



Høgskulen
på Vestlandet

BACHELOROPPGAVE

«Snøakkumulasjonen på
Skjerdinganebreen»

«The snow accumulation on
Skjerdingane glacier»

av

TOR GEIR ØDEGÅRD GARPESTAD, ØYVIND YTTERVIK OG
JENS FREDRIK KOLNES

Veileder: Mette Kusk Gillespie

Avdeling for Naturfag

Geologi og Geofarer

GE491

01.06.17

Jeg bekrefter at arbeidet er selvstendig utarbeidet, og at referanser/kildehenvisninger til alle kilder som er brukt i arbeidet er oppgitt, jfr. *Forskrift om studium og eksamen ved Høgskulen på Vestlandet, § 10.*

Forord

Denne oppgaven har vært svært lærerik og spennende. Den har gitt mersmak både for glasiologi og geofysikk. Vi vil gjerne takke vår fantastiske veileder, Mette Kusk Gillespie, som har vært tilgjengelig og hjelpsom hele veien. Vi vil også takke Simon DeVillers for veiledning under feltarbeidet og Kalle Kronholm for modelleringsarbeidet med RAMMS.

Takk til alle dere andre som har hjulpet oss med bacheloroppgaven!

Sammendrag

Studier har vist at små alpine breer har bidratt til en tredjedel av havnivåendringene i det 20. århundret. Derfor er det viktig å få en bedre forståelse av hvordan de reagerer på endring i klima. Skjerdinganebreen er en botnbre som ligger i et glasieringspreget landskap 20 km fra Sogndal. Målsetningene med oppgaven er å finne ut i hvor stor grad snøskred påvirker snøakkumuleringen til Skjerdinganebreen og i tillegg finne likevektslinjen fra forrige sesong.

Målsetningene er i hovedsak undersøkt med geofysisk kartlegging av snødybden til breen hvoretter resultatene er sammenlignet med modellering av snøskred i området. Resultatene viser at breen kan deles inn i et nedbørsområde og et skredområde. Forskjellen mellom områdene er at skredområdet får akkumulasjon fra snøskred i tillegg til nedbør. Beregninger av arealet til områdene sammen med snødybdemålinger viser at 35 % av breens snøakkumulasjon kommer fra snøskred. Den dypeste snødybden (17 m) ble målt ved utløpssonen til et av de modellerte skredene. Breens likevektslinje fra 2016 ble estimert til 1145 m.o.h. Dette er 247 meter lavere sammenlignet med gjennomsnittet av likevektslinjen til seks andre breer i nærområdet.

I oppgaven diskuteres det hvilken betydning resultatene vil ha for breens fremtid. Det er ingen tvil om at snøskred bidrar til snøakkumuleringen til breen selv etter temperaturen overstiger 0 °C og det har sluttet å snø. En lang akkumulasjonssesong med stor innflytelse fra snøskred og en smeltesesong med mye solskjerming, gjør at breen har et akkumulasjonsområde gjennom hele året, og en spesielt lav likevektslinje.

Innholdsfortegnelse

1. Innledning.....	1
1.1 Problemstillinger	2
2. Studieområdet.....	3
2.1 Topografi	4
2.2 Glasiologisk beskrivelse av breen	4
2.3 Skredfare i området	6
2.4 Klima nær Skjerdingsanebreen	7
2.4.1 Målestasjoner	11
3. Teori	12
3.1 Glasiologi	12
3.1.1 Isbevegelse	13
3.1.2 Massebalanse.....	14
3.2 Snøskred	15
3.2.1 Løssnøskred.....	15
3.2.2 Flakskred	16
3.2.3 Kildeområdet til skred	17
3.3 Georadar	19
3.3.1 Elektromagnetiske bølger gjennom ulike materialer	19
3.3.2 Materialers elektriske egenskaper	19
3.3.3 Hastigheten til EM-bølger	20
3.3.4 Vertikal oppløsning	21
3.3.5 Penetrasjonsdybde	21
3.3.6 Avstand til reflektor	22
3.3.7 Tidligere GPR-undersøkelser av snøskredsavsetninger	22
4. Metode.....	24

4.1 Feltarbeid.....	24
4.1.1 Installasjon av markører i snøpakken.....	24
4.1.2 Datainnsamling og oppsett	24
4.2 Prosessering av GPR-data	27
4.2.1 Opplasting av data	27
4.2.2 Prosesseringsfiltre	27
4.2.3 Radargrammene	28
4.2.4 Snødybdeverdiene	29
4.3 Snødybde kartlegging.....	30
4.4 Snøskredmodellering.....	32
5. Resultat.....	35
5.1 GPR-målinger.....	35
5.1.1 Reflektorene	39
5.1.2 Strukturvariasjoner i snøpakken.....	43
5.1.3 Proglasial innsjø	44
5.1.4 Markører i snøpakken.....	45
5.2 Kartlegging av snødybden.....	48
5.2.1 Definerings av snødybden	48
5.2.2 Likevektslinjen	50
5.2.3 Interpolasjon av snødybden.....	51
5.3 Skredmodellering ved Skjeringanebreen	57
5.3.1 Resultatene fra RAMMS	57
5.3.2 Skredområdet og nedbørsområdet.....	59
6. Diskusjon.....	61
6.1 Var resultatene som forventet?.....	61
6.2 Feilkilder	61
6.3 Snøakkumulasjonen	63

6.3.1 Nedbørsakkumulasjon	63
6.3.2 Snøskredakkumulasjon.....	63
6.4 Massebalansen.....	64
6.4.1 Usikkerheter med firngrensen	64
6.4.2 Likevektslinjen i forhold til andre breer.....	65
6.4.3 Forventete klima endringer ved Skjerdingsanebreen.....	67
6.4.4 Proglasial innsjø	68
6.5 Fremtidig arbeid	69
7. Konklusjon	70
Kildeliste	71

Figurliste

Figur 1: Oversiktskart for feltlokaliteten.....	3
Figur 2: Interpolasjon av istykkelsen til Skjerdingsanebreen.....	5
Figur 3: Aktsomhetskart fra NVE, for snøskred over Frudalen og Skjerdingsanebreen.....	6
Figur 4: Topografisk kart over Skjerdingsanebreen som viser lokasjonen til renne 1-4.	7
Figur 5: Bildet viser normal årsnedbør i mm for referanseperioden 1971-2000.	8
Figur 6: Kartet viser normal årstemperatur i lufta for normalperioden 1971-2000	9
Figur 7: Grafen viser lufttemperatur (i °C) for sommerperioden 2016	10
Figur 8: Et rosedigram som viser den dominerende vindretningen.	11
Figur 9: Overgangen mellom snø til firn og firn til breis.....	12
Figur 10: Grafen viser tetthetsforskjellen i snø/is i sammenheng med dybden..	13
Figur 11: Illustrasjon av løssnøskred..	15
Figur 12: Flaskred med bruddkant, glideflate, flak og et svakt lag (glidesjikt).....	17
Figur 13: Snøskavl på toppen av ryggen ved Skjerdingsanebreen	18
Figur 14: B) Viser hvordan amplituden til bølgene etter vandråpen minker når den samme mengde energi skal dekke et stadig større område.....	22

Figur 15: Radargrammet viser skille mellom snøskredavsetning, den originale snøen og overgangen til berggrunn.	23
Figur 16: Hva GPR-systemet besto av.	24
Figur 17: Bildet viser oppsettet av systemet under feltarbeid med monitor, GPS, kontrollenhet og antenne	25
Figur 18: Flyfoto av Skjerdinganebreen med lokasjonen til alle profilene.	26
Figur 19: Grafen viser hvordan Gain funksjonen forsterker et EM-signal over tid	28
Figur 20: Radargrammer før og etter prosessering.	29
Figur 21: Nærbilde av snødybdeverdiene	30
Figur 22: Interpolasjonsfunksjonene fra ArcMap	31
Figur 23: Kildeområdet for potensielle snøskred.	33
Figur 24: Observert snøskred fra dag 2.	34
Figur 25: Et topografisk korrigert profil (3h).....	38
Figur 26. Profil 3e innsamlet dag 3	40
Figur 27: Profil 1a er innsamlet dag 1.	41
Figur 28: Profil 3a fra dag 3	42
Figur 29: Nærbilde fra profil 1a.	43
Figur 30: Et nærbilde av radargrammet (1h) i området hvor snødybden har økt.....	44
Figur 31: Nærbildet av den proglasiale innsjøen fra profil 1a	45
Figur 32: Hønsenettingene vist i radargram.	46
Figur 33: Forflyttingen av hønsenettingene fra dag 1 til dag 3	47
Figur 34: Nærbildet av firngrensen	50
Figur 35: Likevektslinjen i 2016.	51
Figur 36: Interpolasjon av snødybden fra GPR målinger fra dag 1.	53
Figur 37: Interpolasjon av snødybden fra GPR målinger fra dag 3.	55
Figur 38: Interpolasjon viser snøakkumulasjonen fra dag 1 og dag 3.	56
Figur 39: Resultatene fra RAMMS-skredmodellering sammenlignet med interpolasjonen fra dag 3.	58
Figur 40: Inndelingen av skredområdet og nedbørsområdet samme med den målte likevektslinjen og de modellerte skredene A-H.	60
Figur 41: Lokasjonene til breene seks 12.....	66
Figur 42: Bildet viser en modellering av glasieringssterskel og klimatiske likevektslinje for 2012.....	67
Figur 43: Flyfoto av den proglasiale innsjøen på Skjerdinganebreen.....	68

Tabelliste

Tabell 1: Lengder, bredder og orienteringer for renne 1-4.....	7
Tabell 2: En erfaringsbasert helningstabell for snøskred	17
Tabell 3: Forskjellig materialets relative permittivitet, konduktivitet og hastighet.	20
Tabell 4: Funksjoner og innstillinger som ble brukt på GPRen under datainnsamlingen.....	26
Tabell 5: Viser data som ble brukt fra georadarmålingene og plottet i ArcMap.....	30
Tabell 6: Utløpslengdene for skred A-H.	57
Tabell 7: Den gjennomsnittlige snødybden, arealet og volum snø i nedbørsområdet og skredområdet	59

1. Innledning

Små alpine isbreer (definert som mindre enn 0,5 km²) står for 80-90 % av antall isbreer i fjellområder som ligger på middel til lave breddegrader (Huss & Fischer, 2016). Selv om det totale volumet tilsvarer kun 4 % av landisen på jorden, antok Meier (1984) at de bidro til en tredjedel av endringene i havnivået i det 20. århundret. Dette er fordi små alpine breer har kort reaksjonstid grunnet liten ismasse og er derfor sensitive til klimaforandringer (Huss & Fischer, 2016).

Små alpine breer ligger ofte i botner som er blant de mest karakteristiske former for glasial erosjon i fjellområder. Repeterte glasiale perioder former fjellet gradvis og etterlater seg et alpint fjellområde med bratte bak- og sidevegger og en fordypning i berggrunnen (botn) (Nesje, 2012). I enden av den konkave botnprofilen blir det ofte etablert en liten innsjø. Denne dannes av smelte vann fra breen og kalles en proglasial innsjø (Benn & Evans, 2014). Akkumulasjonsraten på små botnbreer kan være opptil fire ganger den regionale vinternedbøren ettersom området påvirkes i stor grad av vindtransportert snø og snøskred (Huss & Fischer, 2016).

Feltarbeidet i oppgaven er utført på Skjerdinganebreen som er en botnbre på Vestlandet og har et volum på 0,0145 km³ (Eldegard & Rønningen, 2015). Breen er omringet av bratte fjellsider og mottar mellom 3000-4000 mm nedbør i året (SeNorge.no, 2017). Dette gir gode forhold for snøskred. Målet med oppgaven er å finne i hvor stor grad snøskred påvirker Skjerdinganebrens vintermassebalanse ved hjelp av georadarmålinger og RAMMS skredmodell. I tillegg kartlegge fjorårets likevektslinje. Feltarbeidet ble utført 2. februar, 20. april og 5. mai 2017.

Temaet for oppgaven ble valgt av flere årsaker. Skjerdinganebreen ligger lavere enn andre breer i området, og vi var interessert i å finne ut hva som gjør den så robust i forhold til klimaendringene. Akkumulasjonsraten av snøskred på små breer er et tema det er lite forsket på ettersom det er risikabelt å skaffe data i høyfjellsområder med bratte skråninger (Benn, 2000). Til fordel lå breen i nærområdet noe som gjorde det mulig å planlegge siste felttur ved maksimal akkumulert snødybde.

Opgaven er delt opp i 7 kapitler som omhandler studieområdet, bakgrunnsteori, metoder som er brukt, oppnådde resultater, diskusjon av resultatene og til slutt en konklusjon. I tillegg finnes det vedlegg i dokumentet hvor det er lagt utolkede radargrammer.

1.1 Problemstillinger

A) I hvor stor grad påvirker snøskred vintermassebalansen til Skjerdingsanebreen?

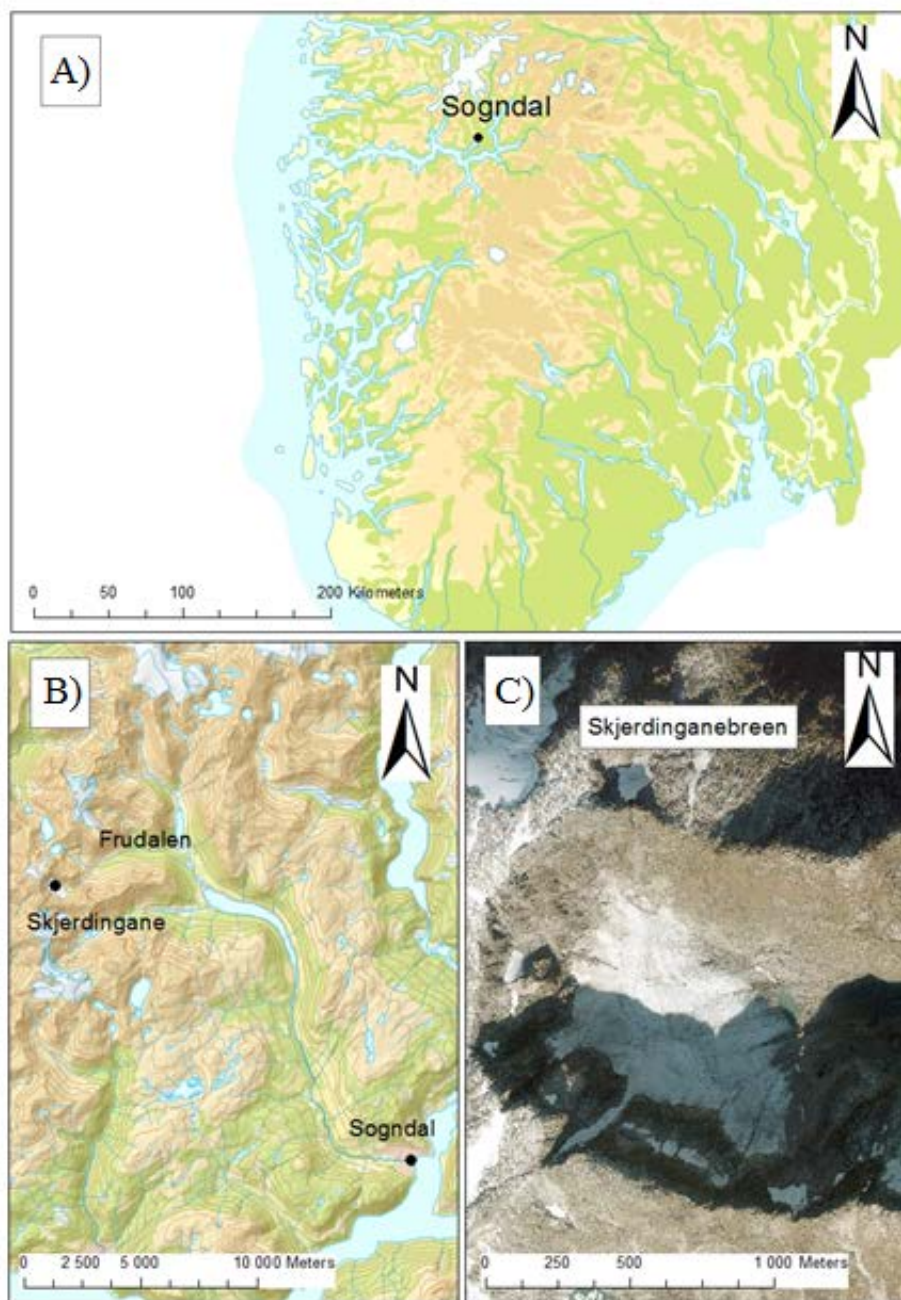
- Dekke store deler av breen med georadarmålinger for å kartlegge snødybden.
- Sammenligne den kartlagte snødybden med RAMMS skredmodell.
- Installere markører i snøpakken som referansepunkt for å måle akkumulert snø.

B) Finne likevektslinjen til Skjerdingsanebreen og sammenligne opp mot tidligere forskning av andre breer i nærområdet.

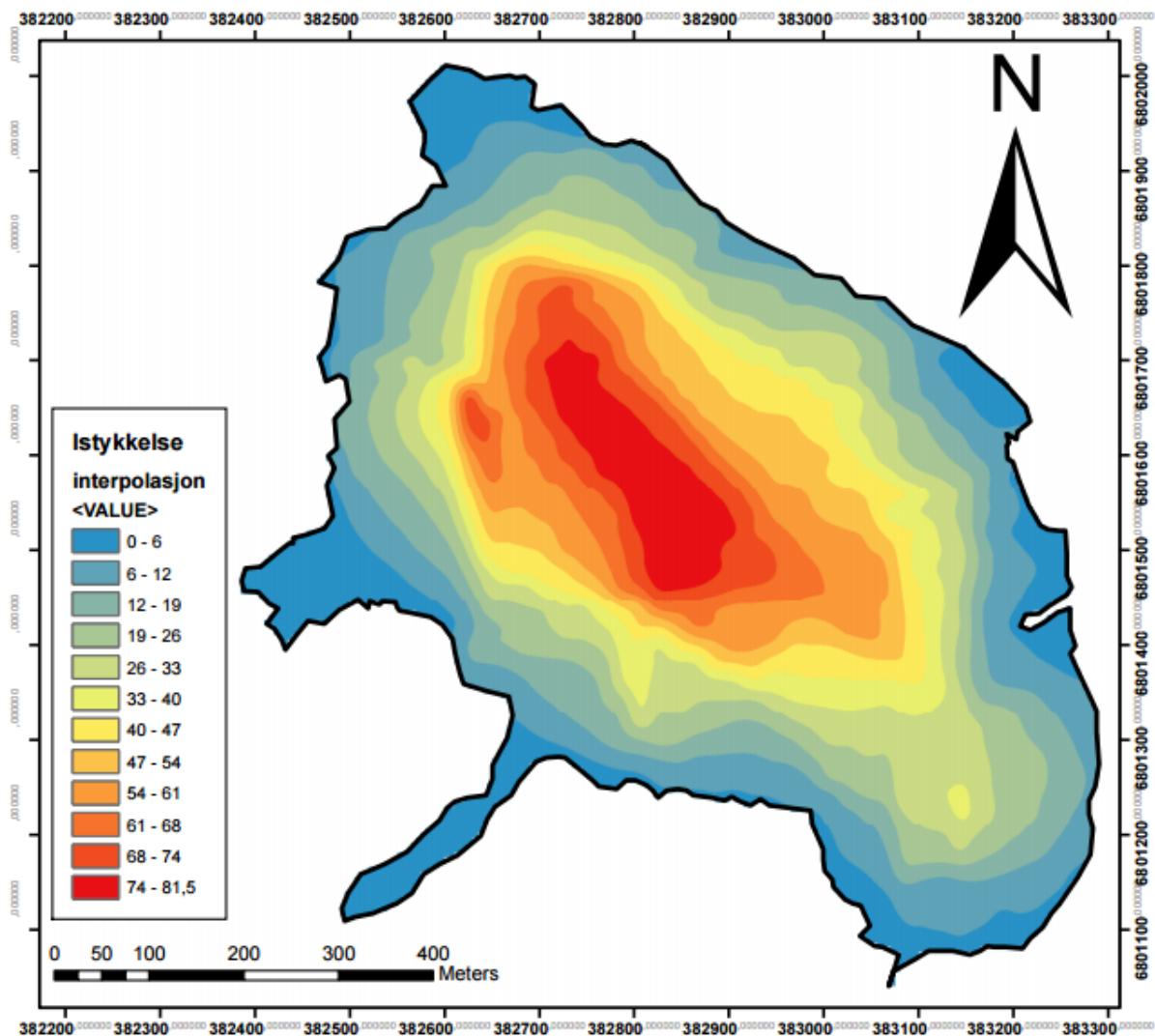
- Tolke den nyeste firngrensen for å kunne estimere likevektslinjen fra forrige sesong.
- Drøfte resultatet med forskning gjort på breer i nærområdet.

2. Studieområdet

Skjerdinganebreen befinner seg innerst i Frudalen, 20 kilometer (km) nord-vest for Sogndal sentrum (se Figur 1). Det er tidligere gjort forskning på istykkelsen og volumet av breen med georadar. Dette ble gjort i en bacheloroppgave fra 2015 av Eldegard og Rønningen ved Høgskolen i Sogn og Fjordane. Parallelt med dette arbeidet blir det forsket på det glasiale elvesystemet til breen, av studenter fra Høgskulen på Vestlandet.



Figur 1: Oversiktskart for feltlokaliteten. A) viser kart over Midt-Norge, B) viser Sogndal i forhold til Skjerdingane og C) er et flyfoto av Skjerdinganebreen. Kartene er hentet fra Kartverket.no

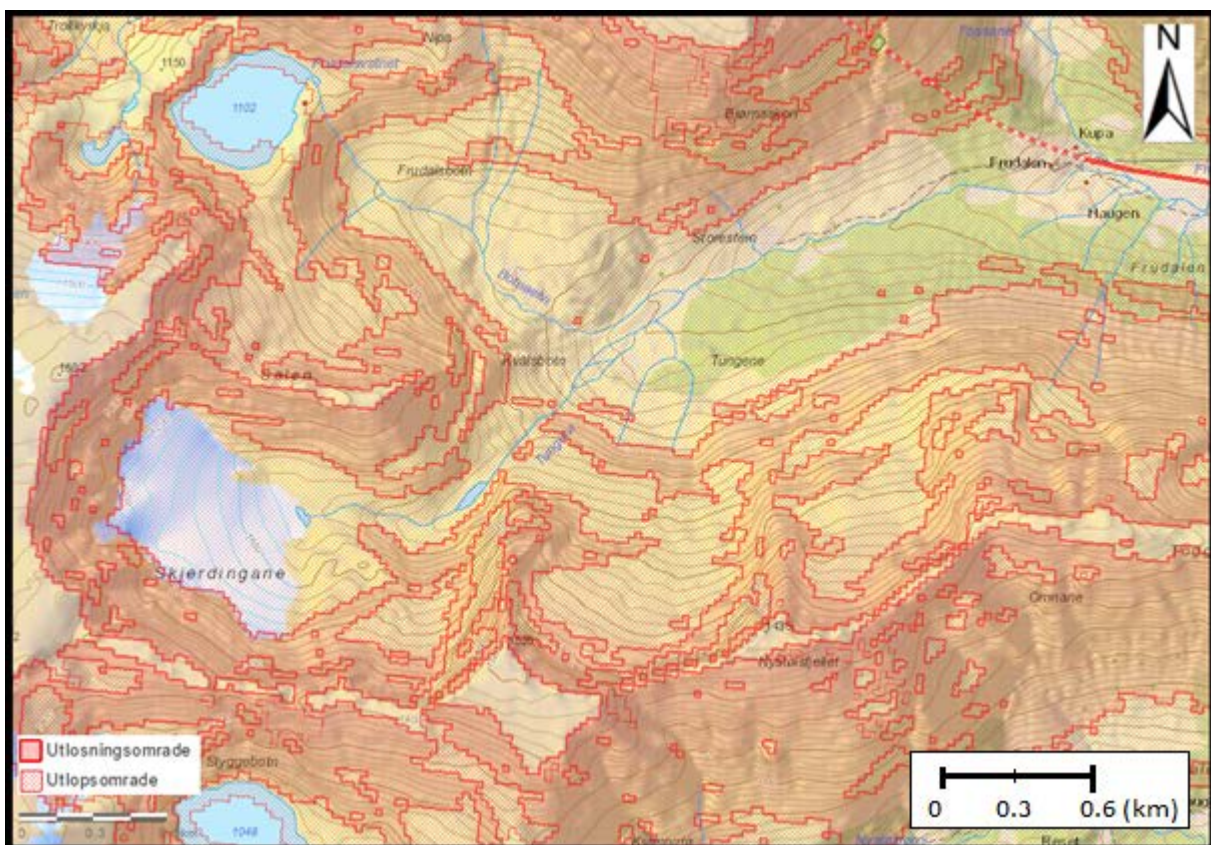


Figur 2: Interpolasjon av istykkelsen til Skjerdingsanebreen (Eldar & Rønning, 2015). Verdiene i legenden er i meter.

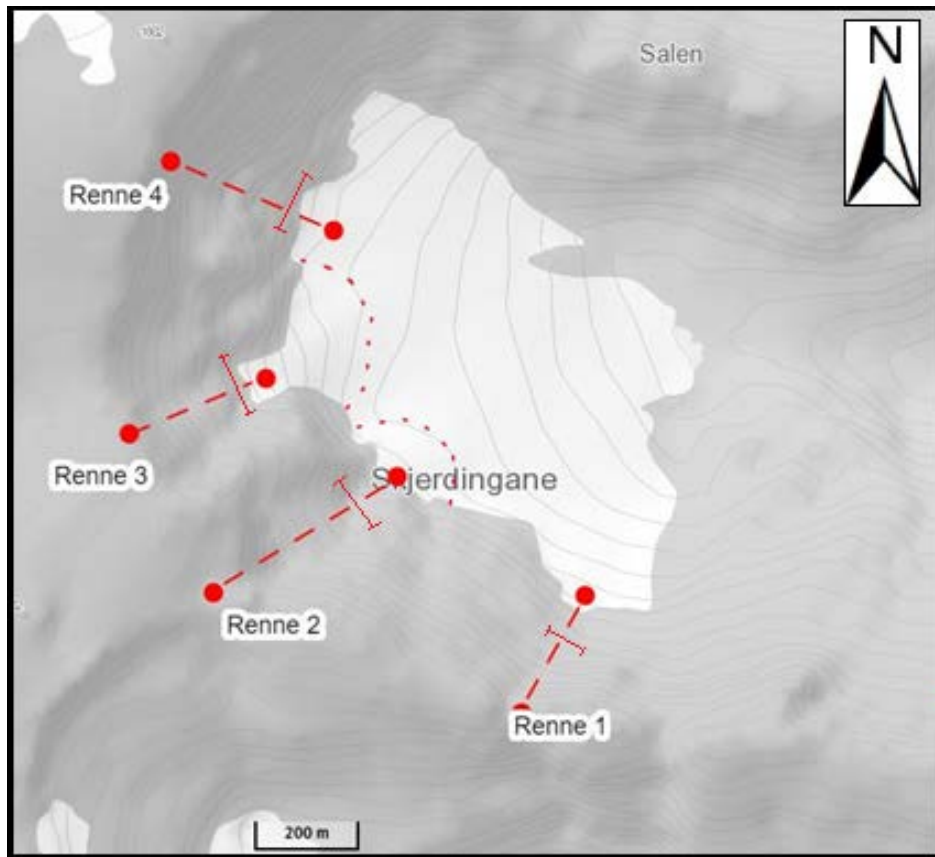
2.3 Skredfare i området

Området er svært rasfarlig på grunn av topografien og klimaet (se Figur 3 og avsnitt 2.1 og 2.4). Det høye fjellterrenget breen ligger i bunnen av samler opp store mengder med snø. Både vindretningen og nedbørsmengden fører til store avsetninger som utløses i form av snøskred, der renne 1-4 antas å ha mest skredføring (se Figur 4). Høydekonturene viser tegn til snøskredsavsetninger der renne 2 og 3 møter breen. Skredrennenes størrelse, helning og orientering er presentert i Tabell 1.

