

BACHELOROPPGÅVE

Kartlegging av romleg variasjon i snødjupne og undersøking av prosessar som bidreg til akkumulasjon på Skjerdinganebreen vinteren 2021-2022

Mapping of spatial variation of snow depth and investigation of accumulation processes on the Skjerdingane glacier during the winter season of 2021-2022

Marius Kongsteien Bøe, Malene Hetle Hole og Julia Måkestad Hovda

Geologi og geofare

Institutt for miljø- og naturvitskap

Rettleiar: Denise Christina Rüther

16.juni 2023

Vi stadfestar at arbeidet er sjølvstendig utarbeida, og at referansar/kjeldetilvisingar til alle kjelder som er brukt i arbeidet er oppgitt, jf. Forskrift om studium og eksamen ved Høgskulen på Vestlandet, § 12-1

Forord

Vi vil rette ein spesiell takk til Simon de Villiers for rettleiing under feltarbeid og hjelp med utrekningar, Mette for rettleiing med georadar, og til hovudrettleiar Denise Christina Rüther for arbeid med terrengmodell, rettleiing med skredmodellering i RAMMS og absolutt alt anna. Dei har alle vore svært engasjerte og gitt oss mykje inspirasjon og motivasjon til arbeidet med oppgåva. I tillegg har dei bidrege med innspel og hjelp heile vegen, til om lag alle døgnets tider.

Elles vil vi takke Jacob Yde, Torgeir Røthe og Kristine Flack   Haualand for svar på spørsmål, og andre som har hjelpt oss med bacheloroppgåva!

Samandrag

Verda over er det blitt rapportert om tilbaketrekking av fjellbrear, isdekke og snødekke. På bakgrunn av snø si betydning for isbrear si levetid og vekst, er det interessant å undersøke endringar og sesongvariasjon i snødekket. Skjerdinganebreen er ein botnbre med topografiske karakteristikkar som er avgjerande for snødrift, snøskred og solinnstråling på breen. Med ei observert jamvektslinje som ligg 355 m under den klimatiske jamvektslinja, skil Skjerdinganebreen seg frå andre brear i området. Hensikta med oppgåva har vore å kartlegge snødekket og massetransportprosessar som redusera smelting på breen. Ved hjelp av in-situ undersøkingsmetodar som geofysisk måling med georadar, snøprofilanalyse, og feltobservasjon har vi samla data som bidreg til å svare på problemstillingane. I etterkant av feltarbeidet utførte vi biletanalyse basert på foto frå 2019-2022, og dynamisk skredmodellering i RAMMS for å forsøke å forklare variasjonane i snødjupna ved georadarmålingane. Resultata er sett saman med tidlegare studie utført på breen.

På nedre del av breen var snødjupna minst, og den auka gradvis oppover med aukande høgd over havet. Dette området vert tolka som hovudsakleg nedbørspåverka i vintersesongen 2021/2022, og snødjupna varierte mellom 3-5 m. Områda med størst snødjupne ligg i ytterkantane av breen i sør, vest og nord. Den største målte djupna var 11,7 m og var i eit område med identifisert firnsnø frå tidlegare år.

Frå mars til juni er ulike typar massetransport og skredhendingar, frå både flakskred og laussnøskred identifisert. Spesielt i april-mai observerast auka frekvens av hendingar. Det er i hovudsak hyppig frekvens av mindre skred med kortare utlaup som bidreg til betrakteleg auka snødjupne i akkumulasjonssone i bakkant på breen. Særleg skred med overlappende utlaup som gir område av snø med høgare tettleik. Skredhendingar gjer at akkumulasjons- og ablasjonsområde variera frå år til år. Frå biletanalyse og skredmodellering kjem det fram at enkelte år når skred frå losneområde i sør og nord heilt ned til innsjøen. Samanlikning med tidlegare studie viser ei akselererande auke i lengdeutstrekning, med differanse på 30 m frå 2017 til 2022. Grensa mellom innsjøen og isbreen ligg 66 m lenger vest. Frå 2017 til 2021 er firngrensa estimert flytta 30 m lenger vest og 2,8 m opp i høgd over havet. Dette gir ei estimert jamvektslinje på 1047,8 for året 2021.

Abstract

Worldwide, there are observations about retreating mountain glaciers, ice covers and snow covers. Based on the significance snow has for the lifespan and growth of glaciers, it is interesting to investigate changes and seasonal variations in the snow cover.

Skjerdingsanebreen is a cirque glacier with topographic characteristics crucial for snowdrift, snow avalanches and solar insolation on the glacier. The glaciers observed equilibrium line altitude lies 355 m below the climatic equilibrium line. Therefore, Skjerdingsanebreen stands out from other glaciers in the area. The purpose of this study has been to map the snow cover and mass transport processes that can contribute to accumulation on the glacier. By using in-situ investigation methods such as ground-penetrating-radar, snow profile analysis, and field observations, we have collected data that can answer the research questions. Following the fieldwork, we conducted image analysis based on photos from 2019-2022. Additionally, avalanche modeling in RAMMS were done to address the variations in the snow cover revealed by the GPR-measurements. Eventually we compared the results to previous studies conducted on the glacier.

In the lower part of the glacier the snow depth was shallowest, and it gradually increased with increasing elevation above sea level. This lower area is interpreted as primarily influenced by precipitation during the winter-season of 2021/2022, and the snow depth varied between 3 – 5 m. The areas with the deepest snow depth were located on the edges of the glacier in the south, west and north. The largest measured depth was 11,7 m and was found in an area where we identified firnsnow from previous years. From March to June, various types of mass transport and avalanche events, including both slab avalanches and loose snow avalanches, were identified. Particularly in April and May, the frequency of observed events increased. The more frequent occurrence of smaller avalanches with shorter and overlapping runouts contributed the most to the increase in snow depth in the accumulation zone at the top of the glacier. Avalanche events contributes to varying accumulation and ablation areas every year. From image analysis and avalanche modeling, it is evident that large avalanches from release areas in both south and north can cause runouts all the way down to the lake. The comparison to previous studies indicates that the lake has been steadily increasing in length. From 2017 to 2021 the extent of the lake has increased by 30 m. The boundary between the lake and the glacier is now lying 66 m further west. From 2017 to 2021, the firn-line is located 30 m

further west. And the equilibrium line altitude is estimated to have increased by 2.8 m in altitude. This gives an estimated equilibrium line altitude of 1047.8 m.a.s.l.

Innholdsliste

1. Innleiing	1
1.1 Problemstillingar	3
2. Skildring av studieområdet.....	4
2.1 Berggrunn	5
2.2 Vêr og klima	5
2.3 Skredfare.....	9
2.4 Tidlegare arbeid	9
3. Bakgrunnsteori	12
3.1 Glasiologi.....	12
3.1.1 Massebalanse	12
3.1.2 Jamvektslinje.....	13
3.1.3 Massetettleik for is og firn	13
3.1.4 Isrørsle og lausmassetransport	14
3.2 Snødekke	15
3.2.1. Undersøking av eigenskapar ved snøprofil.....	16
3.3 Snøskred	18
3.3.1 Terreng	18
3.3.2 Laussnøskred.....	19
3.3.3 Flakskred	20
3.3.4 Glideskred	21
3.4 Meteorologiske faktorar	22
3.4.1 Vindtransport	22
3.4.2 Solinnstråling	23
3.5 Georadar	24
3.5.1 Elektromagnetiske bølger	24
3.5.2 Tovegs reisetid	24
3.5.3 Elektriske eigenskapar for ulike material.....	25
3.5.4 Utbreiing og demping av EM-bølger.....	27
3.5.5 Vertikal oppløysing.....	29
3.5.6 Stadfesting av EM-bølgjehastigheit i georadarundersøking i snø	29
3.5.7 Tolking av reflektorar i radargram under snøundersøkingar	32
3.6 Snødjupnekart.....	34
3.7 Dynamisk modellering av skred	35

3.7.1 Friksjon	36
3.7.2 Inputdata	36
3.7.3 Lage MuXi-fil	37
4. Metode og datainnsamling	38
4.1 Feltarbeid	39
4.2 Geofysiske målingar med georadar	39
4.3 Fastsetjing av EM-bølgjehastigheit	42
4.3.1 Snøprofil	43
4.3.2 Radarboring.....	44
4.4 Dataprosessering.....	46
4.5 Geografisk informasjonssystem	49
4.5.1 QGIS i forbindelse med feltarbeid	49
4.5.2 Val av terrengmodell.....	50
4.5.3 Interpolering i QGIS	50
4.6 Innsamling og analyse av foto	53
4.7 Data frå SeNorge	54
4.8 Grovt estimat av massetransport.....	56
4.8.1 Avgrensing areal	57
4.8.2 Utrekning	57
4.9 Modellering flakskred RAMMS.....	58
4.9.1 Val av losneområde.....	58
4.9.2 Opprette prosjekt.....	60
4.9.3 Parameterval	60
4.9.4 Eigendefinert Mu/Xi-fil	60
4.9.5 Kjent utlaup i QGIS	61
5.0 Resultat og tolking	62
5.1 Bildeanalyse.....	62
5.1.1 Transport av snø.....	62
5.1.2 Flakskred 2020.....	67
5.1.3 Lausmasse på breen	70
5.1.4 Ablasjon	72
5.1.5 Andre observasjonar	74
5.2 Geofysiske målingar og EM-bølgjehastigheit	74
5.2.1 EM-bølgjehastigheit.....	74
5.2.2 Radargram.....	77

5.2.3 Proglasial innsjø, tidlegare års firn og jamvektslinje.....	92
5.2.4 Interpolasjon	97
5.3 Omfordeling av snø	100
5.4 Modellering i RAMMS	102
5.4.1 Simuleringar basert på kjent skred.....	103
5.4.2 Simulering av moglege flakskred	105
5.4.3 Tolking av simuleringane	111
5.5 Samanlikning med resultat frå tidlegare studie	112
6. Feilkjelder og avgrensing	114
6.1 Georadarmålingar	114
6.1.1 GPS-spor.....	115
6.2 Radarboring	117
6.2.1 Utrekningar radarboring.....	119
6.3 Snøprofil og manuell måling av snødjupne.....	119
6.3.1 Utrekningar knytt til snøprofil	120
6.4 Tolking av reflektorar.....	120
6.4.1 Val av bølgehastigheit	121
6.4.2 Tolking av snøgrensa, reflektor A	121
6.4.2 Tolking av firngrenser, reflektor C	122
6.4.3 Tolking av skred- og vindtransporterte massar, reflektor D	122
6.5 Interpolering	123
6.6 Avgrensing feltkamera	123
6.7 Grovt estimat av omfordeling.....	124
6.8 Dynamisk modellering av skred	125
7. Diskusjon.....	127
7.1 Bidrag frå snøskred til akkumulasjon på breen	127
7.1.1 Smelting av snøskred	129
7.1.2 Samanlikning av resultat.....	131
7.1.3 Dominerande skredprosess	133
7.2 Årsak til romleg variasjon i snødjupne.....	135
7.2.1 Vindtransport	135
7.2.2 Solinnstråling	136
7.2.3 Variasjon på breoverflata	137
7.2.4 Lausmassar.....	138
7.2.5 Eigenskapar internt i snødekket	138

7.3 Samanlikning av snødjupne og akkumulasjonsmønster med tidlegare studie	139
7.3.1 Proglasial innsjø.....	139
7.3.2 Firngrense	141
7.3.3 Jamvektslinje.....	143
7.3.4 Stigningstal	144
7.4 Framtidig studie	146
8. Konklusjon	148
Referansar.....	150
Kartlag nytta i QGIS.....	154
Vedlegg	155
Vedlegg 1.....	155
Vedlegg 2.....	155
Vedlegg 3.....	155
Vedlegg 4.....	156

Figurliste

Figur 1: Oversiktskart for studieområdet. Raudt rektangel synar studieområdet. Karta er henta frå Kartverket.no.	4
Figur 2: Panoramabilete av Skjerdingsanebreen frå feltdagen 9.mai 2022. Kameravinkel er mot vest og dei svarte objekta om lag midt på biletet er medstudentar og rettleiar. Foto: Malene Hetle Hole.	5
Figur 3: Gjennomsnittleg årsnedbør for klimanormal 1991-2020, for eit utsnitt som omfattar gamle Sogn og fjordane fylke. Skjerdingsane er vist ved punkt. Henta frå: SeNorge.no (Varsom SeNorge, u.d.).....	6
Figur 4: Grafar for nedbør og gjennomsnittleg snødjupne ved Anestølen (421 moh.) frå 2019-2023. Data henta frå seklima.met.no (Norsk klimaservicesenter, 2023).	6
Figur 5: Målt vind frå A) RV5 Frudalen (521 moh.), og B) Spørteggbu (1560 moh.), framstilt i rosedigram, som gir eit inntrykk av kva som er dominerande vindretning i tidsintervallet mai 2016 til mai 2023. Henta frå seklima.met.no, (Norsk klimaservicesenter, 2023).....	8
Figur 6: Brattleikskart og aktsemdskart frå NVE som viser potensielle losne- og	

utlaupsområde (NVE,2023).	9
Figur 7: Illustrasjon av omdanninga frå snø til is. Nedover vert det gradvis mindre luft mellom snøkrystallar og korn, og dei vert tettare samanpakka. Henta frå polartrec.com (Wilkening, 2013).....	14
Figur 8: Syner korleis botnbrear former landskapet. Karakteristisk er ein bratt bakvegg, og tilførsel av lausmassar herifrå hamnar på isoverflata. Bresprekker og plukking ved botn av breen kan også tilføre lausmassar. Pila syner isrørsle. Abrasjon kan skjer i form av lausmassar som vert transportert og skurar ved botn av breen. Lausmassane vert avset som morene ved randen av breen når is smeltar. Henta frå:BBC.co.uk (BBC, 2023).....	15
Figur 9: Syner dei to hovudtypane skred som er flakskred og laussnøskred og grunnleggjande skilnad mellom dei. Henta frå: Friflyt.no (Sande & Nordahl, 2021).	18
Figur 10: : Skisse av eit flak med spenningsretning teikna inn, og trykk og strekk-krefter. Øvst er flaket som vil utgjere skredet. I midten er laget som utgjer brotflata. Nedst i kvit farge er underlaget. Henta frå: snl.no/snøskred (Jaedicke, 2022).....	21
Figur 11: Framstilling av korleis skindjupna variera med ulike antennefrekvens; høg frekvens gir mindre skindjupne.....	29
Figur 12: Framstilling av skilnad i innfallsvinkel for reflektert objekt i dei grunnare og i dei djupare lag. Grøn boks representera georadar med sendarantenne (S) og mottakarantenne (M). Grå boks representera objekt firt ned med tau i undergrunnen.	31
Figur 13: Døme på korleis sesongsnø, isbre og tidlegare års snø (firn) kan tolkast i eit radargram.	33
Figur 14: Visualisering av korleis skredavsetjingar kan synes i radargramma (Instanes, Lønne, & Sandaker, 2004).....	34
Figur 15: Illustrasjon av korleis lufttemperatur er inputdata i modellen, og vidare kva faktorar som påverkar berekninga av snø i mm vatn (Varsom SeNorge, u.d.).....	35
Figur 16: Oversiktsbilde teke av studieområdet då feltarbeidet vart utført 9.mai 2022.....	39
Figur 17: MÅLA ProEX innsamlingsoppsett med MÅLA Shielded 500 MHz antenne, ProEx	

kontrolleinig, XV monitor og G Star IV GPS kopla til systemet.....	40
Figur 18: Oversiktsbilete over alle spora vi gjekk. Flyfoto frå 2018 henta frå norgeibilder.no	42
Figur 19: Vekt, snøskuffe og temperaturmålar nytta i arbeidet med snøprofilet.	43
Figur 20: Rettleiar gjer målingar i snøprofilet.	44
Figur 21: Utstyr nytta til radarboring. A) metallrøyr med tilknytt tau med markerte avstandar, B) Metallbor	45
Figur 22: Differanse i TVT mellom to målepunkt for meir presise TVT-verdiar ved manglande reflektorar.	46
Figur 23: Døme på radargram før (A) og etter (B) prosessering i Reflex2DQuick.	47
Figur 24: Forstørring av radargram som synar korleis snødjupna er markert med funksjonen «Pick» i Reflex2DQuick.	49
Figur 25: A syner DTM i 10 m oppløysing. B viser alternativ DTM med 1 m oppløysing, og C er den endra versjonen av B. DTM (Statens kartverk, 2023).....	50
Figur 26: Her er punkta for dei seks grenseverdiane vist, med tilhøyrande målepunkt og den raude trendlinja er basert på punkta. Det gir grunnlaget for utrekning av grenseverdiane i dei raude punkta.	52
Figur 27: Plotting av djupne i målepunkta langs spor 1. Likning for polynom og lineær trendlinje er lagt med. I dette sporet valde vi å nytte lineær trendlinje.....	53
Figur 28: Syner korleis kameraet er plassert med ulike vinklar.....	54
Figur 29: Syner korleis snødjupnekartet ser ut, og ein kan lese ut data for eit valt punkt.	55
Figur 30: Syner snødjupne frå SeNorge snøkart, og data er henta frå punkt ovanfor breen. ...	55
Figur 31: Syner snødjupne frå SeNorge snøkart. Data er henta frå punkt på breen ovanfor innsjøen.	56
Figur 32: A. Syner skred dokumentert med feltfoto. B. syner brotkant til skred teikna inn på	

utsnitt frå NorgeiBilder 3D-kart.....	59
Figur 33: A. syner losneområdet definert i QGIS med ortofoto som bakgrunnskart. B. syner korleis hellinga er der losneområdet er definert.....	59
Figur 34:A syner foto av skredet. B er foto teke litt seinare, og raudt punkt markerer maksimalt utlap. C er foto teke seinare enn B, og raudt punkt er på same plass som i B. D syner utsnitt frå satellittbilde frå google, raudt omriss markerer kor punktet vart sett. Tekstboks gir koordinatar for punktet som vart overført til QGIS.	61
Figur 35: Oversiktsbilete viser massetransport, med hendingar av ulik storleik teke 5. mai 2022. Den blå pila markerer mogleg punktutløysing ved skavl på toppen av fjellsida. Svart linje framhevar utlaupslengd, skreda har stoppa rett ovanfor linja.	63
Figur 36: Her er oversiktsbilete til venstre, med blå ramme visar innzooama utsnitt til høgre. Blå line framhevar kor det er overhengande snø.....	64
Figur 37: Syner massetransport, foto teke 11.mai 2021. Den svarte streken visar utlaup, raud linja illustrerer at fleire av utlaupa har lik lengd.	65
Figur 38: Innanfor dei raude utsnitta er det to brotkantar. Den svarte linja viser utlaupslengd. Dette bildet er teke 18.mai 2021. Biletet viser at massar frå den øvre brotkanten har gått over den nedste brotkanten.....	66
Figur 39: Foto teke 14.mai 2022. Raudt omriss inneheld ein brotkant, svart strek syner utlaup. Blått omriss inneheld mogleg laussnøskred.	67
Figur 40: Foto som viser skredutlaup, teke av Simon de Villiers 22.april 2020.....	68
Figur 41: Her er same foto med tolking. Blå linje syner tolka plassering av kvar innsjøen startar. Svarte linjer framhevar kvar utlaupa stoppar. Raudt omriss inneheld konturar av moglege brotkantar.....	68
Figur 42:A syner foto teke i september 2020, på B er blå linje teikna inn for å illustrere varierende snøfordeling.....	69
Figur 43: Foto teke 29.august 2020. Syner breen frå eit anna perspektiv. Her ser ein tydeleg overgang frå breis til snø. I tillegg ser ein lausmasser på breen.....	70

Figur 44: Bilde A, B og C er alle tekne i september 2021 og dei gule omrissa syner lausmasser i forbindelse med breen.	71
Figur 45: Foto er teke sept.2022 og viser lausmasseryggen.....	72
Figur 46: A er frå 5. september 2020, B er frå 1. september 2021 og C er frå 22. september 2022. Linjene med ulike fargar syner skilje mellom is og snø, og mellom snø med ulike farge.	73
Figur 47: Foto i A er teke i 5. september 2021 og B er teke 3. oktober 2022.....	73
Figur 48: Resultat frå snøprøveanalyse framstilt i diagram, raud prikk representera gjennomsnittsverdi A) Variasjon i tettheit med omsyn til djupne, B) Variasjon i EM-bølgjehastighet med omsyn til djupne.....	75
Figur 49: A: Radarboring 1 utolka, med forstørra utsnitt av tolka reflektorar, B: Radarboring 2 utolka.	76
Figur 50: Profil 2 A) Prosessert radargram før tolking, B) Tolka prosessert radargram. Tolka reflektorar er namngjeve og fargelagd systematisk som framlagt i tabell 14. Svarte rektangel rissar om område som er forstørra i eigen figur: Forstørra (1), i figur 52 og Forstørra (2), i figur 53.	80
Figur 51: Skalert, tolka radargram som representera forstørra område (1) i profil 2.....	81
Figur 52: Skalert, tolka radargram som representera forstørra område (2) i profil 2.....	82
Figur 53: Profil 5 A) Utolka prosessert radargram, B) Tolka prosessert radargram. Tolka reflektorar er namngjeve og fargelagd systematisk som framlagt i tabell 14. Svarte rektangel rissar om område som er forstørra i eigen figur.	84
Figur 54: Skalert tolka radargram som representera forstørra område (1) i profil 5.....	85
Figur 55: Profil 6 A) Utolka prosessert radargram, B) Tolka prosessert radargram. Tolka reflektorar er namngjeve og fargelagd systematisk som framlagt i tabell 14. Svarte rektangel rissar om område som er forstørra i eigen figur. Profil 6 Forstørra (1) og (2) representera figur 56 og 57 respektivt.	87
Figur 56: Skalert og tolka radargram som representera forstørra område (1) i profil 6.....	88

Figur 57: Skalert og tolka radargram som representera forstørta område (2) i profil 6.....	89
Figur 58:Utolka og Tolka versjon av profil 13.	91
Figur 59:1 Kartlayout av profil 1 frå egne målingar, svart strek skilja del 1A og 1B.	92
Figur 60: Utolka Profil 1A og profil 1B.....	94
Figur 61: Tolka profil 1A og 1B.	95
Figur 62: Jamvektslinja framstilt på bakgrunn av firngrense registrert i radargramma.	96
Figur 63: Figuren er vist med ein bølgehastighet meint for ferskvatn (0,0334). Snø- og istjukkeleik blir dermed framsynt som mindre enn reel tjukkeleik.	97
Figur 64: Georadar-målingar med illustrert djupne, og grunnaste og djupaste målte punkt. ..	98
Figur 65: Interpolasjon mellom dei kjende djupnepunkta. Ettersom georadarmålingane er delt inn i klassar, medan interpoleringa gjer ein kontinuerleg høgdeforskjell, kan målingane og interpoleringa syne noko forskjellige fargar.	99
Figur 66: Avgrensing av kjeldeområde som er likt for begge utrekningar. A syner breareal, medan B syner potensiell akkumulasjonssone.	101
Figur 67: Oversikt over alle losneområde med namn som er nytta i simuleringane.....	102
Figur 68: A syner simulering 1 med standardparameter. B syner resultat frå simulering 2. Begge scenario har 0,25 m losnedjupne og utlaupa er vist ved maksimal flytehøgde.....	104
Figur 69: A er resultat av simulering 3 med 0,25 m losnedjupne. B gir resultat av simulering 4 med 0,5 m losnedjupne.. Begge utlaupa er vist ved maksimal flytehøgde.	104
Figur 70: A er resultat av simulering 5. B er resultat av simulering 6. Begge scenario er gjort med 1m losnedjupne og utlaup er vist ved maksimal flytehøgde.	105
Figur 71: Simulering 9 frå losneområde Nord 2 med 0,5 m losnedjupne. I figur A er utlaup vist ved maksimal flytehøgde, i B er det vist ved avsetjingstjukkeleik.	107
Figur 72: Simulering 13 frå losneområde Midt 1 med losnedjupne 0,5 m. I figur A er utlaup vist ved maksimal flytehøgde, i B er det vist ved avsetjingstjukkeleik.	107

Figur 73: Simulering 17 frå losneområde Sør 2 med losnedjupne 0,5 m. I figur A er utlaup vist ved maksimal flytehogd, i B er det vist ved avsetjingstjukkuleik.....	108
Figur 74: Simulering 8 frå losneområde Nord 1 med losnedjupne 1 m. I figur A er utlaup vist ved maksimal flytehogd, i B er det vist ved avsetjingstjukkuleik.....	108
Figur 75: Simulering 12 frå losneområde Nord 3 med losnedjupne 1 m. I figur A er utlaup vist ved maksimal flytehogd, i B er det vist ved avsetjingstjukkuleik.....	109
Figur 76: Simulering 18 frå losneområde Sør 2 med losnedjupne 1 m. I figur A er utlaup vist ved maksimal flytehogd, i B er det vist ved avsetjingstjukkuleik.....	109
Figur 77: Avsetjing for simuleringar med 0,5 m losnedjupne sett saman.....	110
Figur 78: Avsetjing for simuleringar med 1 m losnedjupne sett saman.....	110
Figur 79: framsyning av spora til radargramma som var gått i 2022 og 2017.	112
Figur 80: Geografisk nære profil frå 2017 og 2022. A) profil målt i 2017 av Garpestad, Yttervik og Kolnes. B) Vårt «Profil 1» målt i 2022, Vårt profil består av to ulike radargramfiler.	113
Figur 81: Feilkjelde ved radarboring med avlangt måleobjekt. S og M representera sendar- og mottakarantenna respektivt. Syner at vinklar inn og ut ved større djup er relativt like. Vinklar nærme overflata har større skilnad.	118
Figur 82: Her er resultat av tolka snødjupne langs alle dei målte georadarprofila. Her er merka verdiar som gir samanlikningsgrunnlag med data frå SeNorge, og resultat frå omfordeling av snø.	128
Figur 83: A syner avgrensinga av akkumulasjonssona. B er teke 29. august 201. C er teke 5. september 2020. D er teke 2022. Samla syner figuren at det gjennomgåande er eit snøfelt øvst på breen, som akkumulasjonssona etterliknar. Det er tydeleg at snøgrensa varierer frå år til år.	129
Figur 84: Her er avsetjingstjukkuleik for skredet vist.....	130
Figur 85: A viser skredet simulering 6 er basert på, teke 18.mai 2021. B syner kor mykje snø som er igjen 5. august same året. Blå linje markerer snøgrensa på breen kor ein enkelt kan	

skilje snø med lys farge frå snø med mørkare farge.....	131
Figur 86: A viser tolking av radargram frå profil 6. Raud linje viser tolka snødjupne, innanfor gult omriss er det tolka skredavsetjingar. B syner alle simuleringar for skred med 0,5 m losnedjup ilag med GPS-spor for profilet i A. C syner simuleringar for skred med 1 m losnedjup ilag med same GPS-spor. D viser foto teke 3. oktober 2022, gult omriss inneheld snø som kan tolkast som skredavsetjingar.	132
Figur 87: Her er resultat frå interpoleringa, med blå linje som syner kvar snødjupna byrjar å auke meir med høgda. Svart omriss syner ei tungeforma konturlinjer.	134
Figur 88: A syner akkumulasjonssona som vart avgrensa i estimat av omfordeling av snø. B syner resultat av simuleringar med 0,5 m losnedjupne. Blå linje teikna inn for å markere maksimalt utlaup.	134
Figur 89: Profila frå 2017 og 2022 syner geografisk same strekning. Stipla blå linje er det vi tolkar som firnlag i 2017.	142
Figur 90: framsyning om korleis, eldre firn kan smeltas fram. stipla strek tyder smelta firn/snø.	143
Figur 91: utrekna stigningstal, i øvre og nedre del av breen.	144

Tabellar

Tabell 1: Adaptert frå NVE si felthandbok og ISCI Klassifikasjonssystem som vert nytta for å skildre vassinnhald i snø. Vassinnhaldet i snøen overflate anslåast ved å lage ein snøball. Henta frå varsom.no (NVE, 2022).	17
Tabell 2: Oversikt over verdiar for tettleik for ulike typar snø, oversett til norsk. Adaptert frå Raab & Vedin (1995).	17
Tabell 3: Brattleik i losneområde sett saman med dominerande skredtype. Informasjon henta frå: Avalanche.ca (Avalanche Canada Foundation, 2023).....	19
Tabell 4: Samanfating av albedo verdiar for ulike typar snø. Albedo er eit forholdstal og utan	

dimensjon. Verdier henta frå Armstrong og Brun (2008).....	23
Tabell 5: Samanfating av variasjonar i elektriske eigenskapar i ulike material. Relativ permittivitet er eit forholdstal utan eining, konduktivitet målast i mikro-siemens per meter og hastigheita er målt i meter per nanosekund. Verdier frå snø er henta frå Lalumiere (2006), * ikkje oppgitt konduktivitet for snø. Medan resterande verdier er henta frå Davis & Annan (1989).	26
Tabell 6: Oversikt over datagrunnlag.....	38
Tabell 7: Framstilling av dei anvende georadarinnstillingane under feltarbeidet.....	41
Tabell 8: Anvende innstillingar frå «Geometri og prosesseringsmeny» i Reflex2DQuick	48
Tabell 9: Kwart trace er gitt ein rad, medan ein finn informasjon om blant anna koordinatar og tolka snødjupne i kolonnane.....	51
Tabell 10: Dataserie som omfattar 9. mai som er datoen for feltarbeidet. Denne data gjeld for punktet vist i figur 29.	56
Tabell 11: Utrekningar av EM-bølgjehastigheit (v), relativ permittivitet (ϵ_r), og tettheit (ρ), basert på kjent djupne og TVT frå radarboring 1.....	76
Tabell 12: Utrekningar av EM-bølgjehastigheit (v), relativ permittivitet (ϵ_r), og tettheit (ρ), basert på kjent djupne og TVT frå radarboring 2.....	76
Tabell 13: Skjematisk framstilling av minimum, maksimum og gjennomsnittsverdiar for tettheit og EM-bølgjehastigheit for snøprøveanalysen og radarboring 1 og 2, der D= djupna verdiane er synt ved.....	77
Tabell 14 Framstilling av kva reflektorar vi har observert kategorisert etter tolka struktur og profila kor vi kjenn dei att.	78
Tabell 15: Areal av dei avgrensa områda.....	100
Tabell 16:Areal i lag med estimert snødjupne og volum før omfordeling, og snødjupne etter omfordeling.....	101
Tabell 17: Endringane gjort i parameterane, gjennom simulasjonane	103

Tabell 18: Oversikt over simuleringar og parameter for ulike flakskredscenario.....	106
Tabell 19: Djupneusikkerheit ved kryssingspunkta til profila.	116
Tabell 20: Djupnedifferansen til endepunkta i nærleiken av hvernadre (hjørnepunkta). Hjørnepunkta må være innanfor 5 meter.....	116
Tabell 21: samanlikning av stigningstal februar 2017 og mai 2022.	145
Tabell 22: samanlikning av stigningstal mai 2017 og mai 2022.....	145

Formlar

- (1) Tettleik, forhold mellom masse fordelt på volum (3.1.3) s.13
- (2) Netto energibalanse på snø-overflata (3.4.2) s.23
- (3) Bølgjehastigheit (3.5.1) s.24
- (4) Frekvens (3.5.1) s.24
- (5) TVT (3.5.2) s.25
- (6) Bølgjehastigheit bestemt av den relative permittivitet (3.5.3) s.25
- (7) Robins formel (3.5.3) s.26
- (8) Skinndjupe (3.5.4) s. 28
- (9) Friksjonsmotstand (3.7.1) s.36
- (10) Normalkraft (3.7.1) s. 36
- (11) Volum (4.8.2) s.58

1. Innleiing

I FN's klimarapport kjem det fram at klimaet endrar seg grunna menneskeskapt global oppvarming, og at gjennomsnittstemperaturen på jorda har stege om lag 1°C frå førindustriell tid (1850-1900) til 2017. Den forventast å stige ytterlegare i fleire tiår (IPCC, 2018; Allen, et al., 2019). Dette gjer at dei ulike komponentane i jordas energisystem vil bli tilpassa slik at energirekneskapen skal vere i balanse (Ruddiman, 2008).

Kryosfæra er ein del av jordas energisystem og omhandlar dei frosne komponentane; land- og havis, permafrost, sesongbasert snø og iskrystallar i atmosfæren (Marshall, 2011). Desse komponentane er spesielt sensitive for temperaturauke på jorda. Verda over har det blitt observert tilbaketrekking av fjellbrear, isdekke og snødekke (IPCC, 2018) (Allen, et al., 2019). Albedo er eit mål for kor mykje stråling ei overflate kan reflektere og variera mellom 0 og 1, der 1 er full refleksjon. Isbrear og snødekke spelar ei essensiell rolle i energirekneskapet på jorda, grunna den gode evna til å reflektere terrestrisk stråling. Når is- og snø-areal på jorda minkar oppstår det ein positiv responsmekanisme ved at albedo på jorda minkar, og jordoverflata absorberer meir varme. Per no inngår totalt 10% av jordas landområde i kryosfæra (Dyurgerov & Meier, 2000; Allen, et al., 2019).

Fordelinga av is på jorda vert spegla av samspelet mellom effektiv nedbør, temperatur og topografi. Desse faktorane variera med breiddegrad og høgd over havet (Benn & Evans, 2010, s. 11). Den totale massen til ein isbre endrar seg over tid, og avhenger av balansen mellom akkumulasjon og ablasjon. Ein isbre veks når akkumulasjon overgår ablasjon og skiljet mellom dei er jamvektslinja (ELA) (Benn & Evans, 2010, ss. 37-38). Høgda til jamvektslinja på ein isbre er avhengig av snøakkumulasjon, og variera frå år til år. Snødekke på isbre fungera som ein isolator for inn- og utstråling, og brear med snødekke vil bli avkjølt i større grad (Allen, et al., 2019; Marshall, 2011; McClung & Schaerer, 2022, s. 41-43).

I Noreg vart målingar av isbrear starta i 1960. Dei viser at halvparten av dei 43 observerte breane (om lag 20% av totalt breareal i Noreg) vaks på 90-talet, men sidan 2000 har alle breane trekt seg tilbake. Det utgjer ein reduksjon i areal på 10% (84 km^2) (Andreassen L. M., Elvehøy, Kjølmoen, & Belart, 2020). I breatlasen til NVE er det registrert meir enn 6700 breiningar i Noreg, som utgjer eit totalt breareal på 2328 km^2 (Andreassen L. M., 2022).

På landsbasis er det Vestland fylke som har størst breareal (1077 km^2), og her er nokre av dei største breane i landet. Gjennom repeterande glasiale periodar har landskapet på Vestlandet

blitt forma til alpine fjellområde med bratte fjellsider og fordjupingar (botnar) i berggrunnen. Sogndal kommune i Vestland er rangert som nummer 12 blant kommunar med størst breareal. I botnar kan det ligge små isbrear (areal $< 0.5 \text{ km}^2$) (Andreassen L. M., 2022).

Skjerdinganebreen som ligg om lag 20 km frå Sogndal sentrum er ein botnbre, og dette er lokasjonen for feltarbeidet til denne bacheloroppgåva.

Tidlegare studentar (Garpestad, Yttervik, & Kolnes, 2017) har ved hjelp av georadarmålingar og skredmodellering i RAMMS konkludert med at 35% av Skjerdinganebreen sin akkumulasjon sannsynlegvis kjem frå snøskred. Vidare fann dei at ELA på Skjerdinganebreen i 2016 låg på 1145 moh. Ved å samanlikne med seks andre brear i nærrområde fann dei ut at den gjennomsnittlege høgda for jamvektslinja var på 1392 moh. i 2015, dermed ligg jamvektslinja på Skjerdingane 247 m lågare enn på brear i nærleiken. Nigardsbreen og Austerdalsbreen er dei to næraste breane der NVE utførar årlege massebalansemålingar og i 2021 låg jamvektslinja deira på 1645 moh. og 1740 moh. (Andreassen L. M., Elvehøy, Kjøllmoen, & Storheil, 2022).

Med ei observert jamvektslinje som ligg 247 m lågare enn gjennomsnittet for dei seks andre breane er det interessant å undersøke akkumulasjonsprosessar på Skjerdinganebreen. På trass av snø si betydning for isbrear si levetid og vekst, er endringar i snødekke og sesongvariasjonar i snødekket på isbrear lite kartlagt (Hock, et al., 2019). Spesielt på mindre brear i høge fjellområde, slik som Skjerdinganebreen, er det kunnskapshol. Vanskeleg topografi og tilkomst er nokre årsaker, men det er og usikkerheit knytt til trendar i nedbør og snøfall i desse områda. Naturleg stor variasjon i fjellområdas topografi gjer vêrvarsling vanskeleg, og i tillegg er det usikkerheiter knytt til in-situ observasjonsmetodar. Nye satellittdata har bidrege til å fylle noko av kunnskapsholet, men satellittdata er påverka av det utfordrande terrenget som ber med seg stor variasjon i blant anna skydekke i høge fjellområde (Hock, et al., 2019).

Med denne oppgåva har vi fått moglegheit til å bidra til å svare for noko av denne kunnskapsmangelen. 9. mai 2022 utførte vi feltarbeid kor hensikta var å utføre georadarmålingar ved maksimum akkumulasjon. Ved hjelp av georadar og andre in-situ undersøkingsmetodar, interpolasjon av snødjupne, bildeanalyse, analyse ved bruk av geografisk informasjonssystem, og skredmodellering kartlagt store delar av den romlege variasjonen i snødekket og undersøkt kva prosessar som fører til snøakkumulasjon gjennom vinterhalvåret. Dette har gjort det mogleg å estimere snødjupna ved feltarbeidet, samt høgda til jamvektslinja på Skjerdinganebreen anno 2021. Det er relevant å samanlikne resultatane våre med data og resultat frå Garpestad, Yttervik og Kolnes (2017). Forhåpentlegvis kan dette

studiet bidra til å forstå kva prosessar som førar til akkumulasjon på Skjerdinganebreen og betre føresjå breen si framtid. Samstundes kan det bidra å trekke parallellar til andre små alpine brear og på den måten betre forståinga av korleis dei reagerer på klimaendringane.

1.1 Problemstillingar

Ved denne oppgåva vert hovudføremålet å svare for desse tre problemstillingane:

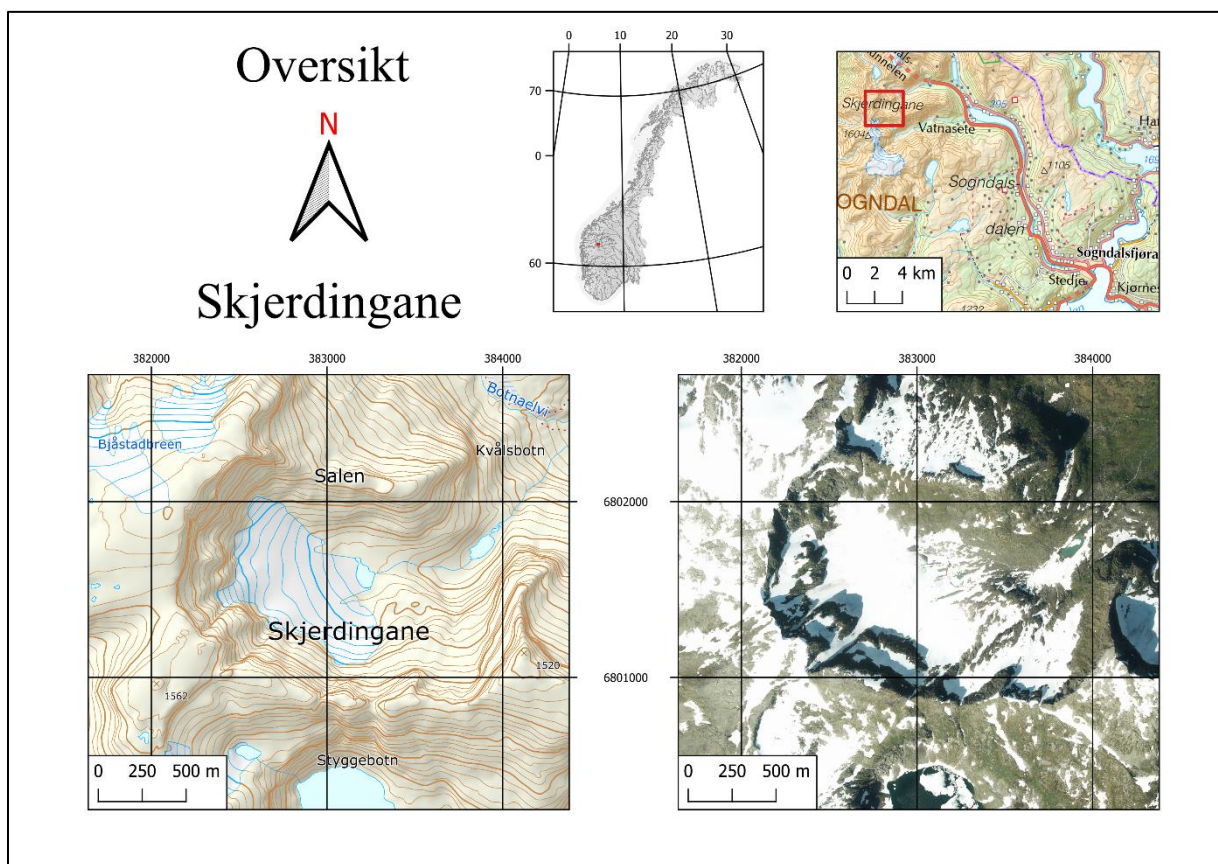
Problemstilling 1: Kartlegge romleg variasjonen i snødjupne på Skjerdinganebreen i mai 2022.

Problemstilling 2: Undersøke korleis ulike snøskredtypar bidreg til isbreens akkumulasjon.

Problemstilling 3: Samanlikning av resultat for snødjupne, akkumulasjonsmønster og jamvektslinje med tidlegare studie.

2. Skildring av studieområdet

Skjerdinganebreen ligg i Sogndalsdalen i Sogndal kommune. Skjerdinganebreen ligg i ein botn, som kjem fram i figur 1. Kringliggjande fjelltoppar har høgd kring 1500-1600 moh. På fjellplataet nord for Skjerdinganebreen ligg Bjåstadbreen (1500 moh). Breen har overflateareal på om lag 0,39 km², utrekna frå flyfoto (CNES/Airbus, 2019). Det høgste punktet ligg vest på breen og er på 1290 moh. Isbreen har ei gjennomsnittleg helling på 16°, og munnar ut i ein proglasial innsjø (1040 moh.) i aust.



Figur 1: Oversiktsskart for studieområdet. Raudt rektangel synar studieområdet. Karta er henta frå Kartverket.no.



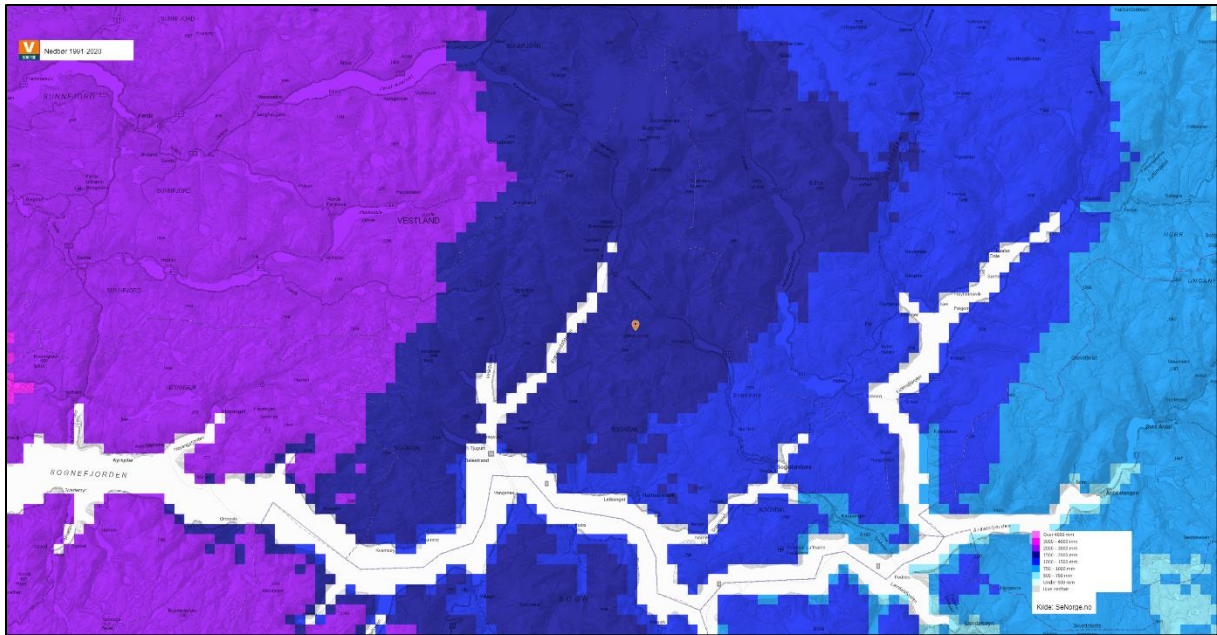
Figur 2: Panoramabilde av Skjerdinganebreen frå feltdagen 9.mai 2022. Kameravinkel er mot vest og dei svarte objekta om lag midt på biletet er medstudentar og rettleiar. Foto: Malene Hetle Hole.

2.1 Berggrunn

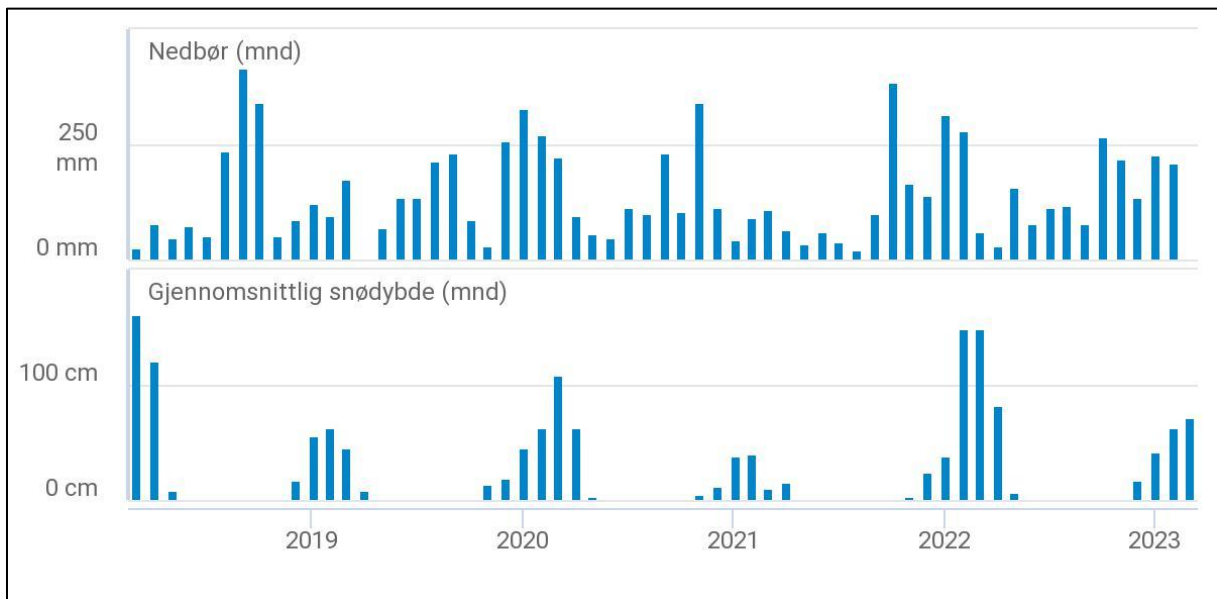
Berggrunnen ved Skjerdingane tilhøyrar den geologiske eininga grunnfjell, kor hovudbergartane er granittisk gneis og migmatitt. Det er bergartsområde kor ein finn banda granittisk gneis, og stadvis er gneisen migmatittisk eller-, diorittisk. Det kan også førekome augegneis (Norsk Geologisk Undersøkelse, 2023). Landformene som er karakteristisk langs vestkysten med fjell, dalar, og djupe fjordar, har vorte forma ved erosjon og landheving under kvartær siste 2,58 millionar år. Perioden var prega av istider og mellomistider, som gav erosjon av landoverflata. Elvedalar vart fordjupa og utvida til fjordar og u-forma dalar. Det vart danna botnar, egger og tindar. Hardheita og strukturane i den gamle berggrunnen var avgjerande for korleis landskapet var forma (Bryhni & Fossen, 2023).

2.2 Vêr og klima

Sogndalsdalen ligg i nærleik til Sognefjorden og Jostedalbreen, som er den største breen på europeisk fastland. Innanfor gamle Sogn og Fjordane fylke er det variasjonar i klima, som kjem fram som nedbørsvariasjon vist i figur 3. Her vert det gradvis mindre nedbør innover i landet frå vest mot aust. Ytre og midtre strøk har årsnedbør 1500-3000 mm, medan indre fjordstrøk har til dels under 500 mm. Her er også middeltemperaturar mellom -3 og -6°C i januar (Dannevig, 2019). Figur 3 viser at gjennomsnittleg årsnedbør frå 1991-2020 ligg på 1500-2000 mm ved Skjerdingane. Anestølen (421 moh.) ligg 6,2 km frå Skjerdingane i luftlinje, og har årsnedbør mellom 1261,2 og 2037,3 mm dei siste 5 åra som vist i figur 4 (Norsk klimaservicesenter, 2023).



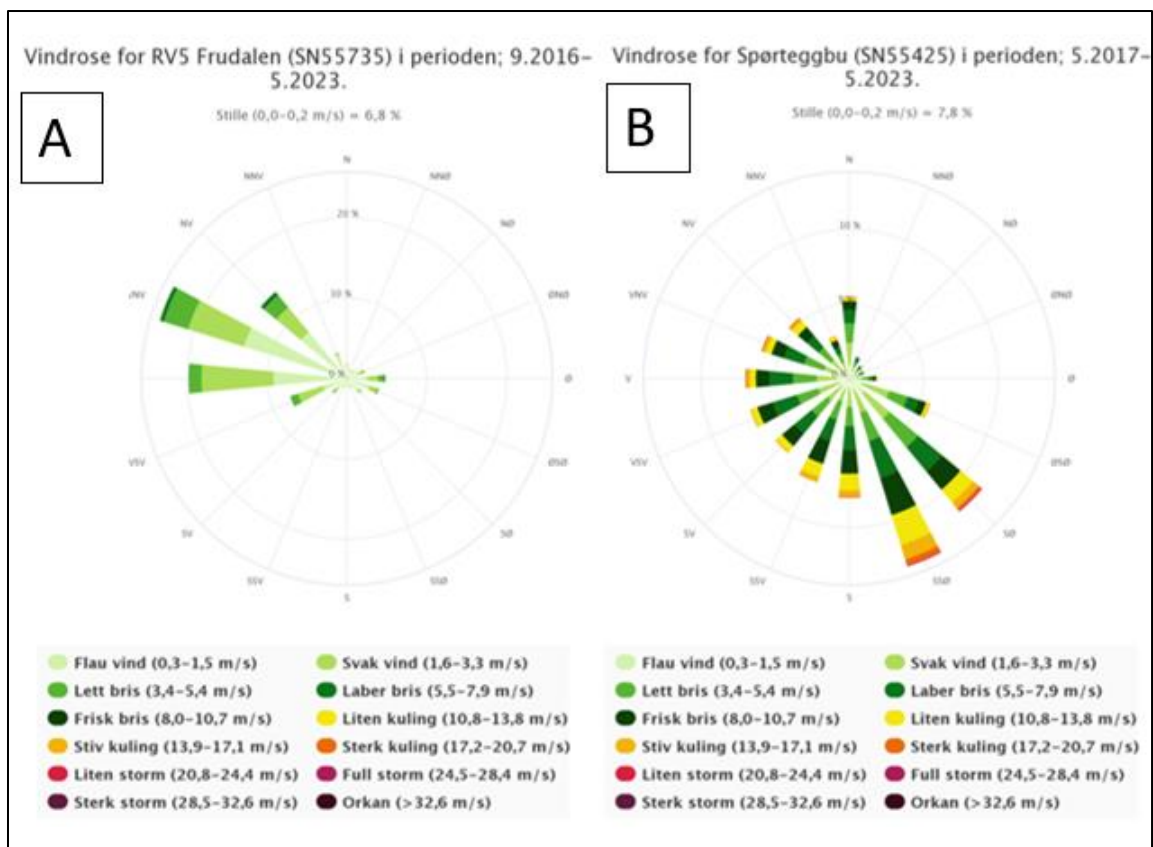
Figur 3: Gjennomsnittleg årsnedbør for klimanormal 1991-2020, for eit utsnitt som omfattar gamle Sogn og fjordane fylke. Skjerdingane er vist ved punkt. Henta frå: SeNorge.no (Varsom SeNorge, u.d.).



Figur 4: Grafar for nedbør og gjennomsnittleg snødjupne ved Anestølen (421 moh.) frå 2019-2023. Data henta frå seklima.met.no (Norsk klimaservicesenter, 2023).

Vindretning og styrke er avgjerande for nedbør og nedbørstype. Vind vert bestemt av vêrsystema som er mest dominerande i området. Generelt vert det nedbør vest for hovudvasskille når det kjem inn fuktig luft frå SV-NV og nedbør slepp mot fjella. Ved svake vindsystem vert det meir nedbør nærare kysten, og ved sterkare vindsystem vert det meir nedbør lenger inn i landet. Vanlegvis er det lågtrykk frå V-SV som gir nedbør på Vestlandet, medan lokalt vil topografien gi variasjon i nedbørsmengd. Dersom lågtrykket held fram nordover gir det ofte vind frå NV-V. Desse vindretningane gir hovudsakleg nedbør i form av byevêr nord for Sognefjorden (NVE, Skredvær, 2017). Nærleik til isbre bidreg til å setje preg på lokalt klima. Over breane ligg kald luft som trekker nedover og ut i dalane, og bakkevind følj fjordar og dalføre. Dette påverkar lokal temperatur, vindmønster og sirkulasjon. (Seter, 2021)

Vêrstasjonar som rapportera vind direkte gir informasjon om dominerande vindretning. Den målte vinden er dermed heilt avhengig av målestasjonens plassering i terrenget. Spørteggbu (1560 moh.) og RV5 Frudalen (521 moh.) er dei næraste stasjonane som ligg med høgde over havet som kan relaterast til Skjerdingane. Målestasjonane har avstandar på 46 km, og 3,7 km frå Skjerdinganebreen. Vindrosediagrammet i figur 5 viser vind ved målestasjonane for dei siste seks åra. Det gir ein indikasjon om dominerande vindretning i området.

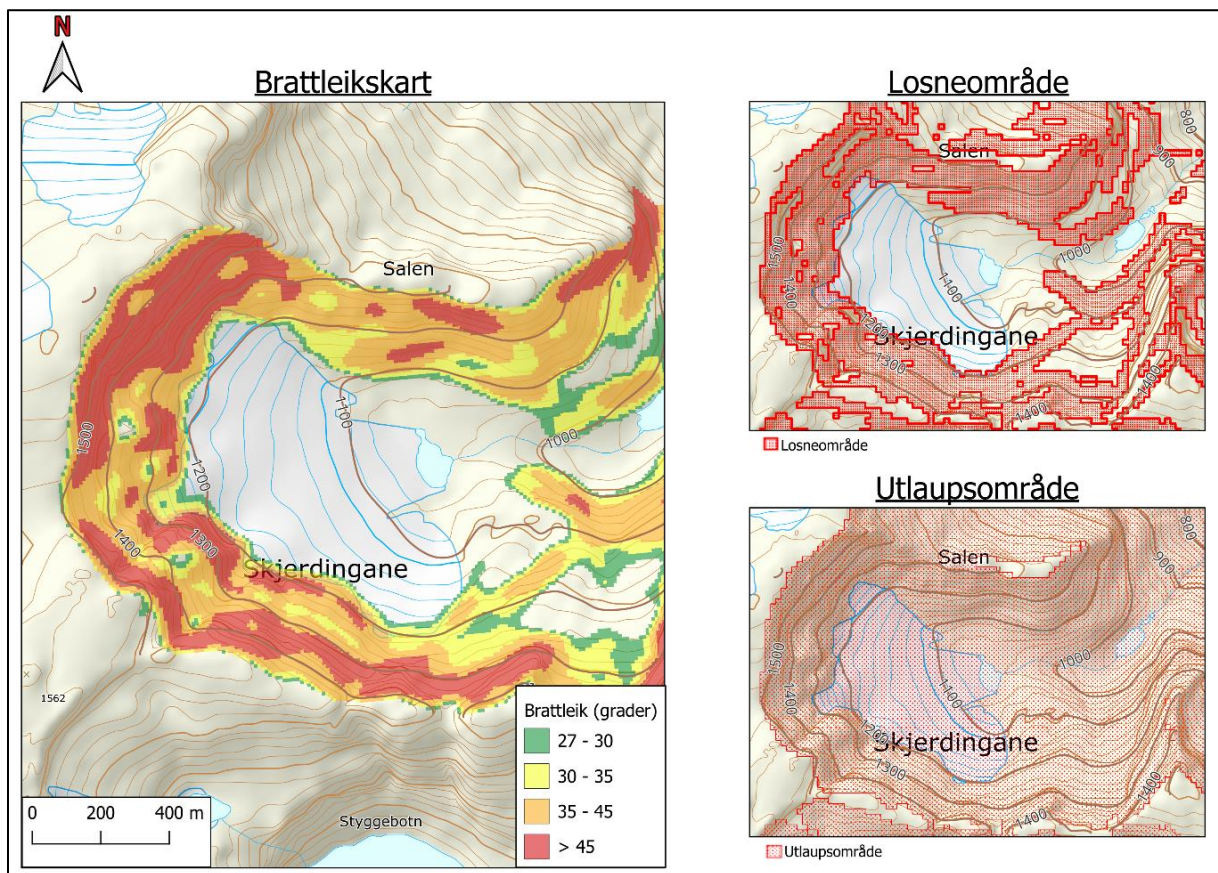


Figur 5: Målt vind frå A) RV5 Frudalen (521 moh.), og B) Spørteggbu (1560 moh.), framstilt i rosediagram, som gir eit inntrykk av kva som er dominerande vindretning i tidsintervallet mai 2016 til mai 2023. Henta frå seklima.met.no, (Norsk klimaservicesenter, 2023).

Det finst to typar snøklima; maritimt og innlandsklima. Generelt langs kysten av Norge er maritimt snøklima dominerande, medan kontinentalt klima er karakteristisk for Innlandet. Figur 1. syner at Sogndal kommune ligg i eit stykke frå kysten, og nærmare innland. Difor kan forholda i Sogndalsdalen vere prega av innslag frå begge snøklima. Maritimt klima gir store snøfall, relativt milde temperaturar og djupe snødekke, Medan kontinental klima er kjenneteikna av lange kuldeperiodar, lite vind, moderat nedbør, låg luftfuktigheit og store daglege og sesongbaserte temperaturskilnadar. Dette gjer at områda i Sogn skil seg noko frå andre typiske stadar ved at det kjem vêrsystem som kan gi nedbør i form av regn tidvis gjennom heile vinteren, men og vêrsystem med kald arktisk luft. Kva vêrsystem som er dominerande til ein kvar tid vil prege korleis snødekket utviklar seg gjennom vinteren (McClung & Schaerer, 2022, s. 26).

2.3 Skredfare

Terreng og meteorologiske forhold ved Skjerdingane gir føresetnadar for snøskred. Nedbørmengd, temperatur, vindstyrke og dominerande retning er viktige parameterar knytt til vêr som lyt vurderast ilag med topografi for å avgjere skredfaren. Brattleikskartet i fig. 6 syner potensielle losneområde kring breen, i tillegg er det relevant om ein har etablerte skredbaner på staden. Dette kan vere renneformasjona. Generelt er det tre typar snøskred; flaskred, lausskred og sørpeskred. Desse er beskive i avsnitt 3.3, og betydinga av snøskred vert utgreia ved problemstilling II.



Figur 6: Brattleikskart og aktsemdskart frå NVE som viser potensielle losne- og utlaupsområde (NVE,2023).

2.4 Tidlegare arbeid

Dei første målingane på Skjerdingane vart utført i 2015 av Rønningen og Eldegard ved Høgskulen i Sogn og Fjordane. Georadarmålingane deira var utført med MÅLA 50 MHz antenner. Basert på fem tversgåande og fire langsgåande georadarprofil målte dei maksimal og gjennomsnittleg istjuknad til ≈ 88 og ≈ 30 m respektivt. Anvendt hastigheit for dei

elektromagnetiske bølgiene i deira tolking av is var satt til $v=0,168$ m/ns. Volumet berekna frå interpolert istjuknadsmodell vart mellom $0,0123$ km² og $0,0167$ km² og gjer at Skjerdinganebreen vert klassifisert som ein liten isbre (areal $< 0,5$ km²).

Målinga deira frå innsjøen viste største djupne på 9 m ved anvendt EM-bølgjehastigheit for is $v=0,168$ m/ns då dei antok heile innsjøen var frosen. Hensikta med studiet deira var å sjå korleis volumet dei fann frå undersøkinga var i forhold til estimerte tal frå volum-arealmetoden. Dei fann at volumberekningar for isbrear basert på volum-arealmetoden underestimerte tala dei fann frå georadarundersøkinga. Metoden er i hovudsak basert på dalbrear større enn Skjerdinganebreen, og slike underestimat skjer ved brear med negativ massebalanse og lite overflateareal (Radic & Oerlemans, 2007). Rønningen og Eldegard (2015) peikar på at underestimatet kan skuldast Skjerdinganebreen sin tilsynelatande, negative massebalanse og lite overflateareal, men at det endå er knytt store usikkerheiter til metoden når det gjeld estimat av små botnbreiar med ein geometri som skil seg frå dalbreiar. I radargramma fann dei reflektorar dei tolka til skredmateriale i dei djupaste snølag. Dei djupaste og grunnaste snølag dei observerte målte 23 m og 4 m ($v=0,21$ m/ns), respektivt. I profila såg dei mykje støy, der EM-bølgjene er blitt reflektert av vassinnhald i breen. Dette indikera at Skjerdinganebreen er ein temperert bre. Dei understrekar at breen høgst sannsynleg har ein negativ massebalanse, då breen har minka medan innsjøen i front av breen har auka i areal.

I 2017 var det to bachelorgrupper ved HVL som utførte målingar parallelt. Halsnes og Hedges (2017) utførte hydrologiske undersøkingar ved bruk av fluorimetriske teknikkar, og Garpestad, Yttervik og Kolnes (2017) undersøkte snøakkumulasjon på breen ved hjelp av georadar målingar med 500 MHz antenner. Sistnemnde sitt studie er spesielt betydingsfullt for oppgåva vår. Dei delte akkumulasjonsområda i eit «nedbørsområde» og eit «skredområde» ved å samanlikne trender frå snødjupnekartlegginga med RAMMS skredmodellering. Vidare estimerte Garpestad, Yttervik og Kolnes (2017) snøakkumulasjonen på breen frå snøskred utgjorde 35% av total snøakkumulasjon. Måten dei gjorde dette på var å anta at den gjennomsnittlege snødjupna i nedbørsområdet var lik over heile breen (5,1 m) og så samanlikna dei differanse frå antatt gjennomsnittleg snødjupne i nedbørsområde med den gjennomsnittlege snødjupna i skredområdet (8,7 m). I tillegg har dei, ved å identifisere firnlag konstruert ei jamvektslinja ut frå fem punkt der sesongsnøgrensa går over til tidlegare

års firm. På denne måten kunne de konkludere til at jamvektslinja til Skjerdinganebreen i 2016 låg på 1145 moh.

Målingane deira frå innsjøen ga ein total djupne på 1,5 m dekt med eit 0,5 m tjukt snølag. I tolkinga deira av snødekket på breen nytta dei EM-bølgjehastigheit på 0,216 m/ns i radargramma, medan i tolkinga av innsjøen nytta dei 0,0334 m/ns for å finne djupna til smeltevatnet og 0,167 m/ns for istjukkeleik på innsjøen. Nokre av desse metodane vil vi sjølv nytte oss av for å kartleggje snødekket og snøakkumulasjon anno 2022 og resultata deira gir eit viktig samanlikningsgrunnlag for våre eigne resultat. Samanlikninga med studiet utført i 2017 av Garpestad, Ytterstad og Kolnes vert diskutert i avsnitt 7.3. vi vil også samanlikne element frå studiet utført i 2015 av Rønningen og Eldegard. Så langt viser resultata frå 2015 og 2017 ei auke i innsjøen si utstrekning (vest til øst) og minking av breareal som tydar på at Skjerdinganebreen trekk seg tilbake og at ablasjon overgår akkumulasjon i løpet av eit år.

Parallelt med vårt studie, har Brimsø, Isunget og Storli (2023) undersøkt bredynamikk og massebalanse på Skjerdinganebreen basert på georadarmålingar med 10 MHz antenner. Dei fann at gjennomsnittstjukkna på breen var 34 m, og største istjukna var 113 m.

3. Bakgrunnsteori

For å få god forståing for metodar, resultat og diskusjon, vert det i desse avsnitta gått gjennom grunnleggjande konsept som er relevant for å svare på problemstillingane våre. Dette innanfor områda glasiologi, snø- og skredvitskap, geofysikk og modellering.

3.1 Glasiologi

Glasiologi er læra om isbrear og prosessar knytt til dei. Ein isbre er ei masse av is som har vorte danna av fleire snøfall og riming. Påverka av tyngda beveger massen seg langsamt nedover ved ei plastisk rørsle. I Norge er det tempererte brear, som vil sei at det meste av bre-massen ligg på trykksmeltepunktet om sommaren (Nesje, Mangerud, Liestøl, & Hagen, 2023). Volumet til isbrear vert bestemt av balansen mellom akkumulasjon og ablasjon, som gir eit uttrykk for massebalanse.

3.1.1 Massebalanse

Massebalanse er gitt av forholdet mellom akkumulasjon og ablasjon på breen. Akkumulasjon skjer i hovudsak ved nedbør, vindtransportert snø og skred. Prosessar på mindre skala som bidreg til akkumulasjon er riming og frysing av regn eller smeltevatn i snødekket. Faktorar som solinnstråling, relieff og nærleik til fuktjelde er og avgjerande for akkumulasjonsraten. For botnbrear utgjer den karakteristiske botnforma eit akkumulasjonsbasseng, spesielt for vindtransportert snø (Benn & Evans, 2010, s. 9). Dersom breen har eit område med snø som ikkje smeltar i løpet av sommaren, utgjer det akkumulasjonsområdet til breen. Her vert det danna firnsnø som er ein meir grovkorna snø som ligg over ein eller fleire somrar (Nesje, Mangerud, Liestøl, & Hagen, 2023). Ablasjon skjer ved smelting, direkte faseovergang frå fast stoff til gass (sublimasjon), vinderosjon, skred eller isnedfall og kalving av isberg (Benn & Evans, 2010, s. 34).

Netto-akkumulasjon er ved enden av sommarsesongen, og positiv eller negativ massebalanse avgjer om breen rykk fram eller trekk seg tilbake. Når akkumulasjon overgår ablasjon aukar breen i volum (Nesje, Brelære, 1995). Det er interessant å sjå på massebalanse saman med klimaendringar. Brefronten flyttar seg fram eller tilbake nokre år etter at massebalansen har endra seg. Dette er reaksjonstida, og den er avhengig av breen sin storleik og form. Ved små brear kan endring av brefrontens posisjon sjåast mellom 3-10 år (Larsen & Nesje, 2002; Nesje, 1995).

3.1.2 Jamvektslinje

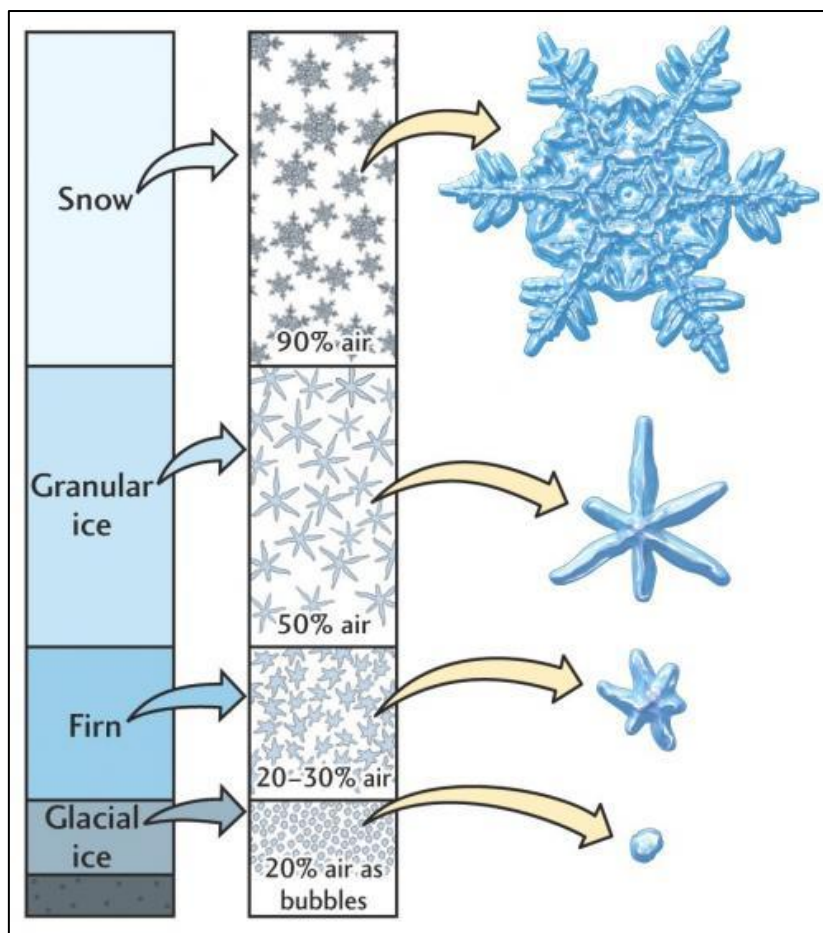
Jamvektslinja til ein isbre er ei tenkt linje som ligg i skiljet mellom akkumulasjons- og ablasjonsområdet, og plasseringa varierer frå år til år (Nesje, 1995). Ved å stadfeste høgda til jamvektslinja kan funn som volumendring, overflateareal, plassering av brefront, og utstrekning av proglasial innsjø indikere positiv eller negativ massebalanse. Ein kan sjå på endring i breen over heile, eller delar av breen over ei viss tidsperiode. Det beste målet på årleg endring i masselagring er å sjå på intervallet mellom to suksessive årlege minimum i massen til breen. Ved høge breiddegrader er årleg minimum på hausten. (Benn & Evans, 2010, ss. 46-47).

3.1.3 Massetettleik for is og firn

Snø på ein isbre som ikkje smeltar vert til firn, og etter fleire påfølgjande år vert firn omdanna til is. Det tek om lag 4-5 år, og skjer etterkvart som volumet av luftfylte porer reduserast, som vist i figur 9. Det fører til at massetettleiken aukar. Massetettleik (ρ), er eit forholdstal og er gitt ved formel 1:

$$\rho = \frac{m}{V} \quad (1)$$

Her er m massen, V er volumet av materialet, og den mest brukte eininga er kg/m^3 . Firn er overgangsfasen mellom snø og breis. Det er ei korna ismasse med tettleik mellom 400-840 kg/m^3 (The Editors of Encyclopedia Britannica, 2019). Typiske verdiar for is ligg på 917 kg/m^3 (Eisen, Nixdorf, Wilhelms, & Miller, 2002).



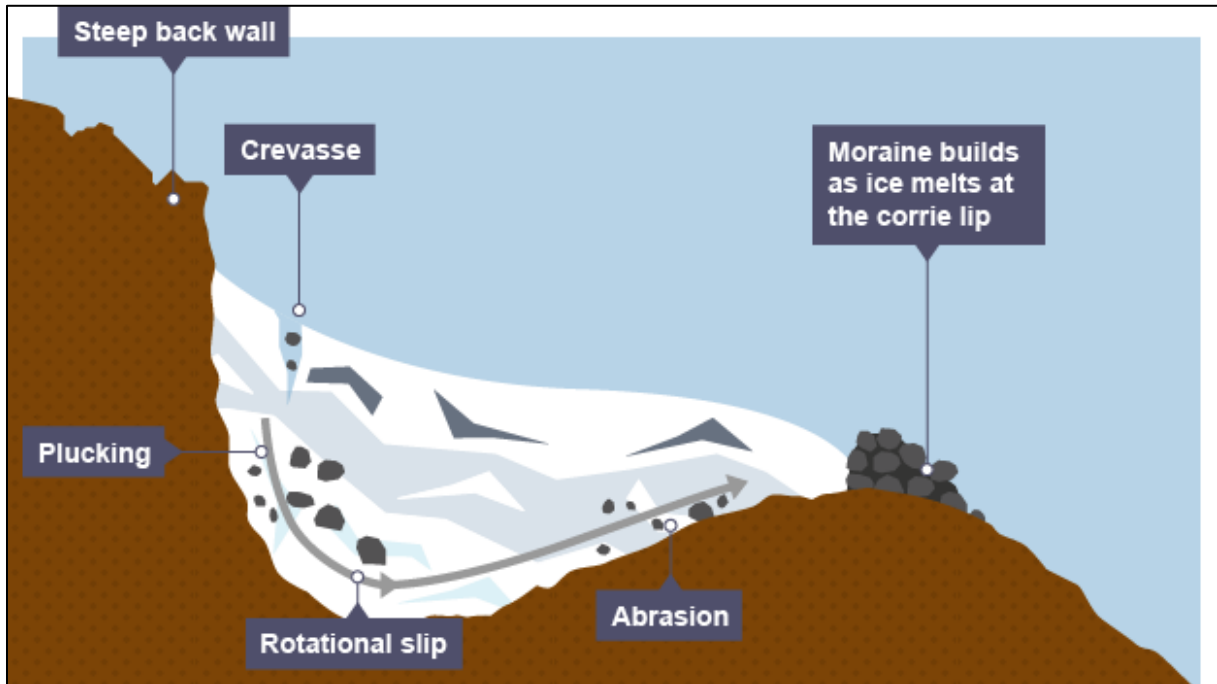
Figur 7: Illustrasjon av omdanninga frå snø til is. Nedover vert det gradvis mindre luft mellom snøkrystallar og korn, og dei vert tettare samanpakka. Henta frå polartrec.com (Wilkening, 2013).

