.



Figur 17 Viser botnbre (nummer 9 fra figur 16) på Tverrfjellet (Norge i 3D, 2018).

4.7.2 Siste istid og isbevegelsesretning(er)

Figur 16 viser at terrenget preges av småvann (nummer 1 til 3) og overfordypninger og rygger (nummer 7 og 8). Overfordypningene fungerer som sedimentdammer, og hindrer sedimentene i å forlate systemet. Det er også flere moreneavsetninger på de store platåene nord for toppene, spesielt på Styggehøi (nummer 4), men også på Tverrfjellet (nummer 5) Det er ingen synlige tegn til at morenematerialet her er utsatt for sigeprosesser. På nordsiden av Tverrfjellet er det i tillegg avsatt drumliner (nummer 6), en annen type bunmoreneform som er langstrakt, og avsatt i isens bevegelsesretning (Clark, Hughes, Greenwood, Spagnolo & Ng, 2009).



Figur 18 Viser drumliner (nummer 6 fra figur 16) på Tverrfjellet. Pilene peker på krypformer i nedre kant av bunnmoreneformene (Norge i 3D, 2018).

Drumlinene (figur 18) indikerer at isen har beveget seg mot sørvest og dalen vest for Tverrfjellet, noe som også samsvarer med at innlandsisen har beveget seg mot havet i vest. Ettersom de er avsatt i 1000 meters høyde, er det tydelig at de er avsatt av en tjukk bre. En liten bre kunne ikke avsatt materiale så høyt opp i fjellet, samtidig som deres fysiske størrelse indikerer at de er dannet under en større bre. Tilstedeværelsen av slike former overhodet, viser at breen har vært i bevegelse. Ettersom formene helt klart er avsatt av en bre i bevegelse, er det ikke sannsynlig at isen har vært kaldbasert gjennom hele kvartær tid, i alle fall ikke i denne høyden.

4.7.3 Topografiske forhold

Jeg målte høydeforskjellen mellom to punkt på plataet ved toppen av Styggehei (nummer 4 fra figur 16), nærbilde i figur 19. Punktene lå 4600 m fra hverandre og høydeforskjellen var på 50 m. Helningen på plataet er $0,6^\circ$, gitt av *formel 1*. Samme type måling ble gjort på Tverrfjellet (nummer 5 fra figur 16), mellom to punkt som lå 3200 m fra hverandre. Høydeforskjellen var 82 m, som ga en helning på 1° . Begge disse målingene er gjort der

relieffet er minst, og viser at det er flatt når høyden over havet er uendret over flere kilometer. Det vil ha innvirkning på prosessene som kan være aktive der.

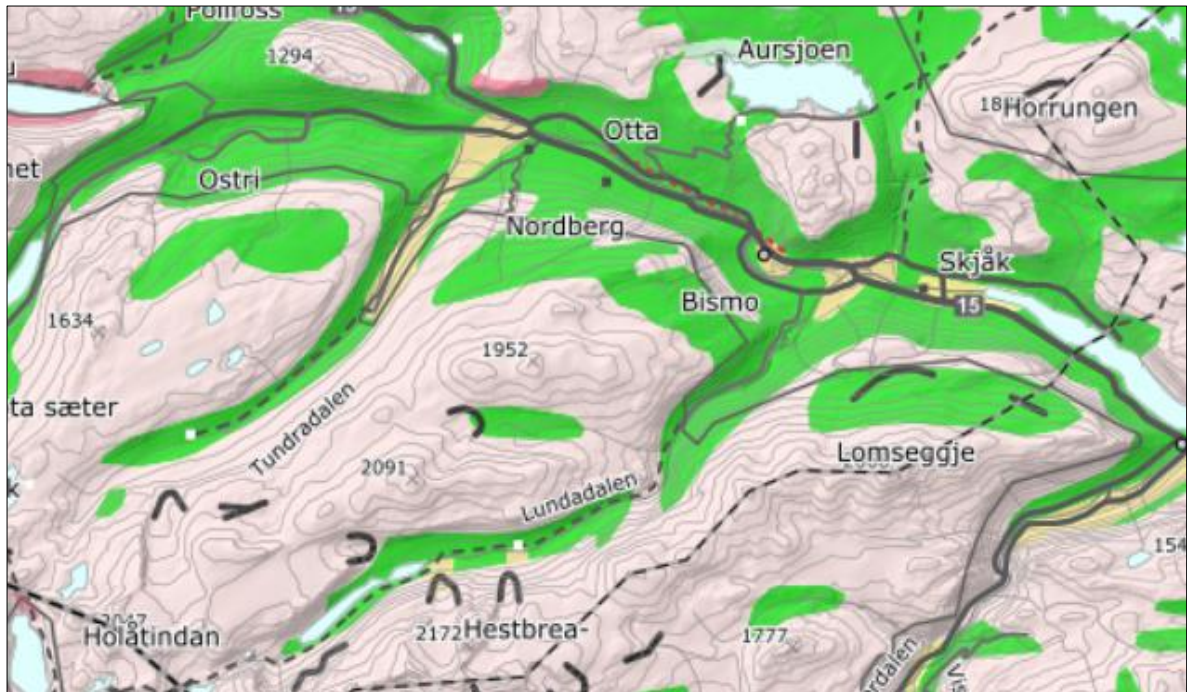


Figur 19 Viser plata på Styggehei med bunnmorene (nummer 4 fra figur 16) (Norge i 3D, 2018).

4.7.4 Løsmasser

Sedimentene som dekker området kan være morenemateriale, eller det kan være forvittringsmateriale, altså blokkmark. Det er imidlertid ikke mulig å vite sikkert. NGUs løsmassekart (figur 20) viser at store deler av området er dekket av morenemateriale. Ut fra denne figuren er det kun ved toppen av Lomseggje og Tverrfjellet at det ikke er morene. Hva som er riktig er vanskelig for meg å sjekke, ettersom jeg har gjort en fjernanalyse. Under innsamlingen av data har jeg unngått områder der dekket helt tydelig bestod av morene. På plataene var det enklere å identifisere morenematerialet, enn det var i skråningene. Av den grunn har jeg ikke foretatt noen målinger på plataene, hvor det også åpenbart ikke fantes solifluksjonslober. Samtidig har jeg unngått skråninger der jeg har vært usikker på om det kan være morenemateriale. Dersom løsmassekartet til NGU medfører riktighet har jeg likevel

gjort målinger i skråninger der det er morene, ettersom det ikke var åpenbart da jeg gjennomførte målingene.

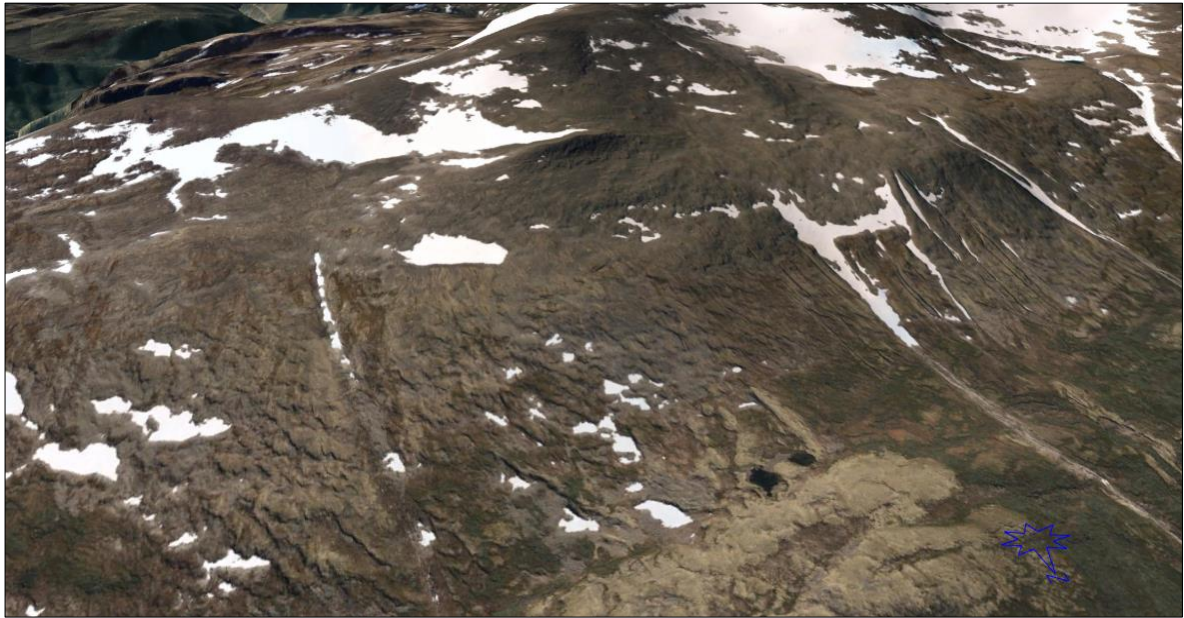


Figur 20 Løsmassekart over studieområdet med morenemateriale markert med grønn farge, øvrige områder har et tynt sedimentdekke (Inneholder data under norsk lisens for offentlige data (NLOD) tilgjengeliggjort av Norges geologiske undersøkelse, NGU, 2018).

5 Diskusjon

5.1 Vurdering av data

Utrechnet landskapsdiffusivitet for hver meter av skråningene er $0,000027 \text{ m}^3/\text{år}$, og overflatehastighet ned til 0,5 m dybde tilsvarer $0,01 \text{ mm}/\text{år}$. Dette er ekstremt lave verdier, men det er det tallene forteller har skjedd, mest sannsynlig i løpet av holocen, kanskje tidligere. Ut fra at det er tydelige tegn etter solifluksjon i områdene, er det mye som tyder på at den faktiske bevegelsen er større enn det som kommer fram i mitt datamateriale (figur 21). Derfor må det være forhold knyttet til de lokale skråningene, og til metoden for innsamling av data, som sammen gir lave diffusivitetstall. Det kan være at hele skråningen beveger seg som en helhet, og at jeg som følge av det ikke får målt individuelle former. Det var også tydelig under datainnsamlingen at formene lappet over hverandre (figur 22). Stripper var flere steder dannet oppe på solifluksjonslobene, og flere av disse var også preget av overflateavrenning, som påvirker formen på lobene. Solifluksjonslobene krøp over hverandre nedover i skråningene. Dette gir en åpenbar feilkilde ved at jeg bare får målt de formene som finnes øverst, og mister all bevegelse som eventuelt skjer under det øvre laget. Av den grunn er det sannsynlig at laget som er i bevegelse er tykkere enn det jeg har kommet fram til. Å skulle skille slike former som kryper over hverandre for å måle dem, er umulig ved fjernanalyse, og ville også medført store utfordringer ved feltarbeid. Med kompliserte former i skråningene stiller det større krav til metoden, og det er ikke sikkert at den gir mulighet for å måle slike former på en nøyaktig nok måte.



Figur 21 Viser nordvendt skråning opp mot toppen av Lomseggje med mye solifluksjonsformer (Norge i 3D, 2018).



Figur 22 Viser hvordan formene kryper over hverandre i en skråning på Lomseggje. De store solifluksjonslobene i bakkant kryper over de mindre formene foran. Stripedannelse oppe på solifluksjonslobene i forgrunnen (Norge i 3D, 2018).

Andre mulige kilder til feil er knyttet direkte til hvordan lobene har blitt målt. Et moment, som jeg tidligere har vært inne på, er avgrensningen mellom solifluksjonslobene og skråningen i bakkant, og mot andre solifluksjonslober. Fronthøydene kan ha blitt målt unøyaktig ut i fra at det var mange lober som ikke hadde en tydelig front. Dette kan ha sammenheng med hvor lenge den bestemte loben har utviklet seg, men også forhold som berggrunn, vanntilgang, helning og klima. Om loben ikke har en fullt utviklet konveks overflate vil overhenget ved fronten være mindre tydelig, og av den grunn mer utfordrende å måle riktig. Samtidig kan det være bevegelse i bakken uten at det kommer til uttrykk som solifluksjonslober, men de representerer likevel min eneste mulighet til å kunne måle bevegelse.

Mine innsamlede data gir meg informasjon om solifluksjonen i området, og egenskaper ved denne, selv om det bare er et utvalg. På Lomseggje er det et tydelig diffusivt landskap med mye solifluksjon. Likevel er solifluksjonslobene mer markante, og har en høyere front i skråningene som ligger mot nordvest. Solifluksjonen i skråningene mot sørøst er mindre framtrædende, og bærer mer preg av at hele skråningen siger, heller enn at det dannes individuelle solifluksjonsformer. Her er det også mindre områder med solifluksjon, som følger av at det er mye barfjell, frie vegger, og ikke minst snø. Også på Tverrfjellet er det et diffusivt landskap, men i noe mindre grad enn på Lomseggje. Spesielt i skråningene mot sørøst preges overflaten i liten grad av solifluksjon. I skråningene vendt mot nordvest er det flere markerte former med høyere fronter, og større grad av sortering med grovt materiale ved fronten. Likevel er det få former fordelt over hele området. Datamaterialet sier i seg selv at solifluksjonen ikke dekker store deler av det totale arealet til landskapet jeg har undersøkt, med en gjennomsnittlig dekningsgrad på 50 %.