Varsom.no (nettbasert skredfaretjeneste levert av Norges Vassdrag- og Energidirektorat (NVE)) melder faregraden for ulike typer skred i de forskjellige regionene av Norge, i vårt tilfelle Indre Sogn. Faregradene går fra 1 - 5 eller liten, moderat, betydelig, stor og meget stor. I vinteren 2016/2017 var faregraden ofte betydelig (grad 3), noe som har gjort det vanskelig å utføre feltarbeid.



Figur 3: Aktsomhetskart fra NVE, for snøskred over Frudalen og Skjerdingsanebreen. Kartet viser at hele breen og dalen er dekket som «utløpsområdet» og store deler av botn og dalsidene er «utløsningsområde» senere referert til som «kildeområdet».



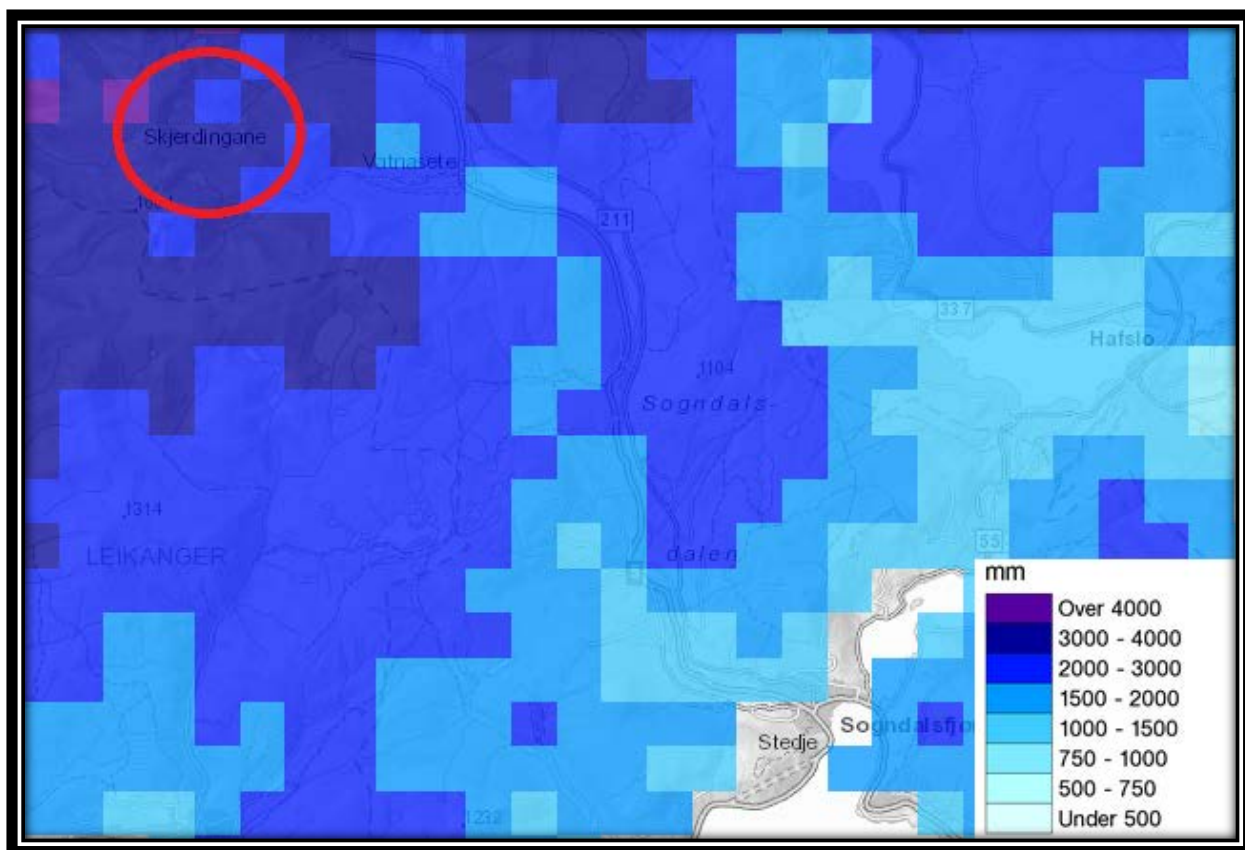
Figur 4: Topografisk kart over Skjerdinganebreen som viser lokasjonen til renne 1-4. De røde prikkene markerer snøskredavsetninger. Bildet er hentet fra norgeskart.no.

Tabell 1: Lengder, bredder og orienteringer for renne 1-4 (se Figur 4).

	Lengde	Bredde	Orientering
Renne 1	220 m	39 m	Nord-Øst
Renne 2	350 m	63 m	Nord-Øst
Renne 3	250 m	98 m	Nord-Øst
Renne 4	310 m	83 m	Sør-Øst

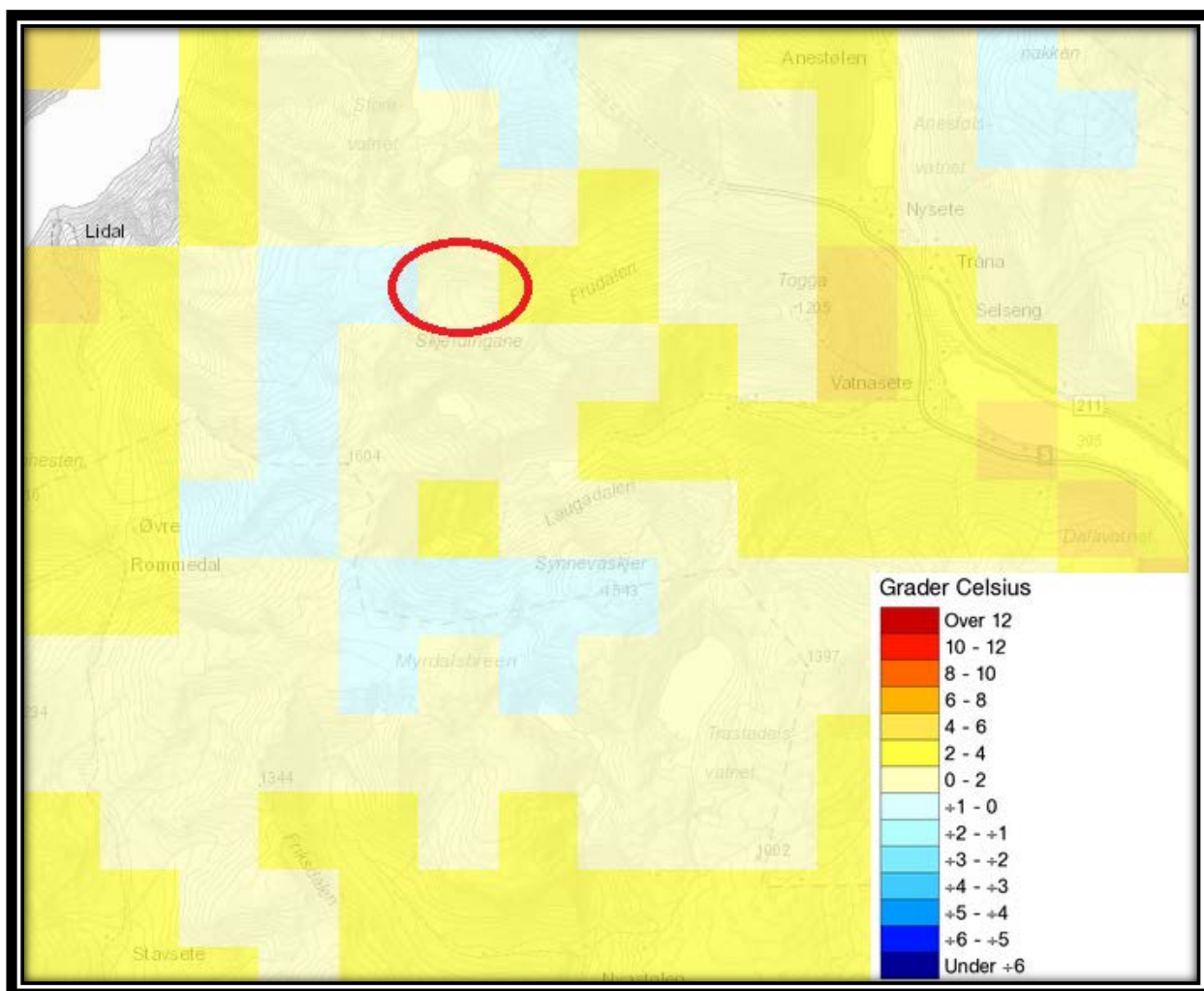
2.4 Klima nær Skjerdinganebreen

Skjerdinganebreen ligger på Vestlandet hvor klimaet er mer eller mindre maritimt, fordi det ligger innenfor “Vestavindsbeltet”. Grunnet lokale fjellkjeder innover i landet, er riktignok den maritime innflytelsen noe redusert. Sammenlignet med den gjennomsnittlige årsnedbøren i Norge på rundt 1400 mm (Tone Husebye pers. medd.) viser Figur 5 at klimaet rundt breen er fuktig, med en normal årsnedbør mellom 3000-4000 mm.

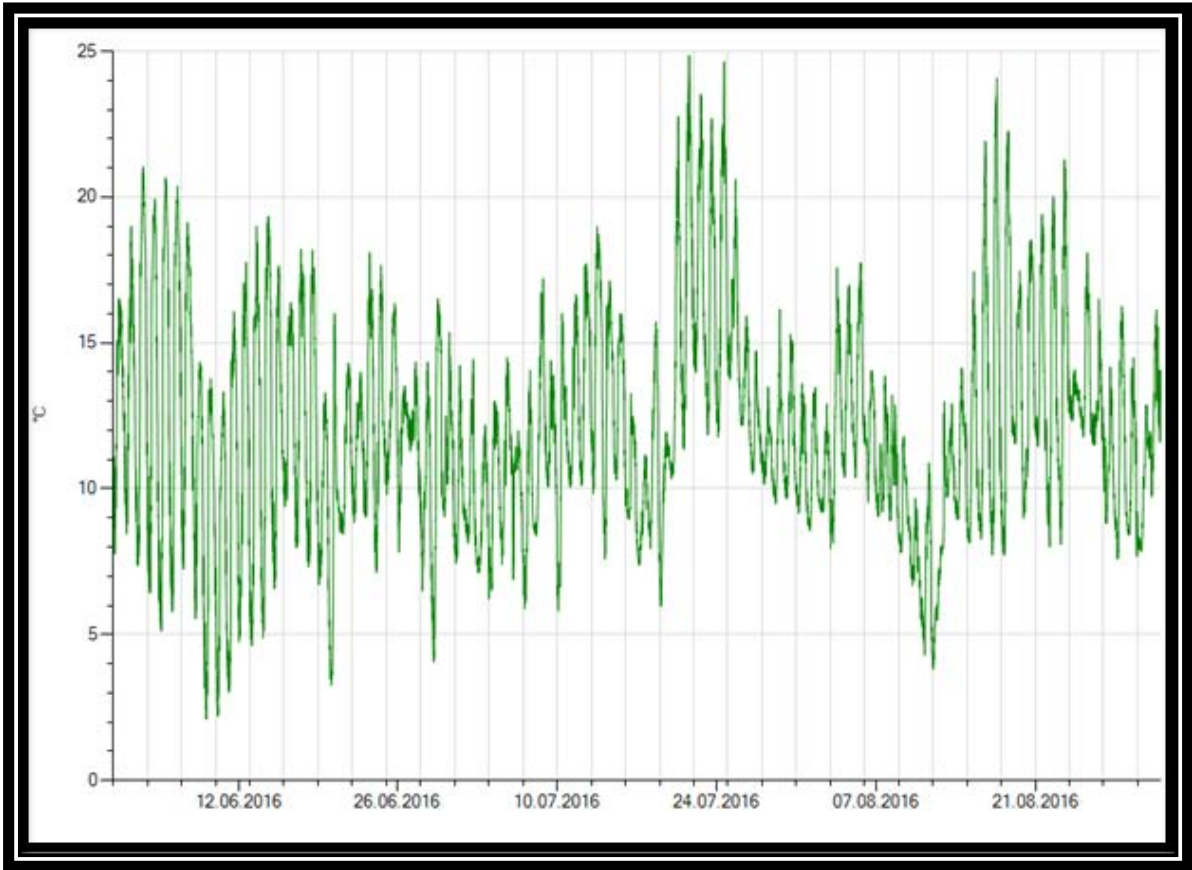


Figur 5: Bildet viser normal årsnedbør i mm for referanseperioden 1971-2000. Skjerdingsanebreen er markert med rød sirkel.

Den normale årstemperaturen (for normalperioden 1971-2000) ligger mellom 0 til 2 °C ved Skjerdingsanebreen (se Figur 6). Det antas at mye av nedbøren faller som snø i vinterperiodene. Når det gjelder sommertemperaturene var gjennomsnittet i 2016 på 12,04 °C ved målestasjonen på Anestølen (se Figur 7). Etersom temperaturen synker med 6.5 °C per vertikale km (Yr, 2010) kan en anta at den gjennomsnittlige sommertemperaturen rundt Skjerdingsanebreen (som ligger 800 m høyere enn Anestølen) lå på rundt 8,35 °C i 2016. Til sammenligning ligger den normale sommertemperaturen i Fjærland (3 m.o.h.) på 13,6 °C.

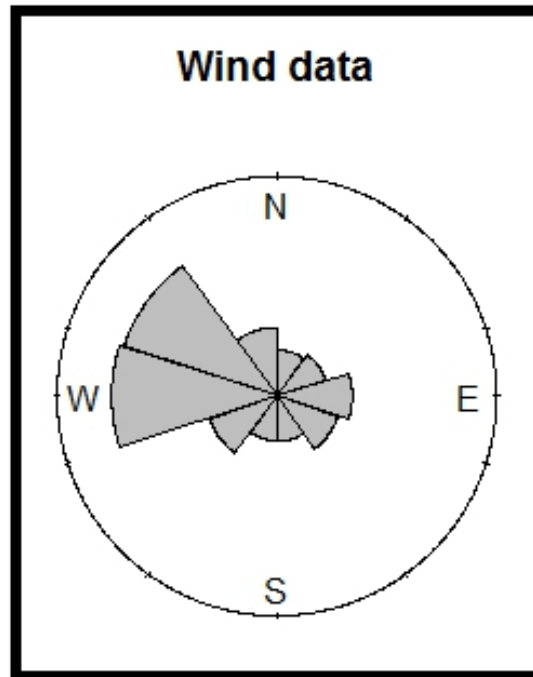


Figur 6: Kartet viser normal årstemperatur i lufta for normalperioden 1971-2000. Skjerdingsanebreen er markert med rød sirkel.



Figur 7: Grafen viser lufttemperatur (i °C) for sommerperioden 2016. Tallene er hentet fra målestasjonen i Anestølen (443 m.o.h).

Vind har egenskap til å transportere snø og det er derfor viktig å vite den dominerende vindretningen i området rundt Skjerdinganebreen. Vinddata er hentet fra målestasjonen i Frudalen og viser at den dominerende vindretning er fra vest til øst (målt fra 15. september 2016 til 8. april 2017) (se Figur 8). I forhold til Skjerdinganebreen betyr dette at vinden transporterer snø fra vest og avsettes på lesiden av ryggen, ofte som skavler.



Figur 8: Et rosedigram som viser den dominerende vindretningen. Det er jevnt lite pågang fra nord (N), øst (E) og sør (S) og en klart dominerende vindretning fra vest (W). Dataen er hentet fra Metrologisk Institutt og fremstilt i R-studio.

2.4.1 Målestasjoner

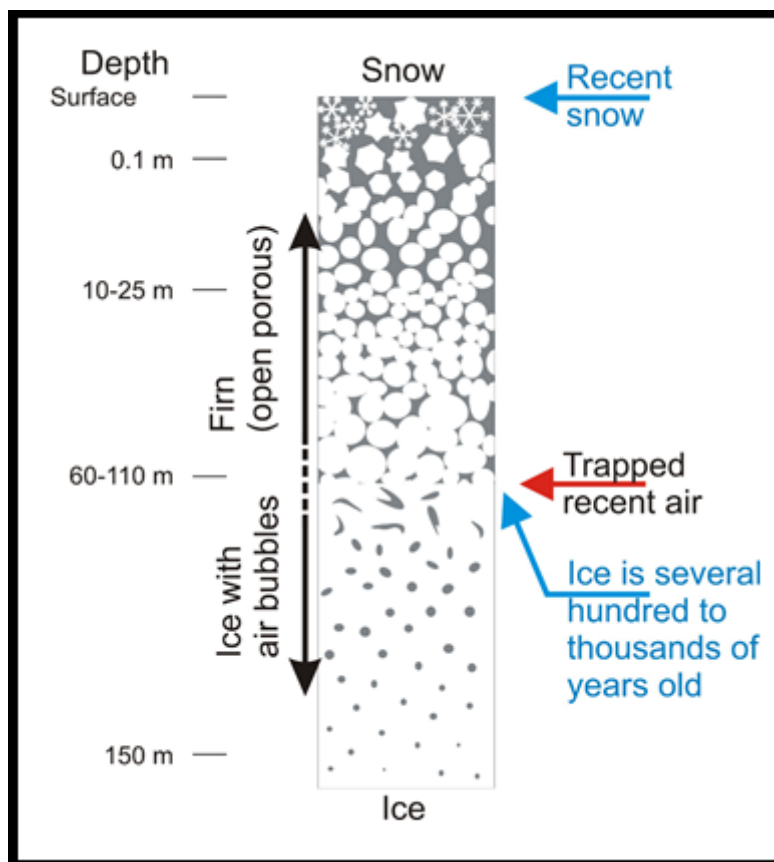
Det er ulike målestasjoner i nærheten av Skjerdinganebreen som gir oversikter over klimaet og værforholdene i området. Målestasjonene er lokalisert utenfor breens område, men dataene kan gi informasjon om sesongvariasjoner i nedbør, temperatur og vind. Nærmeste målestasjon er plassert i Frudalen (521 m.o.h., 3.4 km fra Skjerdinganebreen) av Statens Vegvesen, den måler lufttemperatur, vindretning og vindstyrke. Der nest kommer målestasjonen på Anestølen (447 m.o.h., 6.1 km fra Skjerdinganebreen) som blir kontrollert av NVE. Den måler lufttemperatur, snødybde, og snøens vannekvivalent. Siste målestasjon i område er stasjonert på Selseng (421 m.o.h., 6.3 km fra Skjerdinganebreen), hvor Meteorologisk Institutt mottar data angående nedbør og snødybde. Normal sommertemperatur er hentet fra målestasjonen i Fjærland (3 m.o.h., 9,1 km fra Skjerdinganebreen).

3. Teori

3.1 Glasiologi

Isbreer er store dynamiske masser av is som regelmessig utveksler energi med hydrosfæren, atmosfæren og andre deler av jordens system (Benn & Evans, 2014). Isbreer dannes når snø forblir liggende på samme området år etter år. Trykket av overliggende snølag, transformerer til slutt snøen om til is. Transformasjonen fra snø til is oppstår ettersom volumet av luftfylte porer reduseres og massetettheten øker. Nysnø har en tetthet på mellom 50-200 kilogram per kubikkmeter (kgm^{-3}), og breis en tetthet på 830-910 kgm^{-3} (Benn & Evans, 2014).

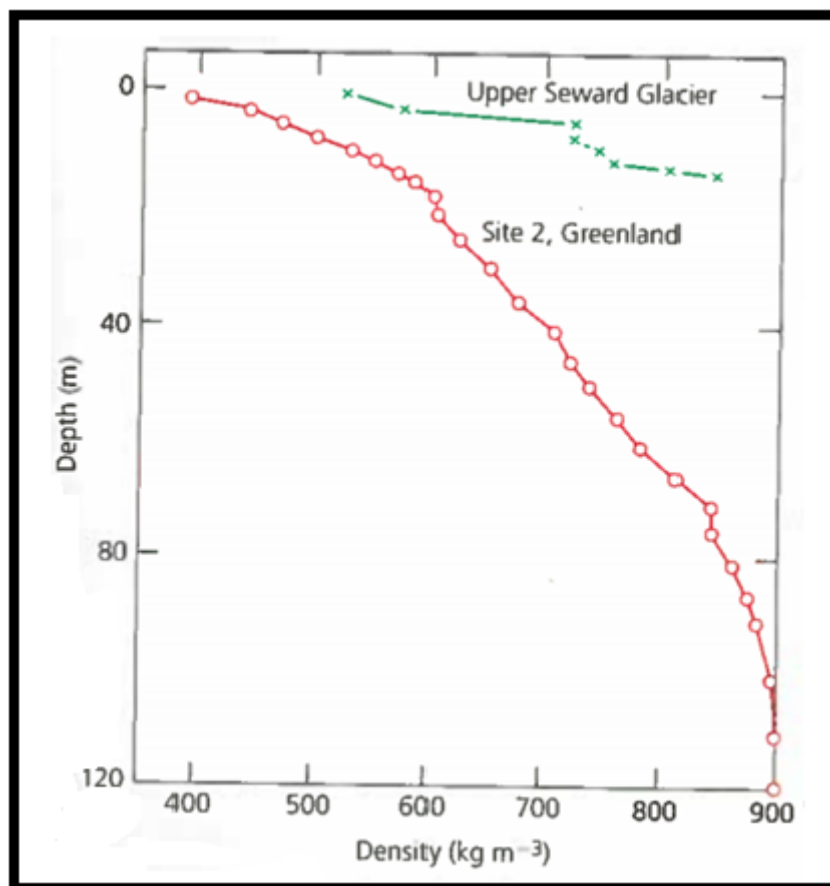
Snø som ligger igjen etter smeltesesongen og har begynt transformasjonen til is kalles firn, og har en tetthet på 400-830 kgm^{-3} . Under overgangen mellom firn og is er trykket fra overliggende snølag blitt så høyt at sammenkoblede luftkanaler blir forseglet og separert i luftbobler (se Figur 9).



Figur 9: Overgangen mellom snø til firn og firn til breis. Trykket fra overliggende lag forseglar luften i snøen til små bobler i isen. Figuren er hentet fra Iceandclimate

Tine- og fryseprosesser akselererer i stor grad transformasjonen fra snø til is. Dette skjer ettersom snøen vil smelte og smeltevannet vil migrere nedover i snøpakken og til slutt fylle luftrommene. Hvis temperaturen av underliggende snø er under 0 °C, vil smeltevannet igjen fryse og øke tettheten til snøpakken (Benn & Evans, 2014).

Tidligere studier har sammenlignet kontrasten i tid det tar fra firn blir til breis for en kystliggende bre i Yukon, Canada, opp mot en del av innlandsisen på Grønland. På den kystliggende breen viser Figur 10 at denne prosessen begynner 13 m under overflaten eller innen 3-5 år etter begynnelsen av begravde snølag. Til forskjell, viser Grønland-profilen noe helt annet. Her skjer endringen etter 66 m dyp, noe som tilsvarer mer enn 100 års snøakkumulasjon. Resultatet viser hvor mye kortere tid det tar fra snøen blir til breis på tempererte- enn polare breer, ettersom tine- og fryse prosessene drives av klimaet (Benn & Evans, 2014).



Figur 10: Grafen viser tetthetsforskjellen i snø/is i sammenheng med dybden. Transformasjonen fra snø til is skjer når tettheten overstiger 830 kg m⁻³. Der den kystliggende breen (Upper Seward Glacier) er i grønt. Bildet er hentet fra (Benn & Evans, 2010, s. 32).

3.1.1 Isbevegelse

For at en bre skal oppnå likevekt foregår det en intern massetransport fra akkumulasjonsområdet til ablasjonsområdet. Bevegelsen skyldes deformasjon av iskrystaller som følge av tyngdekraften, og kan deles inn i to prosesser; intergranulær- og intragranulær forskyvning. Intergranulær forskyvning er når iskrystaller beveger seg i forhold til hverandre, mens ved intragranulær forskyvning skjer bevegelsen internt inne i hvert enkelt iskrystall (Benn & Evans, 2014).

En annen form for brebevegelse er basal glidning. Dette skjer når temperaturen under breen er ved trykksmeltepunktet og isen begynner å smelte. Smeltevannet minker friksjonen mellom breen og berggrunnen. Trykksmeltepunktet minker med 0,072 °C per million pascal, og har derfor en lavere verdi lengre ned i bremassen (Benn & Evans, 2014).

3.1.2 Massebalanse

Massebalanse blir beskrevet som endringene av den totale massen til en bre i løpet av en bestemt tidsperiode. Dette er resultatet av endringer i ablasjon og akkumulasjon og blir kalt breens budsjett (Nesje, 2012). Budsjettåret i Norge beregnes fra 1. oktober til 30. september, selv om sesongskiftet ikke nødvendig skjer på samme tid hvert år (Nesje, 2012). Dersom ablasjonen er større enn akkumulasjonen i løpet av et år, har breen en negativ nettobalanse. En forenklet formel for nettobalansen (b_n) kan skrives som:

$$b_n = c_t + a_t \quad (1)$$

Hvor b_n er nettobalansen, c_t er den totale akkumulasjonen og a_t er den totale ablasjonen. Akkumulasjonen vil alltid være et positivt tall og ablasjonen et negativt tall (Paterson, 2016).

“Equilibrium Line Altitude “(ELA) er breens likevektslinje. Den ligger der akkumulasjon er lik ablasjon (Nesje, 2012). På slutten av smeltesesongen måles den årlige likevektslinjen. Ligger den årlige likevektslinjen langt nede på breen betyr dette at breen har hatt et år med positiv vekst. Målinger av likevektslinjen over en periode på 30 år, blir kalt den klimatiske likevektslinjen (Nesje, 2012).

3.2 Snøskred

Av de solide overflatemassene på jorden er snø en av de svakeste. Dette er en av grunnene til at snøskred er den mest aktive formen for skred (McClung, 2006). Prosesser som fører til skredaktivitet er; nedbørsperioder, rask temperaturstigninger og kraftig vind. Mest utsatt i Norge er kystnære områder på Vestlandet (NVE, 2017). Det finnes to hovedtyper snøskred; løssnøskred og flaskskred som kan kategoriseres videre basert på vanninnhold, sediment innhold og snøtype (McClung, 2006).