3.1.4 Isrørsle og lausmassetransport

Benn og Evans (2010, ss. 259-328) forklarar korleis isen beveger seg og transporterar lausmassar: Ved oppsamling av snø i akkumulasjonsområdet, og vidare transformasjon av firnsnø, vil isen byggje seg opp til den er tjukk nok til å at den beveger seg nedover. Brerørsle er avhengig av tyngda, og skjer som ein sum av fleire prosessar: gliding, deformasjon av is og deformasjon av underlaget. Ved denne rørsle utfører brear effektiv erosjon (skuring) av underlaget og transport av lausmassar.

Breen kan få tilført lausmassar frå skred frå fjellsider i bakkant og på sidene av breen. Breen kan også plukke opp lausmassar frå botn av breen (fig. 8). Breen kan transportera kornstorleikar frå silt til store steinar. Transporten kan vere på toppen av breen, supraglasialt, på innsida av breen, englasialt, eller subglasialt som er ved botn av breen. Massane kan verte avsett ved brefronten, på sidene eller på botnen av breen som morene. Dersom det er to

isbrear som beveger seg med ulik ishastigheit kan det verte avset ei midtmorene kor desse møtes (Benn & Evans, 2010, s. 348).



Figur 8: Syner korleis botnbrear former landskapet. Karakteristisk er ein bratt bakvegg, og tilførsel av lausmassar herifrå hamnar på isoverflata. Bresprekker og plukking ved botn av breen kan også tilføre lausmassar. Pila syner isrørslø. Abrasjon kan skjer i form av lausmassar som vert transportert og skurar ved botn av breen. Lausmassane vert avset som morene ved randen av breen når is smeltar. Henta frå:BBC.co.uk (BBC, 2023).

3.2 Snødekke

Problemstilling I går ut på å undersøke romleg variasjonen i snødjupne på Skjerdingsanebreen. Snø, snødekke og eigenskapar vert skildra nærmare her. Eit snødekke er eit medium som består av porerom med luft og iskrystallar som er sintra saman, som eit resultat av metamorfiske prosessar (Buser & Good, 1986). Snø er eit dynamisk og komplisert medium kor mikrostrukturen er avgjerande for korleis snøen oppføra seg på makroskala. Vi vil ta føre oss snø på snødekke-skala, eller som ei snøpakke når vi ser på ei vertikal søyle med snø i ei snøprofil. Snødjupne er høgda av snødekket (Armstrong & Brun, 2008). Snødjupne kan variere uavhengig av snømassen på grunn av setning. Det vil sei at snøen set seg gradvis etter eit snøfall. Snøen vert komprimert, gjennom metamorfose av snøkrystallar i snødekket og smelte-fryse episodar (Fitzharris, Owens, & Chinn, 1992).

3.2.1. Undersøking av eigenskapar ved snøprofil

Når ein undersøker ein snøpakke er den øvre grensa atmosfæren, og den nedre grense varierer ut frå kor ein undersøker. Det kan vere is, firnsnø, grunnfjell, lausmassar eller vegetasjon. I eit snøprofil skildrar ein eigenskapar som temperatur og stratigrafi nedover i snødekket. For å beskrive stratigrafien ser ein på korntype, kornstorleik, hardheit, vassmengd, og tettleik i dei ulike laga (McClung & Schaerer, 2022, s. 199).

Temperatur og temperaturgradient

Ved undersøking av snø gjer ein temperaturmålingar nedover i snødekket. Endringar i temperatur over ei distanse gir ein temperaturgradient (McClung & Schaerer, 2022, s. 55-56).

Normalt er varme lagra i bakken frå sommaroppvarming, samstundes som geotermal varme bidreg til å halde temperaturen ved botnlaget kring 0°C , i område utan permafrost. Den øvre grensa i snøpakken vert påverka av kald luft frå overflata om vinteren. Snøtemperatur ved overflata varierer i stor grad grunna veksling mellom dag og natt. Då er nedre del av snøpakken isolert frå desse svingingane. Langtidseffekt av denne temperaturgradient er ein vektor med styrke og retning som gir temperaturendring per distanse. Normalt aukar temperaturen nedover, med unntaket av dei 20 øvste cm som kan oppleve store svingingar. Høge temperaturgradientar (større enn $10^{\circ}\text{C}/\text{m}$) kan føre til rekrystallasjon i snødekket om forholda er tilrettelagt for det, og kan vidare danne vedvarande svake lag i heile eller delar av snødekket. Når ein undersøker snødekke på bre er det generelt liten temperaturgradient (mindre enn $10^{\circ}\text{C}/\text{m}$). Dersom snøpakken er våt, gir det ein temperaturgradient på $0^{\circ}\text{C}/\text{m}$ (McClung & Schaerer, 2022, s. 55-56).

Vassinnhald

Våt snø er eit trefasesystem beståande av snø, luft og vatn. For å skildre vassmengd i snø nyttast omgrepet snø-vatn ekvivalent (SVE) og SVE er eit uttrykk for mengda av vatn som er tilgjengeleg i snøen. Vassinnhald er viktig å undersøke då tettleik og elektriske eigenskapar til snø avhenger av snøfuktigheit, som vert nærare omtala i avsnitt 3.5.3. Snø er vassmetta når vassinnhaldet overgår omlag 15% av det totale volumet. Klassifisering av våt snø vert gjort med ICSI sitt klassifikasjonssystem for vassmengd i snø, synt i tabell 1 (McClung & Schaerer, 2022, s. 69).

Tabell 1: Adaptert frå NVE si felthandbok og ISCI Klassifikasjonssystem som vert nytta for å skildre vassinnhald i snø. Vassinnhaldet i snøen overflate anslåast ved å lage ein snøball. Henta frå varsom.no (NVE, 2022).

Kode	Kjenneteikn	Skildring	Vassinnhald [% av volum]
D	Tørr	Lause snøkorn utan evne til å halde seg saman når ein lagar ein snøball. T er vanlegvis mindre enn 0°	0%
M	Fuktig	Snøen bind seg godt saman når ein lagar ein snøball. T = 0°	<3%
W	Våt	Snøen bindar seg godt og følast våt, men ein kan ikkje pressa vatn ut av snøball. T = 0°	3-8%
V	Veldig våt	Det er mogleg å presse vatn ut av snøballen. T = 0°	8-15%
S	Sørpe	Vatn renn ut av snøen og snøen held seg ikkje saman lenger. T = 0°	>15%

Massetettleik

Snø har tettleik kring 30 – 150 kg/m³ for tørr nysnø som fell i vindstille forhold. Tettleiken aukar til 400-500 kg/m³ når snødekket når sitt maksimum i ein sesong. Vindpåverka snø kan nå tettleik kring 300 – 400 kg/m³. Snø som har smelta og frose igjen, kan ha tettleik kring 700 – 800 kg/m³. For samanlikning har vatn massetettleik 1000 kg/m³. Desse verdiane fortel oss at snødekket kan bestå av 50% luft, eller meir gjennom vinteren (McClung & Schaerer, 2022, s.77). Tabell 2 oppsummera tettleiksverdiar for snø, henta frå Raab og Vedin (1995).

Tabell 2: Oversikt over verdiar for tettleik for ulike typar snø, oversett til norsk. Adaptert frå Raab & Vedin (1995).

Snøtype	Tettleik [kg/m ³]
Veldig lett snø	<30
Tørr nysnø	30-100
Våt nysnø	100-200
Vindpåverka snø	200
Pakka snø sein vinter	200-300
Snø ved smelting sein vår	400

3.3 Snøskred

Snøskred er ein av hovudfaktorane som kan bidra til akkumulasjon på isbre, som vi skal undersøke i problemstilling II. NVE sin rapport frå 2015 definerer snøskred som «En massebevegelse av snø, våt eller tørr, som beveger seg raskt nedover en skråning.» (Jensen, et al., 2015). Snøskred vert delt inn i to hovudtypar som vist i figur 9. Det er flakskred og laussnøskred, som igjen har underkategoriar inndelt etter vassinnhald. Eit snøskred består av tre delar: losneområde, skredbane og utlaupsområde. For å få danna snøskred er terreng og vêr avgjerande faktorar (Jaedicke, 2022).



Figur 9: Syner dei to hovudtypane skred som er flakskred og laussnøskred og grunnleggjande skilnad mellom dei. Henta frå: Friflyt.no (Sande & Nordahl, 2021).

3.3.1 Terreng

Terreng har betydning for skreddanning og korleis skredet oppfører seg etter utløysing. Her inngår underlag med tanke på friksjon. Himmelretning er avgjerande for vind og soloppvarming. Terrengformasjonar påverkar i losneområdet og skredbana. Fjellsider med orientering som ligg i le for vind gir meir innlasting av snø i potensielle losneområde. Gunstige formasjonar for oppsamling av snø er botnar, skåler og forseinkingar samt bratte skar og elvegjel. Spesielt botnformasjonar er gunstig for oppsamling av snø, då dei ligg i le på fleire vindretningar (Jaedicke, 2022).

Terrenghelling i losneområdet er den avgjerande topografiske faktoren for snøskreddanning, og kva type skred som er dominerande. Dei fleste flakskred vert danna når brattaste helling er mellom 30°-50°. Det er sjeldan utløyst skred kor terrenget er slakare enn 30° grader. Terreng som er brattare enn 50° grader er bratt nok til at små laussnøskred vert utløyst ofte, og dermed vert det sjeldan flakdanning her (The American Avalanche Association & the US Forest

National Avalanche Center, u.d.). Tabell 3 syner korleis brattleik heng saman med ulike skredtypar. Informasjonen i tabellen er henta frå «Avalanche Canada foundation» si nettside.

Tabell 3: Brattleik i losneområde sett saman med dominerande skredtype. Informasjon henta frå: *Avalanche.ca* (Avalanche Canada Foundation, 2023)

Brattleik	Dominerande skredtype
60-90 grader	Små laussnøskred førekjem hyppig, sjeldan flakskred.
50-90 grader	Laussnøskred
45-55 grader	Små flakskred
30-45 grader	Flakskred i alle storleikar
25-30 grader	Våte laussnøskred. Sjeldan, men då ofte store flakskred.

I skredløpet er terrenghellinga kring 30° og $15-25^\circ$, og her er det vanleg at skredet føl forseinkingar i terrenget. Dersom det ikkje er utprega forseinkingar, kan skredløpet vere like breitt som losnebreidda. Når skredet kjem til utlaupsområdet bremsast og stoppar det opp. Utlauplengd er avhengig av storleik og vassinnhald i skredmassane. Torre massar har lågare friksjon, er raskare og går lenger enn våte skredmassar. Små, våte skred stoppar mellom $25-15^\circ$ grader. Større, torre skred går lenger, og oppbremsing av desse byrjar når terrenghellinga når 10° . I tillegg er også friksjon i form av underlaget betydingsfult i alle fasar. Skog fungerer som anker i losneområdet dersom skogen har høg nok tettleik, og kan bremse eit skred dersom det er skog i skredbana. Bart fjell og grasflatar har mindre friksjon, og er gunstig for skred (Jaedicke, 2022).

3.3.2 Laussnøskred

McClung og Schaerer definerer laussnøskred på følgjande måte: Laussnøskred er snøskred som startar på eller nær overflata, og består av overflatenær snø som mistar samhold (kohesjon). Utløysinga skjer i eit avgrensa område eller punkt som spreiar seg utover og riv med seg meir snø etter kvart som massane beveger seg nedover. Det gir i ei kjenneteiknande triangelliknande form. Laussnøskred kan vere både våte og tørre, men felles er at hellinga på fjellsida overgår den kritiske vinkelen til snøen, også kalla friksjonsvinkel. Ulike typar snø har

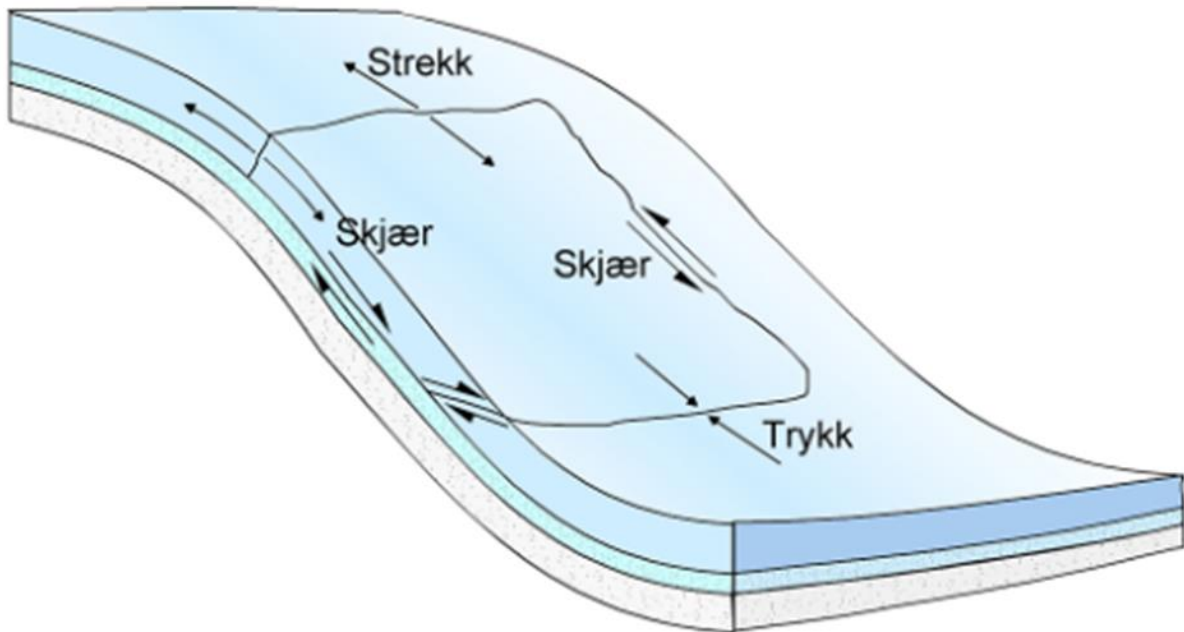
ulik friksjonsvinkel, som er avhengig av korngeometri, temperatur, kohesjon og vassinnhald. Naturleg utløyising av laussnøskred skjer ved lokalt tap av kohesjon. Det kan skje som resultat av metamorfose, eller grunna oppvarming frå solinnstråling eller regn på snødekket.

Utløysinga er ofte nær fjellblottingar, som følgje av lokalt forhøgja temperaturar (McClung & Schaerer, 2022, s. 96-98).

Våte laussnøskred vert ofte utløyst av smelting frå soloppvarming, eller regn. Dette er typisk eit problem når ein regnstorm treff ei fjellkjede midtvinters, som kan hende i maritime klima. Det kjem av at kohesjonen i våt snø minkar med aukande vassinnhald. Dermed er førekomsten av desse skreda størst når vassinnhaldet i snøen nær overflata er aukande. Skreda kan opptre gjennom heile snøsesongen, og kan bestå av snø med relativt høg tettleik. Styrken til våt snø er også avhengig av korn-form og bindingar. Ved fuktig snø kan det oppstå overflatespenningar og bindingar vert danna, som gir snøen moderat kohesjon. Dermed kan snøen verte liggjande på bratte sider. Det er dermed motsigande effektar ved laussnøskred; dei kan hindre flakdanning i bratte heng ved at snø kontinuerleg vert fordelt til mindre bratte område ved små laussnøskred. På den andre sida kan laussnøskred løyse ut flakskred på underliggjande heng (McClung & Schaerer, 2022, s. 96-98).

3.3.3 Flakskred

Eit flakskred består av eit samanhengande flak av snø som ligg ovanpå eit tynnare svakt lag eller brotflate. Skjerspenningar i snødekket fører til svakheitssonar, og dersom spenninga held fram, gir det oppsprekking i sona som er utsett for strekking, illustrert i figur 10. Dersom ein har eit glideplan kan flaket verte isolert og satt i rørsle dersom terrenget er bratt nok. Etter eit flakskred har losna kan ein sjå brotkanten stå igjen rett vinkla på underlaget. Glideplanet er flata som flaket glir på, og den kan vere grunn eller djup i forhold til initial brotflate. Eit grunt flak kan også aktivere eit djupare flak når det beveger seg nedover (McClung & Schaerer, 2022, s. 103-106). Typisk tjukkeleik for brotkant til eit tort flakskred variera frå 0,1 til 2 m, med gjennomsnitt omkring 2/3 m. Det er basert på frekvensfordeling av 200 feltundersøkingar (McClung & Schaerer, 2022, s. 100).



Figur 10: : Skisse av eit flak med spenningsretning teikna inn, og trykk og strekk-krefter. Øvst er flaket som vil utgjere skredet. I midten er laget som utgjer brotflata. Nedst i kvit farge er underlaget. Henta frå: snl.no/snøskred (Jaedicke, 2022).

Eit tørt flakskred treng snø med ein viss kohesjon for å få danna flaket som glir ut. 90% av skreda har i snitt tettheit mellom 100 og 300 kg/m³. Den mest vanlege losnemekanismen er lasting frå nytt snøfall, vindblåst snø eller regn. Andre naturlege årsaker kan vere fallande skavlar, og ristingar frå jordskjelv. Det kan også vere eit resultat av temperaturpåverknad nær overflata av snøpakken (McClung & Schaerer, 2022, s. 103-106).

Det er tre mekanismar som skal til for å danne eit vått flakskred. Om ein eller fleire av desse verkar samstundes er avhengig av strukturar i snøpakken, vasstilførsel og vasslagring. Regn kan vere direkte årsak til utløysing av eit vått flakskred. Ei anna årsak kan vere vasstilførsel som gir endring i styrken til eit svakt lag. I tillegg har vatn ei smørjande effekt på glideflater som er heilt eller delvis impermeable. Vatn vert tilført glideflata ved regn eller smelting, og om glideflata er langs bakken kan varme frå underlaget bidra til å oppretthalde vassproduksjonen her (McClung & Schaerer, 2022, s. 110-111).

3.3.4 Glideskred

Glideskred er ein type snøskred som losnar i overgangen mellom bakken og snødekket. Desse føreset glatte underlag som sva og grasdekke. Det er forbunde med vått snødekke kor vatn vert tilført ved bakken og reduserer friksjonen. Snødekket sig på underlaget pga. tyngdekrafta,

og losnar når friksjonen vert mindre enn tyngdekrafta. Ein kan ofte sjå glidesprekker før utløysinga, som eit tydeleg teikn på rørsle. Skreda kan førekome gjennom heile vinteren, men førekjem ofte på våren mot slutten av dagen (NVE Varsom, u.d.).

3.4 Meteorologiske faktorar

Som nemnt i avsnitt 2.2 bidreg vindtransport og nedbør til akkumulasjon på ein isbre, og solinnstråling har betydning for akkumulasjonsraten. Dermed vil vi gjennomgå mekanismane bak desse prosessane nærare.

3.4.1 Vindtransport

Erosjon, transport og avsetjing av snø er direkte samhandling mellom vind og topografi. Vindtransport er viktig for lasting av snø i le-heng som direkte bidreg til akkumulasjon på isbre. I tillegg er vindtransport av snø viktig for danning av snøskred.

Vindtransportert snø er partiklar som vert transportert til ei høgde på 2 m eller meir. Snødrift er overflatenær transport, og utgjer 90% prosent av transport av snø. Transport av snøpartiklar skjer på tre måtar; ved rulling, saltasjon og suspensjon. Ved rulling vert snøkorna transportert langs bakken i 1 mm høgde. Ved saltasjon har snøkorna ei hoppande rørsle, gjeldande i eit lag på 10 cm. Saltasjon er gjeldande ved vindstyrkar frå 5-10 m/s over kald laussnø. Suspensjon kjem av turbulente luftstraumar som løftar partiklar til ei høgde på 10-100 m. Overgangen mellom saltasjon og suspensjon skjer når vindstyrken overgår 15 m/s, og turbulente stigande luftstraumar overgår fallhastigheita til snøpartiklane. (McClung & Schaerer, 2022, s. 33-39).

Snø vert fordelt ulikt avhengig av topografi, som nemnt i avsnitt 2.3. Den dominerande vindretninga gjennom vinteren er avgjerande for kvar ein får avsetjing av snø frå vind. Generelt får ein erosjon på lo-sider og avsetjing i le-sider. Det kjem av at luftstraumen akselererer på vindsida, pga. kompresjon av luftmassane. På lesida er motsett effekt, som gir negativ akselerasjon, og det fører til avsetjing (McClung & Schaerer, 2022, s. 33-39).

Skavlar er eit tydeleg teikn på vindtransport, då dei er kileforma snøformasjonar som vert danna på lesida av ryggformasjonar og heng kor brattheit endrar seg brått. Vesentleg for skavldanninga er helling på snø-overflata og vindstyrke. Over 34 grader helling gir ingen eller små skavlar. Vinden må ha ei hastigheit på 10-12 m/s for at skavlar skal vekse. Høgare vindstyrke gir erosjon av skavlar. Skavlbrot kan føre til utløysing av snøskred (Eckerstorfer, 2017).

3.4.2 Solinnstråling

Solinnstråling påverkar akkumulasjonsraten til breen, som nemnt i avsnitt 3.1.1. Ved solinnstråling skjer det ei energioverføring som inngår i energibalanselikninga (2) som kortbølgestråling, S_{ut} . Energibalansen på overflata skildrar utveksling av varme mellom snø-overflata og atmosfæren. Varmeutvekslinga skjer ved konduksjon, konveksjon eller stråling. Varmetilførsel ved konduksjon i luft vert i denne samanheng ubetydeleg sett saman med andre mekanismar. Netto energibalanse vert gitt av formelen:

$$Q = S_{inn} + S_{ut} + L_{inn} + L_{ut} + H_S + H_L + G + R \quad (2)$$

der $S_{inn} + S_{ut}$ er balanse mellom innkomande og utgåande kortbølgestråling. $L_{inn} + L_{ut}$ er balanse for langbølgestråling. H_S er sensibel varmekraft, H_L er latent varmekraft, G er jordvarmekraft og R er regn/nedbør. Kor mykje netto varmeenergi som vert tilført overflata er avgjerande for kor mykje varme som vert transportert vidare nedover i snøpakken. Dette påverkar igjen eigenskapane til snøen, og smelting (McClung & Schaerer, 2022, s. 40-44).

Albedo er eit uttrykk for kor mykje stråling som vert reflektert av eit materiale, og påverkar dermed energiutvekslinga. Albedo på snø-overflata varierer med type snø, kor gammal snøen er og vassinnhald. Tabell 4 synar typiske verdiar for overflate albedo (Armstrong & Brun, 2008). Våt snø og smeltande snø har lågare albedo enn nysnø. Det gir ei positiv forsterking ved at meir solinnstråling vert absorbert og snø smeltar ytterlegare.

Tabell 4: Samanfating av albedo verdiar for ulike typar snø. Albedo er eit forholdstal og utan dimensjon. Verdiar henta frå Armstrong og Brun (2008).

Type snø	Albedo
Fersk, tørr snø	0,80 – 0,95
Gammal, tørr snø	0,70 – 0,80
Våt snø	0,50 – 0,70
Smeltande is/snø	0,25 – 0,80
Snøfri vegetasjon	0,10 – 0,30

Som det kjem fram av tabellen har snøfri vegetasjon låg albedo, og mesteparten av strålinga vert absorbert kor det er lausmassar på breen. Det fører til at varmen som vert absorbert kan

overførast til underliggjande is. Det påverkar ablasjonsraten til breen. Det er vist at lausmassedekke seinkar ablasjon på isoverflata når dekket overgår ein kritisk tjukkeleik. Det varierer frå bre til bre, og det trengs generelt eit tynnare dekke ved aukande breiddegrad og høgd over havet (Reznichenko, Davies, & McSaveney, 2017).

3.5 Georadar

Ein georadar er ein elektromagnetisk geofysisk fjernmålingsmetode nytta for å kartleggje indre strukturar i snødekket. Ein georadar består av ei sendar- og motakkarantenne som sender ut ein puls av elektromagnetiske bølger. EM-bølgjene vert emittert frå sendarantenna i ei konisk form, og vidare reflektert når det treff inhomogenitetar i undergrunnen.

Mottakarantenna detektera det reflekterte signalet, og inhomogeniteten kan sjåast som ein reflektor i eit radargram. Dette kan t.d. vere strukturar og laggrensar som grensa mellom snø og is, skredavsetjingar, sediment og indre lagdeling i snødekket. (Everett, 2013, s. 239).

3.5.1 Elektromagnetiske bølger

Signalet frå sendarantenna består av elektromagnetiske bølger. Dei vert skapt av vekselstraum som kjem frå elektriske leiingar. Hastigheita (v) til EM-bølgjene avhenger av forholdet mellom frekvens (f) og bølgjelengd (λ);

$$v = f \times \lambda \quad (3)$$

Frekvens (f) er antal svvingar per tid og er gitt ved formel;

$$f = \frac{1}{T} \quad (4)$$

der T er tida for éi svving.

Elektromagnetiske bølger med relativ låg frekvens (Mellom $10^5 - 10^9$ Hz) er klassifisert som radiobølger. Ved geofysiske undersøkingar med georadar nyttar ein antenner som sender ut radiobølger med frekvensar mellom 10 og 2000 MHz (Everett, 2013, ss. 239-241).

3.5.2 Tovegs reisetid

Tida det tek EM-bølgjene frå sendarantenna til å bli detektert av mottakarantenna vert beskriven av omgrepet tovegs reisetid (TVT) og er gitt ved formel:

$$TVT \approx \frac{2 \times djupne}{v} \quad (5)$$

Her vert djupna multiplisert med to og delt på EM-bølgjene si hastigheit (v). Ved antyding eller utrekning av hastigheit (v) kan TVT avlesast på y-aksen i radargrammet, og ein kan rekne ut djupna til inhomogeniteten. Vidare gir formelen at om ein nyttar lågare hastigheit enn reell hastigheit vert djupna til reflektoren tolka for grunn. Om ein nyttar for høg hastigheit vert djupna for stor (Everett, 2013, ss. 239-278).

TVT vert sett av innstillingane til georadaren (avsnitt 4.2), og maksimal djupne til ein reflektor er dermed avhengig av TVT og EM-Bølgjehastigheit(v). Bølgjehastigheita er vidare avhengig av snøtettleik og mengd vatn i snø (Evans, 1965; Lundberg, Thuneberg & Bergstrøm, 2000; Glen & Paren, 1975). TVT og v er invers proporsjonale, og til dømes vil tørr snø med låg massetettleik gi høgare hastigheit og lågare verdiar for TVT. Korleis hastigheit variera i ulike typar snø vert omtala i neste avsnitt om ulike material sine elektriske eigenskapar.

3.5.3 Elektriske eigenskapar for ulike material

EM-bølgjer spreier seg på to måtar; ved forskyvingsstraum og leiingsstraum.

Forskyvingsstraum

For georadarmålingar er forskyvingsstraum den viktigaste måten EM-bølgjer spreiaast på, og kjem av eit atom eller molekyl vert elektrisk polarisert. Atom lagrar energi ved at dei dannar dipolar. Når atoma rotera til sin originale stilling vil det elektriske feltet fjernast og energien tilført vert frigitt (Everett, 2013, s. 243). Kor lett eit materiale vert elektrisk polarisert i forhold til eit vakuum kan målast ved den relative permittiviteten (ϵ_r , dielektrisk konstant) og inngår i formelen for EM-bølgjehastigheit (v) gitt ved:

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad (6)$$

der c er lyshastigheita i vakuum ($3 \cdot 10^8$ m/s). Hastigheita (v), og endring i den, avhenger av (ϵ_r). Det er primært kontrast i relativ permittivitet mellom to ulike material som bestemmer kor sterke reflektorar i radargram vert (Everett, 2013, ss. 239-278). Tabell 5 gir elektriske eigenskapar for ulike material. Denne oppgåva fokusera i hovudsak på snø, men variasjon i elektriske eigenskapar vert tydeleggjort i samanlikning med andre material.

Tabell 5: Samanfating av variasjonar i elektriske eigenskapar i ulike material. Relativ permittivitet er eit forholdstal utan eining, konduktivitet målast i mikro-siemens per meter og hastigheita er målt i meter per nanosekund. Verdier frå snø er henta frå Lalumiere (2006), * ikkje oppgitt konduktivitet for snø. Medan resterande verdier er henta frå Davis & Annan (1989).

Material	Relativ permittivitet (ϵ_r), [f/m]	Konduktivitet (σ), [mS/m]	Hastigheit (v), [m/ns]
Luft	1	0	0,30
Is	3-4	0,01	0,168
Snø	1.5 – 3.2	— *	0.170 – 0.250
Ferskvatn	80	0,05	0,0334
Saltvatn	80	3000	0,010
Tørr sand	3-5	0,01	0,150

Tabell 5 gir at verdier for relativ permittivitet i snø variera mellom ($\epsilon_r = 1,5 - 3,2$). Denne variasjonen kan forklarast med korleis ulike typar snø variera i tettheit, og er gitt ved Robins formel (Kovacs, Gow, & Morey, 1995):

$$\epsilon'_r = (1 + 0.000845\rho)^2 \quad (7)$$

kor ρ angir massetettheten til snø.

Robins formel er berekna for tørr snø, og tek ikkje høgde for vassinnhald i snø. EM-bølgjehastigheit i snø variera frå 0,170-0,250 m/ns (tabell 5). Det er ein samanheng mellom variasjon i tettheit, hastigheit, relativ permittivitet, vassinnhald og porerom (luft). Forholdet mellom vatn og luft er avgjerande for den relative permittiviteten, og dermed bølgjehastigheita. Til dømes ligg bølgjehastigheita i is på 0,168 m/ns, som ikkje er langt unna nedre verdi for bølgjehastigheit i snø. Is er eit material kor poreroma er blitt komprimert, og iskrystallar sintra saman. Dette gjer at isen har høg tettheit og lite luftinnhald i forhold til snø med låg tettheit og mykje luftinnhald.

Formel (6) og (7) syner samanhengen ytterlegare; auke i tettheit gir kvadratisk auke i relativ permittivitet, medan relativ permittivitet minkar invers kvadratisk med auka hastigheit. Dette peikar på kvifor bølgjehastigheit er lågare i tettpakka og komprimert snø (nedre verdi for $v_{snø}$) enn i snø med mykje luft (nysnø, øvre verdi for $v_{snø}$). Vidare vil snø med høgare vassinnhald

ha lågare EM-bølgjehastigheiter. Tabell 5 syner at relativ permittivitet i ferskvatn er 80 f/m og $v = 0,033$ m/ns. Medan i luft er den 1 f/m, og $v = 0,30$ m/ns. Det er difor forventa at relativ permittivitet for våt snø med høg tettleik er større enn for «pakka» tørr snø med høg tettleik (Lalumiere, 2006).

Firn er ein overgangsfase mellom is og snø, og her vil EM-bølgjehastigheita ligge i nedre del av snøverdiane. Men, har samstundes ikkje like låg hastigheit som i rein is. Med omsyn til TVT vil variasjon i hastigheit til EM-bølgjene gjennom snø (0,25 m/ns – 0,17 m/ns, tabell 5) skape ein skilnad i tida EM-bølgjene brukar gjennom 0,5 m snø, frå 4 ns til 5,9 ns (Lundberg, Richardson-Näslund, & Andersson, 2005). Om ein vel middelhastigheit på 0,21 m/ns vil feilmarginane på 0,5 m tjukk snø med høg tettleik vere kring 0,12 m, medan for tørr snø med låg tettleik vil feilmarginane vere på 0,08 m (Lalumiere, 2006).

Leiingsstraum

Leiingsstraum er når frie ladningar i form av ion og elektron skaper varmeenergi ved at dei bevegar seg. Det vert kalla konduktivitet (σ), og er eit mål på eit materiale si evne til å leie straum. Material med høg konduktivitet gjer det lett for ladningar å bevege seg. Dette fører til stort energitap i det elektriske feltet, og dermed stor demping (omtala i neste avsnitt 3.5.4) av EM-bølgjene (Everett, 2013, ss. 239-278). Kontrast i konduktivitet mellom to lag vil gje reflektorar i eit radargram, men i mindre grad enn ved kontrast i relativ permittivitet.

3.5.4 Utbreiing og demping av EM-bølgjer

Demping er eit fenomen som oppstår når EM-bølgjer brer seg i eit materiale og mistar energi. Demping førekjem ved energispriing, dielektrisk absorpsjon og geometrisk spreing. Først og fremst vil bølgjene spreia i alle retningar ved geometrisk spreing, og styrka til EM-bølgjeenergien vert redusert med forholdet $1/r^2$. Kor r er radius, altså avstanden frå kjelda (Plewes & Hubbard, 2001, s. 207). Vidare vert bølgjeenergien spreia ved refleksjon, refraksjon og/eller diffraksjon når EM-bølgjene treff lagdelingar eller andre inhomogenitetar i undergrunnen. Spreiinga gjer at EM-bølgjene vert dempa og reflektorane i radargrammet svekkast. Dielektrisk absorpsjon skjer i hovudsak i material med god konduktivitet, kor elektron roterast i forhold til atomkjerna, eller i form av at vassmolekyl vert rotert (Everett, 2013, ss. 239-278).

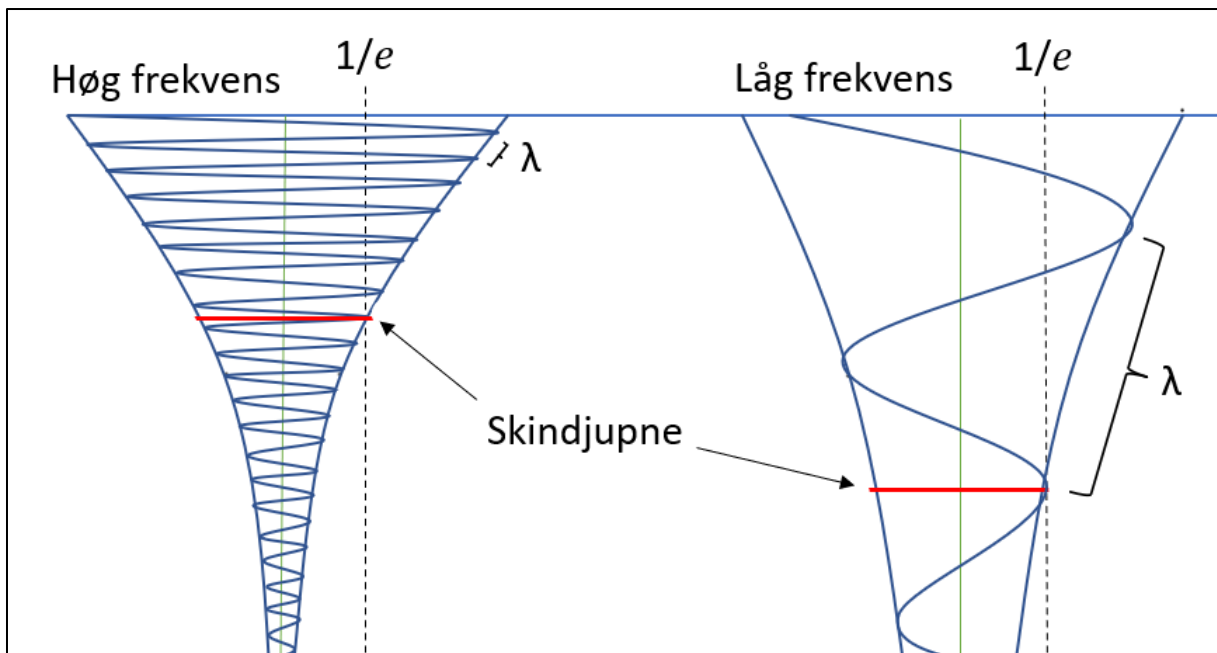
Vatn har relativt høg konduktivitet ($\sigma = 0,05$, tabell 5) i forhold til luft ($\sigma = 0$, tabell 5). Det kjem av at når vassmolekyl vert utsett for energi frå EM-bølgjer fører den molekylære utforminga til at det vert danna dipolar. Ein dipol er at ladningar blir konsentrert som motpolar til kvarandre. Molekyl i luft har ein symmetrisk oppbygging som ikkje let seg polarisere like enkelt. Polariseringssevne, og dermed konduktivitet aukar med innhald av frie ladningar. Det aukar dempinga av elektromagnetiske bølgjer, som gir at signalet i mindre grad vert reflektert tilbake. Det fører til svakare, eller ikkje eksisterande reflektorar i radargram.

Is har relativt låg konduktivitet ($\sigma = 0$, frå tabell 5) og eignar seg difor godt til georadarundersøkingar. Vanlege antennefrekvensar ligg mellom 10 – 2000 MHz, og sjølv høge antennefrekvensar kan penetrere djupt i is. Sjølv om is og vatn delar kjemisk formel er is eit fast materiale. Det gjer at molekyl ikkje dannar dipolar som i væskeform når EM-bølgjer vert sendt gjennom dei. Dette utgjer grunnlaget for at EM-bølgjene når djupt i snø og is. Med låg antennefrekvens kan ein i polarisundersøkingar nå djupner på 4000 m (Mauring, Koziel, Lauritzen, Rønning, & Tønnesen, 1995).

Skinndjupne (fig. 11) er eit mål på kor mykje av energien til EM-bølgjene som vert dempa ved ulike djup. Skinndjupna er definert som djupna kor amplituden av dei utsendte EM-bølgjene er redusert til $1/e$, kor e er «Eulers tal» $\approx 2,718$. Det vil seie at på dette djupet er amplituden til EM-bølgjelengda $1/3$ av utgangspunktet (Mussett & Khan, 2000). Skinndjupna er gitt ved formelen:

$$\text{Skinndjupne} = 500 \sqrt{\frac{1}{\sigma f}} = 500 \sqrt{\frac{\lambda}{\sigma v}} \quad (8)$$

Som gir at skinndjupna reduserast eksponentielt ved auka konduktivitet og frekvens (Mussett & Khan, 2000). Skindjupna er avgjerande for kor djupt EM-bølgjene kan penetrere i eit materiale før bølgeenergien vert absorbert. EM-bølgjehastigheita gjennom eit gitt material er konstant, medan demping aukar med aukande frekvens og konduktivitet (Everett, 2013, s. 243). Penetrasjonsdjupna til EM-bølgjer avhenger altså av korleis EM-bølgjene spreiar seg, konduktivitet, bølgjelengd og antennefrekvens. Antennefrekvens kan variere mellom 10 – 2000 MHz, og for å finne ut kva antenner som er mest hensiktsmessig å bruke lyt ein ta omsyn til materialet ein undersøker. Korleis skinndjupne avhenger av frekvens er illustrert i figur 11.



Figur 11: Framstilling av korleis skindjupna variera med ulik antennefrekvens; høg frekvens gir mindre skindjupne.

3.5.5 Vertikal oppløysing

Vertikal oppløysinga er den tjuknaden eit lag minimum må ha for at refleksjonar frå strukturens topp og botn kan observerast som særskilde reflektorar i eit radargram (Everett, 2013, ss. 239-278). Antennefrekvens er avgjerande for den vertikale oppløysinga, og ofte må vertikal oppløysing gå på kompromiss med penetrasjonsdjupne. Høg antennefrekvens gir meir detaljert data, og tydlegare avlesing av reflektorar i radargram. Men EM-bølgjer vert dempa for kvar svinging (avsnitt 3.5.4), og sidan bølgjelengd er kortare ved høg antennefrekvens, vert penetrasjonsdjupna mindre (Everett, 2013, s. 250). Til dømes fører fin lagdeling til tap av energi for kvar reflekterte horisontale laggrense (Everett, 2013, s. 244). Ved georadarundersøkingar må ein dermed ha eit mål på kor djupt ein ynskjer å måle, og vege det opp mot kor høg detaljgrad som er naudsynt for det ein ønsker å kartlegge.

3.5.6 Stadfesting av EM-bølgjehastigheit i georadarundersøking i snø

Det er fleire metodar ein kan nytte for å fastsetje EM-bølgjehastigheit nytta i prosessering av georadardata, for å kunne tolke mest mogleg presis djupne til laggrensene ein ynskjer å kartlegge. Tettleik, vassinnhald og relativ permittivitet er som nemnd viktige for utbreiinga av elektromagnetiske bølgjer. Den mest vanlege metoden for stadfesting av EM-bølgjehastigheit er å grave til botnen av snødekket, får så å måle georadar ved same punkt. Det gir eit punkt

med kjend djupne som ein kalibrera EM-bølgjehastigheita etter (Mette Kusk Gillespie og Simon de Villiers, pers. medd.). Om det ikkje er mogleg å grave til botn kan ein nytte søkestong for å måle djupna. Andre metodar er snøprøveanalyse frå snøprofil og radarboring. To eller fleire metodar nytta ilag gir større presisjon og moglegheit for kalibrering.

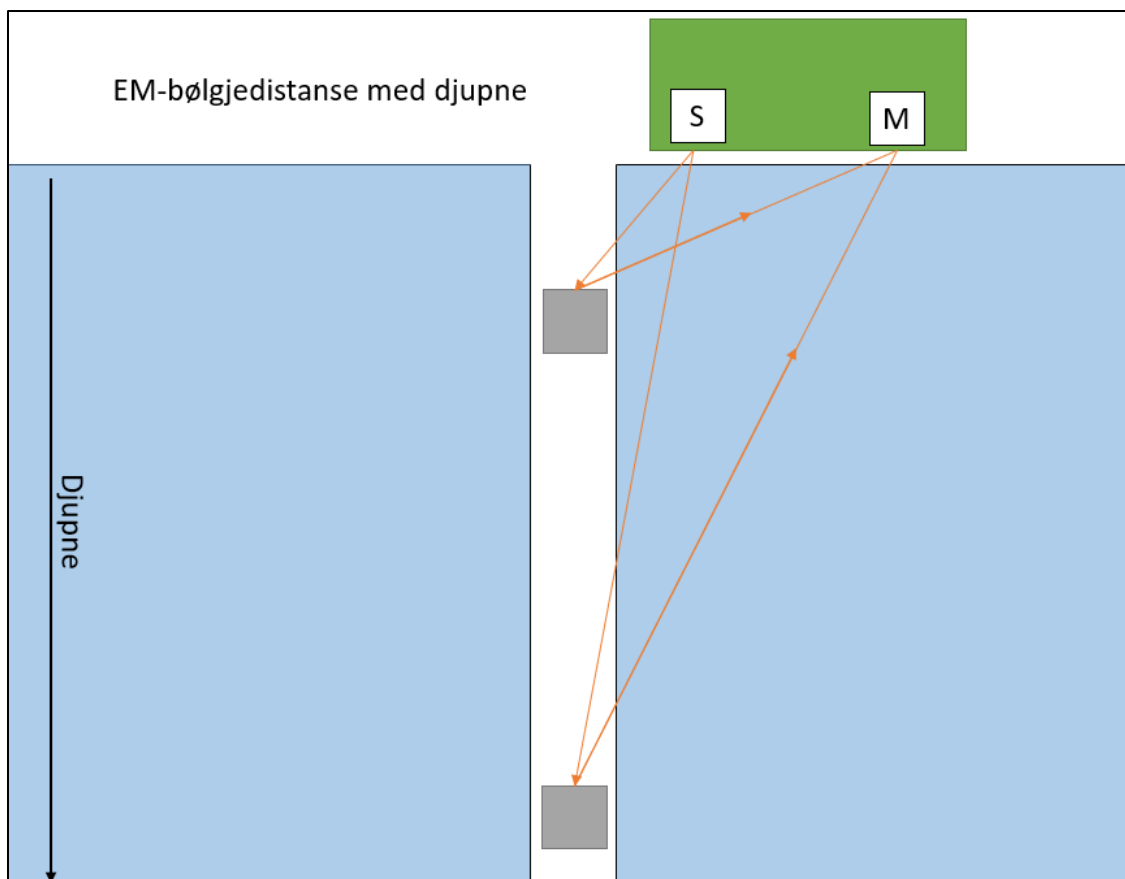
Derivere EM-bølgjehastigheit frå snøprøveanalyse

Ved å grave eit snøprofil kan ein ta masseprøver av snøen med eit visst vertikalt intervall. Ein nyttar ei snøskuffe med eit gitt volum, og så veg ein massen av kvar prøve på staden. Masseprøvane kan bli rekna ut til tettleik ved formel (1). Ved bruk av Robins formel (7) for tørr snø, kan tettleiksverdiar bli rekna om til relativ permittivitet, og vidare til EM-bølgjehastigheit ved bruk av formel (6). Det gjerast for kvart intervall nedover snøprofilen, eller ein kan finne gjennomsnittsverdiar. For våt snø med kjent vassinnhald kan formlar som tek omsyn til vatn nyttast snø (Lundberg & Thunehed, 2000).

Radarboring

Ei radarboring kan utførast ved at ein borar eit hol ned i snøen og firar ned eit objekt med kontrast til undergrunnen. Objektet vert firt ned ein gitt avstand med eit gitt tidsintervall. I eit radargram vil objektet gje seg til kjenne ved fleire reflektorar med bestemt avstand mellom. Det gir ei trappeliknande visualisering i radargrammet, og døme på eit radargram frå egen radarboring som viser dette er gitt i avsnitt 5.2.1.

Ved kjente djupner kan ein lese av TVT på venstre y-akse i radargram. Med verdi for TVT og djupne kan ein rekne ut EM-bølgjehastigheit ved bruk av formel (5), då hastigheit er einaste ukjende. Om det vert forstyrringar i reflektorane i radargrammet kan ein alternativt anvende differanse i TVT mellom to reflektorar til å rekne om til EM-bølgjehastigheit (fig. 12), då avstandsintervallet er bestemt.



Figur 12: Framstilling av skilnad i innfallsvinkel for reflektert objekt i dei grunnare og i dei djupare lag. Grøn boks representera georadarar med sendarantenne (S) og mottakarantenne (M). Grå boks representera objekt firt ned med tau i undergrunnen.

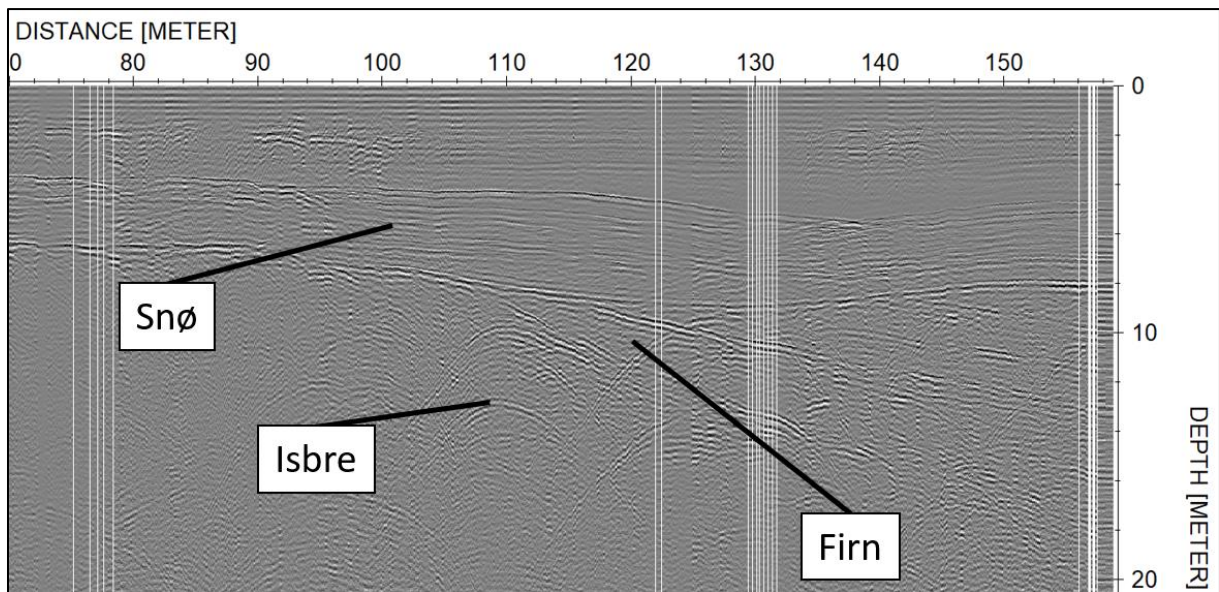
Med gode resultat kor ein helst har fleire enn fem sterke refleksjonar som er lett å avlese i radargrammet, kan metoden i seg sjølv vere tilstrekkeleg for å fastslå hastigheit. Årsaka til at det bør vere fleire reflektorar, er at dei øvste reflektorane har større innfallsvinkel enn dei djupare laga, som vert synt i figur 12. Denne feilkjelda kan korrigerast for ved trigonometrirekning. EM-bølgjer spreiar seg geometrisk ut frå georadarantenne (avsnitt 3.5.4) og ut frå Snells lov vert EM-bølgjer reflektert eller refraktert med same vinkel bølgja treff objektet. I dei øvste laga vil denne feilkjelda gjere at ein tolkar laggrensene djupare enn dei eigentleg er.

Problemet med metodane er at derivert EM-bølgjehastigheit berre er representativ for det gitte punkt i snøprofilen eller radarboringa. Arbeidet med å velje EM-bølgjehastigheit som er representativ for heile snødekket er komplekst. Om variasjonane er anteke å vere store kan det vere hensiktsmessig å dele snødekket inn i ulike sonar kor ein nyttar ulik hastigheit.

3.5.7 Tolking av reflektorar i radargram under snøundersøkingar

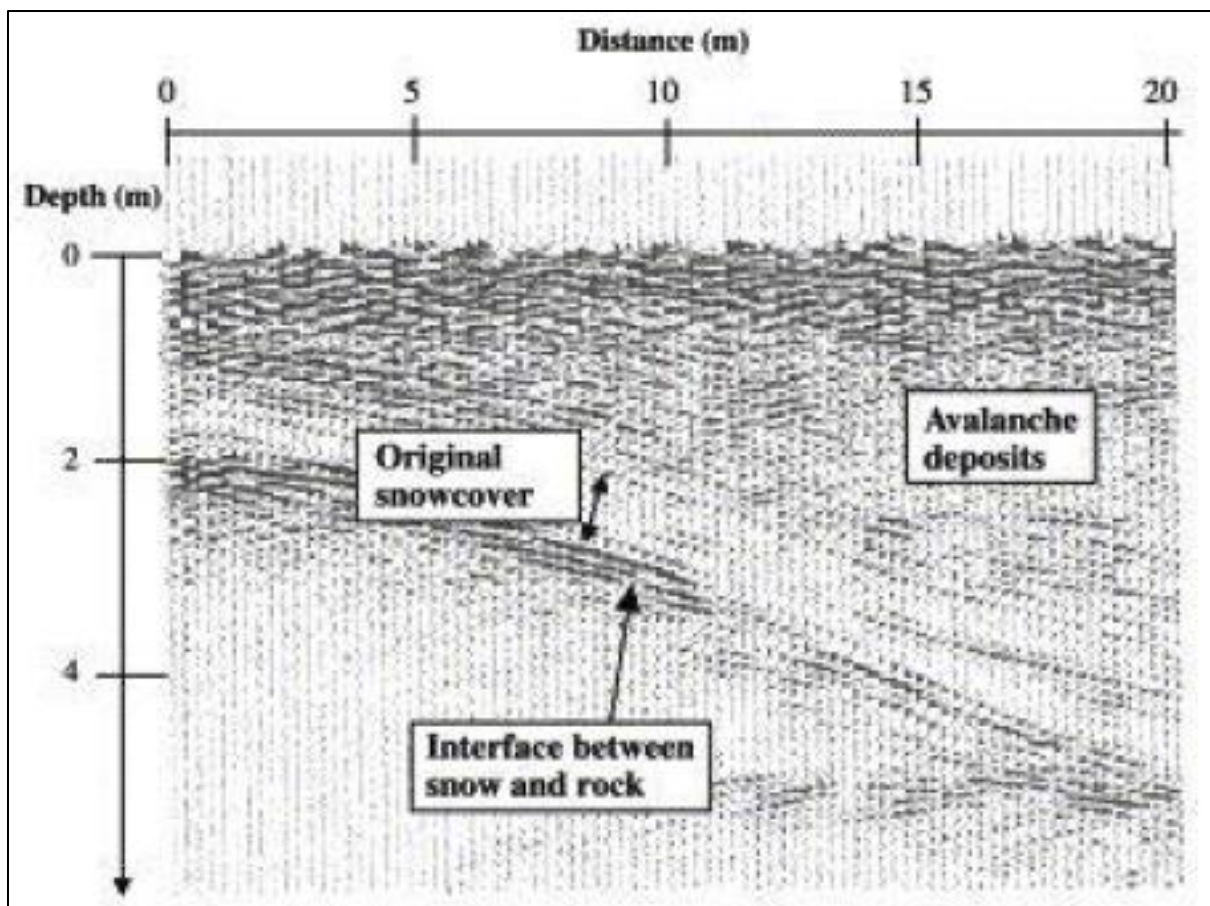
Reflektorane som synast i eit radargram vil ha ulik karakteristikk for ulik type lagdeling eller inhomogenitet i undergrunnen. Lag av både is og snø som legg seg i akkumulasjonssona vil bevare ein stratigrafi som speglar tidelegare miljø. I dei øvste laga av iskjernar vil årlege akkumulasjonslag vanlegvis sjåast som alternerande band av klar is og is med luftbobler. Dei alternerande banda kan bli datert ved å telle frå overflata og ned, likeins ringar i tre. Støv og andre ureinheiter som legg seg på isen kan med tid sjåast som indre lagdeling i isen (Benn & Evans, 2010, s. 338). Dette gjer at is kan ha stratigrafi som sjåast som horisontalt lagdelte reflektorar i radargramma. Breis har ofte sprekkjer og inhomogenitetar. Slike vekslingar kjem fram som hyperblar i radargramma. Eit døme på det er synt ved markeringa «isbre» i figur 13.

Sesongsnø er kjenneteikna ved jamn horisontal lagdeling frå ulike periodar med nedbør i løpet av sesongen. Laggrensene vil visast som individuelle jamne reflektorar i radargramma (fig. 13). Sesongsnø og is skil seg frå kvarandre ved å ha ulik verdi i tettheit. Dei ulike verdiane gir kontrast i den relative permittiviteten som er primær årsak til sterke reflektorar i grensa mellom dei (avsnitt 3.5.3). Firnsnø som ligg att frå tidlegare sesongar, kan verte erodert gjennom ablasjonssesongen og laggrenser mellom snø og firn visast då som skråstilte reflektorar med diskordans (Instanes, Lønne, & Sandaker, 2004).



Figur 13: Døme på korleis sesongsnø, isbre og tidlegare års snø (firn) kan tolkast i eit radargram.

På Skjerdinganebreen vil vi undersøke grensa mellom snø og is, men vi kan også forvente å finne avsetjingar frå både snøskred og steinskred på breen. Instanes, Lønne & Sandaker (2004) gjorde ei undersøking i skredavsetjingar på Svalbard, og konkluderte at i område med skredavsetjingar frå snø vil reflektorane sjå kaotiske ut i radargramma (fig. 14). Dette gjer at grensa mellom skredavsetjingar og den meir homogene og strukturerte originale snøpakken kan kjennast att relativt lett.

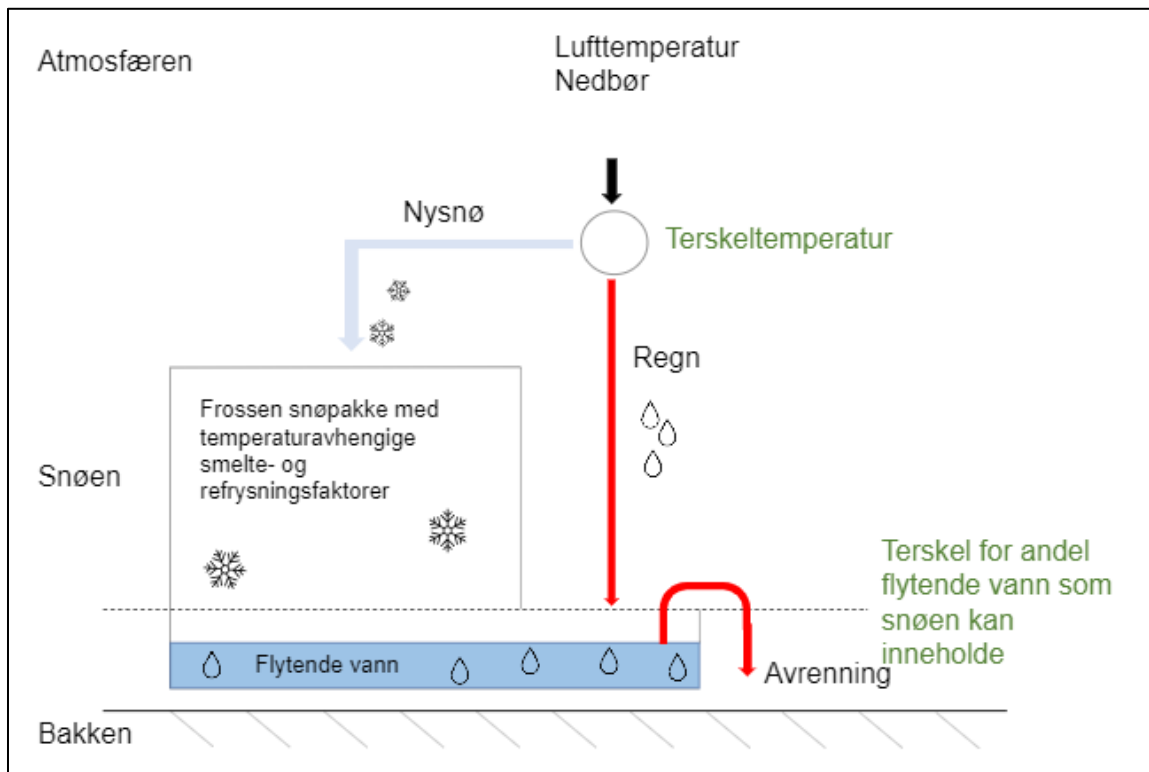


Figur 14: Visualisering av korleis skredavsetjingar kan synes i radargramma (Instanes, Lønne, & Sandaker, 2004).

3.6 Snødjupnekart

Snøkarta til SeNorge gir informasjon om snøtilhøva ved Skjerdinganebreen, og for å kunne hente ut god informasjon er det nødvendig å vite kva data som ligg til grunn for dei. Det finst fleire ulike typar snøkart; snødjupne, nysnødjupne, vassekvivalent i snøen, snøsmelting og snølast. For å lage karta vert det nytta ein snømodell kor heile landet vert delt opp i ruter på 1 km². Deretter vert snøforhold berekna innanfor rutene. Datagrunnlaget i snømodellen er nedbør- og temperaturkart. Dette er døgncart som gir data frå 1957 og fram til i dag. Temperatur bestemmer om nedbør vert snø eller regn. Er det er kaldare enn 0,5°C, vil nedbøren kome som snø. Temperatur bestemmer også om snø smeltar; dersom det er kaldare enn 0°C vil ikkje snø smelte i modellen. Første trinn i modellen er å berekne snø i mm vatn. Det gir kart som viser snø i tal mm vassekvivalent, og tal mm smelta snø/avrenning. Ut frå dette vert snødjupne utrekna. Figur 15 illustrera påverkande faktorar for berekinga. Det er avhengig av temperatur på nysnø. Modellen reknar også kor mykje samansynking det er i

snøen, og trekke frå snøsmelting. Resultatet er nysnøkart, snødjupnekart og skiførekart (Varsom SeNorge, u.d.).



Figur 15: Illustrasjon av korleis lufttemperatur er inputdata i modellen, og vidare kva faktorar som påverkar berekninga av snø i mm vatn (Varsom SeNorge, u.d.).

Dei ulike karta er basert på interpolasjon av nedbør og temperaturdata, og ein snømodell som bereknar forholda vidare. Det gir ei viss usikkerheit når ein nyttar data frå snøkarta. Det kan kome av usikkerheit i interpolasjonen eller at modellen tolkar forholda annleis enn verkelegheita. Spesielt med lufttemperatur rundt 0°C kan feil og usikkerheit i interpolering og utrekning gi store utslag (Varsom SeNorge, u.d.).

3.7 Dynamisk modellering av skred

Rapid Mass Movements Simulation, forkorta til «RAMMS» er ei programvare som simulerer masserørsler. Modellen simulerer rørsle frå eit definert losneområde til utlaupssone i eit tredimensjonalt terreng. Modulen *RAMMS::Avalanche* simulerer fenomen som består av lausmasse og snø kor det er luft mellom partiklane. Simuleringa av rørsle er basert på likningar som føreset hastigheiter og flytehøgder som er parallelle med hellinga til underlaget. Modellane treng også god og korrekt digital framstilling av terrenget. Det er viktig med riktig

bruk av RAMMS for at modellane skal kunne simulere store skredhendingar og mindre massebevegelsar (WSL Institute for Snow and Avalanche Research SLF, 2022).

3.7.1 Friksjon

RAMMS nyttar Voellmy si friksjonslov. Her vert motstand frå friksjon delt inn i to delar som ein kjenner som koeffisientane μ (Mu) og ξ (Xi) i modulen. Mu er ein type friksjon som er relatert til normalspenning, og Xi er relatert til drag, eller viskøs-turbulent friksjon.

Koeffisientane er ansvarlege for korleis massestraumen oppfører seg. Mu dominerer når skredet er i ferd med å stoppe medan Xi er dominerande ved høge hastigheiter.

Friksjonsmotstand er gitt ved S (Pa):

$$S = \mu N + \frac{\rho g u^2}{\xi} + (1 - \mu)N_0 - (1 - \mu)N_0 e^{-\frac{N}{N_0}} \quad (9)$$

Kor N er normalkraft gitt ved:

$$N = \rho h g \cos(\phi) \quad (10)$$

Her er ρ tettleik, g er gravitasjonsakselerasjon, ϕ er helningsvinkel til underlaget, h er flytehogd og u er vektorstorleik som består av hastigheita til skredet i x- og y-retning. Denne likninga tek høgde for kohesjon, samholdsevna til snøen, ved N_0 som utgjør skjær spenning (WSL Institute for Snow and Avalanche Research SLF, 2022).

3.7.2 Inputdata

For å gjere ei simulering treng ein eit studieområde og eit scenario ein vil undersøkje, og dermed treng ein inputfiler. For kvart prosjekt vel ein geografisk avgrensing, og deretter legg inn topografisk data, og vel ei oppløysing for den digitale terrengmodellen. Andre parameter kan endrast for kvart scenario.

Ved avgrensing av losneområde er det areal og vertikalt losnedjup ein vel, og det har stor innverknad på resultatet. Det er anbefalt å gjere vala basert på tilgjengeleg informasjon; bilete, kart og observasjonar. Ein kan justere tettleik og kohesjon til forholda ein er interessert i. I handboka til snøskredmodulen er det gitt nokre anbefalingar for parameterval. For tørre skred anbefaler manualen verdiar for kohesjon mellom 0-100 Pa. For våte skred nyttar ein høgare verdiar opptil 200 Pa. For tettleik er det anbefalt å behalde standardverdi på 300 kg/m³ dersom ein ikkje har nærmare informasjon om snøtettleik.

Ein kan også endre simuleringsoppløysing. For store skred er det anbefalt 5 m oppløysing, for mindre er 2-5 anbefalt. For friksjonsparameter kan ein velje mellom konstante og variable verdiar. Dersom ein gjer berekningar med konstante verdiar vert ikkje skog og kurvatur teke med i berekninga. Handboka anbefaler difor å nytte variable verdiar for friksjon (WSL Institute for Snow and Avalanche Research SLF, 2022).

3.7.3 Lage MuXi-fil

RAMMS gjer ei terrengeanalyse kor helling og kurvatur vert analysert og klassifisert i flatt, opent, kanalisert eller elvegjel. Deretter nyttar RAMMS klassifiseringa ilag med informasjon om skog, globale parameter og høgdegrensar for å gi friksjonsverdiar. Då får kvar celle tileigna ein Mu og Xi verdi. Storleiken på cellene er avhengig av oppløysinga til den digitale terrenge modellen. Høgdegrensene er tregrense og snøgrense. Standardinnstillingane er sett til å gjelde for forhold i Alpane, og ein kan difor tilpasse desse grensene til ulike regionar. Globale parameter er gitt i returperiode i år, og storleikskategori for skredet. Ein kan også leggje til informasjon om skog til fila. Det er ikkje nødvendig, men anbefalt. (WSL Institute for Snow and Avalanche Research SLF, 2022)

4. Metode og datainnsamling

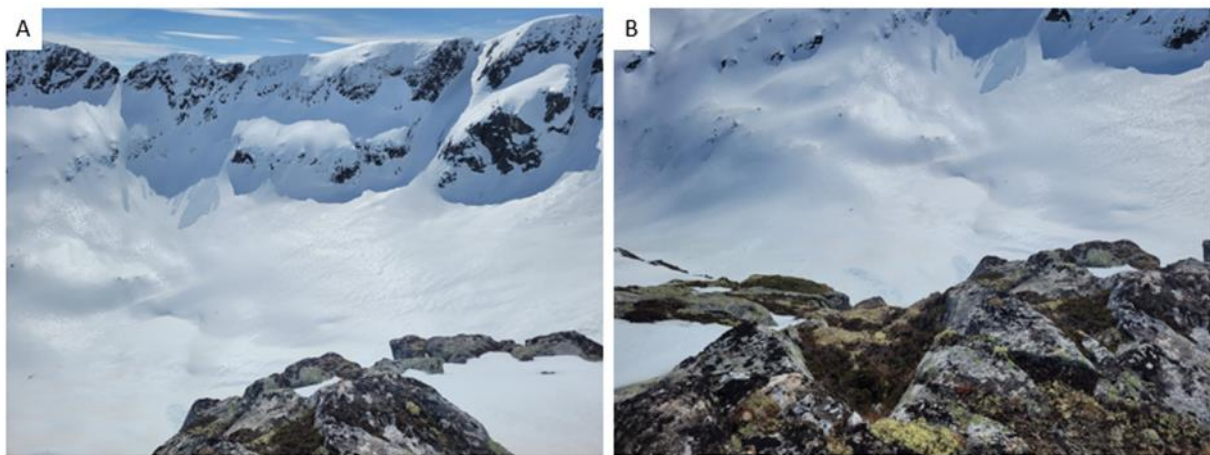
I dette kapitlet legg vi fram dei ulike metodane vi har nytta for å svare på dei tre problemstillingane. Det inneber undersøkingar i felt, geofysiske målingar, datainnsamling, prosessering og tolking. Oppgåva består av tre hovuddelar; arbeid relatert til georadar, biletanalyse og undersøking av massetransport ved utrekningar og modelleringar. Vi vil også skildre programvara vi har nytta som verktøy; geografisk informasjonssystem og prosesserings- og modelleringsverktøya «Reflex2DQuick» og RAMMS. Ved ulike metodar har vi nytta datagrunnlag som vert gitt i tabell 6.

Tabell 6: Oversikt over datagrunnlag.

Type data	Skildring
Meteorologisk data	<ul style="list-style-type: none">• Informasjon om snø-, vêr-, vassforhold og klima frå SeNorge (https://www.senorge.no/).
Kartdata	<ul style="list-style-type: none">• Ortofoto frå Norge i bilder samt 3D-versjonen (https://norgebilder.no/).• Topografisk norgeskart og DTM 10 Terrengmodell UTM 33 frå kartverket, henta frå kartkatalogen (https://kartkatalog.geonorge.no/).• Satelittbilete frå google earth (https://earth.google.com/web/).• Brattleikskart og aktsemdskart frå NVE (https://temakart.nve.no/).

4.1 Feltarbeid

Feltarbeidet vart utført 9. mai 2022, og figur 16A og 16B gir oversiktsbilete frå denne dagen. For å få eit mål på maksimal akkumulasjon var feltarbeidet lagt til slutten av vinterakkumulasjon før ablasjon startar. Hensikta med feltarbeidet var å samle data om lateral og vertikal variasjon i snødekket og innhente informasjon om skredaktivitet. Verktøya vi nytta for dette var georadarmålingar, snøprofil, radarboringar, observasjonar og foto. Resultata av georadarmålingane vert framstilt i eit radargram. For å kunne tolke snødjupne i radargram lyt ein estimere EM-bølgjehastigheita, og eigne metodar er knytt til dette.



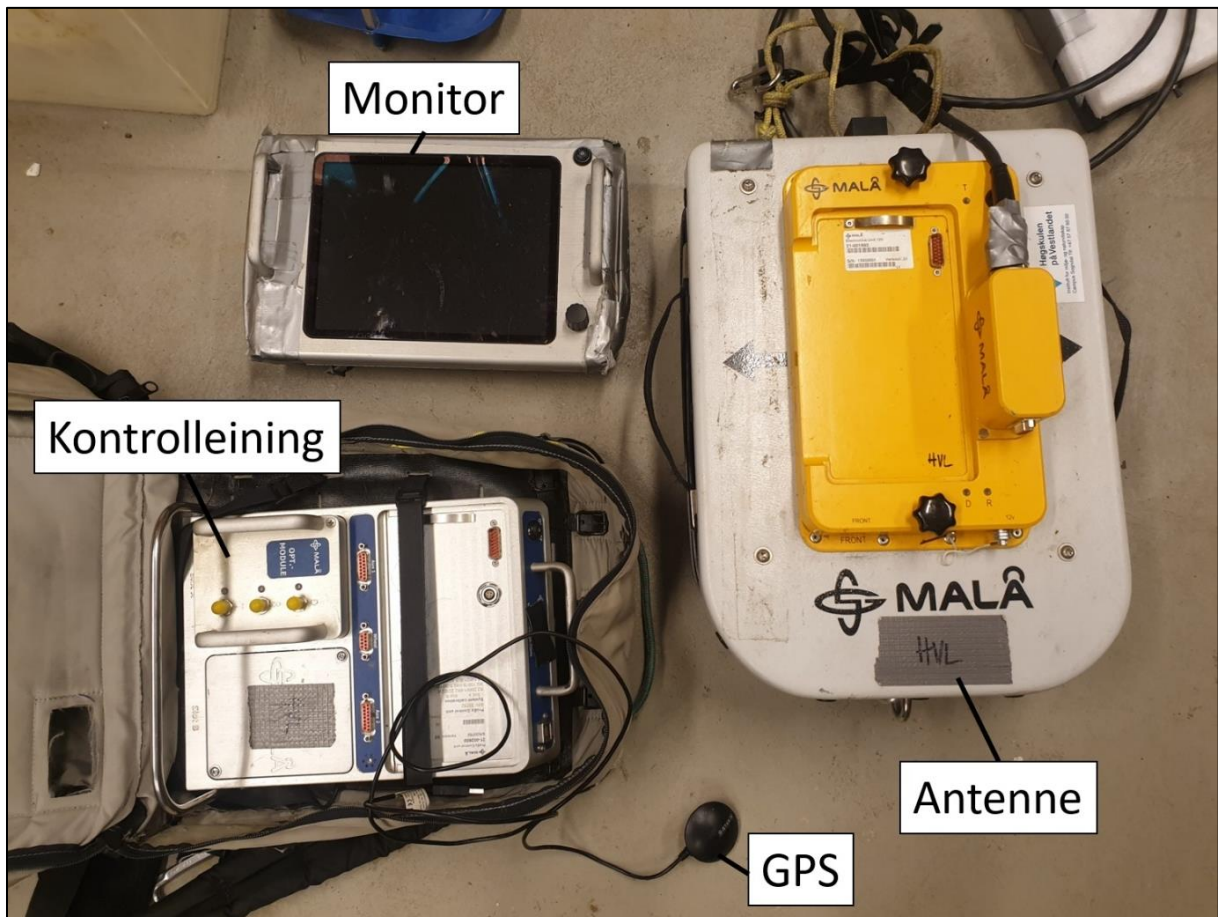
Figur 16: Oversiktsbilete teke av studieområdet då feltarbeidet vart utført 9.mai 2022.

4.2 Geofysiske målingar med georadar

For georadarmålingane nytta vi innsamlingsoppsett produsert av MÅLA ProEx med MÅLA skjerna 500 MHz antenner med 18 cm antenneseparasjon (dimensjonar: 50x30x16 cm, vekt: 5 kg) som vanlegvis vert nytta i grunne til medium djupneundersøkingar. Mottakar- og sendarantenna er i same eining, og dette gjer at antennene kan skjermast ved eit slags skjold over seg. EM-bølgjer som ikkje går rett ned i bakken vert dempa av dette skjoldet og støy frå omgjevnadane vert redusert.

Vi nytta «common-offset» konfigurasjon som er standard geofysisk undersøkingsgeometri der sendar- og mottakarantenna vert flytta langs eit profil med konstant avstand mellom seg (Everett, 2013, s. 251). Kontrolleininga, Proex Control Unit, behandla all innsamla data frå mottakarantenna. Via monitoren, XV Monitor med 640x480 pixel LCD display, vert innstillingane styrt og målingane visualisert fortløpande. For å logge koordinatar radargramma og spore profila våre kopla vi på ein ekstern GPS (G Star IV) til systemet.

I tillegg nytta vi ein handhaldt GPS (Garmin Etrex Touch). Georadaren sporar òg GPS-koordinatar, men for å unngå feilkjelde er det nyttig å anvende to uavhengige system som sporar GPS-punkta til målingane. Innsamlingsoppsettet med antenner, monitor, kontrolleining og ekstern GPS er framstilt i figur 17.