Ettersom tallene på landskapsdiffusivitet er så like for Tverrfjellet og Lomseggje, gjør det at jeg kan diskutere egenskaper ved solifluksjonen fra to områder, som i tillegg har omtrent de samme forholdene. Helningsgraden i skråningene og det totale volumet av solifluksjonslobene er likt. Områdene ligger også i samme høyde over havet, og berggrunnen består av gneis på begge fjellene. Da jeg har målt solifluksjonslober innenfor bestemte felt i skråninger på to fjell, og midlet disse resultatene, midler jeg også ut variabilitet, og årsaker til dette. Resultatet gjør at jeg sitter igjen med et estimat av transporten. Hvor godt estimatet er forutsetter at de like verdiene på diffusivitet på Lomseggje og Tverrfjellet ikke er tilfeldige, men at verdiene reflekterer den faktiske bevegelsen, eller at feilen er lik for begge områdene.

Ut fra antallet målinger forventer jeg og at eventuelle feil har jevnet seg ut, og tallene det arbeides med uansett er så store at små feil utgjør lite i det store bildet.

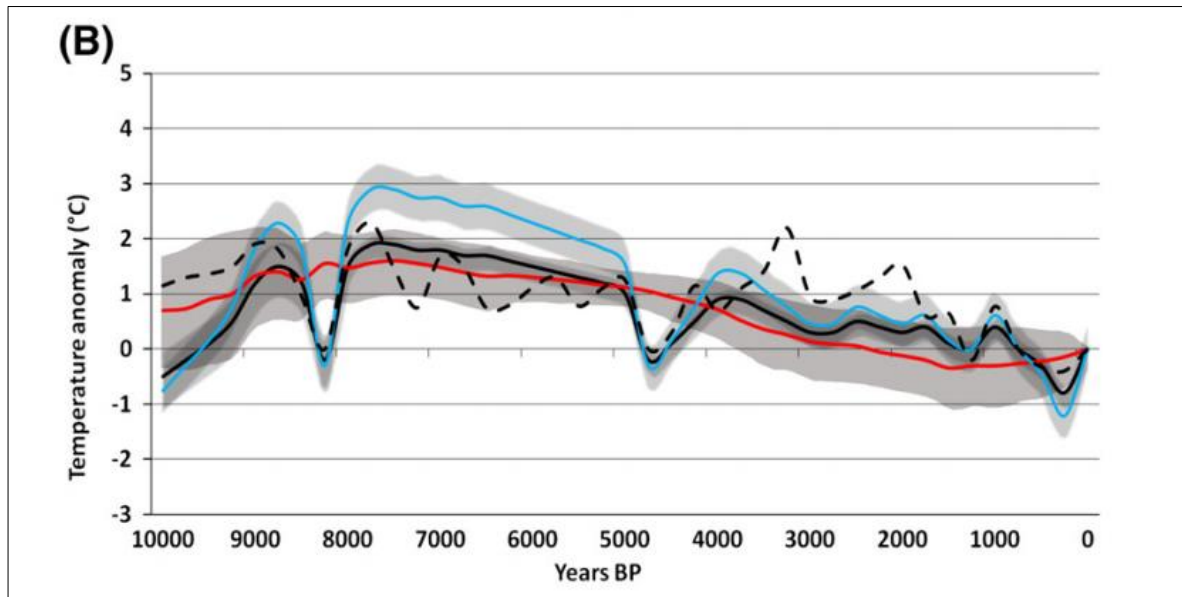
5.2 Historisk og holocent klima

Klimaforhold vil til enhver tid styre hvilke prosesser som er aktive, og taler derfor ikke for bevaring av landskap gjennom geologisk tid (Nielsen et al., 2009). Dette gjelder temperatur og nedbør, som påvirker frostforvitring og sig i skråningene. Samtidig vil det ha en betydning for utbredelsen av permafrost og isdekker, og styrer følgelig om det er periglasielle eller glasielle prosesser som er aktive. Jeg vil derfor se på hvordan klimaet har vært gjennom kvartær tid, og hvor representativt holocent klima er for perioden.

Klimaforhold og isutbredelse har variert veldig gjennom kvartær tid, og det har både vært ekstremt kalde perioder med stort isdekke, og varmere perioder som har vært isfrie. Største del av perioden har imidlertid ikke vært preget av ekstremverdier i hverken temperatur, nedbør eller isutbredelse. Samtidig har isen ligget lavere i landskapet, da landskapet var lavere før den isostatiske kompensasjonen, som følge av periodene med isdekke. Dermed var også den regionale likevekstlinjen 500 meter lavere enn den er i dag, gjennom største del av kvartær tid, og var i studieområde rundt 1000 m.o.h. Dette innebærer at de dype fjordene på Vestlandet er skjært ut i løpet av de midlere periodene, og ikke kun da isen har vært på sitt største. I midlere perioder i siste glasielle syklus, har isen ligget nede i fjordene i mellom 60000 og 80000 år (Porter, 1989).

Gjennom holocen er det to distinkte perioder som skiller seg fra hverandre. Se modellert temperatur for Sør-Norge gjennom holocen opp mot dagens temperatur i figur 23. Den første perioden er holocent klimatisk optimum, som var en tidlig periode med høy temperatur. Da smeltet flere av Norges isbreer helt bort, men også mye av permafrosten. Permafrost kan ha etablert seg der det tidligere var isbreer. Senere kom lille istid med lavere temperaturer, som førte til at isbreene igjen vokste fram og ble store. Permafrosten frøs til på nytt, og utgjør mesteparten av permafrosten som finnes i fjellet i dag (Lilleøren et al., 2012). Gjennom lille istid hadde omtrent 14 % av arealet til fastlands-Norge permafrost i bakken (Gisnås et al., 2013). Det var i løpet av lille istid at breene og permafrosten hadde sin største utbredelse, og det var i denne perioden at muligheten for interaksjon mellom dem var størst. Selv med kalde

perioder gjennom holocen, spesielt lille istid, har temperaturene jevnt over vært høyere enn det vi har i dag (Lilleøren et al., 2012).



Figur 23 Viser hvordan modellerte temperaturer gjennom holocen avviker fra dagens temperaturer for Sør-Norge. Svart linje: modellert gjennomsnittlig årlig temperatur, rød linje: temperatur i juli, blå linje: temperatur i januar. Skyggen rundt kurvene angir grad av usikkerhet (Lilleøren et al., 2012:214).

Områder i Sør-Norge over 1800 m.o.h. har sannsynligvis hatt permafrost i toppområdene helt siden deglasiasjonen, også gjennom den varme perioden. Permafrosten på slike fjell kan ha overlevd som følge av blokkmark, som gir en lavere bakketemperatur, og kan dermed ha sin opprinnelse før holocen. I høyder mellom 1400 og 1600 m.o.h. er permafrosten sannsynligvis relativt ung, og har blitt dannet i løpet av lille istid. Permafrosten tiner i dag ut av bakken (Lilleøren et al., 2012).

I løpet av lille istid var det mer nedbør enn det er i dag, og snødekket varte også lenger. Snødekket isolerer bakken og hindrer at den fryser eller tiner, avhengig av hvilke forhold som er i bakken når snøen legger seg. I løpet av holocent klimatisk maksimum derimot var det mye nedbør, men varigheten på snøen var ikke lenger enn den er i dag. Gjennomsnittet for snødekket gjennom holocen er derfor lik dagens situasjon (Lilleøren et al., 2012). Is helt ned i fjordene gjennom store deler av kvartær tid betyr at det var flere grader kaldere enn

gjennomsnittet gjennom holocen, som totalt sett har hatt høyere temperatur enn det vi har i dag. Holocent klima er derfor ikke representativt for klima gjennom resten av kvartær tid.

I de fleste skråningene jeg har undersøkt er det snøflekker flere steder i ulike størrelser. Smeltevann fra snøen tilfører vann til frysefrontene i bakken, og dermed påfrysing av islinjene og frostheving. Ettersom det totalt sett er mye snø til stede her, vil den være en faktor for soliflujasjonslobene som ligger nedstrøms for disse (Harris et al., 2008). Samtidig har snødekket en isolerende effekt og holder forholdene i bakken under snøen stabile, enten det er permafrost eller ikke (Lilleøren et al., 2012). Harris et al. (2011) viser i tillegg at både tykkelsen og hvor lenge snødekket varer, har stor innvirkning på temperaturen i bakken, fra forsøk utført på Svalbard. Det er knyttet lavere temperatur til områder med tynnere og kortvarige snødekker.

5.2.1 Klima- og helningsavhengighet i sedimenttransport

Tidligere har jeg vist at det ikke er noen klar sammenheng mellom endringer i volum og høyde over havet, og mellom volum og helningsgrad, noe som er overraskende. Økt høyde over havet påvirker tilstedeværelsen av kald permafrost, som gjør at det skjer frysing fra to sider, og gir et dypere lag som kan være i bevegelse. Det gir også et større volum på soliflujasjonslobene som er tilgjengelig for transport. Fravær av permafrost lenger ned i skråningene gjør at dannelsen av islinjer skjer grunnere i jorden (Matsuoka, 2001; Harris et al., 2008). For Tverrfjellet og Lomsegge vil det være permafrost i områder over 1500 m.o.h. (Etzelmüller et al., 1998). Seks av mine ruter er plassert lavere enn dette, med de nederste rett i overkant av 1300 m.o.h. Sekundærdataene jeg har brukt er i midlertid samlet inn i mye lavere høyde, fra 1000 m.o.h. til 1700 m.o.h. (Kielland, 2010). Dette vil si at en stor andel av de målte lobene ligger under dagens permafrostgrense. Heller ikke dette datamaterialet viser sammenheng mellom volum og høyde over havet. Samtidig har ikke permafrostgrensen vært konstant gjennom holocen (Lilleøren et al., 2012), men jeg ville uansett ha forventet å finne forskjeller sammenlignet med områdene som har hatt permafrost gjennom hele perioden.

Da Egholm et al. (2015) kjørte modellering av landskapet med stort relieff, 2000 m, og kaldt klima slik det var i konozoikum, fikk de en overflate lik den vi tolker som en paleisk overflate. Selv om overflaten var jevnet ut, var den ikke erodert helt ned slik som resultatet var i de andre modelleringene. Erosjonen varierte stort i skråningen ut fra ulik høyde over

havet. Det viser at de glasiøle og periglasiøle prosessene er mindre effektive når relieffet er veldig stort. Alternativt kan det vise til at et større relieff gjør at ytterligere erosjon er nødvendig for å kunne jevne ut overflaten.

Økt helningsgrad påvirker solifluksjonen ved at tyngdekraften blir en viktigere faktor. Skråningene er slakere i toppområdene på Lomseggje og Tverrfjellet, og brattere mot sidene hvor de stuper ned i dalene under. Det tilsier at potensiale for transport er større lenger ned i skråningene, noe det må være ettersom mengden sedimenter for transport øker (Gilbert, 1909). Undersøkelsene av sammenhengen mellom volum og helningsgrad testet prinsippene til Gilbert (1909), men også dannelsen av konvekse flater høyt over havet, etter Egholm et al. (2015).

På Styggehei og deler av Tverrfjellet, har topp-plataene helning på 1 °, og er dekket med avsatt morenemateriale. Selv om sigeprosessene ikke er synlige, betyr ikke det nødvendigvis at det ikke er noe bevegelse, bare at det i så fall er lite. Koblingen mellom bevegelse og helning ser her ut til å være sterk i og med at det er sigeformer i brattere skråninger. Samtidig tilsier høyden over havet at det skal være gode forhold for frostprosesser med lav temperatur (senorge, 2018) og permafrost (Etzelmüller et al., 1998; Etzelmüller et al., 2003; Lilleøren et al., 2012). Fraværet av sorterings- og sigeformer kan derfor være knyttet til sedimentene som ligger der i seg selv, og at disse ikke er så mottakelige for frostprosesser.

I bratte skråninger gir en liten økning i gradient, en stor økning i transport. Det forklarer hvorfor skråningene blir mindre konvekse med økende avstand til toppen, og taler for ikke-lineær økning i transporten (Roering et al., 1999; Roering, Kirchner, Sklar & Dietrich, 2001). Den lineære tankegangen knyttet til Gilbert (1909) har vært mer et logisk resonnement, enn knyttet til faktiske funn. Ettersom skråningene blir stadig mindre konvekse med økende avstand til toppen, må det være andre faktorer enn helning som styrer transporten (Roering et al., 1999). At transporten øker i bratte skråninger taler for at de prøver å tilpasse seg endringer i erosjonsbasis, som følge av landheving eller endringer i klima (Roering et al., 2001).

Sediment-fluxen vil øke fram til skråningen når en stabil vinkel (Gabet, 2000). Heimsath, Dietrich, Nishiizumi & Finkel (1997) indikerer at områder med sterkt konvekse overflater har et tynnere sedimentdekke, enn de områdene som har en mindre utviklet konveks overflate. De peker også på at de er i en slags likevekt, hvor det transporteres like mye ut av systemet som det produseres, og at landskapet ikke utvikler seg videre. Heimsath, Furbish & Dietrich (2005) viser at sedimentproduksjonen avtar eksponentielt nedover i jorden, og at transporten

er proporsjonal med tykkelsen på sedimentdekket. *Landskapsutviklingen kan ikke bare forklares ut fra helningen på skråningen, men må kobles opp mot romlige variasjoner i tykkelsen på sedimentdekket.* Ifølge Gabet (2000) er det diffusjon som styrer skråningsutviklingen, mens forholdet mellom sedimenttransporten og helningen styrer i hvilken retning det skjer. I følge Heimsath et al. (2005) refererer ikke diffusivitetsbegrepet til prosesser, men heller til hvordan landskapet utvikler seg.