3.2.1 Løssnøskred

Løssnøskred utløses fra et punkt ved overflaten når kohesjonen mellom snøkrystallene blir for svake (se Figur 11). Snøen kan være både tørr og våt (NVE, 2017). Skredet sprer seg så utover og drar med seg mer snø på vei ned i terrenget (McClung, 2006). De er lett gjenkjennelige ved deres pæreformede skredavsetning. Løssnøskredene er gjennomsnittlig mindre enn flaskskredene, men kan også være farlige (NVE, 2017).



Figur 11: Illustrasjon av løssnøskred. Figuren viser hvordan løssnøskred starter fra et punkt og utbres i en «pæreform». Bildet er hentet fra Varsom.

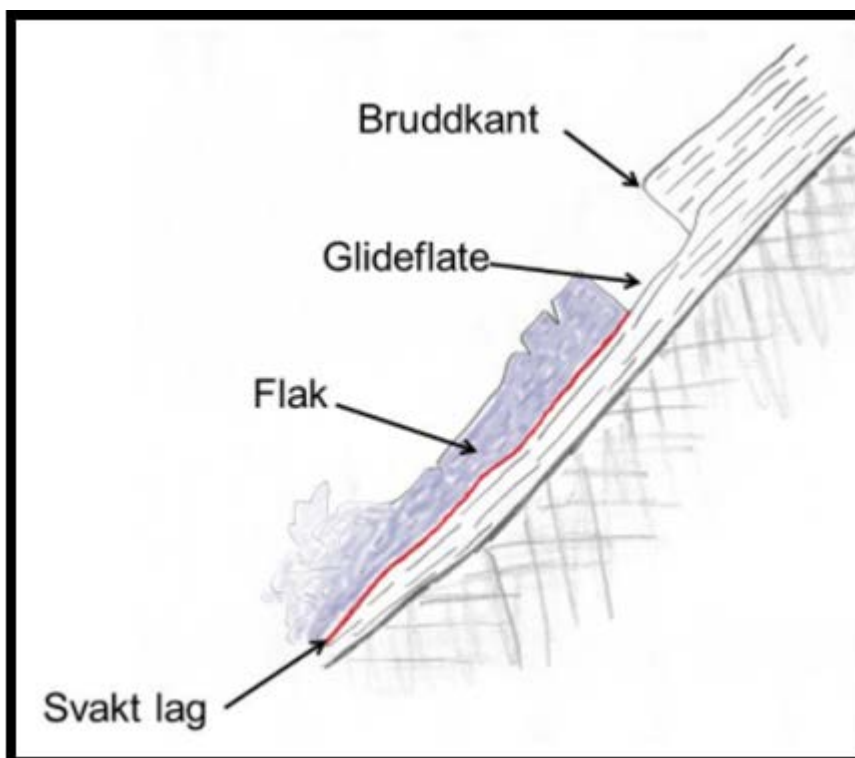
3.2.2 Flakskred

I motsetning til løssnøskred har flakskred eller «slab avalanche» (McClung, 2006) et mye større område som løsner samtidig. Ved dannelsen av flakskred er det tre forskjellige lag i snøpakken:

- 1) I bunnen er det fast snø med god bindeevne og virker som en glideflate.
- 2) Deretter er det et tynt svakt lag som blir kalt glidesjikt.
- 3) På toppen er det et sammenhengende lag med god bindeevne som utgjør flaket i skredet.

Når et flakskred utløses sklir det nedover langs det svake laget på glideplanet, og danner en bruddkant der snøen har løsnet (se Figur 12). Glidesjiktet er et tynt ofte vedvarende svakt lag i snøpakken som kollapser. Det er i hovedsak to typer vedvarende svake lag. Den ene typen er dannelse av kantkornet snø. Ved lengre kalde perioder vil temperaturen ved snøoverflaten være lavere enn ved bunnen av snøpakken. Luften i bunnen av snøpakken er derfor fuktigere enn luften over. Dermed vil vanndamp migrere opp gjennom snøpakken og fryse fast til andre snøkrystaller ettersom temperaturen er lavere mot overflaten og det blir dannet kantkornet snø (Varsom.no, 2017). Den andre prosessen som danner vedvarende svake lag er begravelse av overflaterim. Overflaterim dannes under kaldt og klart vær, hvor vanndamp i luften fryser fast på snøoverflaten. Dette blir til et glidsjikt når nysnø begraver overflaterimen (Varsom.no, 2017)

Den normale helningsvinkelen til flakskred varierer fra 25° – 55° (se Tabell 2), men de fleste flakskred oppstår i helninger fra 35° – 40° . Under 25° blir ikke belastningen på det svake laget stor nok til å gå i brudd, og over 55° løsner snøen som løssnøskred før snøen omdannes til flak (McClung, 2006).



Figur 12: Flakskred med bruddkant, glideflate, flak og et svakt lag (glidesjikt). (Tønnessen, 2013)

Tabell 2: En erfaringsbasert helningstabell for snøskred (McClung, 2006). Tabellen er oversatt fra engelsk til norsk.

Snøskredstype i forhold til helning	
60° -90°	Små og sjeldne skred
30° -60°	Tørre løssnøskred
45° -55°	Hyppige og små flakskred
35° -45°	Flakskred i alle størrelser
25° -35°	Uforutsigbare og store flakskred
10° -25°	Uforutsigbare, våte snøskred

3.2.3 Kildeområdet til skred

Helningen i terrenget er den viktigste faktoren for skredets kildeområde. Erfaringer viser at snøen trenger en minimums vinkel på 30° for å komme i bevegelse (Kronholm et al., 2006).

Andre undersøkelser utført av McClung (McClung, 2006) har funnet at det ikke finnes en sikker minstehelning, da den vil variere med snøforholdene. Tabell 2 oppsummerer dette studiet, og viser hvilke skred som går fra 10° til 90° (McClung, 2006).

Vind transporterer snø som avsettes på lesiden til rygger som ofte bygger seg opp til skavler (se Figur 13). Vindavsatt snø har stor sannsynlighet for å utløses hvis helningen er kritisk. Hvis skavlene svikter kan de virke som skredutløsere ved å skape en forstyrrelse i snøpakken under (McClung, 2006).



Figur 13: Snøskavl på toppen av ryggen ved Skjerdinganebreen. Bildet er tatt under feltarbeid fra breen mot det vestliggende fjellterrenget. Foto: Jens Fredrik Kolnes.

Kildeområdet orientering til solen har også stor påvirkning for snøskred aktiviteten. Nordøstvendte dalsider og dalbunner er skyggelagt mesteparten av vinteren. Gjennom vinteren vil solsidene være stabile på grunn av varmere snøtemperatur. Snøen på skyggesidene bruker lengre tid på å stabilisere seg og ivaretar en usikker krystallstruktur. På våren vil solsidene få mer usikre skredforhold på grunn av solvarme. Dette skyldes temperaturstigning i snøpakken som smelter bindingene mellom snøkrystallene og fører til høyere vanninnhold i snøpakken som gjør den mer ustabil. Slike forhold vil forandre seg på dagsbasis (McClung, 2006).

Grunnoverflaten kan virke både positivt og negativt på snøskredaktiviteten. Store blokker, trær og erodert/forvitret berggrunn fungerer som et anker for snøpakken. Ujevnheter hindrer også dannelsen av flakskred, fordi terrengflatene forsvinner. Når snønivået overstiger høyden på

ujevnheter og overflaten jevnes ut, vil blokker og trær gi motsatt effekt. Med stort press fra overliggende snø kan de gi etter og skape en forstyrrelse som kan utløse skred (McClung, 2006).

3.3 Georadar

En georadar, Ground Penetrating Radar (GPR), er en geofysisk metode som brukes for å kartlegge undergrunnen. Bruk av radar ble først brukt i 1904 for å finne nedgravde metallobjekter (Daniels, 2004). I dag blir metoden brukt til flere formål, for eksempel glasiologi, grunnvannsforekomster og testing av betong (Jol, 2008). GPR målinger gjøres med en senderantenne og en mottakerantenne, som flyttes langs et profil. Metoden benytter elektromagnetiske bølger (EM-bølger).

3.3.1 Elektromagnetiske bølger gjennom ulike materialer

Når EM-bølger blir sendt ut fra en GPR brer de seg i en sfærisk form. Etersom EM-bølgene beveger seg fra et material til et annet blir noen av bølgene reflektert, mens andre blir transmittert. Mengden av bølger som blir reflektert vil variere for ulike materialer (Mussett & Khan, 2000).

3.3.2 Materialers elektriske egenskaper

Permittivitet (ϵ) beskriver et materiales evne til å lagre elektrisk energi og danne dipoler når det blir utsatt for et elektrisk felt. Energien frigjøres når det elektriske feltet forsvinner. I GPR undersøkelser brukes den relative permittiviteten (ϵ_r) som beskriver permittiviteten til et material i forhold til luft i et vakuum. Hvis et materiale da har dobbel så stor permittivitet blir den relative permittiviteten til materialet 2. Store kontraster i permittivitet mellom materialer vil gi gode refleksjoner. Typisk relativ permittivitetsverdi for bergarter ligger mellom 3 til 40, og avhenger ofte av vanninnholdet i bergarten ettersom vann har en høy relativ permittivitet. Ren is har en lav relativ permittivitets verdi på omkring 3,2. (Mussett & Khan, 2000)

Konduktivitet er et mål på hvor godt et materiale er til å lede elektrisitet. I et materiale med høy konduktivitet vil det være stor bevegelse mellom elektronene. Dette skaper varme og tapper det elektriske feltet for energi, og demper signalet (Jol, 2008). Sjøvann har en høy konduktivitets verdi (se Tabell 3), dermed vil signalet dempes raskt og av den grunn er GPR undersøkelser sjeldent brukt i maritime settinger.

Tabell 3: Forskjellig materialets relative permittivitet, konduktivitet og hastighet. Den relative permittiviteten er et forholdstall og har ingen benevnning, konduktivitet måles i mikrosimens per meter og hastigheten er målt i meter per nanosekund.

Material	Relative permittivitet, (ϵ_r , f/m)	Konduktivitet, (σ , mS/m)	Hastighet (m/ns)
Luft	1	0	0,30
Ferskvann	81	0,5	0,033
Sjøvann	81	3000	0,033
Ren is	3,2	0,01	0,16
Våt leire	25-40	50-100	0,5-0,6
Tørr sand	3-6	0,1-1	0,06
Våt sand	20-30	0,1-1	0,06

3.3.3 Hastigheten til EM-bølger

Hastigheten til EM-bølger avhenger av hvilket materiale de går gjennom og dens permittivitet (Mussett & Khan, 2000). I luft har bølgene en hastighet på 0,30 m/ns, mens i andre materialer som is og vann er hastigheten lavere (se Tabell 3). Hastigheten av EM-bølger beregnes:

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad (2)$$

Hvor hastigheten av EM bølger er v , c er lysets hastighet og ϵ_r er den relative permittiviteten.

Hastigheten til EM-bølger i snø er komplisert ettersom snøens egenskaper kan variere. Snø er sett på som en blanding av luft og is, men vanninnholdet i snøen kan variere med endring i lufttemperatur og soloppvarming. I våt snø vil hastigheten være lavere enn i tørr snø. Dette er på grunn av høyere vanninnhold og vannets lave hastighet i forhold til is.

3.3.4 Vertikal oppløsning

GPR benytter høyere frekvens enn noe annet geofysisk instrument med frekvenser fra 25 - 1000 MHz (Mussett & Khan, 2000). Frekvens er antall svingninger per tid og kan beregnes som:

$$f = \frac{1}{T} \quad (3)$$

Hvor f er frekvensen og T er tiden for en svingning.

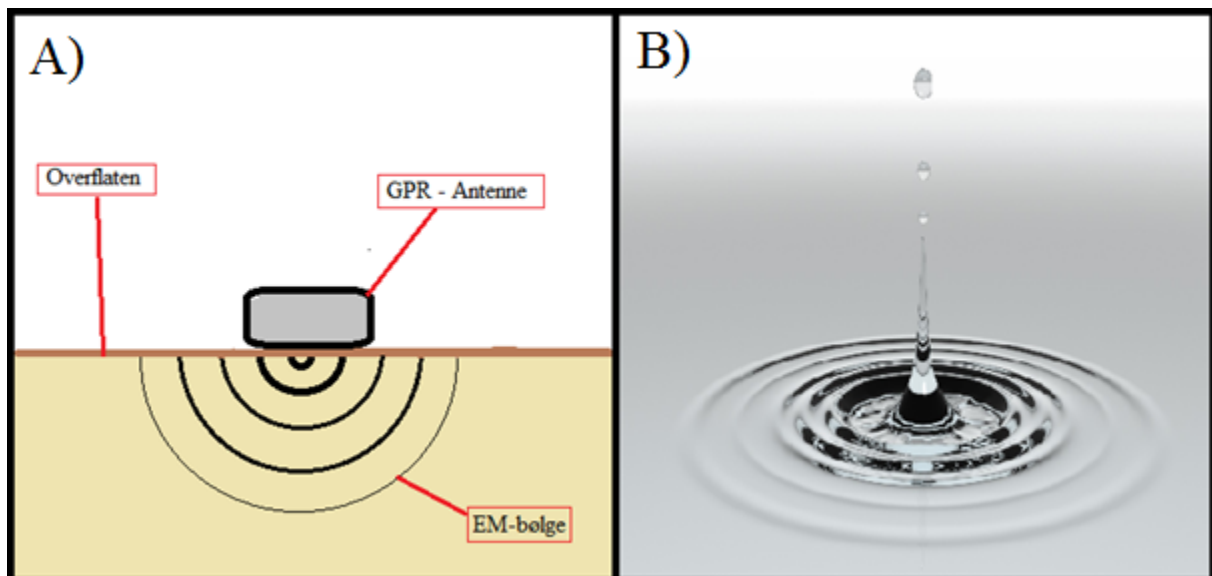
$$f = \frac{v}{\lambda} \quad (4)$$

Frekvensen kan også skrives som forholdet mellom hastigheten og bølgelengden hvor λ er bølgelengden.

Oppløsningen ved georadarmålinger er avhengig av frekvensen. Ved høy frekvens vil en få god vertikal oppløsning og tett lagdeling vil kunne sees som to forskjellige reflektorer. Ved lavere frekvenser vil lagdelingen vises som en reflektor (Mussett & Khan, 2000). Det brede spekteret av frekvenser gjør at georadaren kan brukes til målinger av flere typer materiale og har en romlig skala fra centimeter til hundre meters dybde (Jol, 2008).

3.3.5 Penetrasjonsdybde

Penetrasjonsdybden er hvor dypt de EM-bølger vil gå. Energien fra EM-bølger reduseres på to måter. Den ene måten er når de forplantes og spres over et større område (se Figur 14). Den andre måten er når energien blir absorbert ved bevegelse gjennom en konduktor. Alle bergarter er til en viss grad en konduktor, og demper signalet fra EM-bølgene med den samme faktor for hver bølgelengde. Dermed vil lavfrekvente bølger ha større penetrasjonsdybde enn høyfrekvente. Amplituden til bølgene minker eksponentielt, og vil dermed teoretisk sett aldri nå et nullpunkt. Skinndybde er derfor introdusert, og er et mål på dybden hvor bølgeenergien er minsket til $1/e$ (e er den matematiske konstanten 2,71828...) (Mussett & Khan, 2000).



Figur 14: B) Viser hvordan amplituden til bølgene etter vandråpen minker når den samme mengde energi skal dekke et stadig større område. Dette gjelder også for EM-bølger som brer seg ned i et materiale, A). Bilene er modifisert selv.

Vann har en høy permittivitet, fordi vannmolekylene er et dipol molekyl (Bernal & Fowler, 1933) og enkelt danner dipoler under påvirkning av et elektrisk felt. Is har en lavere permittivitet, fordi vannmolekylene er i fast form, og vil dermed ikke danne dipoler like lett. I is er konduktiviteten svært lav, og det er lav demping av signalet. EM-bølger i is har derfor høy penetrasjonsdybde, og er derfor godt egnet til GPR målinger.

3.3.6 Avstand til reflektor

Når det blir sendt ut en puls av EM bølger, registrerer mottakerantenne reflekterte bølger innen et visst tidsvindu. Tiden fra EM bølgene blir sendt ut til mottakerantennen mottar signal kalles “Two-Way Traveltime” (TWT). Når hastigheten i materialet er kjent, kan en enkelt beregne avstand eller dybde til reflektoren som:

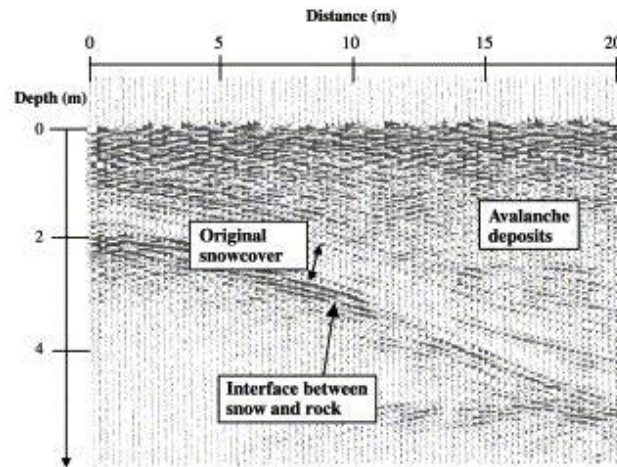
$$h = \frac{TWT \times v}{2} \quad (5)$$

Hvor h er avstanden til reflektor og v er hastigheten til EM-bølgene.

3.3.7 Tidligere GPR-undersøkelser av snøskredsavsetninger

På Svalbard er det gjort en GPR-undersøkelse for lokalisering av personer tatt av snøskred. Snøskredet som ble undersøkt var i 2001 der to personer ble tatt. Avsetningen var 1000 m langt, 100-200 m bredt og 8 m tykt uten noen form for sedimentavsetninger som trær, jord eller blokker. Undersøkelsen fokuserer ikke på strukturen i avsetningene, men kunne ut ifra

resultatene konkluderer med at grensen mellom snøskredavsetningene og den originale snøpakken er enkel å tolke (se Figur 15). I skredavsetningene er strukturen mer kaotiske i forholdet til den mer homogene originale snøpakken hvor også interne lag i snøpakken kan observeres, som dannes av smelte- og tineprosessen (se avsnitt 3.2.2) (Instanes, Lønne, & Sandaker, 2004).



Figur 15: Radargrammet viser skille mellom snøskredavsetning, den originale snøen og overgangen til berggrunn (Instanes et al., 2004).

4. Metode

4.1 Feltarbeid

Det ble gjort feltarbeid på Skjerdinganebreen 2. februar, 20. april og 5. mai 2017. Tykkelsen til snøpakken på breen og hvor mye snø som hadde akkumulert ble målt ved hjelp av GPR målinger. De ble utført med et «MALÅ – system» produsert av MALÅ. Systemet består av en kontrollenhet, monitor og «Shielded-antenne», der «Shielded» vil si at sender- og mottakerantennene er i samme boks (se Figur 16). Kontrollenheten styrer datainnsamlingen og sender det til monitoren. På monitoren innstilles alle funksjonene og viser målingene under datainnsamlingen. Det ble også koblet til en GPS (G Star IV) som ga lokasjonene til GPR profilene.



Figur 16: Hva GPR-systemet besto av. A) «MALÅ Shielded 500MHz antenne», B) «MALÅ XV-Monitor» og C) «ProEx - Professional Explorer Control Unit».

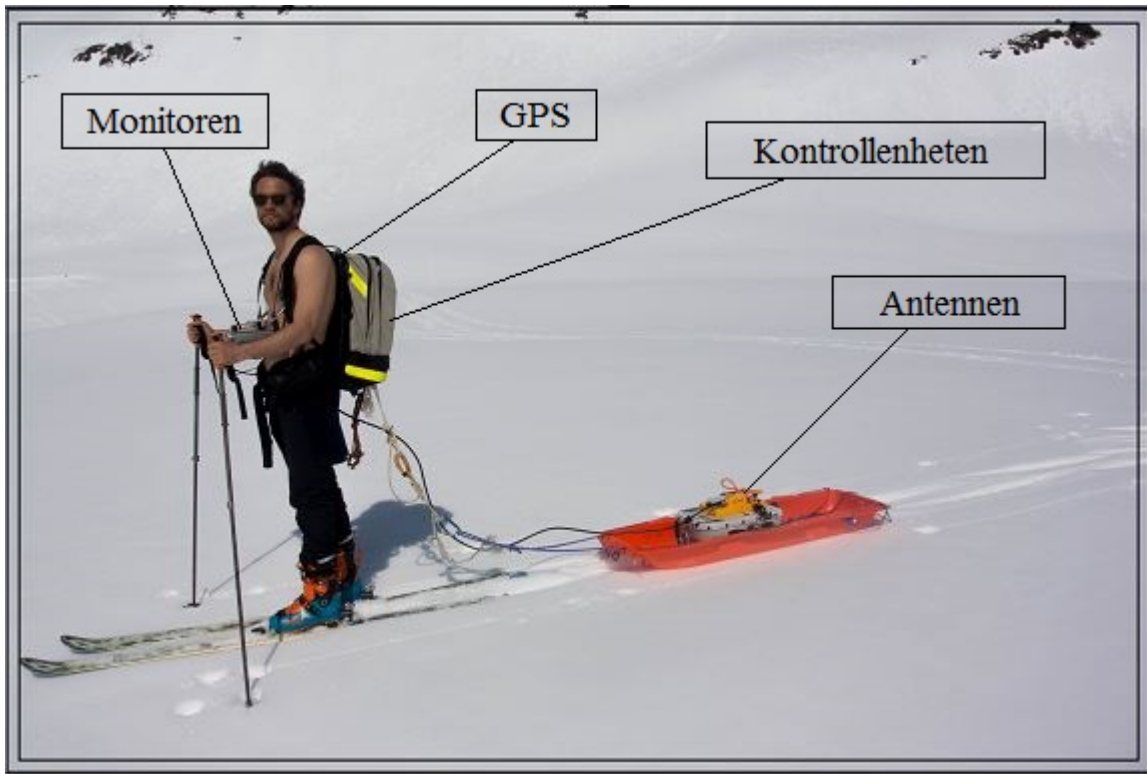
4.1.1 Installasjon av markører i snøpakken

For å kunne sammenligne GPR målinger med alternative elementer på breen, ble det brukt bambusstenger og hønsenetting som markører. Disse ble installert ca. en meter ned i snøen for bedre stabilitet. Hønsenettingene hadde et overflateareal på 0,25 m² og ble klippet til med avbitertang. GPS-punkter ble registrert ved hver installasjon, slik at markørene senere kunne lokaliseres og måles igjen for å beregne akkumulasjonen fra forrige felttur.

4.1.2 Datainnsamling og oppsett

Skituren fra parkeringsplassen ved Frudalstunnelen og inn til breen tok to til tre timer. Det ble brukt Randoneski på grunn av det krevende terrenget (se avsnitt 2.1). På grunn av høy rasfare ble det også medbrakt skredsøker, søkestang og spade (se avsnitt 2.3).

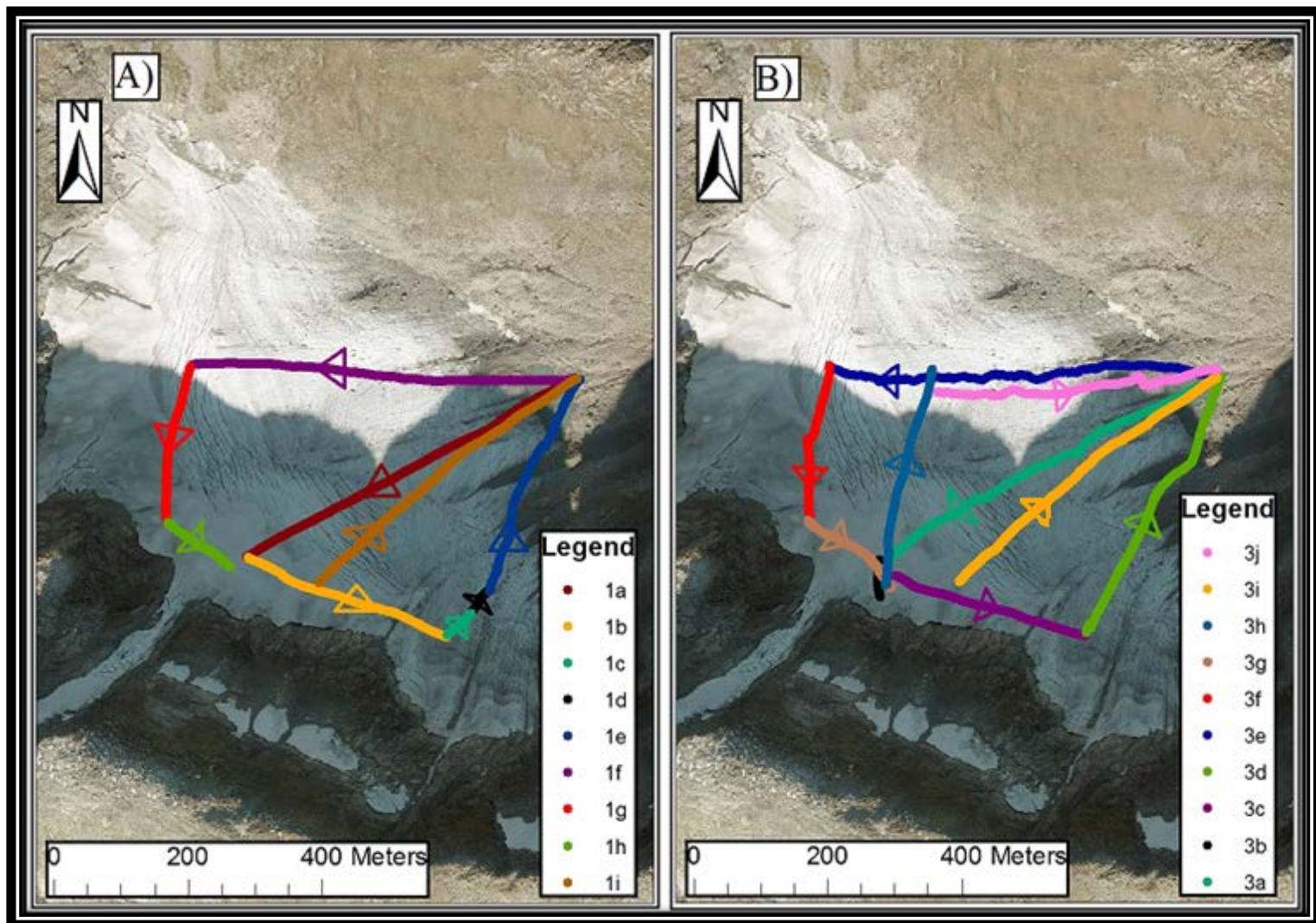
Oppsettet for GPR-systemet ble rigget etter ankomst på breen, der koblingen gikk fra antenne, kontrollenheten, monitoren og til slutt GPSen (se Figur 17). Oppover på breen krevdes det en person for å utføre måling, mens på vei ned måtte en ekstra person kjøre bak for å holde pulken.