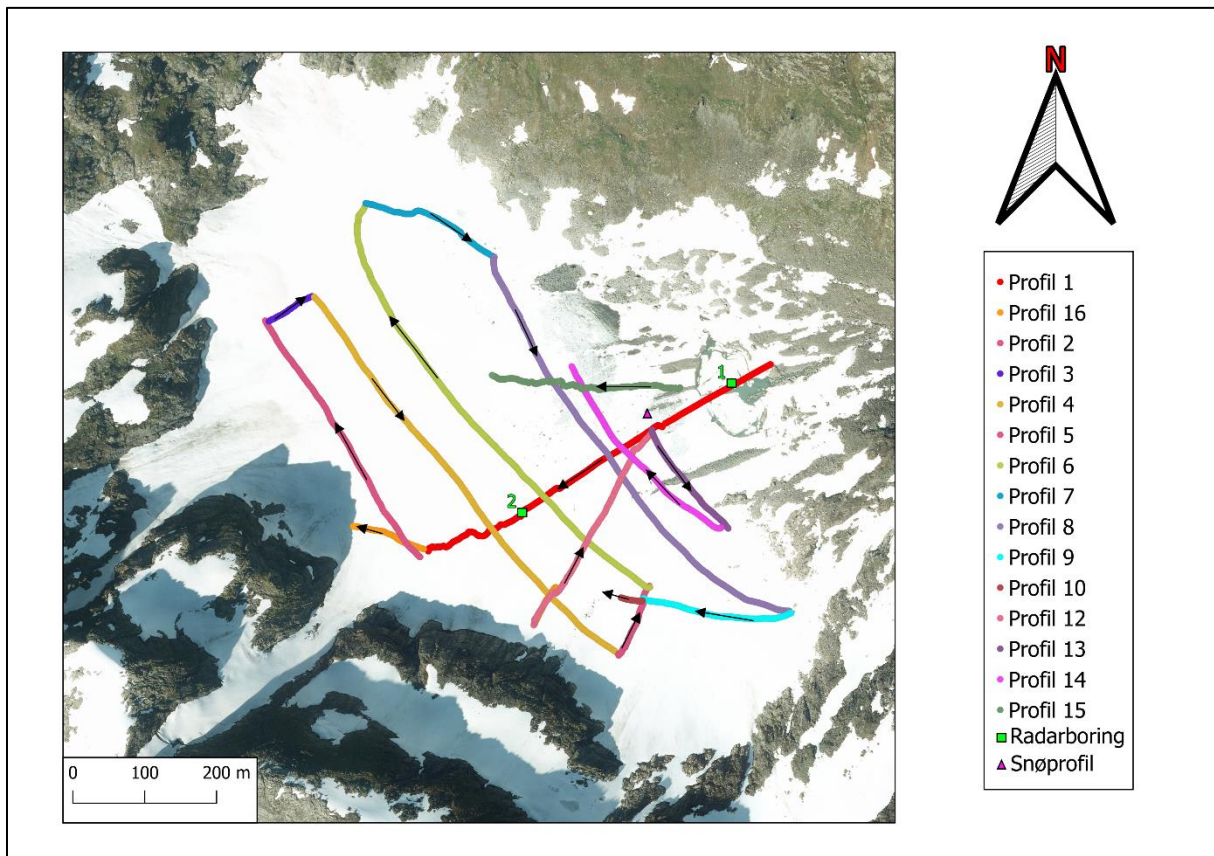
Figur 17: MÅLA ProEX innsamlingsoppsett med MÅLA Shielded 500 MHz antenne, ProEx kontrolleinig, XV monitor og G Star IV GPS kopla til systemet.

Anvendte innstillingar ved datainnsamling er framstilt i tabell 7, der «tidsvindauge» representera tida mottakarantenna er ope for refleksjonar, «tidsintervall» representera tida mellom kvar måling, også kalla «trace», og har betydning for kva hastigheit vi går med georadaren, «frekvens» representera antennefrekvensen og «registreringsfrekvens» er innstilling for kor ofte amplituden langs ei måling vert registrert, og har betydning for kor mykje detaljar som synast i djupna. Ved for låge verdiar anvendt i «registreringsfrekvens» er det risiko for at nokre refleksjonar ikkje vert registrert.

Tabell 7: Framstilling av dei anvende georadarinnstillingane under feltarbeidet.

Innstilling	Verdi
Tidsvindauge	378,2 ns
Tidsintervall	0,100 s
Frekvens	500 MHz
Registreringsfrekvens	5271,95 MHz

Med georadar målte vi langs 16 profil som totalt utgjorde 4.9 km. Dei gjekk på tvers og på langs av breen i ulike retningar. Slik fekk profila fleire punkt der dei kryssa kvarandre, og det ga oss moglegheit for å bekrefte posisjonane til reflektorane og eventuelt rette opp om vi observera ein markant skilnad i tolkingane. Profila er nummerert 1-16 og synast fram i figur 18. For å kunne gjera samanlikningar med tidlegare studie på breen (avsnitt 2.4), vart profil 1 forsøkt plassert geografisk likt med måling utført av Garpestad, Yttervik og Kolnes (2017).



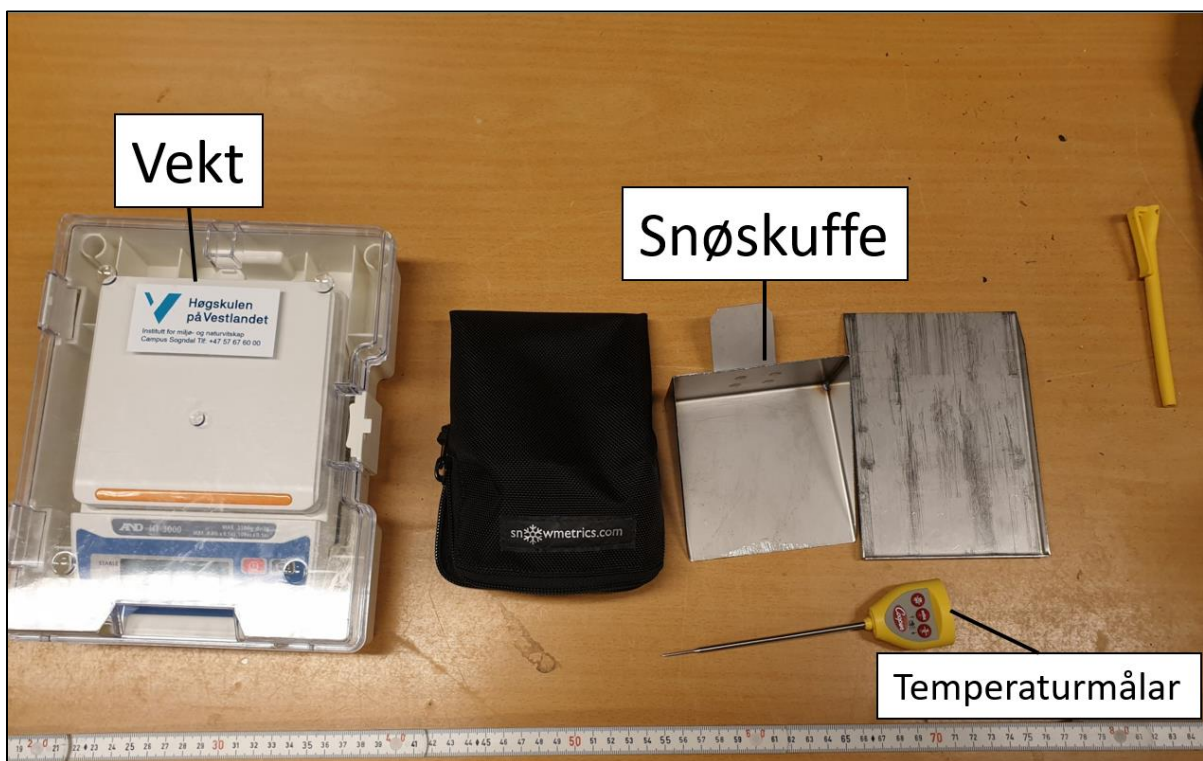
Figur 18: Oversiktsbilete over alle spora vi gjekk. Flyfoto frå 2018 henta frå norgebilder.no

4.3 Fastsetjing av EM-bølgjehastigheit

Under feltarbeidet nytta vi oss av ulike metodar for å undersøke eigenskapane til snøen nærmare. Hensikta var å samle data for å kunne fastsetje den elektromagnetisk bølgjehastigheit som vert nytta ved prosessering av radargram. Vi har valt å nytte tre ulike metodar; snøprofil, manuell djupnemåling og radarboring. Desse kan komplimentere kvarandre i stadfestinga av EM-bølgjehastigheit. Då snø er eit kompleks medium kor hastigheita variera betydeleg avhengig av djupne, topografi, tid på år og døgn, er det mest hensiktsmessig å nytte fleire metodar for å samanlikne verdiane.

4.3.1 Snøprofil

Til arbeidet med snøprofilet nytta vi spade som vi grov med. På botnen av snøprofilet nytta vi ei søkestong à 2,5 m som vi stakk ned til vi møtte motstand, og manuelt målte snødjupna. Vidare nytta vi ei snøskuff med volum 250 cc til å ta snøprøvar. Til å vege snøprøvane nytta vi ei vekt og noterte ned for kvar prøve. Søkjestonga nytta og som målestokk til å måle opp avstanden mellom kvart intervall vi tok masseprøvar av snøen. Med ein «Cooper Atkins DFP450W» temperaturmålar målte vi overflatetemperaturen i profilet. Utstyret nytta i snøprofilarbeidet er framstilt i figur 19.



Figur 19: Vekt, snøskuffe og temperaturmålar nytta i arbeidet med snøprofilet.

Snøprofilet (fig. 20) var 2,05 m djupt, og har koordinatar $6.81565 \text{ } \emptyset$, $61.33042 \text{ } N$. For å hindre solpåverking tok vi snøprøvane i skuggesida. Vi målte overflatetemperatur og ned til 2 m djupne tok vi både temperaturmålingar og snøprøve kvar 10. cm. Vi vog prøvane fortløpande med vekta for å hindre temperaturpåverknad og potensiell smelting og/eller sublimasjon. Det vart totalt 20 snøprøvar. Vi nytta massen frå kvar snøprøve til å rekne ut korleis EM-bølgjehastigheita variera nedover intervalla ved bruk av formlane (1), (7) og (6) (avsnitt 3.5.4). Vidare rekna vi ut gjennomsnittstettleik og -hastigheit av alle punkta for snøprofilet. Desse verdiane kunne vidare samanliknast med georadar og radarboringar.

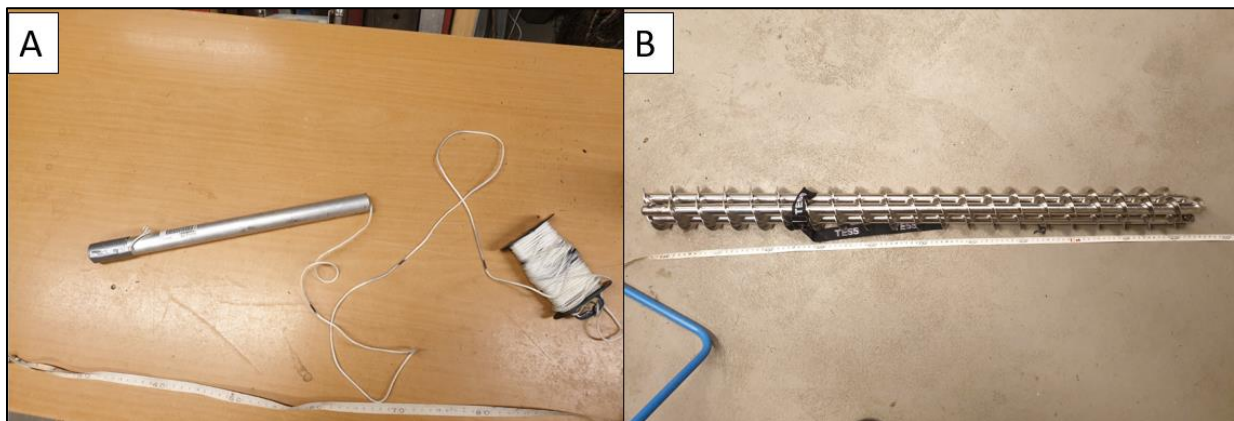


Figur 20: Rettleiar gjer målingar i snøprofilet.

4.3.2 Radarboring

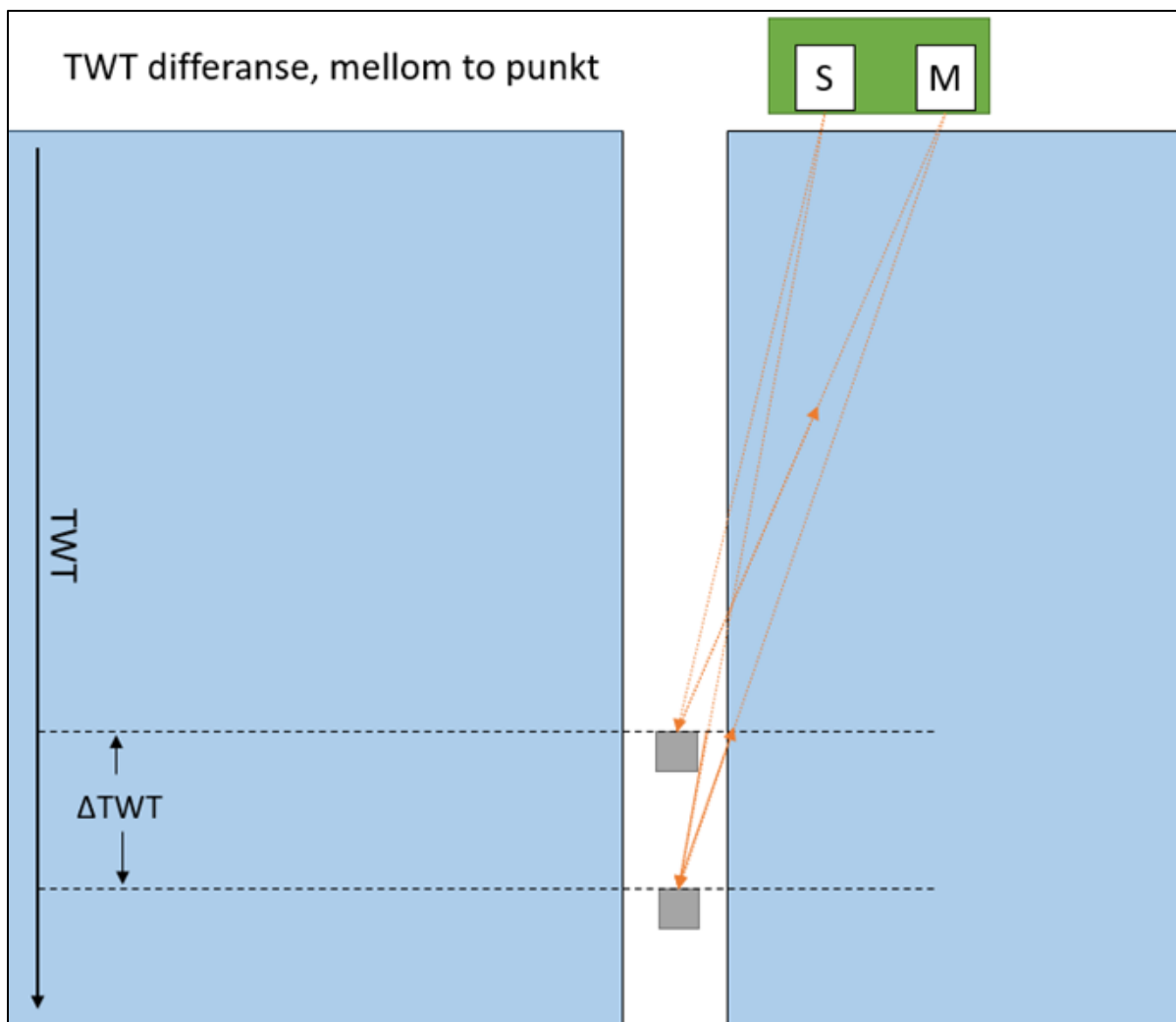
Formålet med radarboringane var å få betre innblikk i bølgehastigheita i snødekket på breoverflata. Data frå radarboringane kan supplere til data frå snøprofilet.

Til utføringa nytta vi ein drill, 6 stykk à 1 m lange metallbor med diameter 5cm. For georadaren nytta vi dei same innstillingane (avsnitt 4.2) som ved måling av profila. Objektet vi firte ned var eit metallrøyr med 2,2 cm i diameter og 37 cm i lengde. I enden av metallrøyret festa vi eit tau med markerte avstandar. Vi nytta mobiltelefon som tidtakar. Utstyret nytta til radarboringane er presentert i figur 21.



Figur 21: Utstyr nytta til radarboring. A) metallrøyrt med tilknytt tau med markerte avstandar, B) Metallbor

Vi utførte radarboring to stader på breen. Først utførte vi radarboring 1 på den glasiøle innsjøen (6,817775 Ø, 61,33082 N), og deretter radarboring 2 i øvre del av breen (6,81247 Ø, 61,32911 N). Ved hjelp av drill og metallborene bora vi hol gjennom snøen til vi møtte motstand. Radarboring 1 var i utgangspunktet eit eksperiment og djupna ved motstand vart ikkje notert (diskutert i avsnitt 6.2). Ved radarboring 2 nådde vi 4 meter djupne då vi møtte motstand og stoppa boringa. Deretter nytta vi georadaren til å måle mens vi firte ned metallrøyret. Kvar 20. sekund firte vi metallrøyret ned 0,5 m, til vi nådde botn av boreholet. Frå radargramma nytta vi differanse i TVT (fig. 22) til å rekne om til EM-bølgjehastigheit ved bruk av formel (5) som skildra i avsnitt 3.5.2.



Figur 22: Differanse i TVT mellom to målepunkt for meir presise TVT-verdiar ved manglande reflektorar.

4.4 Dataprosessering

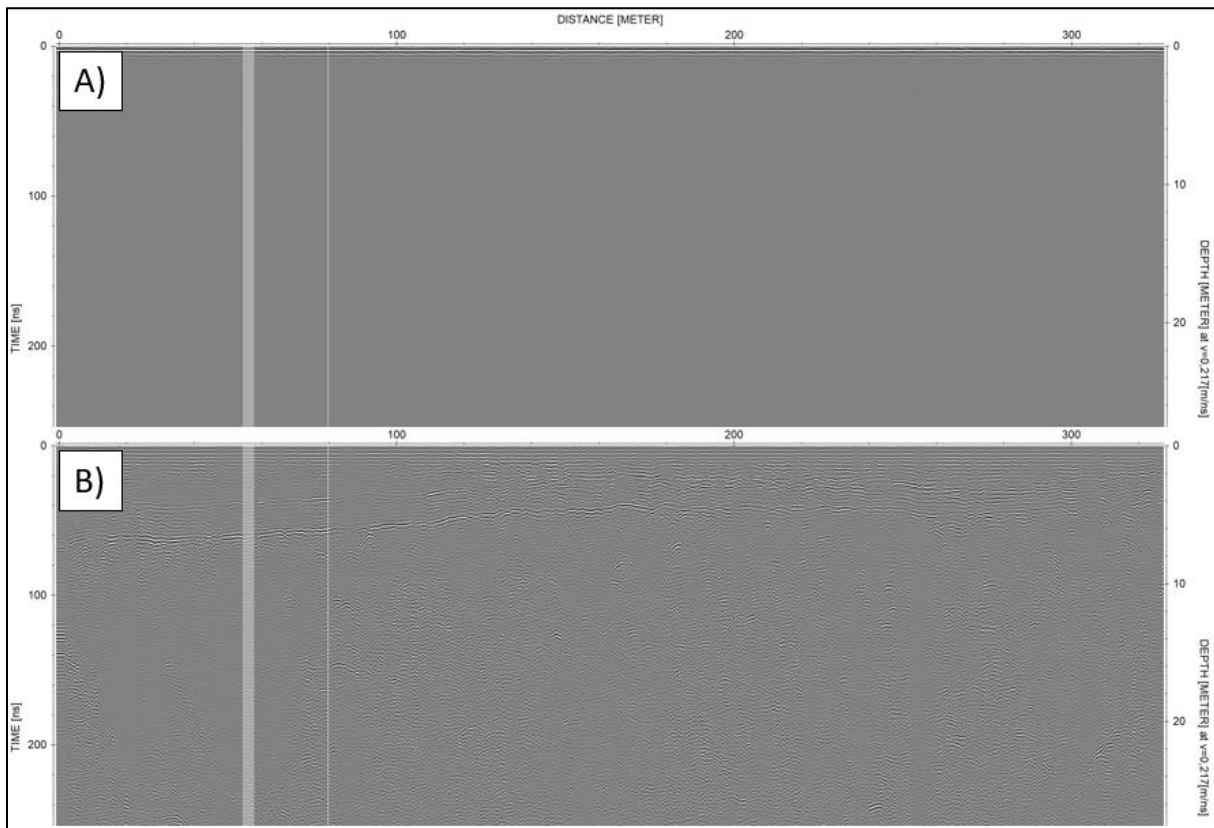
Georadardata frå feltarbeidet vart prosessert i programvara Reflex2DQuick, utgitt av «Sandmeier Geophysical Research» (Sandmeier, 2004) og deretter tolka.

Frå georadaren kunne vi opne filane i DAT format og gje dei tilhøyrande koordinatfiler (.COR) frå den eksterne GPS-en. Koordinatane vert så tildelt målingsnummer for kvar måling (trace) utført av georadaren, der målingsnummer 1 representera starten av målinga, altså første EM-bølgje frå georadaren.

For å vidare kunne prosessere data i Reflex2DQuick lyt vi bestemme ei hastigheit for EM-bølgjene. For snøgrensetolkingane satt vi EM-bølgjehastigheita til 0,217 m/ns. Meir om bakgrunn for valet kjem fram i avsnitt 5.2.1, og i diskusjon, avsnitt 6.4.1. Ei del av oppgåva var å samanlikne våre målingar med målingane til Garpestad, Yttervik & Kolnes (2017). For å

få godt samanlikningsgrunnlag nytta vi same verdi for bølgehastigheit i prosesseringa ($v_{is} = 0,168$ m/ns og $v_{ferskvann} = 0,0334$ m/ns).

EM-bølgjene som vert sendt ut frå sendarantenna vert dempa etter kvart som dei spreia ned i undergrunnen (avsnitt 3.5.4). Det er viktig å prosessere data frå målingane då dempinga svekker styrkja på reflektorane synt i diagrammet. Døme på korleis eit radargram ser ut før og etter prosessering er synt i figur 23, og det viser tydelegare reflektorar etter prosessering i figur 23B. Kvite vertikale strekar i radargrammet kjem av ujamn ganghastigheit ved datainnsamling.



Figur 23: Døme på radargram før (A) og etter (B) prosessering i Reflex2DQuick.

Vidare vert innstillingar vi nytta ved dataprosessering lagt fram og skildra.

Korrigerings for nullpunkt (static correction) gjer at vi kan justere starttidspunktet for målingane. Ettersom mottakar-antenna registrera signal allereie før sendarantenna har sendt signal, syner radargramma eit utgangspunkt som gjer for djupe verdiar (Sandmeier, 2004). Vi sat radargrammas nullpunkt til gjennomsnittleg første innkomst av direkte bølgjer i luft. Vår

antenneavstand på 18 cm og bølgehastigheita i luft på 0,30 m/ns gjer at skilnaden utgjort av direktebølgjene kan ignorerast.

Energi-forsterking (energy-decay) er eit forsterkingsfilter som gjer at amplituden til EM-bølgjene vert forsterka over tid. EM-bølgjer vert dempa med djupna grunna geometrisk spreieing og dielektrisk absorpsjon (avsnitt 3.5.4). Filteret kompensera for den gjennomsnittlege dempinga av amplituden for aukande TVT (Sandmeier, 2004).

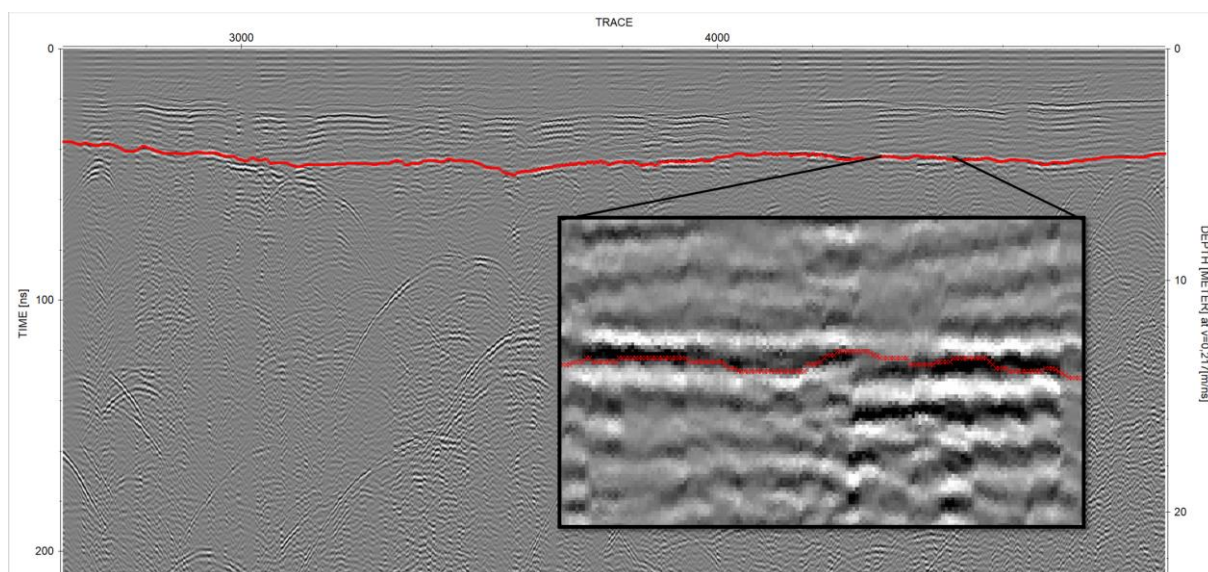
Kompensasjonen gjer at djupe reflektorar visast sterkare. Vi har brukt forsterkingsfilteret på alle profila.

Gjennomsnittssubstraksjon (dewow) er eit filter som fjernar lågfrekvente forskyvingar av data som er ein vanleg kjelde til støy i georadarmålingar. Filteret finn amplitude midtpunktet for dei reflekterte bølgjene og plassera dei ved amplitude=0 (Sandmeier, 2004). Ein lyt bestemme eit tidsvindaug filteret verka over, og vi nytta 3 ns ved prosesseringa av alle våre radargram.

Tabell 8: Anvende innstillingar frå «Geometri og prosesseringsmeny» i Reflex2DQuick

Geometri og prosesseringsmeny	
Energi-forsterking	Ja
Bølgehastigheit	$v_{snø}=0,217$ m/ns, $v_{is}=0,168$ m/ns, $v_{ferskvann}=0,0334$ m/ns
Korrigering for nullpunkt	Første ankomst, gjennomsnitt
Gjennomsnittssubstraksjon (dewow)	Tidsvindaug: 3 ns

For å kunne visualisere snødjupna i QGIS markerte vi den tolka snødjupna med ein funksjon i Reflex2DQuick kalla «Pick». Det er ein funksjon som markera ynskja bølgyrefleksjonar og dermed les TVT og djupneverdiar på refleksjonen (Sandmeier, 2004). Vi nytta modusen «continuous pick» der vi manuelt markerte og følgde reflektoren (fig. 24). Ved bruk av berekna bølgehastigheit for snø (0,217m/ns) og måling av snødjupne i felt, kunne vi finne reflektoren som representerte snødjupna og følgje den. Reflektoren var relativt lett å avlese, då den var kraftig reflektor som generelt var gjennomgåande i profila. Dei avlesne TVT- og djupneverdiane kan lagrast og overførast til GIS for vidare tolking og interpolasjon.



Figur 24: Forstørring av radargram som synar korleis snødjupna er markert med funksjonen «Pick» i Reflex2DQuick.

4.5 Geografisk informasjonssystem

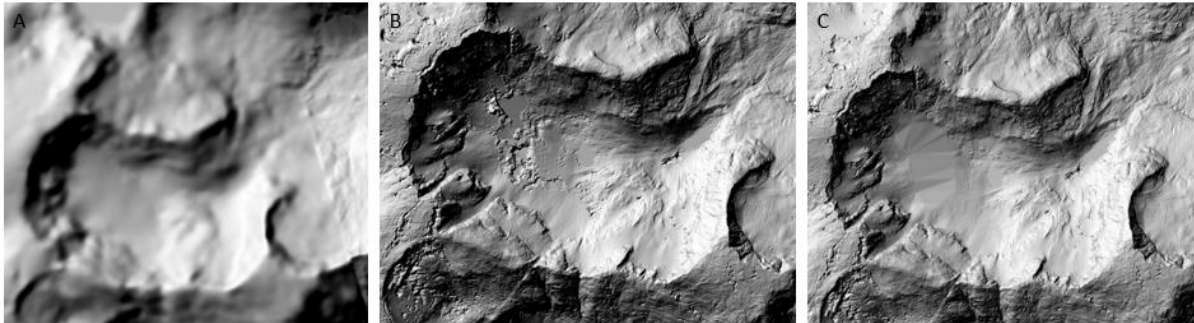
Geografiske informasjonssystem, forkorta til «GIS», består i følge Grindrud (2016, s. 16–17) av fleire element; geografiske data, maskin- og programvare, samt menneskeleg kunnskap og erfaring. Vi nytta programvara QGIS, og ved korrekt bruk kan ein prosessere og framstille data på kart med forskjellige tema-lag.

4.5.1 QGIS i forbindelse med feltarbeid

Som førebuing til feltarbeidet vart spora vi skulle gå med georadar planlagt basert på ulike kartlag i QGIS. Ved hjelp av hellingskart, ortofoto og digital terrengmodell [DTM] (Statens Kartverk, 2023). Då vurderte vi kor det var interessant å måle med georadar. Deretter vart sporet markert i QGIS, og lagt inn på GPS som vi nytta under feltarbeidet. Etter innsamlinga av data la vi inn GPS-spor frå georadaren og den handhaldne GPS-en i QGIS. Det gav oss eit kartlag med spor for kor profila våre låg, og vi kunne vi sjå korleis vi gjekk i forhold til planlagde spor. I tillegg fekk vi to datasett med koordinatar til kvart radargram som vart målt, som er eit uttrykk for feilkjelde ved GPS, som vert teke opp i avsnitt 6.1.1.

4.5.2 Val av terrengmodell

Under arbeidet både QGIS og RAMMS er det avgjerande med ein god digital terrengmodell for å visualisere terrenget og helling på og rundt breen. Vi har nytta ein terrengmodell frå 2018 som heiter «6800_2_10_z33», synt i figur 25A, og er henta frå GeoNorge sin kartkatalog. Terrengmodellen har 10 m oppløysing, som gir ei rutenettstorleik på 10 m, og kvar rute inneheld høgdeinformasjon.



Figur 25: A syner DTM i 10 m oppløysing. B viser alternativ DTM med 1 m oppløysing, og C er den endra versjonen av B. DTM (Statens kartverk, 2023).

Val av terrengmodell er viktig då den vert nytta som input data ved modellering i RAMMS, og dermed påverkar resultatane direkte. Difor undersøkte vi kva terrengmodell som gav best oppløysing og resultat. Alternativet var å nytte ein terrengmodell med 1 m oppløysing, «NDH Skjerdingsane 4 pkt 2018», som er basert på bildematching. Som figur 25B viser er denne meir detaljert, men på breen oppstår det urealistiske formasjonar som ikkje er foreinleg med breoverflata. Dette gir meir nøyaktig høgdeinformasjon for terrenget, men mindre nøyaktig på breen ved bruk av denne terrengmodellen. I eit forsøk på å korrigere for dei urealistiske formasjonane vart høgdemodellen behandla i programvara ArcGIS pro. Då ser ein at overflata vert glatta ut, men likevel er det framleis nokre nye urealistiske formasjonar. For å vere sikre på valet simulerte vi snøskred i RAMMS med begge terrengmodellane. Då såg vi at snøskred framleis vart påverka av desse formasjonane i den endra versjonen med 1 m oppløysing. Dermed valte vi å nytte terrengmodellen med 10 m oppløysing.

4.5.3 Interpolering i QGIS

For å lage ei overordna visualisering av snødjupne på breen gjennomfører vi ei interpolering i QGIS. Ut frå tolking av radargram har vi eit uttrykk for snødjupne langs georadarmålingane. Interpolering nyttar matematiske metodar for å framstille ei teoretisk snødjupne mellom

målepunkt. For å få eit uttrykk for snødjupne over større delar av breoverflata, berekna vi også grenseverdiar som vart inkludert i interpoleringa.

Første steg er å importere data til QGIS. Tolkinga av snødjupna frå georadarmålingane vart importert til QGIS for å visualisere GPS-spora saman med snødjupna. Døme på import av data er vist i tabell 9.

Tabell 9: Kwart trace er gitt ein rad, medan ein finn informasjon om blant anna koordinatar og tolka snødjupne i kolonnane.

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K
1	Source.Name	Column1	Column2	Column3	Column4	Y	X	elev	Column8	snødybd	Column10
2	DAT_0399_PROFIL1-2_DEL 1.PCK	REFLEX2DQUICK.00T	1626	1625.000	0.000	6801536,228	383132,4698	1042.0000000000	8.725437	0.9467	0.00000
3	DAT_0399_PROFIL1-2_DEL 1.PCK	REFLEX2DQUICK.00T	1627	1626.000	0.000	6801536,175	383132,3877	1042.0000000000	8.725437	0.9467	0.00000
4	DAT_0399_PROFIL1-2_DEL 1.PCK	REFLEX2DQUICK.00T	1628	1627.000	0.000	6801536,136	383132,3021	1042.0000000000	8.725437	0.9467	0.00000
5	DAT_0399_PROFIL1-2_DEL 1.PCK	REFLEX2DQUICK.00T	1629	1628.000	0.000	6801536,098	383132,2165	1042.0000000000	8.725437	0.9467	0.00000
6	DAT_0399_PROFIL1-2_DEL 1.PCK	REFLEX2DQUICK.00T	1630	1629.000	0.000	6801536,059	383132,1309	1042.0000000000	8.725437	0.9467	0.00000
7	DAT_0399_PROFIL1-2_DEL 1.PCK	REFLEX2DQUICK.00T	1631	1630.000	0.000	6801536,021	383132,0453	1042.0000000000	8.725437	0.9467	0.00000
8	DAT_0399_PROFIL1-2_DEL 1.PCK	REFLEX2DQUICK.00T	1632	1631.000	0.000	6801535,983	383131,9597	1042.0000000000	8.820278	0.9570	0.00000
9	DAT_0399_PROFIL1-2_DEL 1.PCK	REFLEX2DQUICK.00T	1633	1632.000	0.000	6801535,944	383131,8741	1042.0000000000	8.915120	0.9673	0.00000

Vidare nytta vi importert data i ein TIN-interpolasjon i QGIS. Det gir ein lineær interpolasjon.

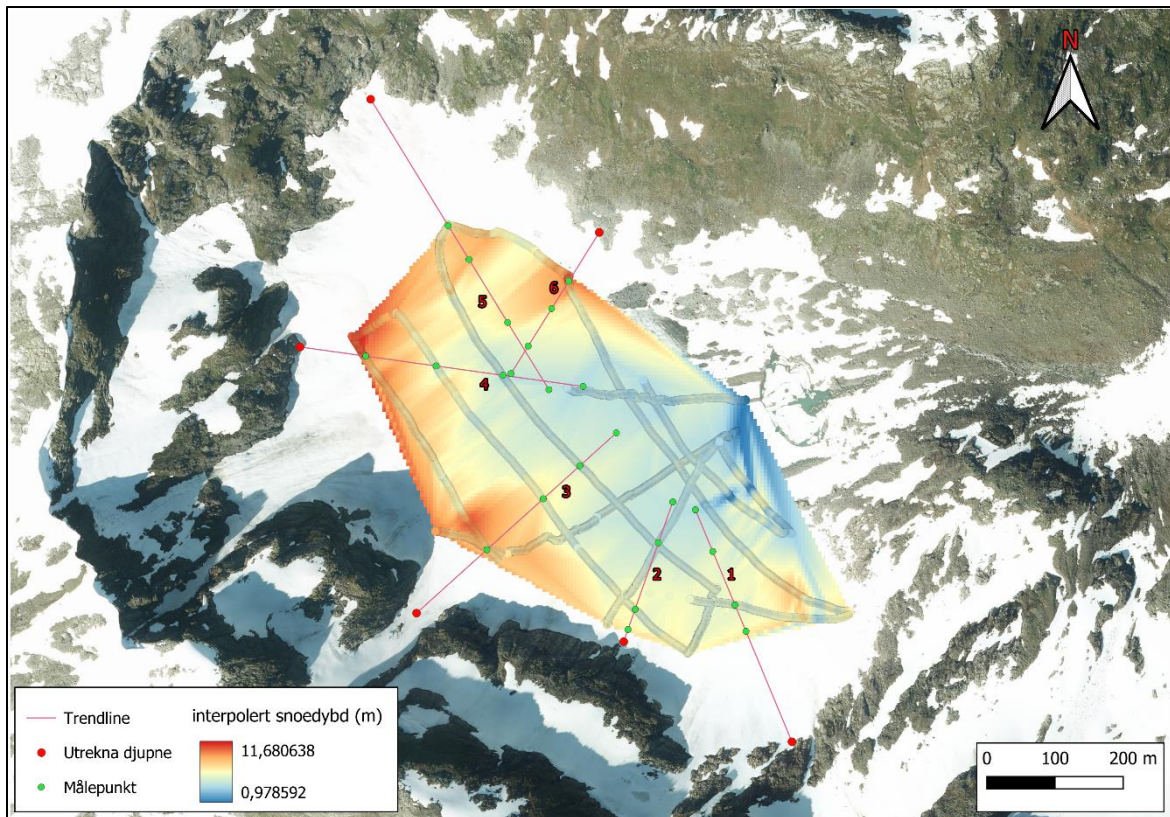
I følge Grindrud (2016) betyr det at verktøyet nyttar lineære funksjonar mellom kjende punkt for å framstille korleis djupna er mellom punkta. Denne metoden er passande når ein har datapunkt som er spreidd over eit område med låg høgdevariasjon, som ein breoverflate.

For å utvide interpoleringa til å gjelde ein større del av breoverflata, plasserte vi seks punkt langs kanten av breen synt i figur 26. Ved å berekne ein teoretisk verdi for snødjupna i desse punkta, får vi grenseverdiar som vi kan utvide interpoleringa til. Utrekninga av

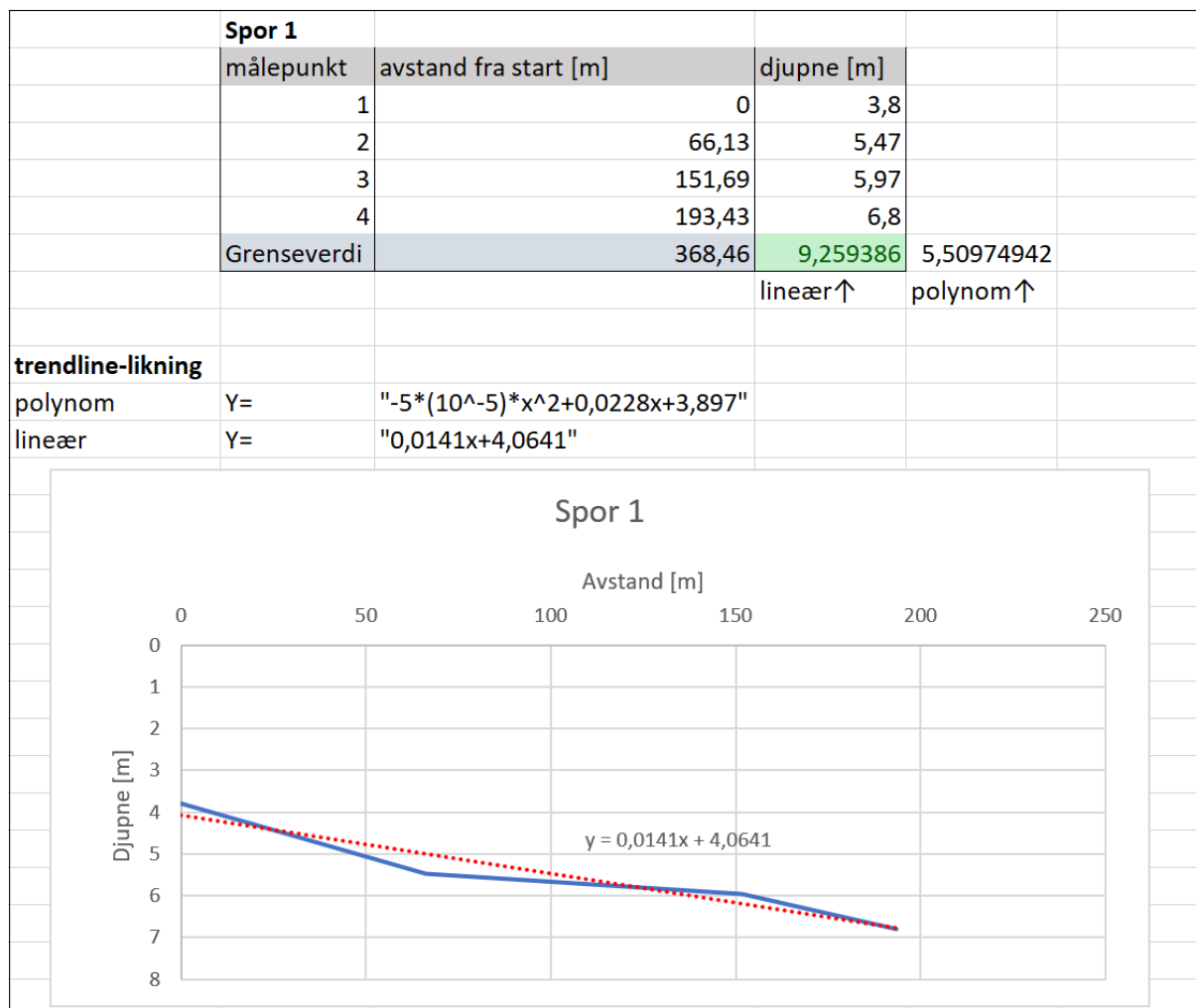
grenseverdiane tek utgangspunkt i verdiar frå interpoleringa. For å berekne grenseverdiane trakk vi ei linje frå dei nye punkta til kvart sitt punkt innanfor det interpolerte området.

Deretter las vi av djupna til fire punkt langs linja i interpoleringa. Ut frå det fekk vi likningar for kvar trendlinje, og berekna grenseverdiane ut frå likninga. Døme på korleis dette vart gjort kjem fram i figur 27.

Trenden i interpoleringa er at snødjupna aukar mot toppen av breen. Dersom trendlinja gir mindre snødjupne i grenseverdiane enn lenger nede på breen, er det ein indikasjon på at noko er feil. Vi har tatt høgde for dette ved å velje mellom lineær eller polynom trendlinje. Spor 1 og 5 fekk lineær trendlinje, da polynom ga minka snødjupne for desse punkta.



Figur 26: Her er punkta for dei seks grenseverdiane vist, med tilhøyrande målepunkt og den raude trendlinja er basert på punkta. Det gir grunnlaget for utrekning av grenseverdiane i dei raude punkta.



Figur 27: Plotting av djupne i målepunkta langs spor 1. Likning for polynom og lineær trendlinje er lagt med. I dette sporet valde vi å nytte lineær trendlinje.

4.6 Innsamling og analyse av foto

For å få eit overblikk over kva prosessar som påverkar breen har vi samla inn tilgjengeleg foto frå tidlegare feltarbeid og frå to feltkamera som har vore utplassert ved Skjerdingane over lenger tid. Foto frå tidlegare feltarbeid vart gjort tilgjengeleg av rettleiar (Simon deVilliers, pers. medd.). Begge feltkamera er synt i figur 28 og har sikt til breen og fjellsidene i bakkant, men frå ulik vinkel. Dei tek fire bilete i døgnet kvar, som viser dato, klokkeslett og overflatetemperatur.

Ved analyse gjekk vi gjennom alle tilgjengelege bilete frå 2020 til vinter 2023. Dette var ikkje ein kontinuerleg bildeserie, då kamera ikkje har vore utplassert hele tida. Ved gjennomgang av bileta ser vi etter ulike teikn på massetransport. Vi skil skredtypane frå kvarandre ved å skilje mellom brotkantar og punktutløysingar. I tillegg er vi interessert i skred med ulik

utlaupslengde, og kvar det vert avset skredmassar. Andre teikn på massetransport vi merkar oss er skavlar og glidesprekker.

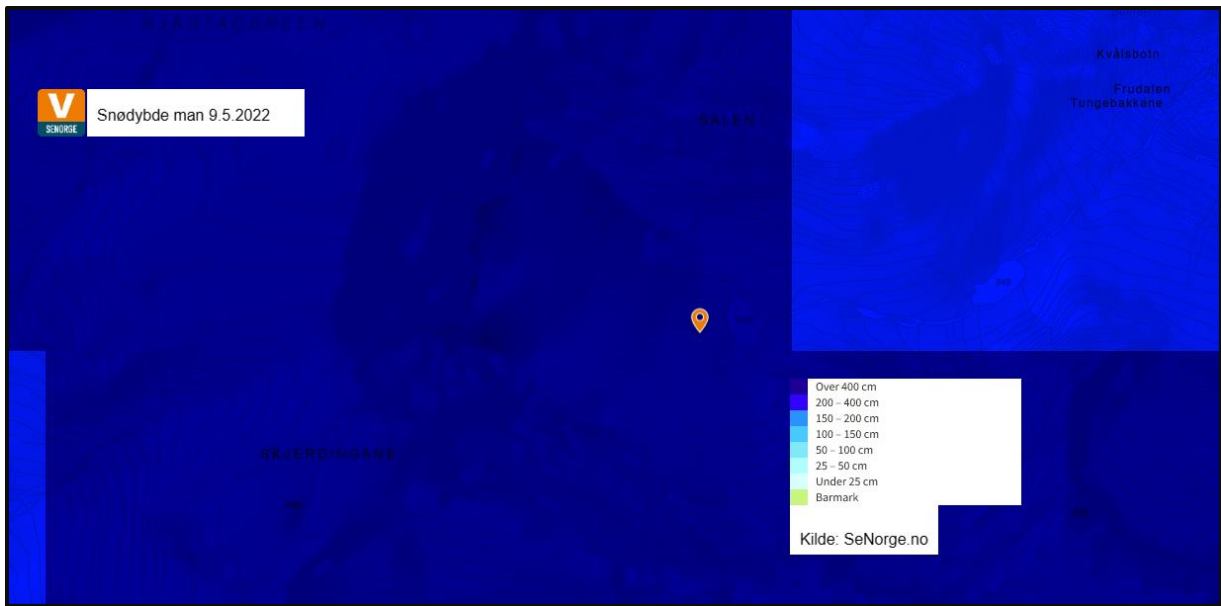
Andre observasjonar som er interessante vert også registrert. Dette er funn som seier noko om akkumulasjon på breen. Døme på interessante funn er skred som vert utløyst tidleg eller seint på vintersesongen, eller spesielle vêrobservasjonar. I første omgang vert alle bileta som inneheld minst ein av desse observasjonane lagra. Deretter systematiserer vi bileta og legg fram dei mest relevante i resultat.



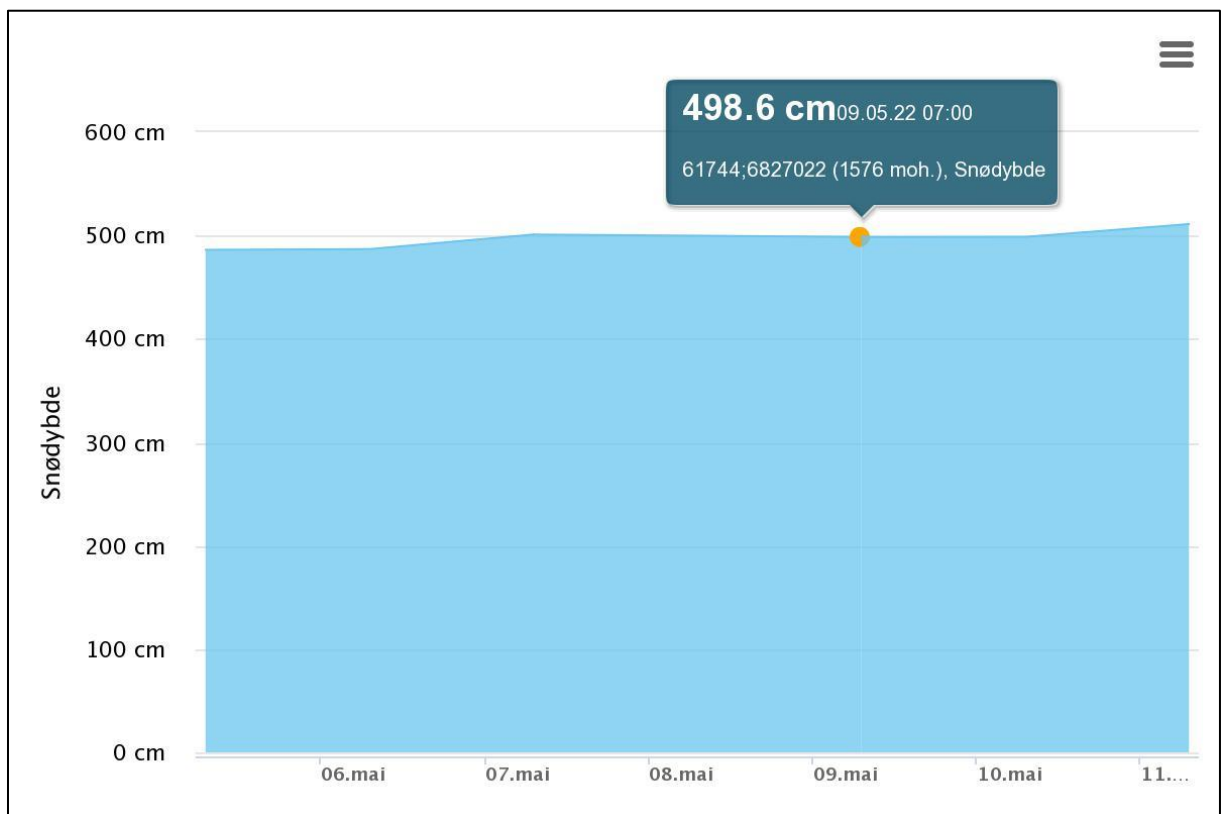
Figur 28: Syner korleis kameraet er plassert med ulike vinklar.

4.7 Data frå SeNorge

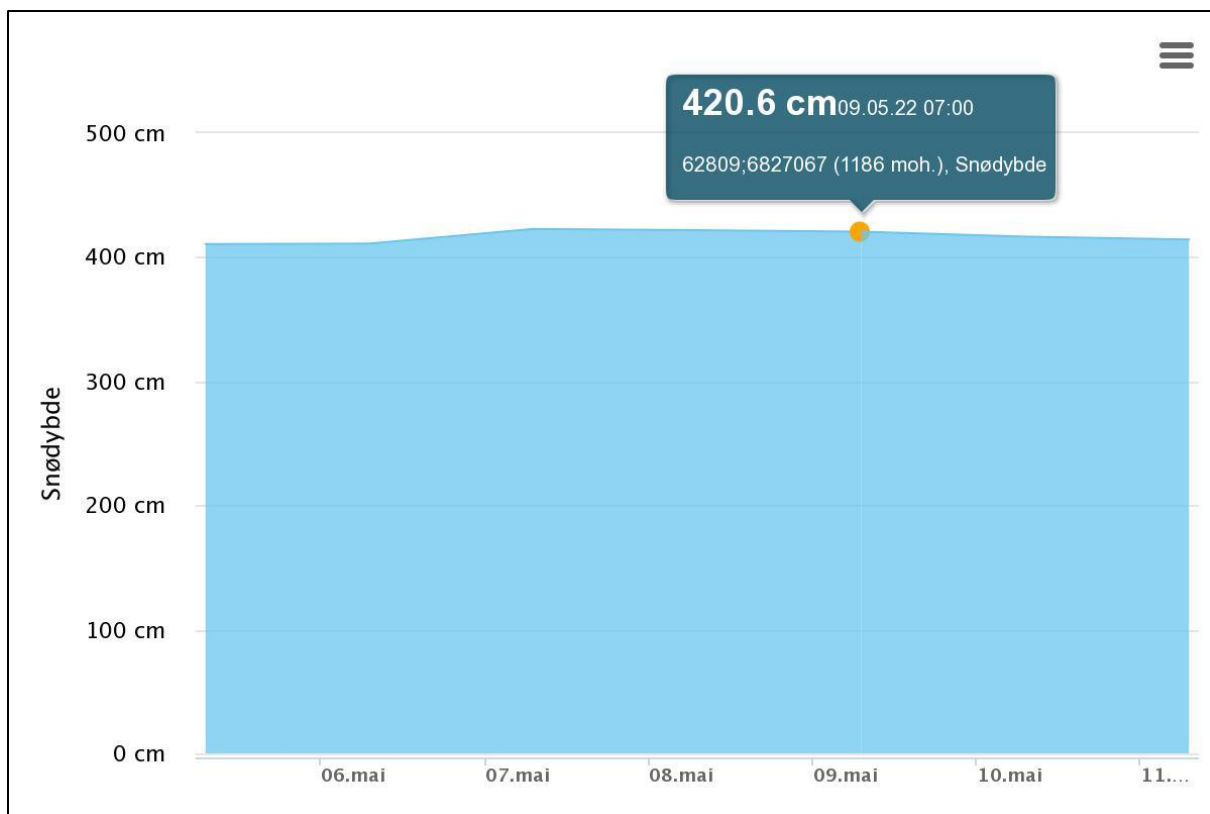
SeNorge sine snøkart er omtala i avsnitt 3.6, og vi nytta snøkart basert på temperatur- og nedbørdata for å få ei tilnærming til snødjupna. I kartet kan ein velje eit punkt og hente ut interpolert data for punktet, som vist i figur 29. Vi undersøkte korleis interpolert snødjupne varierte ved å velje ulike punkt i området for å få betre forståing for korleis modellen fungerer. Punkt på fjellplatået, synt i figur 30, gav større snødjupne enn nede på breen. Ut frå bakgrunnsteori om vindtransport reknar vi med at det ikkje er reelt i røynda, då det vil vere meir vinderosjon på 1576 Moh (fig. 30). Dermed valte vi punkt som ligg på 1186 moh på breen ovanfor innsjøen, som vist i figur 31. Vi henta også ut ein dataserie for dette punktet, og valte eit tidsintervall som omfattar tidspunktet for vårt feltarbeid, som er vist i tabell 10 .



Figur 29: Syner korleis snødjupnekartet ser ut, og ein kan lese ut data for eit valt punkt.



Figur 30: Syner snødjupne frå SeNorge snøkart, og data er henta frå punkt ovanfor breen.



Figur 31: Syner snødjupne frå SeNorge snøkart. Data er henta frå punkt på breen ovanfor innsjøen.

Tabell 10: Dataserie som omfattar 9. mai som er datoen for feltarbeidet. Denne data gjeld for punktet vist i figur 29.

Dato	Snødjupne [cm]
04.05.2022 06:00	411
05.05.2022 06:00	410,6
06.05.2022 06:00	411
07.05.2022 06:00	422,8
08.05.2022 06:00	421,8
09.05.2022 06:00	420,6
10.05.2022 06:00	416,6
11.05.2022 06:00	414,3

4.8 Grovt estimat av massetransport

Her vil vi undersøke innverknad frå skred med korte utlaup, og om det er ei sone på breen kor skredmassane har ein tendens til å verte avsett. Det gjer vi ved å rekne ut ei grov omfordeling av eit visst snøvolum. Snøvolumet vert redistribuert frå eit areal med helling over 45° til to ulike areal på breen med mindre helling.

Denne framgangsmåten inneber at vi ikkje tek ut ein bestemt skredprosess, men at utrekninga potensielt kan omfatte fleire typar massetransport. Det gjeld både flakskred og lausnøskred med korte utlaup, og prosessar på mindre skala, samt vindtransportert snø. Denne utrekninga inneber ein del val og avgrensingar som vert utdjupa og diskutert i feilkjelder avsnitt 6.7.

4.8.1 Avgrensing areal

For å definere areala nyttar vi QGIS. Først lagar vi eit hellingskart med sjølvdefinerte klassar, basert på DTM med 10m oppløysing. Her definerer vi eit hellingsintervall frå 45-90°, basert på bakgrunnsteori om snøskred i avsnitt 3.3.1. Dette intervallet vert då vist i ein farge.

Deretter ekskluderer vi dei områda som fell innanfor denne klassen men ikkje gir transport ned mot breen. Dette gjer vi ved å sjå på høgdekotene, då transport vil vere vinkelrett på kotene. Så lagar vi eit polygonlag ut av dette området, og når polygonlaget er ferdig vert det lagra som ei shape-fil.

Deretter lagar vi eit polygonlag som dekker heile breen, med same framgangsmåte. Denne avgrensinga er basert på ortofoto, topografisk raster, og hellingskart, for å få arealet så likt brearealet som mogleg. Lagrar brearealet som eit polygonlag. Vidare avgrensar vi eit område av breen som utgjer den potensielle akkumulasjonssona. Avgrensinga av akkumulasjonssona vert gjort ved manuell kartlegging. Bildeanalyse som vert lagt fram i resultat avsnitt 5.1 er hovudtyngda i denne avgrensinga. Figur 37 viser eksempel på avsetjingsmønster som vi forsøkt å gjenspegle i avgrensinga. I tillegg er ortofoto og hellingskart nytta. Dei ulike hellingsintervalla som er grunnlag for avgrensing tek utgangspunkt i bakgrunnsteori om snøskred i avsnitt 3.3, slik at områda samsvarar med helling for losneområde og mogleg utlaupssone for potensiell massetransport. For den definerte akkumulasjonssona er det inkludert terreng opp mot 45° for å at det kan omfatte akkumulasjon av snø frå prosessar på liten skala og mogleg vindtransport til desse områda.

Når dei tre ulike områda er avgrensa og lagra som polygonlag i QGIS finn vi arealet av dei. Det gjer vi med eit verktøy som tilfører geometrieigenskapar til attributt-tabellen til polygonlaga. Då har vi fastsett areala som vi nyttar vidare i utrekninga.

4.8.2 Utrekning

Før sjølve utrekninga treng vi å estimere snøvolumet som skal transporterast, og då treng vi ei snødjupne. Denne snødjupna er basert på data i tabell 10 i avsnitt 4.7. Før vi gjorde utrekninga

undersøkte vi korleis snødjupna på 420,6 cm frå tabellen stemte overeins med snødjupne målt med georadar i nedre del av breen, kor ein går ut frå at det i hovudsak er nedbørssnø.

Georadarmålingar viste 4,34 m snødjupne omtrent ved same punkt som på kartet. Sidan det er eit grovt estimat med store areal avrunda vi til ein desimal, og tok utgangspunkt i 4 meter når vi rekna omfordeling av snø frå definert kjeldeområde til breen. Først rekna vi omfordeling til brearealet, deretter til akkumulasjonssona. I tillegg gjer vi dei same utrekningane med 2 m snødjupne for samanlikning.

Utrekningane vert gjort basert formel for volum:

$$V = A * h \Leftrightarrow h = V/A \quad (10)$$

Her er V volum, A er areal og h er høgda, som vert snødjupne i dette tilfellet.

Formelen gir at: snøvolum = areal helling over 45° * snødjupne.

Når dette volumet vert fordelt over eit nytt areal får vi ei ny snødjupne:

Snødjupne etter omfordeling = snøvolum / areal på breen

Sluttresultat vert lagt fram i tabell 16. Resultatet samanliknar vi vidare med målt snødjupne frå radargram i diskusjon for å vurdere om dette er eit realistisk estimat.

4.9 Modellering flakskred RAMMS

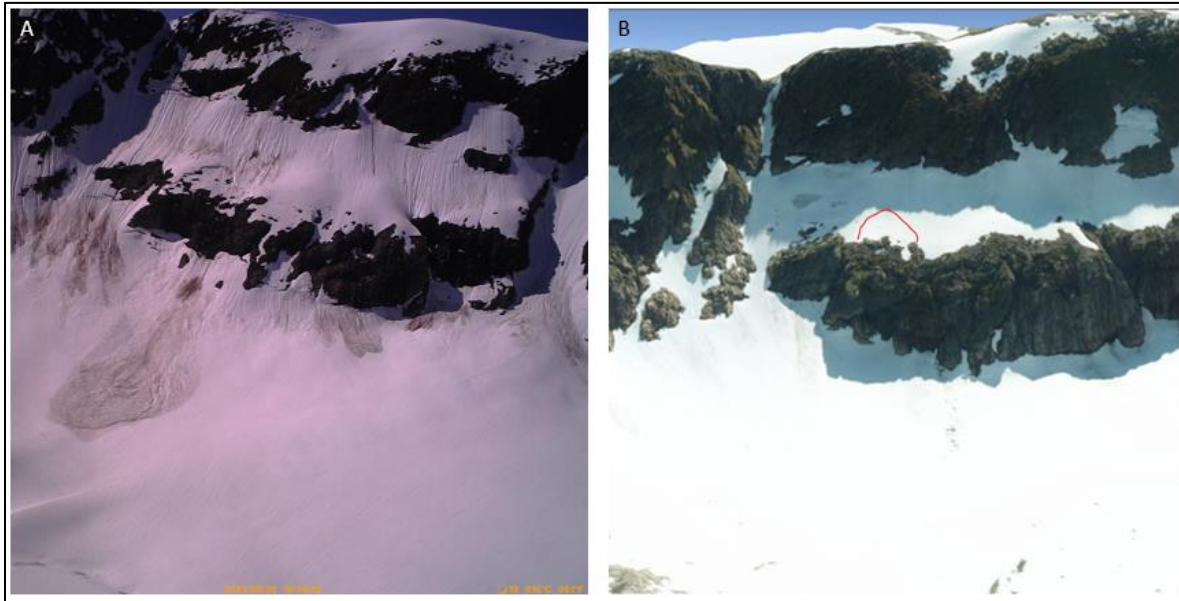
Resultata frå bildeanalyse vert lagt fram i avsnitt 5.1, og dei viser at det går flakskred med lenger utlaup enn det vi observerte i under feltarbeid og på feltkameraet. Dermed vil vi undersøke denne prosessen nærare ved å simulere flakskredscenario i snøskredmodulen til RAMMS. Hensikta med å undersøke flakskred med lenger utlaup er at det gir eit meir fullstendig bilete av verkelegheita, og resultata kan samanliknast med georadarmålingar.

Vi simulerte først skredscenario basert på skred med tydeleg brotkant og utlaup. Når vi ser at simulert skredscenario passar med skredet på bildet, gir det ein indikasjon om parametervala er realistiske. Deretter undersøker vi større flakskred frå andre moglege losneområde.

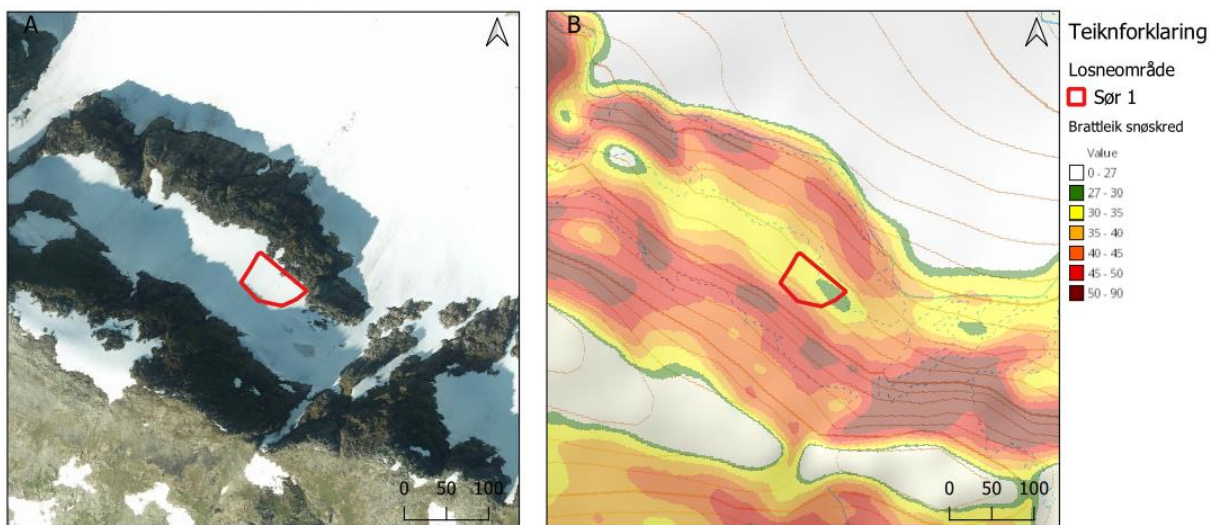
4.9.1 Val av losneområde

Først vel vi ut eit flakskred som har tydeleg definert losneområde og utlaup, vist i figur 32. Deretter nyttar vi verktøyet Norgebilder3D. Her kan ein lettare navigere rundt og forstå kvar i terrenget losneområdet er. Deretter nyttar vi QGIS med ortofoto temakart, som er det same som Norgebilder3D. Då nyttar vi kjende punkt i begge kartutsnitt og plasserer losneområdet

så presist som råd. I tillegg ser vi på brattleikskartet for å sikre at hellinga på losneområdet er innanfor det som er realistisk for eit flakskred. Figur 33 nedanfor syner denne framgangsmåten. Etter å ha plassert losneområdet i terrenget lagar vi polygonlag i QGIS, og lagrar den som shape-fil.



Figur 32: A. Syner skred dokumentert med feltfoto. B. syner brotkant til skred teikna inn på utsnitt frå NorgeiBilder 3D-kart.



Figur 33: A. syner losneområdet definert i QGIS med ortofoto som bakgrunnskart. B. syner korleis hellinga er der losneområdet er definert.

For å undersøke større flakskred tek vi utgangspunkt i foto teke 22. april 2020 som viser skred med lenger utlaup, figur 40. Her er same framgangsmåte som forklart ovanfor. I tillegg kartla vi resterande losneområde som kan gi større flakskred. Dette gjorde vi også ved bruk av 3D-kart, ortofoto, hellingskart og topografisk kart.

Manuell kartlegging er også i stor grad basert på personleg kunnskap og ferdigheiter, og vi nyttar bakgrunnskunnskap om snøskred for å sjå at dei ulike faktorane stemmer overeins.

4.9.2 Opprette prosjekt

Når ein startar programmet RAMMS må ein legge inn data for å opprette prosjektet, som omtala i avsnitt 3.7. DTM er den som er skildra i avsnitt 4.5.2 Så definerer vi prosjektområdet i RAMMS ved å sjå på norgeskart, og ta ut koordinatar til det kartutsnittet vi treng over Skjerdingane. Simuleringsoppløysinga er 10 m for alle scenario. Når prosjektet er oppretta lastar vi inn shape-filer for losneområda som er laga i QGIS.

4.9.3 Parameterval

Vidare vel vi losnedjupne og definerer resterande parameter for simuleringa. For skred frå losneområde Sør 1 gjer vi fleire simuleringar med ulike parametrar for å nærme oss røynda mest mogleg. Val av tjukkeleik for losneområda er basert på observasjonar i bildeanalyse og bakgrunnsteori. Vi undersøker ulike losnedjupner; 0,10, 0,25, 0,5 og 1 m. For andre parametrar nyttar vi standardverdiar, verdiar for vått flakskred, og eigendefinerte Mu/Xi-filer. Deretter går vi vidare til å simulere større flakskredscenario frå dei kartlagde losneområda. Vi baserer parameterval på dei resultatet av dei føregåande simuleringane av kjend skredhending, samt vurdering av at det samsvarar med bakgrunnsteori i avsnitt 3.3 og 3.7.

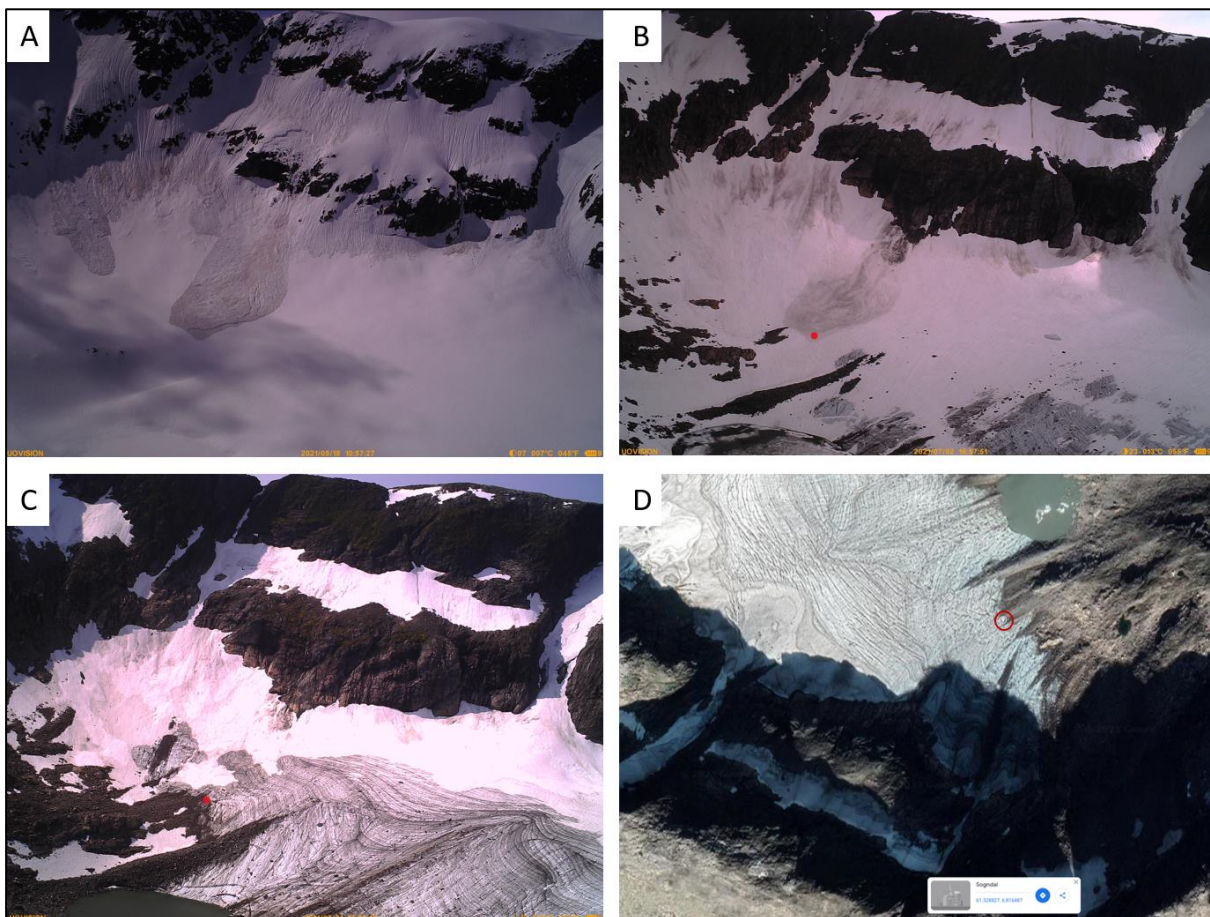
4.9.4 Eigendefinert Mu/Xi-fil

Vi laga ei shape-fil i RAMMS kor ein får område med varierende friksjon som input. Bakgrunnsteorien for denne prosessen er skildra i avsnitt 3.7. Vi lagar ei fil for det første skredscenarioet, og ei felles fil for dei andre større skredscenarioa.

Når ein opprettar ei fil legg vi inn høgdegrensar og globale parameter. Då vel vi returperiode og storleik som passar skredscenarioa. Fila kalla «T10» har returperiode 10 år og storleik liten. Fila som er nytta til større flakskred heiter «M10» og har returperiode 10 år og storleik medium. Høgdegrensene er dei same, og er sett til 800 og 600 moh.

4.9.5 Kjent utlaup i QGIS

Dei første simuleringane er basert på kjend skred i figur 34, og difor er det nyttig å framstille utlaupslengda til dette skredet i QGIS ilag med resultat av skredsimuleringar. Det gir ein tydeleg indikasjon på om parametervalet er realistisk. For å oppnå det nytta vi framgangsmåten synt i figur 34 ved å setje eit punkt for maks utlaup og bla vidare i bildeserien. I figur 34C var det nok referansepunkt til at ein kunne overføre det til satellittbilde i google kartverktøy. Her kunne ein kjenne att mønsteret til lausmassane på breen, og dermed setje punktet og få ut koordinatar. Deretter vart desse koordinatane overført til eit punkt i eit vektorlag i QGIS, og vi fekk visualisert maks. utlaup og simulerte utlaup ilag.



Figur 34: A syner foto av skredet. B er foto teke litt seinare, og raudt punkt markerer maksimalt utlaup. C er foto teke seinare enn B, og raudt punkt er på same plass som i B. D syner utsnitt frå satellittbilde frå google, raudt omriss markerer kor punktet vart sett. Tekstboks gir koordinatar for punktet som vart overført til QGIS.