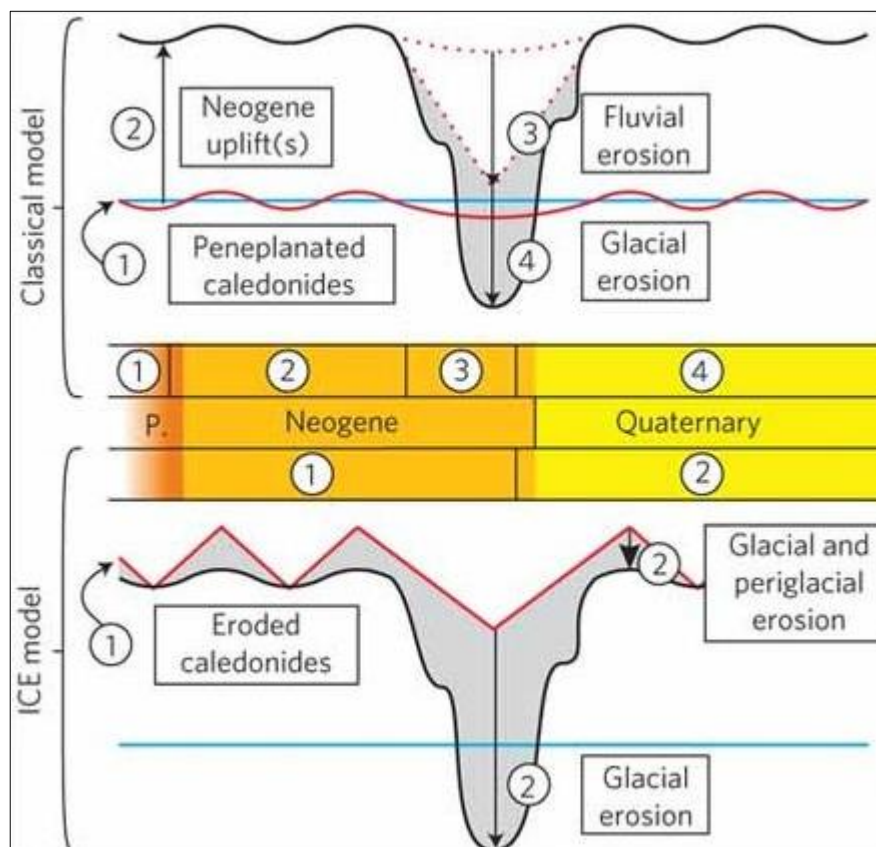
Jeg har kun gjort målinger over 1300 m.o.h., og som følge av det er ikke mine ruter plassert langt nok ned til at de bratteste skråningene er undersøkt. Sekundærdataene er innhentet lenger ned i skråningene, men heller ikke her forklares endringer i volum ut fra endringer i helningsgrad. Inkludert sekundærdataene er datagrunnlaget så stort at sammenhenger burde vært tydelige, dersom de er tilstede. Det sier åpenbart at solifluksjonen i området er mer komplisert enn at den styres av klima, og helningsgraden til skråningene. Over hele området vil en eventuell økt effekt på solifluksjonen som følge av permafrost, annulleres av en liten økt effekt av større helning. På bakgrunn av det kan områder i ulik høyde over havet sammenlignes med hverandre.

5.3 Paleisk landskap, gammelt hevet peneplan eller aktivt erosjonslandskap?

5.3.1 Sedimenter på sokkelen

Den store mengden sedimenter avsatt utenfor norskekysten viser tydelig at ikke alt stammer fra erosjon i fjordene og fra fluviale daler. I kenozoikum skjedde det en kraftig nedkjøling, og Egholm et al. (2015) og Nielsen et al. (2009) peker på at det kan være med å forklare mengden sedimenter som er avsatt på sokkelen. At det ble avsatt mye sedimenter betyr ikke at det skjedde som følge av en tektonisk landheving. I stedet ga et kaldere klima økt aktivitet fra glasiale og periglasiale prosesser, og fortsatt nedbrytning av den kaledonske fjellkjeden, noe som også ga en isostatisk heving av landskapet. Framstilling av forskjellene mellom landskapsutvikling etter den klassiske modellen med peneplanering og landheving, opp mot den alternative ICE-hypotesen i figur 24. Japsen et al. (2009) hevder at dagens flate topografi høyt over havnivå ikke kan være restene av et gammelt erodert fjellområde. Det mener de på bakgrunn av dateringer som ifølge dem viser at landskapet har vært erodert ned til havnivå.

Undersøkelser gjort av Steer et al. (2012) ved Sognefjorden, viser at mengden avsatte sedimenter på sokkelen er større enn det som er fjernet fra fjorden. Det har derfor vært aktiv erosjon i stor skala over hele landskapet, også i det paleiske. Deres resultater er et estimat på hvor mye erosjon det har vært, og er ikke et forsøk på å gjenskape topografien fra før kvartær tid. Utregninger viser at flatene må ha blitt senket 300-400 meter som følge av erosjon, fra slutten av tertiær tid og gjennom kvartær tid. Det tilsvarer 0,13 mm/år. Lidmar-Bergstrøm et al. (2000) hevder at det estimerte relieffet før glasiasjonen, i forhold til dagens, var lavere enn det som brukes i utregninger for å forklare mengden avsatte sedimenter på sokkelen. Av den grunn mener de at den produserte mengden sedimenter er for stor til at den kan brukes til å diskutere isostatisk kompensasjon, som følge av glacial erosjon.



Figur 24 Illustrativ framstilling av forskjellene mellom den klassiske modellen for dannelsen av det norske landskapet, og den alternative, ICE-hypotesen. Rød linje: landskapet før landheving eller erosjon, svart linje: dagens topografi, blå linje: havnivå, grå felt: mengden erosjon gjennom siste del av tertiær tid og videre gjennom kvartær tid (Steer et al., 2012:636).

Andersen et al. (2018) bruker halveringstiden til radioaktive isotoper, til å bestemme hvor mye erosjon det har vært på plataer, i ulike høyder, rundt Sognefjorden. Under siste istids maksimum var erosjonen størst på lavereliggende plataer mot vest, men det har vært betydelig erosjon i hele området. 62 % av prøvene viser erosjon over 10 m i løpet av 1 million år, og 30 m erosjon i løpet av samme periode i 27 % av prøvene. Mengden erosjon synker med høyden over havet, og det er generelt mindre erosjon fra plataer med blokkmark, sammenlignet med områder uten blokkmark. Høytliggende plataer må ikke nødvendigvis være knyttet til tynne, kalde isdekker. Det kan skje erosjon på plataene samtidig med selektiv glasial erosjon i dalene. I og med at det har vært erosjon i det paleiske landskapet, vil deres store utstrekning tale for at det til sammen utgjør mye avsatte sedimenter på sokkelen. Sammenlignet med Steer et al. (2012), som plasserer sedimentene tilbake på land, gir det imidlertid vesentlig lavere erosjonsrater. Det er riktignok viktig å presisere at mens Steer et al. (2012) har regnet ut for hele kvartær tid, studerer Andersen et al. (2018) kun 1 million år. Selv om flere paleiske landskap viser tegn på glasial erosjon med overfordypninger og småvann, er det omdiskutert om dette viser at breen har senket overflaten i stor grad, eller om det kun er overfladisk påvirkning (Andersen et al., 2018). Landskapet ved Sognefjorden som Andersen et al. (2018) og Steer et al. (2012) har undersøkt ligger like sør for området jeg arbeider med. Som følge av at de har påvist glasial erosjon på de paleiske flatene rundt Sognefjorden, vil det være sannsynlig at det er tilfellet noe lenger nord også.

5.3.2 Morfologisk tolkning av landskapet

Etzelmüller, Romstad & Fjellanger (2007) klassifiserte landskapet i Sør-Norge ut i fra dets morfologi. De identifiserte det paleiske landskapet, som flater i ulike høyder, til å utgjøre opp mot 50 % av det totale arealet. Lidmar-Bergstrøm et al. (2000) hevder at de ulike nivåene i det paleiske landskapet er knyttet til ulike perioder av erosjon og landheving, hvor de høyeste er de eldste. Riis (1996) identifiserte tre ulike nivåer i det paleiske landskapet, som i noen grad er påvirket av glasiale prosesser, men hvor det ikke har vært noen isostatisk kompensasjon. At det eksisterer flater i ulike nivåer i det paleiske landskapet er det dermed stor enighet om, men det er større uenighet om hvordan de er dannet og når det har skjedd. De paleiske overflatene blir i seg selv brukt som argument for at det må ha skjedd flere landhevninger ut ifra at de identifiseres som peneplan. Det blir en sirkulær tankegang som ikke tilfører ny innsikt.

5.3.3 Isdannelse over konvekse overflater

I det ene forsøket til Egholm et al. (2015) undersøker de hvilken virkning isbreer har for utformingen av konvekse overflater. Resultatene viser at de gangene det vokste is over flatene var det kun en tynn fastfrosset iskappe, som ikke hadde evne til å arbeide med underlaget. *De viste også at det er sjelden at is vokser på konvekse overflater overhodet.* Likevel er det en positiv innvirkning på periglasiale prosesser i tiden etter deglasiasjonen, og overflaten ble senket opp mot 30 meter. At isen ikke vokser seg tykk over konvekse overflater, taler for bevaring av landskapet under en kald is. Likevel viser overfordypningene og bunnmoreneformene at isen ikke har vært fastfrosset gjennom hele kvartær tid.

5.3.4 Glasial og periglasial påvirkning

Landskapet i studieområdet framstår ulikt avhengig av i hvilken skala det studeres. Sett fra avstand inngår studieområdet i en større helhet av paleisk landskap med flate toppområder i ulike nivåer. På kortere avstand kommer de glasiale formene fram, med fordypninger og ulike bunnmoreneformer. Krabbendam & Bradwell (2014) knytter landskapet med småvann og overfordypninger, til glasial erosjon gjennom flere glasiale sykler, eller til fjerning av dypforvitrede bergarter fra et eldre forvittringslandskap. Det er spesielt vanlig i områder der grunnfjellet består av gneis, som er en hard bergart.

Overfordypningene på fjellene sier i seg selv at diffusivitetsprosessen gjennom holocen ikke har vært spesielt effektiv. Om det hadde vært tilfelle, ville disse vært fylt opp av sedimenter og overflaten hadde vært jevnere. Dersom overfordypningene fylles opp av sedimenter vil videre sigeprosesser kunne bli mer effektive, ettersom en jevnere overflate gjør det lettere å frakte sedimentene ut av systemet. I enda mindre skala er det tydelige sigeformer i form av solifluksjonslober, som indikerer aktive fryse- og tineprosesser. Et eksempel på glasiale avsetninger og sig, er drumliner på Tverrfjellet (figur 16 og 18), som på avstand virker å være intakte i formen. Det ser kun ut til å være en liten utjevning av deres nedre kant. På nært hold er det tydelige dannelser av konvekse overflater i form av solifluksjonslober. Disse kan være dannet etter at isen smeltet bort, men de kan også være dannet i isfrie perioder i kvartær. Det eneste som kan vise at de er dannet etter isen trakk seg tilbake er solifluksjonslobene som er dannet på sidene av drumlinene. De må være fylt opp med sedimenter fra skråningen bak.

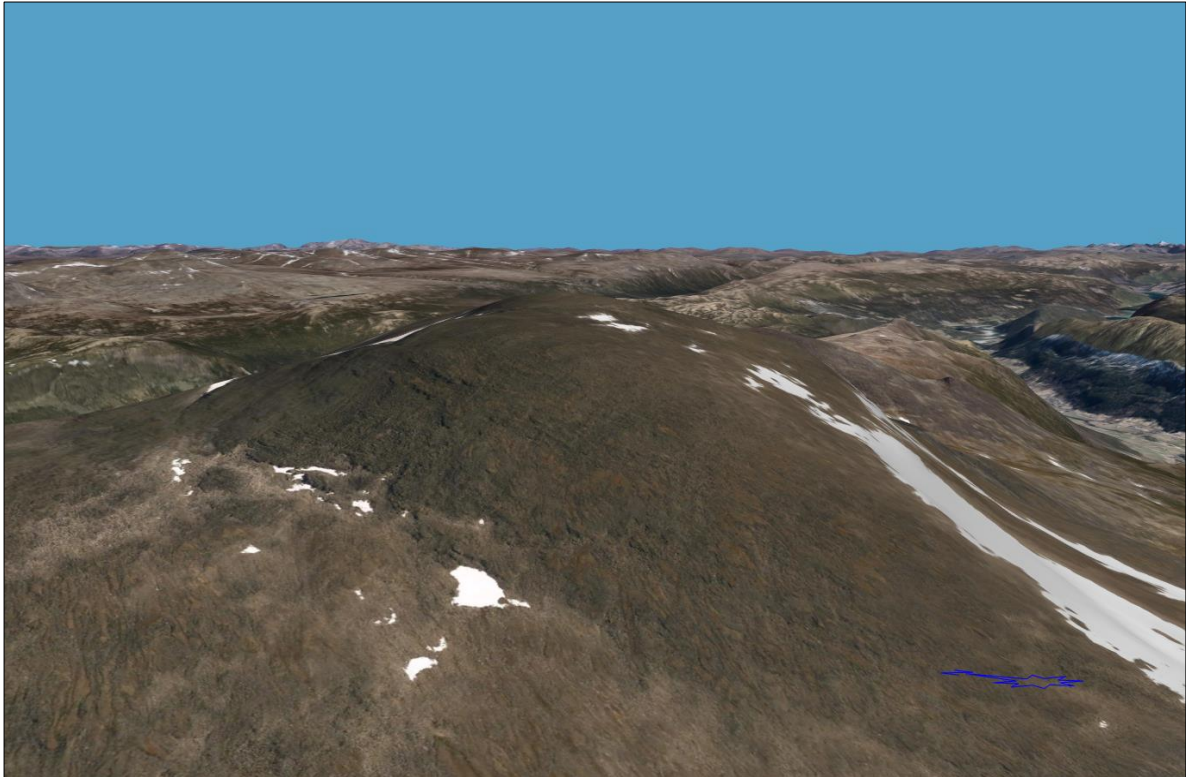
Isbreer lenger sør på Tverrfjellet og Lomseggje, sammen med mye periglasiale former, viser at området ligger der permafrostlinjen og den regionale likevektslinjen krysser hverandre. Dette innebærer at både periglasiale prosesser og glasiale prosesser er aktive i området samtidig (figur 4) (Etzelmüller et al., 2003). Ut fra teorien om glacial- og periglacial buzzsaw vil dette si at glasiale og periglasiale prosesser sammen arbeider for å begrense høyden på fjellene, ned mot den regionale likevektslinjen rundt 1500 m.o.h. (Mitchell & Montgomery, 2006; Hall & Kleman, 2014). Lengst øst i Sognefjorden er det imidlertid sannsynlig at kald is, under siste istids maksimum, har ligget lavere i terrenget enn den regionale likevektslinjen, og på den måten hindret glacial og periglacial erosjon over likevektslinjen (Steer et al., 2012).