Figur 17: Bildet viser oppsettet av systemet under feltarbeid med monitor, GPS, kontrollenhet og antenne. Foto: Ivar Haukelidsæter.

Det ble totalt målt 17 GPR profiler hvor av ni ble målt dag 1 og åtte dag 3 (se Figur 18). Dag 2 ble det ikke tatt GPR målinger fordi batteriet til monitoren var defekt, i stedet ble det fokusert på å kartlegge snøskredavsetninger på breen og måle snødybden med spade og søkestang. Profilene fra dag 1 var planlagt fra et flyfoto og skulle dekke så mye av breen som mulig. Dag 3 ble disse profilene gjentatt med hjelp av GPS-koordinater.

Tabell 4 viser hvilke innstillinger som ble satt på de forskjellige GPR funksjonene: «Time window» er hvor lenge mottaker antennen skal være åpen for å motta signaler. «Timeintervall» er hvor ofte sender antennen skal sende ut målinger. «Frekvens» er bestemt ut ifra hvilken antenne som brukes og «Sampling frekvens» er hvor tett en reflektert EM-bølge skal registreres.



Figur 18: Flyfoto av Skjerdingsanebreen med lokasjonen til alle profilene. Bilde A) viser profilene fra dag 1 og B) fra dag 3. Pilene på profilene viser retningen målingene ble tatt.

Tabell 4: Funksjoner og innstillinger som ble brukt på GPRen under datainnsamlingen.

Funksjon	Innstilling
Time-window	Dag 1: Short (140 ns) Dag 3: Medium (370 ns)
Time intervall	0,100 s
Frekvensen	500 MHz
Sampling intervall	5400 MHz

4.2 Prosessering av GPR-data

Reflex2DQuick ble brukt for å tolke og prosessere profilene. Programmet er levert av Sandmeier Geophysical Research (Sandmeier, 2004) og programmert av Dr. Karl-Josef Sandmeier. Det kan brukes til både seismiske og GPR data.

4.2.1 Opplasting av data

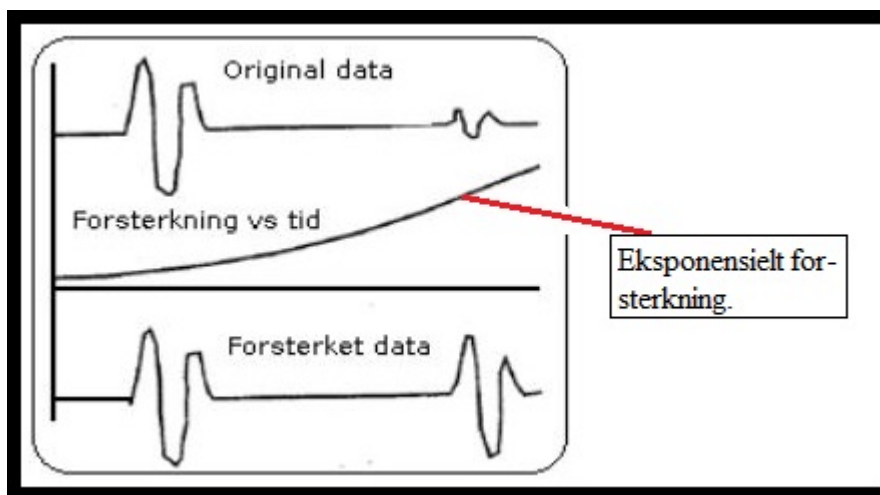
Monitoren lagret alle målinger som datafiler (.DAT) under feltarbeidet. Her følger det også med en datafil (.COR) med GPS-koordinatene til hvert målepunkt som blir oppgitt som et “Trace number” (trace no.). Trace no. verdiene blir plottet fra 1 og opp til antall målepunkt som blir registrert på x-aksen. På y-aksen plottes alle de mottatte refleksjonene.

4.2.2 Prosesseringsfiltre

Static correction samsvarer første registrerte signal med tiden 0 på venstre y akse. Dette kan korrigeres automatisk i Reflex2DQuick som setter tidspunktet der første signal er blitt mottatt.

Subtract-mean (dewow) Under data innsamlingen legger høyfrekvent data seg over lavfrekvent, som er en form for støy. Dette blir fjernet med å regne ut den gjennomsnittsverdien for alle målte verdier for hvert trace no.

Gain funksjonen forsterker signaler. Utsendte signaler vil bli svakere desto lengre de har reist (se 3.3.5), derfor vil en like sterk reflektor, dypt i radargrammet gi et svakere signal enn ved overflaten. Gain filteret øker derfor eksponentielt med tiden og forsterker de dype signalene mer enn de grunne (se Figur 19).



Figur 19: Grafen viser hvordan Gain funksjonen forsterker et EM-signal over tid. Den har tid på x-aksen og signalstyrke på y-aksen. (Førre, 2012). Figuren er modifisert.

Plot scale øker kontraster. Her er 0,97 brukt.

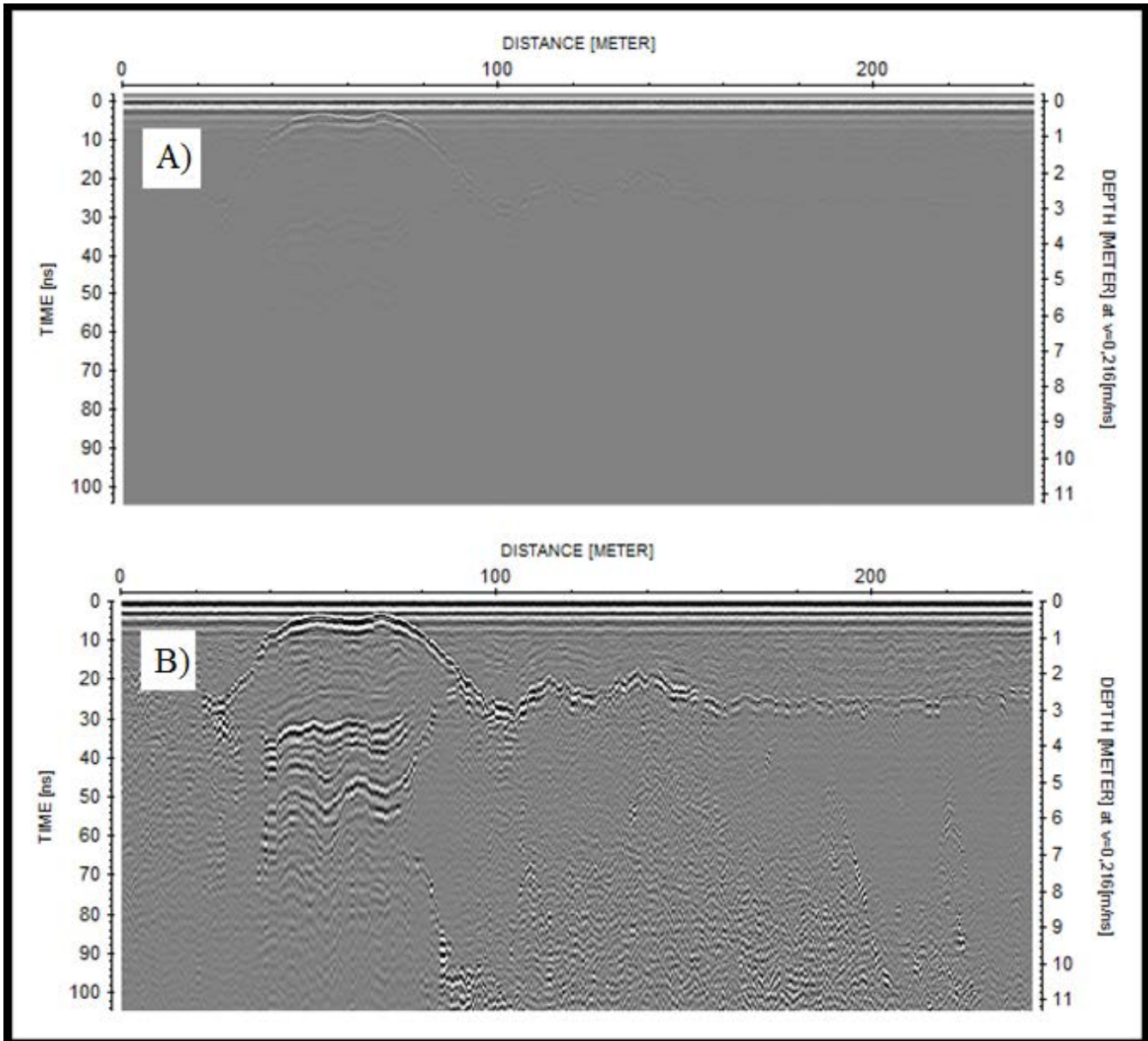
Background removal fjerner konstant støy og direkte bølger (bølger direkte fra sender til mottaker antennene), ved å fjerne gjennomsnittsstyrken til alle målingen. Dette filteret ble brukt for å få frem hønsenettingen i radargrammene.

Colorpalett: Signalstyrken blir plottet i radargrammet med forskjellig farge. Forskjellige farger kan velges i colorpalett. Mest brukt i oppgaven er «Gray 1», som går fra hvit til svart i henhold til signalstyrken, men «Rainbow 1» og «BlueRedWhite» er også brukt.

Topografi korrigering kan gjøres gjennom «traceheader edit» der x og y koordinatene, lengden og høyden for hvert trace no. kan endres. Ved å laste GPS data tatt under målingene i «traceheader edit» blir de overnevnte faktorene innstilt etter topografien. Korrigering for lengden er gjort for alle profilene i denne oppgaven, men for hele topografien er det kun gjort på 1 profil.

4.2.3 Radargrammene

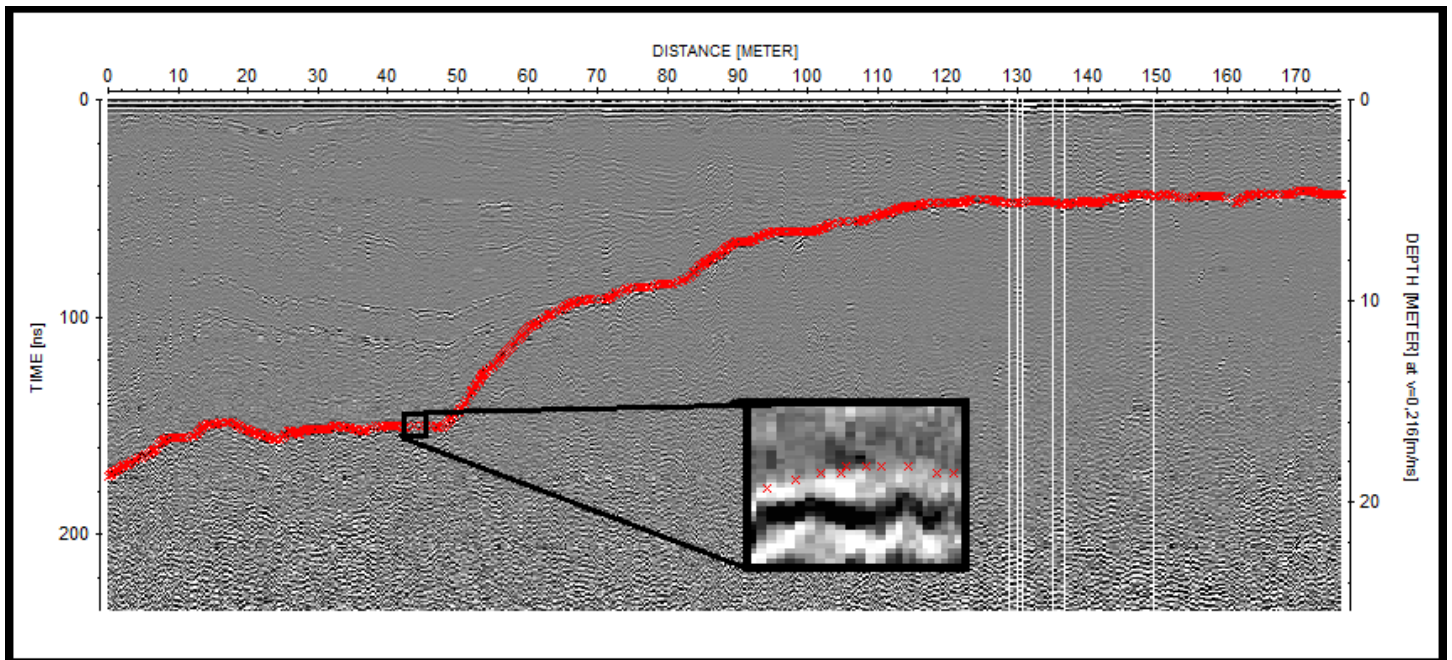
Figur 20 viser et radargram, før og etter prosessering. X-aksen viser distansen målt i meter, y-aksen til venstre viser TWT mellom sendt og mottatt signal i nanosekunder (ns), og dybden blir vist på y-aksen til høyre side i meter. Hvite vertikale striper oppstår tvers gjennom noen av radargrammene (se Figur 20). Dette er hvordan Reflex2DQuick tolker ujevnheten til målehastigheten.



Figur 20: Radargrammer før og etter prosessering der A) er før og B) etter. Venstre akse «TIME (ns)» viser TWT for målingen, høyre akse «DEPTH (METERS) at $v=0,216(m/ns)$ » visere dybden til målingene i forhold til hastigheten som er satt og topp-aksen «Distance (METER)» viser lengden til profilet.

4.2.4 Snødybdeverdiene

«Pick» funksjonen i Reflex er en metode for å hente ut GPS- og dybdeinformasjon fra trace no. Programmet kan automatisk følge sterke reflektorer eller det kan manuelt velges ut ønskelige strukturer. Hvert trace no. markeres med et kryss, som her utgjør en linje for den tolkede snødybden (se Figur 21).



Figur 21: Nærbilde av snødybdeverdiene. Radargrammet viser hvordan en reflektor tolkes i Reflex2DQuick og nærbildet viser hvordan «pick» funksjonen setter et kryss som henter data for hver måling.

4.3 Snødybde kartlegging

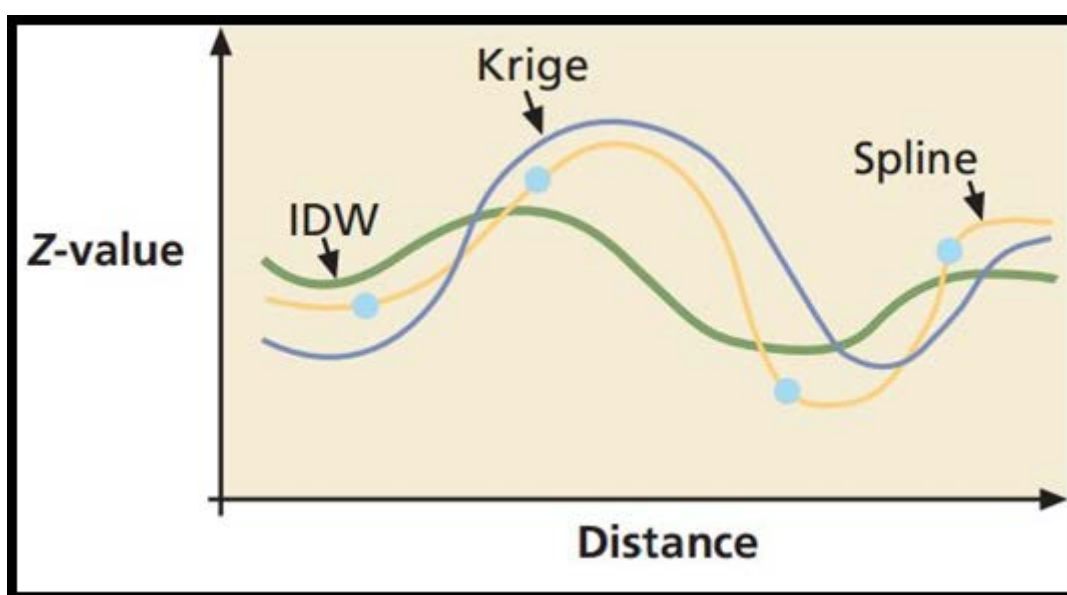
ArcMap fremstilte snødybdemålingene fra GPRen. GPS-punktene som ble samles inn under georadarmålinger kan enkelt plottes i ArcMap og gi en god oversikt over hvor de forskjellige profilene er tatt. Det samme kan gjøres med GPS-punkter fra håndholdt GPS som er brukt til å markere for eksempel hønsenetting. En Terrenghmodell med 10 m x 10 m oppløsning levert av kartverket (Norge, 2017) er brukt i ArcMap for å få data om terrenget i området. ArcMap ble brukt til å interpolere snødybden på breen.

Interpolasjoner laget i ArcMap ble brukt til å modellere snødybden for de to feltdagene med målinger. For å kunne kjøre interpolasjonen måtte et datasett med alle profilene importeres i Excel. Excelfilen inneholder forskjellig data (se Tabell 5) som ble plottet i ArcMap.

Tabell 5: Viser data som ble brukt fra georadarmålingene og plottet i ArcMap. «Trace» er antall målinger, «distance» er lengden i profilet, «UTMY» og «UTMX» er Y og X verdier, «TWT» er two way travel time, «firn» er snødybden og «HDOP» er kvaliteten på GPS punktene.

	A	B	C	D	E	F	G	H	I
1	trace	distance	NO	UTMY	UTMX	Height	TWT	Firn	HDOP
2	1	0	0	6801610,079	383272,4228	1044,3	11,049737	1,1934	0
3	21	0,276	0	6801610,032	383272,1623	1044,4	9,865836	1,0655	0
4	32	0,611	0	6801609,912	383271,8637	1044,4	13,549082	1,4633	0

Interpolasjonen som er brukt er «radial basis»- funksjon, med «completely regularized spline Kernel» funksjon. Det vil si at interpolasjonen har fulgt datapunktene nøyaktig i stedet for å estimere en kurve mellom punktene (se Figur 22) (Childs, 2004) «Completely regularized spline Kernel» funksjon ble brukt ettersom det er tilstrekkelig med datapunkter langs profilene, og dermed blir dataene mer nøyaktige. To interpolasjoner ble laget for å beregne akkumulert snø mellom dag 1 og 3. Deretter ble minus funksjonen i ArcMap brukt for å finne differansen og resultatet ble et nytt kartlag i ArcMap.



Figur 22: Interpolasjonsfunksjonene fra ArcMap. De ulike funksjonene er «IDW», «Kriging» og «Spline», hvor «Spline» er brukt.

4.4 Snøskredmodellering

Modellen som ble brukt heter Rapid Mass Movement Simulation (RAMMS). Det er en todimensjonal dynamisk fremvisning av snøskred i komplekse terreng. RAMMS blir regnet som et pålitelig numerisk simuleringsverktøy som gir informasjon om skredets utløpslengde, bevegelseshastighet, flyte høyde og slagtrykk. Modellen ble brukt for første gang i 2010 og har siden blitt brukt hyppig i studier som omhandler snøskred (RAMMS, 2010). Modelleringen er gjort av Kalle Kronholm som er en naturgeograf. Han er medeier i Skred AS og er førsteamanuensis på Høgskulen på Vestlandet.

Input til RAMMS skredmodell ble lagd i ArcMap. Inputs til modellen er arealet til kildeområdene, høyde på bruddkantene og friksjonen til potensielle snøskred (se Figur 23). Kildeområdet ble tolket fra flyfoto 2010 og bruddkanten ble vurdert fra bilder tatt på breen (se Figur 24). Friksjonen til skredene er basert på størrelsen til skredet. Et stort skred vil ha lav friksjon ettersom kontaktflaten til skredet er en liten del av det totale volumet (Kalle Kronholm pers. medd). Alle skredene som er modellert i denne oppgaven har lav friksjon. Modellen tar ikke høyde for snø som blir tatt med i skredet underveis i skredbanen. Derfor er kildeområdene overestimert for å ta høyde for snø som blir tatt med underveis i skredet. Resultatet besto av datafiler som ble eksportert fra ArcMap.



Figur 23: Kildeområdet for potensielle snøskred. «Kildeområdene til RAMMS skredmodell» inneholder data om areal til kildeområdet, høyden på bruddkanten og friksjonen til skredet.



Figur 24: Observert snøskred fra dag 2. Observasjonene ble brukt til å vurdere inputs for RAMMS skremodell. Foto: Tor Geir Ødegaard Garpestad.

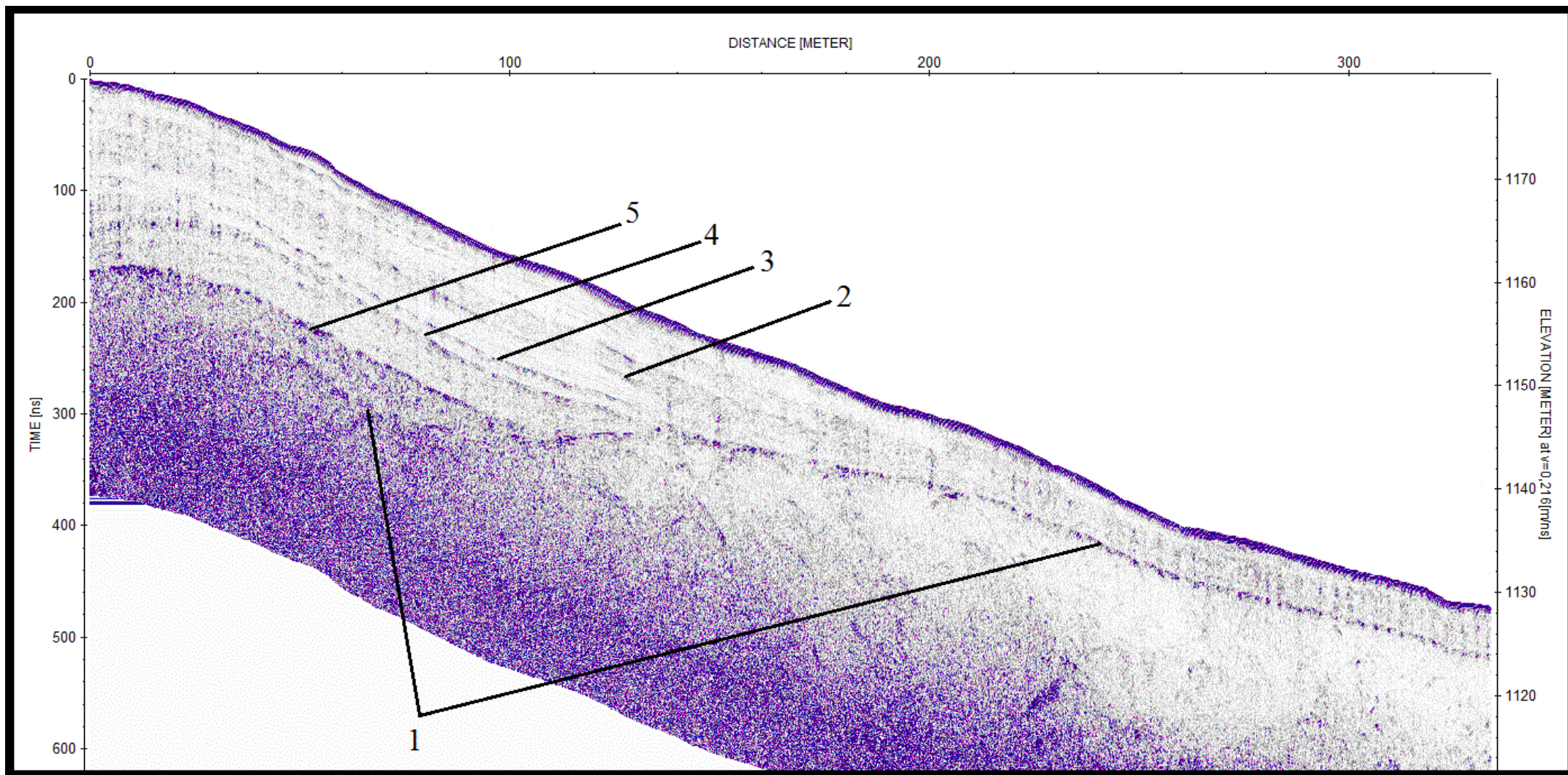
5. Resultat

Til sammen 17 GPR-profiler ble resultatet etter tre dager i felt. Et mål med resultatene er å kunne skille breen i to områder, skredområdet og nedbørsområdet. Alle radargrammene vist ligger utolket i vedlegg, der tolkningene kan vurderes. Kartlegging av snødybden og sammenligning med resultater fra RAMMS skredmodell for å finne vintermassebalansen til breen (målsetning A), og definering av likevektslinjen er de viktigste resultatene som blir presentert (målsetning B). Det blir i tillegg vist frem resultater og gjort tolkninger på andre observasjoner fra GPR målingene: Strukturvariasjoner i snøpakken, den proglasiale innsjøen og markørene som ble installert i snøpakken.

5.1 GPR-målinger

GPR-målingene har gitt gode resultater for å kartlegge snødybden til breen. Reflektoren til isoverflaten (Reflektor 1) og snøstrukturen kommer godt frem. Det vises også frem en tydelig dybdeforskjell for snøpakken, hvor den øvre delen av breen er dypest. Profilet i Figur 25 er det eneste topografisk korrigerte profilet som blir vist frem for å kunne sammenligne resten av profilene i. Vi valgte å ikke gjøre det med resten fordi reflektorene ble mer utydelige og vanskeligere å tolke.

Alle profilene tatt fra dag 3 har fulgt GPS koordinater fra dag 1. Dybde- og dimensjonsforskjeller på radargrammene skyldes bruk av to forskjellige innstillinger på Time-window funksjonen (se avsnitt 4.1.2). De øverste parallelle reflektorene er de direkte bølgene (se avsnitt 4.2.3).