5.0 Resultat og tolking

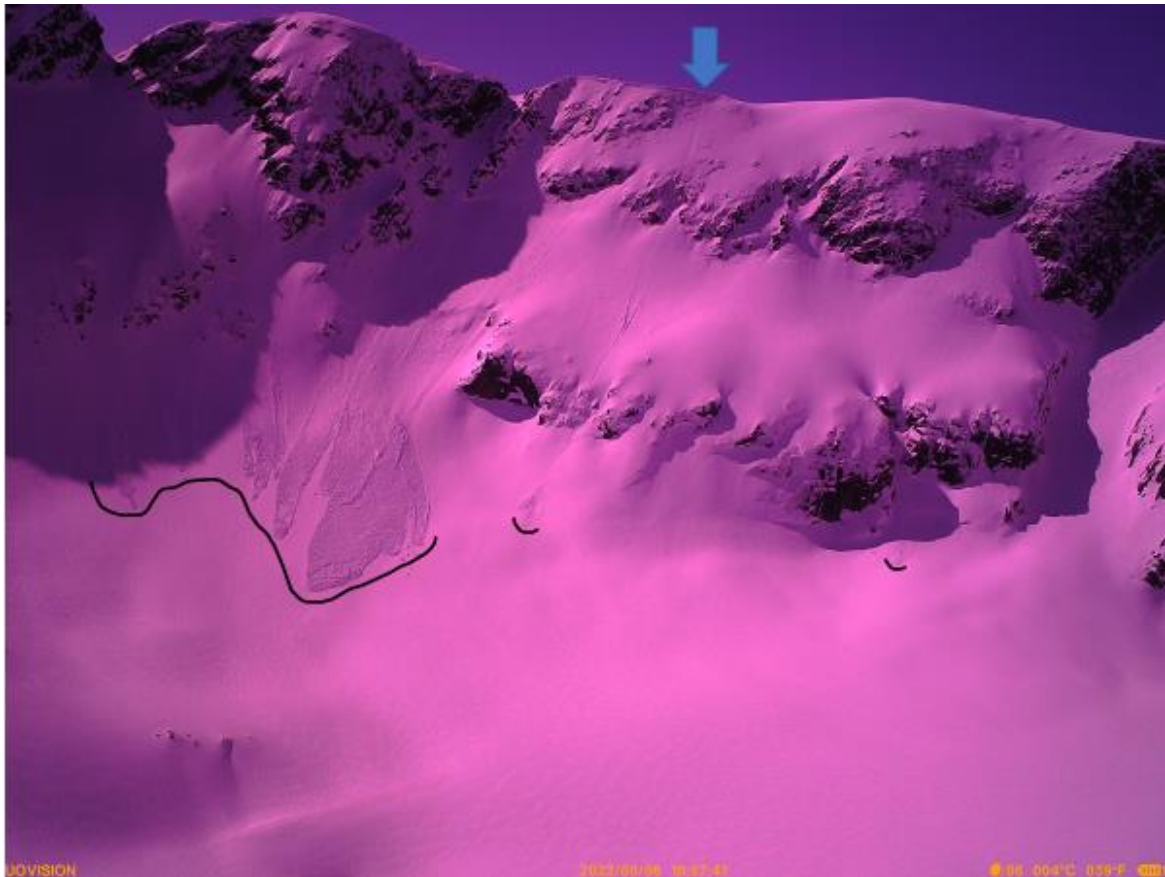
I dette kapitlet vert resultat frå alle undersøkingar, utrekningar og modelleringar lagt fram ilag med tolking. Biletanalyse vert presentert ilag med relevante funn og mogleg tolking av dei. Deretter vert resultatata frå radarboring og snøprofil lagt fram. Frå måling med georadar vert eit utval radargram frå profila som best skildrar variasjon. Med radargramma er tolking av reflektorar. Vidare vert skredprosessar undersøkt ved utrekningar av omfordeling av snøvolum frå bratt terreng til to slakare areal. Etterfølgd av ei resultat frå skredsimuleringar i RAMMS. Omsider vil vi legge fram radargram frå tilsvarande profil frå Garpestad, Yttervik og Kolnes (2017), og sjå våre resultat ilag med deira radargram.

5.1 Bildeanalyse

Her vert eit utval relevante foto frå feltarbeid og feltkamera synt, samt framheving og tolking av funn som er relevant for undersøking av massetransport. I tolking av ulike skredtypar er bakgrunnsteori om snøskred frå avsnitt 3.2 nytta aktivt. Vi har også inkludert andre interessante observasjonar som kan gje informasjon om akkumulasjon og ablasjon.

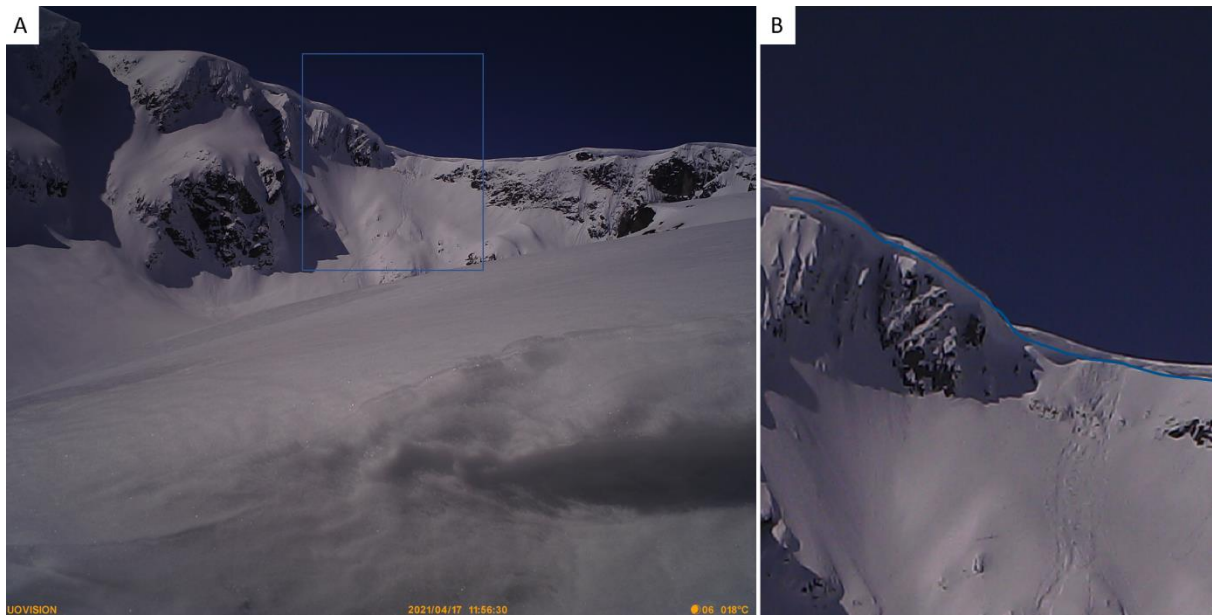
5.1.1 Transport av snø

Her legg vi fram resultat frå bildeanalyse som er relatert til transport av snø. Foto i figur 35 gir ei oversikt over situasjonen tre dagar før feltarbeidet. Figuren viser ulike typar massetransport. Utlaupe til venstre kan vere både flakskred og laussnøskred då det er vanskeleg å identifisere tydeleg brotkant. Den blå pila framhevar korleis ei punktutløysing kan hende, og utlaupet. Dette kan tolkast til å vere eit skavlbrott. Dette syner også punktutløysing utan betydeleg medrivning av snø, og det har ikkje ført til sekundærutløysing av skred.



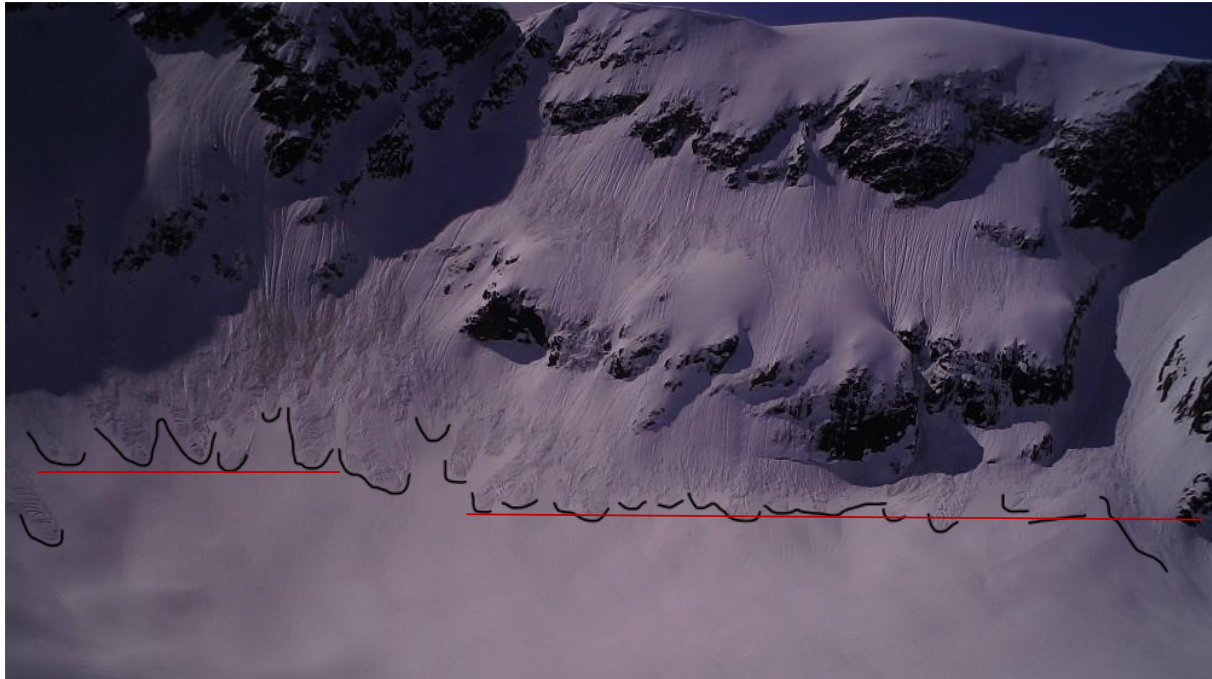
Figur 35: Oversiktsbilete viser massetransport, med hendingar av ulik storleik teke 5. mai 2022. Den blå pila markerer mogleg punktutløysing ved skavl på toppen av fjellsida. Svart linje framhevar utlaupslengd, skreda har stoppa rett ovanfor linja.

Figur 36 syner overhengande formasjon av snø kor ein kan sjå skugge på undersida. Dette tolkar vi dermed som skavldanning langs toppen av fjellsida over breen. Det vert eit teikn på at det er vindtransport frå fjellplatået ned mot breen.



Figur 36: Her er oversiktsbilete til venstre, med blå ramme visar innzooma utsnitt til høgre. Blå line framhevar kor det er overhengande snø.

Figur 37 syner ei rekkje massetransporthendingar. Ein ser ingen brotkantar, tolkar difor i hovudsak punktutløysing, og laussnøskred. Den raude linja illustrera at hendingane har ei rekkjevidd som ligg kring same punkt. Det seier noko om at skreda har losna ved same forhold. Desse hendingane tolkar vi som indikasjon på eit akkumulasjonsmønster, som gir grunnlag til avgrensing av ei potensiell akkumulasjonssone.



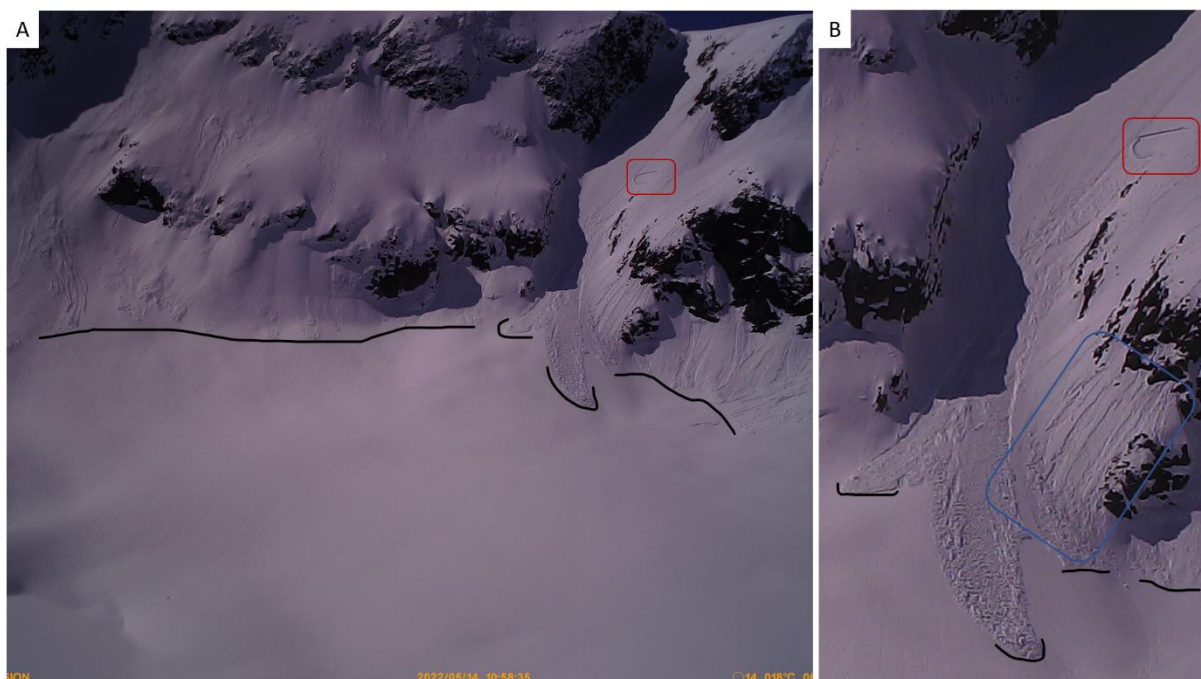
Figur 37: Syner massetransport, foto teke 11.mai 2021. Den svarte streken visar utlaup, raud linja illustrerer at fleire av utlaupa har lik lengd.

Figur 38 syner fleire utlaup, og spesielt eit som er lenger og breiare enn dei andre i figuren. Vidare har vi fokus på dette, og det vi har tolka som to flakskred, eit øvre mindre skred med mindre brotkant, og eit nedre skred med lenger og tjukkare brotkant, som gir lenger utlaup. Det er vanskeleg å skilje hendingane frå kvarandre. Det nedste skredet er det største flakskredet dokumentert med feltkamera som har tydeleg brotkant og utlaup. Dette er grunnlag for modellering omtala i avsnitt 5.4.1.



Figur 38: Innanfor dei raude utsnitt er det to brotkantar. Den svarte linja viser utlaupslengd. Dette bildet er teke 18.mai 2021. Biletet viser at massar frå den øvre brotkanten har gått over den nedste brotkanten.

Figur 39 syner ulike typar massetransport, og det er ein brotkant i nærleik til renneformasjonen, med to moglege utlaup. I tolking er det vanskeleg å avgjere kva utlaup som høyrer til brotkanten. Når ein ser nærare på figuren ser ein at det er ruglete overflate over dei to lengste svarte strekane i figur 39A. Dette tolkar vi som eldre skredhendingar, mogleg mindre laussnøskred. Innanfor det blå omrisset er det teikn på massetransport. Vi tolkar dei relativt smale skredbanene til å vere frå laussnøskred då det ser ut til å kome av punktutløysing.



Figur 39: Foto teke 14.mai 2022. Raudt omriss inneheld ein brotkant, svart strek syner utlaup. Blått omriss inneheld mogleg laussnøskred.

5.1.2 Flakskred 2020

Figur 40 og 41 syner foto av Skjerdinganebreen teke frå avstand. Her er det fleire tungeliknande formasjonar som vi tolkar som skredutlaup. Her er nytta same framgangsmåte som forklart i avsnitt 4.9.1 for å lokalisere innsjøen. Dermed kan vi tolke ut av figur 41 at det lengste skredet ser ut til å ha utlaup som stoppar litt ovanfor innsjøen. Ein ser også at det er fleire litt kortare utlaup. Vi tolkar dette som ei antydning om at det førekjem større flakskred ved spesielle forhold.

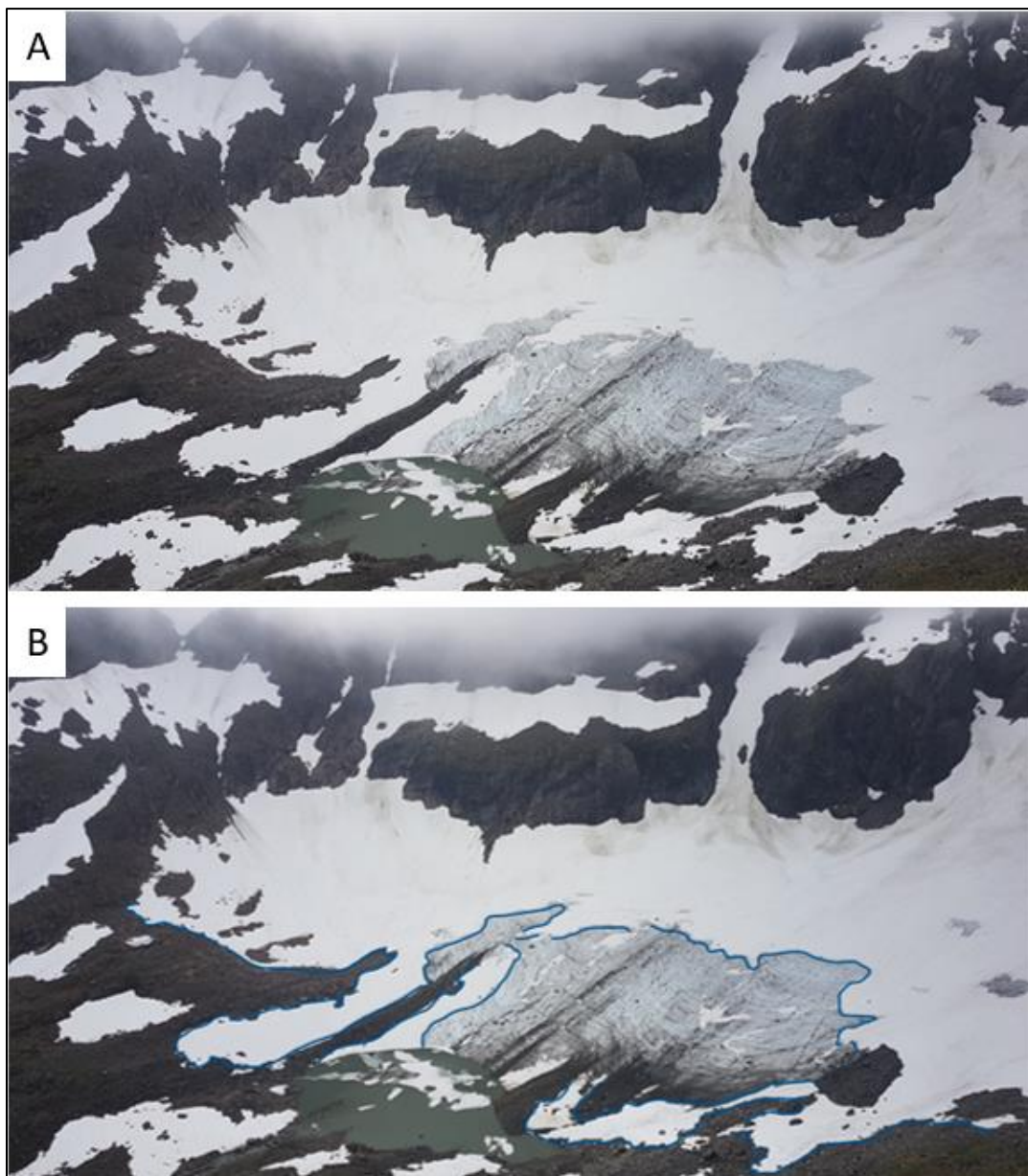


Figur 40: Foto som viser skredutlaup, teke av Simon de Villiers 22.april 2020.



Figur 41: Her er same foto med tolking. Blå linje syner tolka plassering av kvar innsjøen startar. Svarte linjer framhevar kvar utlaupa stoppar. Raudt omriss inneheld konturar av moglege brotkantar.

Figur 42 syner foto som er teke under feltarbeid på hausten i 2020. Det syner korleis snøen er fordelt etter maksimal ablasjon dette året. Figur 42B framhevar at det er varierende fordeling. Spesielt i kantane av breen, ligg det snø lenger enn kva det gjer på midten av breen. Dette fotoet er frå same år som foto i figur 40. Dermed kan det vere ein samanheng mellom skredaktivitet og snøfordeling dette året. Det vert teke opp i diskusjon under avsnitt 7.1.2. Foto i figur 43 syner breen sett frå innsjøen, og på denne måten eit perspektiv som tydeleggjer overgang frå breis til snø godt. Ut frå dette bilete kan vi tolke det som ei akkumulasjonszone kvar det ligg igjen snø.



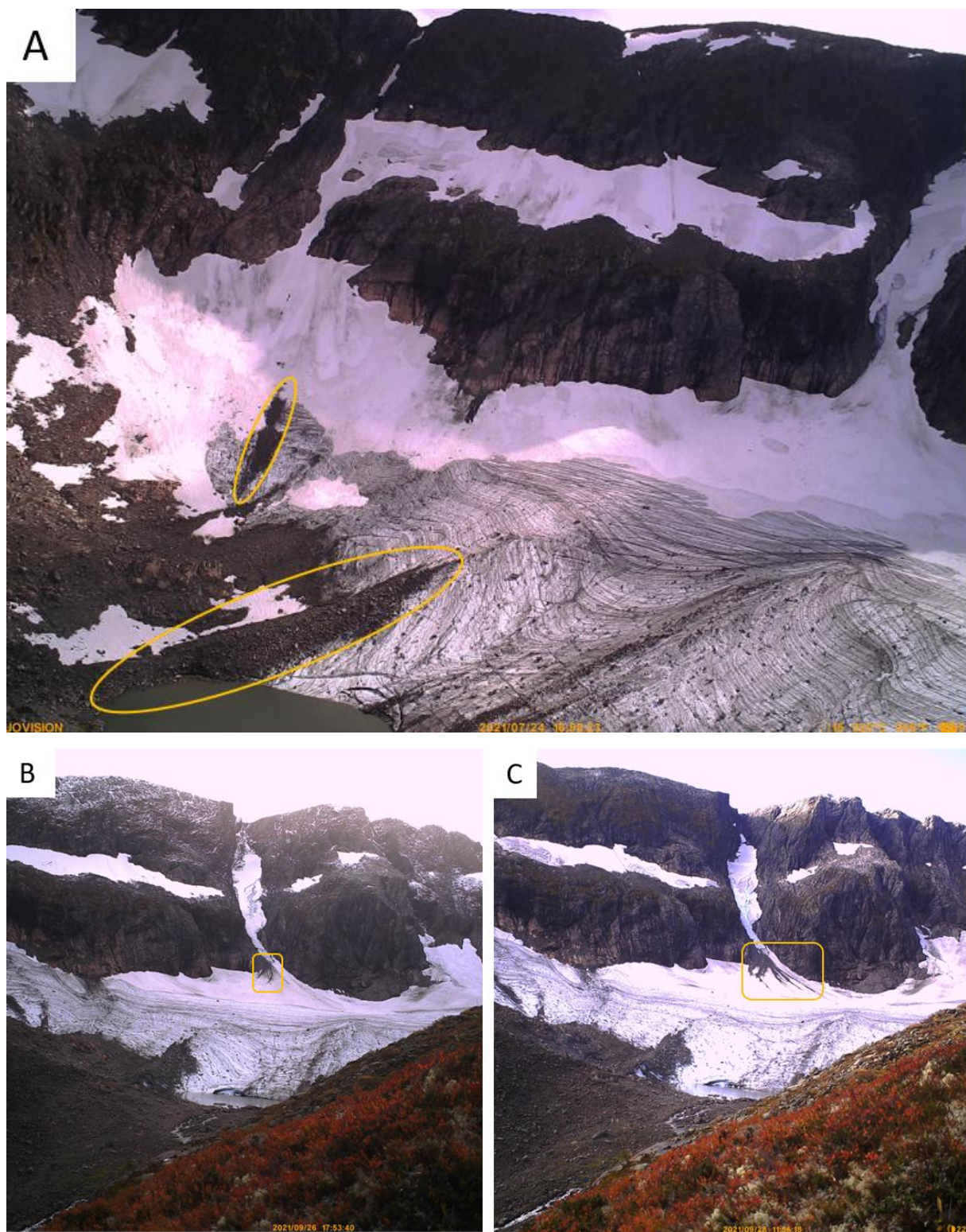
Figur 42:A syner foto teke i september 2020, på B er blå linje teikna inn for å illustrere varierende snøfordeling.



Figur 43: Foto teke 29.august 2020. Syner breen frå eit anna perspektiv. Her ser ein tydeleg overgang frå breis til snø. I tillegg ser ein lausmasser på breen.

5.1.3 Lausmassar på breen

Figur 44 illustrera lausmassar sitt nærvær på breen. 44A syner to lausmasseakkumulasjonar. Den største i framkant av bildet har form som ein rygg. Det er vanskeleg å sjå om den ligg ovanpå eller går inn i breen. Den mindre avsetjinga i bakkant av bildet ligg i brattare terreng. Vi tolka denne avsetjinga som ei form skred, mogleg lite seinskred eller fleire steinsprang. Ryggen er vanskelegare å tolke. Den kan vere del av ei større skred eller massestraum. Den kan også tolkast som ei midtmorene. Denne lausmasseryggen vert teke opp i diskusjon avsnitt 7.2 . Figur 44B og C viser lausmasseavsetjingar, og på 44C er avsetjingane vorte lenger og større i utbreiing. Vi tolka det difor som ei skred, og mogleg ein eller fleire massestraumar. Her viser det tydeleg at lausmasser vert tilført breen. Figur 45 gir eit nærare utsnitt av lausmasseryggen, og her ser ein tydeleg ryggformasjonen.



Figur 44: Bilde A, B og C er alle tekne i september 2021 og dei gule omrissa syner lausmasser i forbindelse med breen.



Figur 45: Foto er teke sept.2022 og viser lausmasseryggen.

5.1.4 Ablasjon

Her vert det lagt fram resultat som seier noko om ablasjon, og dermed snøgrense og grensa til firnsnø ulike år. Figur 46 inneheld bilete som er frå slutten av ablasjonssesongen ved tre ulike år. Her er forslag til snøgrenser teikna inn på bakgrunn av at ein ser tydeleg fargeforskjell på snøen.

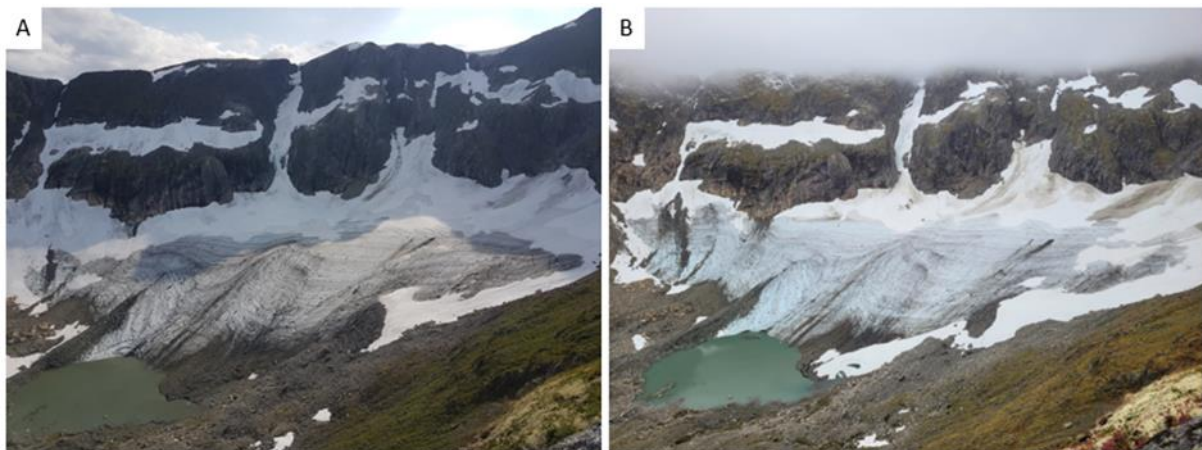
Vi tolkar den blå linja til å vere snølinja i 2020, og vidare fjorårssnø i 2021, og den same linja har trekt seg endå lenger tilbake i 2022. Den lilla linja ovanfor den blå på figur 46B er det vi tolkar som årets snø i 2021, det syner at mesteparten av årets snø smeltar dette året. Vidare ligg det til grunn for at den raude linja på figur 46C er snø frå vintersesongen 2022. Dermed viser figuren at snøgrensa ligg lengst nede i 2020, og trekk seg gradvis oppover i 2021 og 2022. Ein anna interessant observasjon er at i figur 44C ser ein lausmasser som har vorte tilført breen i september etter at foto figur 46B vart teke. På figur 46C er det eit hol i snøen kor ein kan sjå det vi tolkar til dei same lausmasse-avsetjingane. Dette underbygger tolkinga

av den blå linja i figur 46C til å vere den tidlegare snølinja frå 2020 som har smelta oppover år for år.



Figur 46: A er frå 5. september 2020, B er frå 1. september 2021 og C er frå 22. september 2022. Linjene med ulike fargar syner skilje mellom is og snø, og mellom snø med ulike farge.

Figur 47 syner større delar av breen ved slutten av ablasjon, då foto A er teke i september 2021 og B er frå oktober 2022. Figuren syner at det er ei større utbreiing av snø i 2021. Det kan kome av at det er ein måned skilnad i tid. Det som er interessant her at 47B syner at snøfeltet til høgre har lenger utstrekning ned mot breen i 2022. Mogleg forklaring på dette vert teke opp i diskusjon avsnitt 7.1.



Figur 47: Foto i A er teke i 5. september 2021 og B er teke 3. oktober 2022.

5.1.5 Andre observasjonar

Ved å gjennomføre bildeanalyse har vi gått gjennom store mengder bilde, og vi har danna oss eit inntrykk av kva som skjer i området. Hovudtrekka av andre observasjonar vert lagt fram her. Eit viktig resultat er at det er svært lite dokumentasjon over lengre periodar på grunn av dårleg sikt. Generelt så ser vi at det er lite resultat frå januar og februar. Frå mars til juni identifiserer vi ulike typar massetransport og skredhendingar. Spesielt i april-mai vert det høgare frekvens av hendingar. Etter å ha sett på bilete frå 2021 og 2022 ser vi at det er både flakskred og laussnøskred.

Vi gjorde også interessante observasjonar er relevante for akkumulasjon. I juni 2022 kom det nysnø. I tillegg er det dette året vi observerer eit av dei større flakskreda, kor vi ser heile utlaupet. Ved slutten av ablasjonssesongen i september er heile dette skredet smelta vekk. I botn av rennene ligg det meir snø igjen enn etter dette store skredet. I 2022 ligg det igjen ein del snø på høgre side av breen ned mot innsjøen. I 2020 er det tydeleg smelting ut i oktober, og første skredhending er allereie 6.november. På bakgrunn av dette kan ein sei at akkumulasjon- og ablasjonssesongen er av varierende lengd frå år til år.

5.2 Geofysiske målingar og EM-bølgjehastigheit

Her vert resultat frå geofysiske målingar lagt fram. Som skildra i avsnitt 4.4 vart data frå georadarmålingane prosessert og vidare vart desse importert til QGIS for visualisering. Hovudformålet med målingane var å fastsetje djupna av årets snø. Samstundes hadde vi eit mål om å identifisere punkt som let oss konstruere jamvektslinja, og identifisere skredmateriale.

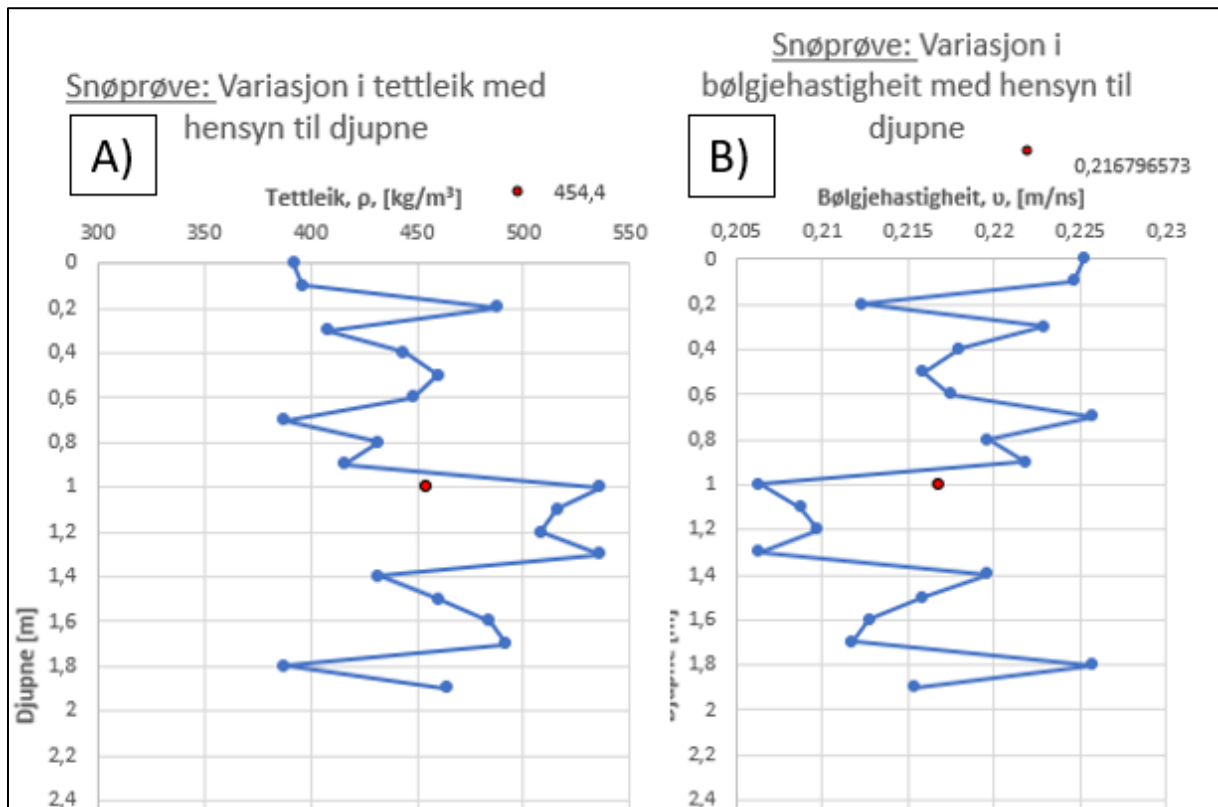
5.2.1 EM-bølgjehastigheit

Først vert resultatata frå snøprofil og radarboringane lagt fram, då desse er grunnlag for val av elektromagnetisk bølgjehastigheit som vart nytta i prosessering av radargramma.

Snøprofil

Djupna til snøprofilet var 2,05 m, og på botnen av profilet nytta vi søkestonga til å måle resterande snødjupne. Vi leste av 1,55 m på søkestonga før vi møtte motstand, som totalt gir 3,6 m snødjupne. Usikkerheit ved denne tolkinga er diskutert i avsnitt 6.3. Korleis tettleiken og hastigheit varierer med djupna er plotta i to diagram (fig. 48). Diagramma viser at hastigheita minkar ved aukande tettleik, og aukar ved lågare tettleik. Det samsvarar med teori

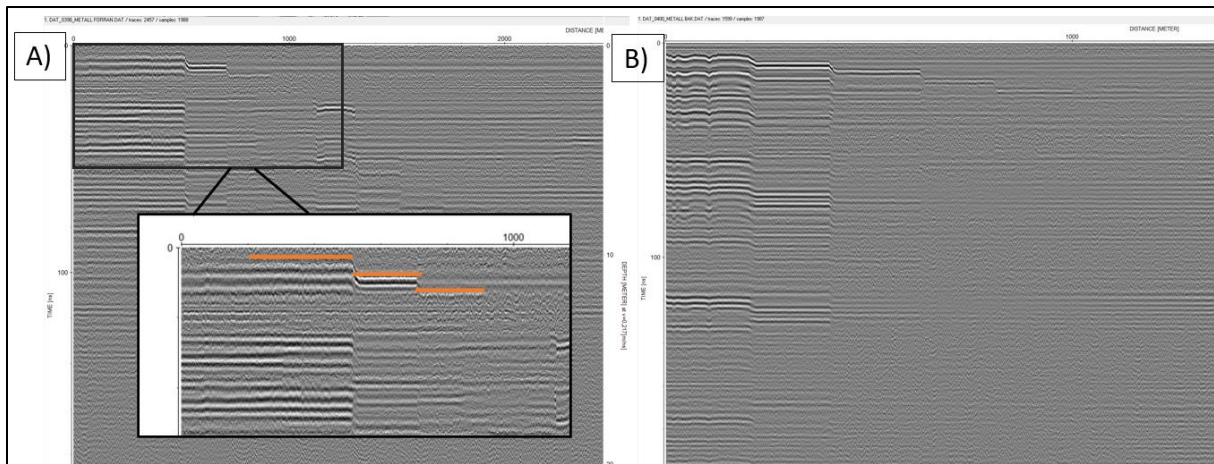
skildra i avsnitt 3.5.3. Dei høgste tettleiksverdiane og lågaste hastigheiter ligg mellom 1 – 1,3 m djupne. Skjematisk framstilling av alle utrekningar ligg i vedlegg 3. Overflatetemperaturen vart målt til 0°, som gir indikasjon om våt snø. Snøen vart klassifisert som veldig våt (8-15% vassinnhald) etter McClung og Schaerers (2022) klassifikasjonssystem omtala i avsnitt 3.2.1.



Figur 48: Resultat frå snøprøveanalyse framstilt i diagram, raud prikk representera gjennomsnittsverdi A) Variasjon i tettleik med omsyn til djupne, B) Variasjon i EM-bølgehastighet med omsyn til djupne.

Radarboringar

Måling frå radarboring 1 og 2 utgjorde eit radargram for kvar boring vist i figur 49. Ved radarboring 1 er snøgrensa ukjent, og ved radarboring 2 tolka vi snøgrensa til 4 m djup. Radargrammet for radarboring 1 hadde sterke reflektorar ned til 1,5 m djup, medan for radarboring 2 var det tydelege reflektorar ned til 2,5 m djup.



Figur 49: A: Radarboring 1 utolka, med forstørta utsnitt av tolka reflektorar, B: Radarboring 2 utolka.

Tabell 11 og 12 syner resultat av omrekningane frå TVT til tettheit og hastighet basert på bakgrunnsteori i avsnitt 3.5, og metode 4.2.2. Utrekningane basert på radarboring 2 ved 1,5-2 m djup gir verdiar for EM-bølgjehastighet som samsvarar med gjennomsnittshastighet frå snøprøveanalysar og middelhastighet for snø i teorien.

Tabell 11: Utrekningar av EM-bølgjehastighet (v), relativ permittivitet (ϵ_r), og tettheit (ρ), basert på kjent djupne og TVT frå radarboring 1.

Diff. djupne, [m]	Diff. TVT, [ns]	v , [m/ns]	ϵ_r , [f/ m]	ρ , [kg/m ³]
0,5 – 1	4,458	0,224	1,786	398
1 – 1,5	4,173	0,239	1,565	297

Tabell 12: Utrekningar av EM-bølgjehastighet (v), relativ permittivitet (ϵ_r), og tettheit (ρ), basert på kjent djupne og TVT frå radarboring 2.

Diff. djupne, [m]	Diff. TVT, [ns]	v , [m/ns]	ϵ_r , [f/ m]	ρ , [kg/m ³]
0,5 – 1	3,805	0,262	1,301	166
1 – 1,5	3,934	0,254	1,390	212
1,5 – 2	4,612	0,216	1,673	452
2 – 2,5	4,315	0,231	1,673	347

Tabell 13 gir skjematisk framstilling av minimal, maksimal og gjennomsnittleg målte verdiar av tettheit og EM-bølgjehastighet for begge metodar. Djupna (D) er inkludert for framsyning. Framstillinga tydeleggjer at målingane samsvarar med bakgrunnsteori i avsnitt 3.5.3 ved at ein finn lågast tettheit kor dei høgste hastigheitene er målt. Samt at høgste verdiar for tettheit gir lågast hastighet.

Sett ilag ga radarboringane generelt høgare hastigheiter og lågare tettleikar enn resultatata frå snøprøveanalysen. EM-bølgjehastigheita mellom 0,5 – 1,5 m djup ved radarboring 2 avvikar frå teorien, og moglege årsaker til dette vert teke opp i avsnitt 6.2. Samanlikning av resultatata frå begge metodar sett saman med bakgrunnsteori ligg til grunn for valet av hastigheit på 0,217 m/ns. Dette vert også utgreia i avsnitt 6.4.1.

Tabell 13: Skjematisk framstilling av minimum, maksimum og gjennomsnittsverdiar for tettleik og EM-bølgjehastigheit for snøprøveanalysen og radarboring 1 og 2, der D= djupna verdiane er synt ved.

	Snøprofilanalyse	Radarboring 1	Radarboring 2
Min. tettleik [kg/m ³]	388, D=0,7 m og 1,8 m	229, D=0,5 m	259, D=1,5 m
Maks. tettleik [kg/m ³]	536, D=1 m og 1,3 m	313, D=1 m	399, D=0,5
Gjennomsnitt tettleik [kg/m ³]	454,4	283	312
Min. hastigheit [m/ns]	0,206338, D=1 m og 1,3 m	0,23694, D=1 m	0,22416, D=0,5 m
Maks. hastigheit [m/ns]	0,225771, D=0,7 m og 1,8 m	0,25107, D=0,5 m	0,2459, D=1,5
Gjennomsnitt hastigheit [m/ns]	0,21679	0,24195	0,23732

5.2.2 Radargram

Av totalt 16 målte profil har vi valt å presentere fire av dei. Fullstendig liste over alle profil ligg i vedlegg 4, samt skildring av dei med prosessert radargram før og etter tolking. Profil 11 er ekskludert, då det har tilsvarende plassering som første del av profil 12.

I hovudsak var vi interessert i å identifisere snøgrensa i alle profil, og samstundes sjå etter kjenneteikn for akkumulasjonsområde og kva prosessar som har bidrege til akkumulasjonen. Reflektorar som ligg djupare enn tolka isoverflate har vi ignorert, då det ikkje er relevant for problemstillinga vår. Elles har vi markert, tolka og diskutert alle funn over isoverflata. Det inneber reflektorar vi har tyda som avsetjingar frå skred- og/eller morenemateriale. Eit interessant funn var ein reflektor som kunne kjennast att i nesten alle profil. Vi tolka det som eit gjennomgåande skarelag.

I område med grunn snøgrense varierte grensa mellom 3-5 m, der dei grunnaste djupnene var i nedre del av breen, og oppover breen auka djupna til om lag 5 m. Områda med djupast snøgrense var i hovudsak i øvre del av breen der største djupne var 11,7 m (profil 2). I områda med djupare snøgrense fann vi reflektorar karakteristisk for snøskred, og reflektorar som kan tolkast som avgrensing av vindtransportert snø. Usikkerheiter ved funn og tolking av dei er diskutert i avsnitt 6.4. På tvers av breen, frå det mest søraustlege til nordvestlege punktet målte vi snøgrensa til 6,9 m og 7,6 m, respektivt. Korleis snøgrensa variera over heile breen er visualisert i ei interpolering (avsnitt 5.2.4).

Mange reflektorarar delte same karakteristikk, og tabell 14 synar ei skjematisk framstilling av tydelege reflektorar, namngjeving og markeringsfarge, og kva struktur vi har tolka dei som. I profila 1A+B, 4, 5, 6, 7, 9, 12, 15 og 16 var snøgrensa relativt lett å kjenne att, medan i profil 2, 3, 8 og 10 var tolkinga meir utfordrande. Likevel kunne snøgrensa tolkast for alle profila, då kryssingspunkta var avgjerande for dei utfordrande profila. Tabell for differanse i snøgrensa ved alle kryssingspunkta ligg i diskusjon, avsnitt 6.1.1.

Tabell 14 Framstilling av kva reflektorar vi har observert kategorisert etter tolka struktur og profila kor vi kjenn dei att.

Struktur	Reflektor namn	Reflektor farge	Profil
Snøgrense (snø-is, snø-firn)	A	Raud	1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, , 12, 13, 14, 15, 16
Skarelag	B	Grøn	1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 12, 13, 14, 15, 16
Firnlag (firn-is)	C	Blå	1, 2, 3, 4, 5, 12, 16
Vindtransportert snø/ Skredavsetjingar	D	Gul	1, 2, 4, 6, 7, 8, 9, 13, 16
Lausmassar	E	Lilla	13, 14

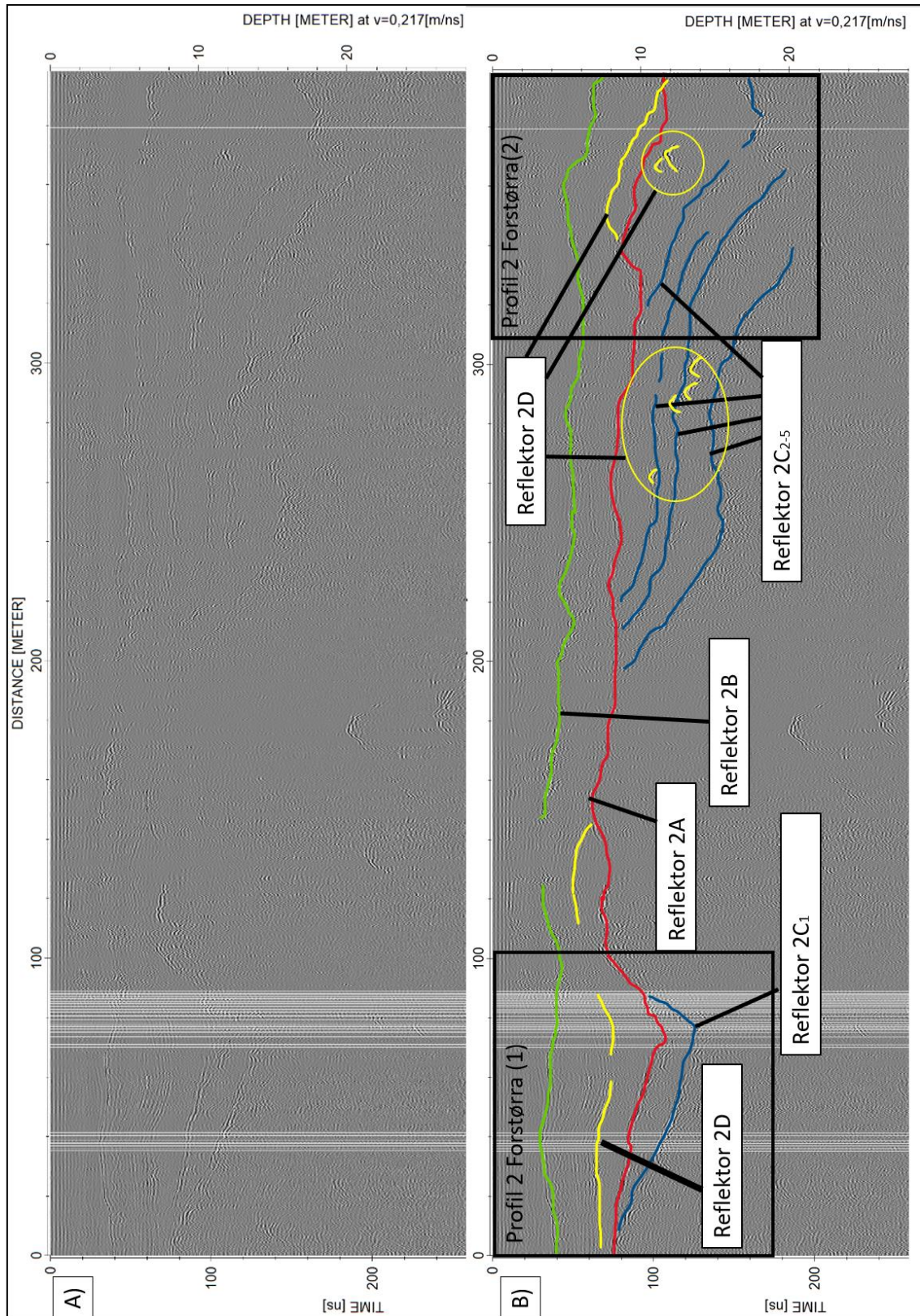
Dei fire profila vi har valt å presentere inneheld ulike element som kan svara på problemstillingane som går på variasjon i snødekket, kva prosessar som førar til akkumulasjon og korleis vi har konstruert jamvektslinja.

Profila si plassering er synt i oversiktskartet i avsnitt 4.2. Reflektor A-C er karakterisert ved jamne reflektorar i profila. Reflektor D vert tolka ved eit område med jamn gråfarge i radargrammet, som ofte er skilt frå omgivnadane med reflektorar over og under. I nokre område var det vanskeleg å skilje om denne grå massen har opphav frå snøskred eller

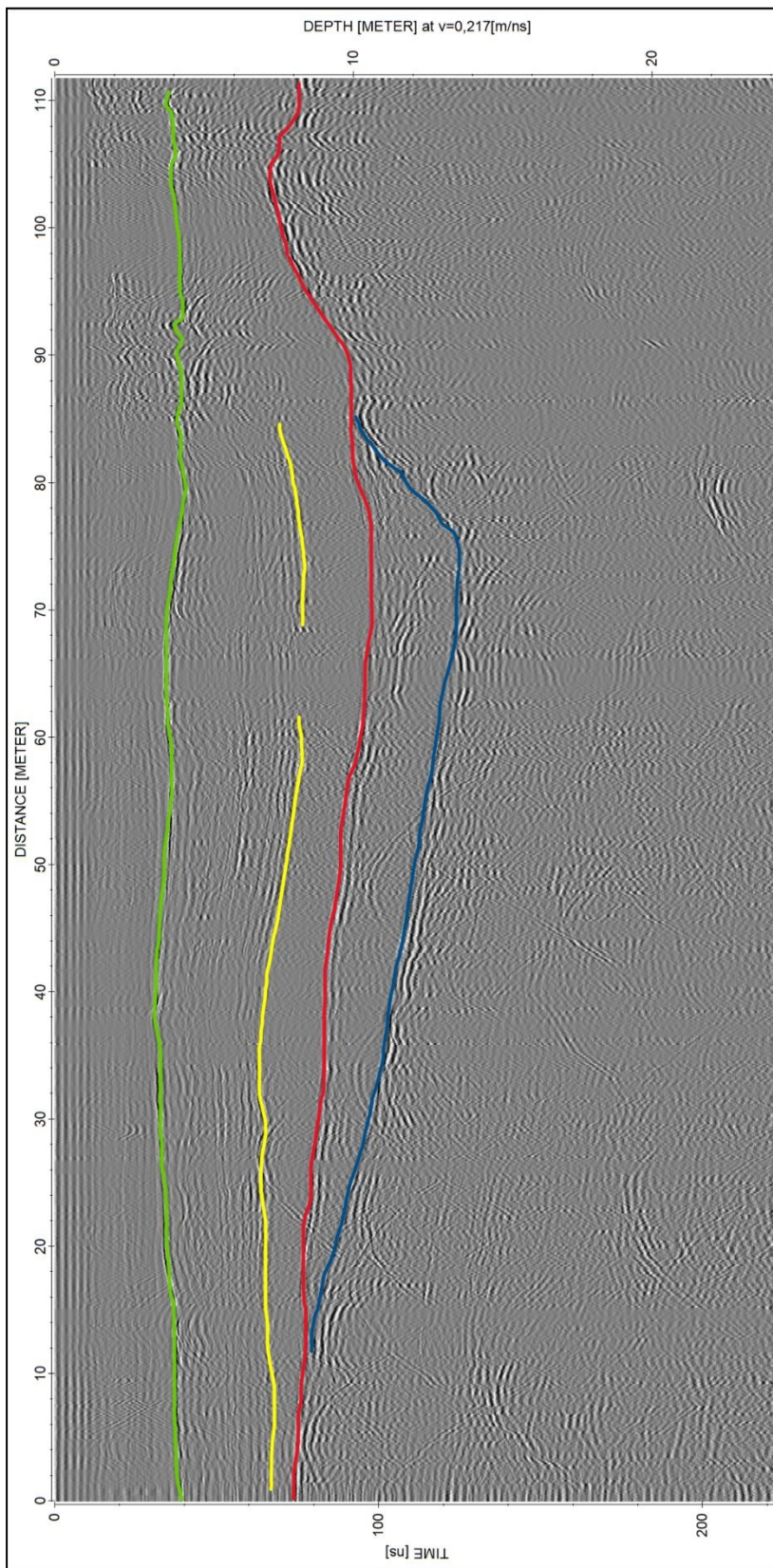
vindtransportert snø. Reflektor D er avgrensning over desse grå massane eller hyperblar, som kan beskrive skredavsetningar. Desse reflektorane er ofte ujamne, kaotiske og/eller avbrotne. Reflektor D er også vist som sirklar kring grå massar og hyperblar.

Profil 2 er vist i figur 50 og går frå skredvifta i sørvest og endar etter 400 m i nordvestleg retning. Profilet går dermed over potensielle utlaup frå to renner. Det er to tydelege reflektorar som går gjennom heile profilet. Reflektor 2B ligg på 4 m djupne og er jamn fram til den aukar til 7,5 m djupne dei siste 40 m i distanse. Reflektor 2A ligg på 8 m djupne i sørvest. Djupna til reflektoren variera mellom 8 og 12 m langs profilet. Reflektor 2C₁₋₅ kjem til syne dei første 100 m, så kjem det fire reflektorar til dei siste 200 m. Desse reflektorane kjenneteiknast ved at dei kjem i kontakt med reflektor 2A. Reflektor 2D kjem til syne i fleire lengdeintervall og djupner gjennom profilet. Den markerer grå massar i dei første 150 m, og siste 60 m. Samtidig tyder 2D nokon hyperblar som ligg mellom reflektor 2C i siste halvdel av profilet.

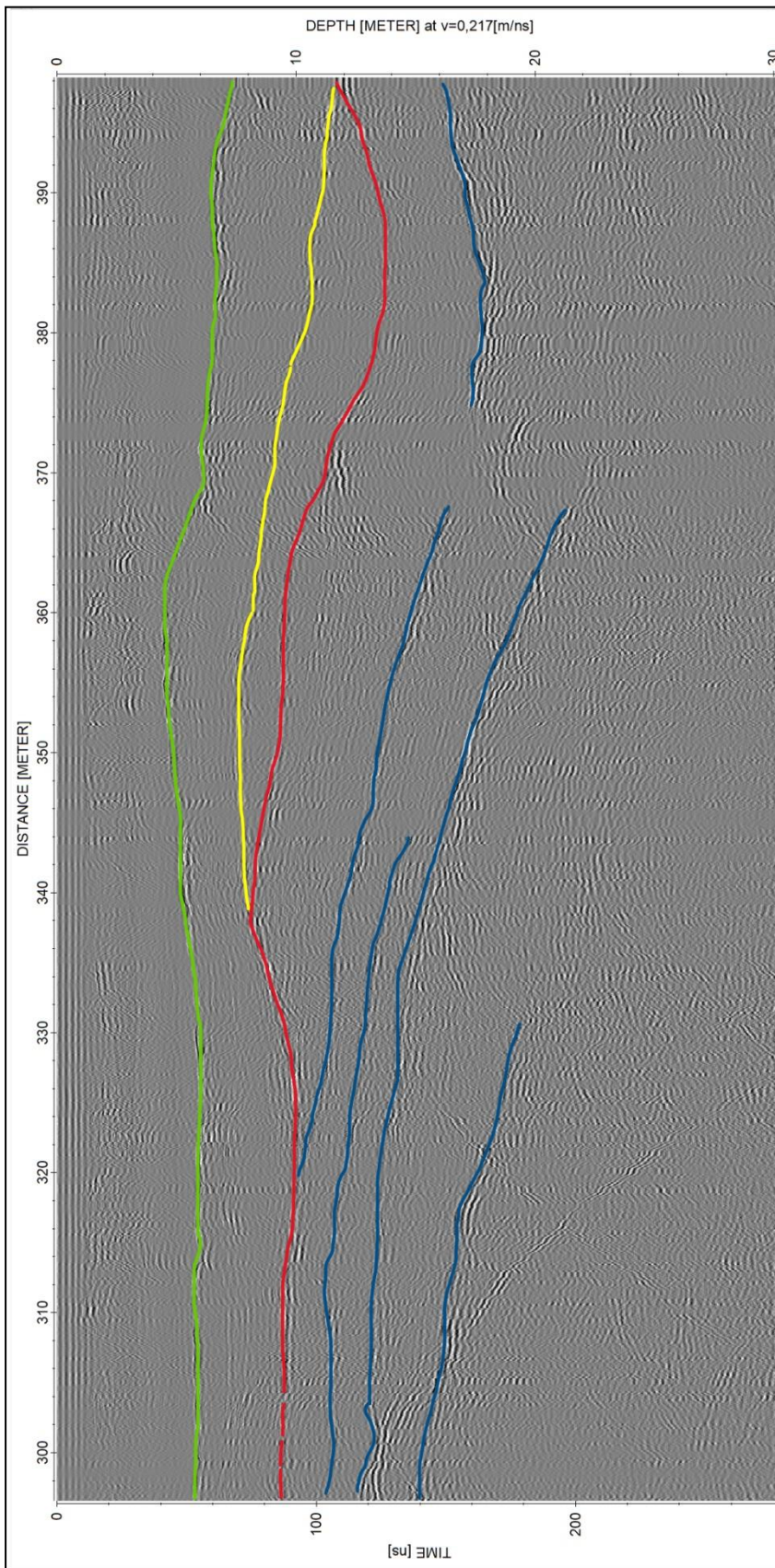
Reflektor 2A og 2B er tolka som snøgrense og skarelag, basert på samanlikning med andre profil, og dei er generelt gjenkjennelege reflektorar på heile breen. Reflektor 2C₁₋₅ er tolka som firnlag da dei er skråstilte reflektorar som går i kontakt med reflektor 2A og går vidare ned i djupna. Reflektor 2D er tolka som skredavsetningar, då dei syner grå massar og ujamne hyperblar.



Figur 50: Profil 2 A) Prosessert radargram før tolking, B) Tolka prosessert radargram. Tolka reflektorar er namngjeve og fargelagd systematisk som framlagt i tabell 14. Svarte rektangel rissar om område som er forstørra i eigen figur: Forstørra (1), i figur 52 og Forstørra (2), i figur 53.



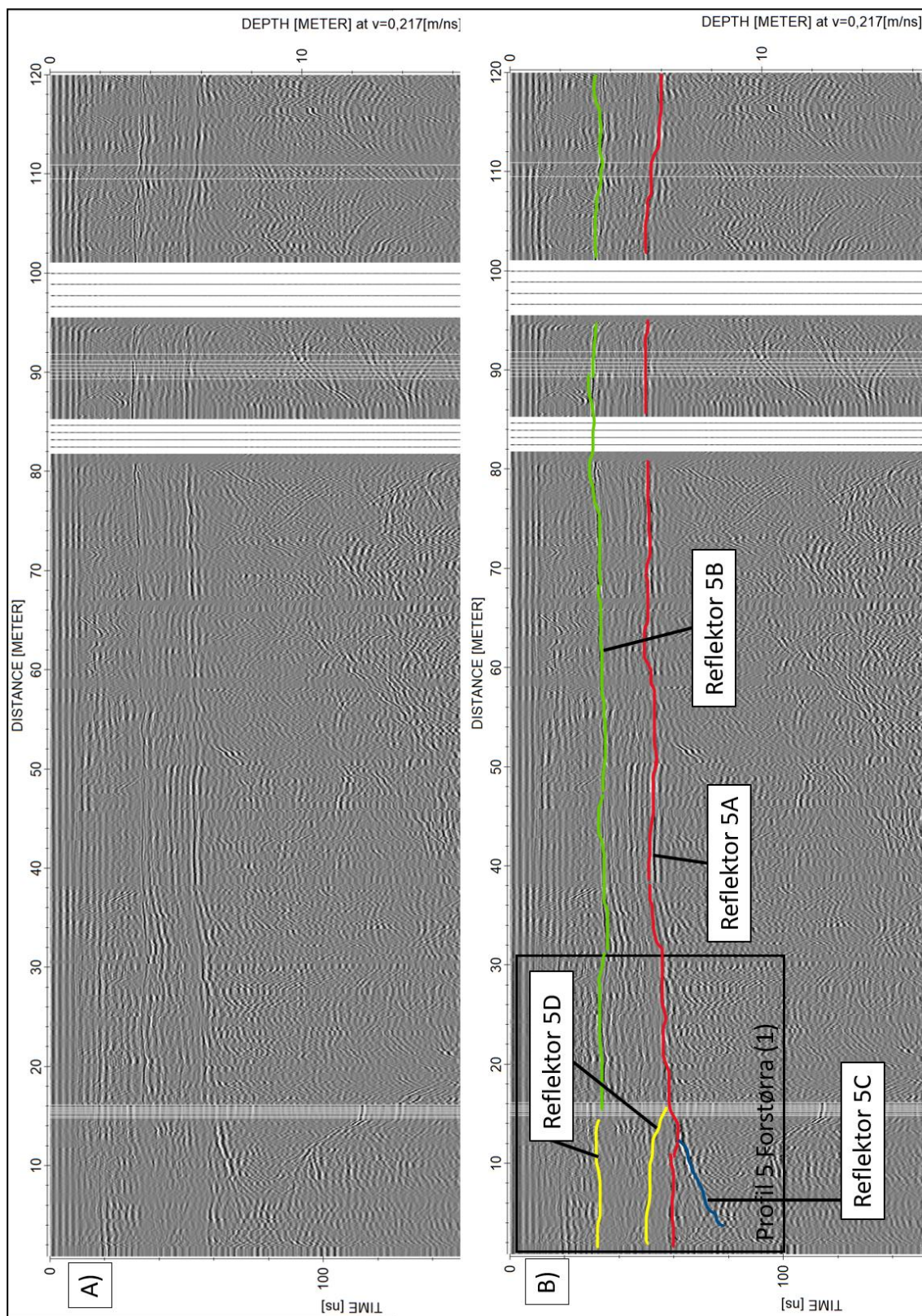
Figur 51: Skalert, tolka radargram som representera forstörda område (1) i profil 2.



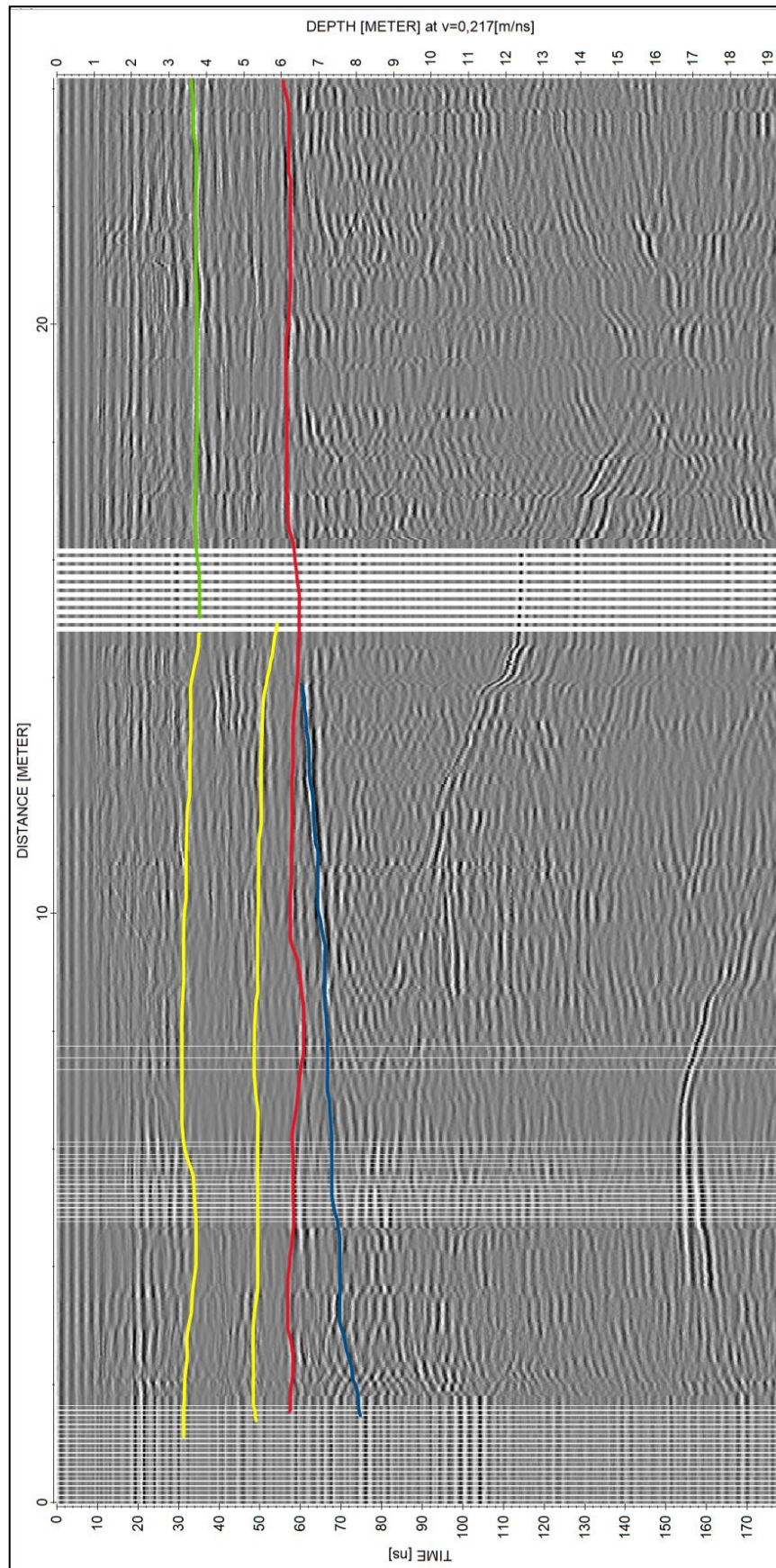
Figur 52: Skalert, tolka radargram som representera förstörda område (2) i profil 2.

Profil 5 sitt radargram vert vist i figur 53 og er 120 meter langt, og går i nordaustleg retning. Fire forskjellige reflektorar er markert langs profilet. Reflektor 5B ligg øvst og held seg jamt på 3,7 m djup. Reflektoren byrjar på 15 m distanse og held seg tydeleg ut profilet. Reflektor 5A kan sjåast gjennom heile profilet og ligg på ei djupne mellom 6,4 og 5,3 m. Reflektor 5C er berre synleg i byrja av profilet. Reflektoren skil seg frå 5A og beveg seg ned i djupna, inn mot brerørsla. Reflektor 5D er berre synleg i byrja av profilet. Den markera ein jamn grå masse.

Reflektor 5A og 5B er her også tolka som snøgrense og skarelag. Dei er tydelege reflektorar som lett kan samanliknast med andre profil, samstundes viser dei tydelege karakteristikk for sesongsnø med lagdeling som representera ulike periodar med nedbør(avsnitt 3.5.7). Reflektor 5C er tolka som skilje mellom is og firn, da den er i kontakt med reflektor 5A og beveg seg skrått ned i djupna (avsnitt 3.5.7). Reflektor 5D er tolka som skredmassar, grunna den samanhengande grå massen.



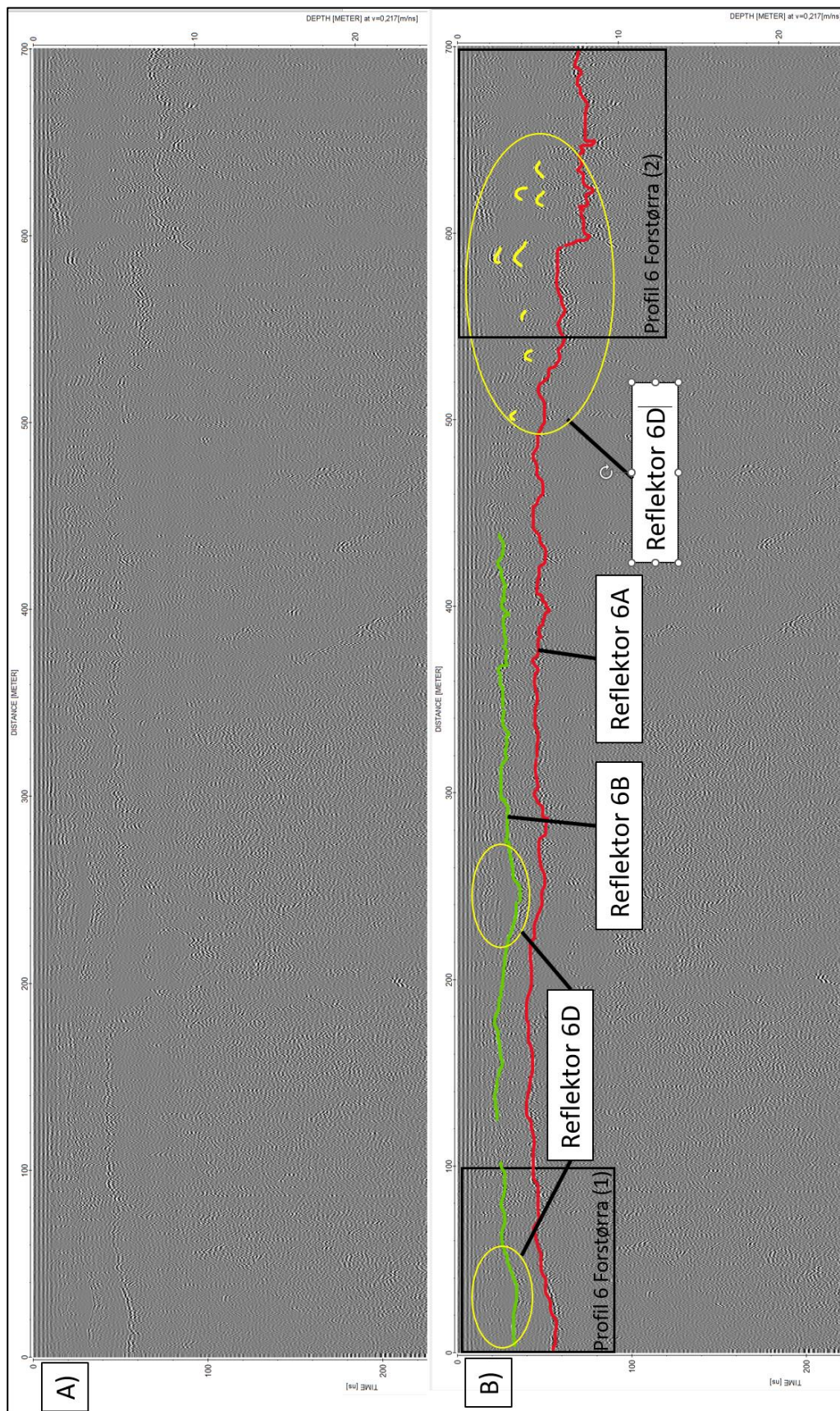
Figur 53: Profil 5 A) Utolka prosessert radargram, B) Tolka prosessert radargram. Tolka reflektorar er namngjeve og fargelagd systematisk som framlagt i tabell 14. Svarte rektangel rissar om område som er forstørret i eigen figur.



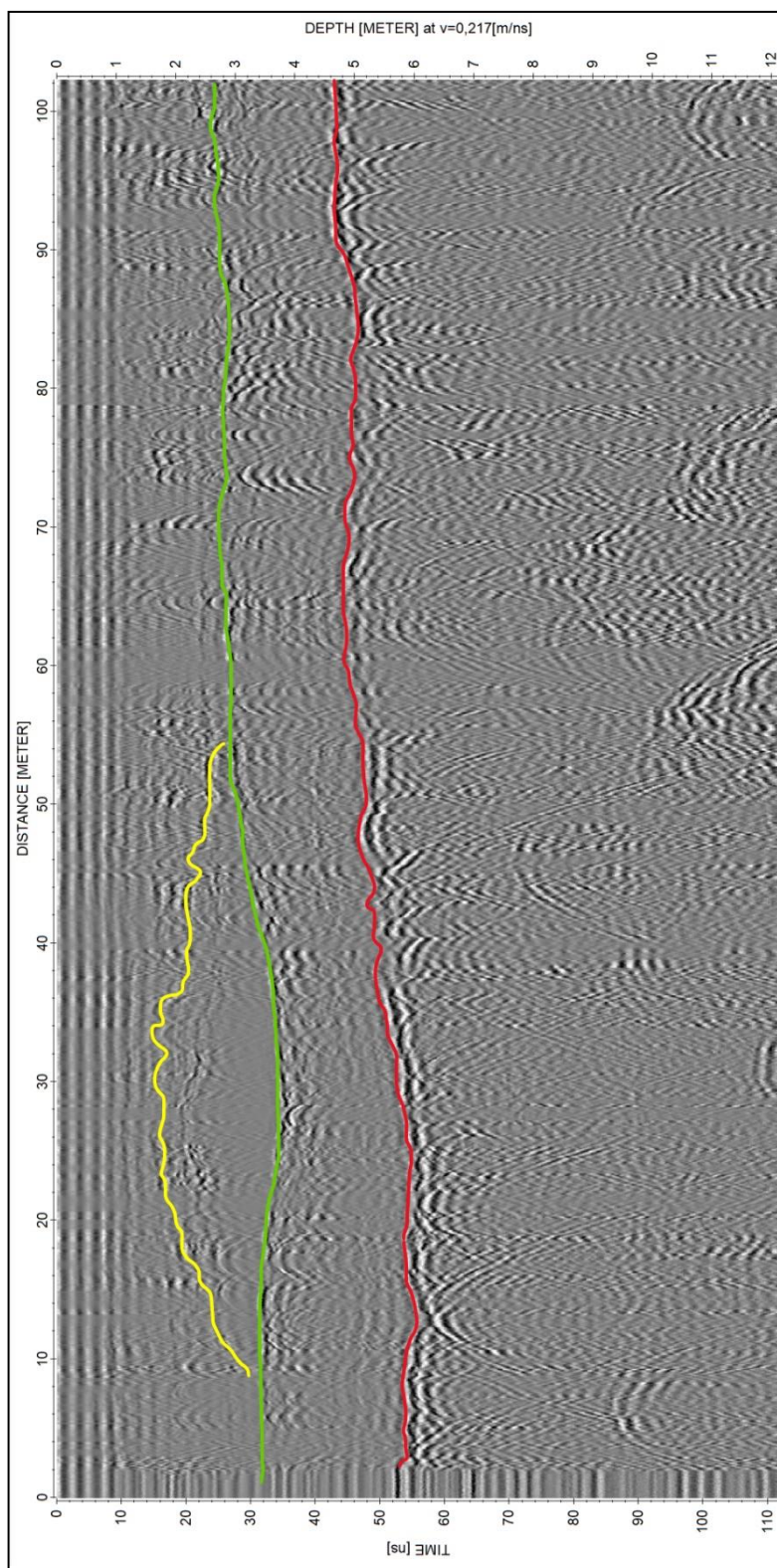
Figur 54: Skalert tolka radargram som representera forstørta område (1) i profil 5.