Det er tydelig at det har ligget en bre over landskapet som på et tidspunkt har hatt vann ved sålen, og som dermed har vært i stand til å bevege seg og erodere underlaget (Hallet, Hunter & Bogen, 1996; Lidmar-Bergstrøm et al., 2000). Hele området viser tegn til glacial påvirkning, også helt opp mot toppunktene av fjellene. *Av den grunn er det stor grunn til å presisere at materialet som er i transport, kan være kun morene som omfordeles i skråningene. Om det er tilfellet er mine data mindre sammenlignbare med modellen til Egholm et al. (2015).*

På plataene er det tydelig avsatt morenemateriale, og løsmassekartet til NGU (2018) (figur 20) viser at det gjelder for store deler av området. For at frostforvitring og periglacial landskapsutvikling skal kunne bli en viktig prosess i området, og ikke kun landformutvikling, må eventuelt morenemateriale først fjernes. I følge Egholm et al. (2015) kan tidligere glacial erosjon legge forholdene bedre til rette for periglasiale prosesser like etter deglasiasjonen, ved at overflødig sediment er fraktet ut av systemet. Et tynnere sedimentdekke gjør større områder tilgjengelige for frostforvitring, og hindrer at systemet blir supply-limited, og kan gjøre diffusivitetprosessen mer effektiv.

Området framstår som et diffusivt landskap, da det eneste som finnes av kantete former er knyttet til botnbreen på Tverrfjellet. Dette hevder jeg på bakgrunn av observasjon av landskapet, og i motsetning til mine data som indikerer at solifluksjon ikke har stor betydning i området i dag. Spesielt de individuelle toppene på fjellene, har en helt jevn konveks overflate (figur 25). Det er sannsynlig at landskapet slik det framstår i dag er et resultat av altererende glasiale og periglasiale prosesser gjennom kvartær tid, og også kaldbaserte og varmbaserte isdekker. I løpet av isfrie perioder gjennom kvartær tid vil periglasiale prosesser ha vært en viktig agent. Periglasiale akkumulasjonsformer dannet gjennom isfrie perioder, i

form av solifluksjonslober, har blitt fjernet da det kom nye kalde perioder med isdekke. Ut fra den tankegangen må de diffusive prosessene starte på nytt hver gang isen smelter, men avhenger av hvor mye glasial erosjon det har vært i området. Samtidig ser den glasiiale påvirkningen ut til å øke fra øst mot vest i studieområdet, og stemmer sånn sett overens med at breen bevegde seg hurtig mot vest (Steer et al., 2012), og hadde stort potensiale for erosjon.



Figur 25 Viser toppen av Lomseggje, med tydelig påvirkning av diffusive prosesser (Norge i 3D, 2018).

De periglasiiale prosessene er framtrødende i landskapet, men de har i løpet av 10000 år ikke vært i stand til å fjerne sporene etter glasiasonene, og deres avsetningsformer. Dette viser at selv om de periglasiiale prosessene er aktive, er den storskala utformingen av landskapet i størst grad et resultat av glasiiale prosesser. Det kan ha sammenheng med at temperaturen gjennom holocen det meste av tiden har vært betydelig varmere enn i resten av kvartær, og har derfor ikke vært optimal for frostprosesser (Lilleøren et al., 2012).

Studieområdet kan ha vært dekket av is i lange perioder gjennom kvartær, ettersom temperaturen synker med høyde over havet. Om Egholm et al. (2015) sine resultater fra

isdannelse over konvekse overflater tas med i vurderingen blir dette noe mer nyansert. Moreneavsetningene og overfordypningene gjør det tydelig at isen på et tidspunkt har vært i bevegelse, og følgelig har hatt vann ved sålen. Likevel er det vanskelig å si hvor lenge isen har vært temperert og hvor lenge den har vært fastfrosset. Det er også usikkert hvor lenge området har ligget isfritt, som vil ha direkte innvirkning på hvor lenge periglasielle prosesser har vært aktive.

5.4 Tynt overflatedekke

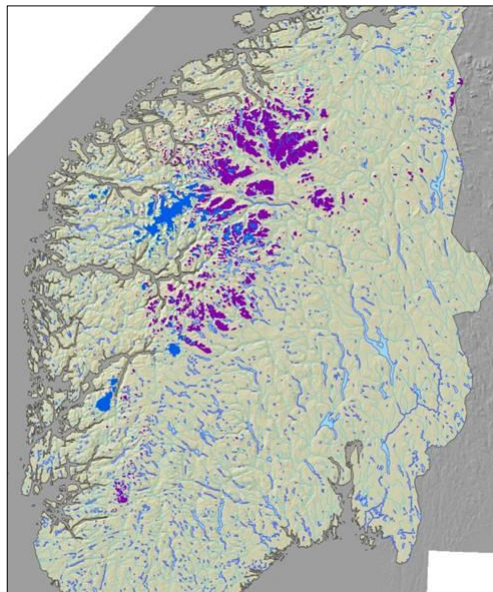
Ifølge NGU (2018) er det kun et tynt overflatedekke i området. At det er lite sedimenter der i dag kan bety at mye sedimenter er fraktet bort med isen. I tillegg knytter Heimsath et al. (2005) et tynt dekke til generelt liten transport. Heimsath et al. (1997) indikerer at konvekse overflater generelt har tynnere sedimentdekker. Det kan forklare at området kun i noen grad ser ut til å være preget av solifluksjonsformer i dag. Tykkelsen på sedimentdekket påvirker de andre prosessene som er aktive i skråningene i området. De prosessene virker tilbake på utviklingen i sedimentdekket.

Den mest åpenbare påvirkningen er at et tynt dekke gir mindre masse som faktisk kan transporteres. I tillegg kan mindre vann lagres i jorden jo tynnere løsmassedekket er. Følgelig kan mindre vann migrere til frysefronten. Det begrenser veksten av islinser, og gir igjen mindre frostheving. Tykkelsen på det aktive laget blir begrenset, og derfor dybden på bevegelsen. Det skjer som følge av kort avstand til grunnfjellet. På bakgrunn av det, er det usikkert om permafrosten her faktisk gjør et større volum tilgjengelig for transport. Det gjelder så fremt det ikke skjer nydannelse av sedimenter gjennom frostforvitring.

Om lobene hadde utviklet seg siden før holocen ville et større volum vært å forvente, men med mindre sedimenter tilgjengelig setter naturen begrensninger. Isen vil også ha fjernet akkumulasjonsformer i perioder der den har vært varmbasert i stor nok høyde over havet. I et scenario hvor isen ikke har ødelagt akkumulasjonsformene, og de er dannet tidligere i kvartær tid, må det ha vært ekstremt liten bevegelse ut ifra hvor lite volum de har i dag. Det er mer sannsynlig at formene er dannet i løpet av holocen, og at de dermed er relativt unge i denne sammenhengen.

5.4.1 Blokkmark?

Hva overflatedekket består av er usikkert. Som følge av høyden over havet, og tolkning av hvordan det ser ut, bør det være blokkmark. NGU (2018) har derimot klassifisert det kun som et tynt dekke, i tillegg til at det er mye morenemateriale rett nedenfor toppområdene.



Figur 26 Lilla farge viser blokkmark basert på satellittbildeklassifikasjon (grunnarbeid fra Gisnås et al., 2013).

Gisnås et al. (2013) brukte satellittbilder for å klassifisere områder med blokkmark i Sør-Norge (figur 26). I følge deres grunnarbeid, inngår studieområdet i sonen hvor fjellene er dekket av blokkmark. Hvis det er tilfellet at området er dekket av blokkmark, og jeg har vist at dekket er i bevegelse, er det ikke rimelig at den er gammel. Det hevder jeg ut i fra at det fortsatt er blokkmark tilstede etter transporten. Følgelig beviser det at blokkmarken fornyes kontinuerlig, og derfor sannsynligvis er dannet i løpet av kvartær tid ved frostforvitring (Matsuoka & Murton, 2008). Hvor mye blokkmark som eventuelt har blitt produsert av forvitring gjennom holocen kan jeg ikke vite ut fra metoden jeg har brukt. Dannelse gjennom kjemisk forvitring før kvartær tid, uten fornyelse (Nesje et al., 1988; Strømsøe & Paasche, 2011), passer ikke med mine funn, da resultatet etter transporten nedover skråningene hadde blitt en bar overflate. Det er imidlertid forutsatt at tykkelsen på sedimentdekket ikke er uendelig fra starten av.

5.5 Test av landskapsmodell, The periglacial engine

Modellen til Egholm et al. (2015) kontrollerer kun for klimavariasjon ved å simulere kvartære klimasvingninger, og ved at det er ulik høyde over havet. De ser bort fra alle andre faktorer som påvirker forvitring og transport, slik som eroderbarheten til berggrunnen, nedbør og snødekke. Dette er nødvendige forbehold å ta for å kunne gjennomføre en modellering, ettersom det ellers blir for mange parametere å kontrollere for. Modellen viser på grunn av dette hvordan situasjonen utvikler seg i en idealskråning, og hvordan det passer med skråninger ute i naturen må testes. Hvor godt modellen beskriver prosessen avhenger av i hvilken grad alle parameterne som påvirker den er tatt med, og blir tatt høyde for. Modellen forsøker kun å modellere frost creep, og ikke solifluksjon spesifikt, og det vil derfor bli en feil som underestimerer faktisk bevegelse. Forhold som påvirker solifluksjonsprosessen vil variere i tid og rom.

Tallene på landskapsdiffusivitet på Lomseggje og Tverrfjellet er så like at jeg bruker gjennomsnittet, $0,000027 \text{ m}^2/\text{år}$, for hele området, i vurderingen opp mot modelleringen til Egholm et al. (2015). Mine utregninger viser mye mindre transport enn selv de laveste ratene som blir skissert i modellen (figur 2). Dette er et absolutt minimumsestimert, og sier hvor mye masse som minimum har vært i bevegelse siden siste istid. Om en i stedet tenker seg en bevegelse på 1 cm i året, som hadde gitt en overflathastighet på $0,0025 \text{ m}/\text{år}$, gitt av arealet til en trekant ned til 0,5 m dybde, er det innenfor modellen til Egholm et al. (2015). Også disse ratene på bevegelse er små, men de havner likevel innenfor verdiene i modellen. Det viser at modellen i utgangspunktet favner ganske bredt, og understreker at mine tall på bevegelse er ekstremt små. Uansett gjør mine resultat det tydelig at modellen ikke kan brukes for forutse utviklingen i alle fjellområder hvor det er aktive periglasiale prosesser.

Ut i fra at jeg kun har undersøkt skråninger der det er sig og samtidig fått så lave tall på bevegelse, kan det bety at den totalt sett i hele området er lav, eller at metoden ikke fanger opp all bevegelse. Lave tall på bevegelse kan bety at creep-prosessen ikke er så viktig i landskapsutviklingen som modellen hevder at den er, og at de har overvurdert denne prosessen. Solifluksjonen i området styres av andre faktorer enn de Egholm et al (2015) har tatt høyde for i modellen. Et annet moment som er viktig å nevne, er tid. I modellen brukes syklene på 100000 år, og det har kun gått 10000 år siden siste istid. Den løpte tiden som landskapet med sikkerhet har ligget eksponert er dermed veldig kort sammenlignet med modellen.