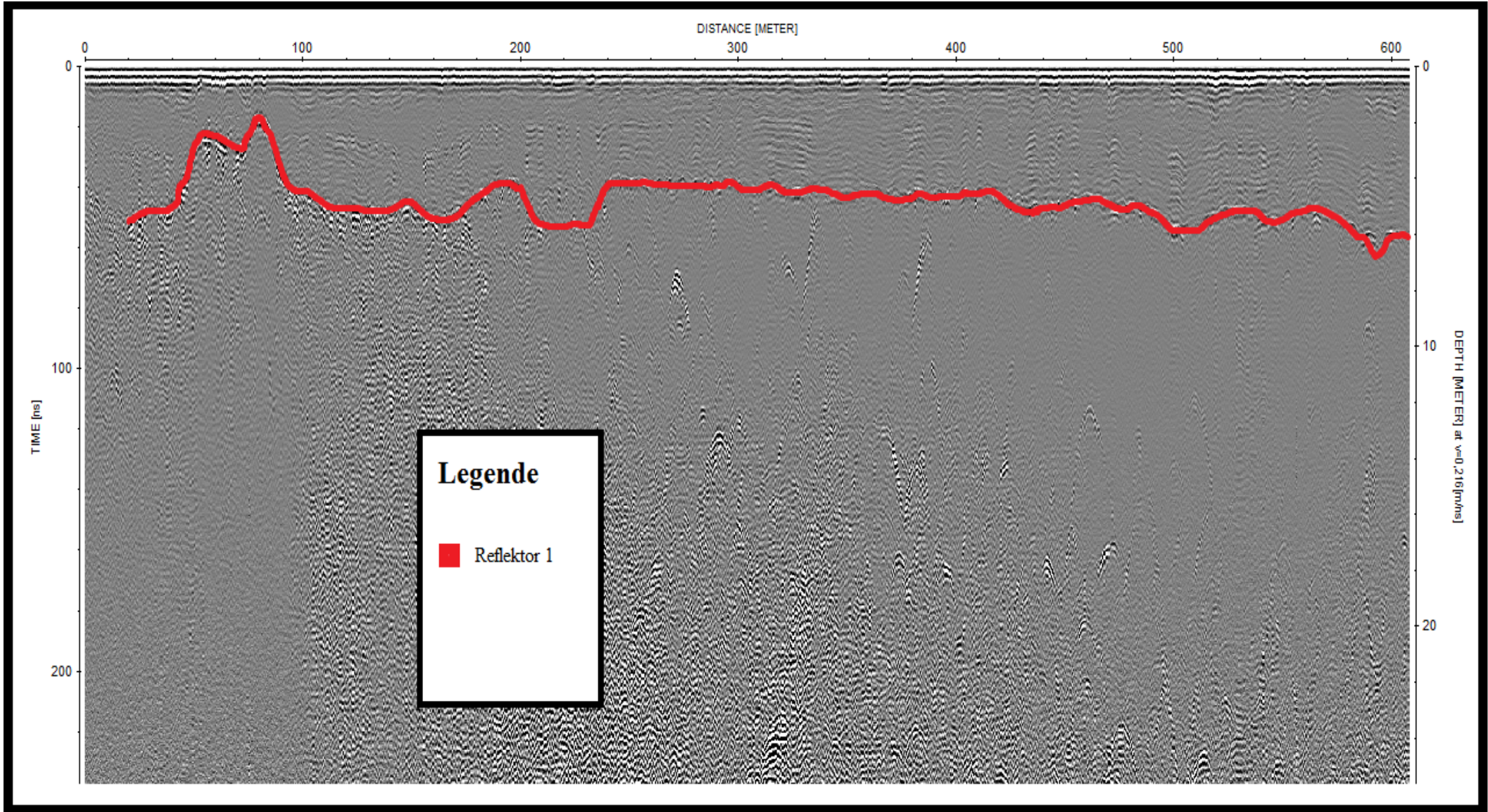
Figur 25: Et topografisk korrigert profil (3h) (se Figur 18). Tallene viser Reflektor 1-5 som blir tolket videre i avsnitt 6.1.1. X-aksen viser lengden i meter, høyre y-akse viser meter over havet og venstre y-akse viser TWT i nanosekund.

5.1.1 Reflektorene

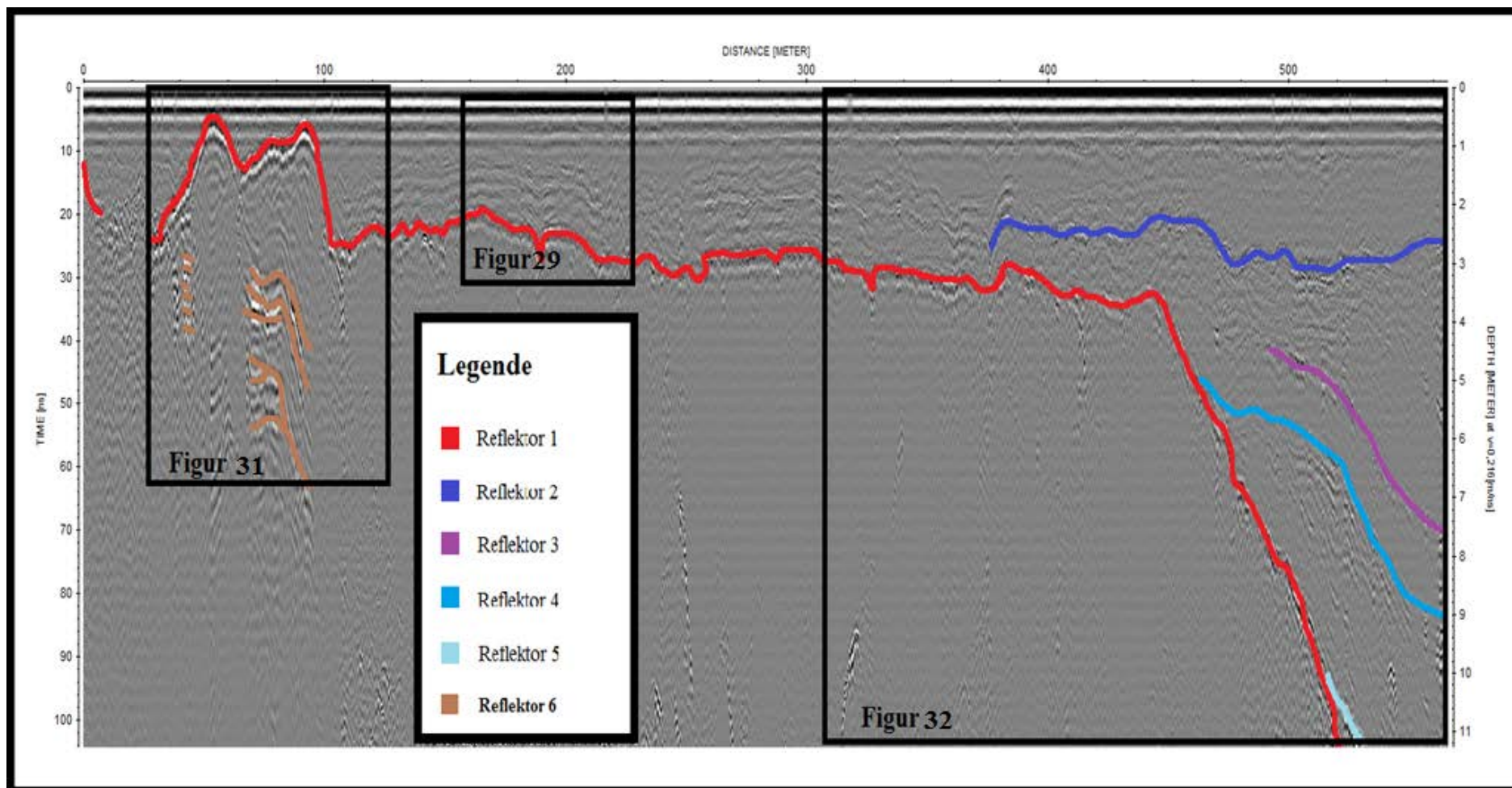
Profil 3e starter ved den proglasiale innsjøen, og ender ved toppen av breen (se Figur 26). Reflektor 1 er en kraftig reflektor som kan følges gjennom hele profilet, og er tolket som isoverflaten. I starten av profilet (fra 40 – 90 m) over den proglasiale innsjøen minker dybden til reflektoren, like under er det en sterk parallell reflektor som er tolket som overgangen mellom is til vann. Reflektor 1 fortsetter med en gradvis økende dybde gjennom hele profilet fra 4 til 6 m. Over er det flere svakere horisontale reflektorer som følger hele profilet. Disse er tolket som forskjellige lag i snøpakken (se avsnitt 3.3.7). Under er det lite struktur, men fra 10 meters dybde er det flere hyperbler fra inhomogeniteter i breisen.

Profil 1a begynner også ved den proglasiale innsjøen, men ender opp nedenfor den nordøst vendte rennen 2 (se Figur 4 og Figur 27). I dette profilet dukker det opp reflektorer under innsjøen (Reflektor 6) som er tolket som våte sedimenter og bunnen av innsjøen. Reflektor 1 (isoveflaten) viser at snødybden øker mer her enn i profil 3a. Etter økningen observeres 4 nye reflektorer som skiller seg ut fra snøpakken (Reflektor 2-5). Reflektor 3-5 følger reflektor 1 parallelt, mens reflektor 2 skiller seg fra disse ettersom den er mer i takt med overflaten. Reflektor 2-5 er beskrevet senere i oppgaven.

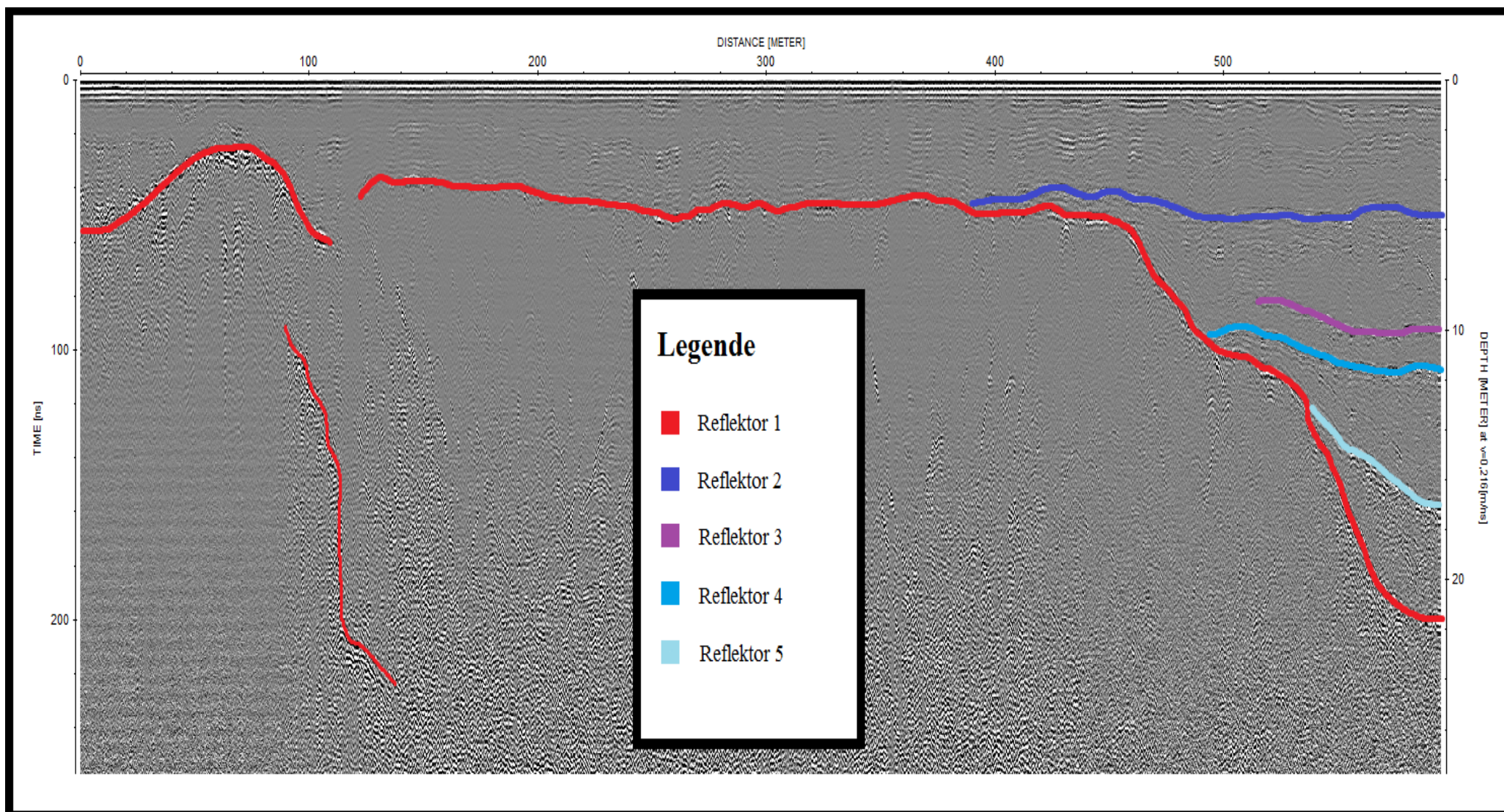
Profil 3a følger profil 1a og gir derfor de samme reflektorene utenom reflektor 6 (se Figur 28). Alle reflektorene ligger dypere i dette profilet som indikerer at det har kommet mer snø på breen. Reflektorene er også mer horisontale som er følge av forskjellig y-akse. Den tynnere røde linjen rundt innsjøen er basert på en utydelig reflektor tolket som grensen mellom isen og berggrunnen.



Figur 26. Profil 3e innsamlet dag 3 (se Figur 18). Reflektor 1 er markert som rød linje. Se vedlegg for utolket radargram.



Figur 27: Profil 1a er innsamlet dag 1 (se Figur 18). Rutene er vist som nærbilder se Figur 29, Figur 31 og Figur 32. Se vedlegg for utolket radargram.

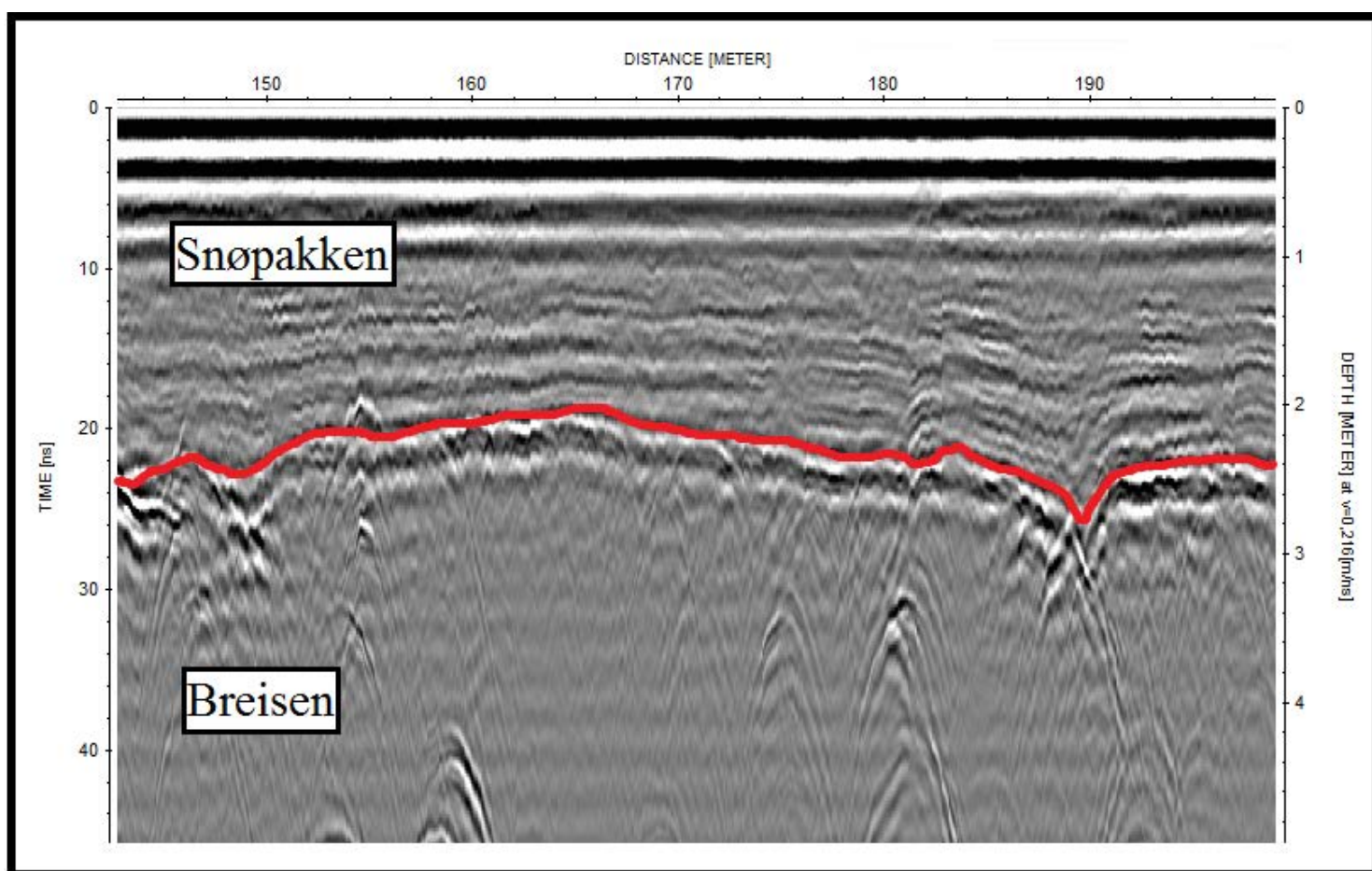


Figur 28: Profil 3a fra dag 3, (se Figur 18) for posisjon på breen. Se vedlegg for utolket radargram.

5.1.2 Strukturvariasjoner i snøpakken

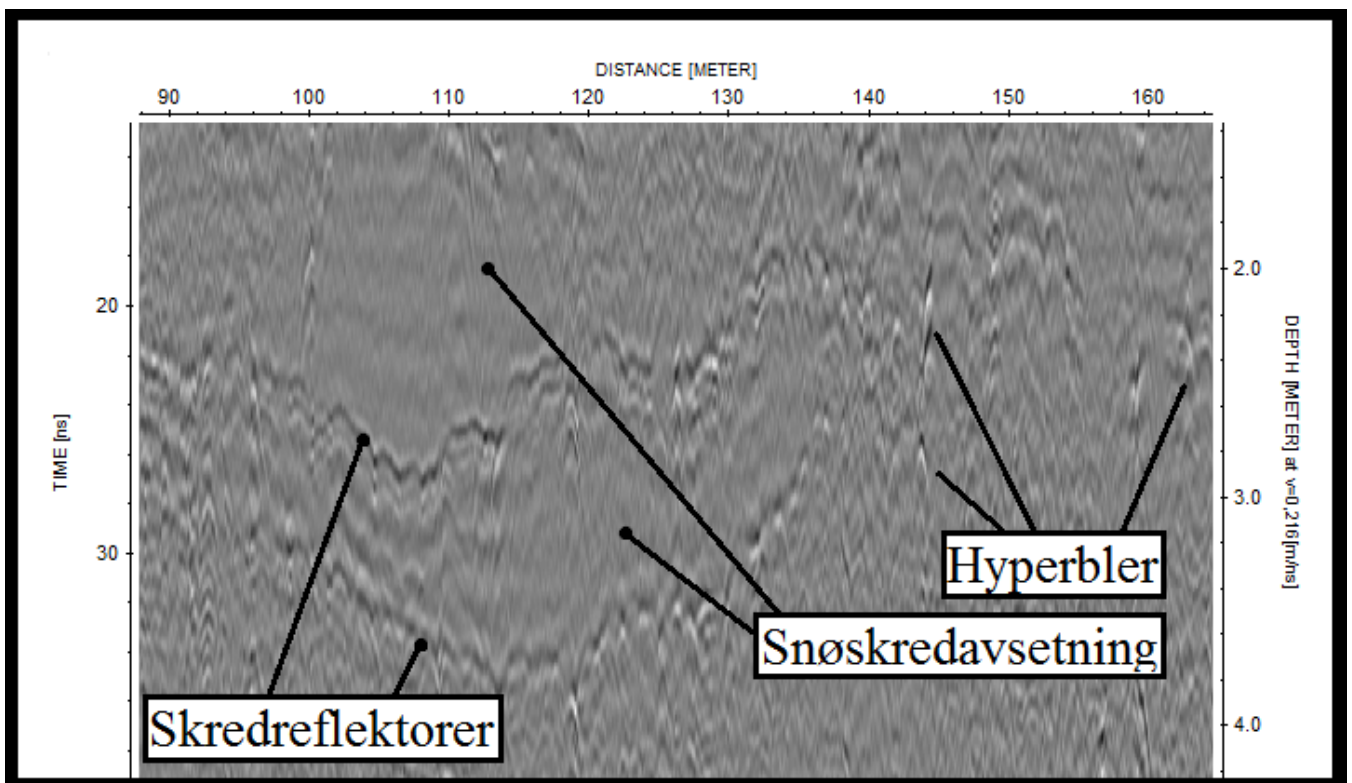
Resultatene fra GPR målingene viser variasjonen i strukturen til snøpakken på breen. Målingene på den nedre delen av breen viser jevne, individuelle snølag som skyldes flere perioder med nedbør (se avsnitt 3.3.4). Lagene varierer litt i tykkelse, signalet er ikke kontinuerlig over hele profilet og det er ingen tydelige hyperbler (se Figur 29). All snøen i dette område blir tolket som nedbørssnø.

Tolkningen av reflektor 1 (isoverflaten) er i hovedsak basert på styrken på reflektoren. Ved å zoomme inn viser radargrammet tydelige forskjeller i strukturen over og under reflektoren. Det er ingen lagdeling i isen og store deler består av hyperbler, som kan være sediment eller englasiale kanaler.



Figur 29: Nærbilde fra profil 1a (se Figur 27). Reflektor 1 vises som er grensen mellom snøpakken og breisen. Se vedlegg for utolket radargram.

Ettersom dybden øker mot toppen av breen, forsvinner jevnheten i lagene (se Figur 30). Dette tyder på at snøen ikke bare er fra nedbør, men også fra snøskred. Snøskredsavsetningene ødelegger den horisontale lagdelingen i snøpakken (se avsnitt 3.3.7). Tolkningen av snøskredavsetningene er basert på ujevnheter i skredreflektorene og tilstedeværelsen av hyperbler. Over skredreflektorene er det en homogen struktur som betyr at store mengder med snø må ha blitt avsatt samtidig. Dette er tolket som snøskredsavsetninger. De tykkeste avsetningene er på 1,51 m.



Figur 30: Et nærbilde av radargrammet (1h) i området hvor snødybden har økt se (Figur 27) og (Figur 21). Radargrammet er ikke vist i fullstørrelse. Se vedlegg for utolket radargram.

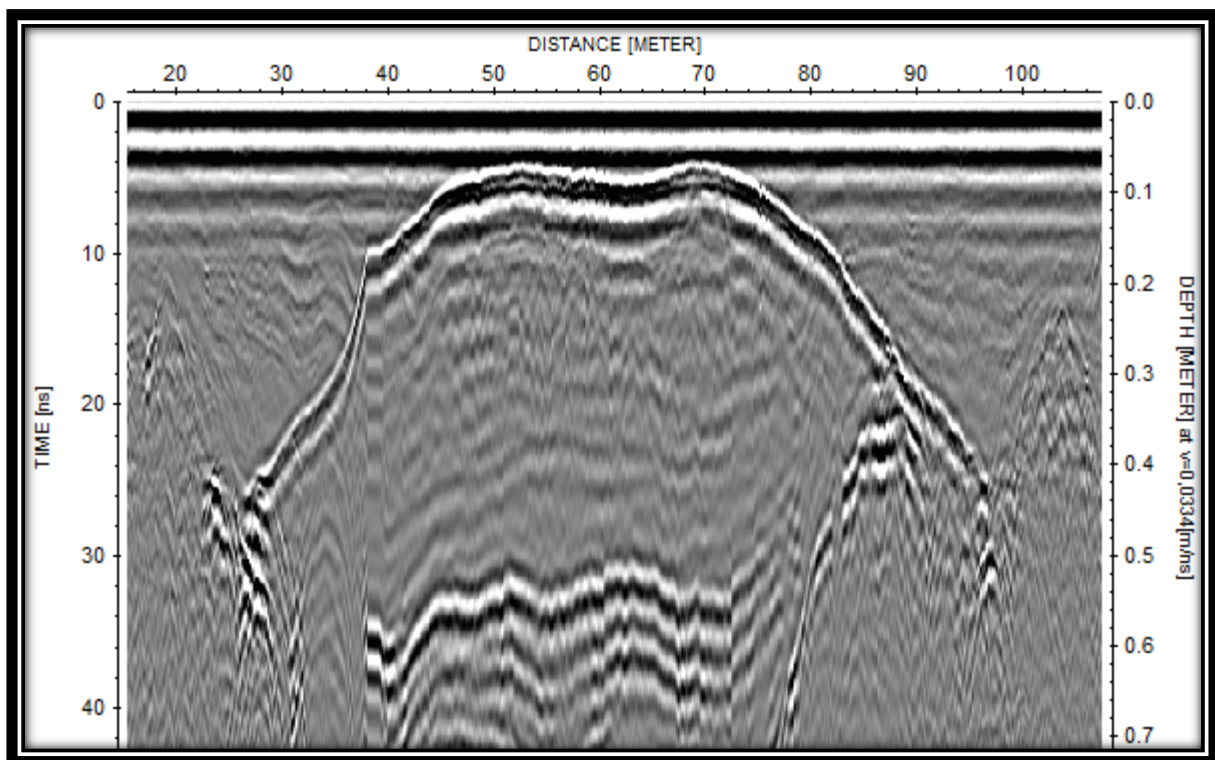
5.1.3 Proglasial innsjø

For å sammenligne den proglasiale innsjøen opp mot Bacheloroppgaven i 2015 (Eldegard & Rønningen, 2015) brukes profil 1a (se Figur 31).

Radargrammet viser to reflektorer og tolkes som skille mellom tre lag med ulik hastighet. Den øverste reflektoren er grensen mellom snø og is, mens den parallelle reflektoren under er grensen mellom isen og smeltevannet. Lengre ned i den proglasiale innsjøen finnes et område med mange parallelle reflektorer og tolkes som bunnen av innsjøen. Bunnen kan bestå av våte sedimenter (morenemateriale) som trolig er avsatt av breen.

Ettersom bunnen av innsjøen er definert kan de resterende lagene regnes ut. Over bunnen viser radargrammene 0,7 m med smeltevann, etterfulgt av 0,8 m med is. Smeltevannet og isen utgjør tilsammen den proglasiale innsjøen og gir en total dybde på 1,5 m. Toppen av innsjøen er dekket av et snølag på 0,5 m.

Hastigheten på radargrammet er satt til $0,0334 \text{ m ns}^{-1}$ for å få en nøyaktig dybde av smeltevannet. Hastigheten er den samme som for ferskvann og blir også brukt ved målinger av subglasiale innsjøer (Gorman & Siegert, 1999). Isen og snøen tolket med ulike hastigheter (henholdsvis $0,167 \text{ m ns}^{-1}$, og $0,216 \text{ m ns}^{-1}$), og vises derfor ikke med korrekt dybde på figuren.