Profil 6 er plassert sentralt på breen, og er det lengste tversgåande profilet. Radargrammet vert synt i figur 55. Det er eit 700 m langt profil, som går mot nordvest. Her har vi markert tre forskjellige reflektorar. Reflektor 6A startar på 6 m djupne, og variera mellom 3,9 m og 8 m. Djupna auka dei siste 150 m. Reflektor 6B ligg i byrja på 3,6 m djupne, og variera mellom 2 og 4 m. Reflektoren var noko utydleg gjennom profilet og reflektoren forsvinn 450 m ut i profilet. Reflektor 6D er observert tre stadar. Den syner to område med grå massar, der begge er om lag 40 m breie, ved 20 m og 250 m distanse ut i profilet. Dei siste 150 m i distanse syner reflektor 6D, med fleire hyperblar og grå massar med ujamn fordeling over reflektor 6A.

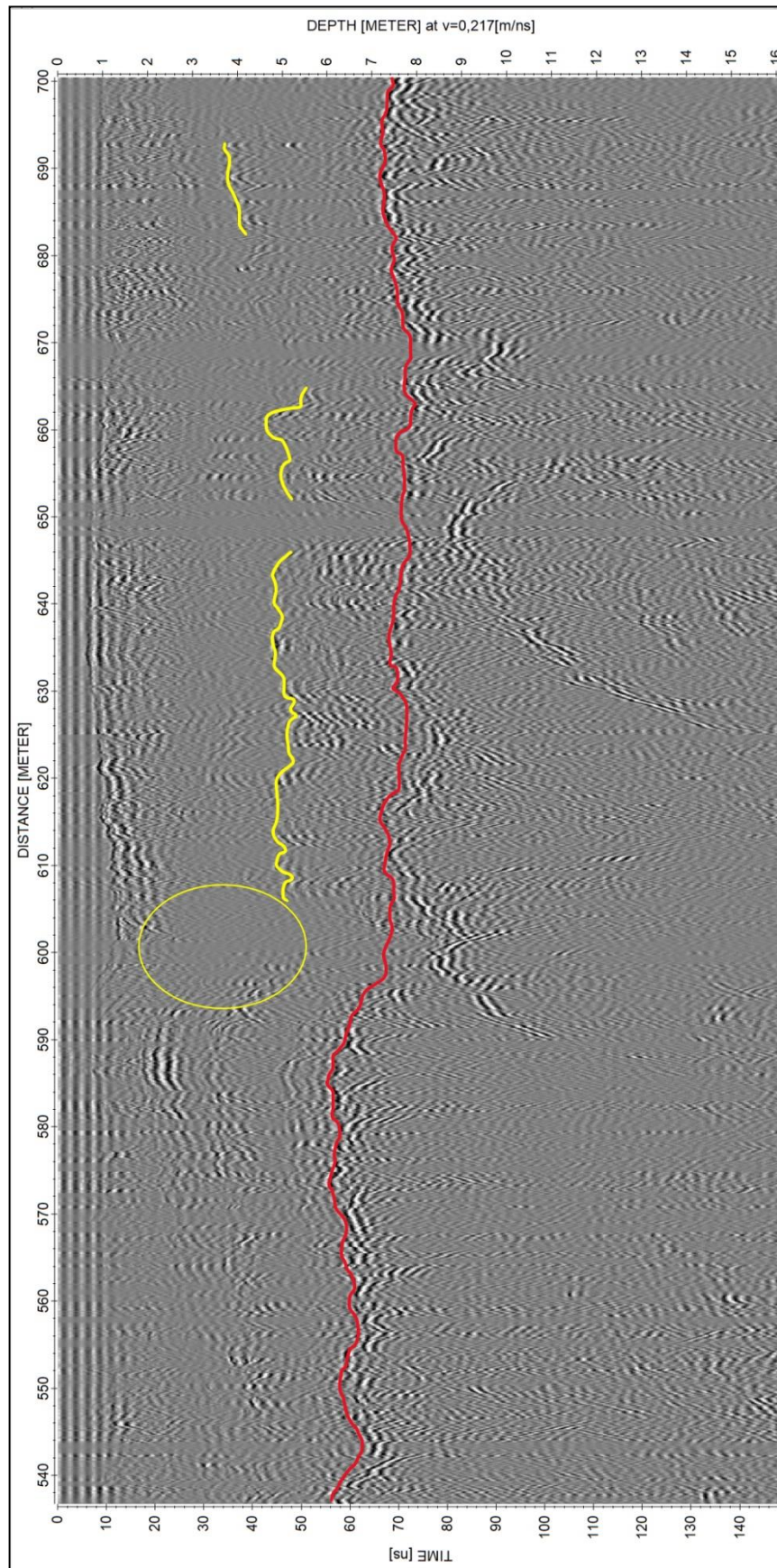
Då profil 6 vert kryssa av fleire andre profil, samanlikna vi snølag og skarelag fleire gonger med dei andre profila. Det gjorde at vi kunne tolke reflektor 6A som snøgrensa og 6B som skarelaget. Reflektor 6D har karakteristiske trekk for skredmasse-reflektorar, samstundes aukar snødjupna i enden av profilet, som samsvarar med tolking av skredmateriale.



Figur 55: Profil 6 A) Utolka prosessert radargram, B) Tolka prosessert radargram. Tolka reflektorer er namngjeve og fargelagd systematisk som framlagt i tabell 14. Svarte rektangel rissar om område som er forstørra i eigen figur. Profil 6 Forstørra (1) og (2) representera figur 56 og 57 respektivt.



Figur 56: Skalert og tolka radargram som representera förstörda område (1) i profil 6.

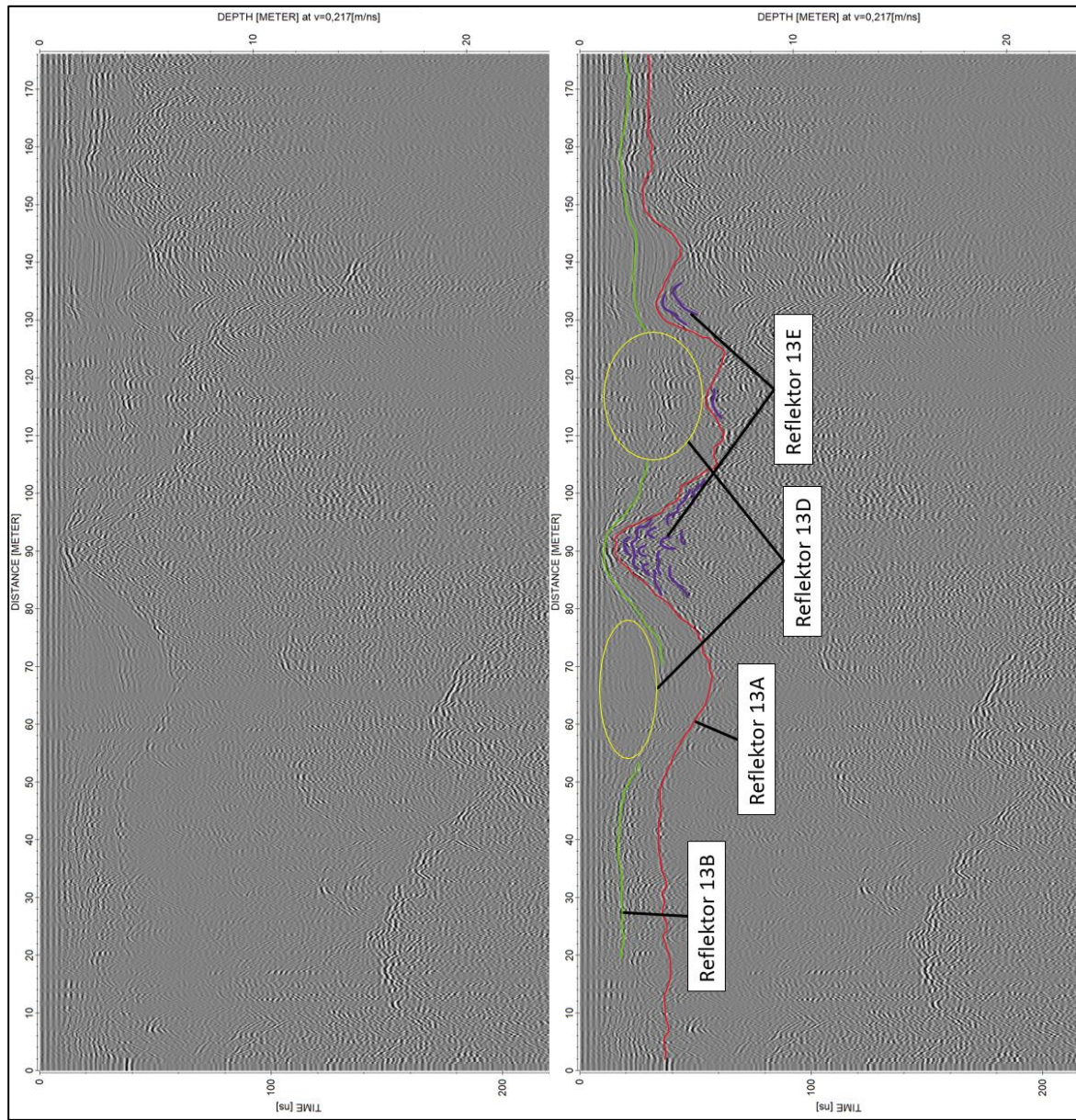


Figur 57: Skalert og tolka radargram som representera forstørta område (2) i profil 6.

Profil 13 ligg heilt nede ved fronten av breen, og byrjar vest for den proglasiale innsjøen. Profilet er 175 meter langt og går i ein søraustleg retning. Radargrammet er vist i figur 58. Langs profilet markerte vi 3 forskjellige reflektorar. Reflektor 13 A er gjennomgåande og startar på 4 meters djupne og sluttar på 3,5 meter. Men djupna variera mellom 1 og 6,7 meter. Reflektor 13B er stadvis utydeleg, men vi har tolka den somme stadar, med ei varierende djupne kring 2 meters djupne. Reflektor 13 D er markert i to område, eit med jamne grå massar og eit med uordna hyperblar.

Ved 90 meters distanse er det ei samling av kaotiske hyperblar som gjer Reflektor 13A og 13 B betydeleg grunnare. Denne samlinga er markert som reflektor E og ved bildeanalyse og flyfoto vert det tolka som ein ryggformasjon av lausmassar, vidare omtala i avsnitt 7.2.4.

I starten av profil 13 tolka vi reflektor 13A og 13B som snøgrense og skarelag ved å samanlikne dei med andre profil i nærleiken. Ryggformasjonen gjorde det vanskeleg å følgje reflektorane i siste halvdel, men vi har tolka reflektorane ved hjelp av profil 14 som ligg parallelt med dette profilet. Reflektor 13D er tolka som oppsamling av snø frå vindtransport eller skredmassar.

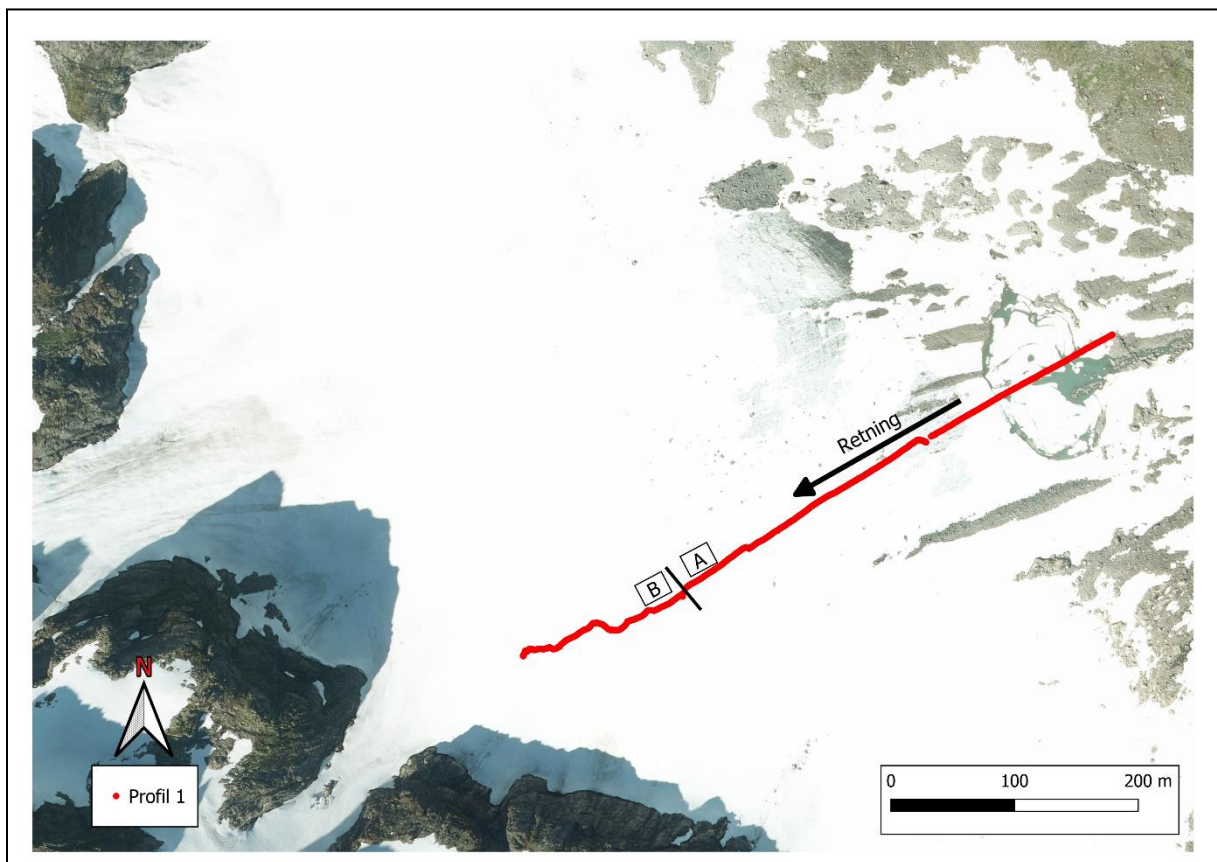


Figur 58:Utolka og Tolka versjon av profil 13.

5.2.3 Proglasial innsjø, firn og jamvektslinje

I dette avsnittet presentera vi resultat og tolkingar frå profil 1A og 1B, som kan knytast opp mot den proglasiale innsjøen, firn og jamvektslinje. I avsnitt 5.5 er vår tolking av radargram frå studiet til Garpestad, Yttervik og Kolnes (2017) skildra, og vidare samanlikna med resultat frå profil 1A og 1B.

Profil 1 (fig. 59) er fordelt på to radargram og startar aust for den proglasiale innsjøen. Spora går mot sørvest, og oppover på breen. I dei to radargramma kan ein sjå ei kopling mellom dei tolka reflektorane.



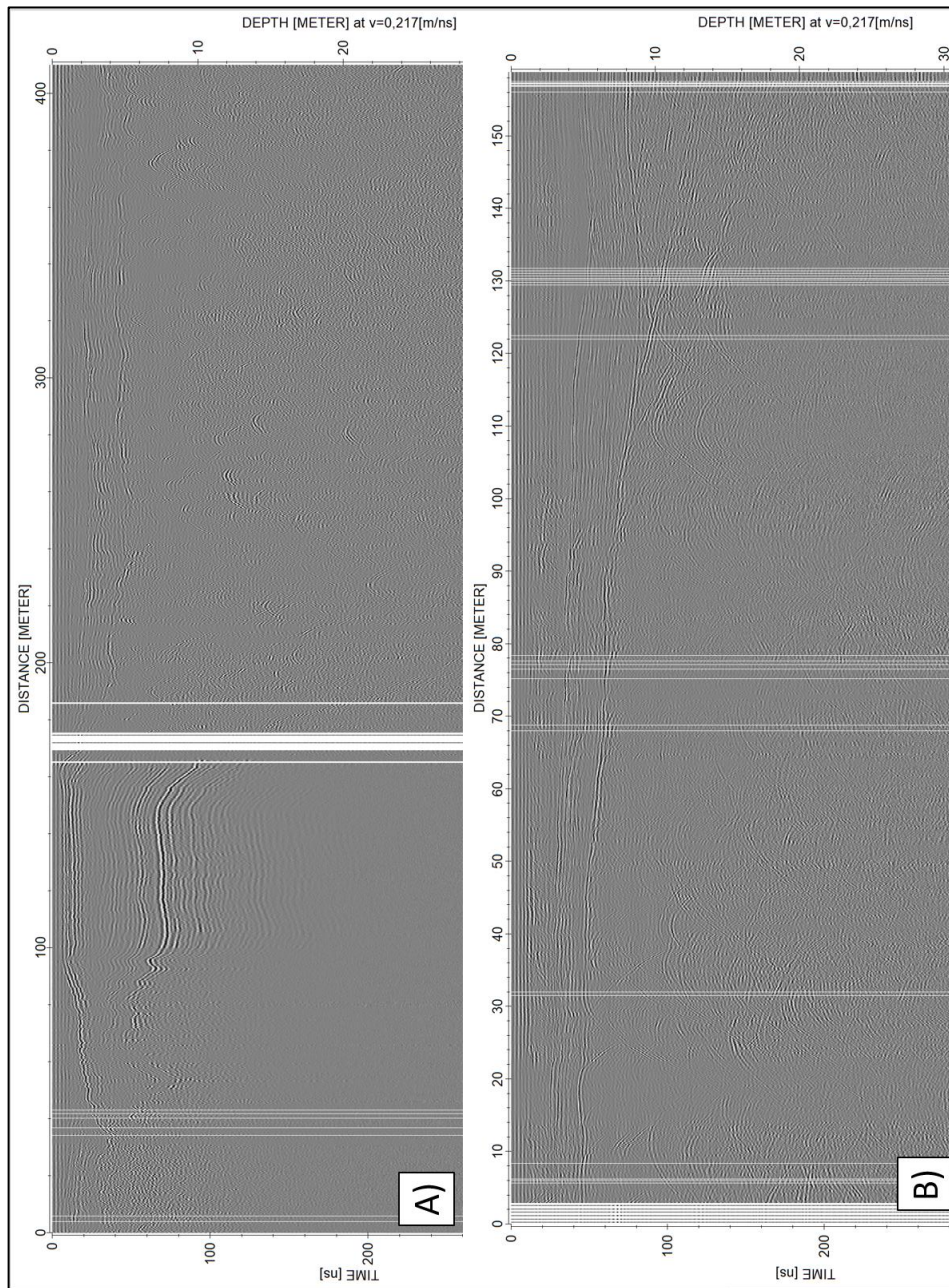
Figur 59:1 Kartlayout av profil 1 frå egne målingar, svart strek skilja del 1A og 1B.

Figur 60 og 61 syner radargram langs profil 1A og B før og etter tolking. For del A av profilet startar reflektor 1A og reflektor 1B ved 165 meter avstand, og dei føl kvarandre parallelt gjennom heile profilet. Det er jamn horisontal lagdeling imellom dei. Djupnevariasjonen til reflektor 1A er frå 1,5 – 5 m, der det grunnaste punktet er ved 160 meters distanse. Frå om lag 200 m distanse held djupna seg meir jamn mellom 3,5 og 5 m. Ved slutten av profilet har reflektor 1A ei djupne på 4.9 m. I profil 1B fortset reflektorane 1A og 1B. Det djupaste

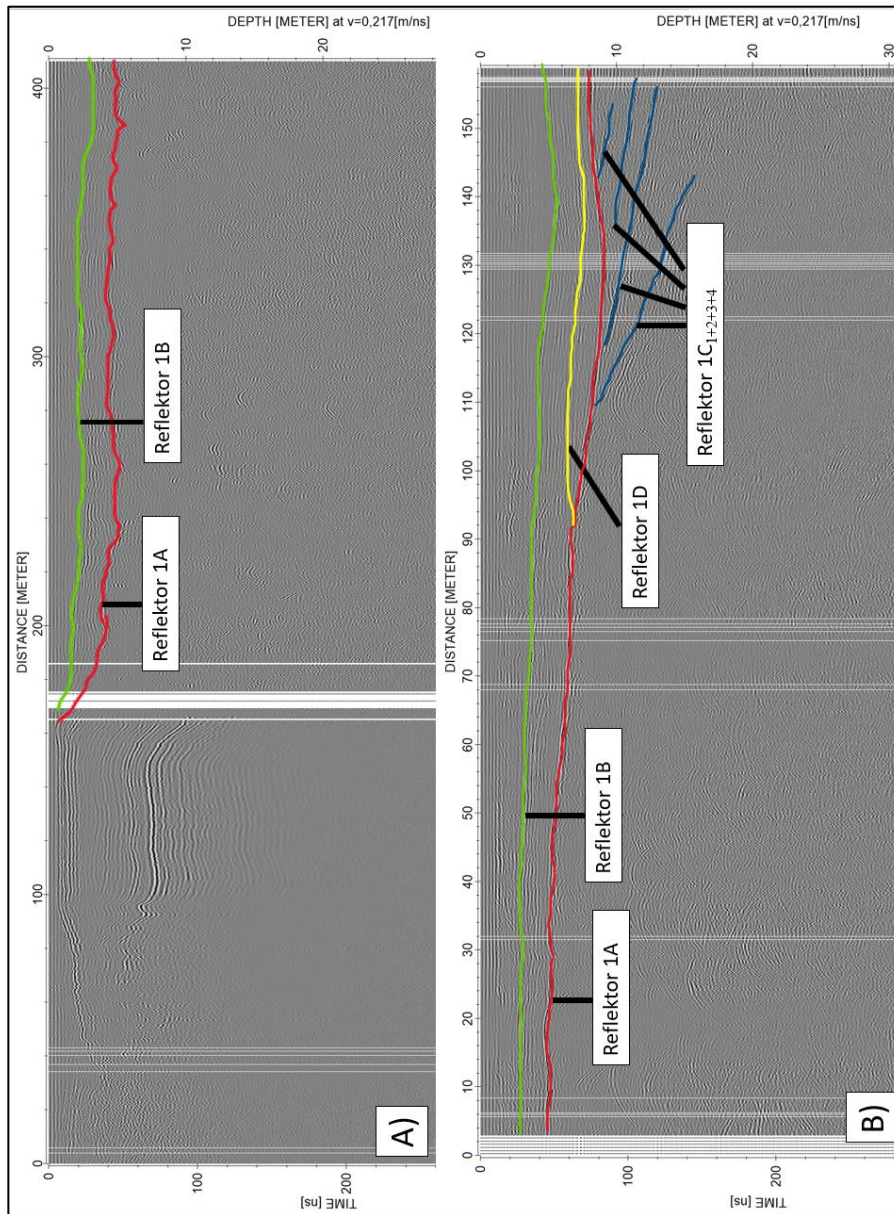
punktet langs profilet for reflektor 1A har ei djupne på 9 m, og djupna i enden av profilet for reflektor 1A er 7,9 m.

I profil 1B ligg den første av fire skråstilte reflektorar med det som er tolka som ei erosjonsflate. Den startar om lag 110 m ut i profilet på 8,6 m djupne. Dei tre andre reflektorane med skråstilling startar ved distanse 116 m (djupne=8,7 m), 133 m (djupne=9,1 m) og ved 143 m (djupne=9,8 m). Desse fire skråstilte reflektorane har lik karakteristikk og er kalla reflektor 1C₁, 1C₂, 1C₃, og 1C₄. Desse reflektorane aukar i djup med lengda av profilet, og dei djupaste punkta for reflektor 1C₁, 1C₂, 1C₃, og 1C₄ er 15,4 m, 12,8 m, 11,3 m og 9,8 m respektivt, med forbehold reflektor 1C₁ var noko vanskeleg å tyde då styrka på reflektoren minka betrakteleg mot djupet. Reflektor 1D er svak, men jamn og startar ved om lag 92 m distanse på djup 6,6 m.

Vi har tolka reflektorane etter teori omtala i avsnitt 3.5.7, der reflektor 1A er karakteristisk for sesongsnø og er tolka som snøgrensa. Reflektor 1B har vi tolka som skarelag. Reflektor 1C₁, 1C₂, 1C₃, og 1C₄ er karakteristisk for tidlegare års snø (firn) og er tolka som dette, medan reflektor 1D har vi tolka som vindtransportert snø eller snøskredmassar. Reflektorane 1C₁₋₄ vert diskutert i avsnitt (7.3.2).



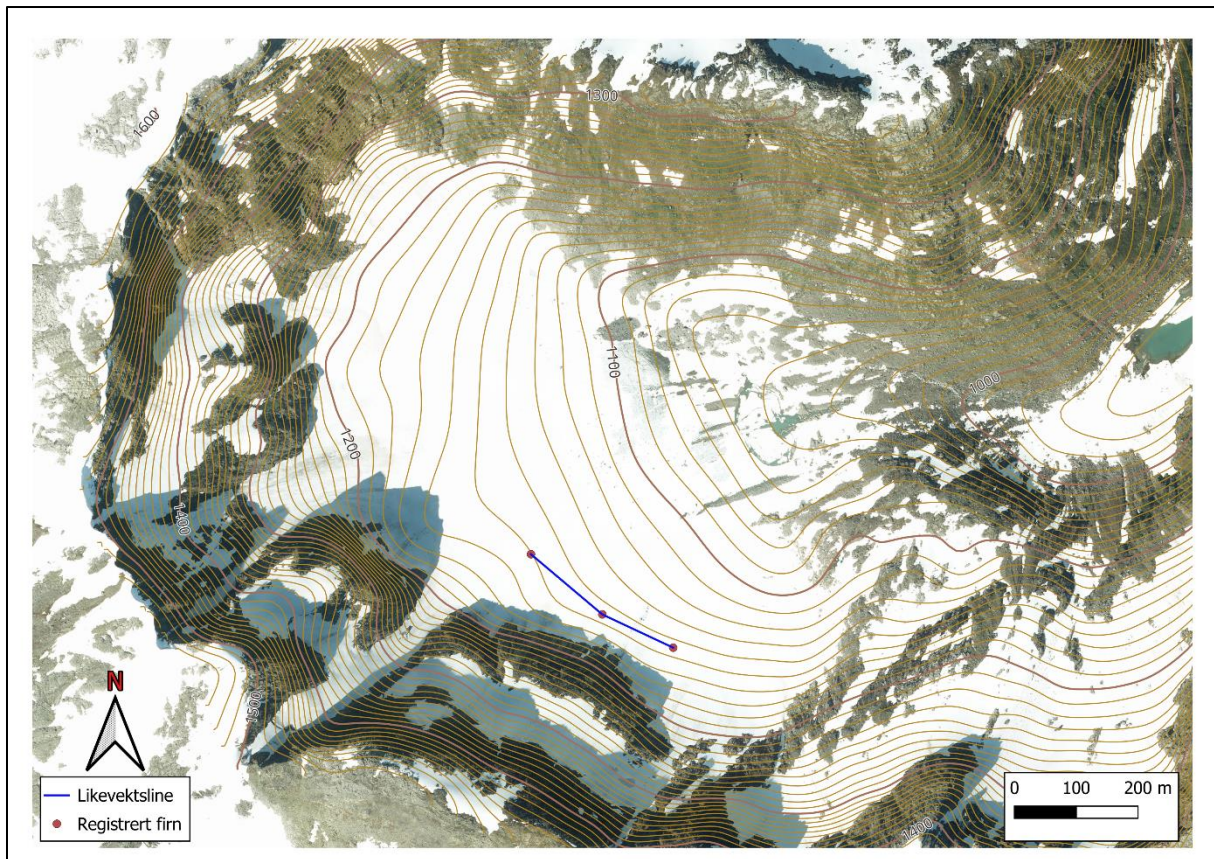
Figur 60: Utolka Profil 1A og profil 1B.



Figur 61: Tolka profil 1A og 1B.

Jamvektslinje

Jamvektslinja i 2021 er plassert ut frå profil 1, 5 og 12 i vedlegg 4. Dei går omtrent parallelt med forventa brerørsle, og syner tydeleg kvar firngrensa møter isoverflata. Jamvektslinja kjem fram i figur 62 og er estimert til ei gjennomsnittleg høgd på 1147,8 moh.



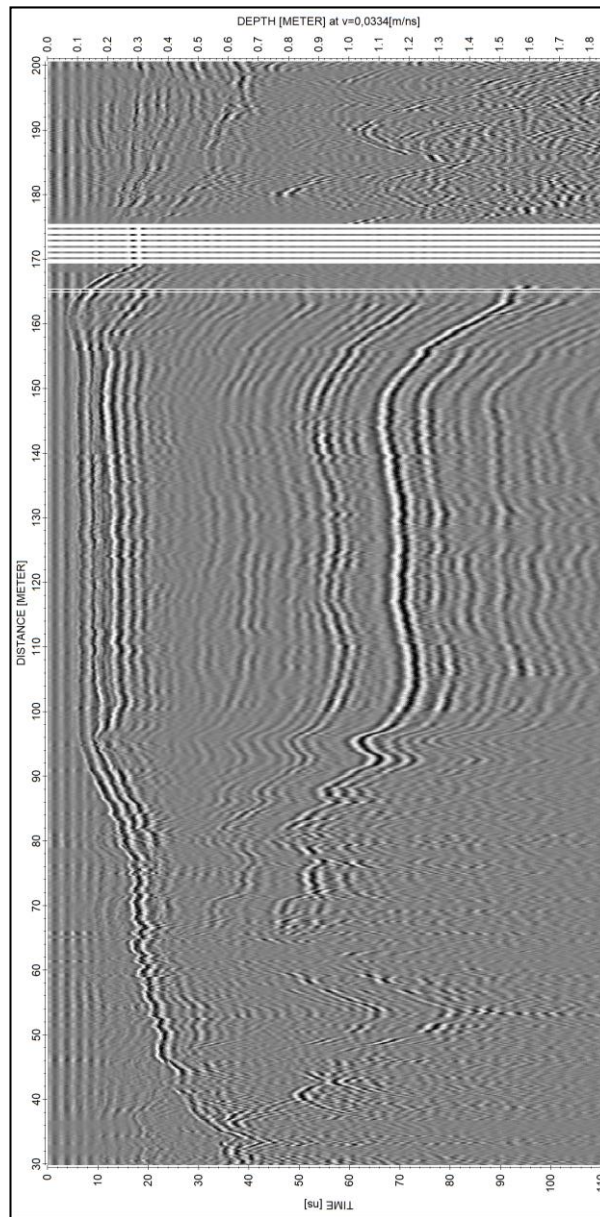
Figur 62: Jamvektslinja framstilt på bakgrunn av firngrense registrert i radargramma.

Proglasial innsjø

I målingar på den proglasiale innsjøen forventa vi tre material; snø, is og ferskvatn. Desse tolka vi kvar for seg med hastigheitene ($v_{\text{snø}}=0,217$ m/ns, $v_{\text{is}}=0,168$ m/ns og $v_{\text{ferskvann}}=0,0334$ m/ns). Dei andre anvende innstillingane i prosesseringa av radargrammet for profil 1 er likeins med metoden skildra i avsnitt 5.2.2.

Ved lokaliteten vi tolka som innsjø kunne vi i profil 1A tyde tre tydelege jamne og horisontale reflektorar parallelt over kvarandre (fig. 63). Den øvste reflektoren tolka vi som grensa mellom snø og is, og reflektoren like under tolka vi som grensa mellom is og ferskvatn. I ein proglasial innsjø vil sediment tilført frå breen avsetjast frå suspensjon og legge seg på botnen, ofte med lamina som viser suspensjonssyklusar ved årstidsveksling (Benn & Evans, 2010, s. 434). Dermed er den nedste reflektoren som ligg parallelt med fleire tydelege, jamne og horisontale reflektorar tolka som overgangen frå ferskvatn til botnsediment. Ved å anvende dei respektive EM-bølgjehastigheiter rekna vi ut ei vassdjupne på 0,93 m og istjuknad på 0,49 m som til saman gir ei djupne på 1,42. Ovanpå isen ligg eit 0,7 m tjukt snødekke.

Frå radargrammet har vi tolka utstrekninga av innsjøen til å starte frå distanse 95 m og endar ved distanse 165 m. Frå aust mot vest gir dette ei horisontal utstrekning på om lag 70 m.

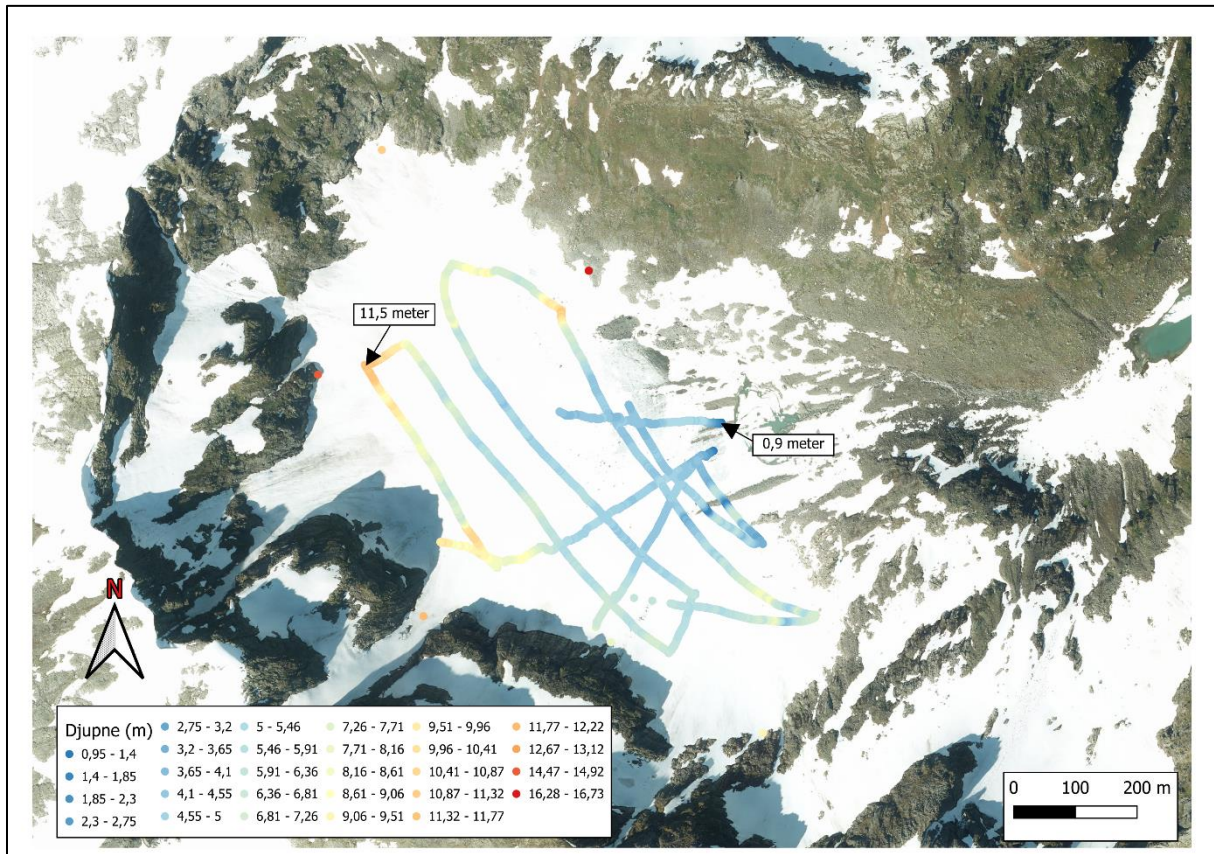


Figur 63: Figuren er vist med ein bølgehastighet meint for ferskvatn (0,0334). Snø- og istjukkeleik blir dermed framsynt som mindre enn reel tjukkeleik.

5.2.4 Interpolasjon

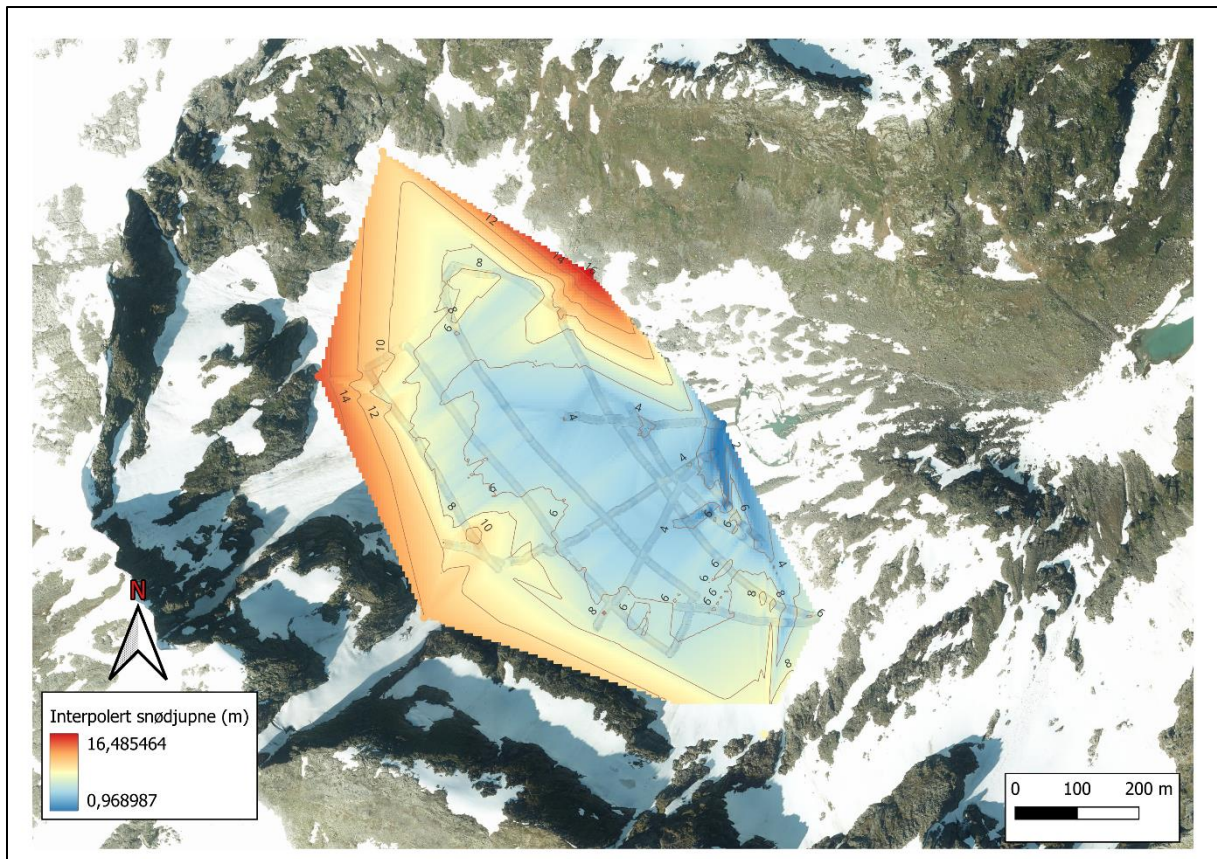
Interpolasjon ved metoden gjennomgått i avsnitt 4.5.3 ga ei samla visualisering av tolka snødjupne frå radargramma. Figur 64 syner tolka snødjupne frå georadarmålingane visualisert med ulik farge for ulik snødjupne. Djupna til målingane varierer frå 0,95 m til omtrent 11 meter.

Med utrekna grenseverdiar går djupna ned til 16,5 meter. Ut i frå figur 66 kan vi sjå at reflektorane i den austlege delen, og sentrale deler i breen har en djupne som er grunnare enn 8 meter. Som kontrast synar profila som ligg nærast ytterkantane ei auka snødjupne. Særleg profil som går gjennom potensielle skredutlaup har større snødjupner. For eksempel ved utgangen av dei to rennene som ligg i vest. Med dette bakgrunnskartet frå kartverket kan ein også sjå at særleg grunne målingar blei målt over formasjonar som lausmasseryggen sør-vest for den proglasiale innsjøen, som omtala i forbindelse med profil 13 i avsnitt 5.2.2.



Figur 64: Georadar-målingar med illustrert djupne, og grunnaste og djupaste målte punkt.

Interpolasjon i figur 65 syner korleis snødjupna kan variere mellom dei kjende djupnemålingane. Djupna er også her visualisert ved fargekodar, og snødjupna variera mellom dei same verdiane som i figur 64. Blå farge synar låge verdiar for djupne, raud syner høge verdiar, medan gul syner medium verdiar, som er omtrent 8 meter. Interpolasjonen ga ei snittdjupne på 7,67 meter og eit volum på $0,0032\text{km}^3$ ($3,2 \times 10^6 \text{m}^3$). Ved bruk av tettleik (5.2.1) rekna vi ut ei total snømasse på $1,5 \times 10^9 \text{kg}$ (1462326416 kg).



Figur 65: Interpolasjon mellom dei kjende djupnepunkta. Ettersom georadarmålingane er delt inn i klassar, medan interpoleringa gjer ein kontinuerleg høgdeforskjell, kan målingane og interpoleringa syne noko forskjellige fargar.

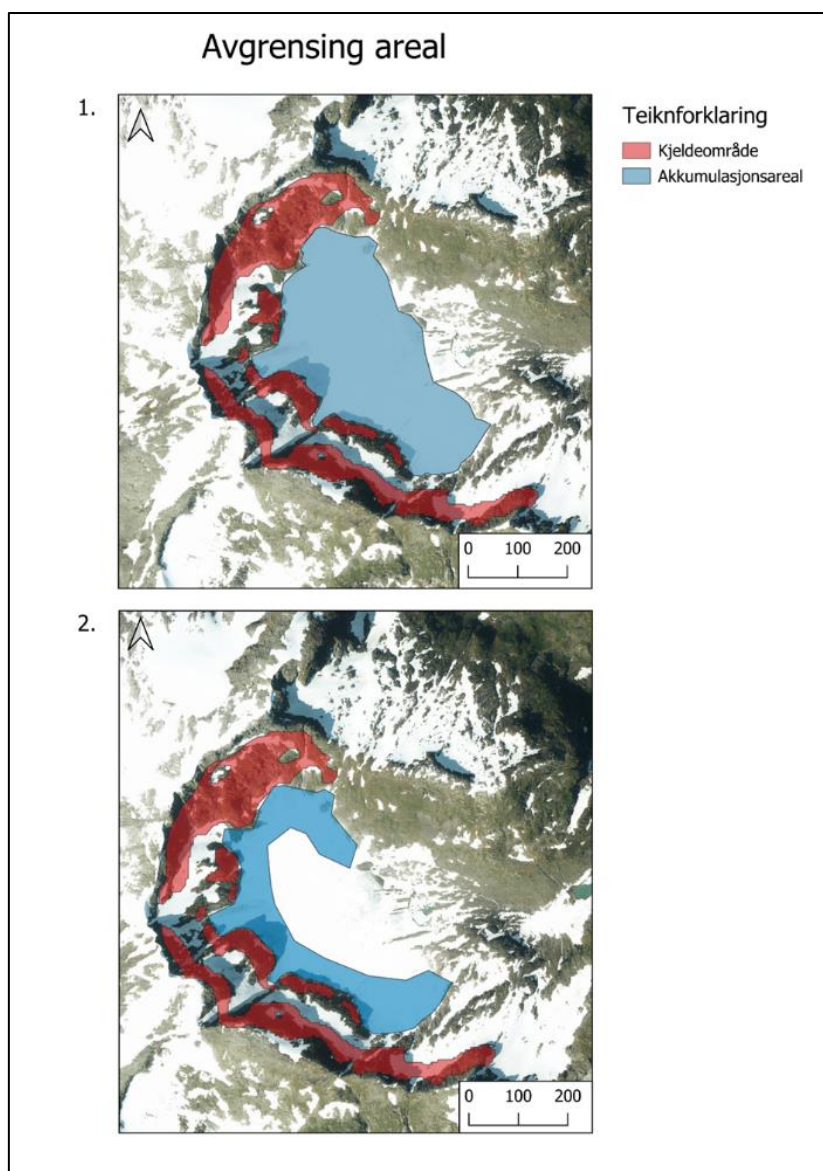
Resultatet syner i hovudsak at det er grunnare snødjupne lengst ned på breen, i nærleiken av innsjøen. Så blir det gradvis djupare høgare på breen. Aust på breen ligg snødjupna på omtrent to meter. Rett vest for den proglasiale innsjøen kan vi følgje det som er eit av breens lågaste stigningstal: På 400 meter stig djupna frå 4 til 6 meter. Så kan vi sjå at stigningstalet aukar frå isobat (djupnekote) 6. Om vi føl same retning vidare ser vi at djupna aukar frå 6 meter til omtrent 14 meter på berre 180 meter. Vi kan sjå at det generelt er større avstand mellom isobat 4 og 6 på heile breen, enn det er mellom dei resterande isobatane. Området med grunnare snødjupne enn 8 meter utgjer omtrent 0,23 km² (233606,490 m²). Medan område med djupare snøgrense utgjer omtrent 0,16 km² (163181,143 m²). Område med snødjupne på 8-16 meter ligg langs kanten av breen som ein omtrent 150 meter tjukk boge som har opning austover. Det er i underkant av bratte fjellsider som utformar den karakteristiske bolleformasjonen. Sona med større snødjupne vert sett ilag med andre resultat i avsnitt 7.1.4.

5.3 Omfordeling av snø

Her vert resultat frå utrekninga av omfordeling av snø frå bratte fjellsider til to ulike areal med slakare helling lagt fram i tabellar 15 og 16. Areala er synt i figur 66. Resultata inkludera også illustrasjon av korleis areala er geografisk avgrensa. I tabell 15 er areala av områda lagt fram. Deretter er endelege resultat i form av snødjupne etter fordeling lagt fram i tabell 16. Denne tabellen inkludera også verdiar nytta i mellomrekning; estimert snødjupne før omfordeling, samt volum før omfordeling. Det gir ei tilført snødjupne på 5 m i akkumulasjonssona når ein tek utgangspunkt i eit snøvolum som har høgd 4 m i kjeldeområdet. Desse resultata vert diskutert ilag med andre resultat i avsnitt 7.1.

Tabell 15: Areal av dei avgrensa områda.

Område	Areal [m ²]
Kjeldeområde	328378,0
Bre	450629,3
Akkumulasjonssone	261914,5



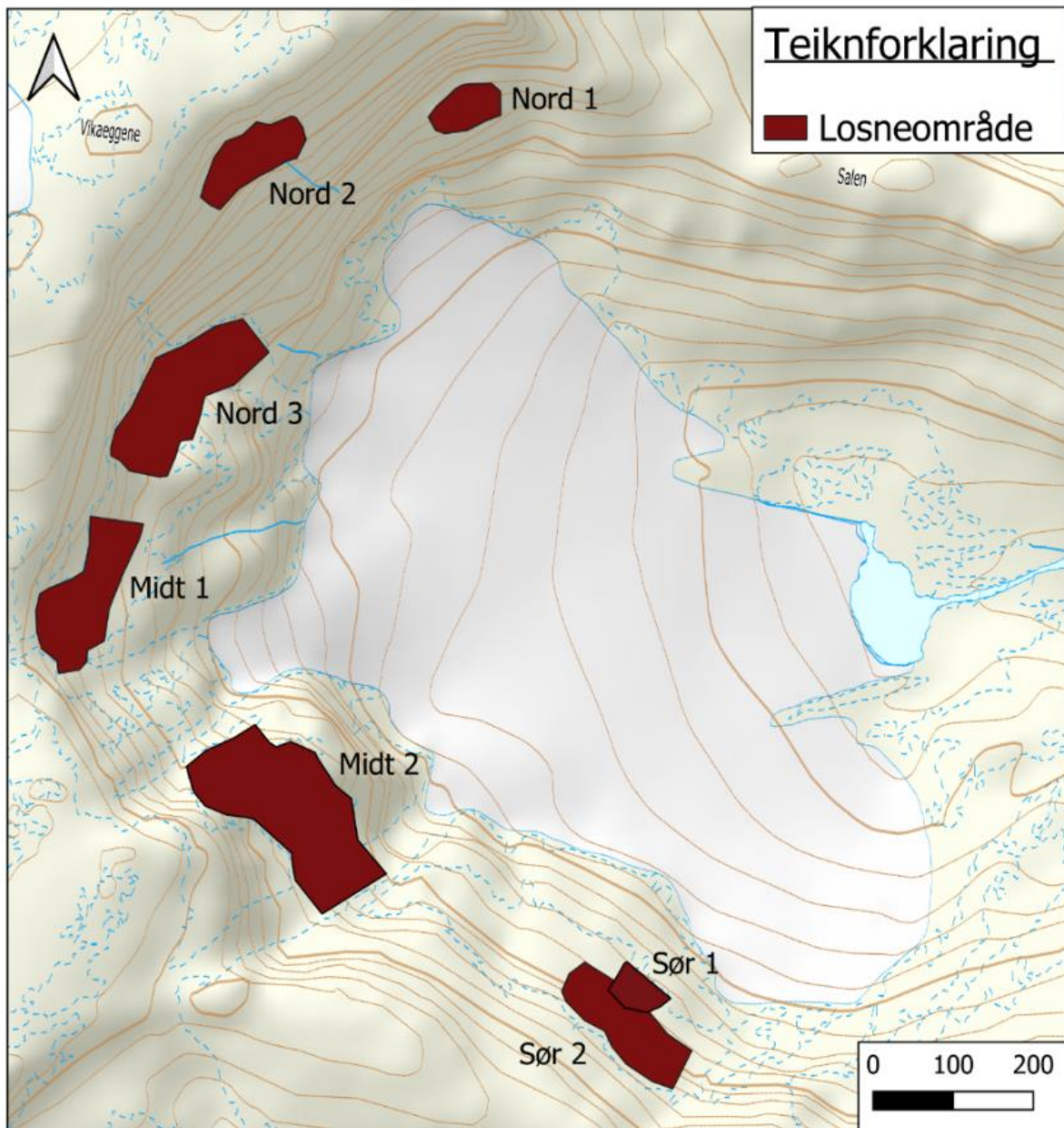
Figur 66: Avgrensing av kjeldeområde som er likt for begge utrekninger. A syner breareal, medan B syner potensiell akkumulasjonssone.

Tabell 16: Areal i lag med estimert snødjupne og volum før omfordeling, og snødjupne etter omfordeling.

Snø fordelt til område	Areal tilgjengeleg [m ²]	Snødjupne kjeldeområde [m]	Snøvolum kjeldeområde [m ³]	Snødjupne etter omfordeling [m]
Bre	450629,3	2	656756	1,5
Bre	450629,3	4	1313512	2,9
Akkumulasjonssone	261914,5	2	656756	2,5
Akkumulasjonssone	261914,5	4	1313512	5,0

5.4 Modellering i RAMMS

Her vert eit utval av simuleringar av ulike skredscenario frå RAMMS lagt fram. Det inneber oversikt over alle kartlagde losneområde vist i figur 67, og deretter simuleringar av skred med ulike parametar. Parameter for dei ulike simuleringane vert lagd fram i tabellar.



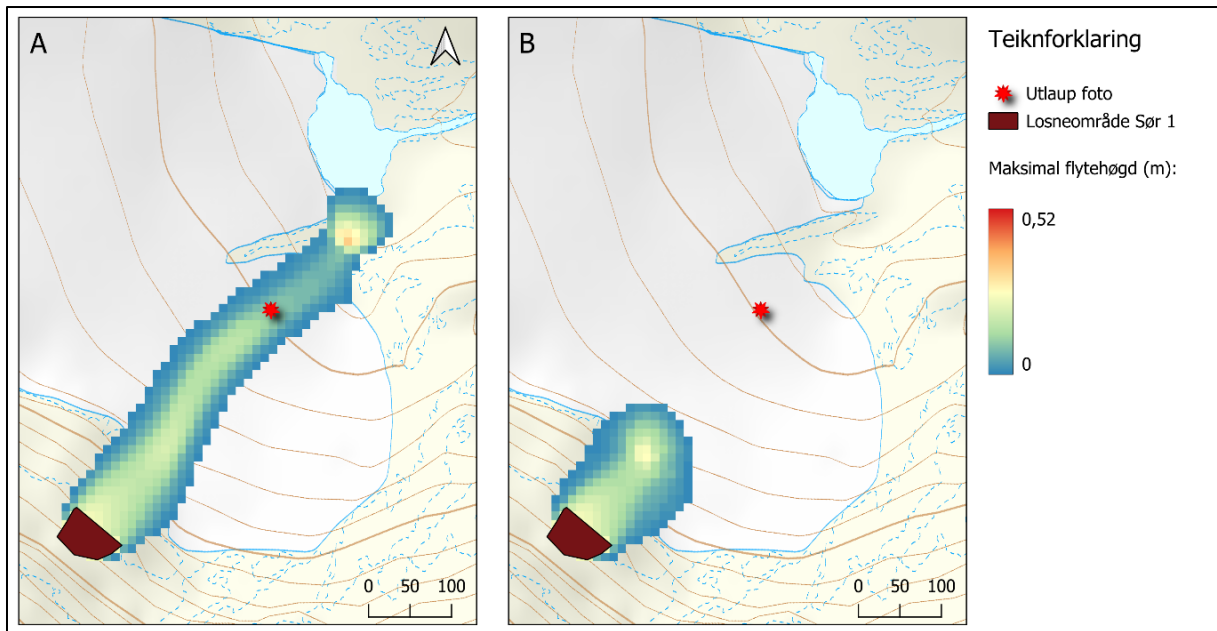
Figur 67: Oversikt over alle losneområde med namn som er nytta i simuleringane.

5.4.1 Simuleringar basert på kjent skred

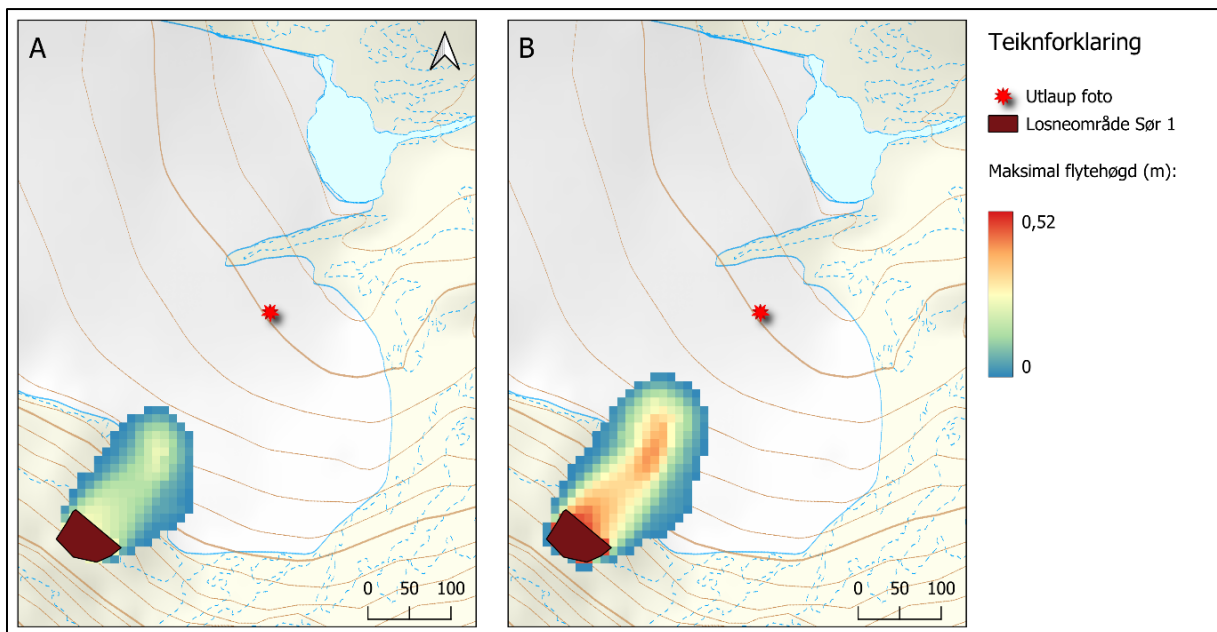
Ut frå desse resultatata ser vi at standardparameter gir eit utlaup som er lenger enn i røynda. Deretter prøver vi å justere parameter etter dei forholda vi ser som realistisk. Tabell 17 syner endringane i simuleringane. I simulering 2 forsøker vi med verdiar som representerer fuktigare forhold, men framleis konstante friksjonsparameter. Det er basert på at skredet gjekk i april, og vi undersøker om det kunne vere eit vått flakskred. Verdiane vi nytta er basert på bakgrunnsteori om RAMMS, avsnitt 3.7. I simulering 3 nyttar vi same verdiar som i simulering 2, men nyttar eiga MuXi- fil kalla «T10», med returperiode 10 år og skredstorleik liten. Det gir framleis utlaup som er kortare enn røynda. Dermed forsøker vi å justere losnedjupne, og set den til 0,5 i simulering 4, som resultera i eit lenger utlaup. Deretter revurderer vi om det verkeleg er fuktige forhold, og justerer parametrane til å tilsvare tørrare forhold. I tillegg forsøker vi med losnedjupne på 1 m. Resultata gir framleis eit utlaup som er for kort, men det ser ut til å nærme seg røynda meir. I simulering 6 behold vi dei same parametrar som i simulering 5, men testar kva utslag det gir ved å lage ny MuXi-fil. Fila kalla vi «M10», og den har returperiode 10 år, og skredstorleik medium. Dette gir eit resultat som stemmer godt overeins med røynda. Figur 68-70 viser resultat frå simuleringane som maksimal flytehøgde.

Tabell 17: Endringane gjort i parameterane, gjennom simulasjonane

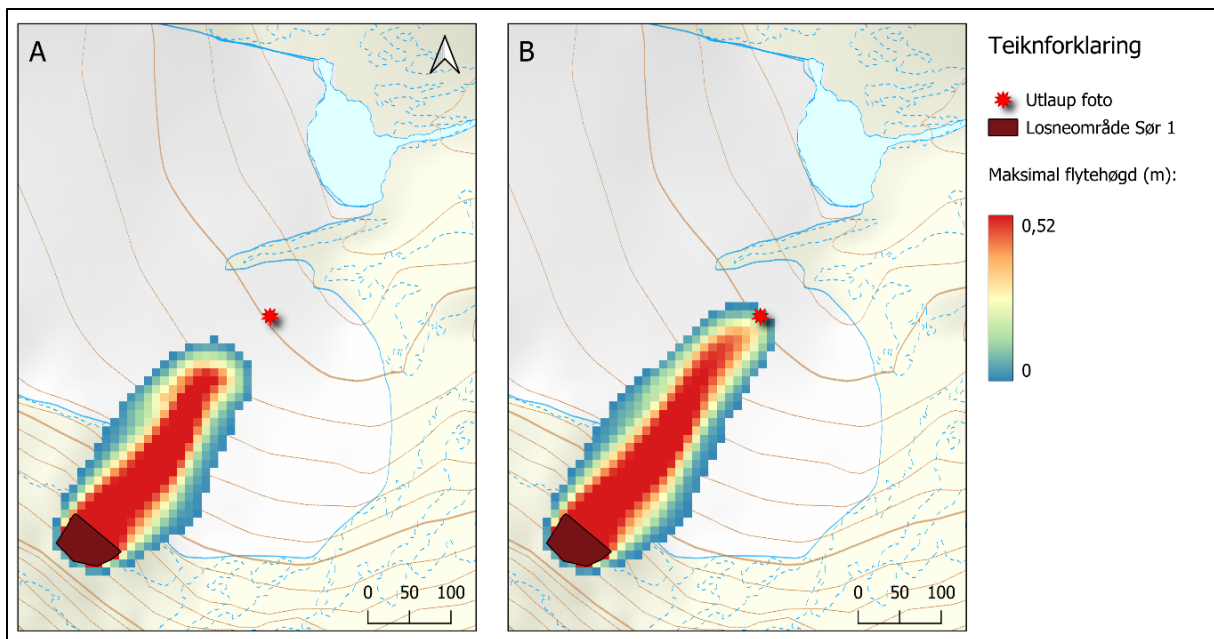
Simulering	Losnedjupne [m]	Tettleik [kg/m ³]	Kohesjon [Pa]	Mu	Xi
1	0,25	300	Uspesifisert	0,200	2000
2	0,25	400	150 Pa	0,350	1100
3	0,25	400	150 Pa	T10	T10
4	0,5	400	150 Pa	T10	T10
5	1	300	50 Pa	T10	T10
6	1	300	50 Pa	M10	M10



Figur 68: A syner simulering 1 med standardparameter. B syner resultat frå simulering 2. Begge scenario har 0,25 m losnedjupne og utlaupa er vist ved maksimal flytehegd.



Figur 69: A er resultat av simulering 3 med 0,25 m losnedjupne. B gir resultat av simulering 4 med 0,5 m losnedjupne.. Begge utlaupa er vist ved maksimal flytehegd.



Figur 70: A er resultat av simulering 5. B er resultat av simulering 6. Begge scenarier er gjort med 1m losnedjupne og utløp er vist ved maksimal flytehgdd. .

Frå desse resultatene kjem det fram at innleiingsvis forventede vi våtare forhold enn simulering 6 viser, og at vi underestimerte storleiken til skredet på bildet. Vi gjorde ei rekkje simuleringar, også fleire som ikkje er lagt fram her, kor vi gradvis endra ein variabel i kvart steg. Det gjorde at vi hadde kontroll på kva årsak og utslaget av endringane vi gjorde. Vi tolkar resultatet frå simulering 6 som ei god indikasjon på parameterintervall for vidare simuleringar. Sett ilag med bakgrunnsteori for skred, avsnitt 3.3, og bakgrunnsteori om RAMMS, avsnitt 3.7, er det ikkje urealistiske parameter for skredet på bildet. På bakgrunn av desse refleksjonane vel vi å nytte parametrane frå simulering 6 vidare på dei neste simuleringane som er skred frå nye potensielle losneområde.

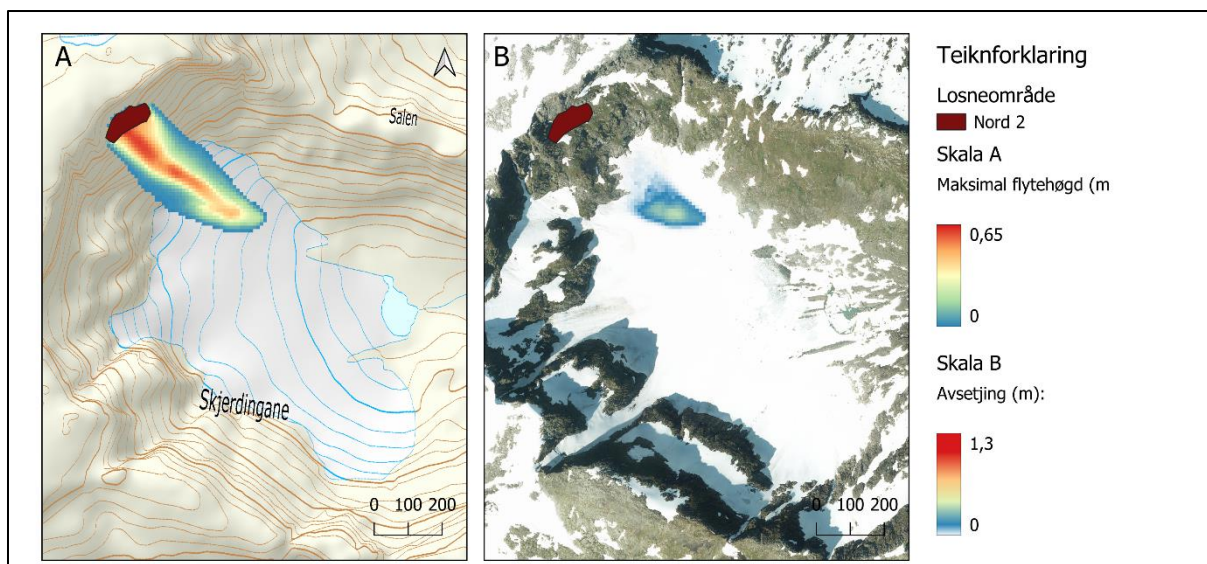
5.4.2 Simulering av moglege flakskred

I desse simuleringane har vi nytta konstante parameter og same MuXi-fil for friksjonsvariablane. Det er gjort to ulike simuleringar for kvart losneområde; ein med losnedjupne 0,5 m og 1 m. Resultata er visualisert ved maksimal flytehgdd og avsetjingstjukkleik. I figur 71 - 76 er eit utval simuleringar lagt fram, først med 0,5 losnedjup og så 1 m. Deretter syner figur 77 og 78 avsetjing frå skreda samla i ein figur. Alle losneområda har større areal enn i dei føregåande simuleringane. Resultata gir generelt skred med lenger utløp, og spesielt med 1 m losnedjup stoppar fleire av utløpa kring innsjøen.

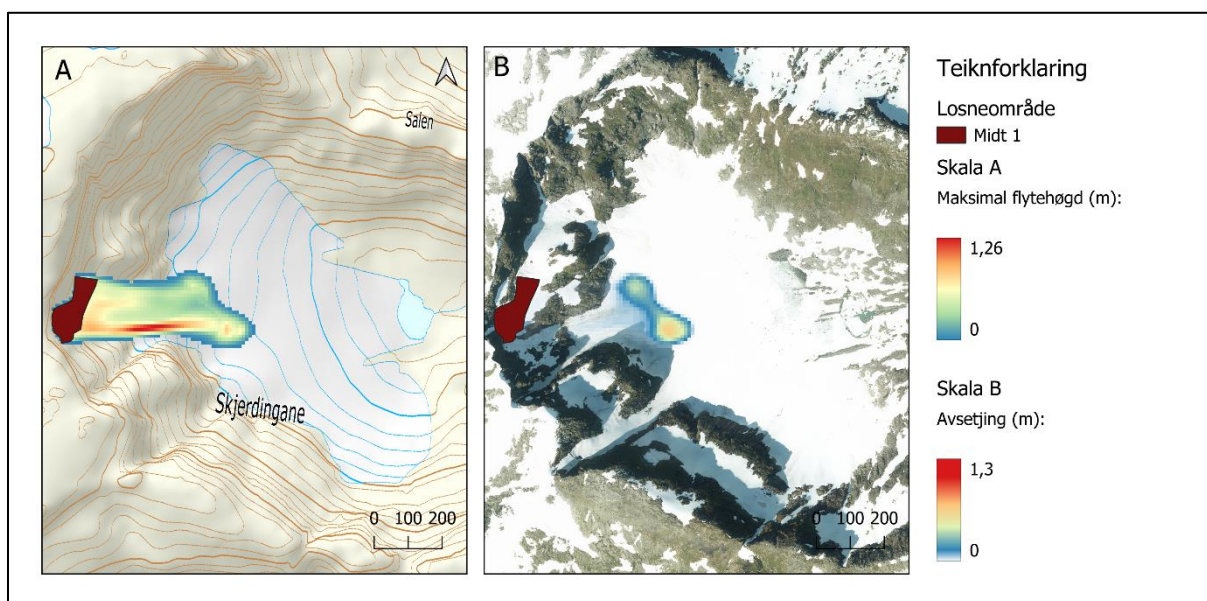
Resultata gir lange utlaup frå dei tre losneområda i nord, kor ein ser at skredet vert leia mot same avsetjingsområde som er rett nord for innsjøen. Losneområdet i sør gir også lenger utlaup og avsetjingar rett sør for innsjøen. Det er kortare utlaup frå dei to midtre losneområda, men desse gir tjukkare avsetjingar, i tillegg til at dei er overlappande.

Tabell 18: Oversikt over simuleringar og parameter for ulike flakskredscenario.

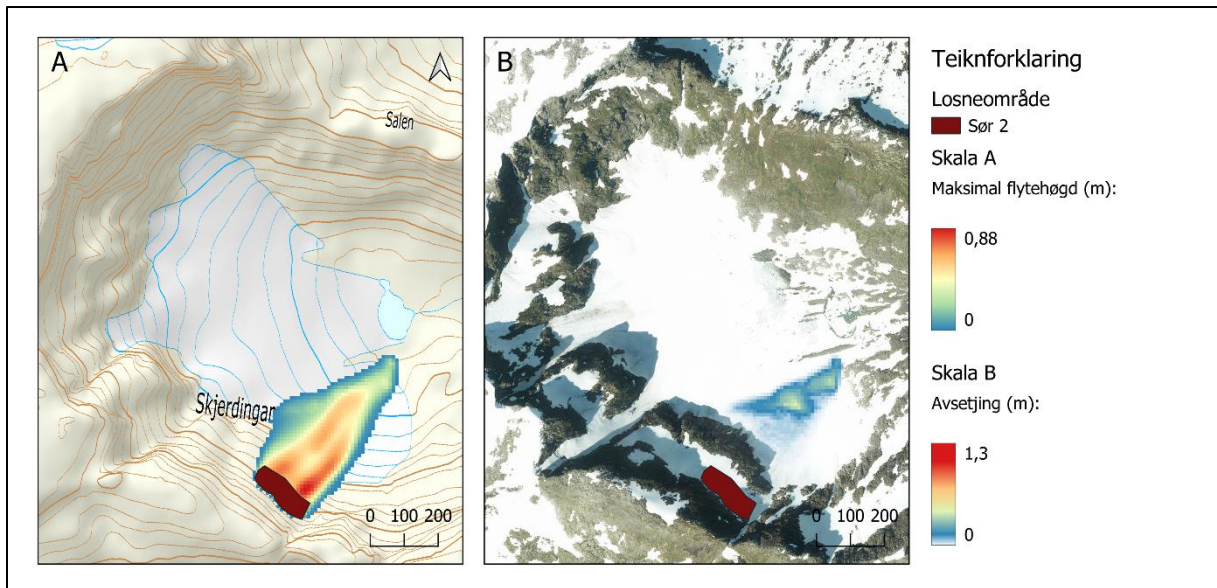
Simulering	Losneområde	Losnedjupne (m)	Tettleik (kg/m ³ /)	Kohesjon (Pa)	Mu/Xi – fil
7	Nord 1	0,5	300	50	M10
8	Nord 1	1	300	50	M10
9	Nord 2	0,5	300	50	M10
10	Nord 2	1	300	50	M10
11	Nord 3	0,5	300	50	M10
12	Nord 3	1	300	50	M10
13	Midt 1	0,5	300	50	M10
14	Midt 1	1	300	50	M10
15	Midt 2	0,5	300	50	M10
16	Midt 2	1	300	50	M10
17	Sør 2	0,5	300	50	M10
18	Sør 2	1	300	50	M10



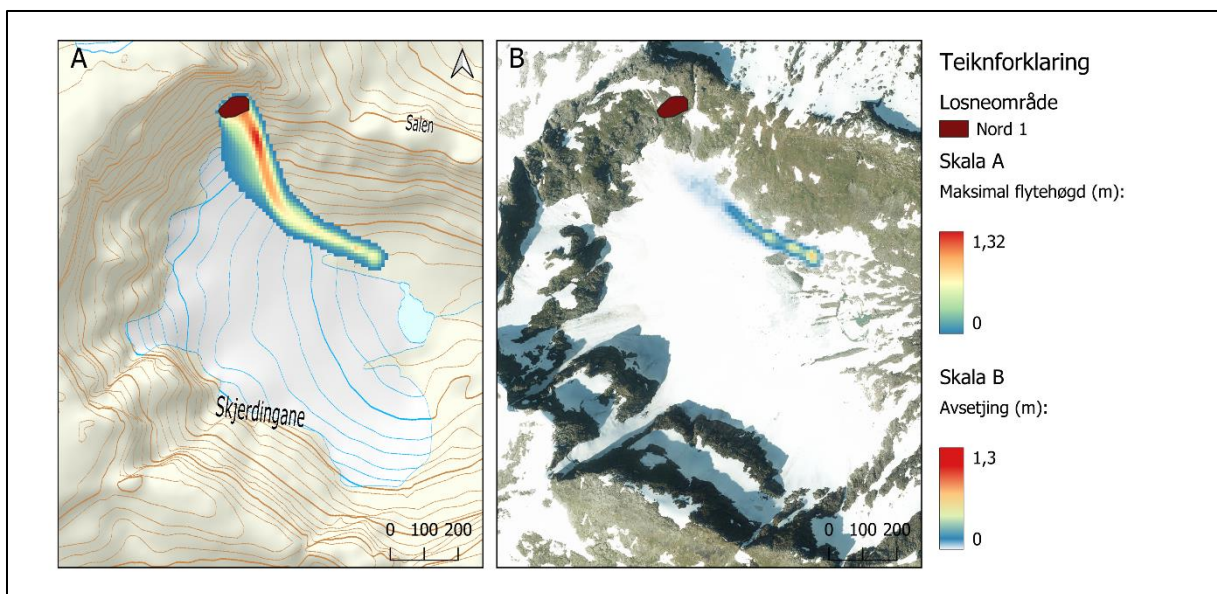
Figur 71: Simulering 9 frå losneområde Nord 2 med 0,5 m losnedjupne. I figur A er utlaup vist ved maksimal flytehøgð, i B er det vist ved avsetjingstjukkileik.