6 Konklusjon

Målinger gjort av solifluksjonslober på Lomseggje og Tverrfjellet ga veldig lave rater på bevegelse. Kun $0,000027 \text{ m}^3/\text{år}$ transporteres i gjennomsnitt per meter i skråningene. I overflatehastighet tilsvarer det $0,01 \text{ mm}/\text{år}$. Dette er et absolutt minimumsestimat av den faktiske bevegelsen. Observasjon av området sannsynliggjør at bevegelsen er større enn det som kommer fram av mine resultater, selv om den totalt sett er liten. Testet opp mot modelleringen til Egholm et al. (2015) gir mine mål på landskapsdiffusivitet mye lavere rater på bevegelse enn det som modelleres. Temperatur, og klimavariasjon i form av høyde over havet, er de eneste parameterne det kontrolleres for i modellen. Ved undersøkelser av sammenhengen mellom volum og høyde over havet, og mellom volum og helningsgrad, har jeg vist at solifluksjonsprosessene i området i liten grad viser en kobling mellom temperatur og transportert volum, og helningsgrad og transportert volum. Videre betyr det at prosessen kan ha flere underliggende drivere enn de Egholm et al. (2015) tar høyde for.

Landskapet framstår i stor grad som preget av diffusivitet med jevne, og begynnende konvekse overflater som følge av sig. På samme tid er det klart at landskapet inngår som en del av det paleiske landskapet med flate toppområder. Glasiale trekk som overfordypninger og drumliner, gjør det helt sikkert at isen ikke har vært fastfrosset til underlaget i hele området gjennom hele kvartær tid. Periglasiale prosesser har vært aktive gjennom isfrie perioder, og later til å ha dannet dagens landskap i samspill med gjentagende isdekker over millioner av år. Solifluksjonslober dannet tidligere i kvartær tid må være fjernet av påfølgende isdekker. Egne observasjoner av området, og kart fra NGU, viser at det kun er et tynt materialdekke der i dag. På bakgrunn av at dagens lober ikke har et større volum, er det sannsynlig at de er dannet i løpet av holocen, og at landformene derfor er unge. Et tynt dekke med sedimenter gir også et mindre volum som kan transporteres.

Morenematerialet som er avsatt over store deler av studieområdet gjør situasjonen litt mer komplisert. Om materialet som er i bevegelse i dag, i form av solifluksjonslober, er morene, pågår ikke reell landskapsutvikling. I så fall er det kun landformutvikling som vil være dominerende prosess fram til morenematerialet er transportert ut av systemet. Rundt toppunktene på Lomseggje og Tverrfjellet er det sannsynlig at det er blokkmark som er under transport, og at den fornyes gjennom frostforvitring.

7 Videre forskning

Det trengs mer feltarbeid for å kunne undersøke hvor tykt materialdekke som er i transport. Å grave ned bevegelige «proppesøyler» i jorden som følger bevegelsen, og grave dem fram etter noen år gir et direkte mål på landskapsdiffusivitet. Det gir kvantitative data som kan brukes til å forstå viktigheten av sigeprosesser i landskapsutvikling. Målinger må gjentas over flere år for å validere dataene.

Opprinnelsen til sedimentene ville det være svært nyttig å få mer kunnskap om. Ettersom Norge har gjennomgått flere istider gjennom kvartær, er det også avsatt mye morenemateriale. Om materialet som er i bevegelse i skråninger i dag er morene eller forvittringsprodukter (blokkmark) vil ha direkte innvirkning på prosessene. Sig i morenemateriale vil kun danne landformer, og kan ikke brukes til å si noe om den storskala landskapsutviklingen. For å kunne avgrense morene og blokkmark er det nødvendig med mer prosessforskning på blokkmarken. En større forståelse av hvordan blokkmarken dannes gjør det mulig å lage tydeligere kriterier for å skille den fra morenemateriale.

Referanseliste

- Andersen, J. L., Egholm, D. L., Knudsen, M. F., Linge, H., Jansen, J. D., Pedersen, V. K., ... & Xu, S. (2018). Widespread erosion on high plateaus during recent glaciations in Scandinavia. *Nature communications*, 9(1), 830.
- Ballantyne, C. K. (2010). A general model of autochthonous blockfield evolution. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21(4). 289-300.
- Ballantyne, C. K. (2013). A 35-Year Record of Solifluction in a Maritime Periglacial Environment. *Permafrost and Periglacial Processes*, 24(1), 56-66.
- Boelhouwers, J. (2004). New Perspectives on Autochthonous Blockfield Development, *Polar Geography*, 28(2). 133-146.
- Clark, C. D., Hughes, A. L., Greenwood, S. L., Spagnolo, M., & Ng, F. S. (2009). Size and shape characteristics of drumlins, derived from a large sample, and associated scaling laws. *Quaternary Science Reviews*, 28(7-8), 677-692.
- Davis, W. M. (1899) The geographical cycle. *Geographical Journal*, Vol. 14, 481– 504.
- Egholm, D. L., Nielsen, S. B., Pedersen, V. K., & Lesemann, J. E. (2009). Glacial effects limiting mountain height. *Nature*, 460(7257), 884.
- Egholm, D. L., Andersen, J. L., Knudsen, M. F., Jansen, J. D., & Nielsen, S. B. (2015). The periglacial engine of mountain erosion-Part 2: Modelling large-scale landscape evolution. *Earth Surface Dynamics*, 3(4).
- Etzelmüller, B., Berthling, I., & Sollid, J. L. (1998). The distribution of permafrost in Southern Norway; a GIS approach. *Proceedings of the 7th International Conference on Permafrost, Yellowknife, Canada*. 23(27). 251-258.
- Etzelmüller, B., Ødegård, R. S., Berthling, I., & Sollid, J. L. (2001). Terrain parameters and remote sensing data in the analysis of permafrost distribution and periglacial processes: principles and examples from southern Norway. *Permafrost and Periglacial Processes*. 12(1). 79-92.
- Etzelmüller, B., Berthling, I., & Sollid, J. L. (2003). Aspects and concepts on the geomorphological significance of Holocene permafrost in southern Norway. *Geomorphology*, 52(1-2), 87-104.

- Etzelmüller, B., Romstad, B., & Fjellanger, J. (2007). Automatic regional classification of topography in Norway. *Norwegian Journal of Geology/Norsk Geologisk Forening*, 87.
- French, H., & Thorn, C. E. (2006). The changing nature of periglacial geomorphology. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 12(3).
- Gabet, E. J. (2000). Gopher bioturbation: Field evidence for non-linear hillslope diffusion. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25(13), 1419-1428.
- Gilbert, G. K. (1909). The convexity of hilltops. *The Journal of Geology*, 17(4), 344-350.
- Gisnås, K., Etzelmüller, B., Farbrot, H., Schuler, T. V., & Westermann, S. (2013). CryoGRID 1.0: Permafrost distribution in Norway estimated by a spatial numerical model. *Permafrost and Periglacial Processes*, 24(1), 2-19.
- Hales, T. C., & Roering, J. J. (2007). Climatic controls on frost cracking and implications for the evolution of bedrock landscapes. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112(F2).
- Hall, A. M., & Kleman, J. (2014). Glacial and periglacial buzzsaws: fitting mechanisms to metaphors. *Quaternary Research*. 81(2). 189-192.
- Hall, K., & André, M. F. (2001). New insights into rock weathering from high-frequency rock temperature data: an Antarctic study of weathering by thermal stress. *Geomorphology*, 41(1), 23-35.
- Hall, K., Thorn, C. E., Matsuoka, N., & Prick, A. (2002). Weathering in cold regions: some thoughts and perspectives. *Progress in Physical Geography*, 26(4), 577-603.
- Hallet, B., Hunter, L., & Bogen, J. (1996). Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: A review of field data and their implications. *Global and Planetary Change*, 12(1-4), 213-235.
- Harris, C., Kern-Luetsch, M., Murton, J., Font, M., Davies, M., & Smith, F. (2008). Solifluction Processes on Permafrost and Non-permafrost Slopes: Results of a Large-scale Laboratory Simulation. *Permafrost and Periglacial Processes*. 19. 359–378.
- Harris, C., Kern-Luetsch, M., Christiansen, H. H., & Smith, F. (2011). The role of interannual climate variability in controlling solifluction processes, Endalen, Svalbard. *Permafrost and Periglacial Processes*, 22(3), 239-253.

- Heimsath, A. M., Dietrich, W. E., Nishiizumi, K., & Finkel, R. C. (1997). The soil production function and landscape equilibrium. *Nature*, 388(6640), 358.
- Heimsath, A. M., Furbish, D. J., & Dietrich, W. E. (2005). The illusion of diffusion: Field evidence for depth-dependent sediment transport. *Geology*, 33(12), 949-952.
- Japsen, P., Bonow, J. M., Green, P. F., Chalmers, J. A., & Lidmar-Bergström, K. (2009). Formation, uplift and dissection of planation surfaces at passive continental margins—a new approach. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34(5), 683-699.
- Johnsson, A., Reiss, D., Hauber, E., Zanetti, M., Hiesinger, H., Johansson, L., & Olvmo, M. (2012). Periglacial mass-wasting landforms on Mars suggestive of transient liquid water in the recent past: Insights from solifluction lobes on Svalbard. *Icarus*. 218(1). 489-505.
- Juliussen, H., & Humlum, O. (2008). Thermal regime of openwork block fields on the mountains Elgåhogna and Sølen, central-eastern Norway. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19(1), 1-18.
- Kielland, P., G. (2010). *Kvartær landskapsutvikling I Tverrfjellet Nordøstlige Breheimen, kartlegging av landformer og fjellpermafrost*. Masteroppgave. Trondheim: Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet (NTNU).
- Krabbendam, M., & Bradwell, T. (2014). Quaternary evolution of glaciated gneiss terrains: pre-glacial weathering vs. glacial erosion. *Quaternary Science Reviews*, 95, 20-42.
- Lidmar-Bergström, K., Ollier, C. D., & Sulebak, J. R. (2000). Landforms and uplift history of southern Norway. *Global and Planetary Change*, 24(3-4), 211-231.
- Lilleøren, K. S., Etzelmüller, B., Schuler, T. V., Gisnås, K., & Humlum, O. (2012). The relative age of mountain permafrost—estimation of Holocene permafrost limits in Norway. *Global and Planetary Change*, 92, 209-223.
- Mitchell, S. G., & Montgomery, D. R. (2006). Influence of a glacial buzzsaw on the height and morphology of the Cascade Range in central Washington State, USA. *Quaternary Research*, 65(1), 96-107.
- Matsuoka, N. (2001). Solifluction rates, processes and landforms: a global review. *Earth-Science Reviews*. 55(1-2). 107-134.

- Matsuoka, N., Hirakawa, K., Watanabe, T., & Moriwaki K. (1997). Monitoring of Periglacial Slope Processes in the Swiss Alps: the First Two Years of Frost Shattering, Heave and Creep. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8(2), 155-177.
- Matsuoka, N., & Humlum, O. (2003). Monitoring periglacial processes: new methodology and technology. *Permafrost and Periglacial Processes*, 14(4), 299-303.
- Matsuoka, N., & Ikeda, A. (2005). Morphometric analysis of solifluction lobes and rock glaciers in the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16(1), 99-113.
- Matsuoka, N., & Murton, J. (2008). Frost Weathering: Recent Advances and Future Directions. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19, 195–210.
- Nesje, A., Dahl, S. O., Anda, E., & Rye, N. (1988). Block fields in southern Norway: Significance for the Late Weichselian ice sheet. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 68(3), 149-169.
- NGU. (2018). Berggrunkart.
http://geo.ngu.no/kart/berggrunn_mobil/?map=Berggrunn.N250&extent=66085,6857336,196103,6916769 (Hentet 28.04.2018).
- NGU. (2018). Løsmassekart.
http://geo.ngu.no/kart/losmasse_mobil/?extent=117193,6862236,180507,6891178 (Hentet 28.04.2018).
- Nielsen, S. B., Gallagher, K., Leighton, C., Balling, N., Svenningsen, L., Jacobsen, B. H., ... & Summerfield, M. A. (2009). The evolution of western Scandinavian topography: a review of Neogene uplift versus the ICE (isostasy–climate–erosion) hypothesis. *Journal of Geodynamics*, 47(2-3), 72-95.
- Norge i bilder. (2018).
 Norgeibilder.no
- Norge i 3D. (2018).
 Norgei3D.no
- Norgeskart. (2018). Områdekart.
<https://www.norgeskart.no/#!?project=seeiendom&layers=1002,1015&zoom=9&lat=6873715.90&lon=136185.36> (Hentet 27.04.2018).