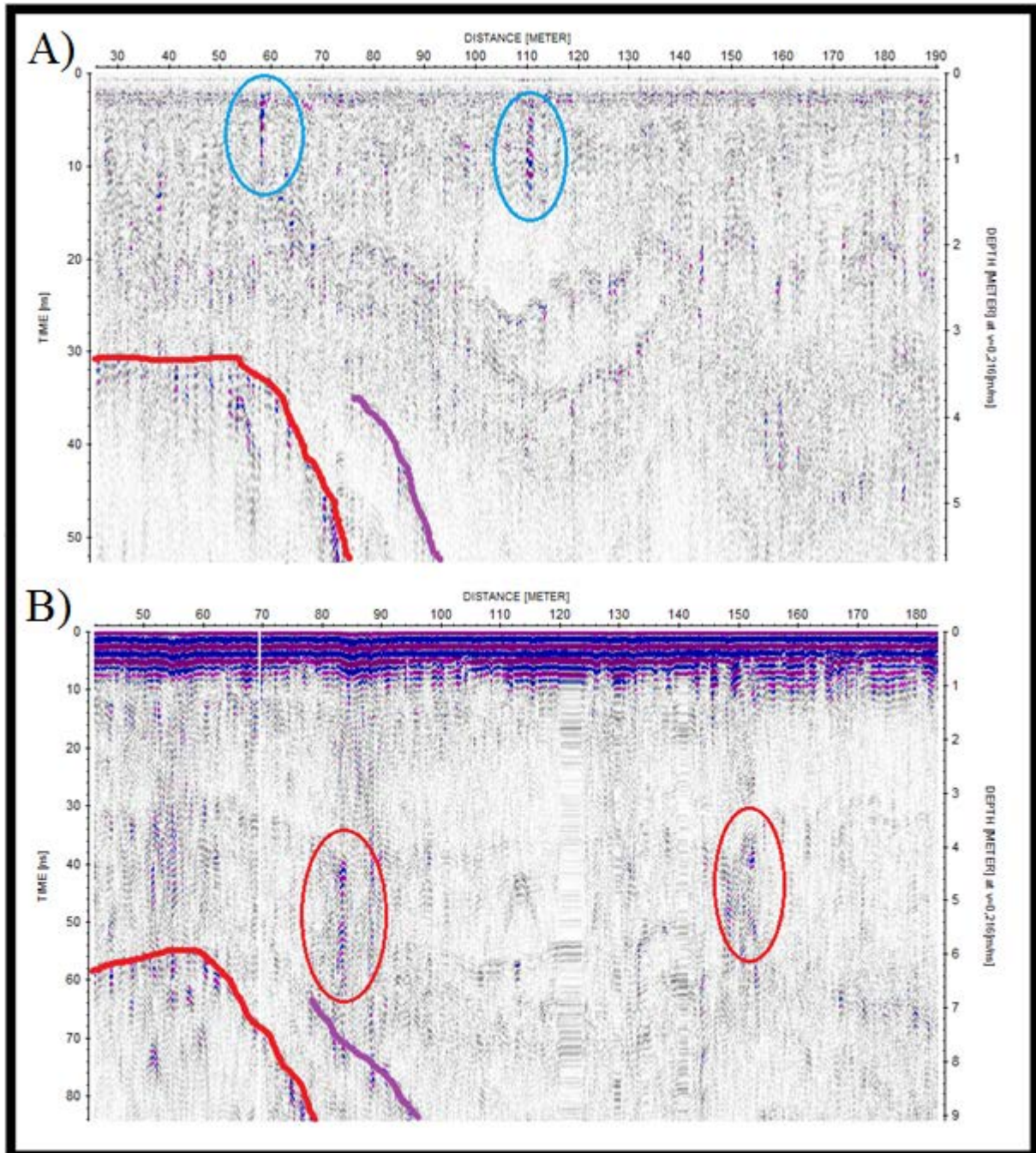


Figur 31: Nærbildet av den proglasiale innsjøen fra profil 1a (se Figur 27).

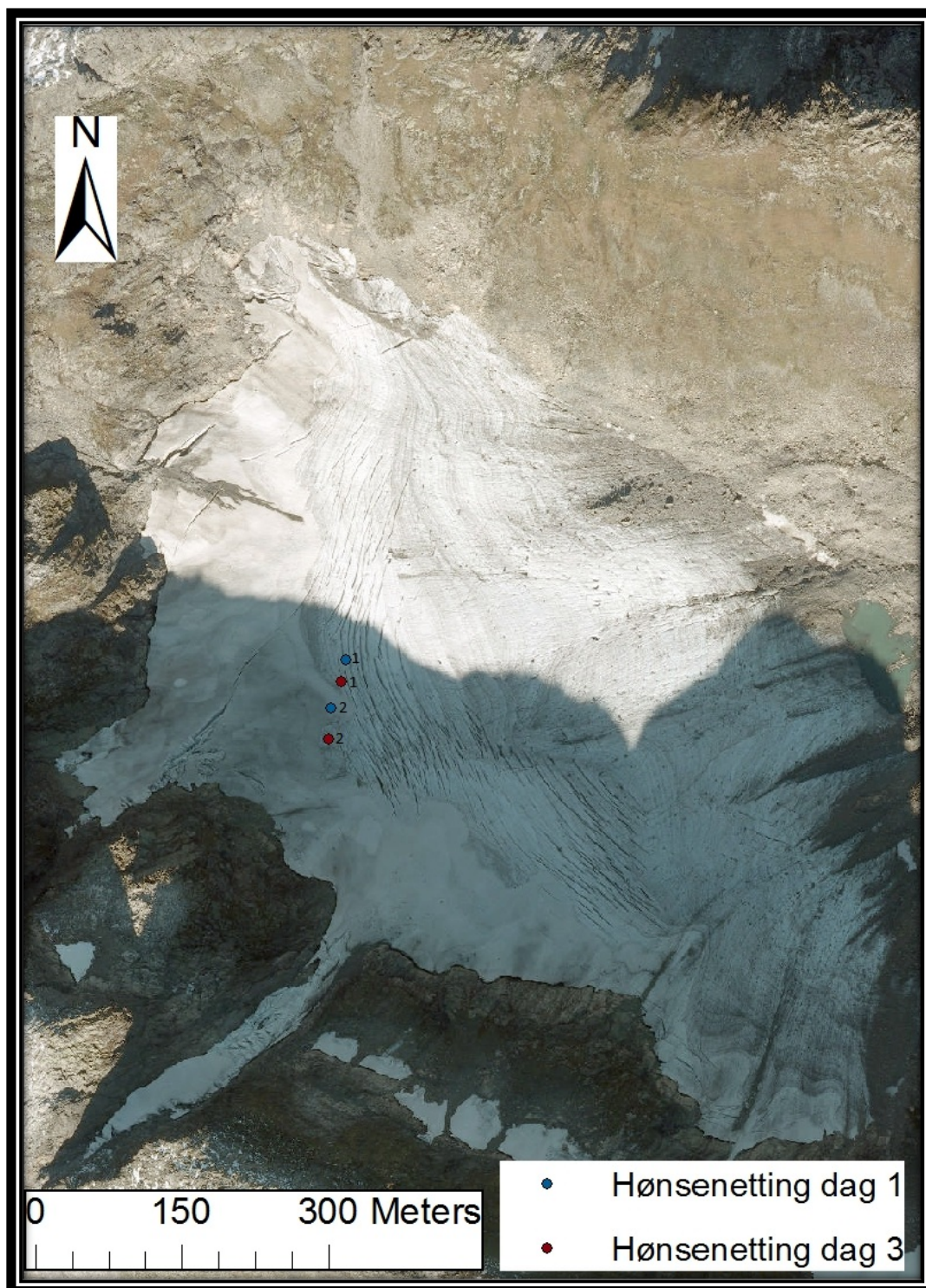
5.1.4 Markører i snøpakken

Av til sammen syv hønsenettinger som ble gravd ned på dag 1 var det kun to som ble funnet igjen på dag 3. De ble lokalisert i profil 1h (se Figur 18) fra dag 1 hvor de ble målt rett etter installasjon på omtrent en meters dybde. De vises som to tydelige og avlange reflektorer (se Figur 32). Dag 3 ble de observert igjen i profil 3f hvor reflektorene var svakere som et resultat av den økte snødybden. Det var kommet 3,9 m snø over hønsenetting 1 og 3,5 m snø over hønsenetting 2. Den horisontale bevegelsen var ca. 40 m i fra senter av det som ser ut til å være en skredvifte (se Figur 33 og Figur 4). Dette er motsatt retningen i forhold til et potensielt

snøskred. Heller ikke isbevegelsen forklarer denne forflytningen. Forflytningen av hønsenettingene forblir derfor ubevisst.



Figur 32: Hønsenettingene vist i radargram. Bilde A) er profil 1h fra dag 1 og B) er profil 3d fra dag 3 (se Figur 18). Hønsenettingene vises som de sterke reflektorene markert med sirkler, blå fra dag 1 og rød fra dag 3. Rød og lilla linje nede til venstre er Reflektor 1 og 3. Se vedlegg for utolket radargram.

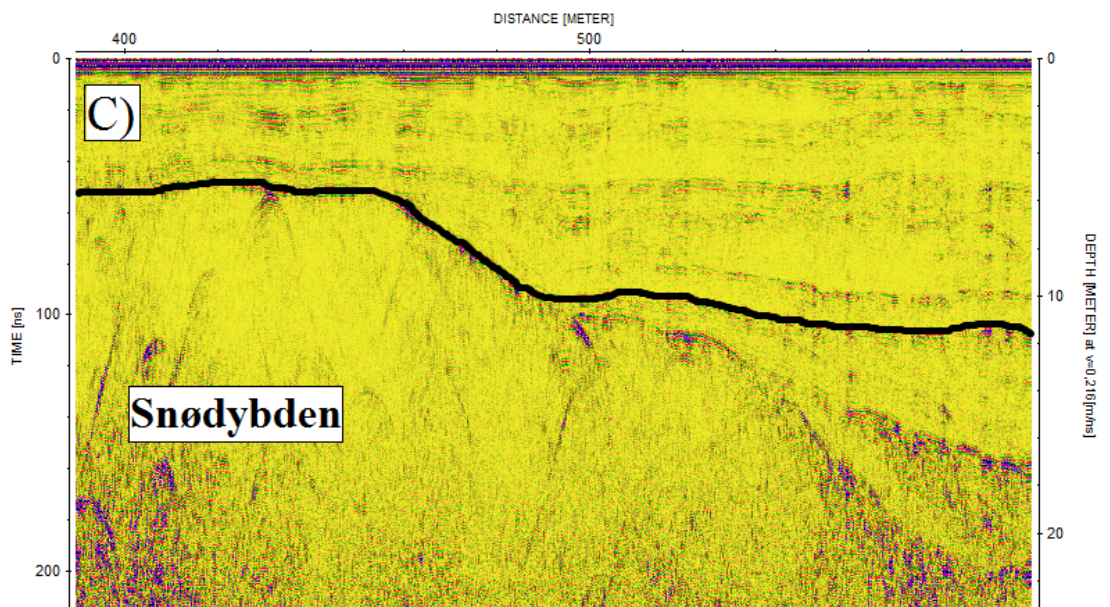
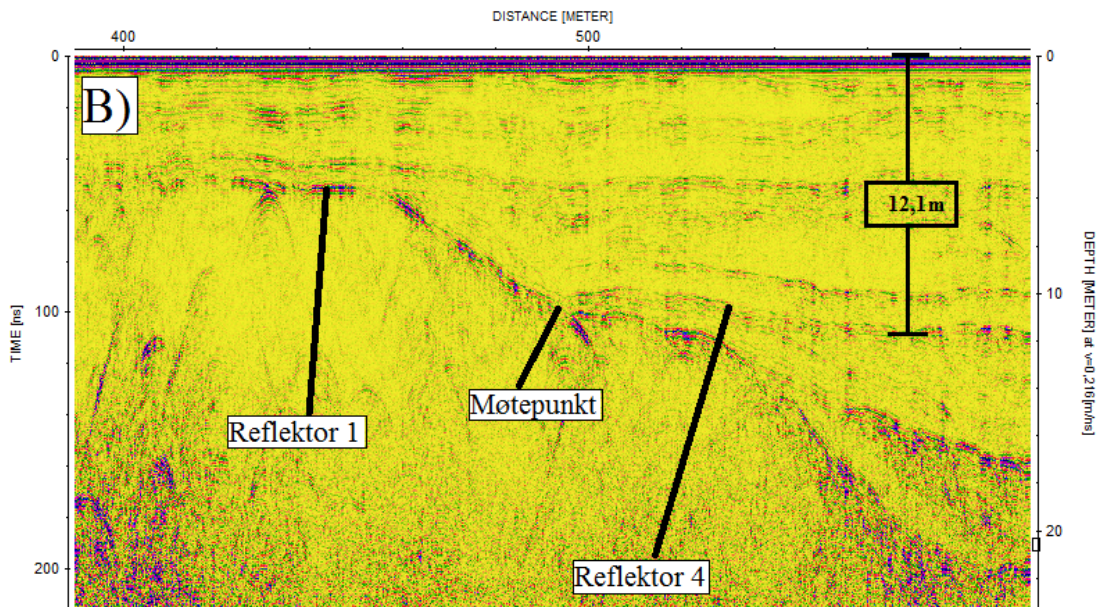
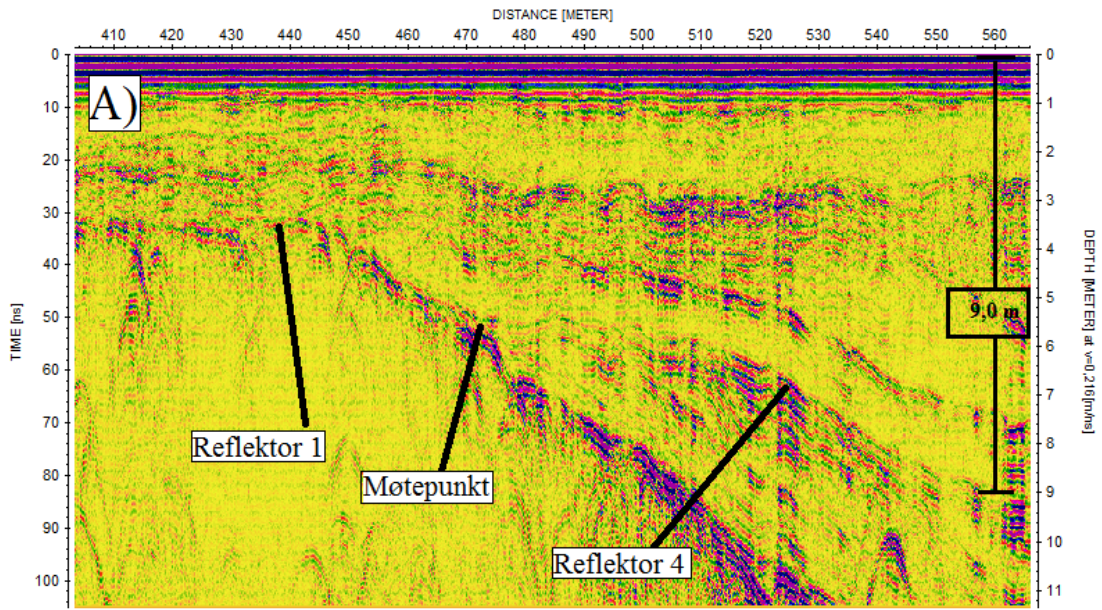


Figur 33: Forflyttingen av hønsenettingene fra dag 1 til dag 3. Tallene viser de ulike hønsenettingene, blå er fra dag 1 og rød fra dag 3.

5.2 Kartlegging av snødybden

5.2.1 Definerings av snødybden

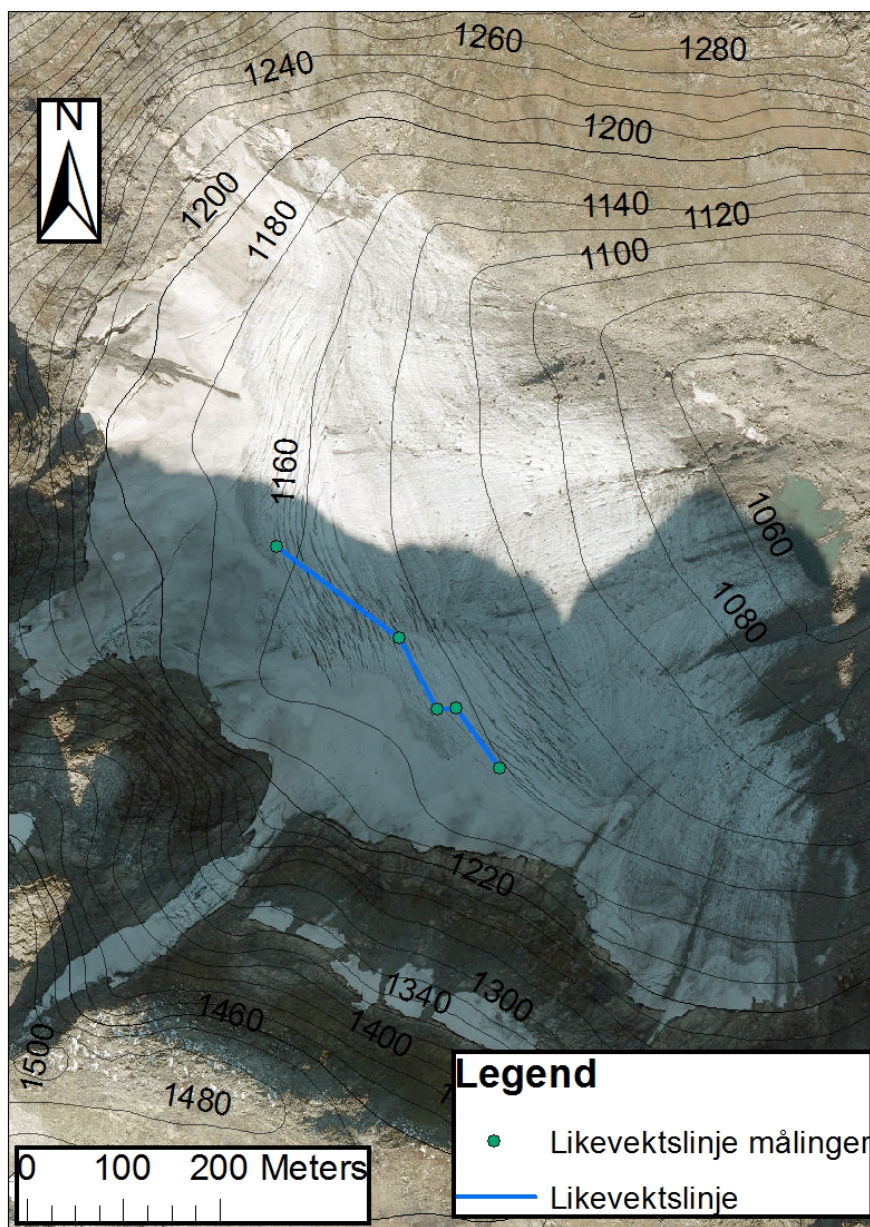
I de nedre delene av breen er Reflektor 1 definert som snødybden. Målingene fra 2. februar (dag 1) viser at den gikk dypere enn 11,3 m. At det har kommet så mye snø på så kort tid virker urealistisk. I området hvor snødybden øker er det fire reflektorer over reflektor 1 som skiller seg ut fra snøpakken (se avsnitt 5.1.1). En av de er overflaten til snøen som har blitt lagret fra forrige sesong, altså firngrensen. Det er forventet at firngrensen er en sterk reflektor som følger reflektor 1 topografisk og at de møtes (se Figur 34). Ut ifra disse kravene ble reflektor 4 tolket som firngrensen (se avsnitt 6.4.1). Definisjonen av snødybden blir da avstanden ned til reflektor 1 i områdene uten firn og reflektor 4 med firn (se Figur 34 c).



Figur 34: Nærbildet av firngrensen. Bilde A) er fra profil 1a og bilde B) og C) er fra profil 3a (se Figur 18). For å få en forståelse for radargrammens topografi se Figur 29. I vedlegg ligger radargrammene utolket

5.2.2 Likevektslinjen

Likevektslinjen er en av de viktigste faktorene for forståelse av isbreers massebalanse (se avsnitt 3.1.2). Med en bestemt firngrense kan det nå gjøres en tilnærming av likevektslinjen til Skjerdingsanebreen. Dette er gjort ved finne høydekotene hvor reflektor 4 (firngrensen) møter reflektor 1 (isoverflaten) (se Figur 34). Resultatet ble et gjennomsnitt på 1145 m.o.h, vurdert ut ifra 5 radargrammer (se Figur 35). Dette resultatet er tolket som likevektslinjen i 2016. Det samme er gjort med møtepunktet mellom Reflektor 1 og Reflektor 5. Denne linjen hadde en gjennomsnittshøyde på 1140 m.o.h. og er grensen for akkumulasjonsområdet for sesongen 2015.



Figur 35: Likevektslinjen i 2016. Tolket fra møtepunktet mellom reflektor 1 og 4 fra 5 radargrammer (se Figur 34). Likevektslinjen er kun fremstilt innenfor området med GPR målingene.

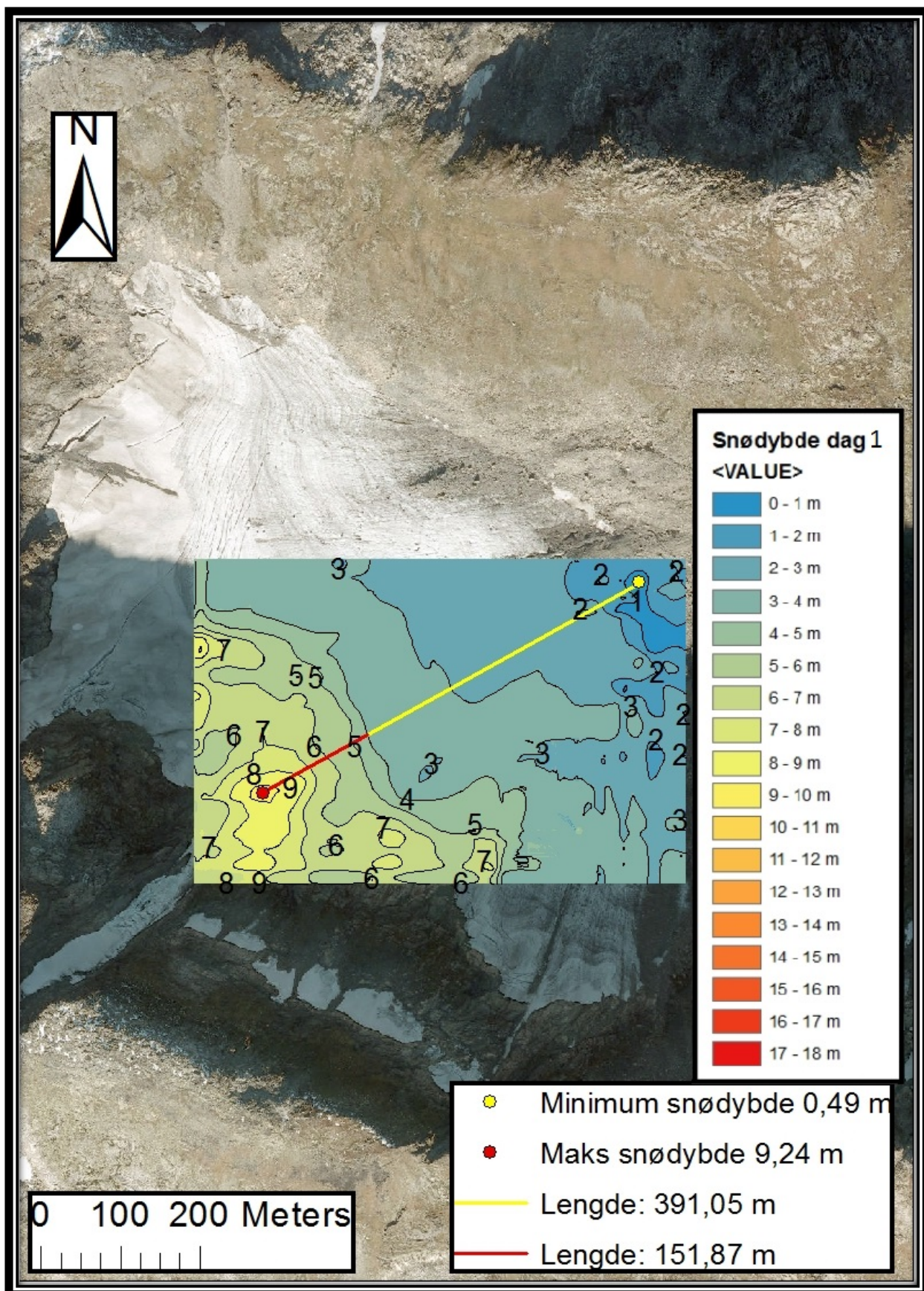
5.2.3 Interpolasjon av snødybden

Snøtykkelsen ble modellert for dag 1 og dag 3 i ArcMap (se avsnitt 4.3).

Interpolasjon dag 1:

Resultatet av interpolasjonen fra dag 1 viser en modellert snødybde for en stor del av breen, beregnet ut ifra reflektor 1 og 4 (se Figur 36). Basert på alle målingene fra interpolasjonen er den gjennomsnittlige snødybden fra dag 1 4,1 meter.

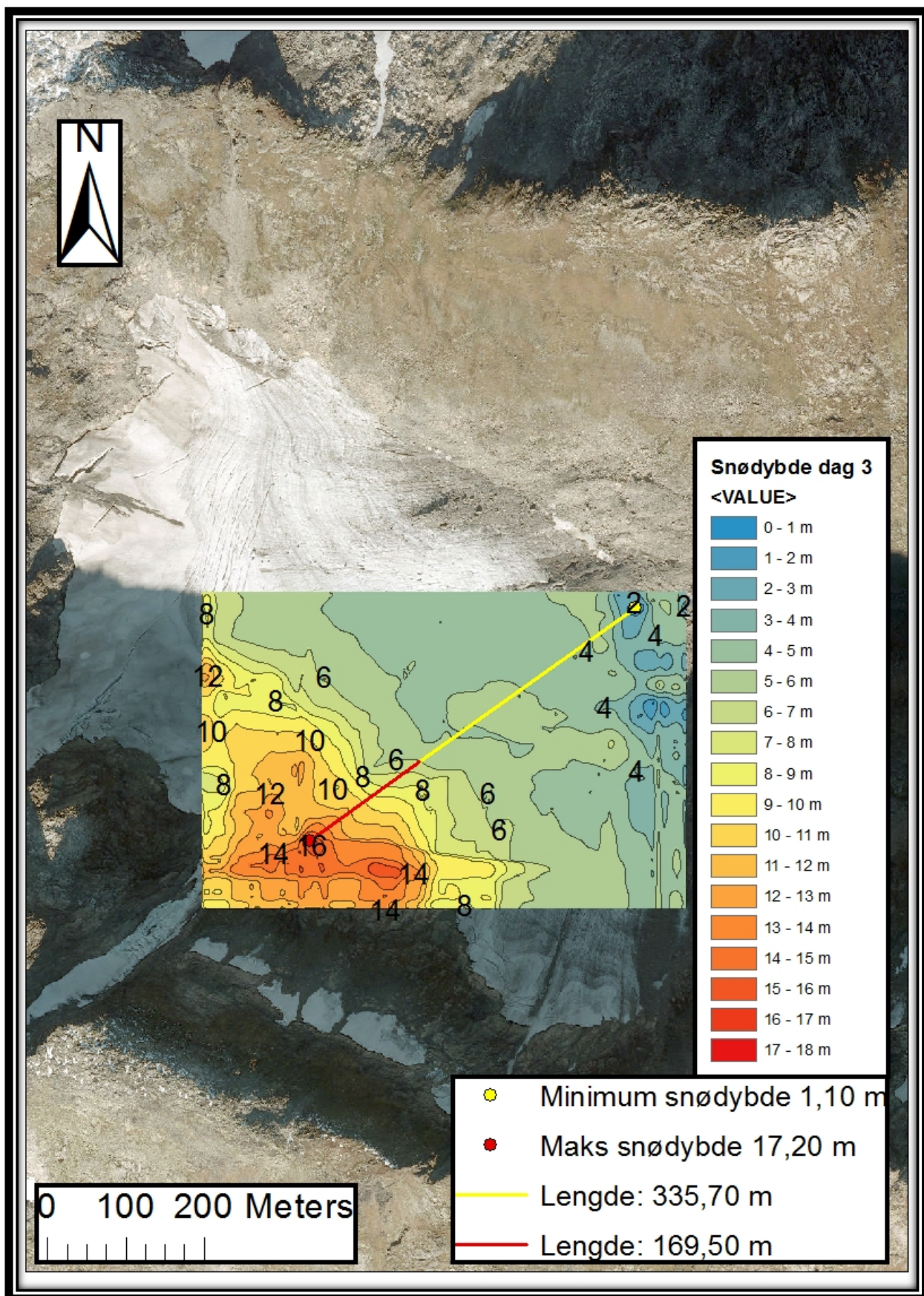
Minste snødybde er observert i området hvor den proglasiale innsjøen ligger. Her er snødybden i underkant av en meter. Dybden øker jevnt fra innsjøen og ut på breen (fra 1 - 4 meter) med et stigningstall på 1,1 centimeter snø per meter (cm/m). Dette er målt fra interpolasjonen og er markert på Figur 36. Mot toppen av breen øker snødybden med et stigningstall på 3,5 cm/m hvor den dypeste målingen viser 9,2 m. Forskjellen mellom stigningstallene er markant, og viser hvordan de ulike områdene blir påvirket av snøskred. Interpolasjonen viser en sammenheng mellom skredrennene og der snødybden er størst (se avsnitt 2.3 og Figur 4)



Figur 36: Interpolasjon av snødybden fra GPR målinger fra dag 1. Linjene og punktene på kartet viser hvor stigningstallene er beregnet og hvor lange de er.