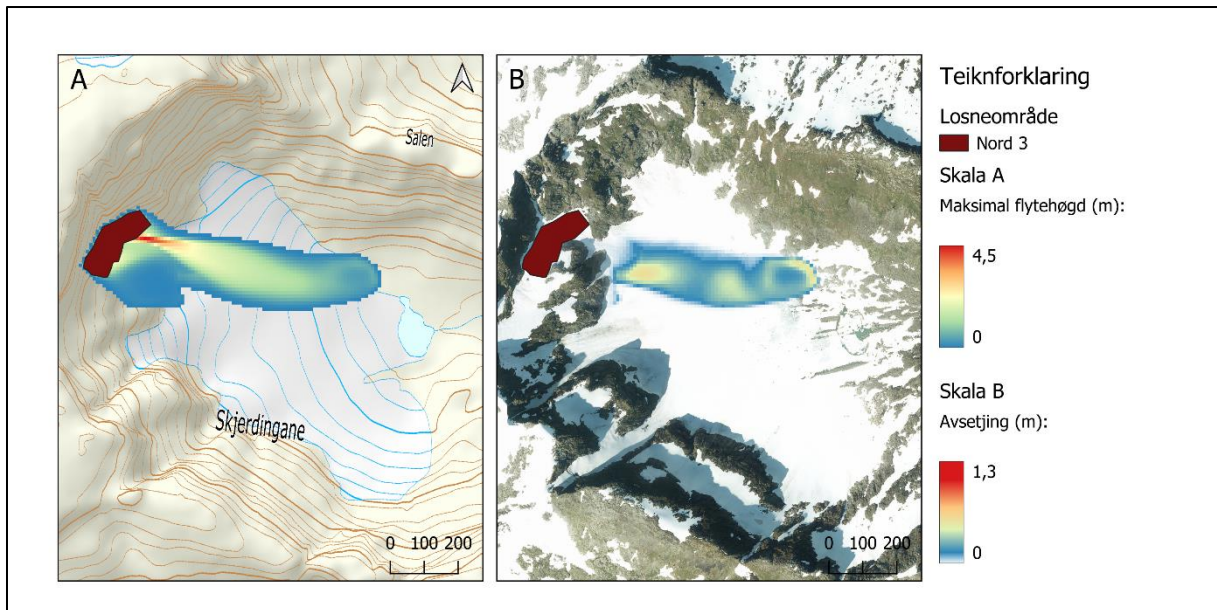
Figur 72: Simulering 13 frå losneområde Midt 1 med losnedjupne 0,5 m. I figur A er utlaup vist ved maksimal flytehøgð, i B er det vist ved avsetjingstjukkileik.



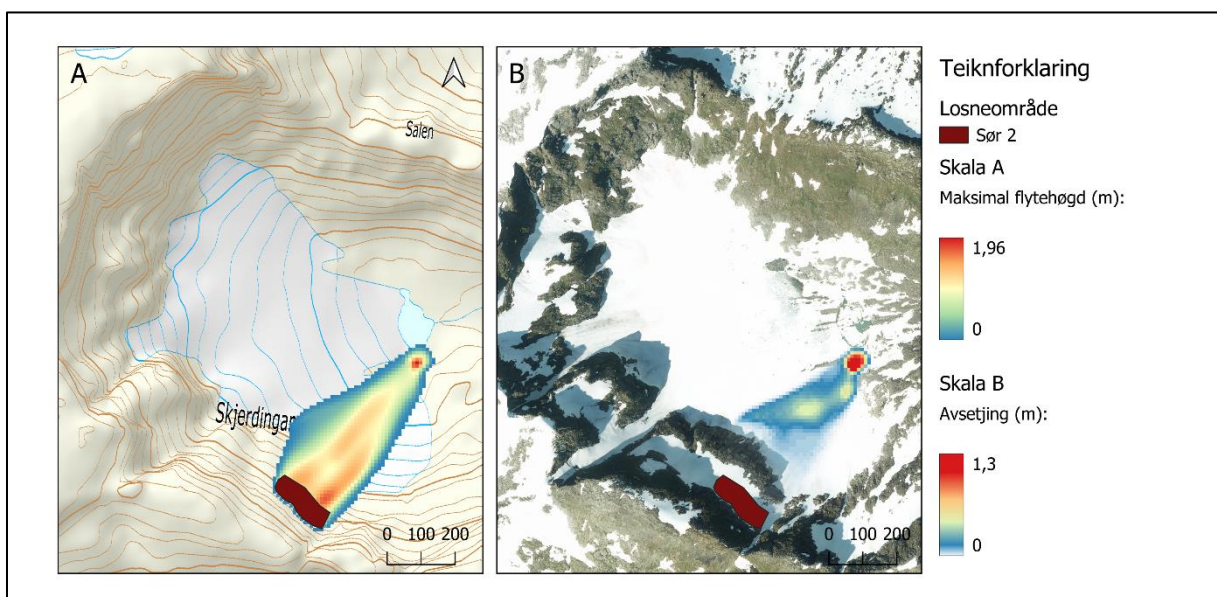
Figur 73: Simulering 17 frå losneområde Sør 2 med losnedjupne 0,5 m. I figur A er ut­laup vist ved maksimal flyte­høgd, i B er det vist ved avsetjingstjukk­leik.



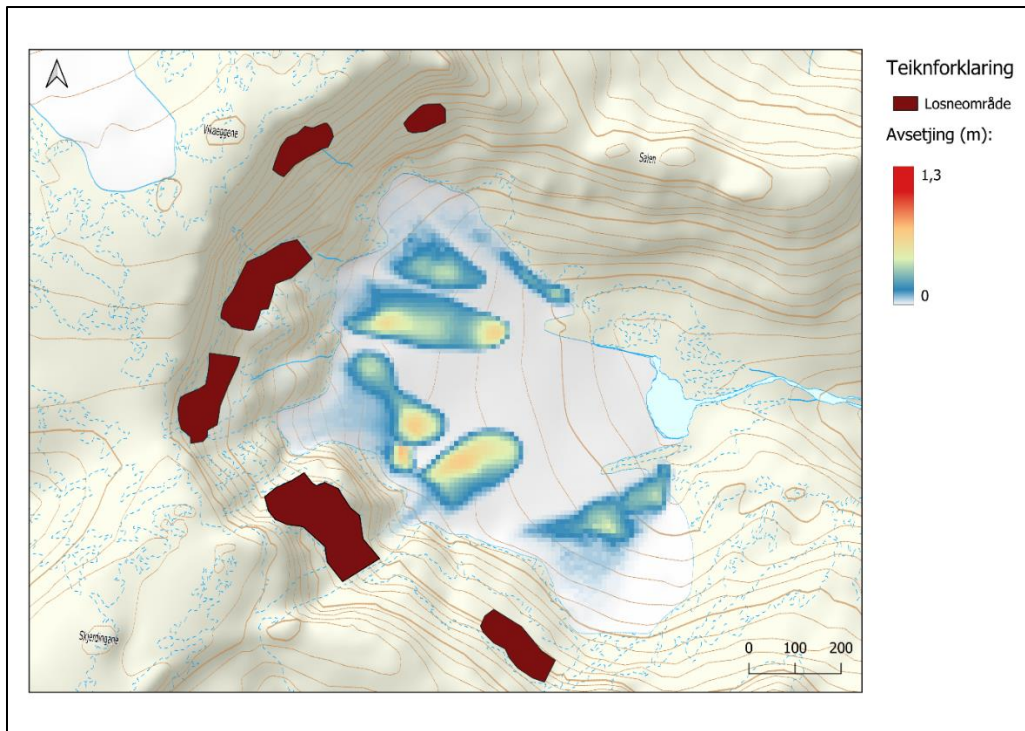
Figur 74: Simulering 8 frå losneområde Nord 1 med losnedjupne 1 m. I figur A er ut­laup vist ved maksimal flyte­høgd, i B er det vist ved avsetjingstjukk­leik.



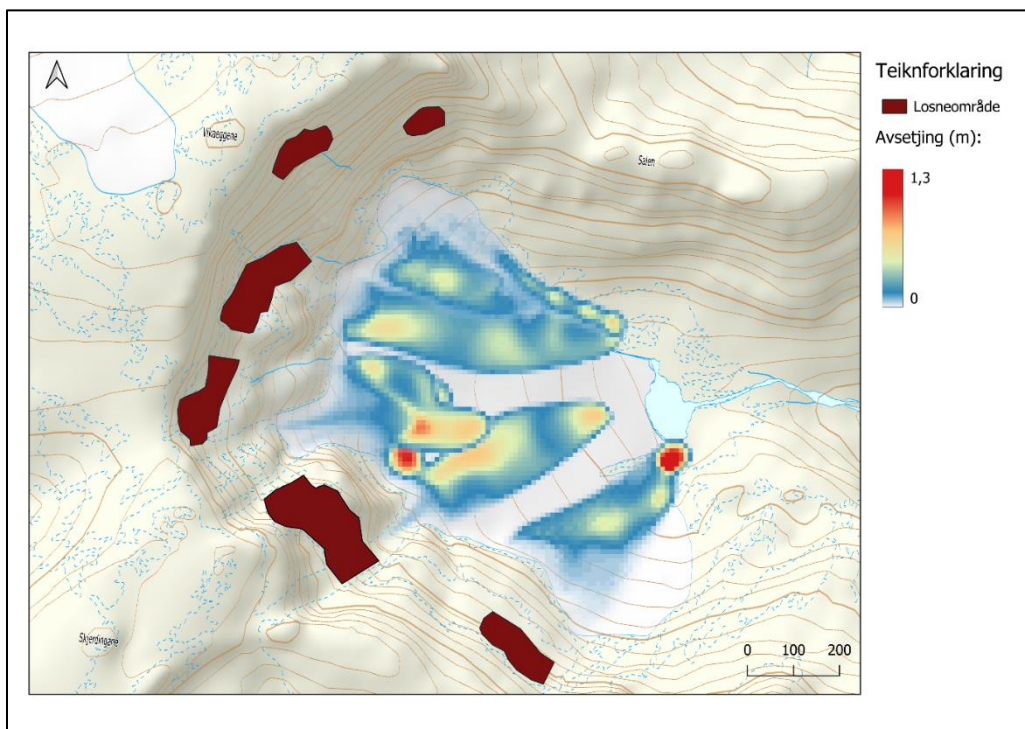
Figur 75: Simulering 12 frå losneområde Nord 3 med losnedjupne 1 m. I figur A er utlaup vist ved maksimal flytehoogd, i B er det vist ved avsetjingstjukkuleik.



Figur 76: Simulering 18 frå losneområde Sør 2 med losnedjupne 1 m. I figur A er utlaup vist ved maksimal flytehoogd, i B er det vist ved avsetjingstjukkuleik.



Figur 77: Avsetjing for simuleringar med 0,5 m losnedjupne sett saman.



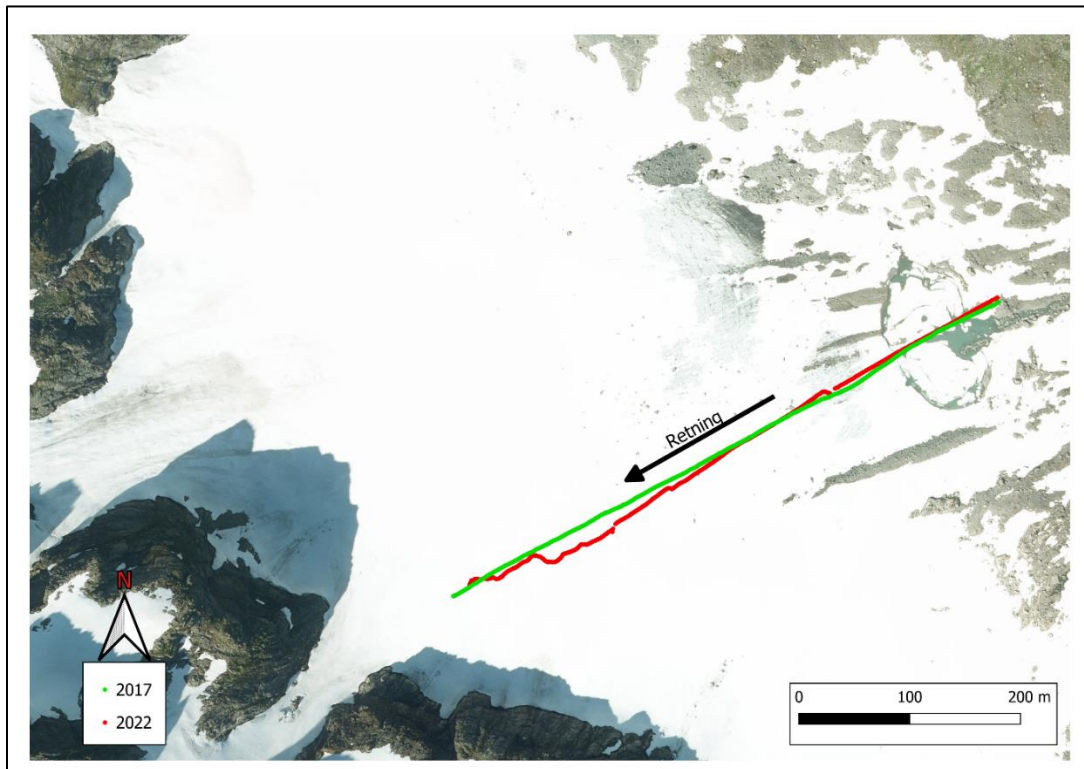
Figur 78: Avsetjing for simuleringar med 1 m losnedjupne sett saman.

5.4.3 Samla tolking av simuleringane

Det vi kan tolke frå resultata samla er at det er realistisk med skredutlaup som rekker heilt ned til innsjøen. I tillegg har vi nokre potensielle område for akkumulasjon av skredmassar, som vidare kan bidra til langsiktig akkumulasjon. Det vert diskutert vidare i avsnitt 7.1. Sett saman syner simuleringane at her er område på breen som kan få avsett betydeleg meir snø enn andre. I nordenden av breen som kan få avsett snø frå snøskred frå dei tre nordlege losneområda. Dei to midtarste losneområda avset også snø slik at det overlappar, som kan føre til auka akkumulasjon i dette området. Dette vert diskutert ilag med resultat frå bildeanalyse i avsnitt 7.1. Tendensen frå simuleringane er at det er relativt enkelt å få skred til å nå innsjøen.

5.5 Samanlikning med resultat frå tidlegare studie

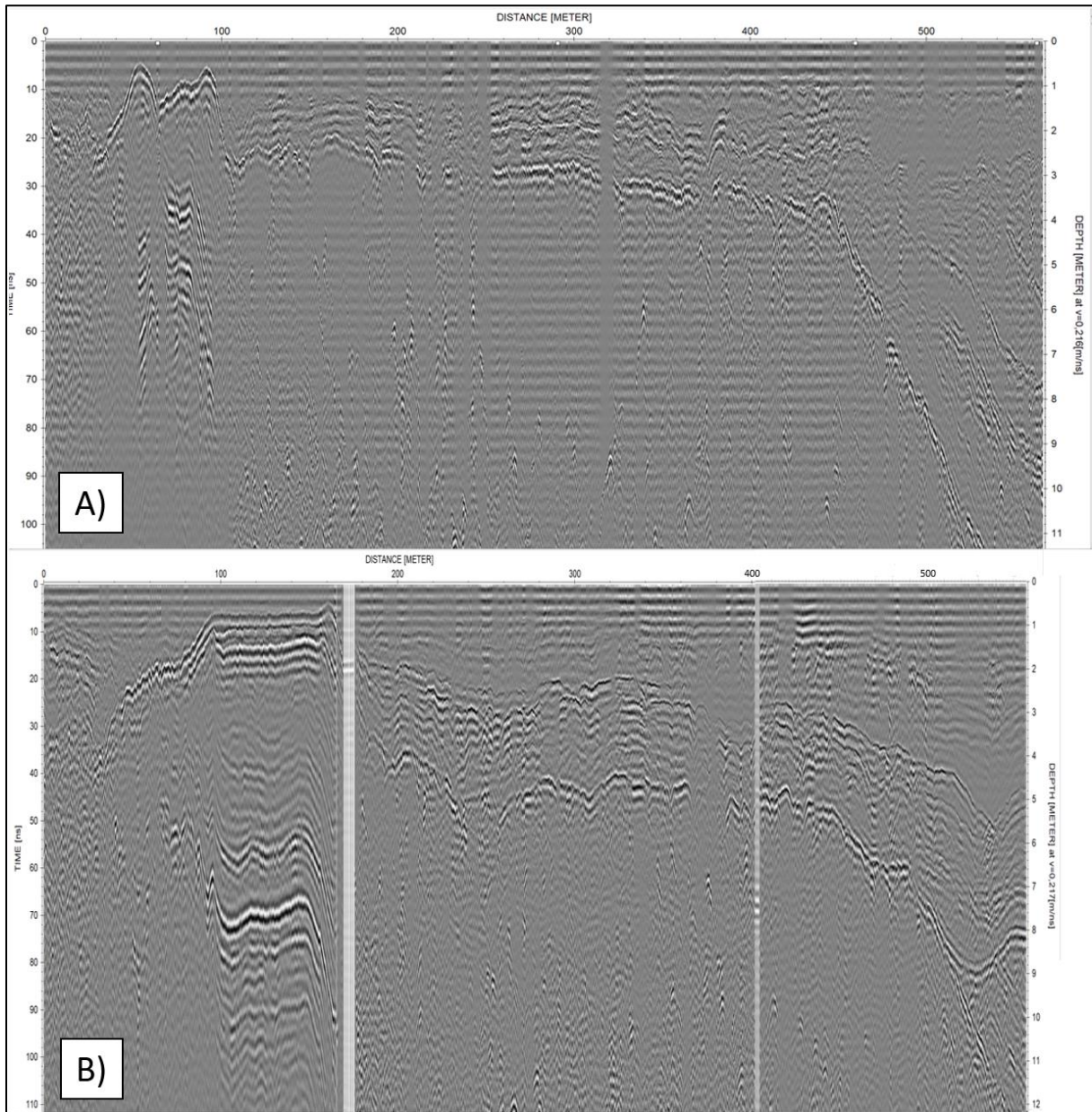
Profil 1 har omlag same geografiske plassering som Garpestad, Yttervik og Kolnes (2017), men data frå målinga utført i 2017 er frå februar og data frå våre målingar (2022) er utført i mai. Begge profila har same startpunkt, men våre målingar enda om lag 15 m før deira. Hensikta med samanlikning av målingane er å gi auka forståing av korleis breen har endra seg dei siste åra.



Figur 79: framsyning av spora til radargramma som var gått i 2022 og 2017.

Ved samanlikninga har vi nytta same EM-bølgjehastigheit $v_{snø} = 0,216\text{m/ns}$ ved prosessering som i 2017. Som synt i figur 80, har dei to profila ein overordna lik utforming: det byrjar med grunne reflektorar over innsjøen, og etter dette kan ein tyde to tydelege reflektorar som gradvis blir djupare langs profilet. I enden av profila vert dei to reflektorane brått djupare, medan fleire reflektorar skil seg frå reflektoren vi tolkar som snøgrensa. Dette vert diskutert i avsnitt 7.3.2. Ved å samanlikne tolking av djupne til laggrenser på innsjøen (avsnitt 5.2.3) ser vi at innsjøen har migrert lenger inn mot breen og fått ei større horisontal utbreiing. Ut frå 2017 tolkar vi at innsjøen strekk seg frå distansen 50 meter til 90 meter i profilet, som gir ei horisontal lengd på 40 meter. Medan våre målingar synte horisontal utstrekning på omtrent 70 meter (avsnitt 5.2.3). I tillegg syner grensa mellom proglasial innsjø og isbre å ha flytta seg 66 meter lenger vest på breen frå 2017 til 2022.

Deira firngrense byrjar omtrent 475 m inn i profilet, medan tolka firngrense frå egne målingar byrjar ytterlegare 30 meter inn i breen. Om lag midt på profilet tolkar vi ei snødjupne på 2 m for målinga frå 2017, og 5 m for eiga måling i 2022. Differansen kan skuldast at målingane er utført på ulikt tidspunkt i akkumulasjonssesongen.



Figur 80: Geografisk nære profil frå 2017 og 2022. A) profil målt i 2017 av Garpestad, Yttervik og Kolnes. B) Vårt «Profil 1» målt i 2022, Vårt profil består av to ulike radargramfiler.

6. Feilkjelder og avgrensing

Her legg vi fram feilkjelder og avgrensingar med våre metodar. Nokre er meir direkte feilkjelder som kjem frå metode og måleutstyr, medan andre er avgrensingar og val vi har måtte gjere undervegs. I alle undersøkingar gjort med ulike måleinstrument vil det alltid vere feilmargar. Feilkjeldene er med på å forklare usikkerheiter, og kvifor resultatane eventuelt ikkje vart som forventa.

Først vil vi skildre forhold ved feltarbeidet vårt som har ført til auka usikkerheit knytt til resultatane våre. Hensikta med feltarbeidet vårt var å undersøkje snøforholda og fordeling ved maksimum vinterakkumulasjon. Dette er vanskeleg å få til eksakt, fordi feltarbeidet er avhengig av vêr og forhold for å kunne ferdast forsvarleg gjennom skredterreng og inn til breen. Det gjorde at 9.mai blei dagen som passa best for å møte begge desse kriteria. Vidare vil vi leggje fram feilkjelder og usikkerheit knytt til utrekningar, dataprosessering og modellering.

6.1 Georadarmålingar

I forkant av feltarbeidet planla vi GPS-spor vi skulle følgje. Det viste seg at det var vanskeleg å følgje desse i praksis. Brattleik i terrenget og skredfare gjorde at vi ikkje kunne følgje spora høgast oppe på breen. Langs kanten av breen var det skredavsetjingar ved fleire av dei planlagde spora.

Terrenghellinga gjorde det i tillegg vanskeleg å utføre gode målingar, då det krevja ein person til å gå bak georadaren og halde att slik georadaren ikkje skulle kvelve eller skli forbi personen i front som drog georadaren. Då radaren bevegde seg over ei ujamn overflate i bratte terreng var det vanskeleg å halde konstant fart. Ved georadar målingar er det ein fordel å halde konstant fart for å få så jamne og presise målingar som mogleg dersom vi skulle få problem med GPS kopla til georadaren og må nytte oss av målingar frå den handhalde GPS-en. Konstant hastigheit gjer at målingane har lik avstand mellom kvarandre, men det er vanskeleg å utføre i praksis. Nemnd i avsnitt 4.4 vil ujamn hastigheit føra til kvite strekar i radargramma i Reflex2DQuick, men dette er ikkje til hinder for tolkinga. Det ujamne og bratte terrenget førte til at vi på staden måtte bestemme oss for nokre nye spor slik at vi fekk dekkja interessante område, og samstundes så mykje av breen som mogleg.

Med betre planlegging og fleire dagar med feltarbeid ville vi forsøkt å målt profil som går endå lenger opp mot bakkanten av breen, men og fleire lengdeprofil som gir viktig

informasjon om lagdeling og jamvektslinja. Fleire lengdeprofil kunne gitt fleire punkt til å konstruere og estimere ei likevektslinje for året 2021. Fleire datapunkt, i sær i ytterkantane ville og gitt ei meir sikker interpolering av snødjupne.

6.1.1 GPS-spor

Ved georadarmålingane oppdaga vi i ettertid at det var problem med GPS-spora frå GPS-en kopla til georadaren. Ved å samanlikna med spora frå den handhalde GPS-en fann vi ei skilnad mellom spora til dei to systema. Dette gir usikkerheit forbunde med nøyaktig geografisk plassering. GPS-spora til georadaren er nyttig for å korrigere for topografi i Reflex2DQuick for visualisering og tolking. Ved ufullstendige spor frå GPS kopla til georadaren misser vi moglegheita for topografisk korrigering.

For begge GPS-system er det ein feilmargin på 5-10 m. For vertikal presisjon er feilmarginen 1,5 gangar større, der feilmarginen aukar ved høge fjell i området og ved dårleg ver. Dagen vi utførte feltarbeidet var det opphaldsvêr med sol og lite til ingen vind (Garmin, 2023). Nærast alle profila, med få unntak, har anten eitt eller fleire kryssingspunkt eller møtande start- og endepunkt. Desse gjer oss moglegheit til å bekrefte posisjonane til reflektorane og eventuelt rette opp om vi observera ein markant skilnad i tolkinga av snøgrensa. Tabell 19 gir tolka djupner til snøgrensa ved kryssingspunkt, og differansen mellom desse. Differansen er oppgitt i prosent og er kalkulert ut frå gjennomsnittet av tolka djupne i dei to gitte punkt. Tabell 20 gir tolka djupner ved start- og endepunkt og differanse mellom desse er oppgitt som prosent, og er rekna ut på same måte, basert på gjennomsnitt av start- og endepunktet.

Tabell 19: Djupneusikkerheit ved kryssingspunkta til profila.

Kryssande profil	Djupne 1	Djupne 2	Differanse [m]	Differanse [%]
1A og 6	4,9394	4,8159	0,1235	2,5 %
1A og 8	5,1863	4,9188	0,2675	5,3 %
1A og 14	4,9394	4,8159	0,1235	2,5 %
1B og 4	5,7214	5,351	0,3704	6,7 %
12 og 13	4,075	3,9103	0,1647	4,1 %
12 og 14	4,7233	4,6409	0,0824	1,8 %
12 og 8	4,5072	4,3837	0,1235	2,8 %
12 og 6	4,5689	4,5483	0,0206	0,5 %
12 og 4	6,5652	6,4829	0,0823	1,3 %
2 og 16	8,932	8,8085	0,1235	1,4 %
15 og 14	4,1779	4,0338	0,1441	3,5 %
15 og 8	4,219	3,8486	0,3704	9,2 %
5 og 9	5,7626	5,4127	0,3499	6,3 %
Gjennomsnitt			0,180484615	3,7 %

Tabell 20: Djupnedifferansen til endepunkta i nærleiken av hvernadre (hjørnepunkta). Hjørnepunkta må være innanfor 5 meter.

Hjørnepunkt	Djupne 1	Djupne 2	Differanse [m]	Differanse [%]
3 og 2	11,6281	11,2782	0,3499	3,1 %
3 og 4	8,8291	8,7056	0,1235	1,4 %
7 og 8	10,3932	10,3315	0,0617	0,6 %
7 og 6	7,6354	7,4502	0,1852	2,5 %
5 og 4	6,5035	6,2565	0,247	3,9 %
5 og 6	5,8037	5,7832	0,0205	0,4 %
9 og 8	7,1826	6,9357	0,2469	3,5 %
9 og 10	5,9478	5,3921	0,5557	9,8 %
1 og 13	4,0132	3,7868	0,2264	5,8 %
Gjennomsnitt			0,224088889	3,4 %

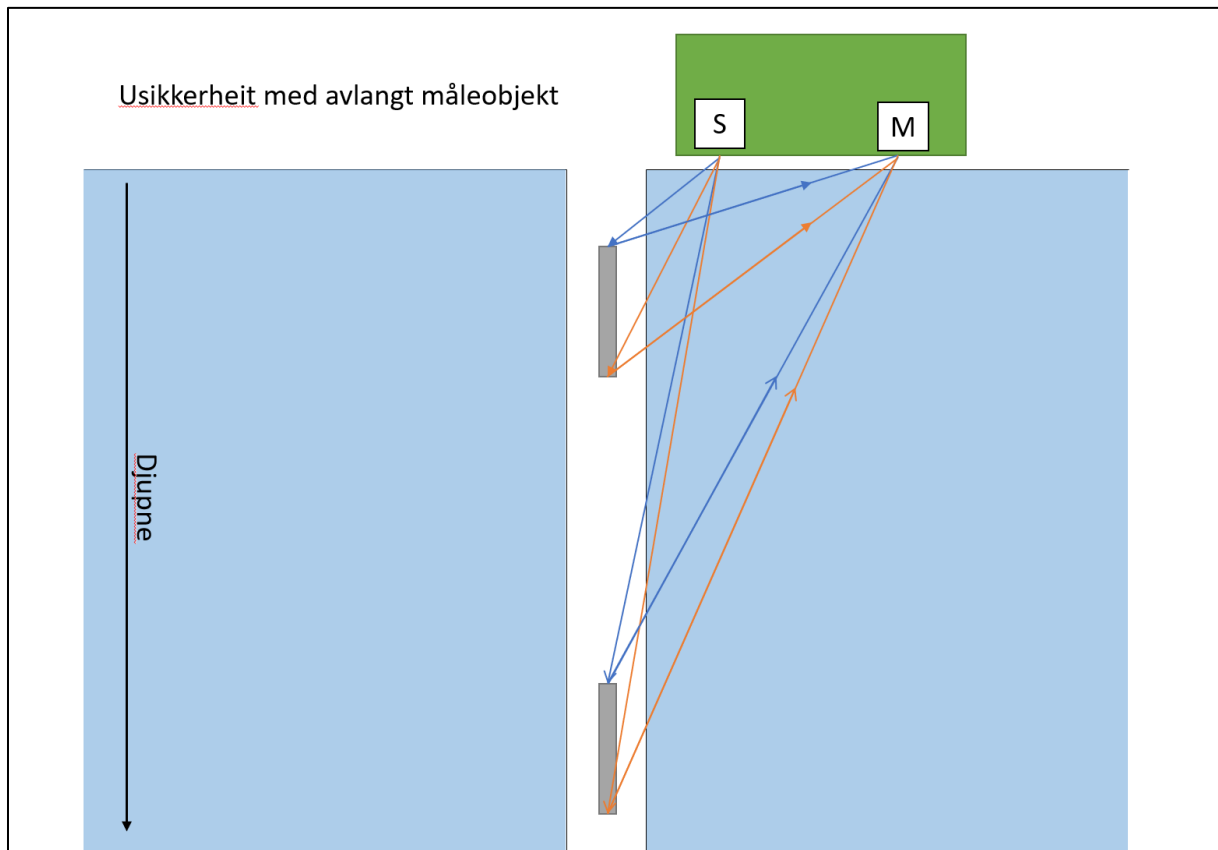
Tabellane viser at differanse i forhold til gjennomsnittet av dei tolka snøgrensedjupnene i kryssingspunkta ligg på 3,7 %, og for start- og endepunkta er differansen på 3,4 %. Liten differanse indikera at GPS-punkta som er målt med GPS-en kopla til georadaren er posisjonert med relativ låg feilmargin. Store feilmargar kan påverke nøyaktigheita av tolka snødjupne. Feilmarginane kan knytast til korleis x- og y-koordinatane er fordelt på dei ulike målingane. Fordelinga av koordinat forutset at målingane er teke med konstant forflyttingshastigheit, men dette er ikkje tilfelle under feltarbeidet. Det kan føra til at ei måling med gitt djupne kan ha vorte forskyve lang profil, til dømes ved at det djupaste punktet langs eit profil ikkje ligg ved sin faktiske posisjon.

6.2 Radarboring

Hensikta med metoden var å stadfeste hastigheita for dei elektromagnetiske bølgiene for ulike område på breen. Under feltarbeidet gjekk det mykje tid til sjølve boringa. Vi fekk tekniske problem ved at boret stoppa opp fleire gonger. Det førte til ekstra tidspress, som vidare var med å hindre oss i å dekke så mye av breen vi ynskte med georadarmålingar. Første radarboring vart utført på innsjøen av breen. I utgangspunktet tenkte vi at første boringa var eit forsøk og vi tok ikkje notat. I etterkant forstod vi at meir nøyaktige notat ville hjelpe oss med å forstå blant anna snødjupna på innsjøen, då radargramma viste ei snødjupne på 0,7 m ved innsjøen. Notat for når vi møtte motstand med boret hadde kunne redusere usikkerheita knytt til tolking av snødjupna på innsjøen. Sjølve innsjøen var ikkje fokus i kartlegginga i utgangspunktet, men i ettertid har vi nytta oss av målingane ved innsjøen for det blei viktig for å forstå breen si utvikling over tid. Usikkerheitene knytt til tolkinga av innsjøen er diskutert i avsnitt 7.3.1.

Vidare er det viktig å påpeike at utføringa av metoden ved bruk av eit metallrøyr var i utgangspunktet eit eksperiment. Verken vi eller rettleiar hadde erfaring med å nytte eit metallrøyr med 37 cm lengde og 2,2 cm diameter. Ved liknande metodar kor radarboring er nytta for å bestemme bølgehastigheit er det nytta større borehol og plastflaske fylt med vatn med større diameter enn metallrøyrret (Mette K. Gillespie & Simon de Villiers pers. medd.). Diameteren og lengda på røyrret kan ha noko å seie for korleis georadaren detektera objektet og synast som særskilde reflektorar i radargrammet (avsnitt 3.5.5). Dette kan vere orsaka til at EM-bølgehastigheitsverdiane derivert frå metoden generelt var høgare enn kva vi forventa ut frå teorien (avsnitt 3.5.3).

Spesielt var hastigheitsverdiane nærast overflata urealistiske. Ei mogleg forklaring på det er at toppen av metallrøyret er nærare overflata enn botnen av metallrøyret. Innfallsvinkel (avsnitt 3.5.6) er viktig i denne samanheng då vinkel på toppen av metallrøyret nær overflata forventast å ha vesentleg differanse samanlikna med vinkel ved enden av røyret (fig. 81). Hastigheitsverdiar for større djupne ved radarboring 2 gav resultat som var nærast det vi forventa ut frå bakgrunnsteori. Årsaka til at verdiane i djupare lag er mindre usikker kan vere grunna mindre vinkeldifferanse mellom topp og botn av metallrøyret her.



Figur 81: Feilkjelde ved radarboring med avlangt måleobjekt. S og M representera sendar- og mottakarantenna respektivt. Syner at vinklar inn og ut ved større djup er relativt like. Vinklar nærme overflata har større skilnad.

Ei av årsakene til at det vart usikkerheiter ved metoden var at vi gjennomførte feltarbeidet kort tid etter tildeling av prosjektet. Med meir tid til planlegging kunne vi gjort forsøk med metallrøyret i forkant av feltarbeidet. Viss vi skulle utført metoden om att ville vi ha nytta metallbor med større diameter, slik at vi kunne firt ned eit breiare og kortare objekt. Det ville fungert betre om vi hadde plassert georadaren rett over boreholet, men å plassere georadar direkte over boreholet samstundes som ein firar ned eit objekt kan vere vanskeleg i praksis. På denne måten kunne feilkjelder knytt til innfallsvinkel i dei grunnaste målingane vore redusert.

6.2.1 Utrekningar radarboring

Ved prosessering og utrekningar knytt til radarboring er dei viktigaste feilkjeldene feiltolking av reflektorar og feilavlesing av tovegs reisetid. Som skildra i avsnitt 3.5.2 kan små differansar i tovegs reisetid gi relativt store utslag ved omrekning til hastigheiter, og vidare i tolking av djupner. Som nemnd i førre avsnitt er tovegs reisetid ved dei øvste reflektorane spesielt upålitelege. For å betre kunne estimere hastigheita ved denne metoden skulle vi hatt reflektorar frå djupare lag for å samanlikne med verdiar frå snøprøvar og teori. Synt i figur 49 (s.78) fekk vi berre tre tydelege reflektorar frå radarboring 1, medan radarboring 2 ga fem reflektorar. Utrekningane viser at det er først ved 1,5-2 m djup og nedover at verdiane liknar middelverdi for hastigheit i avsnitt 3.5.3, og gjennomsnittshastigheit derivert frå snøprofil. Reflektorane frå radarboring 1 var ikkje synleg etter 1,5 djup, som førte til at resultata frå radarboring 2 var mest anvendelege. Mellom 0,5 – 1,5 meter fekk vi urealistiske verdiar i forhold til kva vi forventa ut frå teori. Til dømes viste den øvste reflektoren verdiar vi rekna om til 166 kg/m^3 , ein verdi som avvik med $200 - 300 \text{ kg/m}^3$ av forventa tettleik. Desse avvika trur vi kan ha opphav i feilkjelde knytt til innfallsvinkel diskutert i førre avsnitt.

6.3 Snøprofil og manuell måling av snødjupne

Hensikta med snøprofilet var å samle data for å kunne kalibrera EM-bølgjehastigheita nytta i prosesseringa av georadardata. Lita tid og erfaring var orsaka til at vi ikkje utførte den mest anvende metoden for å kalibrere EM-bølgjehastigheit, der vi går med georadar rett att med eit snøprofil (skildra i avsnitt 3.5.6). I etterkant har vi innsett viktigheita ved denne metoden, og det kunne spart oss mykje arbeid knytt til estimering av bølgjehastigheit. Med den nye erfaringa og kunnskapen, ville vi hatt fokus på å forbetre dette om vi skulle gjort undersøkinga igjen, forslag til metode som kan gi meir truverdig estimat av EM-bølgjehastigheit over større delar av breen er gitt i avsnitt 7.4.

Ved måling av snødjupna med søkestong er det usikkerheit knytt til om det var breis eller skarelag ved botn av snødekket. Den næraste georadarmålinga er 20 m sør for snøprofilet, og der tolka vi snøgrensa til 3,5 m. Snødjupna målt med søkestong var 3,6 m, og ut frå dette tolkar vi at det ikkje er urealistisk at det var breis. Georadarmålingane viser det vi tolka som eit skarelag omtrent over heile breen, med unntak områda mest prega av skredaktivitet. Vi la fann ikkje skarelaget i snøprofilet. Snødekket ved snøprofilet såg ikkje ut til å ha blitt påverka av snøskred, om anna mogleg vindpåverka. Dermed er det truleg ikkje store variasjonar mellom snøprofilet og georadarprofilet. Derimot kan usikkerheit knytt til dei komplekse

variasjonar i EM-bølgjehastigheita gi unøyaktig tolking av snøgrensa i radargrammet, som igjen auka usikkerheita til om det var breis eller skarelaget som utgjorde motstanden vi møtte med søkestonga. Med målte tettleikar på opptil 536 kg/m^3 kan vi forvente ein feilmargin på kring 0,12 m i 0,5 tjukk snø med høg tettleik ved bruk av ein middelhastigheit på 0,21 m/ns for snø (avsnitt 3.5.3). Snødekket ved lokaliteten nærast snøprofilet kor vi gjekk med georadaren vart tolka til 3,5 m. Det vil seie det kan vere ein feilmargin på kring 0,84 m.

Feilkjelder ved sjølve snøprofilet er knytt til veging av massen til snøen. Ved veging forsøkte vi å gjere det likt for kvar prøve ved å skrape av overflødig snø på toppen av og kring skuffa. Dette er viktig då små differansar i masse kan gi utslag i relativt store differansar i EM-bølgjehastigheit, og vidare har vi sett at små differansar i EM-bølgjehastigheit kan gi store differansar i tolking av snødjupne, som skildra i avsnitt 3.5.2. Vi målte masse og gjorde eit prosentvis anslag på vassmengd, som var dei mest essensielle parameterane knytt til problemstillinga vår. På bakgrunn av usikkerheit knytt til skarelaget kunne vi hatt meir fokus på stratigrafi i snøprofilet for å stadfesta om skarelaget var der. Dersom vi hadde hatt meir tid kunne vi ha også ha grove snøprofilet heilt ned til isen for å få sikker måling av snødjupna.

6.3.1 Utrekningar knytt til snøprofil

Utrekningane vart utført etter metode skildra i avsnitt 3.5.6. Ei av dei viktigaste feilkjeldene ved desse utrekningane er at Robins formel (7) tek utgangspunkt i tørr snø. Snøpakken vi undersøkte og klassifiserte som våt, og det er ikkje blitt teke omsyn til i utrekninga. Dette gjer at utrekningane medfører unøyaktigheit. Vi har ikkje talfesta feilmarginane dette utgjer, men ut frå teorien forventar vi lågare hastigheiter for våt snø enn for tørr snø med same tettleik (avsnitt 3.5.3). Det vil seie at vi sannsynlegvis har nytta for høg hastigheit i tolkinga av radargramma, som gir at tolka snøgrensa er djupare enn i røynda. Det finst formlar som tek utgangspunkt for våt snø (Lundberg & Thunehed, 2000), men då trengs eit meir presis mål på vassmengd utover det prosentvise anslaget vi gjorde under feltarbeidet. Vassmengd i snø har ikkje vore fokus for oppgåva vår og i tillegg hadde vi avgrensing i tidsbruk under feltarbeidet, dermed prioriterte vi ikkje dette.

6.4 Tolking av reflektorar

Det er svært avgjerande for snødjupna kva ein vel som bølgjehastigheit ved prosessering, og vidare tolking av radargram. Bak tolkinga ligg det fleire avgjerder og tilnærmingar som fører med seg ei viss grad uvissheit.

6.4.1 Val av bølgehastigheit

Den elektromagnetiske bølgehastigheita vi valte å nytte i tolkinga av snøgrensa er middelverdien av hastigheitene derivert frå snøprøveanalyse. Vi kan argumentere for at den samsvara nært med middelverdi før snø basert på teori (avsnitt 3.5.3). I tillegg var resultatata frå dei djupaste reflektorane frå radarboring 2 nærme desse verdiane. Radarboring 2 vart utført 220 m lenger opp, vest for snøprofilet, og ligg innafor området vi har tolka som prega i hovudsak av nedbørssnø. Utover feilkjeldene knytt til Robins formel ved snøprofil utrekningane og feilkjelde knytt til innfallsvinkel ved radarboringane, antek vi at valet av EM-bølgehastigheit er representativ spesielt innafor området sentralt på breen. Vi veit at solinnstråling, vassinnhald, vind- og skredavsetjingar skaper større romleg variasjon i EM-bølgehastigheit lateralt og vertikalt på breen enn kva vi kunne ta høgde for. Korleis desse faktorane kan påverke snødekket vert diskutert i avsnitt 7.2.

Vi har nytta same hastigheit over heile breen, og forventa dermed ei overdriven tolking av snøgrense i områda med førekomst av firn, og område prega av snøskred og vindtransport. Ut frå resultatata våre ser vi at desse områda ligg øvre del av breen og generelt langs ytterkantane. I sørvendte sider som er meir utsett for solinnstråling forventar vi og overdriven tolka snødjupne. Profila 1b, 16, 2, 3 og 6 i vedlegg 4 dekker nokre av områda kor vi forventar overdriven tolka snøgrense. Ettersom vi forventa minkande hastigheit nedover i snøpakken med aukande tettleik (avsnitt 3.5.3.) forventar vi at djupnene i områda med djupast snøgrense er ytterlegare overdrive.

Sjølv om det er usikkerheiter knytt til begge metodane vi har basert val av EM-bølgehastigheit på, så samsvara verdiane godt med verdiar frå teorien. Dette tydar på at verdiane ikkje er urimelege til bruk i dataprosesseringa.

6.4.2 Tolking av snøgrensa, reflektor A

Det er ei viss usikkerheit knytt til reflektorane i område kor det var element som forstyrra reflektoren og gjorde det vanskeleg å tolke grensa mellom snø-is og snø-firn. Dette gjeld spesielt i område med skredavsetjingar, område med vindpåverking og område med firnlag. I desse områda med svake reflektorar nytta vi observasjonar frå nærliggjande profil i tolkinga av laggrensa. Tabell 19 og 20 som syner differanse i dei observerte reflektorane ligg og er

diskutert i avsnitt 6.1.1. Område med liten differanse skuldast tydelege reflektorar. Til dømes gir profil 12 og 14 i vedlegg 4 liten differanse i tolkingane, då dei har tydelege jamne reflektorar langs heile profilet. Profila ligg og i nærleiken av snøprofilet, og dette er område vi tolkar til å vere prega i hovudsak av nedbør. Dette er grunna fråvær av forstyrringar i reflektorane som skuldast massetransport prosessar. Reflektorane som ligg ovanfor reflektoren som gir snøgrensa er karakterisert av jamn horisontal lagdeling, som vi tolkar som ulike nedbørsperiodar. Høg prosentvise differanse (6-10%) kan forklarast av utydelege snøgrensereflektorar (avsnitt 6.1.1).

6.4.2 Tolking av firngrenser, reflektor C

I fleire profil identifiserte vi reflektorar vi har tolka som firn. Dersom Skjerdinganebreen hadde fått ny firngrense for kvart år kunne vi forventast 2-4 tydelege reflektorar frå firn i radargramma, då det tek fleire år før firn vert omdanna til is (3.1.3). Sjølv om lagdeling i is syner i radargramma (avsnitt 3.5.7), vil kontrast i den relative permittivitet vere større mellom firnlag, enn ved ulike lag i isen, som gjer at vi får sterkare reflektorar for lagdeling i firn enn for lagdeling i is. I profil 1 kunne vi sjå at det var fire relativt tydelege reflektorar som tilfredsstillar krava for å bli identifisert som firnlag. Døme på profil kor vi er usikker på tolkinga av firnlag er profil 16 i vedlegg 4. Biletanalysen viser at det ikkje låg att snø frå årets akkumulasjonssesongen, med unntak av nokre mindre snøfelt. I tillegg er det døme på at tidlegare års firngrense smelta ytterlegare (avsnitt 5.1.4). Dette kan tyde på at overgangen frå firn til is på Skjerdingane kan ta fleire år enn det som er typisk.

6.4.3 Tolking av skred- og vindtransporterte massar, reflektor D

Ved gjennomgang av radargramma fann vi fleire område kor det var tydeleg at snødekket var påverka av ein form for massetransport. Skredavsetjingar er karakterisert av grå masse med kaotiske reflektorar, medan vindtransportert snø er karakterisert av grå masse med jamne reflektorar over og under (avsnitt 5.2.2). I nokre av profila var det lett å skilje desse prosessane frå kvarandre, men ved nokre område i profila så fann vi reflektorar som hadde karakteristikk som likna både skredavsetjingar og avsetjingar frå vindtransport. Eit døme på dette er profil 6 ved distanse 10-50 m (avsnitt 5.2.2). Då vi såg at det i nokre område bar preg av begge typar massetransport valte vi å kalle reflektorane som grensar til både skred- og vindavsetjingar for reflektor D. Sett ilag med bildeanalyse og skredsimuleringar ser vi at ved

denne lokaliteten i profil 6, ligg det mindre skredavsetjingar på tross av at lokaliteten ikkje ligg i større utlaupssone for skred. Difor tolkar vi at mindre skred kan skape dei ruglete reflektorane vi ser i profil 6.

Ved profil 5 er det snødjupner mellom 5,2 m og 6,4 m. Det er større enn snødjupna frå snøkart som var 4,2 m, gitt i avsnitt 4.7. Vi kan ikkje tyde reflektorar som er karakteristiske for skredavsetjingar i profilet, så orsaka til desse djupnene for snøgrensa kan vere feilkjelde i vêrdata, eller at området får tilført snø frå vindtransport i tillegg til nedbør.

6.5 Interpolering

Med metoden interpolering følger noko uvissheit, då det kjem fram i avsnitt 4.5.3 at interpoleringsverktøyet nyttar kjende punkt for å berekne snødjupna mellom punkta. For å få ei interpolering av snødjupna som dekkja så mykje av breoverflata som mogleg berekna vi seks snødjupne-grenseverdier i ytterkanten av breoverflata som forklart i metode avsnitt 4.5.3. Trendlinjene som bestemte snødjupne-grenseverdien var avhengig av lengde på mållinja og djupna til målepunkta. Dette kunne gitt store variasjonar om dei var plassert andre plassar, da snødjupna i røynda er veldig varierende.

Interpolasjonen utanfor georadarprofila vert mindre nyanserte enn området innafor, då interpoleringa har færre kjende punkter å rekne med (avsnitt 4.5.3). Dermed blir isobatane rettare, i motsetning til isobatane innafor georadar-målingane. Djupnemålingane utanfor georadar-målingane blir dermed mindre truverdige. Denne metoden er dermed ein måte å tilnærma seg røynda mest mogleg, og ein får betre visualisert det store biletet. Men ein lyt vere medviten denne uvissheita i tolking av resultat.

6.6 Avgrensing feltkamera

Det er uvissheit knytt til dei to feltkamera. Det er to kamera med ulik vinkel, men likevel fangar ikkje dei alltid opp heile skredet frå brotkant til maks utlaup. Den største uvissheita kjem av at det er lange periodar kor ein ikkje får dokumentert noko skredaktivitet grunna dårleg vêr og sikt. I desse periodane aukar sannsynet for utløysing av flakskred når snødekket vert lasta med snø frå nedbør, vind eller regn, avsnitt 3.3.3. Dermed kan ein ikkje konkludere talfesta bidrag frå flakskred, og det er vanskeleg å få med seg heile bildet av kva som skjer. Eit forslag er å setje opp fleire kamera for betre dekning av breen, spesielt retta mot nordlege

delar av breen kor samla resultata lagt fram i avsnitt 7.1.3.tyder på at det er potensiale for fleire skredhendingar gjennom sesongen.

6.7 Grovt estimat av omfordeling

I utrekninga av eit grovt estimat av omfordelinga av snø har vi gjort fleire forenklingar for å kunne danne eit overordna bilete av situasjonen.

Inputdata i utrekninga var snødjupne henta frå snøkartet til SeNorge, som gir ei tilnærming til snødjupne basert på nedbør og temperatur. Som skildra i avsnitt 3.6 er snødjupna utrekna i ein modell og vidare interpolert. Oppløysinga til kartet er 1x1 km rutenett, som er relativt grovt og ei rute dekker omtrent heile breen. Dette i seg sjølv gir unøyaktigheit, og vi valte difor å avrunda snødjupna henta frå dataserien til eit heiltal.

Vidare gjorde vi avgrensingar på areal som snøvolumet skulle fordelast frå og til. Å definere breareal og potensiell akkumulasjonssone er forbunde med mest usikkerheit i denne delen, då det er manuelt kartlagt basert på tilgjengeleg kartdata og flyfoto. Her er også nytta personleg erfaring og dømmekraft som igjen kan påverke storleiken på arealet og resultatet. I utrekning av snøvolum antok vi at underlag hadde same helling som overflate, slik at vi ikkje korrigerer for potensiell ulik helling.

Solinnstråling påverkar smelting i snø-overflata og varmetilførsel nedover i snøpakken. For å kvantifisere kor stor grad dette påverkar snømengd krevjar det fleire undersøkingar. Dermed har det ikkje vorte teke omsyn til her, men omdiskutert i avsnitt 7.2.2. Ved denne metoden er ikkje vindtransport utelukka, og korleis vindtransport kan bidra til variasjon i snødjupne og akkumulasjon vert diskutert i avsnitt 7.2.1. Utan målte data for nedbør og vind kan ein ikkje sei noko om kor stor del av reelt snøvolum ved Skjerdinganebreen som kjem frå nedbør eller vindtransportert snø. For å kunne talfeste bidraget er det nødvendig med målingar spesifikt på dette. På bakgrunn av inputdata og vidare avgrensingar vil vi difor ikkje legge stor tyngd på dette resultatet aleine, men vi nyttar resultatet ilag med andre resultat for å vurdere om det er realistisk å sjå på omfordeling av snø på denne måten.

6.8 Dynamisk modellering av skred

Ved modellering i RAMMS vel vi plassering av losneområde, parameter, terrengmodell og oppløysing. Alle desse faktorane påverkar resultatet vi får ut, og særleg med modellering er det eit problem at ved å justere tilstrekkeleg på ulike parameter kan ein oppnå eit ønskt. Det er difor viktig å framheve svakheiter ved metoden her.

Ønsket har vore å kunne sei noko om skredscenarioa som førekjem i røynda. I avsnitt 4.9 har vi skildra korleis vi har forsøkt å oppnå dette ved å simulere potensielle skredscenario kor parametervalet var gjort basert på etterlikning av eit kjent skred. Også her definera vi losneområde, og vel losnedjupne. Det vart gjort basert på tilgjengelege foto, men også personleg dømmekraft. Ein får dermed aldri definert losneområda heilt likt som i røynda, og det tilfører noko uvissheit til resultat. Dei same unøyaktigheitene gjeld ved plassering av maksimalt utlaup for kjend skred skildra i avsnitt 5.9.5, då plasseringa er gjort så nøyaktig som mogleg basert på tilgjengeleg foto og kartgrunnlag.

Dei lengste utlaupa er resultat av simuleringane med 1 m losnedjupne, men ein kan ikkje utelukka skred med større losnedjupne. Når ein legg inn losnedjupne i RAMMS er det vertikal tjukkeleik av flaket. Fagleg nyttar ein omgrepet brotkant om tjukkeleiken til flaket målt normalt på underlaget. For å kunne overføre omgrepet losnedjupne til brotkant kan ein nytta trigonometri og formlike trekantar. Då får ein at gjennomsnittleg brotkant for skreda med 1 m losnedjupne i simuleringane er 0,75 m, og for 0,5 m er gjennomsnittleg brotkant 0,38 m. Simulering 6, i figur 70B s.107, er gjort med 1 m losnedjupne og har det minste losneområdet. Ut frå foto av skredet i figur 38, s.68, vurderte vi først at 1 m losnedjupne var ei stor djupne. Etter å ha gjort dei føregåande simuleringane som resulterte i simulering 6, kjem det fram at simuleringa passar med utlaupet i røynda. I bakgrunnsteori avsnitt 3.3 kjem det fram at brotkant for tort flakskred kan variere mellom 0,1 – 2 m. På bakgrunn av dette tolkar vi at simuleringane med 1 m losnedjupne ligg innanfor ein grenseverdi for det som er realistisk. Vi går ut frå at 1 m losnedjupne er verken eit ekstremt scenario, eller minste scenario.

Dermed kan ein ikkje utelukka at losnedjupna kan verte større enn 1 m i røynda ved spesielle scenario. Utan målingar av brotkant kan vi ikkje fastslå om det ville vore meir realistisk med større eller mindre brotkant enn kva vi har nytta. Dette er noko som ville vore interessant å estimere meir nøyaktig dersom ein skulle undersøkt flakskredprosessar nærmare.

Vi har nytta eigendefinert MuXi-fil som krevjar at ein vel globale parameter, og dette kan også vere med på å avgrensa skredstorleik. Den første fila vi laga, «T10» hadde liten

skredstorleik og returperiode 10 år. Etter å ha nytta denne i nokre simuleringar laga vi ei ny fil med skredstorleik medium og returperiode 10 år. Ei avgrensing er at det ikkje er mogleg å velje returperiode mindre enn 10 år. Sidan vi er interessert i skred som går kvart år, eller moglegvis kvart 2. år, då det er desse som vil ha størst innverknad på snødjupna og akkumulasjon til breen. Vi observerte også at utlaupslengda endra seg ved endra skredstorleik frå liten til medium. Ei uvisseheit er om dette er den skredstorleiken som er mest representativ. Vi vurderte at medium storleik kunne gi gjennomsnittleg storleik. Basert på anbefalingar i handboka, gjennomgått i avsnitt 3.7 vurderte vi at på trass av dette, vart det best tilnærming til røynda ved å nytte MuXi-fil i staden for konstante verdiar.

Ei anna utfordring ved modelleringa var oppløysinga til terrengmodellen, forklart i avsnitt 4.5.2. Den er frå 2018, og har 10 m oppløysing. Då misser ein nokre potensielt viktige karakteristikkar ved terrenget som kan påverke utlaupslengda. Difor ville det vore veldig interessant å kunne gjort modelleringar med ein ny, forbetra terrengmodell som gir ein reell representasjon av terrengkarakteristikkane, kor ein også har moglegheit til å simulere med høgare oppløysing. Dette kunne styrka resultata frå simuleringane ytterlegare.

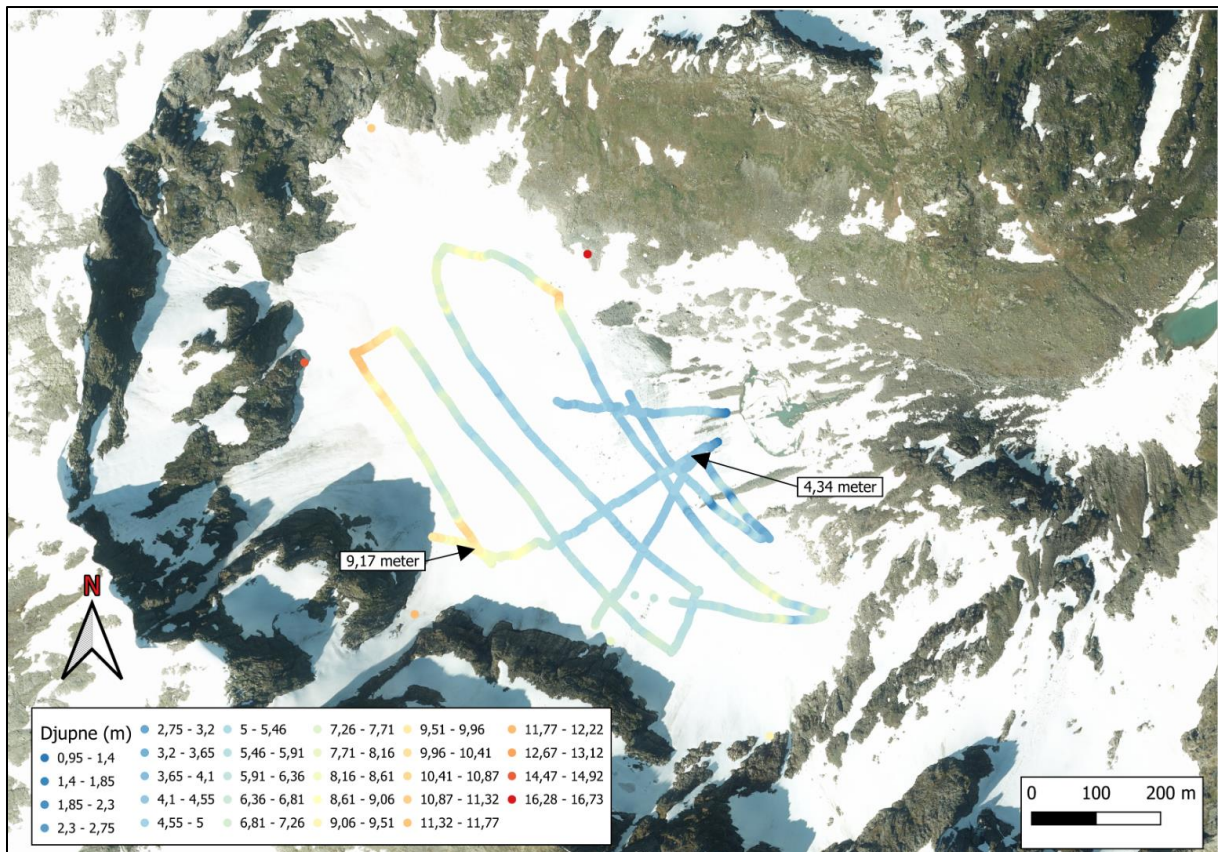
7. Diskusjon

Med avgrensingar og moglege feilkjelder presentert vil her vi gå nærare inn på dei tre problemstillingane og diskutere korleis resultatane våre svarar for dei. Vi vil vurdere om resultatane er realistiske, om dei samsvarar og om dei underbygger eller motseier kvarandre. Vi vil først sjå på korleis snøskred bidreg til akkumulasjon. Deretter vil vi diskutere kva andre prosessar som bidreg til variasjon i snødjupne på breen, og korleis dei samverkar. Vidare vil vi sjå på våre resultat ilag med i hovudsak resultat frå studie i 2017, for å kunne seie noko om utviklinga til breen.

7.1 Bidrag frå snøskred til akkumulasjon på breen

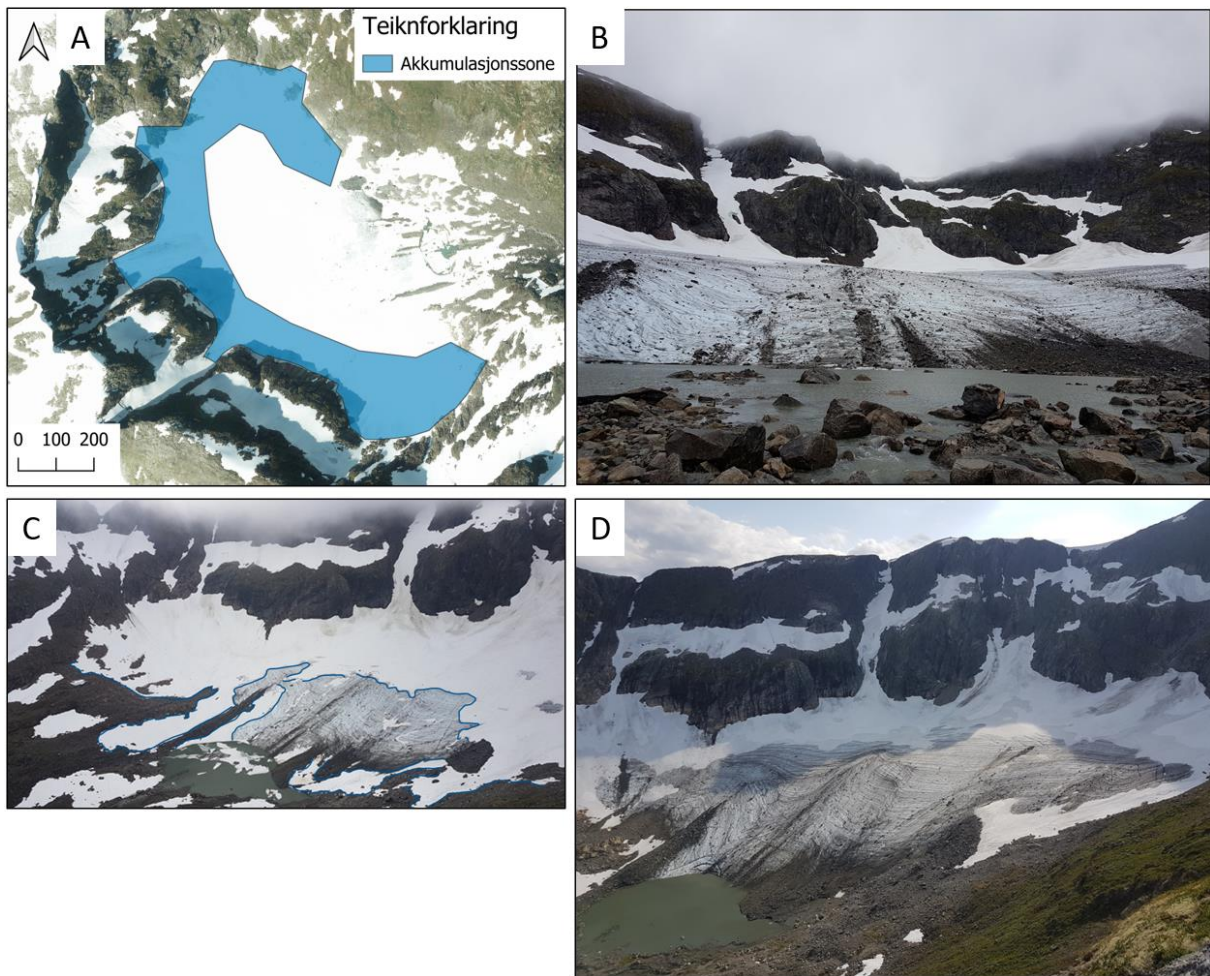
Resultatet frå utrekninga av omfordeling av snø gav 5,0 m snødjupne når snøvolumet vart fordelt utover den avgrensa snøakkumulasjonssona. For å sei noko om dette er realistisk vil vi samanlikne resultatet med georadarmålingane. I avsnitt 6.7 vert feilkjelder og avgrensingar knytt til denne metoden gjennomgått. Med dette i bakhovudet kan ein ikkje konkludere med stor tyngd basert på utrekningane, men det gir ein tydeleg indikasjon om eit slikt scenario er realistisk.

Snødjupna henta frå SeNorge var 4 m. Figur 82 viser talfesta georadarmålingar for snødjupne. Her kan ein sjå at snødjupna i området kor snødjupneverdiar frå snøkartet vart henta frå er 4,34 m \approx 4 m. Dette gir ein indikasjon om at snødjupna frå snøkartet er realistisk for dette punktet. Når vi skal samanlikne snødjupna i akkumulasjonssona med georadarmålingar reknar vi med at 5 m fordelt snø vert lagt til snøen som allereie ligg der, altså 4 m snø. Det gir 9 m total snødjupne. Figur 82 gir ei snødjupne på 9,17 i punkt som ligg innanfor den avgrensa akkumulasjonssona. Dermed gir det at utrekna ny snødjupne stemmer relativt godt overeins med målte verdiar av snødjupne. Dette gir vidare indikasjon om at tankegangen om avgrensing av akkumulasjonsareal er realistisk.



Figur 82: Her er resultat av tolka snødjupne langs alle dei målte georadarprofila. Her er merka verdier som gir samanlikningsgrunnlag med data frå SeNorge, og resultat frå omfordeling av snø.

Når ein ser på avgrensa akkumulasjonssone ilag med resultat frå bildeanalyse underbyggjer det avgrensinga, vist i figur 83. Her kjem det også fram at grad av smelting variera frå år til år, men at det gjennomgåande er eit område øvst på breen som består av snø og firnsnø. Det argumentera for at skred med kortare utlaupslengd hamnar innanfor dette arealet, og bidreg til å auke snødjupna. For å undersøke om desse prosessane bidreg til isbrens akkumulasjon vil vi sjå på korleis skreda reagerer på smelting.

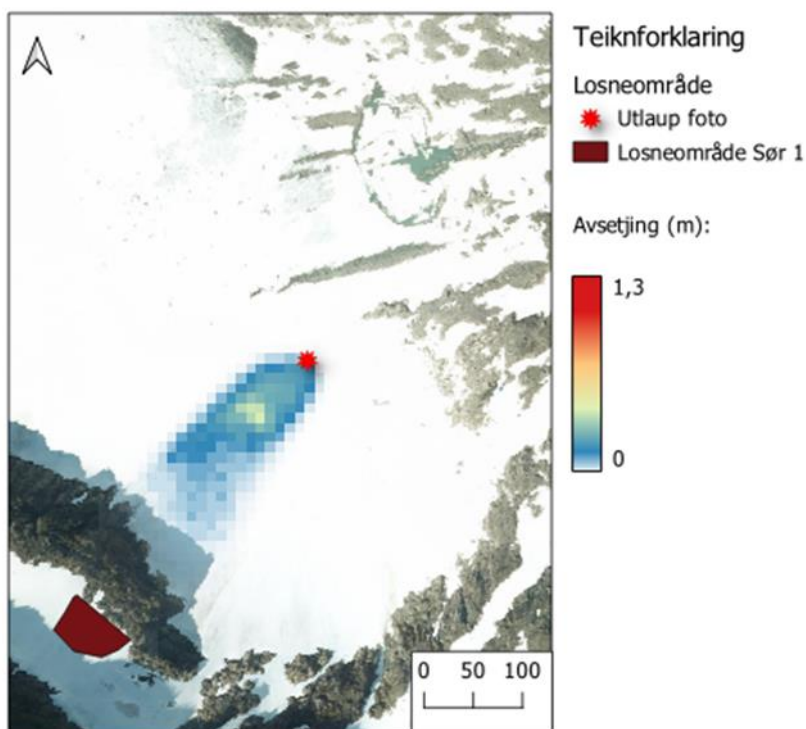


Figur 83: A syner avgrensinga av akkumulasjonssona. B er teke 29. august 201. C er teke 5. september 2020. D er teke 2022. Samla syner figuren at det gjennomgåande er eit snøfelt øvst på breen, som akkumulasjonssona etterliknar. Det er tydeleg at snøgrensa varierer frå år til år.

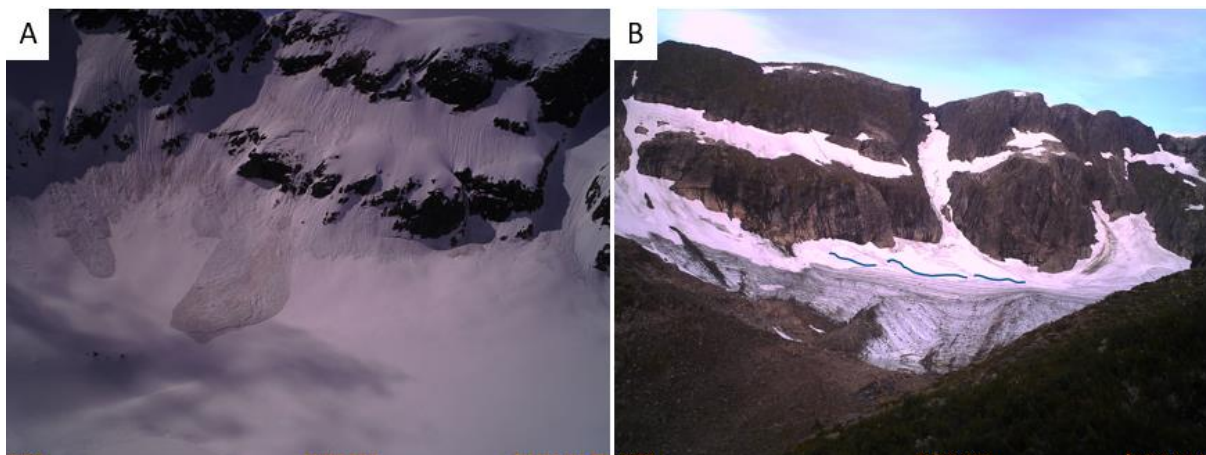
7.1.1 Smelting av snøskred

Resultat frå bildeanalyse indikerer ei akkumulasjonssona synt i figur 83. Akkumulasjonssona i utrekninga av omfordeling av snø er eit areal for akkumulasjon av snø frå snøskredprosessar. Akkumulasjonsområdet til isbreen vert bestemt etter maks ablasjon ved å sjå på endeleg utbreiinga av areal som består av årets snø, som omtala i avsnitt 3.1.3.

Bildeserie frå feltkameraet gir informasjon om korleis snøskred av ulik storleik smeltar. Skredsimulering 1-6 var basert på flakskred frå mai 2021. Den mest realistiske simuleringa var nr.6, og avsetjing for denne vert gitt i figur 84, som viser omkring 10-40 cm avsetjing. I figur 85 kjem det fram at dette skredet smeltar heilt vekk før hausten. Figuren viser også at kring renneformasjonen ligg det eit igjen mest snø dette året. Figur 35, 37 og 48 presentert i resultat avsnitt 5.1, syner skredhendingar i dette området. Desse funna sett ilag syner at skred med lenger utløp kan smelte heilt vekk ila. sommaren. Dersom mindre skred førekjem oftare, og utlaupa overlappar bidreg det til tjukkare avsetjingar i områda høgare oppe på breen. Det fører til ei meir komprimert snøpakke med høgare tettleik. Ein ser også av figur 85 at området med størst snøfelt truleg har større mengd solinnstråling då det er meir sørvendt enn områda som ligg lenger sør på breen. Likevel ligg det mest snø her, forklaringa på det kan vere gjentekne skredhendingar som har ført til høgare tettleik og dermed langsamare smelterate.



Figur 84: Her er avsetjingstjukkuleik for skredet vist.



Figur 85: A viser skredet simulering 6 er basert på, teke 18.mai 2021. B syner kor mykje snø som er igjen 5. august same året. Blå linje markerer snøgrensa på breen kor ein enkelt kan skilje snø med lys farge frå snø med mørkare farge.

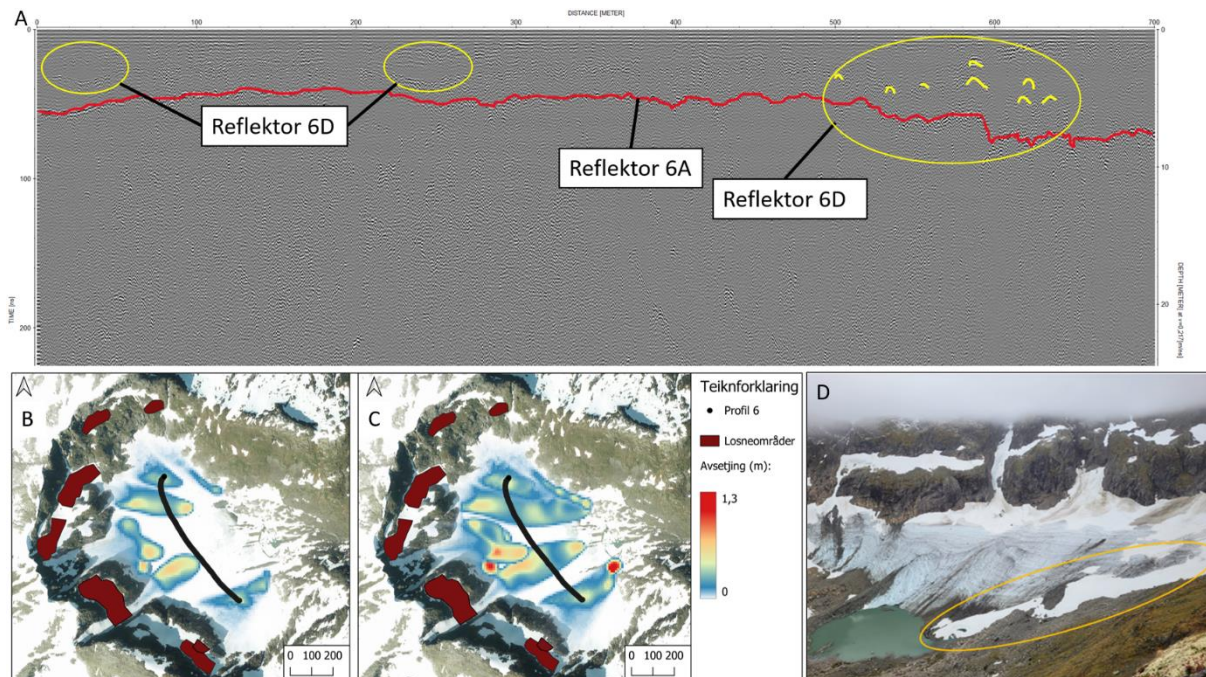
7.1.2 Samanlikning av resultat

Som nemnt i avsnitt 5.4.1 kan ein endre parametrar i ei skredsimulering til å passe eitkvart resultat. Difor er det viktig å diskutere kor truverdige simuleringane er. Det vil vi gjere ved å sjå skredsimuleringane ilag med georadarmålingar og bildeanalyse. Bildeanalyse og georadarmålingar er data innsamla frå felt som gir informasjon som kan underbygge eller avkrefte modelleringa. Modellering og tolking av georadar er gjort uavhengig av kvarandre, det vil sei at vi har ikkje forsøkt å etterlikne resultat frå radargram i skredsimuleringane.