- Porter, S. C. (1989). Some geological implications of average Quaternary glacial conditions. *Quaternary Research*, 32(3), 245-261.
- Rea, B. R., Whalley, W. B., Rainey, M. M., & Gordon, J. E. (1996). Blockfields, old or new? Evidence and implications from some plateaus in northern Norway. *Geomorphology*, 15(2), 109-121.
- Reusch, H. (1900). Nogle bidrag til forstaaelsen af, hvorledes Norges dale og fjelde er blevne til.
http://www.ngu.no/filearchive/NGUPublikasjoner/NGUnr_32_Reusch_124_217.pdf
 (Hentet 27.04.2018).
- Riis, F. (1996). Quantification of Cenozoic vertical movements of Scandinavia by correlation of morphological surfaces with offshore data. *Global and Planetary Change*, 12(1-4), 331-357.
- Roering, J. J., Kirchner, J. W., & Dietrich, W. E. (1999). Evidence for nonlinear, diffusive sediment transport on hillslopes and implications for landscape morphology. *Water Resources Research*, 35(3), 853-870.
- Roering, J. J., Kirchner, J. W., Sklar, L. S., & Dietrich, W. E. (2001). Hillslope evolution by nonlinear creep and landsliding: An experimental study. *Geology*, 29(2), 143-146.
- Rohrman, M., Beek, P., Andriessen, P., & Cloetingh, S. (1995) Meso-Cenozoic morphotectonic evolution of southern Norway: Neogene domal uplift inferred from apatite fission track thermochronology. *Tectonics*, 14(3), 704-718.
- Senorge (2018) Nedbør- og temperaturdata. <http://www.senorge.no/index.html?p=klima>
 (Hentet 27.04.2018).
- Steer, P., Huismans, R. S., Valla, P. G., Gac, S., & Herman, F. (2012). Bimodal Plio–Quaternary glacial erosion of fjords and low-relief surfaces in Scandinavia. *Nature Geoscience*, 5(9), 635.
- Strømsøe, J. R., & Paasche, Ø. (2011) Weathering patterns in high-latitude regolith. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 116(F3).
- Ødegård, R. S., Hoelzle, M., Vedel Johansen, K., & L. Sollid, J. (1996) Permafrost mapping and prospecting in southern Norway. *Norsk geografisk tidsskrift-Norwegian Journal of Geography*, 50(1). 41-53.

Vedlegg A: Tabeller med verdier for alle undersøkte ruter

Tabellene viser innhentet data om hver enkelt solifluksjonslobe fordelt på 13 ruter på Lomseggje og 13 ruter på Tverrfjellet.

A 1 Verdier for hver enkelt solifluksjonslobe, og lokale forhold i skråningene. Areal m², hentet fra Norge i bilder. Fronthøyde m, høyden på lobefronten regnet ut fra differansen mellom høyde over havet på lobefronten, og høyde over havet under lobefronten. Volum m³, gitt av formel 2. Høyeste punkt er høyde over havet ved øvre kant av ruten. Laveste punkt er høyde over havet ved nedre kant av ruten. Helningsgraden er gjennomsnittsverdi for hele ruten gitt av formel 1.

Rute 1 Lomseggje					
Lobe	Areal m ²	Høyde over havet på lobefronten	Høyde over havet under lobefronten	Fronthøyde m	Volum m ³
1	971	1370	1369,4	0,6	233,04
2	803	1369,9	1369,2	0,7	224,84
3	680	1370,2	1369,3	0,9	244,8
4	435	1371,5	1369,4	2,1	365,4
5	253	1371,9	1369,9	2	202,4
6	157	1373,3	1371,8	1,5	94,2
7	536	1368,1	1366,6	1,5	321,6
8	448	1369,2	1368,2	1	179,2
9	240	1371,1	1369,5	1,6	153,6
10	347	1367,6	1366,6	1	138,8
11	1029	1351,9	1349,8	2,1	864,36
12	306	1364,3	1363,6	0,7	85,68
13	404	1359,2	1357,8	1,4	226,24
14	837	1357,3	1356,2	1,1	368,28
15	1276	1350,8	1349	1,8	918,72
16	481	1358,6	1357,5	1,1	211,64
17	204	1357,6	1357	0,6	48,96
18	798	1342,6	1341,5	1,1	351,12
19	666	1346,5	1345,1	1,4	372,96
20	711	1345,8	1344,7	1,1	312,84
21	331	1344,7	1344,1	0,6	79,44
22	338	1344,8	1343,8	1	135,2
23	924	1325,1	1323,8	1,3	480,48
24	1023	1320,8	1319,4	1,4	572,88
25	202	1329,4	1328,6	0,8	64,64
26	115	1330,6	1329	1,6	73,6
27	93	1330	1328,7	1,3	48,36
28	675	1322,4	1321,6	0,8	216
29	52	1322,5	1321,5	1	20,8

30	246	1315,7	1314,5	1,2	118,08
31	269	1318	1316,9	1,1	118,36
Høyeste punkt	1373,3				
Laveste punkt	1316,9				
Helning °	15,7				
UTM33	6873508 N			158133 Ø	

A 2 Verdier for hver enkelt solifluksjonslobe, og lokale forhold i skråningene. Areal m², hentet fra Norge i bilder. Fronthøyde m, høyden på lobefronten regnet ut fra differansen mellom høyde over havet på lobefronten, og høyde over havet under lobefronten. Volum m³, gitt av formel 2. Høyeste punkt er høyde over havet ved øvre kant av ruten. Laveste punkt er høyde over havet ved nedre kant av ruten. Helningsgraden er gjennomsnittsverdi for hele ruten gitt av formel 1.

Rute 2 Lomseggje					
Lobe	Areal m ²	Høyde over havet på lobefronten	Høyde over havet under lobefronten	Fronthøyde m	Volum m ³
32	268	1481,3	1480,3	1	107,2
33	563	1473,2	1472,3	0,9	202,68
34	423	1484,1	1483,7	0,4	67,68
35	589	1481,7	1480,9	0,8	188,48
36	618	1472,8	1471,9	0,9	222,48
37	664	1418,4	1416,7	1,7	451,52
38	1095	1420,8	1418,4	2,4	1051,2
39	783	1450,6	1449,1	1,5	469,8
40	1534	1397,9	1395,4	2,5	1534
41	1617	1411,5	1409,7	1,8	1164,24
42	619	1411,9	1410,5	1,4	346,64
Høyeste punkt	1484,1				
Laveste punkt	1395,4				
Helning °	23,9				
UTM33	6873864 N			150027 Ø	

A 3 Verdier for hver enkelt solifluksjonslobe, og lokale forhold i skråningene. Areal m², hentet fra Norge i bilder. Fronthøyde m, høyden på lobefronten regnet ut fra differansen mellom høyde over havet på lobefronten, og høyde over havet under lobefronten. Volum m³, gitt av formel 2. Høyeste punkt er høyde over havet ved øvre kant av ruten. Laveste punkt er høyde over havet ved nedre kant av ruten. Helningsgraden er gjennomsnittsverdi for hele ruten gitt av formel 1.

Rute 3 Lomseggje					
Lobe	Areal m ²	Høyde over havet på lobefronten	Høyde over havet under lobefronten	Fronthøyde m	Volum m ³
43	1860	1368,4	1367,2	1,2	892,8
44	1749	1376	1375,2	0,8	559,68
45	862	1378,2	1376,8	1,4	482,72
46	4794	1354	1352,1	1,9	3643,44
47	4023	1353,8	1351,6	2,2	3540,24
48	1961	1342,3	1340,1	2,2	1725,68
49	8031	1324,8	1322,7	2,1	6746,04
50	3367	1346,4	1345,2	1,2	1616,16
51	697	1351,3	1350,9	0,4	111,52
52	2442	1325,5	1322,6	2,9	2832,72
Høyeste punkt	1378,2				
Laveste punkt	1322,6				
Helning °	15,5				
UTM33	6874404 N			152727 Ø	

A 4 Verdier for hver enkelt solifluksjonslobe, og lokale forhold i skråningene. Areal m², hentet fra Norge i bilder. Fronthøyde m, høyden på lobefronten regnet ut fra differansen mellom høyde over havet på lobefronten, og høyde over havet under lobefronten. Volum m³, gitt av formel 2. Høyeste punkt er høyde over havet ved øvre kant av ruten. Laveste punkt er høyde over havet ved nedre kant av ruten. Helningsgraden er gjennomsnittsverdi for hele ruten gitt av formel 1.

Rute 4 Lomseggje					
Lobe	Areal m ²	Høyde over havet på lobefronten	Høyde over havet under lobefronten	Fronthøyde m	Volum m ³
53	4726	1773,3	1771,7	1,6	3024,64
54	1053	1794,7	1792,2	2,5	1053
55	6406	1756,6	1754,8	1,8	4612,32
56	2839	1763,4	1760,9	2,5	2839
57	7316	1731,1	1729	2,1	6145,44
58	5540	1746,3	1743,5	2,8	6204,8

Høyeste punkt	1794,7		
Laveste punkt	1729		
Helning °	18,2		
UTM33	6872874 N		147262 Ø

A 5 Verdier for hver enkelt solifluksjonslobe, og lokale forhold i skråningene. Areal m², hentet fra Norge i bilder. Fronthøyde m, høyden på lobefronten regnet ut fra differansen mellom høyde over havet på lobefronten, og høyde over havet under lobefronten. Volum m³, gitt av formel 2. Høyeste punkt er høyde over havet ved øvre kant av ruten. Laveste punkt er høyde over havet ved nedre kant av ruten. Helningsgraden er gjennomsnittsverdi for hele ruten gitt av formel 1.

Rute 5 Lomseggje					
Lobe	Areal m ²	Høyde over havet på lobefronten	Høyde over havet under lobefronten	Fronthøyde m	Volum m ³
59	1124	1723,3	1722,5	0,8	359,68
60	7268	1738,2	1737,3	0,9	2616,48
61	1276	1737,1	1736,2	0,9	459,36
62	1779	1726,1	1724,8	1,3	925,08
63	6901	1757,3	1756,3	1	2760,4
64	3333	1774,5	1773,3	1,2	1599,84
65	5817	1779,1	1777,7	1,4	3257,52
Høyeste punkt	1779,1				
Laveste punkt	1722,5				
Helning °	15,8				
UTM33	6870906 N				150071 Ø

A 6 Verdier for hver enkelt solifluksjonslobe, og lokale forhold i skråningene. Areal m², hentet fra Norge i bilder. Fronthøyde m, høyden på lobefronten regnet ut fra differansen mellom høyde over havet på lobefronten, og høyde over havet under lobefronten. Volum m³, gitt av formel 2. Høyeste punkt er høyde over havet ved øvre kant av ruten. Laveste punkt er høyde over havet ved nedre kant av ruten. Helningsgraden er gjennomsnittsverdi for hele ruten gitt av formel 1.

Rute 6 Lomseggje					
Lobe	Areal m ²	Høyde over havet på lobefronten	Høyde over havet under lobefronten	Fronthøyde m	Volum m ³
66	1626	1512,6	1511,5	1,1	715,44
67	505	1514,6	1513,4	1,2	242,4
68	706	1499,2	1498,6	0,6	169,44
69	2218	1534	1532,8	1,2	1064,64
70	1623	1528,8	1528	0,8	519,36
71	1815	1516,6	1515,1	1,5	1089
72	1093	1524,7	1524,1	0,6	262,32
73	1376	1578,4	1577,8	0,6	330,24
74	1849	1569,6	1568,9	0,7	517,72
75	608	1546,4	1545,7	0,7	170,24
76	846	1564,7	1563,2	1,5	507,6
Høyeste punkt		1578,4			
Laveste punkt		1498,6			
Helning °		21,8			
UTM33	6871285 N			152092 Ø	

A 7 Verdier for hver enkelt solifluksjonslobe, og lokale forhold i skråningene. Areal m², hentet fra Norge i bilder. Fronthøyde m, høyden på lobefronten regnet ut fra differansen mellom høyde over havet på lobefronten, og høyde over havet under lobefronten. Volum m³, gitt av formel 2. Høyeste punkt er høyde over havet ved øvre kant av ruten. Laveste punkt er høyde over havet ved nedre kant av ruten. Helningsgraden er gjennomsnittsverdi for hele ruten gitt av formel 1.

Rute 7 Lomseggje					
Lobe	Areal m ²	Høyde over havet på lobefronten	Høyde over havet under lobefronten	Fronthøyde m	Volum m ³
77	500	1643,5	1642,7	0,8	160
78	5375	1654,7	1652,8	1,9	4085
79	900	1666,4	1665,2	1,2	432
80	860	1652,7	1651,7	1	344
81	384	1666,7	1666,2	0,5	76,8
82	1142	1691,2	1690,8	0,4	182,72
83	380	1693,8	1692,5	1,3	197,6

84	215	1681	1679	2	172
85	220	1693,2	1692,7	0,5	44
86	270	1707	1706	1	108
87	154	1699,9	1699	0,9	55,44
88	405	1704,2	1703,2	1	162
Høyeste punkt	1707				
Laveste punkt	1642,7				
Helning °	17,8				
UTM33	6871957 N				152880 Ø

A 8 Verdier for hver enkelt solifluksjonslobe, og lokale forhold i skråningene. Areal m², hentet fra Norge i bilder. Fronthøyde m, høyden på lobefronten regnet ut fra differansen mellom høyde over havet på lobefronten, og høyde over havet under lobefronten. Volum m³, gitt av formel 2. Høyeste punkt er høyde over havet ved øvre kant av ruten. Laveste punkt er høyde over havet ved nedre kant av ruten. Helningsgraden er gjennomsnittsverdi for hele ruten gitt av formel 1.