Interpolasjon dag 3

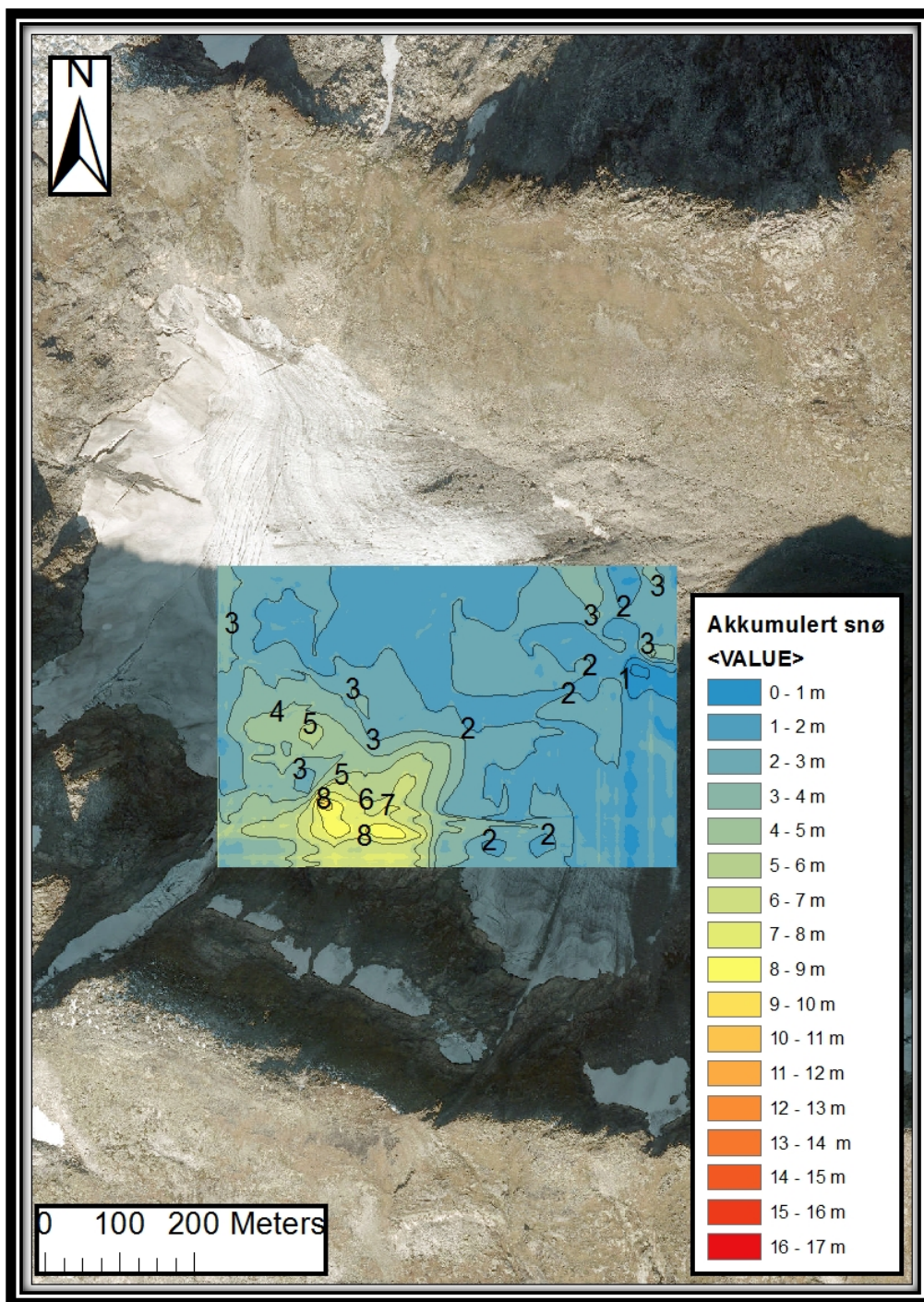
Interpolasjonen basert på målingene fra dag 3 har en gjennomsnittlig snødybde på 6,8 m og viser hovedsakelig samme trend som dag 1 (se Figur 37). Den minste snødybden på 1,1 m er også her observert ved den proglasiale innsjøen, mens den gradvis øker innover på breen (fra 4 til 5 m) med et stigningstall på 1,5 cm/m. I toppen av breen øker snødybden (fra 6 til 17 meter) med et stigningstallet på 6,6 cm/m. Tilsvarende som for dag 1 er snødybden størst nedenfor renne 2 og 3 (se Figur 4). Stigningstallene fra dag 3 sammenlignet med dag 1 viser omtrent det samme på midten av breen, men er nesten doblet i toppen av breen.



Figur 37: Interpolasjon av snødybden fra GPR målinger fra dag 3. Linjene og punktene på kartet viser hvor de to stigningstallene er beregnet og hvor lange de er.

Akkumulert snø fra 02.02.17 til 05.05.17

Ved å bruke «minus»-funksjonen i ArcMap (se avsnitt 4.3) er den akkumulerte snødybden mellom dag 1 og dag 3 fremstilt. Gjennomsnittsforskjellen i snødybde var på 4,4 meter og størst forskjell var nedenfor renne 2 med 9 meter (se Figur 4 og Figur 38).



Figur 38: Interpolasjon viser snøakkumulasjonen fra dag 1 og dag 3. Legendens benevning er meter.

5.3 Skredmodellering ved Skjerdinganebreen

For å svare på problemstillingen B) må den kartlagte snødybden sammenlignes med skredmodelleringen.

5.3.1 Resultatene fra RAMMS

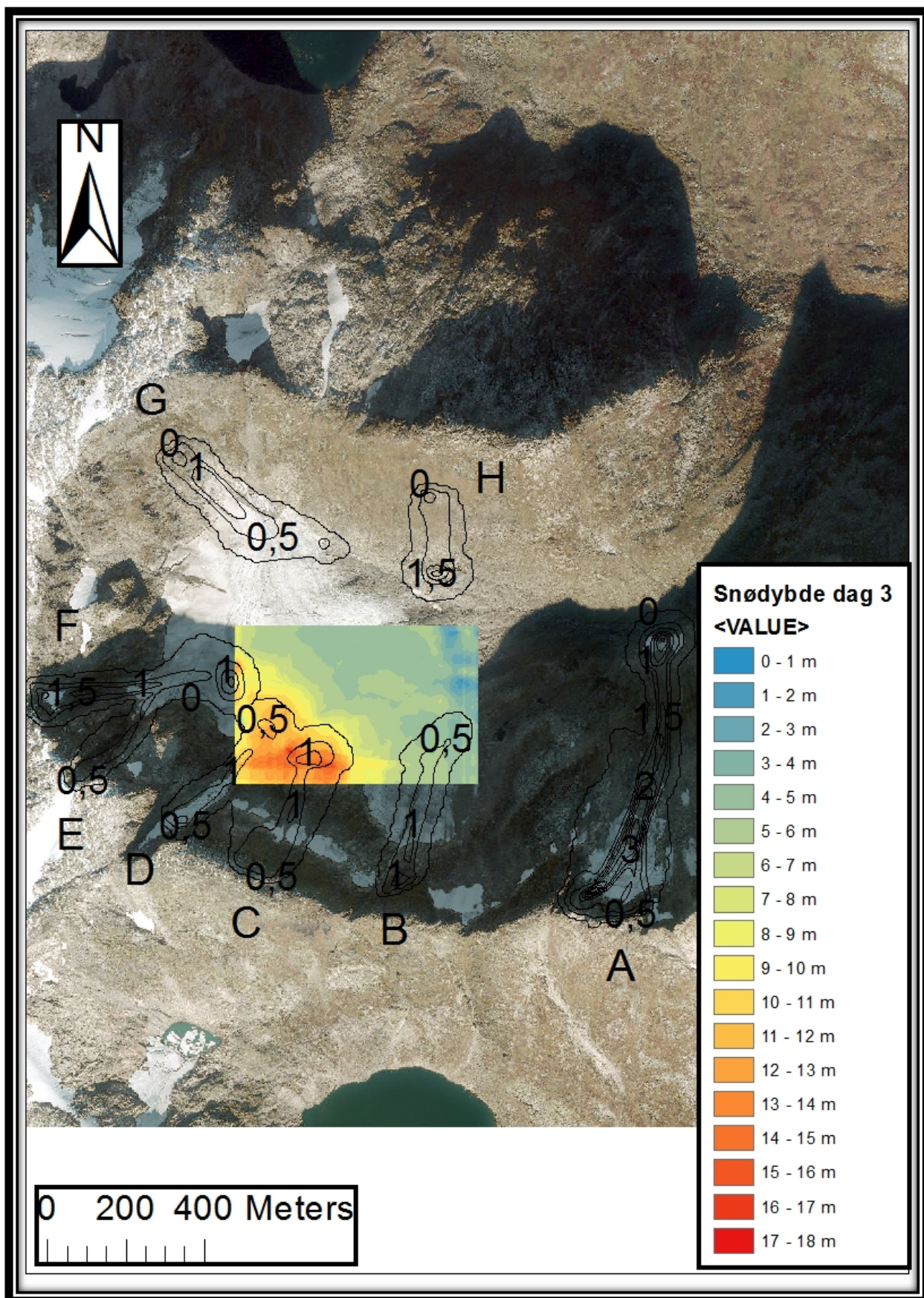
Det ble modellert åtte snøskred (A-H i Tabell 6 og Figur 39) og seks av dem har utløpsområdet på breen, se avsnitt 5.4 Snøskredmodellering for sammenligning med «inputs» brukt i modellen. Hvor langt skredet når ut på breen omtales som utløpslengden. Skred A gir ingen utløpslengde fordi det ikke treffer breen.

Tabell 6: Utløpslengdene for skred A-H.

Skred	Utløpslengde
A	-
B	183 m
C	148 m
D	249 m
E	263 m
F	203 m
G	372 m
H	-

Kartleggingen av snødybden viser at den øker med et bratt stigningstall i området nedenfor renne 2 (se Figur 4). Stigningstallet doblet seg nesten fra dag 1 til dag 3. Dette resultatet passer med skredmodelleringen (se Figur 39). Området snødybden har økt mest fra interpolasjonen er tilnærmet likt utløpsområdet til skred C. Ved utløpsområdet til skred D er det også en viss økning, men ikke like tydelig. Det samme gjelder for skred E og F som møtes og skaper det dypeste utløpsområdet i modelleringen.

Resten av utløpsområdene er ikke dekket av data og dermed ikke tatt med i interpolasjonene. Basert på likheten mellom økningen i snødybden og utløpsområdene kan en dele breen inn i to områder.



Figur 39: Resultatene fra RAMMS-skredmodellering sammenlignet med interpolasjonen fra dag 3. Høydekontene på kartet viser snødybde i meter fra de modellerte snøskredene.

5.3.2 Skredområdet og nedbørsområdet

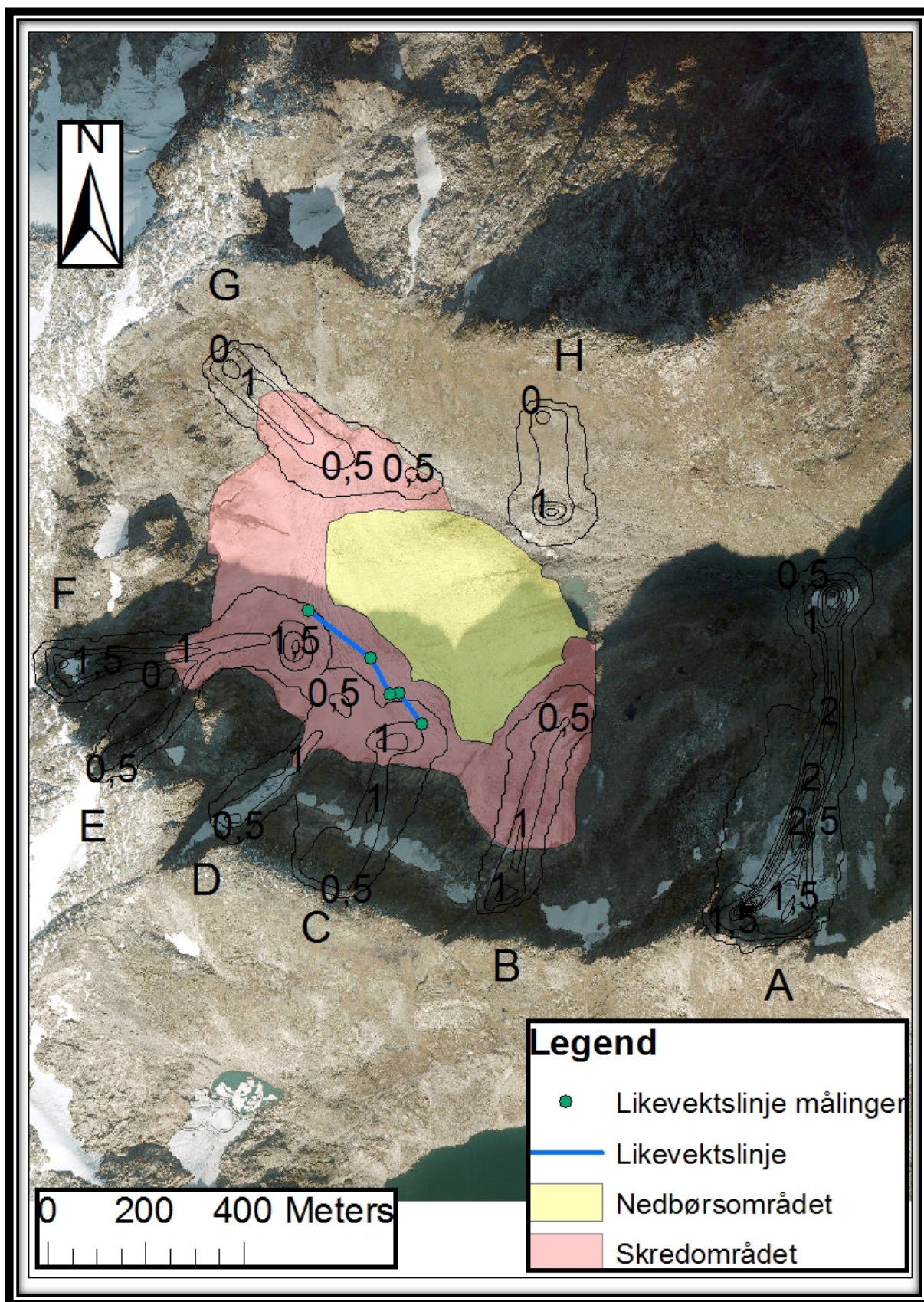
Resultatene fra sammenligningen av snødybdekartleggingen og RAMMS skredmodell viser en lik trend som gjør at breen kan deles inn i to områder: nedbørsområdet og skredområdet (se Figur 39). Nedbørsområdet viser området hvor breen kun får akkumulasjon fra nedbør, mens skredområdet i tillegg blir påvirket av snøskred. Ved å bruke yttergrensene til skredmodellen og stigningstallet fra interpolasjonen dag 3 er grensen mellom nedbørsområdet og skredområdet vist på Figur 40.

Verdiene som er vist i Tabell 7 er kalkulert ut ifra interpolasjonen for dag 3. For å finne ut hvor stor del av akkumulasjonen som kom kun fra snøskred ble det antatt at den gjennomsnittlige snødybden i nedbørsområdet var lik over hele breen (5,1 m) (se avsnitt 5.2.3. Dette ble trukket fra den gjennomsnittlige snødybden i skredområdet (8,7 m). Den totale snødybden akkumulert fra snøskred ble derfor 3,6 m, noe som tilsvarte 41 % av den totale snødybden i skredområdet. Etersom det ikke er målinger fra hele breen antas det at snøskredakkumulasjonen er lik over hele skredområdet. Arealet av skredområdet er 0,302 km² og volumet av akkumulert snøskred på Skjerdinganebreen er derfor beregnet til 0,0011 km³.

Volumet av snøskred ble delt på volumet av den totale akkumulasjonen på breen (0,0024 km³, totale areal av hele breen ganget med den gjennomsnittlige snødybden i nedbørs-område) for å finne hvor stor del av akkumulasjonen som kommer fra snøskred. Resultatet viste at 35 % av akkumulasjonen på Skjerdinganebreen kommer i form av snøskred. Sammenlignet med den totale nedbørsakkumulasjonen mottar breen 47 % fra snøskred. Resultatene er basert kun på snø akkumulasjon fra enten nedbør eller snøskred. Sannsynligvis kommer det akkumulasjon fra vindtransportert snø, men er ikke tatt med i beregningene.

Tabell 7: Den gjennomsnittlige snødybden, arealet og volum snø i nedbørsområdet og skredområdet. Tallene er hentet fra interpolasjon dag 3.

	Nedbørsområdet	Skredområdet
Den gjennomsnittlige snødybden (m)	5,1	8,7
Areal (km²)	0,16983	0,30163
Volum snø (km³)	0,00063	0,0026



Figur 40: Inndelingen av skredområdet og nedbørsområdet samme med den målte likevektslinjen og de modellerte skredene A-H. Inndelingen er gjort på bakgrunn av de modellerte skredene og interpolasjonen dag 3 (se Figur 37).

6. Diskusjon

6.1 Var resultatene som forventet?

Det var kjent at det gikk snøskred i området rundt Skjerdinganebreen. Derfor var det forventet å finne mer snø i områdene nedenfor skredrennene. Hvor mye snø var helt uvisst. Snødybderesultatene var ikke som forventet i begynnelsen. Radargrammene fra dag 3 viste en dybde på 21 meter ved skredområdet, tre ganger dypere enn ved nedbørsområdet. Det var først når firngrensen (reflektor 4) ble oppdaget at målingene ga mening. Snø blir altså lagret i skredområdet over hele sesongen, mens ved nedbørsområdet forsvinner snøen helt. Ned til det øverste firnlaget var dybden ~3 m dypere enn ved nedbørfeltet.

Markørene som ble satt ut på breen var antatt å gi bedre resultater for snøskredakkumulasjonen. Bambusstengene ble snødd ned fra dag 1 til dag 2 og kunne dermed kun anta at det hadde snødd mer enn 1 meter. Det ble også gravd ned åtte hønsenettinger forskjellige steder på breen, men det viste seg å være vanskeligere å finne disse igjen en først antatt.

Til RAMMS skredmodell var det generelt lite forventinger ettersom vi ikke hadde brukt modellen før. Likevel viste den seg å stemme overens i forhold til GPR dataen ved at skred C stoppet hvor interpolasjonen viste størst snødybde.

6.2 Feilkilder

Ingen instrumenter måler resultater med 100 % sikkerhet, ettersom det er mange faktorer som spiller inn. Disse faktorene blir ansett som feilkilder. Feilkilder er forklaring til usikkerheter i tolkning av data og hvorfor resultatene ikke blir som forventet. Feilkilder er viktig å vite om og å diskutere.

Skredfaren

Under feltarbeid på Skjerdinganebreen er man alltid innenfor faresonen for snøskred (se avsnitt 2.3 og Figur 3). Stor snøskredfare store deler av vinteren førte til at det ble færre dager med feltarbeid enn forventet. Under feltarbeidet var det områder som ble vurdert med stor risiko og målinger ble derfor ikke foretatt der. Dette er grunnen for at GPR profilene ikke har målt helt inn til skredrennen hvor snødybden kan ha vært enda dypere.

Snøhastigheten

For å kunne tolke rett dybde i Reflex2DQuick, må hastigheten for det målte materialet oppgis. I denne oppgaven er den samme hastigheten for snøen brukt for begge dagene med målinger. Hastigheten som er brukt er beregnet i en bacheloroppgave som gjøres parallelt med denne og som fokuserer på å gjenkjenne gjenstander i snøpakken fra GPR målinger. De målte først en hastighet på 0,216 m/ns, som vi har brukt. Senere ble den regnet på igjen og ble endret til 0,176 m/ns. Dette er ikke justert for i denne oppgaven fordi denne ble målt i en våt snøpakke, som ikke var tilfelle for snøpakken på breen. Forskjellen mellom hastighetene er beregnet ut ifra samme punkt i et radargram. Med 0,216 m/ns som hastighet ble dybden 1 m og for 0,176 m/ns ble den 0,8 m.

GPS

GPS-punkt har en usikkerhet på ca. 10 m. Dette påvirker nøyaktigheten til gjentakelse av profiler, finne markørene i snøpakken og sammenligning resultater med kart og flyfoto.

Time window

Tidligere nevnt ble «Time window» satt til «short» på dag 1 (se avsnitt 4.1.2). Dette førte til at målingene bare gikk ned til 11,3 meter og hele snødybden i skredområdene på breen ble derfor ikke med på radargrammene.

Interpolasjon

Som nevnt bruker interpolasjonen data fra målte punkter til å modulere snødybden på breen (se avsnitt 4.3). I områder med stor avstand mellom målingene vil usikkerheten til interpolasjonen øke, og resultatet vil ikke være nøyaktig. Snødybdeverdier på interpolasjonen som ikke har noen grenseverdi (målte verdier) og sammenlignes med, vil ikke være troverdige og skal ikke tolkes. Snødybdeverdiene som er beregnet for skredområdet og nedbørsområdet er basert på tall fra interpolasjonen. Det er antatt at disse verdiene gjelder for hele skredområdet og nedbørsområdet, noe som gir en usikkerhet ettersom målingen ikke dekker hele breen.

RAMMSS skredmodell

Noen av skredene fra skredmodelleringen ga utløpsområder som gikk sammen. Ettersom parallelle skred sjeldent skjer samtidig i naturen, er dette usannsynlige resultater.

Modellen tar ikke høyde for snø som blir dratt med underveis, noe som er vanskelig å anta og dermed gir en usikkerhet til de modellerte skredene.

6.3 Snøakkumulasjonen

6.3.1 Nedbørsakkumulasjon

Nedbørsområdet til Skjerdinganebreen har et areal på 157,25 m² hvor vi antar at akkumulasjonen kun kommer i form av nedbør (se avsnitt 5.3.2). Dette er basert på resultatene fra GPR målingene som viser at snøstrukturen i dette området består av jevne lag (se avsnitt 5.1.2) og et lavt stigningstall for snødybden (se avsnitt 5.2.3). Høydekotene for området viser at det er lite endring i topografien, hvilket støtter antagelsen at det ikke kommer snøskred her (se Figur 4).

Å utføre feltarbeid ved slutten av akkumulasjonssesongen er vanskelig å planlegge. Spesielt for små alpine breer som ofte ligger høyt oppe i bratt fjellterreng og siste nedbørsperiode varierer fra år til år. Lokaliteten til Skjerdinganebreen gjorde at feltarbeidet i denne oppgaven var fleksibelt (se avsnitt 2.). Dette gjorde det mulig å planlegge siste felttur ved maksimal akkumulert snødybde.

6.3.2 Snøskredakkumulasjon

Snøskredsakkumulasjonen på Skjerdinganebreen viser en tydelig påvirkning i snøstrukturen fra GPR målingene (se avsnitt 5.1.2). Helningen til renne 2 er orientert nord-øst (se Figur 4) og fører til at den får lite eller ingen sol om vinteren som er gunstig for lagringen av snø tidlig på vintersesongen (se avsnitt 3.2.3). Ettersom skredrennen er bratt, er forholdene optimale for store skred som kan nå langt ut på breen. Resultatene fra kartleggingen av snødybden viser et bratt stigningstall inn mot renne 2 og gir en indikasjon på hvilken påvirkning skredrenner har for breens akkumulasjon.

Hønsenettingene som ble installert dag 1, ble målt dag 3 på dybdene 3,5 m og 3,9 m (se avsnitt 5.1.4). Det vil si at det har kommet 2,5 m og 2,9 m snø i tidsperioden mellom disse dagene. Dette stemmer delvis med snøakkumulasjon beregnet av interpolasjonen, som over hønsenetting 1 gir en dybde på 2,8 m og 3,3 m over hønsenetting 2. At hønsenetting 2 ble installert lengre inn i skredområdet kan være årsaken til større akkumulasjon over den.

Hønsenettingenes horisontale forflytting samsvarer ikke med noen av forklaringene våre. Forflytningen går imot snøskred- og isbevegelsen. Usikkerheter med GPR og GPS kunne ha forklart en mindre avstand, men ikke 40 m.

Fra interpolasjonen er skredområdet tolket der stigningstallet for snødybden har en betydelig økning. Økningen passer med skredmodellerings utløpser for skred C og D (se avsnitt 5.3.1) og det antas derfor at de resterende utløpser (for skred E, F og G) kan brukes til å tolke skredområdet utenfor interpolasjonen (se Figur 39). Skred A har ikke utløpsområde på breen, men på samme sted som en overlagret snøfonn. Dette tyder på at området er et utløpsområde for snøskred og gir tiltro til skredmodellen med tanke på utløpslengde og snøavsetning (se Figur 39).

Målingene viser at det har gjennomsnittlig kommet 3,5 meter mer snø i skredområdet enn i nedbørsområdet fra dag 1 til dag 3. På flyfoto fra 2006 og 2010 (begge tatt i slutten av smeltesesongen), samsvarer snøgrensen med overgangen fra nedbørsområdet til skredområdet. Dette tyder på at snøskred er årsaken til at Skjerdinganebreen har et akkumulasjonsområde.