Då vi utførte feltarbeidet observerte vi ingen skred med lenger utlaupslengd. Det gjorde at vi vart usikre på om profila våre gjekk langt nok opp på breen. Det vart likevel gjort funn i radargramma som skilde seg ut, og vart tolka som skredmassar. Når ein ser på tolking av radargram ilag med GPS-spor for profil 6, og utlaup frå skredsimuleringar kan vi vurdere om det er ein samanheng. Dette vert framstilt samla i figur 86. Radargrammet går frå sør til nord og moglege skredavsetjingar er avmerkt i radargrammet. Det er i hovudsak i sør, ein stad like før midtpunktet, og spesielt mot nordenden av profilet. Figur 86B og C viser at basert på simuleringane er det mogleg å finne skredavsetjingar i desse områda. Dermed samsvarar tolking av radargrammet med skredutlaup frå simuleringar.

Dette tyder på at sjølv om vi ikkje observerte skred med så lange utlaup under feltarbeidet er det mogleg at desse skreda har gått tidlegare i sesongen. Deretter har skredmassane vorte dekte av ny snø. Det underbygger at i periodar som er prega av mykje nedbør og dårleg sikt på bileta frå feltkameraet kan vere moglege periodar for større skredhendingar.

Når ein ser på figur 86D som er foto frå haust 2022 ligg det igjen ei snø langs brekanten i nord. Ut frå radargram i 86A og modellering i 86B og C ser ein at dette området er prega av skredavsetjingar, og kan potensielt få avsett snø frå alle tre losneområda i nord. Dersom det er fleire skredhendingar kor utlaupa overlappar kan det føre til langsamare smelting pga. større snødjupne og kompakt, som diskutert i føregåande avsnitt om smelting av snø.



Figur 86: A viser tolking av radargram frå profil 6. Raud linje viser tolka snødjupne, innanfor gult omriss er det tolka skredavsetjingar. B syner alle simuleringar for skred med 0,5 m losnedjup ilag med GPS-spor for profilet i A. C syner simuleringar for skred med 1 m losnedjup ilag med same GPS-spor. D viser foto teke 3. oktober 2022, gult omriss inneheld snø som kan tolkast som skredavsetjingar.

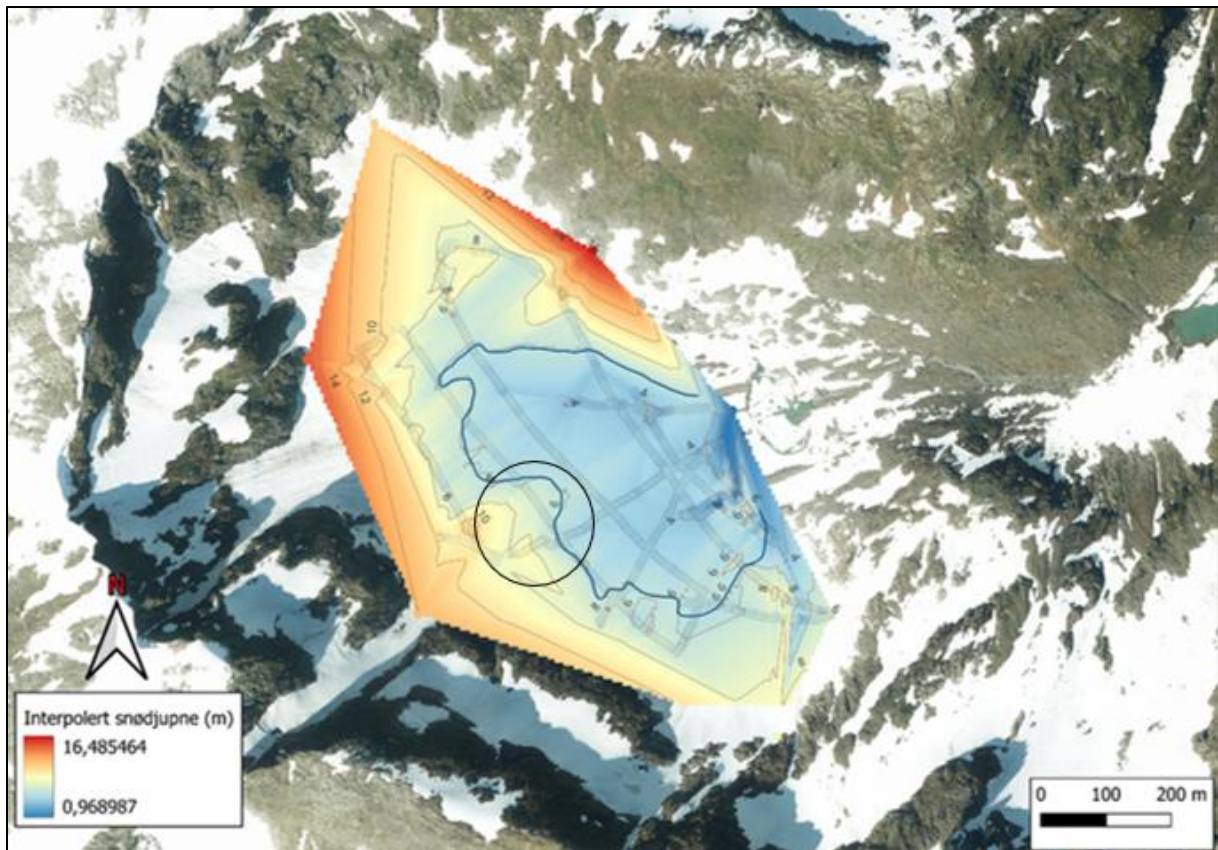
7.1.3 Dominerande skredprosess

For å vurdere kva prosessar som bidreg til akkumulasjon i størst grad samanliknar vi resultatata av interpolering, utrekning av omfordeling av snø og modellering. Då kan vi sjå korleis snødjupna varierer i interpoleringa, og om dette kan relaterast til dei andre resultatata.

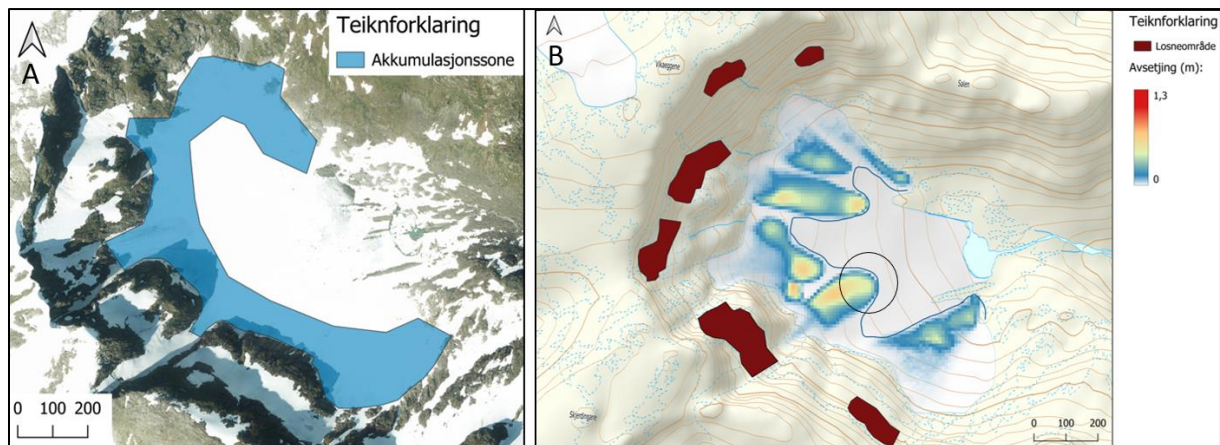
I figur 87 er det teikna inn ei linje som ligg kring 6 m snødjupne. Over linja ser ein at isobatane ligg tettare, og snødjupna aukar med brattare stigningstal ovanfor denne linja. Dette området kan tolkast som at det er meir prega av skredprosessar. Nedanfor linja er det meir stabil snødjupne som variera frå 4-6 m. På bakgrunn av dette verkar snødjupna her mindre prega av skredavsetjingar.

Interpoleringa viser at snødjupna er størst øvst langs kanten av breen. Det kan forklarast med prosessane bak akkumulasjonssona i figur 88A, som omfattar skredhendingar med kortare utlaup; i hovudsak laussnøskred og små flaskred. Men akkumulasjonssona forklarar ikkje snødjupna i interpoleringa direkte, då ein ser at plasseringa av den blå linja varierer. Figur 88B syner resultat av modelleringar av skred med losnedjupne 0,5 m. Her er også teikna inn ei blå linje som markera maks. utlaupslengd for skreda. Når ein samanliknar utlaup med interpoleringa, ser ein at dei kan vere med på å forklare variasjonane i den blå linja i figur 87.

I nordlege delar av breen syner interpoleringa størst snødjupne. Det kan kome av unøyaktigheit i grenseverdi forklart i avsnitt 6.5. Men, resultat frå modellering i figur 88B syner skredavsetjingar i dette området som kan samsvare med auka snødjupne. Figur 87 syner også at snødjupna er større i underkant av renneformasjonane, innanfor svart sirkel i figuren. Den same tungeliknande utbreiinga ser ein igjen i figur 88B, som også er merkt med svart sirkel. Når ein ser på snødjupna på sørenden av breen ser det også ut til at mønsteret i figur 87 samsvarar til ei viss grad med skredavsetjing i figur 88B.



Figur 87: Her er resultat frå interpoleringa, med blå linje som syner kvar snødjupna byrjar å auke meir med høgda. Svart omriss syner ei tungeforma konturlinjer.



Figur 88: A syner akkumulasjonssona som vart avgrensa i estimat av omfordeling av snø. B syner resultat av simuleringar med 0,5 m losnedjupne. Blå linje teikna inn for å markere maksimalt utlaup.

Ut frå desse observasjonane vert det tydeleg at snødjupna i interpoleringa ser ut til å vere prega av laussnøskred og korte flakskred, og flakskred med lenger utlaup. Samspelet mellom desse påverkar korleis snødjupna varierer frå år til år. For vinteren 2021-2022 vert det

krevjande å avgjere kva prosess som er mest dominerande. I diskusjon om smelting av skred kjem det fram at område med hyppige skredhendingar er dei som mest truleg bidreg direkte til breens akkumulasjon. Men, førekomsten av større skred med lenger utlaup bidreg til at breen kan smelte langsamare, dei åra desse skreda har betydeleg førekomst. For å avgjere korleis dei to skredtypane påverkar breens akkumulasjon, er det nødvendig å få betre kontroll på prosessar som styrer ablasjon. Det vert nemnt i avsnitt 7.4 som forslag til vidare studie. I tillegg er det vanskeleg å talfeste frekvensen av dei ulike skredtypane nøyaktig pga. manglande data frå feltkamera. Ut frå det vi kan sjå i bildeanalyse er det fleire hendingar med små lausnøskred enn flakskred dette året. Samanlikninga synt i figur 86 tyder likevel på at skred med lenger utlaup skjer, sjølv om dei ikkje er dokumentert av feltkameraet.

På bakgrunn av dette kan ein tyde at lausnøskred er ei meir stabil kjelde til akkumulasjon på breen, då det varierer frå år til år om flakskred med lenger utlaup vert observert. Dermed vil det på lang sikt vere svært variabelt frå år til år kva skredprosess som dominerer.

7.2 Årsak til romleg variasjon i snødjupne

Til no har fokuset vore på å greie ut om korleis snøskred bidreg til akkumulasjon, og dermed gir dette ein årsak til variasjon i snødjupne. Gjennom georadarmålingar og interpolasjon har vi kartlagt snødjupna på breen, og her vil vi diskutere kva andre faktorar enn skredprosessar som kan gje variasjon i snødjupna. Som omtala i avsnitt 3.2 er snødekke eit komplekst medium. Vi vil greie ut om korleis meteorologiske forhold, breoverflata, topografi, lausmassar og eigenskapar internt i snødekket kan påverke snødjupna på breen.

Dei overordna komponentane som bidreg til akkumulasjon er nedbør, vindtransport, massetransport. Som nemnt har vi under dette feltarbeidet ingen god måte å kvantifisere bidrag frå vindtransport, og som svar for nedbørsmengd har vi innhenta data frå SeNorge. Men, ved å sjå på topografi og meteorologiske forhold, ilag med bilete er det tydeleg at prosessar som verkar på mindre skala også er viktig for snødjupna på breen og treng å greiast ut.

7.2.1 Vindtransport

På bakgrunn av bilderesultat og bakgrunnsteori vil vi diskutere korleis bidraget frå vindtransport påverkar snødekket. Det er kjent at vi ikkje kan talfeste bidraget gjennom våre

undersøkingar. I avsnitt 3.4.1 vert det stadfesta korleis vind transporterar snø. Når ein ser dette ilag med topografiske forhold kan ein sei noko om korleis vindtransport påverkar. Dominerande nedbørsgivande vindretning i området er vest-sørvest, omtala i avsnitt 2.2. Den karakteristiske botnformasjonen ligg dermed godt til rette for innlasting av snø ved nedbør frå desse vindretningane. Samstundes verkar dei bratte fjellsidene skjermende, og kan hindre erosjon av snø på vindretningar som er meir austleg. Fjellplatået ovanfor breen gjer store mengder snø tilgjengeleg for transport herifrå og ned på breen. Det er nokre tydelege teikn på vindtransport på denne måten. Det første, er skavldanning som kjem fram i figur 36, s.64. Ein ser også i figur 38, s. 66 at det er to nivå med moglege losneområde. Her kan ein sjå konvekse formasjonar på hylla mellom toppen av fjellplatået og breen, som tyder på avsetjing av snø frå vind nedanfor brattare fjellskrent (avsnitt 3.4.1). Når desse områda vert lasta med snø frå vind kan det verte vidare transport gjennom laussnøskred eller flakskred ned på breen dersom forholda ligg til rette for det. Noko bilderesultat og modellering talar for at skjer.

I radargramma kjem det fram teikn på korleis vind samhandlar med breoverflata. Ut frå teori om vindtransport i avsnitt 3.4.1 kjem det fram at nokre terrengformasjonar naturleg samlar meir snø enn andre. I fordjupingar forventar ein meir oppsamling av snø og djupare snøgrense på breen, medan ved konvekse formasjonar vert snøen utsett for meir erosjon. Snøgrensa vert dermed grunnare her. Resultat frå profil 13 som er vist i figur 58 (s.91) er eit døme på dette. Her ser vi den grunnaste snødjupna på heile breen med unntak av nede ved innsjøen, på toppen av ein ryggformasjon. På le-sida av ryggformasjonen ser vi ei fordjuping i radargrammet med djupare snø grense. Snødjupna på ryggformasjonen var 1 m, og i fordjupinga var snødjupna på 6,7 m. Effekten av mindre topografiske formasjonane bidreg dermed til variasjon i snødjupna over korte avstandar. Desse teikna på vindtransport frå både bildeanalyse og tolking av radargram tyder på at vind har større påverknad enn kva våre undersøkingar dekker.

7.2.2 Solinnstråling

Solinnstråling påverkar akkumulasjonsraten til breen, og korleis solinnstråling samverkar med snø- og breoverflata kjem fram i energibalanselikninga i avsnitt 3.4.2. Korleis solinnstråling påverkar Skjerdinganebreen vert ikkje kvantifisert, men i samverknad med topografi vil det føre til at breen har område som er meir skjerma frå solinnstråling. Dermed er det naturleg at dei områda som i gjennomsnitt får meir solinnstråling i løpet av eit år vil vere prega av

smelting i større grad (avsnitt 3.4.2.). Kor mykje snø og is som smeltar frå breen kvart år påverkar dermed overflata til breen, som vil påverke variasjon i snødjupne for det komande året.

Generelt er nordvendte sider meir skjerma for solinnstråling, og sørvendte sider får mest solinnstråling. På seinvinter og vår påverkar solinnstråling snøsmelting, som aukar vassmengda i snødekket, som igjen påverkar snøskreddanning (avsnitt 3.3). Det er betydingsfullt for våte skred og glideskred. Snøskred frå sørvendte fjellsider kan påverke breen i positiv forstand, at snø vert tilført og dermed auka snødjupne.

7.2.3 Variasjon på breoverflata

Smelting påverkar korleis breoverflata vert forma, men bresprekker vil også skape variasjon i overflata og dermed snødekket når det kjem ovanpå. I radargramma vil dette sjåast som hyperblar (profil 16 i vedlegg 4), og kan skape avbrot i reflektoren frå snøgrensa som igjen gjer at det vert vanskelegare å tolke snøgrensa. Tidleg i sesongen vil bresprekker kunne skape større variasjonar, men lenger ute i sesongen vil snødekket verte gradvis meir jamt ettersom sprekkene vert fylt med snø.

Resultat frå bildeanalyse viser at det er ei varierende mengd snø, firn, is og lausmassar på breen frå år til år. Alle desse materiala har ulik albedo og responderer dermed ulikt på solinnstråling og vidare smelting. Utover sommaren og hausten kan ein forvente å ha ei overflate som består av is, is med lausmassar på, gammal firnsnø og potensielt snø frå vinterens snøfall. Tabell 4 gir at fersk tørr snø har høgast albedo og reflektera mesteparten av solinnstrålinga. Medan gammal tørr snø har lågare, og smeltande snø og is har gradvis lågare albedo. Snøfri vegetasjon absorberer mest solinnstråling. Dette fører til at i område ved lausmasser kan varme absorbert av lausmassar overførast til kringliggjande snø og is, som kan smelte raskare. Men dersom lausmassedekket er tjukt nok kan det isolere delar av breen mot smelting (3.4.2). Eit lag på 10-15 cm med lausmassar er nok til å isolere breen (Benn & Evans, 2010, s. 36-37). Ut frå tabell 11 kan ein også tyde at variasjon i vassinnhald i snødekket vil kunne gje ulik smeltrate for delar av breen. Dette bidreg til å skape variasjonar på breoverflata, og dermed snødekket som legg seg ovanpå.

7.2.4 Lausmassar

Resultat frå bildeanalyse syner lausmassar på breen, og figur 44 (avsnitt 5.1.3) viser tydeleg ryggformasjon. Dette er eit døme på formasjonar som bidreg til variasjonar på breoverflata i større skala. Opphavet til ryggformasjonen var ikkje eintydig ut frå biletet.

Georadarmålingane viste at det såg ut til å vere is under lausmassane. Det var ingen teikn på breen var delt i to ved denne lokaliteten, det gjer at formasjonen ikkje samsvarar med skildringa av midtmorene i avsnitt 3.1.4. Dette gjer at vi tolkar at lausmassane kan vere skredmateriale tilført breen. Eit døme på dette er vist i resultat figur 44B. Ei forklaring kan vere at skredavsetjingane kjem frå fleire mindre skred, då moglegvis steinskred, eller massestraum. Dersom massane vert dekt med snø, og snøen vidare vert til firn og is kan massane verte transportert englasialt og avsett i akkumulasjonsområdet, som forklart i avsnitt 3.1.4. Ein anna prosess som kan bidra til den karakteristiske ryggforma er at ablasjonsområde er ofte smalare enn akkumulasjonsområdet grunna tynning frå smelting (Benn & Evans, 2010, s. 40). Dermed må ismassane passere gjennom eit smalare areal i ablasjonsområdet, og det kan føre til kompresjon frå fjellsider her. Vidare kan det vere årsaka til at materialet blir pressa saman til ein rygg. Dette illustrera korleis isrørsle og lausmasse tilført breen samverkar og formar overflata.

7.2.5 Eigenskapar internt i snødekket

Det er fleire prosessar som verkar internt i snødekket, som kan føre til variasjonar i snødjupne på ein mindre skala. I snødekket skjer omdanningsprosessar, som nemnt i avsnitt 3.2. For å sei noko om korleis dei påverkar krevjar det meir systematisk undersøking av snødekket. Men med bakgrunnsteori om snødekke til grunn veit ein at det skjer, og dermed kan føre til variasjon som ikkje vert fanga opp ved våre undersøkingar.

Dei parametrane vi har omtala mest er tettleik og vassinnhald i snødekket. Tettleik er masse per volumeining, frå formel 1. I avsnitt 3.2 kjem det fram at snødjupna kan variere uavhengig av snømassen, på grunn av setning. Det vil sei at snøen set seg gradvis etter eit snøfall, på grunn av at snøen vert komprimert gjennom metamorfose av snøkrystallar i snødekket og smelte-fryse episodar. På bakgrunn av at det er romleg variasjon i kvar desse prosessane skjer, vil ulik grad av setning i snøen på breen dermed gje variasjonar i snødjupna. Firn har høgare tettleik enn nysnø (3.2.1), og sidan utbreiinga av firn variera vil det bidra til ei ujamn overflate.

I avsnitt 3.2.1 har vi omtala korleis vi kategorisera snø med tanke på vassinnhald. Dette er eit overordna mål, og vassinnhaldet vil truleg variere i ulike område på breen. Grunna avrenning ved botn av breen til innsjøen, og kaldare temperaturar ved større høgd over havet, er det mogleg at snøen i øvre del av breen har lågare vassinnhald. Lenger nede på breen, og særleg i sørvendte sider kan ein forvente større vassinnhald i snødekket. På bakgrunn av dette er det tydeleg at vassinnhald vil påverke korleis snødjupna er på breen i røynda. I avsnitt 3.5.3 kjem det også fram at vassinnhaldet påverkar korleis resultatet av målingane med georadar vert. Dermed er dette ein eigenskap som hadde vore interessant å få kontroll på i større grad.

7.3 Samanlikning av snødjupne og akkumulasjonsmønster med tidlegare studie

I dette avsnittet vil vi diskutere samanlikninga av eigne målingar og måling frå Garpestad, Yttervik og Kolnes sitt studie frå 2017. I tillegg vil vi sjå på nokre element frå Eldegard og Rønningen sitt studie frå 2015 for å kunne peike på trendar i breen si utvikling.

Vi har identifisert funn som indikera generell reduksjon i ismasse og snøakkumulasjon frå 2017 til 2022. Snødekket vil variera frå år til år, og vi rekna med at det har vore år med meir snø enn kartlegginga frå både 2017 og 2022 visar. Figur 46 i avsnitt 5.1.4, visar eit bilete frå slutten av ablasjonssesongen 2020, der det ligg att meir snø enn kartlagt under våre målingar. Dette indikera at akkumulasjonssona frå 2020 var større enn i 2021. Slik årleg variasjon forventar vi derimot ikkje for breen. Rønningen og Eldegard (2015) målte overflateareal på breen til 0,485 km² basert på flyfoto frå 2010, medan vi målte 0,39 km² i overflateareal basert på flyfoto frå 2019. Desse funna peika på reduksjon i ismasse som ein langvarig trend.

7.3.1 Proglasial innsjø

I 2017 målte Garpestad, Yttervik og Kolnes overflatearealet til innsjøen basert på flyfoto. Flyfoto frå 2006 synte eit areal på 0,002 km², og flyfoto frå 2010 synte eit areal på 0,005 km² i 2010. Dette gir ei estimert auke i overflateareal på 0,003 km² mellom 2006 og 2010.

Basert på flyfoto frå kartverket (2018) og frå 2019 (CNES/Airbus, Google Earth) målte vi overflatearealet til innsjøen 0,009 km² og 0,015 km², respektivt. Desse målingane gir ei estimert auke i overflateareal på 0,006 km² mellom 2018 og 2019.

Samanlikninga av overflateareal på innsjøen basert på flyfoto frå 2006 til 2019 peika på akselerande vekserate dei siste 15 åra, ved at auke i areal mellom 2018 og 2019 er det dobbelte av auka synt mellom 2006 og 2010. I tillegg er tidsperioden mellom 2006 og 2010 fire gonger så lang som mellom 2018 og 2019. Totalt er det ei estimert differanse på 0,013 km³ i innsjøoverflateareal i tidsperioden mellom 2006 og 2019.

Rønningen og Eldegard (2015) målte innsjødjupna til 9 m. Denne tolkinga var basert på EM-bølgjehastigheit for is ($v=0,168$ m/ns) då Rønningen og Eldegard antok heile innsjøen var frose. Garpestad, Yttervik og Kolnes (2017) såg frå sine målingar at innsjøen ikkje var frose, og då EM-bølgjehastigheita for is er raskare enn i ferskvatn (avsnitt 3.5.3, tabell 5) vil tolkinga til Eldegard og Rønningen gi ei overdriven djupne. Dette korrigererte Garpestad, Yttervik og Kolnes for, og tolka målingane frå 2015 med EM-bølgjehastigheit for vatn ($v=0,0334$ m/ns). Med korrigeringa tolka dei innsjødjupna til 1,6 m i 2015, og deira egne målingar vart tolka til ei innsjødjupna på 1,5 m i 2017. I begge tolkingane vart snødekket på toppen av innsjøen ekskludert.

I våre målingar nytta vi dei same EM-bølgjehastigheitsverdiane for is og ferskvatn i tolkinga av innsjødjupna, som i 2015 og 2017. Vi fann at vassdjupna var 1,42 m. Resultata synar stabil innsjødjupne, men er noko uventa. Basert på resultata som synar auke i innsjøareal (0,013 km² i differanse frå 2006 til 2019) og minke i breareal i (0,095 km² i differanse frå 2010 til 2019), forventar vi ei større djupne i innsjøen. Vi er usikker på om dette resultatet kan forklarast med at Eldegard og Rønningen (2015) utførte målingane i april og Garpestad, Yttervik og Kolnes (2017) utførte målingane i mai. Då vi og utførte våre målingar i mai forventar vi ikkje at det skulle ha ført til minka djupne, heller motsett, då innsjøen kan allereie ha blitt tilført smeltevatn. Ei forklaring kan vere at djupna er minka ved at vatnet er spreidd ut over eit større areal, og botnen av innsjøen held seg stabil ved at den ikkje vert erodert og djupare.

Denne utviklinga sett ilag med resultata synt i avsnitt 5.5, at den horisontale lengda av innsjøen var auka med 30 m frå 2017 til 2022, og isbreen var om lag 66 m lenger vest, gir sterke indikasjonar på at den proglasiale innsjøen migrerer og veks med akselerande rate. Innsjøen forventast å migrere og vekse ytterlegare i takt med bresmeltinga.

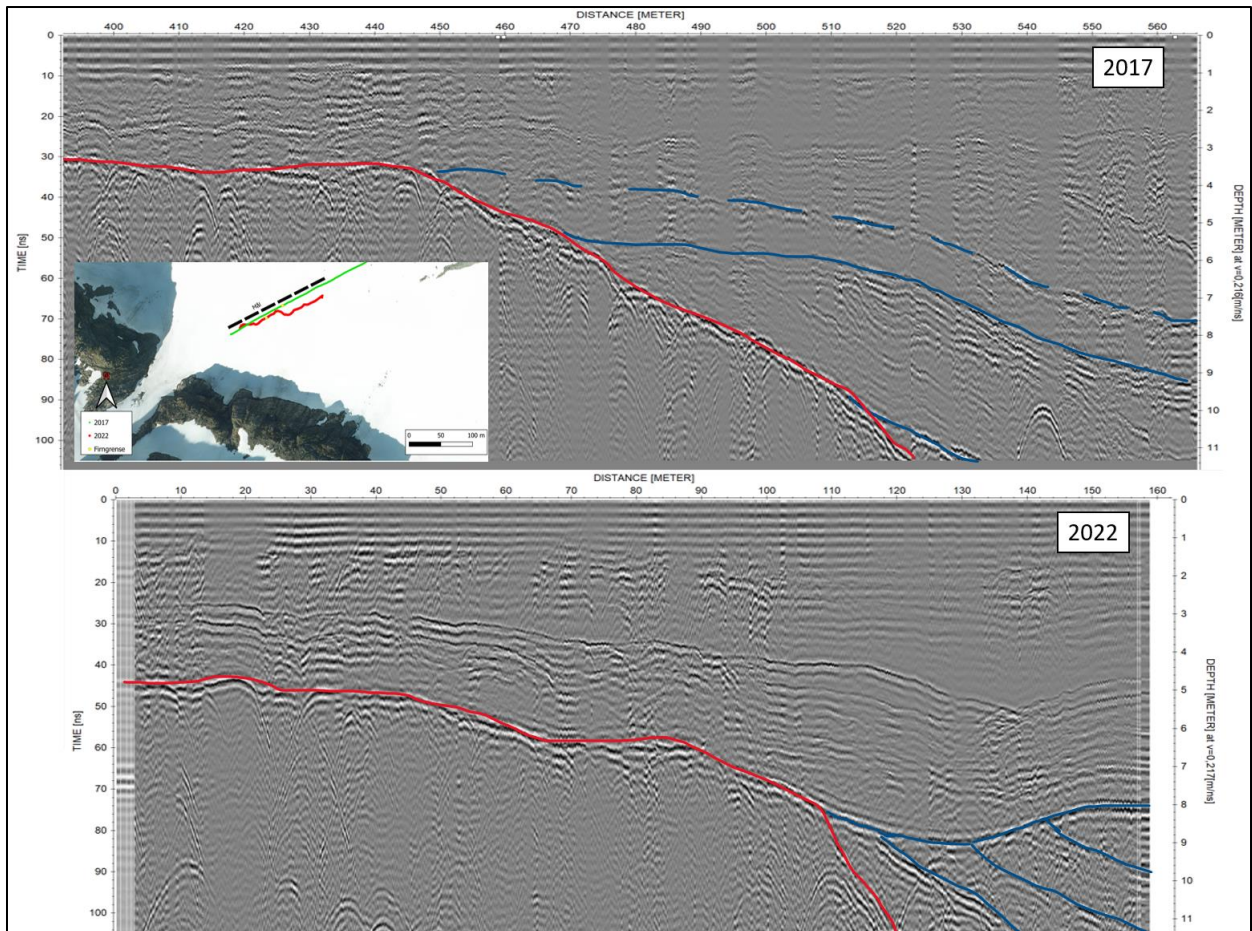
Når det gjeld snødekket på toppen innsjøen, som er ekskludert frå djupneutrekningane, tolka vi ein tjuknad på 0,7 m. Dette resultatet trur vi midlertidig kan vere usannsynleg, då vi utførte

radarboring 1 på toppen av innsjøen. Vi tok ikkje notat av kor langt vi bora, men vi nytta om lag 4-5 metallborer (1 m i lengd per stykk), som betyr at vi er sikre på at vi bora lenger enn 0,7 m. Garpestad, Yttervik og Kolnes (2017) tolka snøen på toppen av innsjøen til å vere 0,5 m, noko som er 0,2 m mindre enn vår tolking frå 2022. Desse resultatane sett i lag med radarboringa er motstridande. Ei forklaring kan vere at tek det lenger tid før snø set seg på innsjøen, som gjer at snøtjuknanden variera stort (3-5 m) frå resten av breen. Ei moglegheit er at tolkinga av undergrunnen vi bora i er feil, ved at vi bora i is framføre snø. Andre forklaringar kan vere mogleg, men er dette er for oss ukjent.

7.3.2 Firngrense

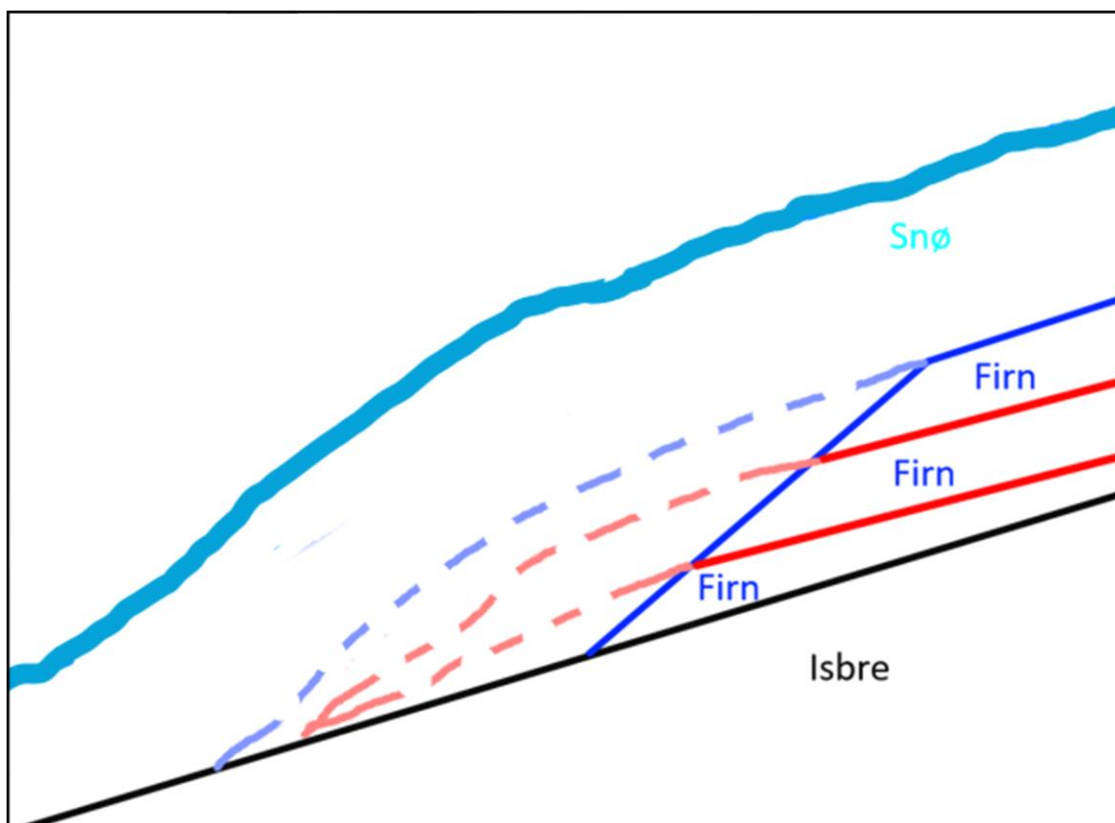
Bevis på at firngrensa har migrert 30 m opp og bak på breen er samanlikning av formasjonane til firn laga i 2017 og 2022. I 2017 er firn laga tolka til å ligge over kvarandre, slik at det yngste firn laget var eksponert for sesongens nysnø, medan dei eldre firn laga var fullstendig dekkja av yngre firn. Firn laga frå eigne målingar (2022) viste eit anna mønster. Det såg ut til at alle tidlegare firn-lag er blitt eksponert for årets snø. Det kan indikere at i løpet av dei siste somrane har dei dei yngste firn laga smelta, slik at dei eldre kjem fram i overflata. Vi veit at tettleiken til snøen aukar med djupna (avsnitt 3.1.3) . Derfor vil dei yngre laga vere mindre motstandsdyktige mot smelting, og forsvinne raskare enn laga under. Det er i tillegg dei yngre laga som blir eksponert tidlegast for forhold som promoterer smelting.

Grunna desse mekanismane vil ein få eit mønster i lagdelinga kor dei yngre laga vil ligge lengst tilbaketrekt, medan eldre lag stikk meir ut, desto eldre dei er. I figurane under er prosessen vist. Figur 89 er radargramma frå 2017 og 2022. I 2017 er det to reflektorar som møter isbre-overflaten. Den eine reflektoren møter breoverflata høgare opp en reflektoren under (heiltrekt blå linje). Radargrammet frå 2022 syner fire reflektorar som er tolka som firngrenser, men det er berre reflektoren lengst til venstre som er i kontakt med tolka breoverflate. Dei tre andre grensene går inn i underliggende reflektorar tolka som firn, utan å vere i kontakt med breoverflata. Den stipla blå lina var ikkje tolka som firnreflektor i studiet i 2017, men vi tolka reflektoren som snø-firn grense.



Figur 89: Profila frå 2017 og 2022 syner geografisk same strekning. Stipla blå linje er det vi tolkar som firnlag i 2017.

Figur 90 syner korleis det vert med topografisk korrigering. Heiltrekt linje er mønsteret i 2022 medan diffus stipla linje er korleis det var i 2017. Det vil seie at alle firnlaga i 2021, vil ligge eksponert for smelteprosessar, i staden for berre det yngste laget.



Figur 90: framsyning om korleis, eldre firn kan smeltas fram. stipla strek tyder smelta firn/snø.

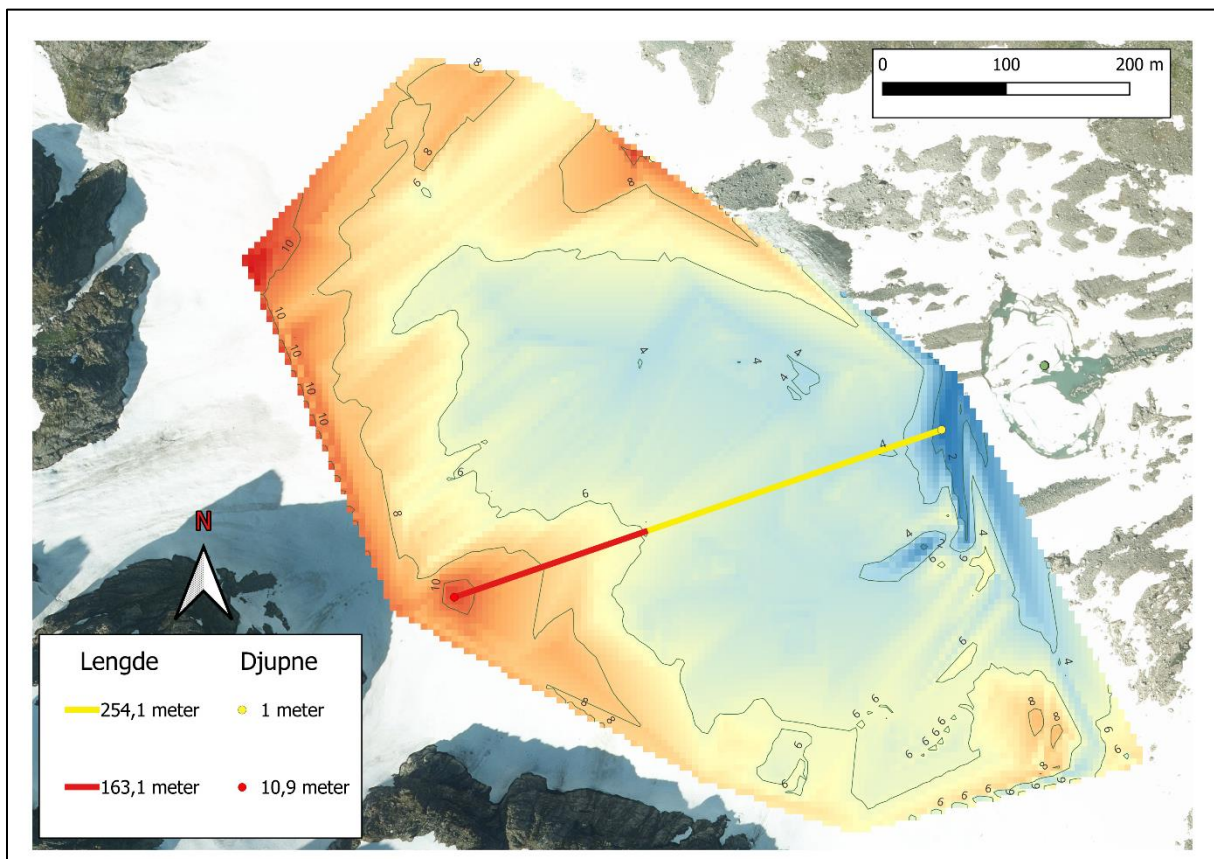
7.3.3 Jamvektslinje

Eit tydeleg teikn på om brear minkar er om jamvektslinja flyttar seg oppover på breen. I 2017 estimerte Garpestad, Yttervik og Kolnes jamvektslinja til å vere 1145 moh. basert på fem punkt der firngrensa startar (avsnitt 2.4). Ved å konstruere jamvektslinje med same metode estimerte vi jamvektslinja til å vere 1147,8 moh. Dette betyr at jamvektslinja har migrert 30 m vest og oppover breoverflata, og 2,8 m i høgd over havet, frå 2017 til 2021. Resultata indikera negativ massebalanse og at breen minka i storleik.

Andreassen, Elvehøy, Kjølmoen, & Storheil (2022), saman med NVE, gjorde massebalansemålingar på 10 brear i Norge. Fire av dei (Nigardsbreen, Austdalsbreen, Storbreen og Hellstugubreen) ligg i nærleiken av Skjerdinganebreen og hadde ein gjennomsnittleg jamvektslinje på 1888,75 meter i 2022. Vår målte jamvektslinje er dermed 740 høgdemeter lågare enn gjennomsnittet. Garpestad, Yttervik og Kolnes (2017) målte differansen mot dei same breane, og fekk då ein differanse på 247 meter. Jamvektslinja til Skjerdinganebreen har altså haldt seg meir stabil enn på dei andre målte breane. Noko som kan peika på viktigheita av vindtransport og skredaktiviteten for akkumulasjonen.

7.3.4 Stigningstal

Ved å samanlikne interpolering frå hausten 2017 og hausten 2022. Kunne vi få eit innblikk i korleis akkumulasjon kan ha endra seg. Resultat frå 2017 gir interpolert snødjupne for to dagar, 2. Februar og 5. mai. Stigningstalet for nedre del av breen var 1,1 cm/m 2. Februar, og 1,5 cm/m 5. Mai. Stigningstalet for øvre del av breen var 3,5cm/m 2. Februar, og 6,6 cm/m 5. Mai. Vi rekna ut stigningstal i same område frå vår interpolasjon for å samanlikne. Dette er vist i tabell 21 og 22. Vi følgde deira modell med to stigningstal, frå 6 meters djupne til det djupaste og 6 meters djupne til det grunnaste, synt i figur 91. Resultatet for djupnene under 6 meter gir meining da det er forventa meir snølagring seinare på vintersesongen. Men vi kunne sjå at både Februar og Mai i 2017 hadde meir akkumulert snø i øvre del av breen enn det vi hadde i Mai 2022.



Figur 91: utrekna stigningstal, i øvre og nedre del av breen.

Tabellane syner differanse i stigningstal i det dei skilje på nedbørsfelt (her kalla «nedre del») og akkumulasjonsfelt (her kalla «øvre del»), både for februar og mai 2017. Vi hadde brattare

stigningstal under isobat 6, enn dei hadde i både februar og mai. I utlaupet til renna som er vendt nord-aust målte dei i 2017 ein maksimal djupne på 17,2 meter, i Mai. Medan vi målte ein djupne på 10,9 meter i same område. Men vi fekk slakare stigningstal i akkumulasjonsområdet enn dei hadde i februar, og nesten halvparten så lågt stigningstal enn dei hadde i mai. Dette kan tyde på at det har vore færre skred i 2022.

Tabell 21: samanlikning av stigningstal februar 2017 og mai 2022.

	Stigningstal nedre [cm/m]	Stigningstal øvre [cm/m]
02/02/17	1,1	3,5
09/05/22	2	2,9
Differanse	0,9	-0,6

Tabell 22: samanlikning av stigningstal mai 2017 og mai 2022.

	Stigningstal nedre [cm/m]	Stigningstal øvre [cm/m]
05/05/17	1,5	6,6
09/05/22	2	2,9
Differanse	0,5	-3,7

7.4 Refleksjonar

Arbeidet med oppgåva har vore svært lærerikt og interessant. Vi gjorde funn vi ikkje hadde forventa, og med den breie tilnærminga fekk vi etter kvart god forståing for prosessar ved Skjerdinganebreen. Med bakgrunn i desse refleksjonane, og det som kjem fram i feilkjelder og diskusjon har vi gjort oss nokre tankar om kva undersøkingar, men også fokusområde for andre oppgåver som kunne vore interessant å gjort i framtida.

Vi hadde hovudfokus på snø og snødjupne. Utføringa av feltarbeidet arbeida mykje med metode for å stadfesting av bølgehastigheit. Det gav ein del tankar om det neste steget vi ville teke i studiet vårt og forslag til framtidig studie. Det neste steget ville vore å utarbeide ein metode for å redusere usikkerheiter knytt til dei komplekse variasjonane i EM-bølgehastigheit, som vidare medføra feilmargar ved tolkinga av snøgrensa. Basert på ulike parameter som tettleik og vassmengd, som er primær orsak til variasjon i den relative permittivitet som styra EM-bølgehastigheita (avsnitt 3.5.3), kan breen delast inn i ulike område. Resultata frå denne oppgåva gir ein peikepinn på kordan inndelinga kan bli gjort. Med denne oppgåva som bakgrunn kan ein planlegge eit nøyaktig og grundig feltarbeid som går ut på å utføre metodar for å kalibrere EM-bølgehastigheita (metodar er skildra i avsnitt 3.5.6) i ulike område der det forventast å vere størst variasjon i tettleik og vassmengd.

Ei slik vinkling ville gått ut på å forsøkje å avgrense tidlegare års firn frå årets snø. Deretter dele breen inn i område for firn, skredmassar, nedbørnsnø og evt. vindtransportert snø. Med minimum ei presis punkt-måling av EM-bølgehastigheit for kvart område med ulik karakteristikk, kan breen kartleggast med mindre feilmargar. I tillegg ville det vore eit godt samanlikningsgrunnlag for å kunne talfeste feilmarginane ved vår kartlegging. Å nytte ulike verdiar for EM-bølgehastigheit i prosesseringa og tolkinga krev mykje tid og arbeid, men resultatet ville gitt eit meir verkelegheitsnært estimat av snødjupne, i tillegg til djupne og tjuknad til firn-laga. Robins formel (1) er basert på tørr snø, og det ville vore interessant å utføre tettleiksmålingar i både våt og tørr snø, som ein kan rekne om til EM-bølgehastigheit. Nyttå i lag med andre metodar kunne ein forsøkt å talfeste feilmarginane Robins formel (1) gir når anvendt i våt snø.

Andre vidare studie er å samle inn vêrdata frå Skjerdinganebreen, slik at ein kan nytta eigne data for å meir nøyaktig estimerte bidrag frå dei ulike prosessane til akkumulasjon. Undersøking av meteorologiske forhold som nedbørsmengd, vindmålingar, og temperaturmålingar på ulike stader på breen. Strategisk plassering av vindmålarar for å få data

om dominerande vindretning og evt. skilnad frå toppen og ned i dalbotn, for å sjå korleis lokale topografiske faktorar spelar inn. Med målt data er det lettare å estimere bidrag frå vindtransport, solinnstråling og nedbør. Då kan ein lettare talfeste bidrag frå skred og massetransport. Då kunne ein også lettare bekrefte eller avkrefta teorien om at Skjerdinganebreen får relativt mykje innlasting av snø på alle vindretningar.

Eit studie retta mot snødekkeundersøking sett ilag med vêrdata kunne vore interessant. Særleg dersom ein i tillegg samanliknar resultat frå slike undersøkingar med resultatata frå både dette, men og tidlegare studiar. Då vil ein kunne kvantifisere dei ulike bidragsytarane til breens akkumulasjon.

Ryggformasjonen omtala i avsnitt 7.2.4 tykkjer vi òg er interessant. Sidan den ligg ved fronten av breen er det uvisst om lausmassane dekkjer dødis eller ikkje. Opphavet og utviklinga til lausmassane er ukjent utover vurderingane våre, og kunne vore eit spennande framtidig studie på Skjerdinganebreen.

Andre forslag til framtidig studie kan blant anna vere å forske på den akselererande vekseraten til den proglasiale innsjøen. Resultata frå radarboring 1 indikera at tolkinga av innsjøen frå både eige studie og frå Garpestad, Yttervik og Kolnes sitt studie i 2017 inneber usikkerheit omtala i avsnitt 7.3. Dermed kunne det vore interessant å stadfeste tjuknaden til dei ulike laga innsjøen består av, og sjå korleis snødekket på isen som dekker innsjøen variera i forhold til snøen på resten av breen.

I avsnitt 6.4.3 vert det diskutert at overgangen frå firn til is på Skjerdinganebreen potensielt kan ta fleire år enn det som er typisk for tempererte brear (avsnitt 3.1.3). Eit framtidig langtidsstudie kunne gått på å estimere på kor lang tid denne prosessen tek på Skjerdinganebreen.

Alt i alt er Skjerdinganebreen ein veldig interessant studieplass, då det kjem fram resultat og funn frå både dette studiet, men og tidlegare studie, som endå ikkje er forklart og forstått i sin heilskap.

8. Konklusjon

Arbeidet med denne oppgåva har vore breidt, variert og interessant. Vi gjorde eit omfattande feltarbeid kor vi samla eigne data, som ligg til grunn for resultatane våre. Undervegs i prosessen har vi sett nye samanhengar og funne interessante sider ved Skjerdinganebreen som vi gjerne skulle undersøkt nærare. Feltarbeidet og datagrunnlaget frå bildeanalyse gav oss eit inntrykk av prosessar som var gjeldande. Spesielt bildeanalyse har fungert som ei viktig kopling til verkelegheita, slik at vi har kunne vurdere dei andre resultatane opp mot dette.

Under feltarbeidet var hovudtyngda på å samle data om snødjupna og variasjonen av den. Vi hadde i tillegg metodane med snøprofil og radarboring som kunne gje oss ei betre tilnærming til realistisk bølgehastigheit. Utføringa av desse undersøkingane gav oss ei auka forståing for korleis forholda var, og vi fekk sett oss nøye inn i teorien bak dette. Vi enda opp med å nytta ei gjennomsnittshastigheit basert på utrekning frå snøprøvane, som stemde overeins med middelverdi i bakgrunnsteori avsnitt 3.5.6, og vidare underbygd av verdiar frå radarboring 2.

Georadarmålingane gav oss interpolering som viser den romlege variasjonen i snødjupne i mai 2022. Men radargramma gav også informasjon om variasjon innanfor snødekket i form av skredmassar, firnsnø, mogleg vindtransportert snø, skarelag og lausmassar. I tillegg til informasjon om likevektslinje og den proglasiale innsjøen. Resultata frå georadarmålingar nytta vi i samanlikning med våre eigne resultat frå undersøking av skredprosessar og biletanalyse. Her ser vi at snødjupna variera på breen med eit mønster som er påverka av andre prosessar enn berre nedbør og smelting.

Variasjonar i snødjupne i interpoleringa som ikkje kan forklarast med skredprosessar kan dermed forklarast av prosessar og fenomen gjennomgått i avsnitt 7.2. Samanlikning i avsnitt 7.1.3 syner at hovudtrekka i interpolasjon, modellering, biletanalyse og estimat av omfordeling samsvarar. Dermed er skredprosessar dominerande faktor for akkumulasjon. Vindtransport er den prosessen som potensielt kan bidra mest til variasjon i snødjupna som ikkje er tilstrekkeleg undersøkt her.

Av skredprosessar er det i hovudsak skred med korte utlaup og høgare frekvens som er den mest stabile bidragsytaren til akkumulasjon. Skred med lenger rekkevidd førekjem, men vi får ikkje eit reelt inntrykk av frekvens pga. avgrensingar med feltkameraet. Eit enkelt skred smeltar raskare enn stader med overlappande skredlaup. Enkeltskred med lange utlaup bidreg også positivt til akkumulasjonen då det forseinkar smelting av breisen.

Skjerdinganebreen er ein isbre kor heile breen ligg under ELA til ei rekkje andre undersøkte brear i Norge, som stadfesta innleiingsvis. Resultata frå våre undersøkingar kopla vi opp mot resultat frå tidlegare studie, og det gav indikasjonar om negativ massebalanse. Det viste at innsjøen har auka i overflateareal og endra posisjon. Jamvektslinja på Skjerdinganebreen aukar i høgde, men held seg meir stabil enn omliggande brear. Årsaka til at Skjerdinganebreen framleis eksistera ligg i den karakteristisk botnforma og meteorologiske forhold som verkar saman. Det gir vidare massetransport ned på breen, som igjen bidreg til akkumulasjon på breen.

Referansar

- Avalanche Canada Foundation. (2023). *Glossary*. Henta Mai 2023 frå Avalnche Canada: <https://www.avalanche.ca/glossary/terms/slope-angle>
- Allen, M., Dube, O., Solecki, W., Aragon-Durand, F., Cramer, W., Humphreys, S., . . . Zickfeld, K. (2019). Summary for policymakers. I H.-O. Pörtner, D. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. T. Zhai, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, . . . N. Weyer, *IPCC Special Report on the Ocean and the Cryosphere in a Changing Climate* (ss. 3-35). Cambridge, UK and New York, NY, USA: Cambridge University Press.
- Andreassen, L. M. (2022). *Breer og fonner i Norge*. Oslo: Noregs vassdrags- og energidirektorat (NVE Rapport nr.3/2022). Henta frå https://publikasjoner.nve.no/rapport/2022/rapport2022_03.pdf
- Andreassen, L. M., Elvehøy, H., Kjøllmoen, B., & Belart, J. (2020). Glacier change in Norway since the 1960s - an overview of mass balance, area, length and surface elevation changes. *Journal of Glaciology*, 66(256), ss. 313-328. doi: <https://doi.org/10.1017/jog.2020.10>
- Andreassen, L. M., Elvehøy, H., Kjøllmoen, B., & Storheil, S. (2022). *NVE Rapport nr. 27/2022 Glaciological investigations in Norway*. Norwegian water resources and energy directorate.
- Armstrong, R. L., & Brun, E. (2008). *Snow and Climate - Physical processes, Surface Energy Exchange and Modeling*. Cambridge University Press.
- BBC. (2023). *BBC*. Henta frå How do glacial processes form the land?: <https://www.bbc.co.uk/bitesize/guides/zy9ncwx/revision/2>
- Benn, D. I., & Evans, D. J. (2010). *Glaciers & Glaciation* (2. utg.). Abingdon: Hodder education.
- Brimsø, H. B., Isungset, V., & Storli, L. (2023). *Første massebalansemålinger og forbedretistykkelsedata på Skjerdingsanebreen*. Sogndal: Høyskolen på Vestlandet.
- Bryhni, I., & Fossen, H. (2023, Mai 9). *Store Norske Leksikon*. Henta Mai 31, 2006 frå Norges geologi: https://snl.no/Norges_geologi
- Buser, O., & Good, W. (1986). Acoustic, geometric and mechanical parameters of snow. *International Symposium on Avalanche Formation, movement and effects*(162), ss. 61-71.
- Dannevig, P. (2019, Juli 17). *Sogn og Fjordane - klima*. Henta Mai 2023 frå Store Norske Leksikon: https://snl.no/Sogn_og_Fjordane_-_klima
- Dyurgerov, M. B., & Meier, M. F. (2000). *Twentieth century climate change: Evidence from small glaciers*.

- Eckerstorfer, M. (2017, mai 30). *Norsk skredfaglig forening*. Henta mai 2023 frå Skavler og Skavlfall: <https://norskred.wordpress.com/2017/05/30/skavler-og-skavlfall/>
- Eisen, O., Nixdorf, U., Wilhelms, F., & Miller, H. (2002). Electromagnetic wave speed in polar ice: Validation of the common-midpoint technique with high-resolution dielectric-profiling and γ -density measurements. *Annals of Glaciology*, *34*, ss. 150-156. doi:<http://doi.org/10.3189/172756402781817509>
- Evans, S. (1965). Dielectric properties of ice and snow - a review. *Journal of glaciology*, *5*(42), ss. 773-792. doi:<http://doi.org/10.3189/S0022143000018840>
- Everett, M. E. (2013). *Near-Surface applied geophysics*. Texas: Cambridge University Press.
- Fitzharris, B. B., Owens, L., & Chinn, T. (1992). Snow and glacier hydrology. I *Waters of New Zealand* (ss. 75-93). Wellington: New Zealand Hydrological Society.
- Garmin. (2023, Juni 15). *garmin.com*. Henta frå Support: <https://support.garmin.com/nb-NO/?faq=aZc8RezeAb9LjCDpJplTY7&tab=topics>
- Garpestad, T. G., Yttervik, Ø., & Kolnes, J. F. (2017). *Snøakkumulasjonen på Skjerdingsanebreen*. Sogndal: Høgskolen på vestlandet.
- Gillespie, K. M., & de Villiers, S. (2023, Mai). (M. Bøe, M. H. Hetle, & J. M. Hovda, Intervjuarar)
- Glen, J. W., & Paren, J. G. (1975). The electrical properties of snow and ice. *Journal of Glaciology*, *15*(73), ss. 15-38. doi:<http://doi.org/10.3189/S0022143000034249>
- Grinderud, K. (2016). *GIS: Geografiens språk i vår tidsalder (2.utg)*. Bergen: Fagbokforlaget.
- Halsnes, A., & Hedges, J. (2017). *Fluorometry investigations of the hydrology at the Skjerdingsane glacier*. Sogndal: Høgskulen på vestlandet.
- Hock, R., Rasul, C., Adler, B., Cáceres, S., Gruber, Y., HiraBayashi, M., . . . Steltzer, O. a. (2019). High Mountain Areas. I H.-O. Pörtner, D. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, . . . N. Weyer, *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate* (ss. 131-202). Cambridge, UK and New York, NY, USA: Cambridge University Press.
- Instanes, A., Lønne, I., & Sandaker, K. (2004, Januar). Location of avalanche victims with ground-penetrating radar. *Cold Regions Science and Technology*, *38*(1), pp. 55-66. doi:<https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2003.08.002>
- IPCC. (2018). Framing and Context. I V. Masson-Delmotte, P. Shai, H.-O. Portner, D. Roberts, J. Skea, P. Shukla, . . . T. Waterfield, *Global Warming of 1.5 C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5 C above the pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening in the global response to the threat of climate* (ss. 49-92). Cambridge, UK and New York, NY, USA: Cambridge University Press.
- Jaedicke, C. (2022, Oktober 28). *Store Norske Leksikon*. Henta frå snøskred: <https://snl.no/sn%C3%B8skred>

- Jensen, O. A., Devoli, G., Rustad, B. K., Verhage, A., Viklund, M., Larsen, J. O., & Kristensen, L. L. (2015). *Terminologi og naturfare*. Oslo : Noregs Vassdrags- og energidirektorat .
- Kovacs, A., Gow, A. J., & Morey, R. M. (1995, Mai). The in-situ dielectric constant of polar firn revisited. *Cold Regions Science and Technology*, ss. 245-256.
doi:[https://doi.org/10.1016/0165-232X\(94\)00016-Q](https://doi.org/10.1016/0165-232X(94)00016-Q)
- Lalumiere, L. (2006). *Ground Penetrating Radar for Helicopter Snow and Ice Surveys*. Dartmouth, Nova Scotia : Bedford Institute of Oceanography .
- Larsen, E., & Nesje, A. (2002). Isbreene gir ulik klimavariasjon. *Cicerone*(6), ss. 30-32.
- Lundberg, A., & Thunehed, H. (2000). Snow Wetness Influence on Impulse Radar Snow Surveys Theoretical and Laboratory Study. *Hydrology research*, 31(2), ss. 89-106.
doi:<https://doi.org/10.2166/nh.2000.0007>
- Lundberg, A., Richardson-Näslund, C., & Andersson, C. (2005, April 30). Snow density variations: consequences for ground-penetrating radar. *Hydrological Processes*, 20(7), ss. 1483-1495. doi:<https://doi.org/10.1002/hyp.5944>
- Lundberg, A., Thuneberg, H., & Bergstrøm, J. (2000). Impulse radar snow surveys - influence of snow density. *Hydrology Research*, 31(1), ss. 1-14.
doi:<https://doi.org/10.2166/nh.2000.0001>
- Marshall, S. J. (2011). *The Cryosphere*. Princeton University Press.
- Mauring, E., Koziel, J., Lauritzen, T., Rønning, J. S., & Tønnesen, J. F. (1995). *Målinger med georadar. Teori, anvendelse, teknikker og eksempler på opptak*. Norges geologiske undersøkelse.
- McClung, D., & Schaerer, P. (2022). *The Avalanche Handbook* (4. utg.). Seattle: Mountaineers Books.
- Mussett, A., & Khan, M. A. (2000). *Looking into the earth, An introduction to geological geophysics*. Cambridge university press.
- Nesje, A. (1995). *Brelære*. Kristiansand: Høyskoleforlaget AS.
- Nesje, A., Mangerud, J., Liestøl, O., & Hagen, J. O. (2023, februar 15). *Store Norske Leksikon*. Henta mai 28, 2023 frå isbre: <https://snl.no/isbre>
- Norsk Geologisk Undersøkelse. (2023, Januar 23). *[Berggrunnskart over Norge] Berggrunnskart for området ved Skjerdingsanebreen*. Henta frå <http://geo.ngu.no/kart/berggrunn>
- Norsk klimaservicesenter. (2023, Mai 4). Henta frå Seklima: <https://seklima.met.no/>
- NVE. (2017, Juni). *Skredvær*. Henta frå Fakta 06/2017: https://publikasjoner.nve.no/faktaark/2017/faktaark2017_06.pdf
- NVE. (2022). *Felthåndbok for snø og skredobservasjoner*. Norges vassdrags- og energidirektorat. Henta frå https://varsom.no/media/pxhjpg21k/nve-felthandbok_2022_digital.pdf

- NVE Varsom. (u.d.). *Varsom* . Henta frå Glideskred :
<https://www.varsom.no/snoskred/snoskredskolen/snoskredproblemer/glideskred/>
- Plewes, L. A., & Hubbard, B. (2001). A review of the use of radio-echo. *Progress in Physical Geography*, 25(2), ss. 203–236.
- Radic, V. H., & Oerlemans, J. (2007). Volume-area scaling vs flowline modelling in glacier volume projections. I *Annals of Glaciology* (ss. 234-240).
- Reznichenko, N., Davies, T., & McSaveney, M. (2017, September 8). Effects of debris on ice-surface melting rates: an experimental study. *Journal of Glaciology*, ss. 384-393.
doi:<https://doi.org/10.3189/002214310792447725>
- Ruddiman, W. F. (2008). *Earth's Climate: Past and Future* (2. utg.). New York: W.H. Freeman.
- Rønningen, E. S., & Eldegard, R. F. (2015). *Georadarundersøkelser av Skjerdingsanebreen. Beregning av istykkelse, volum og sammenligning av dette med estimerte volumer ved volum-arealmetode*. Sogndal: Høgskolen i sogn og fjordane .
- Raab, B., & Vedin, H. (1995). National atlas of Sweden. *Climate, lakes and rivers*.
- Sande, E., & Nordahl, E. (2021, Februar 10). *Fri flyt*. Henta frå Hva er et snøskred?:
<https://www.friflyt.no/snoeskred/hva-er-et-snoeskred>
- Sandmeier, K. M. (2004). *Reflex 2D-Quick guide*. Henta frå <https://www.sandmeier-geo.de/Download/reflex2dquick.pdf>
- SeNorge.no. (2023). *Kart med oversikt over klimastasjonar nær Skjerdingsanebreen*. Henta frå <http://www.senorge.no/map>
- Seter, K. (2021, November 2021). *Store Norske Leksikon* . Henta frå katabatisk vind:
https://snl.no/katabatisk_vind
- Statens kartverk. (2023, Februar 14). *Høydedata*. Henta frå <https://hoydedata.no/LaserInnsyn2/>
- The American Avalanche Association & the US Forest National Avalanche Center. (u.d.). *Avalanche*. Henta Mai 2023 frå Slope angle: <https://avalanche.org/avalanche-encyclopedia/terrain/slope-characteristics/slope-angle/>
- The Editors of Encyclopedia Britannica. (2019, November 19). *Britannica*. Henta frå firn:
<https://www.britannica.com/science/firn>
- Varsom SeNorge. (u.d.). *SeNorge*. Henta frå Snøkart : <https://senorge.no/Snowmap>
- Wilkening, B. (2013, September 5). *Polartrec*. Henta 2023 frå 5 September 2013 Part II Days 5 and 6: Glaciers, Cape Raper and Icy Inlet:
<https://www.polartrec.com/expeditions/ocean-atmosphere-sea-ice-and-snowpack-interactions/journals/2013-09-05>
- WSL Institute for Snow and Avalanche Research SLF. (2022, Oktober).
RAMMS::Avalanche. Henta frå User Manual v1.8.0:

https://ramms.slf.ch/fileadmin/user_upload/WSL/Microsite/RAMMS/Downloads/RAMMS_AVAL_Manual.pdf

Kartlag nytta i QGIS

CNES/Airbus, 2019. [Satelittbilder frå googel earth] *G.Google earth*. Henta 25. mai 2023 frå <https://earth.google.com/web/@61.33021971,6.81436183,1113.33416024a,2223.37314913d,35y,11.89095944h,0t,0r>

Geonorge (2023) [WMS-teneste Hentet frå nettsiden og importert i GIS] *Norge i bilder WMS-Ortofoto*. Henta 12 Februar 2023 frå <https://kartkatalog.geonorge.no/metadata/norge-i-bilder-wms-ortofoto/dcee8bf4-fdf3-4433-a91b-209c7d9b0b0f>

Kartverket (2023) [WMS-teneste Hentet frå nettsiden og importert i GIS] *Toporaster 4 WMS*. Henta 10 Februar 2023 frå <https://kartkatalog.geonorge.no/metadata/toporaster-4-wms/430b65ec-8543-4387-bf45-dbb5ce4bf4c8>

Norges vassdrags- og energidirektorat (2023) [WMS-teneste Hentet frå nettsiden og importert i GIS] *Snø- og steinskred - aktsomhetsområder*. Henta 12 Februar 2023 frå <https://kartkatalog.geonorge.no/metadata/snoe--og-steinskred-aktsomhetsomraader/b68212a2-ecb4-4733-8964-2882dc2ea363>

Norsk Geologisk Undersøkelse. (2023). [Berggrunnskart over Norge] *Berggrunnskart for området ved Skjerdinganebreen*. Henta 23.januar 2023 frå <http://geo.ngu.no/kart/berggrunn/>

Vedlegg

Her vert det lagt ved utrekningar og radargram som ikkje vart lagt fram i resultatdelen av oppgåva.

Vedlegg 1

Utrekning ved radarboring 1.

RADARBORING 1 - DIFFERANSEN MELLOM TWT				
DIFF DYP (m)	DIFF TWT (ns)	v(m/ns)	perm	rho (kg/m³)
0,5-1	4,458	0,22432	1,78616	398,192587
1,5-1	4,173	0,23964	1,56508	297,0793089

Vedlegg 2

Utrekning ved radarboring 2.

RADARBORING 2 - DIFFERANSEN MELLOM TWT				
DIFF DYP (m)	DIFF TWT (ns)	v(m/ns)	perm	rho (kg/m³)
1-0,5	3,805	0,26281	1,30122	166,5190059
1,5-1	3,934	0,25419	1,39094	212,2860686
2-1,5	4,612	0,21683	1,9117	452,8292355
2,5-2	4,315	0,23175	1,67341	347,4585562

Vedlegg 3

Utrekning knytt til snøprofil.

Snøprøveanalyse						
Djup [m]	masse [g]	ρ [g/m ³]	ρ [kg/m ³]	ϵ'	ν	
0	98	392000	392	1.7722	0.2252	
0.1	99	396000	396	1.78121	0.22463	
0.2	122	488000	488	1.99476	0.21226	
0.3	102	408000	408	1.80838	0.22293	
0.4	111	444000	444	1.89112	0.218	
0.5	115	460000	460	1.92849	0.21588	
0.6	112	448000	448	1.90043	0.21747	
0.7	97	388000	388	1.76321	0.22577	
0.8	108	432000	432	1.86333	0.21962	
0.9	104	416000	416	1.82661	0.22182	
1	134	536000	536	2.11098	0.20634	
1.1	129	516000	516	2.06215	0.20877	
1.2	127	508000	508	2.04278	0.20975	
1.3	134	536000	536	2.11098	0.20634	
1.4	108	432000	432	1.86333	0.21962	
1.5	115	460000	460	1.92849	0.21588	
1.6	121	484000	484	1.98522	0.21277	
1.7	123	492000	492	2.00432	0.21176	
1.8	97	388000	388	1.76321	0.22577	
1.9	116	464000	464	1.93789	0.21536	
2						

Vedlegg 4

I dette vedlegget har vi presentert alle radargramma. Først kjem ei beskriving av reflektorane og korleis vi har tolka dei, etterfølgd av utolka radargram. Til laggrensene har vi nytta kategoriseringa som er synt i tabellen under.

Struktur	Reflektor namn
Snøgrensa (snø-is, snø-firn)	A
Skarelag	B
Firngrense (firn-is/firn-firn)	C
Vindtransportert snø/ Skredavsetjingar	D
Lausmassar	E

Profil 1 består av to radargram-filar (profil 1A og profil 1B). Profil 1 startar ved den proglasiale innsjøen i fronten av breen. Spora går i retning SV og endar ved foten til ei av dei

store skredviftene. Mellom dei to georadarfilane kunne vi sjå ei tydeleg kopling mellom dei prominente reflektorane.

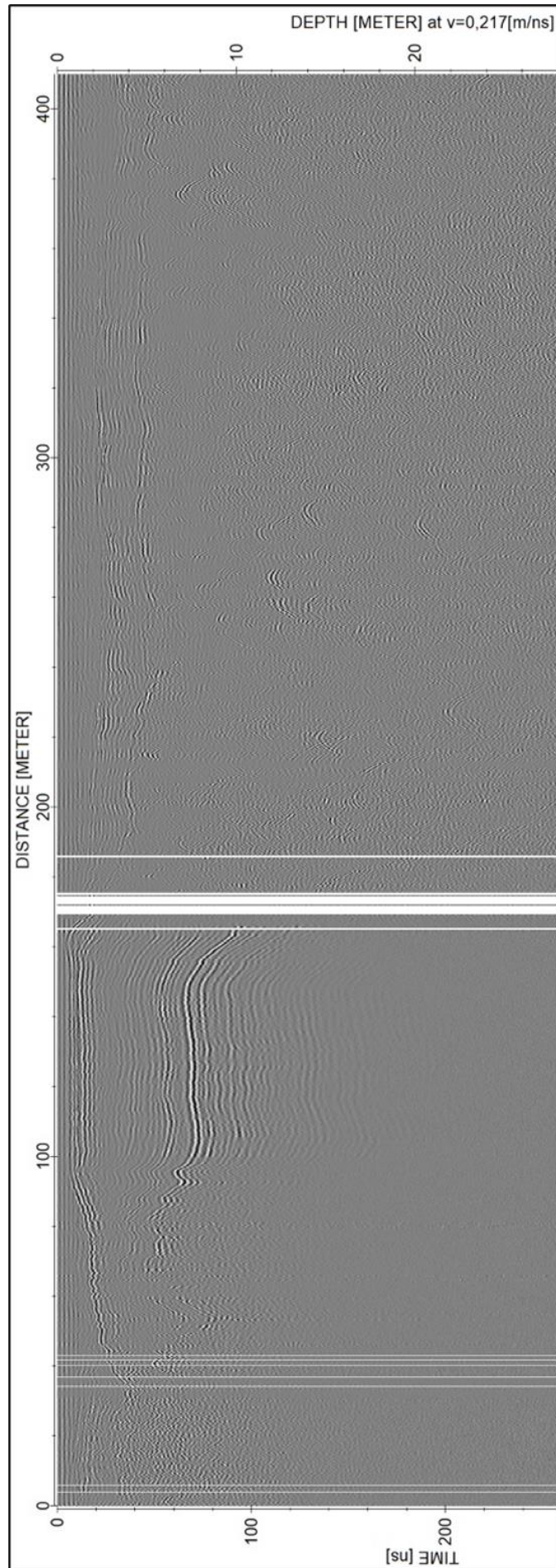
Del A: Byrjar i front av den proglasiale innsjøen. Den horisontale utstrekningen av innsjøen er 125 m. Ved enden av innsjøen startar reflektor 1A og reflektor 1B og dei følgjer kvarandre parallelt gjennom heile profilet, mellom dei er det ei jamn horisontal lagdeling, karakteristisk for sesongsnø med lamina frå ulike nedbørsperiodar. Reflektor 1A har vi tolka som grensa mellom sesongsnø og breis, medan reflektor 1B har vi tolka som eit skarelag.

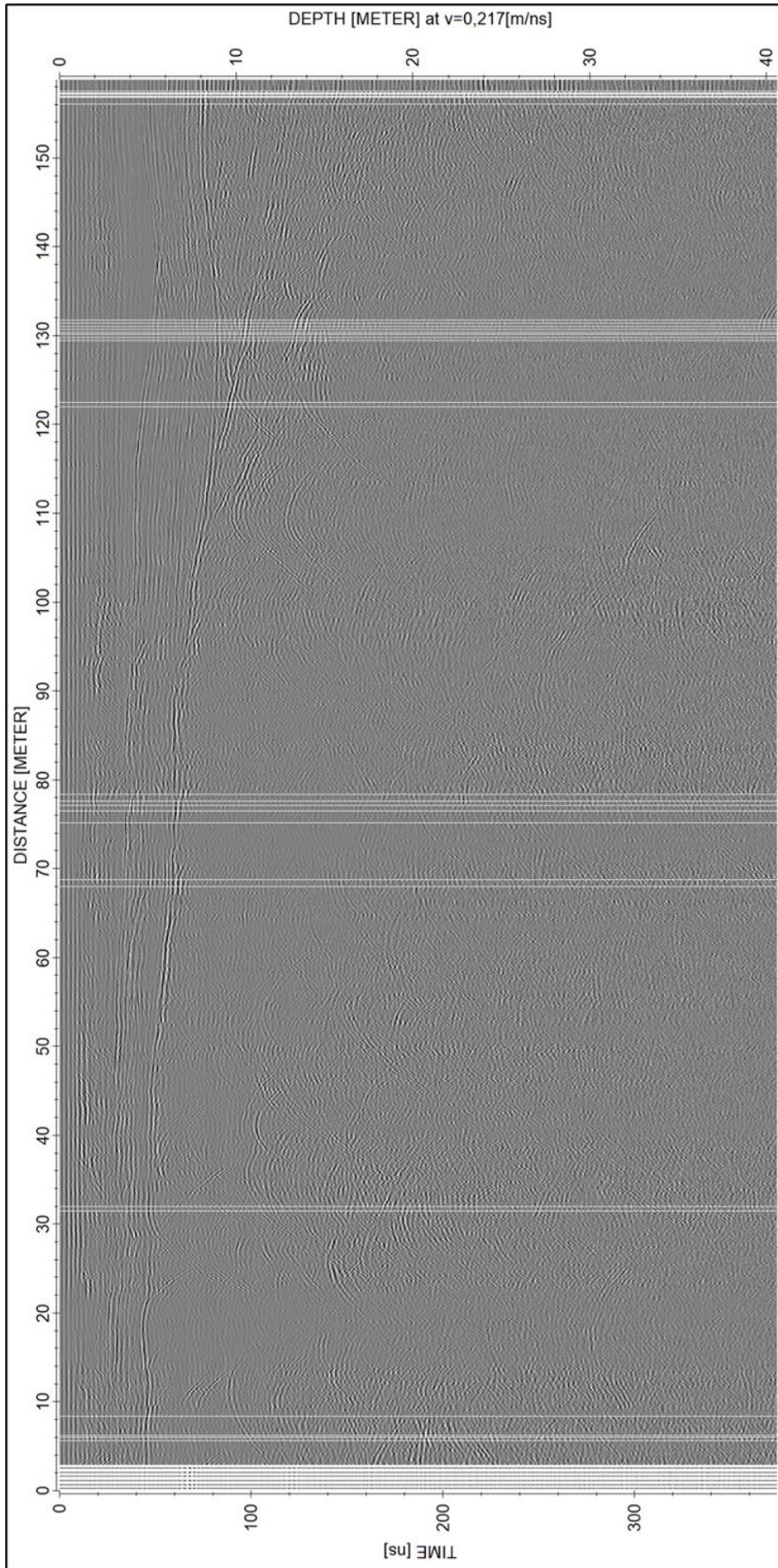
Lateral variasjon i reflektor 1A er mellom 1,5 og 5 m, der det grunnaste punktet er i enden av innsjøen. Frå om lag 200 m distanse er fordelinga meir jamn, mellom 3,5 m og 5 m. Ved slutt profilet (del 1) visar reflektor 1A ei djupne på 4,9 m.