Rute 8 Lomseggje					
Lobe	Areal m ²	Høyde over havet på lobefronten	Høyde over havet under lobefronten	Fronthøyde m	Volum m ³
89	182	1534,2	1533,4	0,8	58,24
90	719	1527,9	1527,1	0,8	230,08
91	495	1524,5	1523,9	0,6	118,8
92	454	1524,1	1523,7	0,4	72,64
93	304	1521,3	1520,1	1,2	145,92
94	719	1540,5	1539,7	0,8	230,08
95	755	1532,7	1532,1	0,6	181,2
96	374	1529	1528,4	0,6	89,76
97	653	1546,5	1545,5	1	261,2
98	623	1544,1	1543	1,1	274,12
99	255	1543,1	1542,2	0,9	91,8
100	1586	1535,9	1534,7	1,2	761,28
101	993	1553,3	1552,6	0,7	278,04
102	984	1554,8	1553,4	1,4	551,04
103	372	1559,4	1558,8	0,6	89,28
104	618	1558,4	1557,1	1,3	321,36
105	799	1563,9	1563,2	0,7	223,72
106	859	1563,3	1562,8	0,5	171,8
Høyeste punkt	1563,9				

Laveste punkt	1520,1		
Helning °	12,4		
UTM33	6872603 N		154508 Ø

A 9 Verdier for hver enkelt solifluksjonslobe, og lokale forhold i skråningene. Areal m², hentet fra Norge i bilder. Fronthøyde m, høyden på lobefronten regnet ut fra differansen mellom høyde over havet på lobefronten, og høyde over havet under lobefronten. Volum m³, gitt av formel 2. Høyeste punkt er høyde over havet ved øvre kant av ruten. Laveste punkt er høyde over havet ved nedre kant av ruten. Helningsgraden er gjennomsnittsverdi for hele ruten gitt av formel 1.

Rute 9 Lomseggje					
Lobe	Areal m ²	Høyde over havet på lobefronten	Høyde over havet under lobefronten	Fronthøyde m	Volum m ³
107	496	1966,2	1965,5	0,7	138,88
108	572	1969,4	1968,6	0,8	183,04
109	329	1965,1	1964	1,1	144,76
110	543	1966,9	1965,9	1	217,2
111	190	1958,4	1957,5	0,9	68,4
112	485	1956,3	1955,7	0,6	116,4
113	592	1955,3	1954,2	1,1	260,48
114	383	1948,3	1947,5	0,8	122,56
115	377	1954,2	1953,4	0,8	120,64
116	303	1950,5	1949,4	1,1	133,32
117	196	1955,9	1955	0,9	70,56
118	218	1952,3	1951,7	0,6	52,32
119	584	1936,9	1935,9	1	233,6
120	178	1945,8	1945,1	0,7	49,84
121	157	1945,7	1945,2	0,5	31,4
122	809	1941,3	1940,8	0,5	161,8
123	468	1942,8	1941,7	1,1	205,92
124	323	1947,3	1945,7	1,6	206,72
125	367	1950,5	1949,3	1,2	176,16
126	330	1955,1	1954,4	0,7	92,4
127	1010	1939,2	1938,3	0,9	363,6
128	227	1941,6	1940,8	0,8	72,64
129	263	1935,2	1934,4	0,8	84,16
130	456	1939,1	1938,6	0,5	91,2
131	204	1936,7	1935,3	1,4	114,24
132	359	1932,4	1931,3	1,1	157,96
133	1170	1907,6	1906,5	1,1	514,8
134	337	1917,6	1916	1,6	215,68

135	1314	1909,8	1908,1	1,7	893,52
136	1261	1894	1893,1	0,9	453,96
137	1650	1896,8	1895,9	0,9	594
138	429	1893,4	1892,3	1,1	188,76
139	554	1895,2	1894	1,2	265,92
140	449	1899,4	1898,5	0,9	161,64
141	299	1903,1	1902,4	0,7	83,72
142	178	1901,7	1900,8	0,9	64,08
143	448	1994,7	1993,3	1,4	250,88
Høyeste punkt	1994,7				
Laveste punkt	1892,3				
Helning °	27,1				
UTM33	6871333 N			150469 Ø	

A 10 Verdier for hver enkelt solfluksjonslobe, og lokale forhold i skråningene. Areal m², hentet fra Norge i bilder. Fronthøyde m, høyden på lobefronten regnet ut fra differansen mellom høyde over havet på lobefronten, og høyde over havet under lobefronten. Volum m³, gitt av formel 2. Høyeste punkt er høyde over havet ved øvre kant av ruten. Laveste punkt er høyde over havet ved nedre kant av ruten. Helningsgraden er gjennomsnittsverdi for hele ruten gitt av formel 1.

Rute 10 Lomseggje					
Lobe	Areal m ²	Høyde over havet på lobefronten	Høyde over havet under lobefronten	Fronthøyde m	Volum m ³
144	1679,1	1679,1	1678,2	0,9	352,8
145	1675,1	1675,1	1674,2	0,9	325,08
146	1692,3	1692,3	1691,6	0,7	112,84
147	1693,7	1693,7	1692,6	1,1	96,36
148	1685	1685	1684,2	0,8	324,8
149	1687,9	1687,9	1686,7	1,2	131,52
150	1666	1666	1665	1	128,4
151	1667,2	1667,2	1666,4	0,8	196,16
152	1661,1	1661,1	1659,5	1,6	529,92
153	1652,2	1652,2	1651,3	0,9	358,2
154	1665,3	1665,3	1664,3	1	427,6
155	1650,9	1650,9	1649,3	1,6	593,28
156	1653,5	1653,5	1652,3	1,2	388,32
157	1620,1	1620,1	1618	2,1	5727,12
158	1640,8	1640,8	1639,6	1,2	241,44
159	1628,8	1628,8	1626,9	1,9	614,84

160	1624,8	1624,8	1622,7	2,1	1034,88
Høyeste punkt	1693,7				
Laveste punkt	1618				
Helning °	20,7				
UTM33	6873574 N				151821 Ø

A 11 Verdier for hver enkelt solifluksjonslobe, og lokale forhold i skråningene. Areal m², hentet fra Norge i bilder. Fronthøyde m, høyden på lobefronten regnet ut fra differansen mellom høyde over havet på lobefronten, og høyde over havet under lobefronten. Volum m³, gitt av formel 2. Høyeste punkt er høyde over havet ved øvre kant av ruten. Laveste punkt er høyde over havet ved nedre kant av ruten. Helningsgraden er gjennomsnittsverdi for hele ruten gitt av formel 1.

Rute 11 Lomseggje					
Lobe	Areal m ²	Høyde over havet på lobefronten	Høyde over havet under lobefronten	Fronthøyde m	Volum m ³
161	451	1929,4	1928,7	0,7	126,28
162	2238	1963,2	1961,3	1,9	1700,88
163	984	1976,8	1975,9	0,9	354,24
164	997	1962,4	1961,7	0,7	279,16
165	496	1961,5	1960,8	0,7	138,88
166	1258	1931,8	1930,3	1,5	754,8
167	1182	1949,3	1948,1	1,2	567,36
168	965	1943,6	1942,8	0,8	308,8
169	1709	1919,7	1918,4	1,3	888,68
170	2104	1930,6	1929,2	1,4	1178,24
171	1690	1909,5	1908,1	1,4	946,4
172	997	1916,2	1915,3	0,9	358,92
173	1148	1926,6	1925	1,6	734,72
174	983	1910	1908,7	1,3	511,16
Høyeste punkt	1976,8				
Laveste punkt	1908,1				
Helning °	19				
UTM33	6872430 N				151015 Ø

A 12 Verdier for hver enkelt solifluksjonslobe, og lokale forhold i skråningene. Areal m², hentet fra Norge i bilder. Fronthøyde m, høyden på lobefronten regnet ut fra differansen mellom høyde over havet på lobefronten, og høyde over havet under lobefronten. Volum m³, gitt av formel 2. Høyeste punkt er høyde over havet ved øvre kant av ruten. Laveste punkt er høyde over havet ved nedre kant av ruten. Helningsgraden er gjennomsnittsverdi for hele ruten gitt av formel 1.

Rute 12 Lomseggje					
Lobe	Areal m ²	Høyde over havet på lobefronten	Høyde over havet under lobefronten	Fronthøyde m	Volum m ³
175	3571	1671,2	1670,1	11,1	1571,24
176	7545	1654,2	1653	1,2	3621,6
177	10688	1652,8	1651,1	1,7	7267,84
178	4635	1659,3	1658,1	1,2	2224,8
179	2397	1640,8	1639,7	1,1	1054,68
180	1733	1636,5	1635,8	0,7	485,24
181	3445	1642,9	1641,8	1,1	1515,8
Høyeste punkt	1671,2				
Laveste punkt	1635,8				
Helning °	10				
UTM33	6872790 N			148714 Ø	

A 13 Verdier for hver enkelt solifluksjonslobe, og lokale forhold i skråningene. Areal m², hentet fra Norge i bilder. Fronthøyde m, høyden på lobefronten regnet ut fra differansen mellom høyde over havet på lobefronten, og høyde over havet under lobefronten. Volum m³, gitt av formel 2. Høyeste punkt er høyde over havet ved øvre kant av ruten. Laveste punkt er høyde over havet ved nedre kant av ruten. Helningsgraden er gjennomsnittsverdi for hele ruten gitt av formel 1.

Rute 13 Lomseggje					
Lobe	Areal m ²	Høyde over havet på lobefronten	Høyde over havet under lobefronten	Fronthøyde m	Volum m ³
182	473	1850,7	1850	0,7	132,44
183	335	1854,7	1853,8	0,9	120,6
184	582	1853,6	1852,9	0,7	162,96
185	322	1854,7	1853,9	0,8	103,04
186	686	1850,4	1849,8	0,6	164,64
187	322	1845,8	1844,2	1,6	206,08
188	1660	1830,8	1829,9	0,9	597,6
189	389	1831,9	1831,5	0,4	62,24
190	313	1837,4	1836,7	0,7	87,64
191	1841	1822	1820,2	1,8	1325,52
192	2461	1816,7	1815,4	1,3	1279,72

193	2558	1805,8	1804,3	1,5	1534,8
194	790	1810,8	1808,6	2,2	695,2
195	1198	1802,8	1801	1,8	862,56
196	735	1798,3	1797	1,3	382,2
197	517	1796,7	1795,8	0,9	186,12
Høyeste punkt	1854,7				
Laveste punkt	1795,8				
Helning °	16,4				
UTM33	6872803 N				152261 Ø

A 14 Verdier for hver enkelt solfluksjonslobe, og lokale forhold i skråningene. Areal m², hentet fra Norge i bilder. Fronthøyde m, høyden på lobefronten regnet ut fra differansen mellom høyde over havet på lobefronten, og høyde over havet under lobefronten. Volum m³, gitt av formel 2. Høyeste punkt er høyde over havet ved øvre kant av ruten. Laveste punkt er høyde over havet ved nedre kant av ruten. Helningsgraden er gjennomsnittsverdi for hele ruten gitt av formel 1.

Rute 14 Tverrfjellet					
Lobe	Areal m ²	Høyde over havet på lobefronten	Høyde over havet under lobefronten	Fronthøyde m	Volum m ³
198	5833	1494,4	1492,9	1,5	3499,8
199	4139	1490,1	1489,7	0,4	662,24
200	2039	1488,6	1487,9	0,7	570,92
201	5597	1476,3	1475,9	0,4	895,52
202	1780	1471,7	1471,1	0,6	427,2
Høyeste punkt	1494,4				
Laveste punkt	1471,1				
Helning °	6,6				
UTM33	6873026 N				138999 Ø

A 15 Verdier for hver enkelt solifluksjonslobe, og lokale forhold i skråningene. Areal m², hentet fra Norge i bilder. Fronthøyde m, høyden på lobefronten regnet ut fra differansen mellom høyde over havet på lobefronten, og høyde over havet under lobefronten. Volum m³, gitt av formel 2. Høyeste punkt er høyde over havet ved øvre kant av ruten. Laveste punkt er høyde over havet ved nedre kant av ruten. Helningsgraden er gjennomsnittsverdi for hele ruten gitt av formel 1.

Rute 15 Tverrfjellet					
Lobe	Areal m ²	Høyde over havet på lobefronten	Høyde over havet under lobefronten	Fronthøyde m	Volum m ³
203	10508	1650,9	1648,8	2,1	8826,72
204	1823	1657,5	1655,9	1,6	1166,72
205	7441	1686	1683,9	2,1	6250,44
206	5394	1691	1689,1	1,9	4099,44
207	1124	1712,3	1711,1	1,2	539,52
Høyeste punkt	1712,3				
Laveste punkt	1648,8				
Helning °	17,6				
UTM33	6874991 N			141192 Ø	

A 16 Verdier for hver enkelt solifluksjonslobe, og lokale forhold i skråningene. Areal m², hentet fra Norge i bilder. Fronthøyde m, høyden på lobefronten regnet ut fra differansen mellom høyde over havet på lobefronten, og høyde over havet under lobefronten. Volum m³, gitt av formel 2. Høyeste punkt er høyde over havet ved øvre kant av ruten. Laveste punkt er høyde over havet ved nedre kant av ruten. Helningsgraden er gjennomsnittsverdi for hele ruten gitt av formel 1.

Rute 16 Tverrfjellet					
Lobe	Areal m ²	Høyde over havet på lobefronten	Høyde over havet under lobefronten	Fronthøyde m	Volum m ³
208	32	1835,1	1834,5	0,6	7,68
209	93	1838,8	1838,1	0,7	26,04
210	25	1839	1838,5	0,5	5
211	124	1852,1	1851,2	0,9	44,64
212	78	1865,3	1864,5	0,8	24,96
213	602	1875	1873,5	1,5	361,2
Høyeste punkt	1875				
Laveste punkt	1838,1				
Helning °	10,5				
UTM33	6871301 N			136463 Ø	

A 17 Verdier for hver enkelt solifluksjonslobe, og lokale forhold i skråningene. Areal m², hentet fra Norge i bilder. Fronthøyde m, høyden på lobefronten regnet ut fra differansen mellom høyde over havet på lobefronten, og høyde over havet under lobefronten. Volum m³, gitt av formel 2. Høyeste punkt er høyde over havet ved øvre kant av ruten. Laveste punkt er høyde over havet ved nedre kant av ruten. Helningsgraden er gjennomsnittsverdi for hele ruten gitt av formel 1.