Del B: reflektorane 1A og 1B fortsetja i profil 1B. I enden av profilet synar reflektor 1A ei djupne på 7,9 m, medan det djupaste punktet er 9 m. Ved om lag 110 m ut i profil 1B på 8,6 m djupne, synast reflektor 1C1, den første av fire skråstilte reflektorar med diskordans. Dei tre andre startar ved distanse 116 m (djupne=8,7 m), 133 m (djupne=9,1) og ved 143 m (djupne=9,8 m), respektivt. Reflektorane 1C2, 1C3 og 1C4 aukar i djup lenger ut i profilet og er karakteristisk for det vi har tolka som firn frå tidelegare år. Frå y-aksa les vi av djupnene 15,4 m, 12,8 m, 11,3 m og 9,8 m respektivt for dei fire reflektorane, med forbehold, reflektor 1C1 var noko vanskeleg å tyde då styrka på reflektoren minka mot djupet.

I siste del av profilet, ved om lag 92 m distanse på 6,6 m djup, ser vi ein svak jamn reflektor 1D. Denne fortsetja til slutten av profilet kor den har ei djupne på 7,1 m. Denne har vi tolka som ei lomme med vindtransportert snø/eller snøskredmassar.

Utolka radargram profil 1, del A og B, synast på dei to neste sidene i kronologisk rekkefølge.





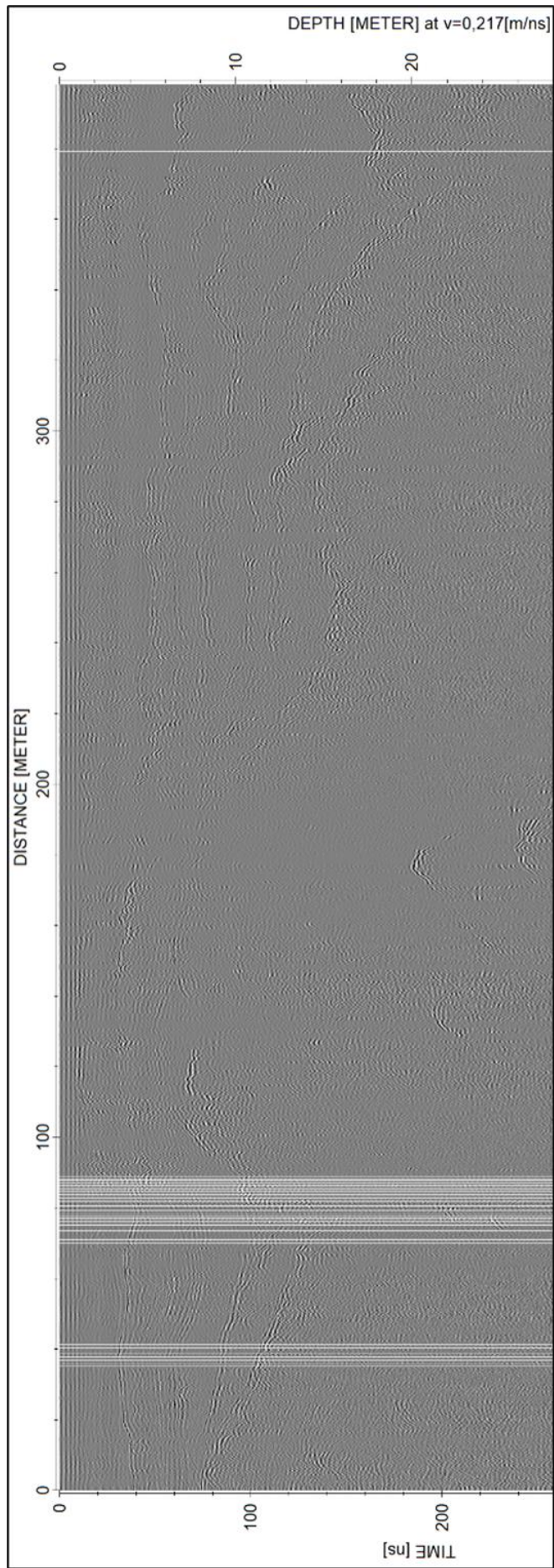
Profil 2 startar frå midten av den sørvestlege skredvifta, der profil 1 sluttar, og går i retning nord-nordvest. Profilet sluttar ved enden av den vestlege vifta. Det er fleire tydelege reflektorar i byrjinga som minkar i styrkje halvvegs i profilet før dei aukar i styrkje att i siste halvdel av profilet. Ved djupne 8 m startar reflektor 2A og ved djupne 4 m startar reflektor 2B. Vi har tolka reflektor 2A som snøgrensa og 2B som skarelag, då dei behaldar same djupne frå profil 1.

Ved 10 m distanse tyda vi reflektor 2C1. Den skilja seg frå reflektor 2A, og går tilbake i reflektor 2A igjen, ved 90 m distanse. Reflektor 2C1 tolka vi dermed som firnlag.

I siste del, ved distanse 202 m ved djupne 8,7 m (reflektor 2C2), 205 m ved djupne 8,4 m (reflektor 2C3), 217 m ved djupne 8,5 m (reflektor 2C4) og 321 m ved djupne 10,6 m (reflektor 2C5) kan ein tyde fire tydelege reflektorar med like skråstilte formasjonar med diskordans og 90 grader skilnad i retning frå kvarandre. I desse formasjonane ser vi fleire hyperblar. Desse har vi tolka som firnlag med avsetjingar. Reflektor 2D kan tydast i to område der den stikk opp frå reflektor 2A: frå byrjinga av profilet til 130 m og frå 340 m til enden av profilet. Reflektor 2D er tolka som skredavsetjingar eller snø transportert av vind, då dei består av jamne grå massar.

Reflektorane vi har tolka som vindtransportert snø, firn og skredmateriale tydar på at profilet dekkjer område prega av akkumulasjon frå skred, især første og siste halvdel av profilet.

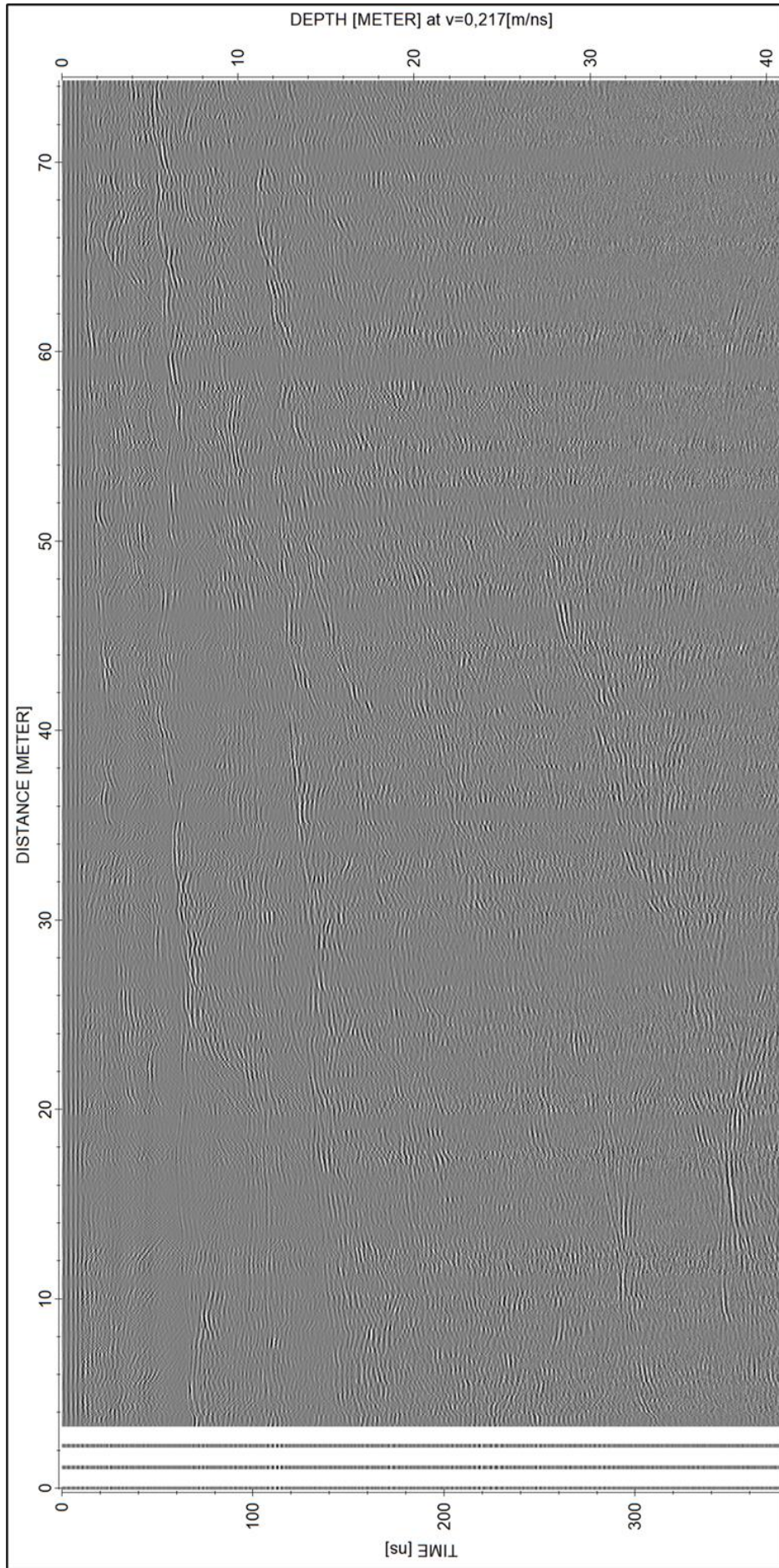
Utolka radargram for profil 2 synast på neste side.



Profil 3 ligg høgt oppe på breen og startar der profil 2 sluttar. Profilet går 75 m i nordaustleg retning. Tre tydelege reflektorar går omtrent parallelt langs heile profilet , og dei har ein vertikal utstrekning mellom dei som er større ved starten og minkar mot slutten av profilet. Ved starten på 11,7 m djup kan vi følgje reflektor 3A som endar på 8,9 m djup. Denne har vi tolka som snøgrensa ved å sjå korleis reflektoren samsvarar med profil 2 og profil 4. Ovanfor reflektor 3A går reflektor 3B som er parallell med vår tolka snøgrense, og den samsvara med reflektoren vi har tolka som skarelag i profil 2 og 4. Ved distanse 8 m (djupne=7,4 m) og 35 m (djupne=6,4 m) har vi observert og markert reflektor 3D, ovanfor skarelaget, som har formasjon som lommer. Området nedanfor reflektor 3D har vi tolka som lommer med vindtransportert snø. Reflektor 3C1 ligg under vår tolka snøgrense og dette har vi tolka som ein firn til firn-grense. Ved distanse 59 m (djupne=12,7 m) splittar reflektor 3C2 seg frå reflektoren 3C1, og aukar i djupne frå høgre mot venstre. Styrkja på reflektoren 3C2 minkar nedover, og i midten av profilet ligg den på rundt 21 m.

Reflektorane vi har tyda som firnlag og lommer med vindtransportert snø tydar på profilet dekkar område der delar av snøen sannsynlegvis har transport frå kjeldeområde i fjellsida nordvest for breen.

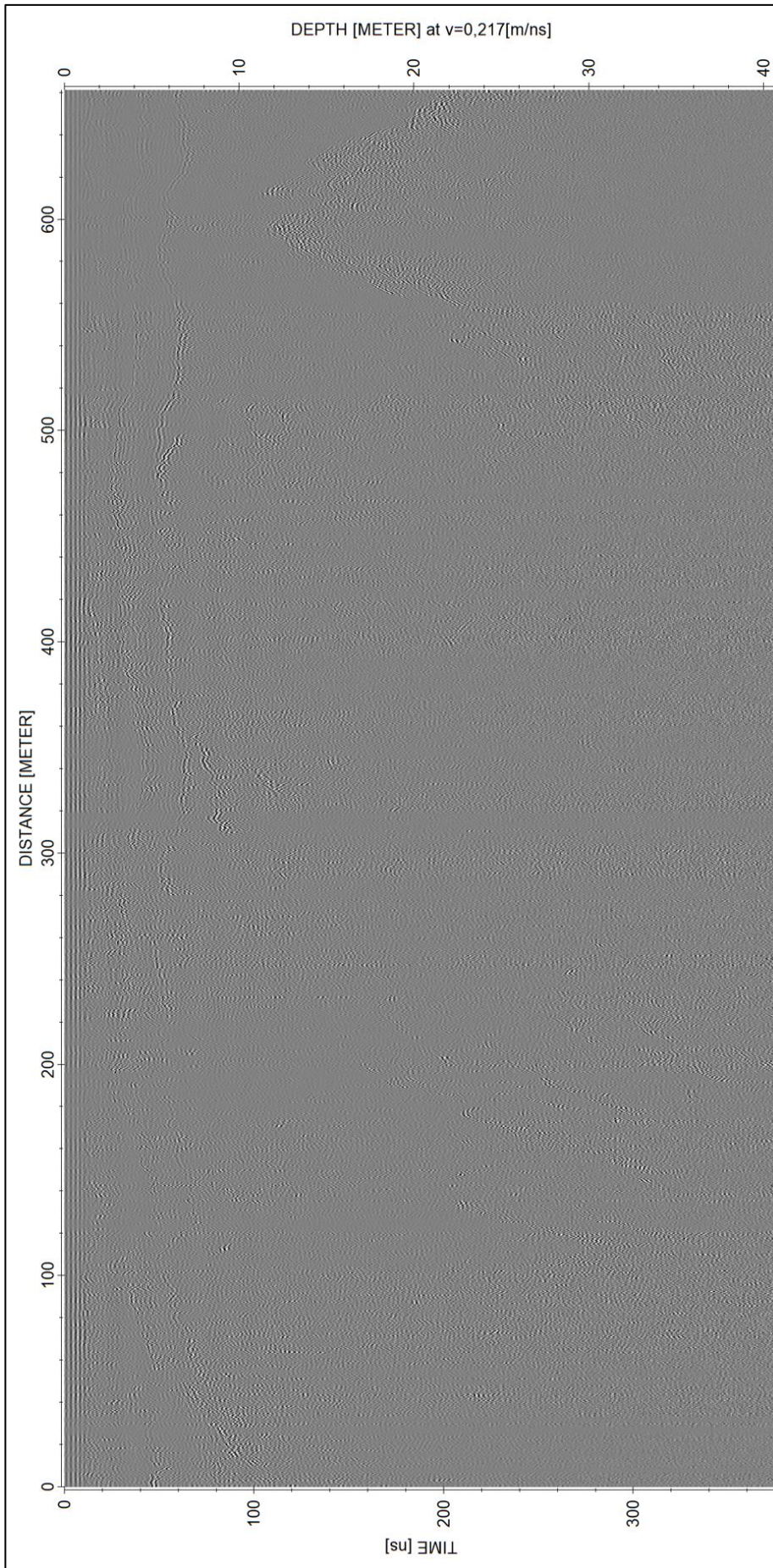
Utolka radargram for profil 3 synast på neste side.



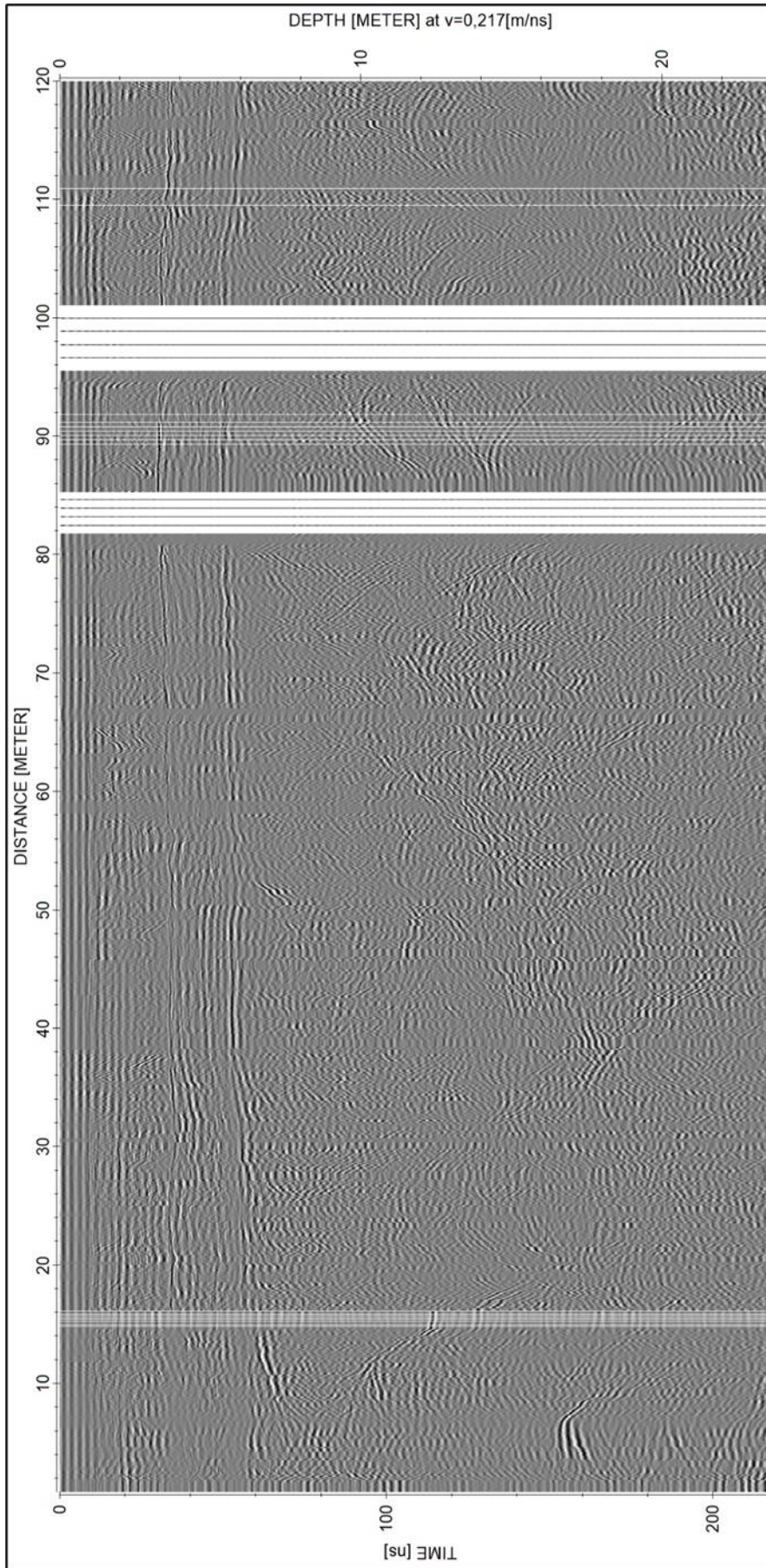
Profil 4 startar ved slutten på profil 3 og går i søraustleg retning. Profilet er plassert i område kor vi synar skredvifter på kartet. To reflektorar synast som går relativt parallelle med kvarandre med undulerande fordjupingar langs heile profilet. Reflektor 4A startar ved 8,9 m og reflektor 4B startar ved 5 m djup som samsvarar med der dei to parallelle reflektorane i profil 3 endar. Desse har vi tolka som snøgrensa og skarelaget, respektivt. Dei variera noko i djupne der det grunnaste punktet for snøgrensa er 4,9 m (distanse=460 m) og for skarelaget 2,6 m (distanse=473m). Ved slutten av profilet synar snøgrensa ei djupne på 6,4 m og skarelaget 4,4 m. Reflektor 4C kan tydst på 11 m djupne i byrjinga av profilet. Ved 40 m distanse går reflektor 4C opp i møte med reflektor 4A. Sida reflektor 4C går inn i snøgrensa og samsvarer med mønster frå profil 3, tolkar vi reflektor 4C som firngrense. Mellom distanse 164 m og 292 m er det eit opphald i skarelaget, der reflektorane er spesielt kaotiske. Frå biletanalysen har vi sett skredavsetjingar ved denne distansen, og sida kaotiske reflektorar er karakteristiske har vi tolka skredavsetjingar ved dette området.

Skredviftene vi har sett frå bilet-analyse og in-situ observasjonar og dei kaotiske reflektorane tyder på at deler av profilet er i utlaupssone for skred.

Utolka radargram for profil 4 synast på neste side.



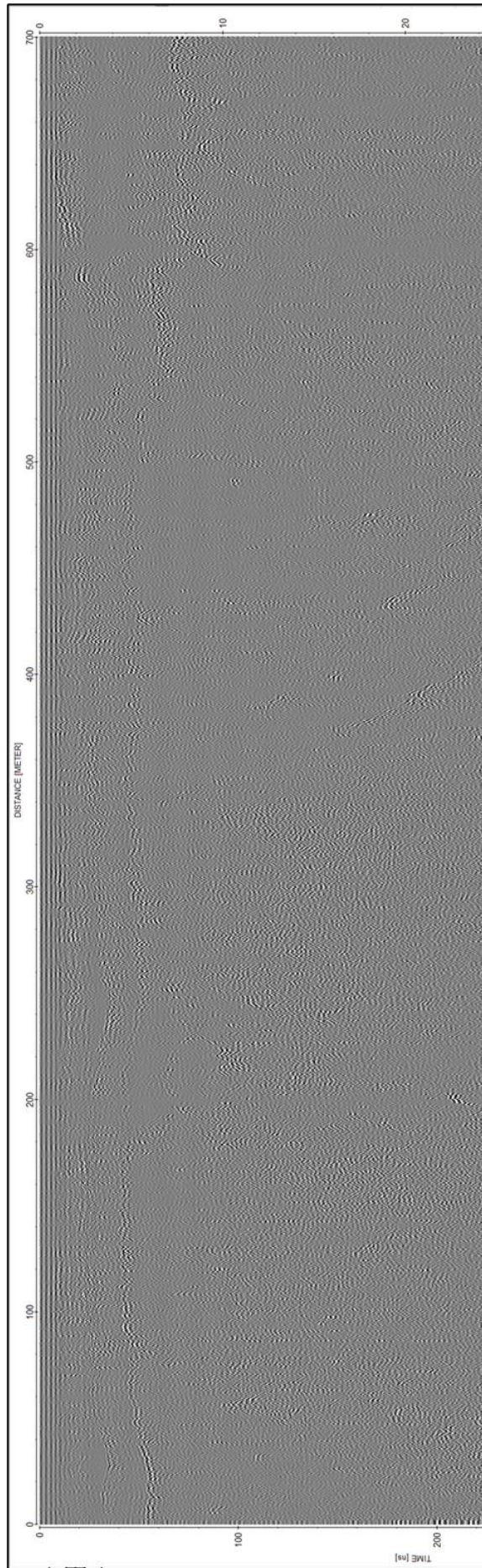
Profil 5 eit kort profil som startar i slutten av profil 4 og går i nord-nordaustleg retning. Tre reflektorar er tydelege der to av dei går jamt med kvarandre. Då djupna i starten for dei begge samsvarar med kor dei to parallelle reflektorane endar i profil 4 har vi tolka reflektor 5A som startar ved 6,3 m djup for snøgrensa, og sjølv om reflektor 5B er noko svak, har vi tolka den som skarelag som startar ved 3,7 m djup. Dei synar ikkje store variasjonar i djupne langs profilet og reflektor 5A ender på 5,7 m djupne og reflektor 5B ender på 3,7 m. Langs reflektoren 5A, ved distanse 14 m (djupne=6,2 m), kan vi tyda reflektor 5C, den er skråstilt med diskordans som splittar seg frå reflektor 5A og aukar i djupne frå høgre mot venstre i profilet. Styrkja på reflektoren minkar mot djupet, men punktet kor den skråstilte reflektoren splittar seg frå snøgrensa har vi tolka på enden av eit firnlag. Ved djupne 3,7 m og 5,5 m i byrjinga av profilet, kan vi tyda reflektor 5D, som tolkast som skredavsetjingar.



Profil 6 er eit profil med relativt lang utstrekning og går på tvers, slik som profil 4 og 8 omtrent på midten langs heile breen. Profilet startar kor profil 5 sluttar og siste del endar i utløpssona for renna som er vendt vestover. Profilet går i nordvestleg retning og dreiar meir nord i siste del. Reflektorane i dette profilet er noko ruglete og stadvis kaotiske. Det er to reflektorar vi har klart å tyde som går parallelt med kvarandre fram til distanse 575 m kor den øvste reflektoren blir avbroten av kaotiske grå massar. Reflektor 6A, som startar ved 7,6 m djup, har vi tolka som snøgrensa, og reflektor 6B, ved 3,6 m djup, har vi tolka som skarelaget då desse djupnene og reflektorane samsvarar med slutten av profil 5. Snøgrensa har noko varierende djupne der det djupaste punktet er 8,8 m (distanse=620 m), ved dei kaotiske grå massane, og det grunnaste er 3,9 m (distanse=450 m). Over reflektor 6B, skarelaget, mellom om lag 10 m til 60 m distanse er det ei fordjuping i snødekket forma som ei lomme. Likeins formasjon finn vi mellom 220 m til 265 m distanse. I desse lommeformasjonane er det jamn gråfarge og ingen tydelege indre reflektorar og dermed har vi tolka dette som lommer med vindtransportert snø over skarelaget, eventuelt skredmassar. Øvre avgrensing av begge lommene er meir undulerande og kaotiske reflektorar, og reflektor 6B forsvinn ved om lag 60 m distanse og er erstatta av kaotiske reflektorar med hyperblar fram til 160 m distanse kor den vert meir tydeleg igjen. Dei kaotiske og undulerande reflektorane har vi kategorisert som reflektor 6D. Ved distanse 300 m vert den utydeleg igjen og meir kaotisk, men vi kan tyde den fram til 575 m distanse før den forsvinn heilt og eit stort område fram til enden av profilet overtek med store grå massar og kaotiske reflektorar. Desse avbrota i reflektor 6B med kaotiske reflektorar, hyperblar og grå massar, som er karakteristisk for skredavsetjingar, har vi sett i samanheng med utlaupssonar for skred og frå biletanalysen ser vi skredavsetjingar i området. Med denne bakgrunnsinformasjonen har vi tolka dette som skredavsetjingar og skredpåverka snø. Utover desse fordjupingane ligg snøgrensa elles meir eller mindre på kring 5 m i snitt.

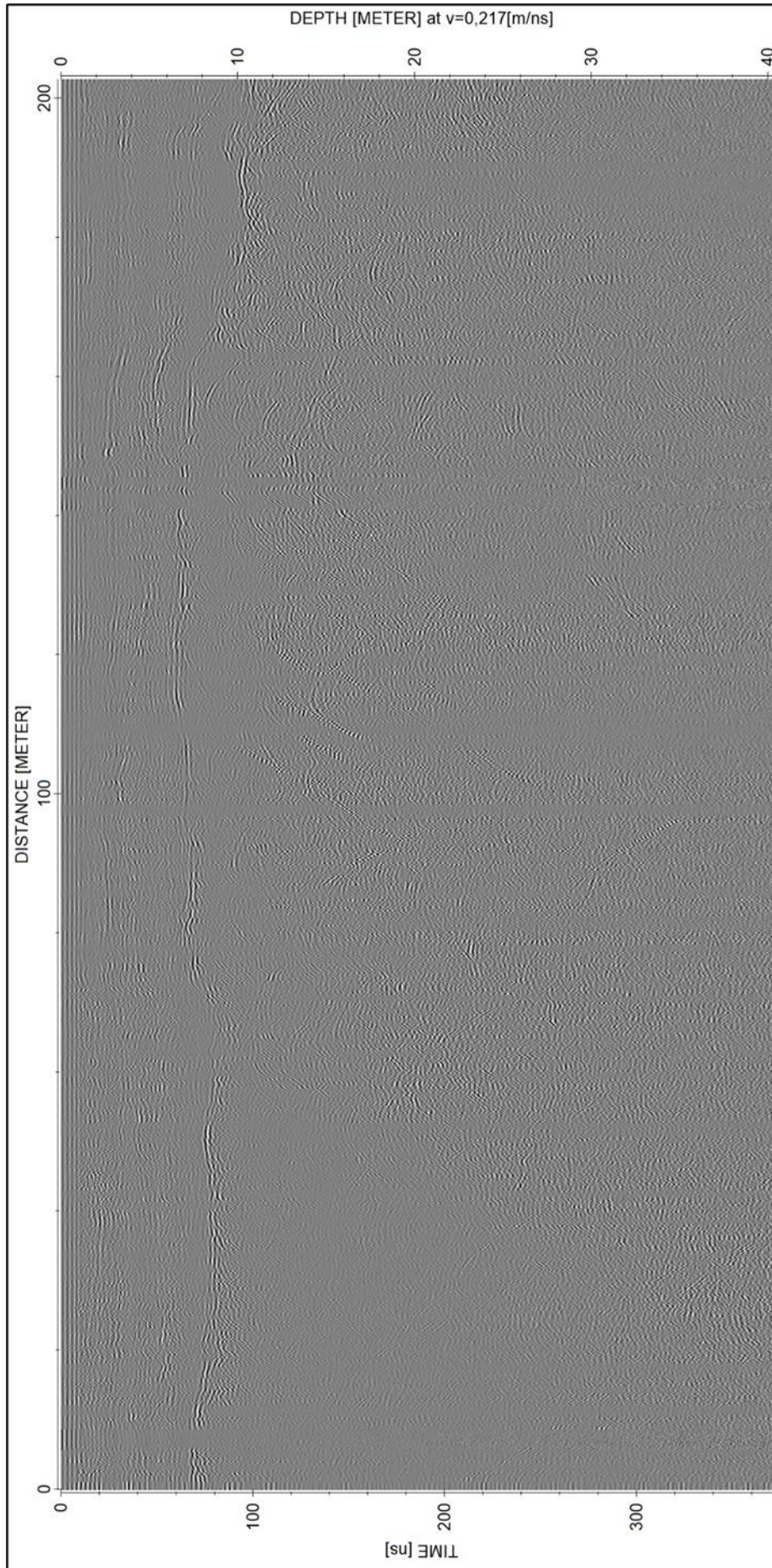
Til samanlikning med profil 4 ser vi noko av dei same tendensane med ruglete og kaotiske reflektorar og område med fordjupingar, sjølv om dei ikkje er like eintydige som i profil 6. Variasjonen kan skuldast at eventuelle skred dreg med seg massar og blir avsett lenger ned på breen. Fordjupingane sett i profil 4 fell og godt saman geografisk med fordjupingane vi finn i profil 6.

Utolka radargram for profil 6 synast på neste side.



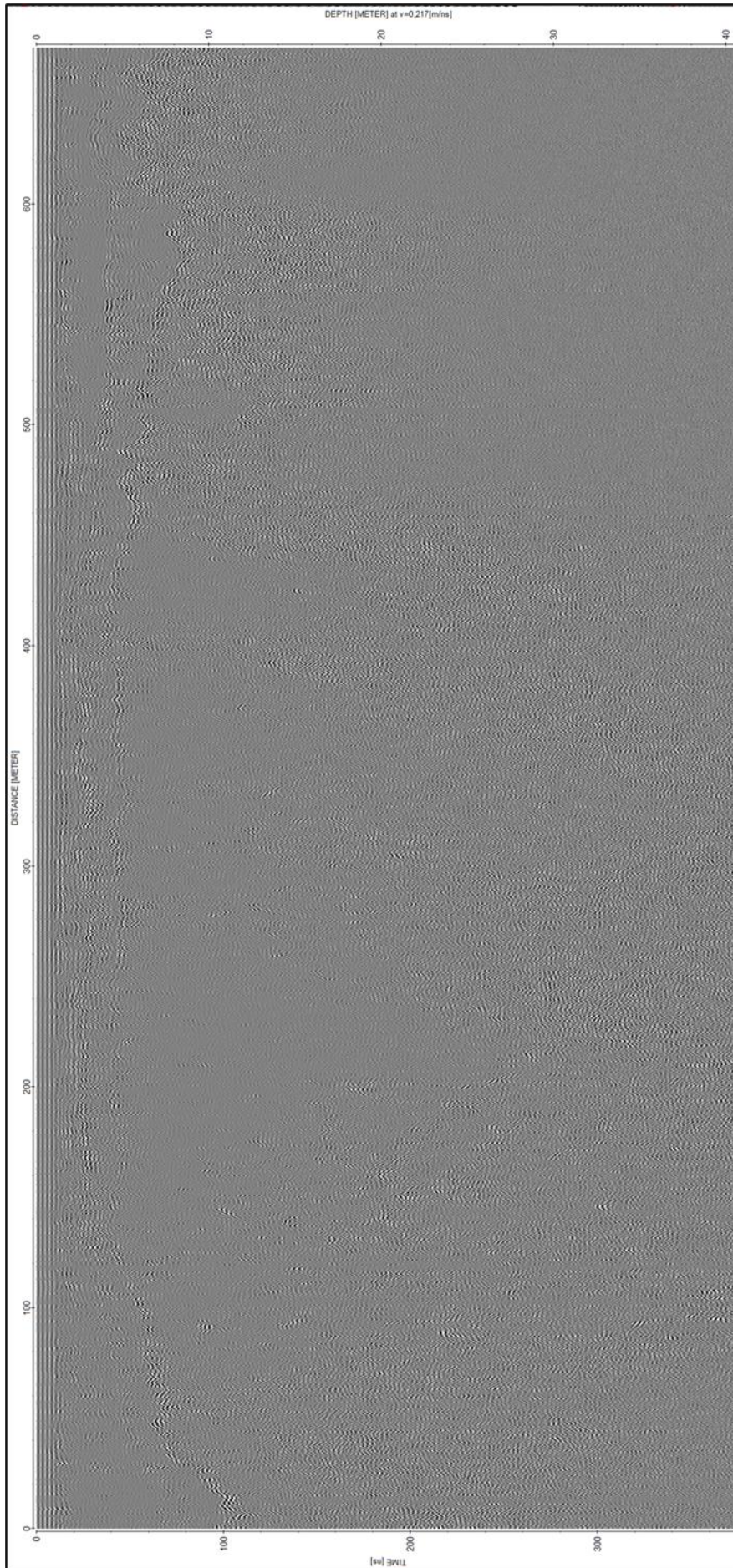
Profil 7 er det nordlegaste profilet vi har målt på breen og startar der profil 6 sluttar og går i aust-søraustleg retning. Reflektor 7A er synleg gjennom heile profilet og synar eit djup på 7,4 m i starten, som fell saman med kor snøgrensa endar i profil 6, og 10,3 m i slutten av profilet. Resten av reflektorane i snødekket over snøgrensa er elles kaotiske og vanskeleg å skilja frå kvarandre. Desse er kategorisert som reflektor 7D. Ved distanse 162 m vert snøgrensa djupare og det er fleire spreidde og usamanhengande reflektorar i lag med lommer beståande av jamn grå masse utan indre lagdeling ovanfor snøgrensa. Dette er karakteristisk for snøskredavsetjingar. Reflektor 7B som vi har sett i fleire profil har vi forsøkt å finne att her, og vi finn antydingar til ein slik reflektor der den logisk burde vær, men den er langt frå eintydig, om den er til stade i det heile. Sett i samanheng med bilet- og terrenganalyse tolkar vi at snøen som dekkjer dette profilet påverka frå skred og solinnstråling (sør-sørvestleg aspekt), især på våren. Dette tyder på at profilet dekkjer delar av område med større akkumulasjon.

Utolka radargram for profil 7 synast på neste side.



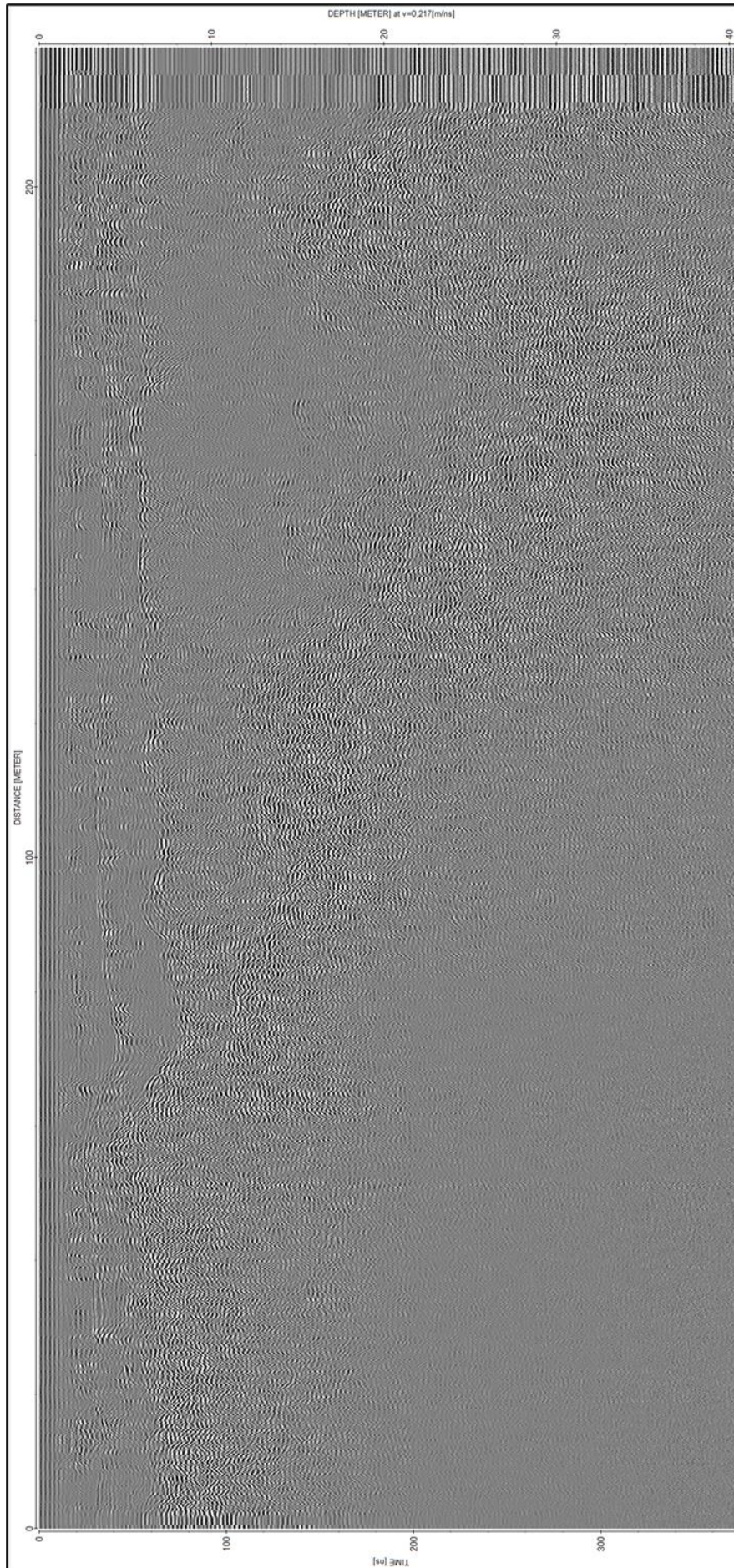
Profil 8 startar der profil 7 sluttar og går i søraustleg retning i starten før det svakt dreiar meir mot aust. Profilet går omtrent parallelt med profil 6, men med lengre utstrekking mot sørvest og kortare i nord. Det er ein tydeleg reflektor som startar ved 10 m djup og går gjennom heile profilet kor den endar på 7,5 m djup. Djupnene stemmer overeins med reflektoren vi har tolka som snødjupne i profil 7 og 9. I midten av profilet er snøgrensa lågare og det grunnaste punktet målt er 3,6 m djupt (distanse=125 m). Frå 130 m til 400 m kan ein tyde reflektor 8B som går parallelt med snøgrensa med vertikal utstrekning på omkring 1,5 m ned til snøgrensa. Denne avstanden mellom reflektorane er lik avstanden vi har sett mellom snøgrensa og skarelaget tidlegare og vi tolkar difor reflektoren som skarelaget. Vi kan sjå antydingar til reflektoren i starten og slutten av profilet og, men desse områda er prega av reflektor 8D, som markera lommer beståande av jamn grå masse. Dette liknar skredavsetjingar vi har sett i andre profil og er karakteristisk for snø slik teorien beskriv skredavsetjingar. Samtidig er starten og slutten av profilet utlaup soner for skred. Det verkar som start og slutt av profilet inngår i område der det er større akkumulasjon på breen, medan i midten er djupnene meir lik estimert snømengde frå vêrdata (4,9 m) i området. Reflektor 8D er tolka som skredmassar.

Utolka radargram for profil 8 synast på neste side.

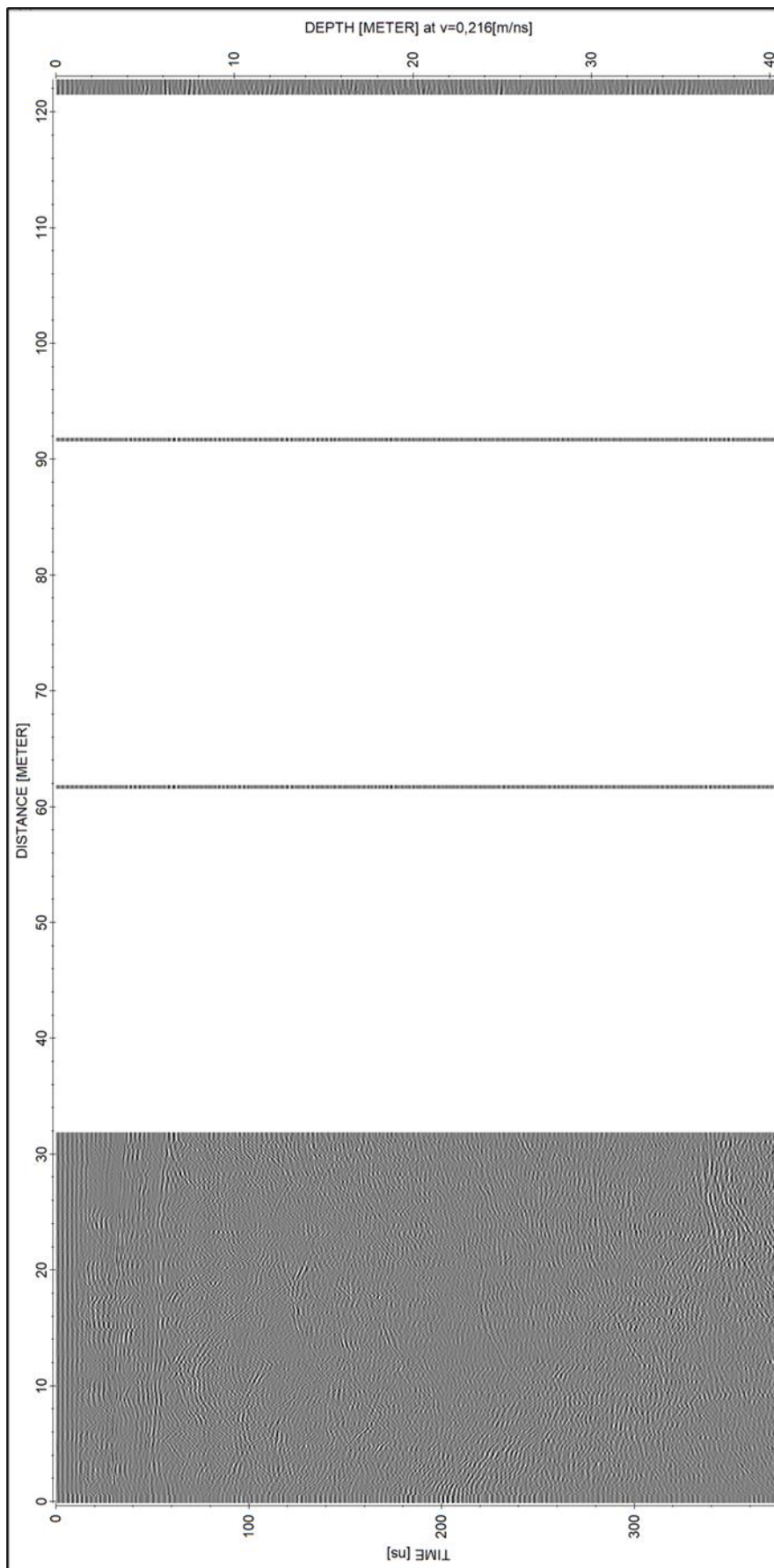


Profil 9 startar der profil 8 sluttar og går i vestleg retning, svakt dreiar nord. Frå starten på 5 m djup synast reflektor 9A. Gjennom profilet variera djupna lateralt frå 4 – 7 m djup, der det grunnaste punktet er ved 50 m distanse og det djupaste punktet ved 70 m distanse. Denne variasjonen skuldast det som synast som ein «knaus» i radargrammet. Foran «knausen» er reflektor 9A vi har tolka som snøgrensa mindre tydeleg enn bak. Snøgrensa er basert på djupnene vi tolka snøgrensa til i profil 8 og 10. Om lag parallelt, men med noko større variasjon i vertikal utstrekning mellom reflektorane enn i dei andre radargramma, kan vi tyde ein tynn reflektor 9B. Basert på avstand frå reflektoren til vår tolka snøgrense tolkar vi dette som eit skarelag. Frå om lag 100 m distanse ut i profilet er desse meir jamne og med horisontale lamina, medan før og etter nemnde «knaus» er reflektorane mindre eintydige, meir kaotiske med jamn grå masse i mellom seg. Reflektor 9D tyder på snø akkumulert frå anten massetransport frå vind eller snøskred. Ein del hyperblar gjennom profilet både over og under reflektor B tydar på at snødekket i profilet er skredpåverka.

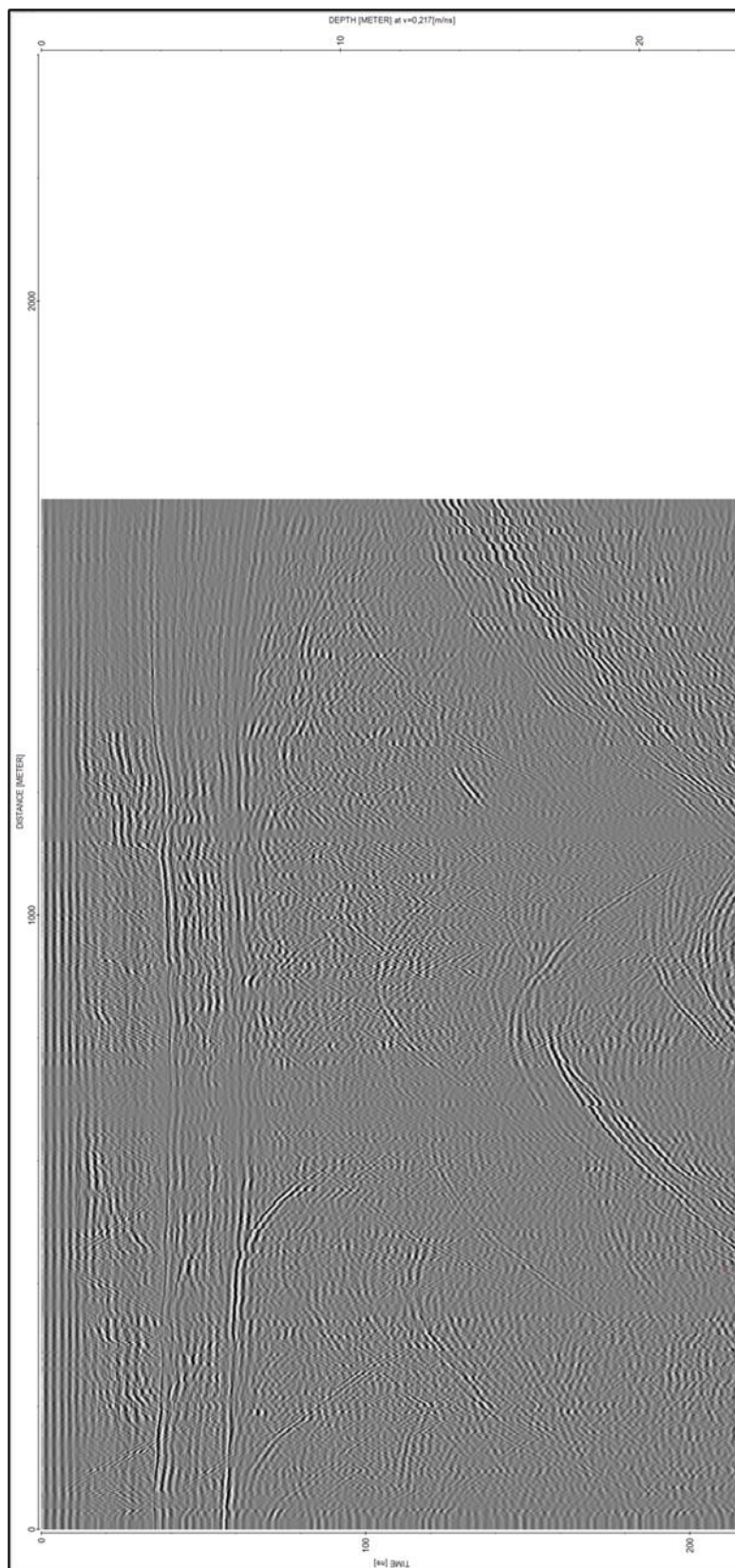
Utolka radargram for profil 9 synast på neste side.



Profil 10 er defekt og manglar beskriving.

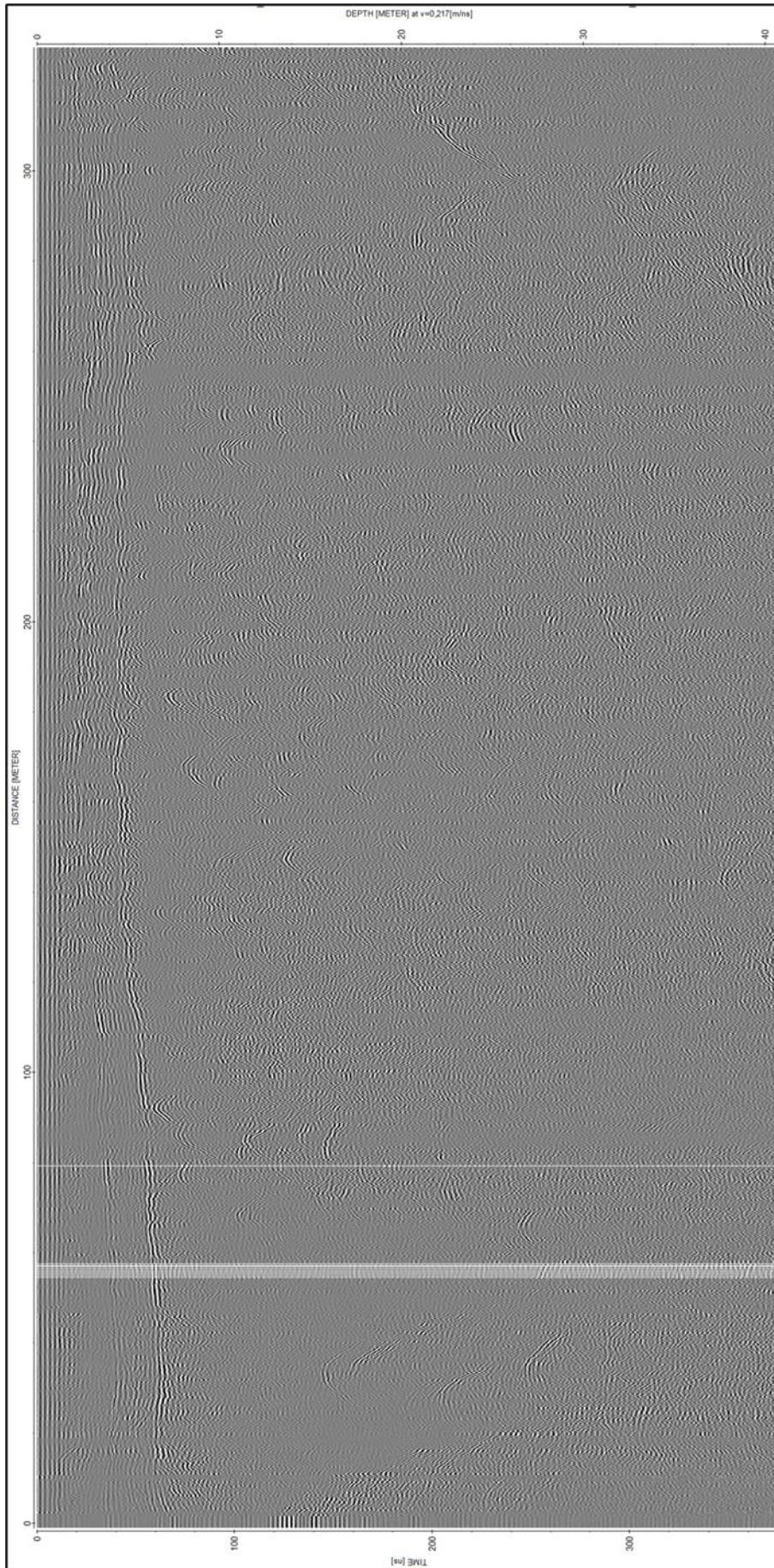


Profil 11 er eit kort profil som startar ved slutten av profil 10. Er ikkje beskriven då profilet er om lag identisk med profil 12. Radargammet er ikkje korrigert for avstand.



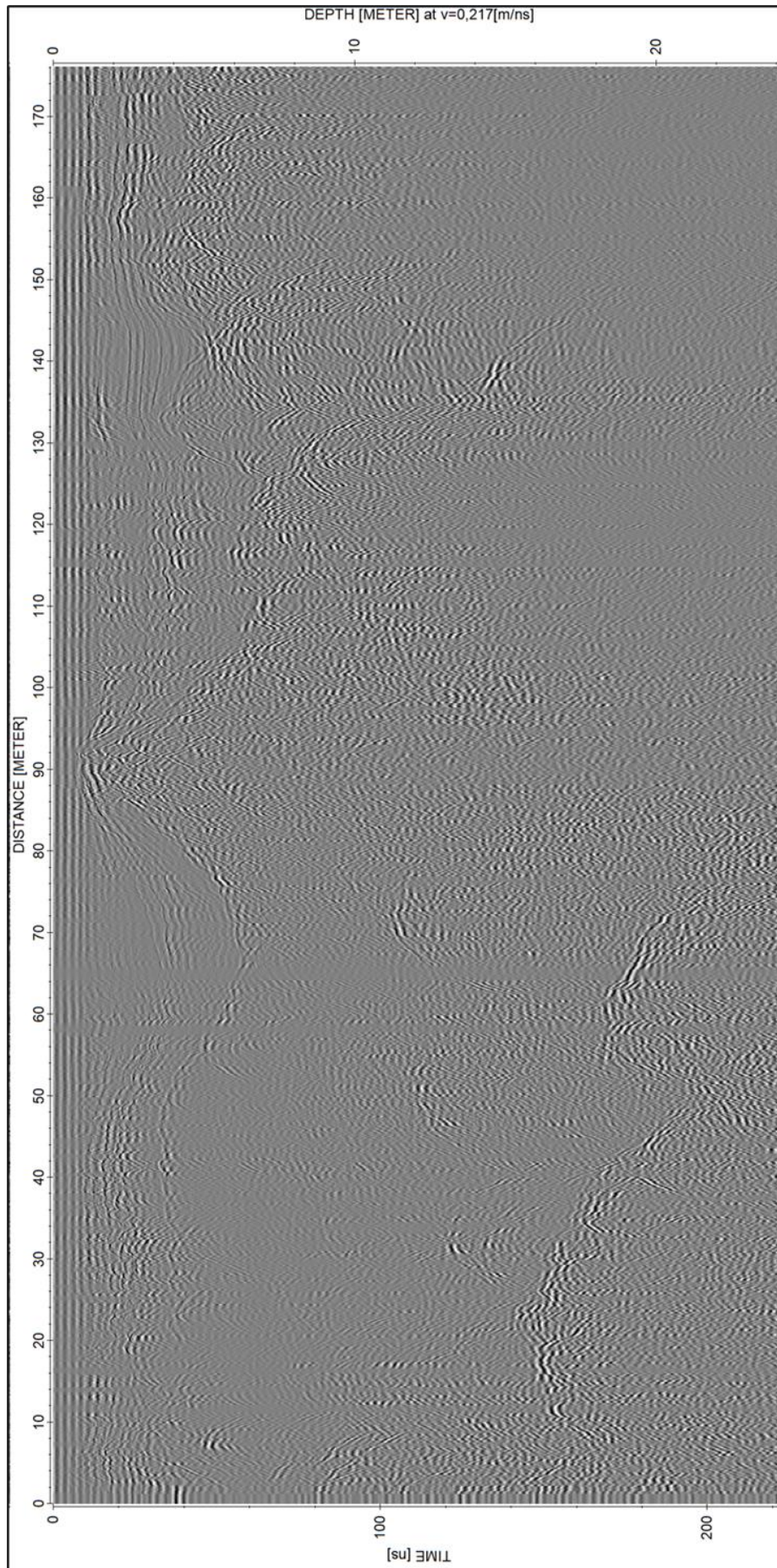
Profil 12 er eit lengdeprofil som går frå toppen ned til øvre avgrensing av innsjøen og går i nordvestleg retning. Ved starten kan vi tyde fleire reflektorar, der den mest prominente startar ved 6,7 m djup og går gjennom heile profilet og endar til slutt på 4 m djup. Vi har tolka denne reflektoren 12A som snøgrensa då profilet kryssar profil 4, 6 og 8. Dette gjer at vi kan sjå korleis reflektoren samsvara med dei andre tolka snøgrensene. Likeins med fleire av profila kan vi tyda ein svak reflektor 12B frå starten av profilet ved djupne 3,7 m og sluttar på 2 m djupne. Avstanden mellom denne reflektoren og vår tolka snøgrense er om lag 2,7 m, der den største avstanden er i starten av profilet og gradvis minkar mot slutten av profilet der avstanden mellom dei er 1,5 m. Då reflektorane er parallelle og med jamn avstand mellom seg har vi tolka denne reflektoren som eit skarelag. Det er også noko større vertikal utstrekning mellom vårt tolka skarelag og overflata i første halvdel av profilet enn i siste halvdel. I starten av profilet fram til om lag 18 m horisontal distanse kan vi sjå antydingar til ein skråstilt reflektor 12C som splittast frå vår tolka snøgrense som aukar i djup frå høgre mot venstre i radargrammet. Reflektoren er ikkje eintydig men ut frå time-lapse bileta ser vi firn frå tidlegare i år område og derav har vi tolka dette som eit eventuelt firnlag. Punktet kor reflektor 12C splittar seg frå reflektor 12A har vi nytta i konstruksjonen av likevektslinja til isbreen.

Utolka radargram for profil 12 synast på neste side.



Profil 13 startar der profil 12 endar og går i retning søraust. Vi kan sjå tre reflektorar, men i starten av profilet er reflektorane (reflektor 13D) kaotiske og mange hyperblar er spreidd utover profilet. For å finne snødjupna lyt vi sjå i punktet kor profilet kryssar med profil 1-2, og slik kunne vi tolke ein reflektor som startar på 4 m djup og sluttar i på 3,9 m djupne til snøgrensa. Det er noko variasjon i snødjupne langs dette profil og ved distanse 90 m i profilet synast ein «knaus». Ut frå ortofoto og fotoanalyse ligg det ein morene som samsvarar med «knausen». Vi kunne sjå mykje laust materiale kring ryggformasjonen som kan forklare hyperblane observert i radargrammet. Oppå ryggformasjonen visar radargrammet ei snødjupne på 1 m og det djupaste punktet finn vi like etter moreneryggen på høgre side på 6,7 m. Ei forklaring på djupna her kan vere at snø vert transportert av vind som akselerera over ryggen og deretter vert avsett på lesida når vinden de-akselerera før vindhastigheita tek seg opp at på flatare område. Slik samling av snø kan ventast med dominant vind frå aust-søraust og søraust. På høgre side av ryggformasjonen kan vi sjå reflektor 13B som følgjer snøgrensa parallelt, medan på venstresida er ikkje parallelliteten like eintydig. Sett saman med kryssingspunkt til andre profil og korleis liknande reflektorar variera i forhold til kvarandre har vi tolka dette som skarelaget. Avstanden mellom reflektor 13A og reflektor 13B variera noko meir enn andre profil, men der dei er jamne er avstanden frå reflektor 13B opp til overflata om lag 2 m, likeins med avstanden ned til snøgrensa. Områda dette gjeld samsvarar godt med estimert snødjupne frå vêrdata og tydar på at dei områda er nedbørsområde medan områda med større djupner kan vere akkumulasjonsområde. Ved starten av profilet er det ein del hyperblar som gjer at vi kan ha tolka snøgrensa feil.

Utolka radargram for profil 13 synast på neste side.

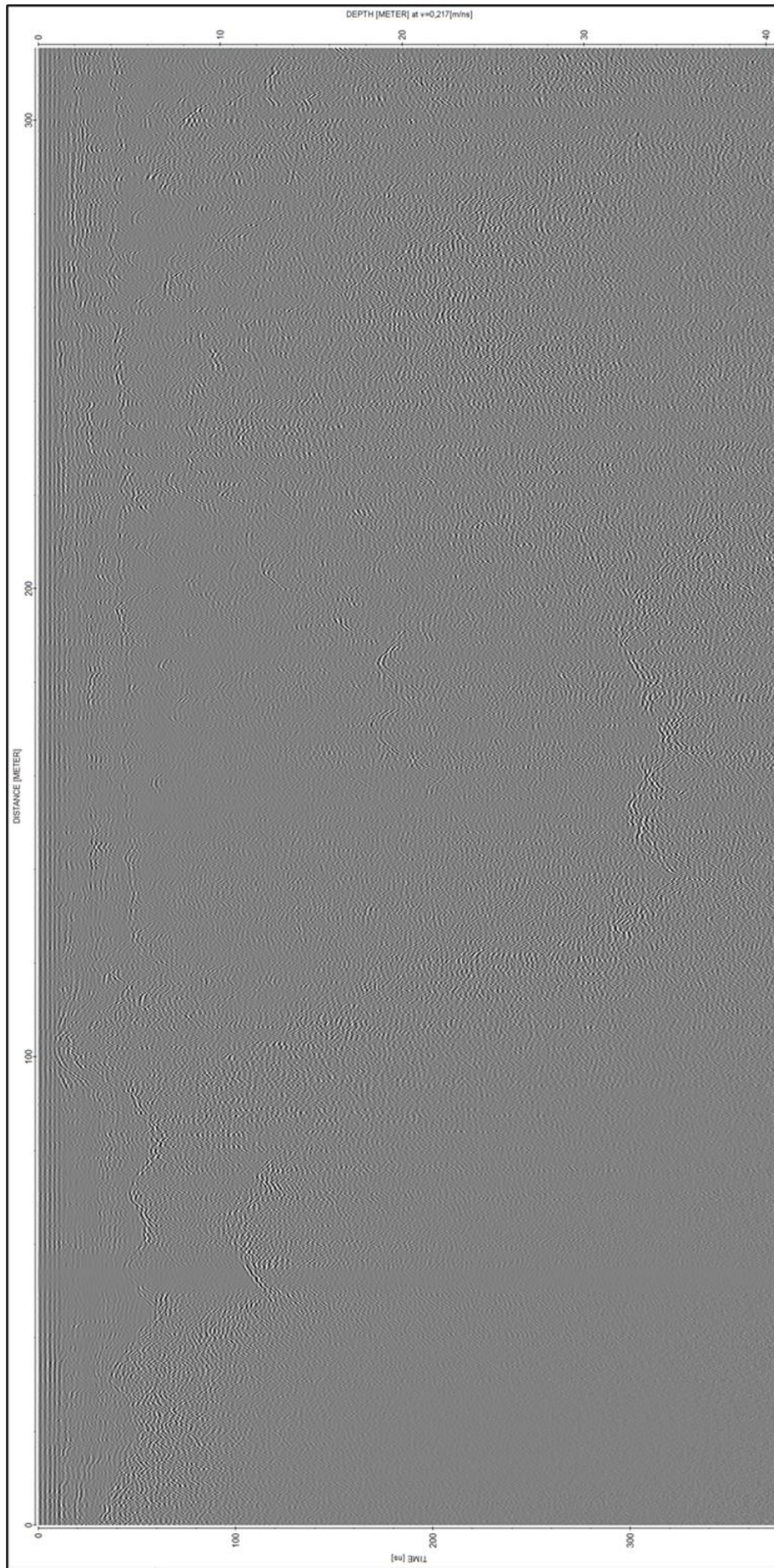


Profil 14 er parallell med profil 13. Byrja på dette profilet er likens med slutten på 13 men ligg omtrent 30m mot sørvest. Profilet går nord-vest i byrja, og ender i midten av brefronten. Same ryggformasjon under snø-overflata frå profil 13 er tydeleg her også. I byrja av profilet kan ein tyda tre reflektorar. Ved å samanlikne med profil 13 kunne vi finne snøgrensa i forkant av ryggformasjon.

Til skilnad frå profil 13 kan ein tydeleg skilje ein reflektor som ligg over ryggformasjonen, og viss ein følgjar denne reflektoren vidare i profilet, kan ein kopla det til reflektor B. Etter ryggformasjonen, kan ein lett kjenne igjen dei to reflektorane som er tydelege på dei fleste profila.

Det er djupast snø på omtrent 6,8 m rett føre ryggformasjonen. Medan på andre sida av formasjonen går djupna frå 5 m til 4 m i enden av profilet. Reflektor 14B har ein meir jamn utbreiing, kor reflektoren ligg på omtrent 3,5 føre ryggen, og hald seg rimeleg konstant på 2,6 m bak ryggen.

Utolka radargram for profil 14 synast på neste side.



Profil 15 består for det meste av jamne tydelege reflektorar. Profilet startar på innsjøen.

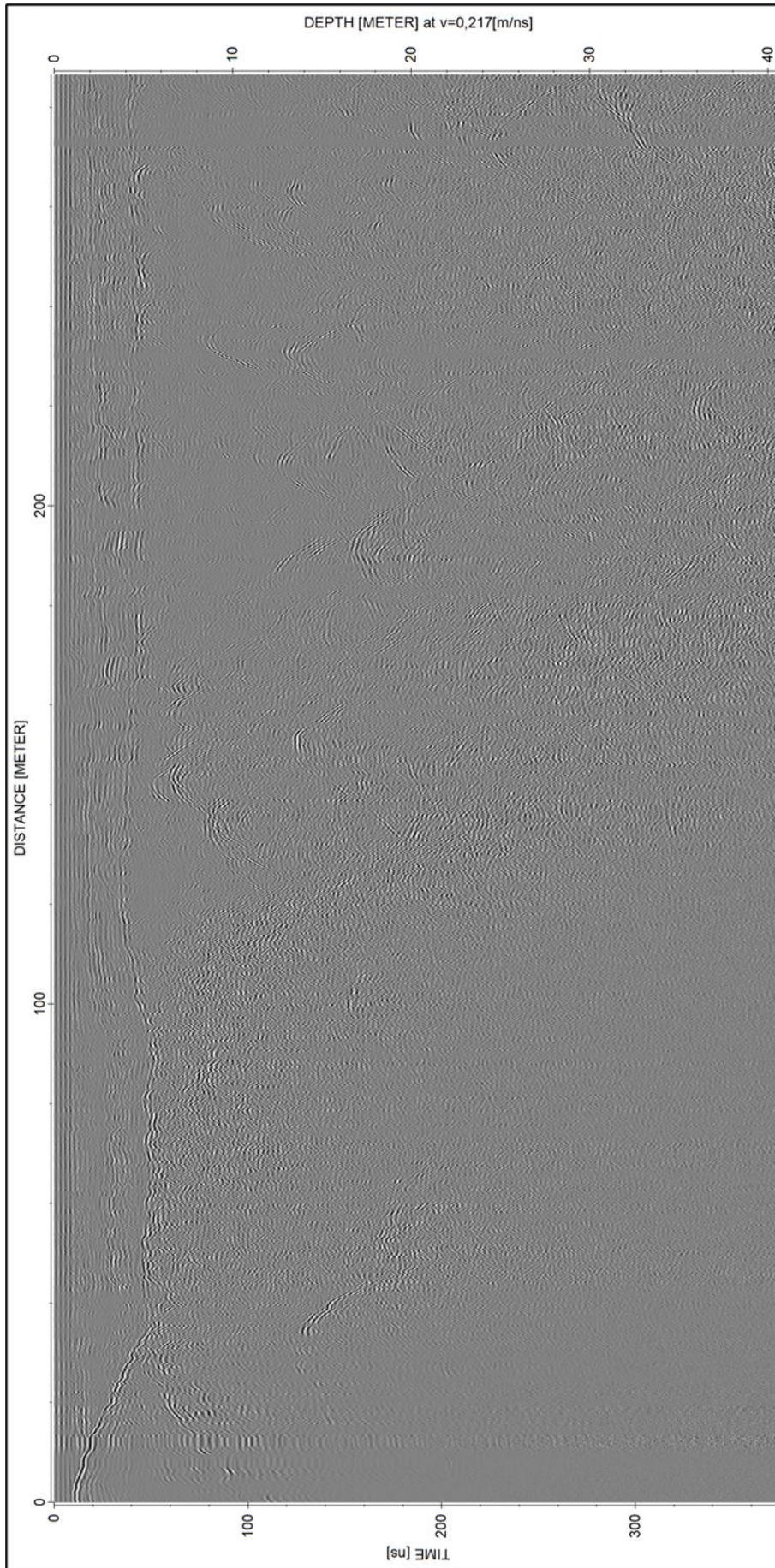
Innsjøen endar ved distanse 34,3 m og djupne 5,2 m.

I avgrensinga til innsjøen synast ein tydeleg reflektor som kan følgast gjennom heile profilet. Dette er tolka som reflektor 15A, snøgrensa, og held relativ jamn djupne. I slutten av profilet er djupna 4,1 m. Det djupaste punktet er ved distanse 92,9 m og djupne 5,3 m og det grunnaste punktet er 3,6 m.

Reflektor 15B startar oppå innsjøen ved distanse 23,1 m og djupne 3,2 m. Reflektor 15 B følgjer reflektor 15A parallelt gjennom heile profilet med djupaste punkt ved distanse 23,1 m (starten) og det grunnaste punktet ved distanse 147,4 m og djupne 1,8 m. Ved enden av profilet synar reflektor 15B ei djupne på 2,2 m.

I løpet av distansen mellom 75 m og 100m får begge reflektorane 15A og 15B ein plutseleg parallell senking i stigningstal, og blir omtrent 1,5 m grunnare. Og deretter er det ein større forkomst av hyperblar under reflektor 15A.

Utolka radargram for profil 15 synast på neste side.



Profil 16 går frå midten av skredvifta til sørvestlege renne. Profilet har ein nordvestleg retning og kryssar skredvifta. Den ender i nordleg ende av skredvifta.

I overgangen frå profil 1 del B og profil 16 synar radargramma at reflektor 16A har ein trend kor den blir grunnare ut mot kanten av skredvifta. Når profil 16 svingar innover mot skredvifta blir reflektoren djupare igjen og ein kan tyde ein ny førekomst av reflektor 16C, tolka som firn. Denne fordjupinga ligg om lag 55 m distanse inn i profilet, og ved å samanlikne distansen på kartet kan ein sjå at vifta er topografisk høgare igjen. Dette, i samhald med førekomst av hyperblar, reflektor 16D, tyder på snølagring i form av snøskred. Ein kan også tyde i byrja av profil 16 at firnlag frå enden i profil 1 aukar i djup og forsvinn inn i ein reflektor som går opp inn i reflektor 16A igjen.

40 m inn i profilet er det ein formasjon av hyperblar som deler eit firnlag i to. Desse hyperblane er tolka som ein bresprekk.

Reflektor 16A byrja på omtrent 8 m djupne, for så å ha ein dal-form med botnpunkt på 9,5 m ved 40 m distanse. Etter dal-forma, ender reflektor 16A i enden av profilet med ei djupne på 10 m. Reflektor 16B har ei djupne på 4,4 m i både byrja og enden av profilet, men ved 45 m distanse har den ein topp med ei djupne på 2,8 m.

Frå 20 m inn i profilet. kan ein tyde eit lag med skredmateriale over reflektor 16A. Dette laget er ein grå masse som har ein tjuknad som varierer frå 1 m til 2 m. Reflektor 16D vi har tolka som avgrensinga til skredlaget, ligg over dei to reflektor 16C, tolka som to firnlag, og inneheld fleire hyperblar. Alt dette er kjenneteikn på skredmassar.

Utolka radargram for profil 16 synast på neste side.