Rute 17 Tverrfjellet					
Lobe	Areal m ²	Høyde over havet på lobefronten	Høyde over havet under lobefronten	Fronthøyde m	Volum m ³
214	4363	1483,7	1482,5	1,2	2094,24
215	3381	1485,9	1485	0,9	1217,16
216	3510	1488,8	1487,7	1,1	1544,4
217	5684	1491,4	1489,8	1,6	3637,76
218	691	1473,2	1471,9	1,3	359,32
219	3923	1482	1480,1	1,9	2981,48
220	446	1468,3	1466,8	1,5	267,6
221	1543	1463,7	1462,9	0,8	493,76
222	726	1469,2	1467,7	1,5	435,6

Høyeste punkt	1491,4		
Laveste punkt	1462,9		
Helning °	8,1		
UTM33	6877956 N		136434 Ø

A 18 Verdier for hver enkelt solifluksjonslobe, og lokale forhold i skråningene. Areal m², hentet fra Norge i bilder. Fronthøyde m, høyden på lobefronten regnet ut fra differansen mellom høyde over havet på lobefronten, og høyde over havet under lobefronten. Volum m³, gitt av formel 2. Høyeste punkt er høyde over havet ved øvre kant av ruten. Laveste punkt er høyde over havet ved nedre kant av ruten. Helningsgraden er gjennomsnittsverdi for hele ruten gitt av formel 1.

Rute 18 Tverrfjellet					
Lobe	Areal m ²	Høyde over havet på lobefronten	Høyde over havet under lobefronten	Fronthøyde m	Volum m ³
223	2277	1652,7	1651,6	1,1	1001,88
224	5357	1657,5	1655,8	1,7	3642,76
225	6212	1645,5	1644	1,5	3727,2
226	4346	1652	1650,7	1,3	2259,92
227	1502	1650,4	1649,8	0,6	360,48
228	2430	1661	1660,1	0,9	874,8
229	1044	1634,7	1633,3	1,4	584,64
Høyeste punkt	1661				
Laveste punkt	1644				
Helning °	4,9				
UTM33	6877174 N				137598 Ø

A 19 Verdier for hver enkelt solifluksjonslobe, og lokale forhold i skråningene. Areal m², hentet fra Norge i bilder. Fronthøyde m, høyden på lobefronten regnet ut fra differansen mellom høyde over havet på lobefronten, og høyde over havet under lobefronten. Volum m³, gitt av formel 2. Høyeste punkt er høyde over havet ved øvre kant av ruten. Laveste punkt er høyde over havet ved nedre kant av ruten. Helningsgraden er gjennomsnittsverdi for hele ruten gitt av formel 1.

Rute 19 Tverrfjellet					
Lobe	Areal m ²	Høyde over havet på lobefronten	Høyde over havet under lobefronten	Fronthøyde m	Volum m ³
230	4952	1355,5	1353,9	1,6	3169,28
231	757	1350,9	1348,8	2,1	635,88
232	1027	1351,3	1350,2	1,1	451,88

233	1580	1342,1	1340,5	1,6	1011,2
234	1533	1332,9	1331,8	1,1	674,52
235	482	1348,7	1348	0,7	134,96
236	404	1347,6	1346,1	1,5	242,4
237	173	1335,6	1334,5	1,1	76,12
238	149	1332,2	1331	1,2	71,52
239	1172	1320,2	1317,8	2,4	1125,12
240	1977	1331,7	1330,9	0,8	632,64
241	1337	1333,8	1332,3	1,5	802,2
242	5179	1323,4	1322	1,4	2900,24
243	1020	1326,1	1325,2	0,9	367,2
244	543	1317,6	1316,2	1,4	304,08
245	1716	1320,3	1318,9	1,4	960,96
246	3156	1308,9	1305,7	3,2	4039,68
247	1068	1319,3	1318	1,3	555,36
Høyeste punkt	1355,5				
Laveste punkt	1305,7				
Helning °	14				
UTM33	6877748 N			143676 Ø	

A 20 Verdier for hver enkelt solifluksjonslobe, og lokale forhold i skråningene. Areal m², hentet fra Norge i bilder. Fronthøyde m, høyden på lobefronten regnet ut fra differansen mellom høyde over havet på lobefronten, og høyde over havet under lobefronten. Volum m³, gitt av formel 2. Høyeste punkt er høyde over havet ved øvre kant av ruten. Laveste punkt er høyde over havet ved nedre kant av ruten. Helningsgraden er gjennomsnittsverdi for hele ruten gitt av formel 1.

Rute 20 Tverrfjellet					
Lobe	Areal m ²	Høyde over havet på lobefronten	Høyde over havet under lobefronten	Fronthøyde m	Volum m ³
248	6158	1857,9	1856,7	1,2	2955,84
249	4852	1863,2	1862	1,2	2328,96
250	4969	1878,8	1878	0,8	1590,08
251	371	1851,2	1850,5	0,7	103,88
252	283	1847,6	1846,7	0,9	101,88
253	3603	1850,5	1849,5	1	1441,2
254	1691	1858,9	1858,4	0,5	338,2
255	3611	1837,4	1836,2	1,2	1733,28
Høyeste punkt	1863,2				

Laveste punkt	1836,2		
Helning °	7,7		
UTM33	6875170 N		137567 Ø

A 21 Verdier for hver enkelt solifluksjonslobe, og lokale forhold i skråningene. Areal m², hentet fra Norge i bilder. Fronthøyde m, høyden på lobefronten regnet ut fra differansen mellom høyde over havet på lobefronten, og høyde over havet under lobefronten. Volum m³, gitt av formel 2. Høyeste punkt er høyde over havet ved øvre kant av ruten. Laveste punkt er høyde over havet ved nedre kant av ruten. Helningsgraden er gjennomsnittsverdi for hele ruten gitt av formel 1.

Rute 21 Tverrfjellet					
Lobe	Areal m ²	Høyde over havet på lobefronten	Høyde over havet under lobefronten	Fronthøyde m	Volum m ³
256	4948	1765,4	1763,9	1,5	2968,8
257	3406	1772,3	1771,2	1,1	1498,64
258	1598	1763,1	1762,6	0,5	319,6
259	6534	1747	1745,9	1,1	2874,96
260	4632	1757,4	1756,2	1,2	2223,36
261	1502	1739	1737,8	1,2	720,96
Høyeste punkt	1772,3				
Laveste punkt	1737,8				
Helning °	9,8				
UTM33	6874595 N				135942 Ø

A 22 Verdier for hver enkelt solifluksjonslobe, og lokale forhold i skråningene. Areal m², hentet fra Norge i bilder. Fronthøyde m, høyden på lobefronten regnet ut fra differansen mellom høyde over havet på lobefronten, og høyde over havet under lobefronten. Volum m³, gitt av formel 2. Høyeste punkt er høyde over havet ved øvre kant av ruten. Laveste punkt er høyde over havet ved nedre kant av ruten. Helningsgraden er gjennomsnittsverdi for hele ruten gitt av formel 1.

Rute 22 Tverrfjellet					
Lobe	Areal m ²	Høyde over havet på lobefronten	Høyde over havet under lobefronten	Fronthøyde m	Volum m ³
262	693	1808,1	1807,4	0,7	194,04
263	879	1808,6	1808	0,6	210,96
264	5368	1786,6	1785,8	0,8	1717,76
265	3184	1802,1	1801,2	0,9	1146,24
266	894	1804,3	1803,9	0,4	143,04
267	632	1781,6	1780,8	0,8	202,24

268	635	1783,4	1782,8	0,6	152,4
269	1623	1778,2	1777,5	0,7	454,44
Høyeste punkt	1808,6				
Laveste punkt	1777,5				
Helning °	8,8				
UTM33	6875294 N				139887 Ø

A 23 Verdier for hver enkelt solfluksjonslobe, og lokale forhold i skråningene. Areal m², hentet fra Norge i bilder. Fronthøyde m, høyden på lobefronten regnet ut fra differansen mellom høyde over havet på lobefronten, og høyde over havet under lobefronten. Volum m³, gitt av formel 2. Høyeste punkt er høyde over havet ved øvre kant av ruten. Laveste punkt er høyde over havet ved nedre kant av ruten. Helningsgraden er gjennomsnittsverdi for hele ruten gitt av formel 1.

Rute 23 Tverrfjellet					
Lobe	Areal m ²	Høyde over havet på lobefronten	Høyde over havet under lobefronten	Fronthøyde m	Volum m ³
270	833	1663,2	1662,3	0,9	299,88
271	4088	1686,6	1685,7	0,9	1471,68
272	5073	1662,5	1660,4	2,1	4261,32
273	971	1639,4	1637,6	1,8	699,12
274	852	1654,7	1653,2	1,5	511,2
275	848	1637	1636,1	0,9	305,28
276	1511	1647,7	1646,8	0,9	543,96
277	1181	1668,4	1667,3	1,1	519,64
Høyeste punkt	1686,6				
Laveste punkt	1636,1				
Helning °	14,2				
UTM33	6876327 N				134455 Ø

A 24 Verdier for hver enkelt solifluksjonslobe, og lokale forhold i skråningene. Areal m², hentet fra Norge i bilder. Fronthøyde m, høyden på lobefronten regnet ut fra differansen mellom høyde over havet på lobefronten, og høyde over havet under lobefronten. Volum m³, gitt av formel 2. Høyeste punkt er høyde over havet ved øvre kant av ruten. Laveste punkt er høyde over havet ved nedre kant av ruten. Helningsgraden er gjennomsnittsverdi for hele ruten gitt av formel 1.

Rute 24 Tverrfjellet					
Lobe	Areal m ²	Høyde over havet på lobefronten	Høyde over havet under lobefronten	Fronthøyde m	Volum m ³
278	1772	1601,6	1600,6	1	708,8
279	4472	1622,9	1621,9	1	1788,8
280	3704	1621,7	1620,8	0,9	1333,44
281	1726	1594,8	1594,1	0,7	483,28
282	4198	1607,4	1606,5	0,9	1511,28
283	1505	1614,5	1613,4	1,1	662,2
Høyeste punkt	1622,9				
Laveste punkt	1594,1				
Helning °	8,2				
UTM33	6875295 N			133604 Ø	

A 25 Verdier for hver enkelt solifluksjonslobe, og lokale forhold i skråningene. Areal m², hentet fra Norge i bilder. Fronthøyde m, høyden på lobefronten regnet ut fra differansen mellom høyde over havet på lobefronten, og høyde over havet under lobefronten. Volum m³, gitt av formel 2. Høyeste punkt er høyde over havet ved øvre kant av ruten. Laveste punkt er høyde over havet ved nedre kant av ruten. Helningsgraden er gjennomsnittsverdi for hele ruten gitt av formel 1.

Rute 25 Tverrfjellet					
Lobe	Areal m ²	Høyde over havet på lobefronten	Høyde over havet under lobefronten	Fronthøyde m	Volum m ³
284	2068	1503,8	1502,5	1,3	1075,36
285	3223	1506	1504,6	1,4	1804,88
286	1795	1517	1516,1	0,9	646,2
287	3549	1469,4	1467,5	1,9	2697,24
288	3350	1479,6	1477,9	1,7	2278
289	980	1466,7	1465,2	1,5	588
290	4558	1776,6	1774,3	2,3	4193,36
291	1114	1489,1	1487,6	1,5	668,4
292	905	1517,9	1517	0,9	325,8

Høyeste punkt	1517,9		
Laveste punkt	1465,2		
Helning °	14,8		
UTM33	6879221 N		140681 Ø

A 26 Verdier for hver enkelt solifluksjonslobe, og lokale forhold i skråningene. Areal m², hentet fra Norge i bilder. Fronthøyde m, høyden på lobefronten regnet ut fra differansen mellom høyde over havet på lobefronten, og høyde over havet under lobefronten. Volum m³, gitt av formel 2. Høyeste punkt er høyde over havet ved øvre kant av ruten. Laveste punkt er høyde over havet ved nedre kant av ruten. Helningsgraden er gjennomsnittsverdi for hele ruten gitt av formel 1.

Rute 26 Tverrfjellet					
Lobe	Areal m ²	Høyde over havet på lobefronten	Høyde over havet under lobefronten	Fronthøyde m	Volum m ³
293	1279	1561,4	1560,6	0,8	409,28
294	2480	1548,3	1547,1	1,2	1190,4
295	2966	1561,1	1560,4	0,7	830,48
296	1193	1568,8	1567,9	0,9	429,48
297	937	1542,4	1541,5	0,9	337,32
298	866	1542	1540,9	1,1	381,04
299	3590	1531,5	1529,8	1,7	2441,2
300	4964	1510,5	1508,4	2,1	4169,76
301	1849	1496,7	1495,8	0,9	665,64
302	1801	1502,3	1500,9	1,4	1008,56
303	1739	1515,9	1515	0,9	626,04
Høyeste punkt	1568,8				
Laveste punkt	1495,8				
Helning °	20,1				
UTM33	6878769 N				139225 Ø