Noe som ikke ble vurdert før feltarbeidet var at det fortsatt kan gå snøskred ut på breen etter at akkumulasjonssesongen er over. Fra en paragliding tur over breen 23. mai ble det observert pågående snøskredaktivitet (Simon DeVillers pers. medd.). Ferske avsetninger hadde lagt seg i toppen av breen som indikerte at skredakkumuleringen enda foregikk. Botnbreer vil da ha en lengre akkumulasjonssesong enn andre typer breer på samme glasiastjerskel (se avsnitt 3.1.2). Resultatene av snødybden til skredområdet målt i denne oppgaven er derfor kun et minimumsestimat.

6.4 Massebalansen

6.4.1 Usikkerheter med firngrensen

Overgangen fra firn til is tar 3-5 år for tempererte breer (se avsnitt 3.1). Hvis Skjerdinganebreen får ny firngrense for hvert år, skal det gi 2-4 synlige firn reflektorer i radargrammene. Resultatene fra GPR målingene viste 4 tydelige reflektorer (reflektor 2-5) mellom snø- og isoverflaten der snødybden var størst. Av disse ble tolkning til firngrensen basert ut ifra signalstyrken til reflektoren og hvordan den følger reflektor 1 (isoverflaten) (se avsnitt 5.2.1). Reflektor 4 kvalifiserer best ut i fra disse kravene.

Usikkerheten med de andre reflektorene:

Reflektor 2 hadde en bølgete og ujevn struktur som ikke lå parallelt med reflektor 1. En tidlig antagelse var at den ble dannet under en periode med lite nedbør med store temperatur endringer

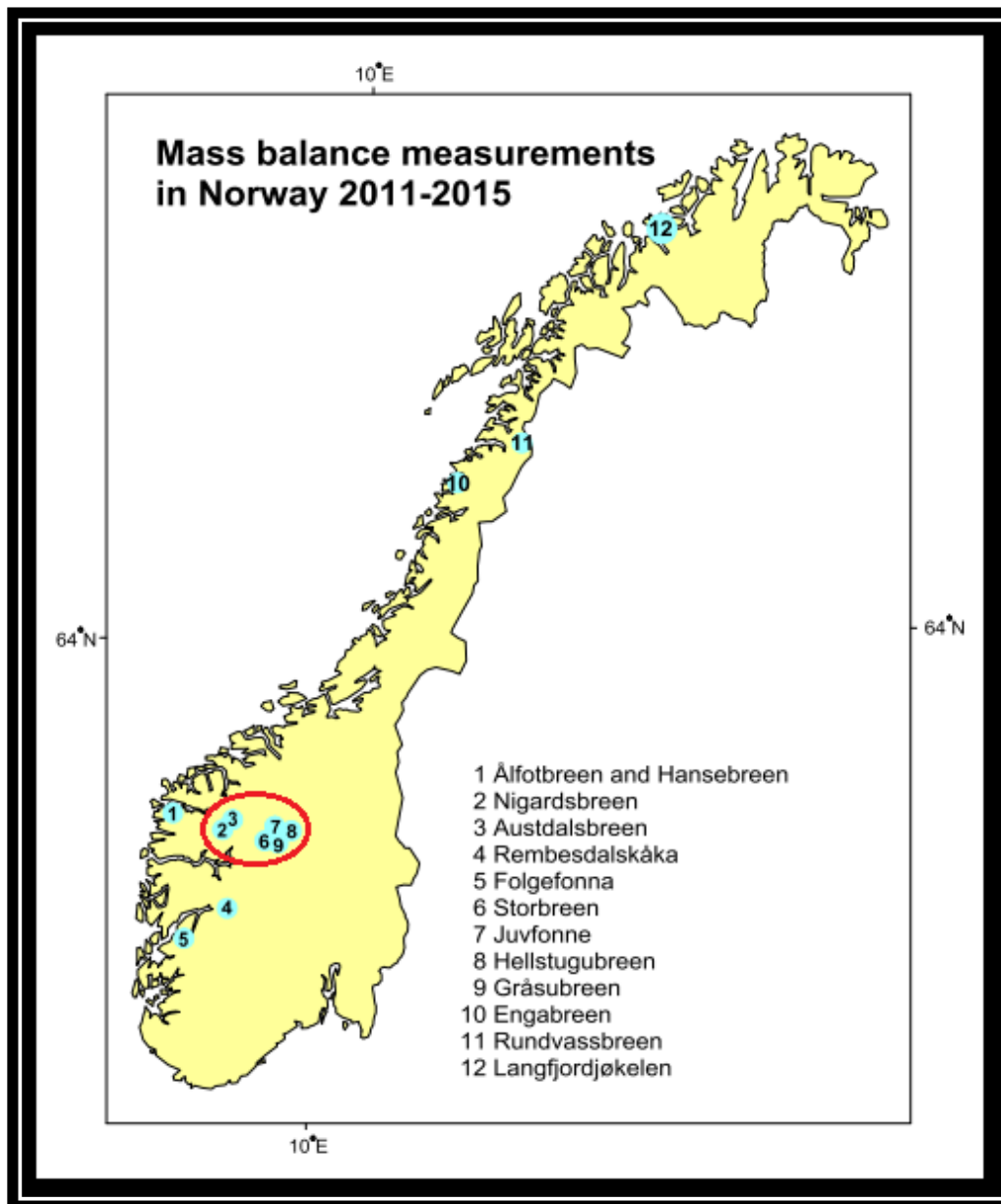
som sammen skapte et markant rimlag på overflaten (se avsnitt 3.2.2). Antagelsen ble avvist fordi reflektoren kun ble observert på deler av breen og et rimlag ville dekket større deler, om ikke hele. Områdene på breen hvor reflektoren ble observert var inn mot renne 1, derfor blir den tolket som bunnreflektoren til et stort snøskred. Skille mellom snøskredavsetning og den originale snøen skal lett kunne observeres (Instanes et al., 2004).

Reflektor 3 følger reflektor 1 og den er like tydelig som reflektor 4. Kravet som mangler for at den skulle bli valgt som firngrense, er kontakt med reflektor 1. I alle radargrammene hvor reflektoren er observert, mangler denne kontakten. Dette er noe en firngrense burde ha ettersom overflaten har vært eksponert for sol, vindtransportert sediment og andre faktorer som har herdet den gjennom hele smeltesesongen.

Reflektor 5 er kraftig går parallelt med reflektor 1 helt til de får kontakt, men signalstyrken mellom reflektor 5 og isoverflaten er ganske svak (se avsnitt 3.3.2). Dette er et tegn på at firnen under snart er is, noe som tar mer enn en sesong.

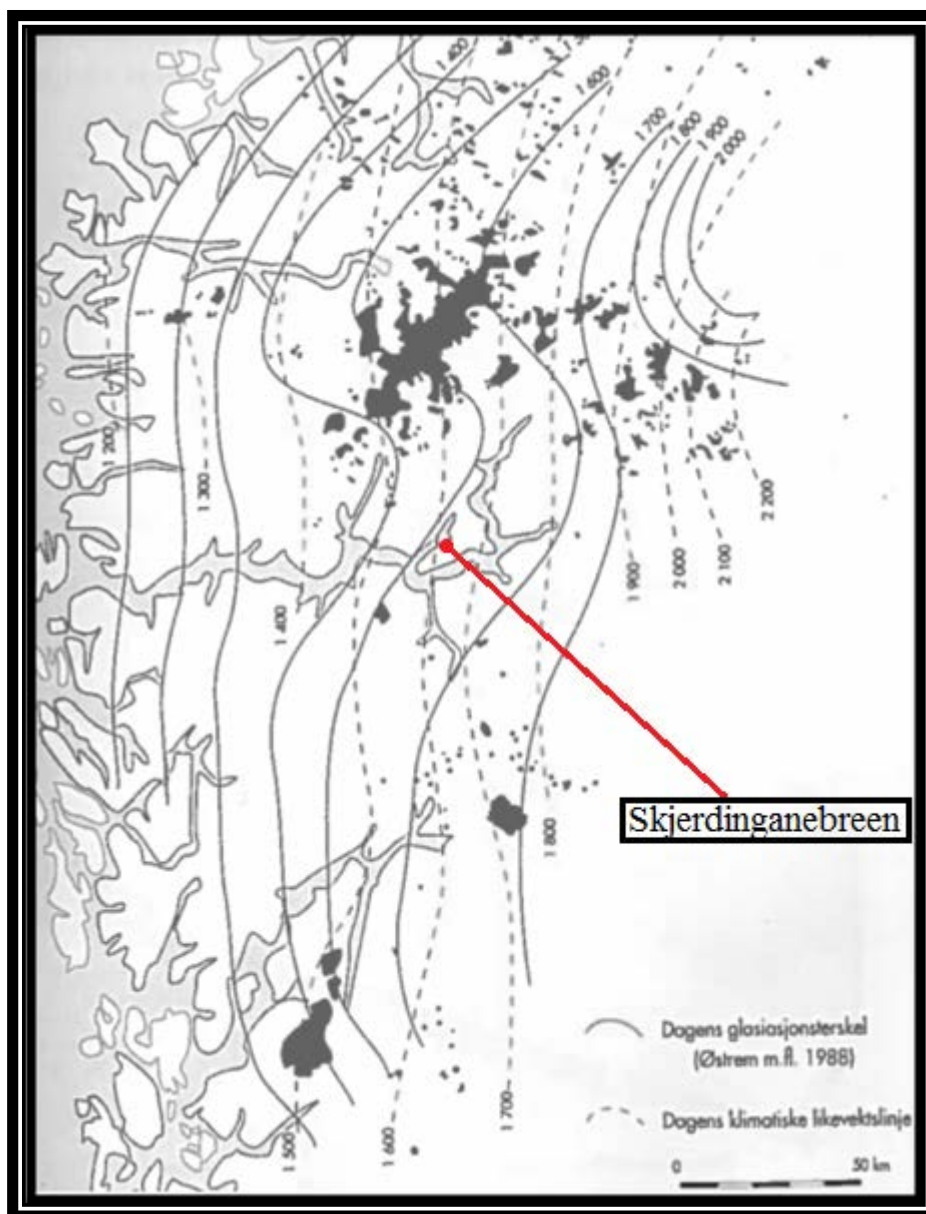
6.4.2 Likevektslinjen i forhold til andre breer

Likevektslinjen sier noe om tilstanden til breen (se avsnitt 3.1.2). Resultatene viser at likevektslinjen til Skjerdingsanebreen lå på 1145 m.o.h. i 2016 og grensen for akkumulasjonsområdet til 2015 på 1140 m.o.h. (se avsnitt 5.2.2). NVE har gjort massebalansemålinger for 14 breer fra 2011 til 2015. Av disse ligger seks i “nærområdet” til Skjerdingsanebreen (se Figur 41). Den gjennomsnittlige høyden for likevektslinjen til disse var 1392 m.o.h. i 2015. Dette gir en differanse på 247 m i forhold til Skjerdingsanebreen og gjør den til en spesiell bre på Vestlandet.



Figur 41: Lokasjonene til breene seks 12. Den røde sirkelen markerer breene som ligger i nærområdet. Kartet er hentet fra NVE (Kjøllmoen, 2016).

Ved å sammenligne Skjerdingsanebreen opp mot glasiasjonsterskelen og den klimatiske likevektslinjen (begge angitt i 2012) viser breen igjen hvor spesiell den er. Glasiasjonsterskelen ved Sogndalsdalen ligger på 1400 m.o.h., mens breen ligger på ca. 1050 m.o.h (se Figur 42). Breen ligger da under “gunstig” høyde som betyr at breen ikke burde ha et akkumulasjonsområde. Denne påstanden blir støttet opp ettersom likevektslinjen til Skjerdingsanebreen ligger 355 m under den klimatiske likevektslinjen i området. Andre breer i Indre Sogn (Myrdalsbreen, Bjåstabreen, Frudalsbreen, Steindalsbreen og Svardalsbreen) ligger på høyder innenfor glasiasjonsterskelen.



Figur 42: Bildet viser en modellering av glasiasonsterskel og klimatiske likevektslinje for 2012. Figuren er hentet fra Brelære (Nesje, 2012).

6.4.3 Forventete klima endringer ved Skjerdingsanebreen

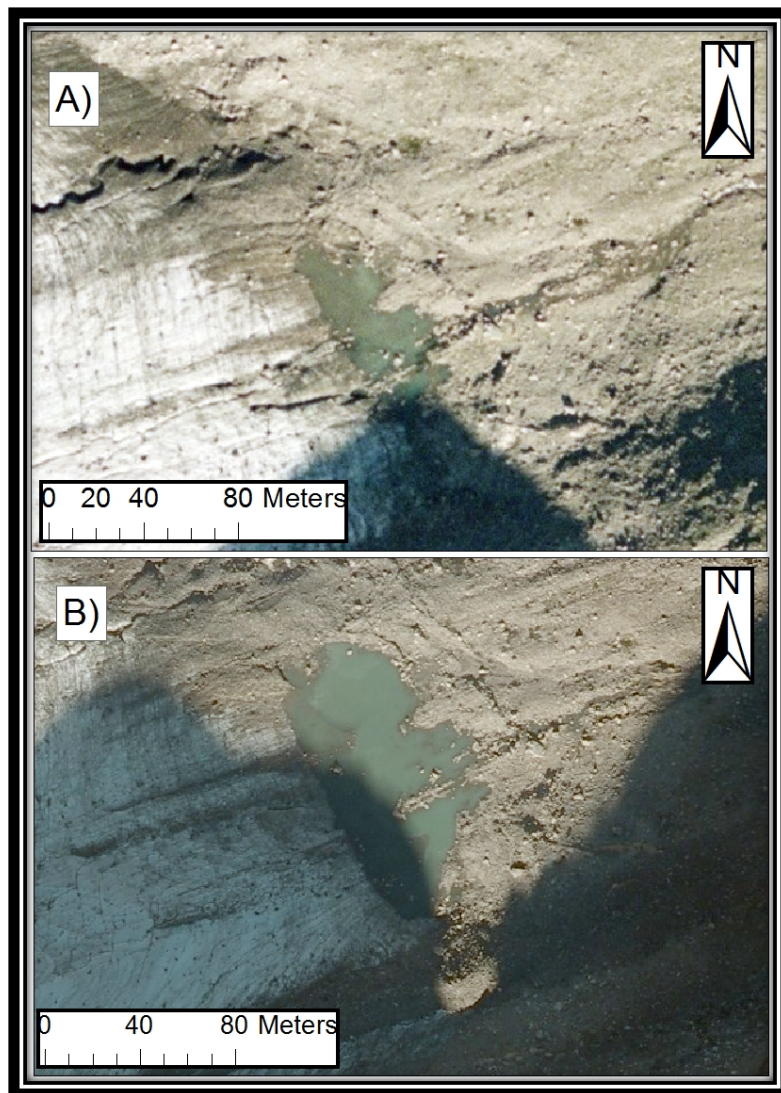
Å forstå fremtidige klimaendringer er viktig med tanke på hvilken påvirkning de vil ha på isbreer i Norge. Studier viser at breer i innlandet generelt sett har trukket seg tilbake siden 1900-tallet. Med tanke på et stadig varmere klima, er det fare for at denne prosessen skjer raskere enn tidligere antatt. Når det gjelder årsnedbøren, viser Miljødirektoratets klimarapport en økning i alle regionene i Norge. Statistikken viser i tillegg at det er størst nedbørsvekst på våren med en økning på 27 % (Hanssen-Bauer et al., 2009). Dermed vil klimaet rundt Skjerdingsane bli utsatt

for høyere årstemperaturer og årsnedbør, noe som kan føre til en kortere akkumulasjonssesong og lengre smeltesesong. Mesteparten av nedbøren rundt breen vil derfor trolig falle som regn.

Vind har som nevnt tidligere stor påvirkning på nedbør og snøskred. I fremtiden antas det at vindforholdene vil endre seg minimalt for både mellom- og store vindhastigheter (Hanssen-Bauer et al., 2009).

6.4.4 Proglasial innsjø

Ved å sammenligne flyfoto tatt i 2006 og 2010 kan en tydelig se en klar endring av arealet til den proglasiale innsjøen (se Figur 43). I 2006 var arealet 0,002 km² og hadde økt til 0,005 km² i 2010. Våre resultater ga ingen videre informasjon om arealet til innsjøen, men ettersom breer i innlandet i Norge generelt sett trekker seg tilbake, er det antatt at arealet har økt.



Figur 43: Flyfoto av den proglasiale innsjøen på Skjerdinganebreen bilde A) er fra 2006 og B) fra 2010. Bildene er hentet fra norgeskart.no

Resultatene med georadaren viste at den proglasiale innsjøen var 1,5 meter (se avsnitt 5.1.3). I 2015 ble lignende målinger gjort med en 50 MHz-antenne, av tidligere studenter. Innsjøen ble da estimert til å være 8,0 meter dyp, som vil si en forskjell på rundt 6,5 meter fra vårt resultat. Den store forskjellen skyldes at de hadde tolket at hele innsjøen var frosset og regnet derfor med feil hastighet i radargrammene. Andre faktor som kan ha påvirket resultatene er ulik oppløsning på radargrammene og/eller at det er regnet med forskjellige hastigheter for snø og is. For å undersøke om den proglasiale innsjøen hadde økt i masse ble det derfor gjort nye utregninger på målingene fra 2015. Her ble vanndybden regnet til å være 0,7 m dyp og isen 0,9 m tykk, noe som ga en total dybde på 1,6 m. Sammenlignet med målinger fra 2015 er det lite forandringer i volumet av den proglasiale innsjøen noe en feilmargin 0,1 m (på to år) forklarer.

6.5 Fremtidig arbeid

Resultatene fra GPR målingene dekket kun et område av breen og gir derfor ikke en fullstendig kartlegging av snødybden på breen. Målinger av hele breen vil gi et mer nøyaktig resultat av hvor mye snø som akkumuleres fra snøskred. I tillegg bør GPR målingene bli planlagt i forhold til skredmodelleringen, slik at georadarmålingene dekker mer av skredområdet.

Ved lignende forskning på botnbreer anbefaler vi å bruke RAMMS skredmodell. Både for å undersøke metoden videre og på grunn av fine resultater. For at markører i snøpakken skal gi resultater for akkumulasjons differanser, må de installeres i de forskjellige områdene (nedbørs- og skredområdet). Hvis bambusstenger skal gi resultater må hyppigere feltturer gjennomføres, ettersom bambustengene raskt ble begravd av snø.

Når breen får 35 % av sin akkumulasjon fra snøskred er det viktig å ta høyde for at snøskredakkumulasjonen kan vare lengre enn nedbørsakkumulasjonen og finne ut hvordan dette påvirker den totale akkumulasjonen.

7. Konklusjon

Små alpine breer utgjør en liten del (4 %) av den totale landisen på jorden, men har bidratt til 33 % av endringene i havnivået det forrige århundre. De fleste små alpine breer ligger i botner hvor akkumulasjonsraten påvirkes av vindtransportert snø og snøskred og kan være opptil fire ganger den regionale vinternedbøren. Klimaendringer har stor innflytelse på små alpine breer ettersom de har kort responstid grunnet liten ismasse. Botnbreer er derfor avhengig av den akkumulerte snøen fra snøskred.

Formålet med oppgaven var å kartlegge snødybden på Skjerdinganebreen med georadar og sammenligne med skredmodellering for å finne ut i hvor stor grad snøskred påvirket vinterakkumulasjonen. I tillegg ble fjorårets (2016) likevektslinje sammenlignet med andre breer i nærheten.

Snødybdekartleggingen ble modellerte over deler av breen basert på målinger med georadar (500 MHz). Ettersom skredmodelleringen viste samme trend som interpolasjonene ble den brukt til å kartlegge deler av breen der det ikke var målt med georadar. Resultatet ga et nedbørsområde og et område påvirket av både nedbør og snøskred (skredområdet) hvor den gjennomsnittlige snødybden var henholdsvis 5,1 m og 8,7 m. Akkumulasjonen fra snøskred tilsvarte 47 % av den totale snøakkumulasjonen fra nedbør.

Likevektslinjen til Skjerdinganebreen for 2016 lå 247,2 m lavere sammenliknet med seks andre breer i nærområdet og ligger under den klimatiske likevektslinjen og glasiasonsterskel for området. Dette tyder på at Skjerdinganebreen er relativt robust til klimaendringer. En av grunnene er i hvor stor grad breen blir påvirket av snøskred (35 % av den totale akkumulasjonen) som gjør at breen har et akkumulasjonsområde.

Vår oppgave viser at Skjerdinganebreen får store deler av snøakkumulasjonen fra snøskred. Dette gjør den mer tilpasningsdyktig til endringer i klimaet. Hvorvidt dette gjelder for andre breer i nærheten er nevnt, men krever videre forskning for å si noe sikkert.

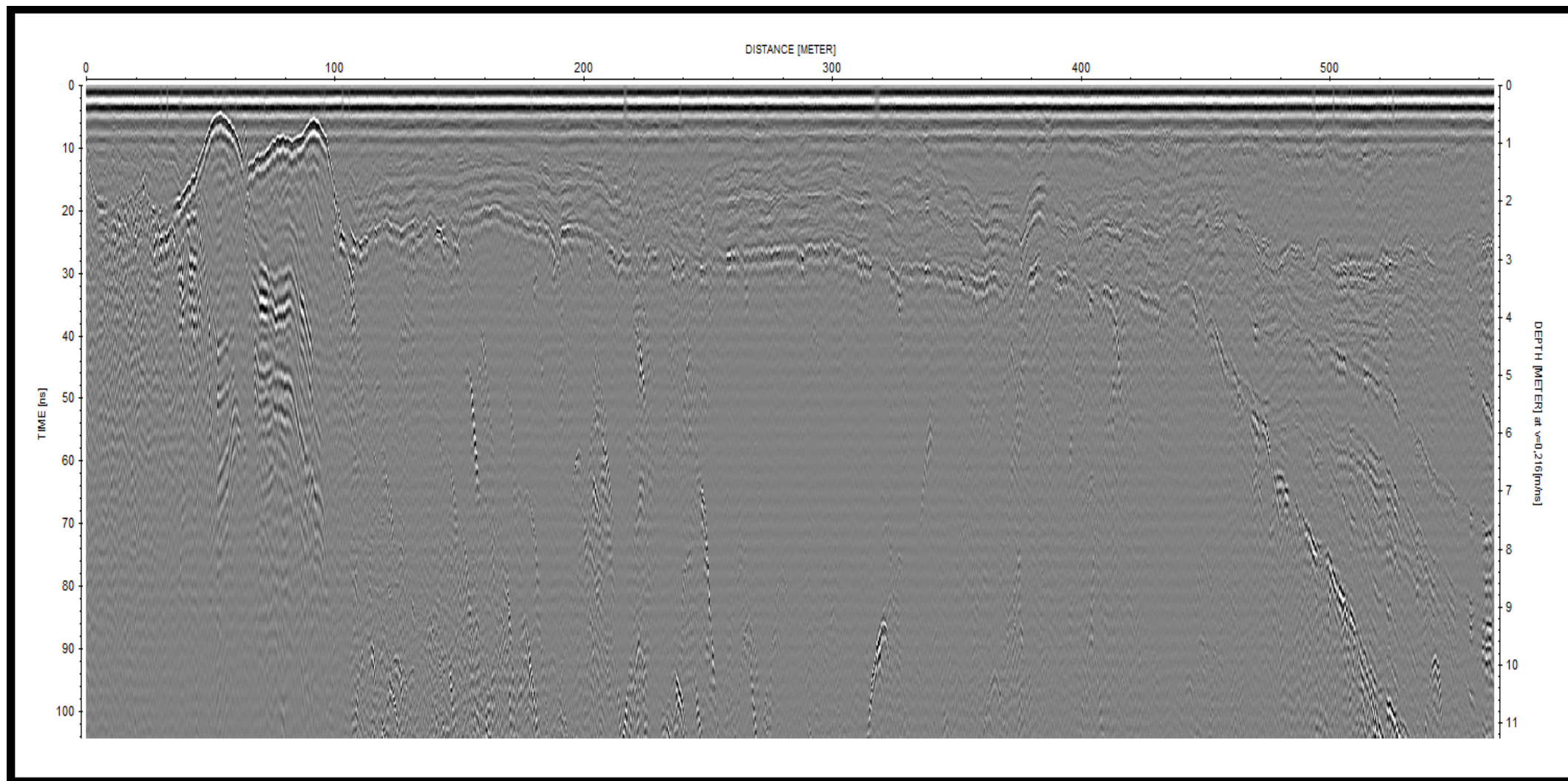
Kildeliste

- Benn, D., & Evans, D. J. (2014). *Glaciers and glaciation*: Routledge.
- Bernal, J., & Fowler, R. (1933). A theory of water and ionic solution, with particular reference to hydrogen and hydroxyl ions. *The Journal of Chemical Physics*, 1(8), 515-548.
- Childs, C. (2004). Interpolating surfaces in ArcGIS spatial analyst. *ArcUser*, July-September, 3235.
- Daniels, D. J. (2004). *Ground penetrating radar* (Vol. 1): Iet.
- Eldegard, R. F., & Rønningen, E. S. S. (2015). *Georadarundersøkelser av Skjerdingsanebreen. Beregning av istykkelse, volum og sammenligning av dette med estimerte volumer ved volum-arealmetode*.
- Førre, E. (2012). *Topografi og dreneringsretninger under Nordfonna, Folgefonna*. (Master), Universitet i Bergen.
- Gorman, M. R., & Siegert, M. J. (1999). Penetration of Antarctic subglacial lakes by VHF electromagnetic pulses: information on the depth and electrical conductivity of basal water bodies. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B12), 29311-29320.
- Hanssen-Bauer, I., Drange, H., Førland, E., Roald, L., Børsheim, K., Hisdal, H., . . . Sorteberg, A. (2009). Klima i Norge 2100. *Bakgrunnsmateriale til NOU Klimatilpassing., Norsk klimasenter, Oslo, Norway*.
- Huss, M., & Fischer, M. (2016). Sensitivity of very small glaciers in the Swiss Alps to future climate change. *Frontiers in Earth Science*, 4, 34.
- Instanes, A., Lønne, I., & Sandaker, K. (2004). Location of avalanche victims with ground-penetrating radar. *Cold regions science and technology*, 38(1), 55-61.
- Jol, H. M. (2008). *Ground penetrating radar theory and applications*: elsevier.
- Kjøllmoen, B. (2016). *Glaciological investigations in Norway 2011-2015*. Retrieved from nve.no:
- Kronholm, K., Vikhamar-Schuler, D., Jaedicke, C., Isaksen, K., Sorteberg, A., & Kristensen, K. (2006). *Forecasting snow avalanche days from meteorological data using classification trees; Grasdalen, Western Norway*. Paper presented at the Proceedings of the International Snow Science Workshop, Telluride, Colorado.
- McClung, D. S., Peter (2006). *The avalanche handbook: The mountaineers books*.
- Meier, M. F. (1984). Contribution of small glaciers to global sea level. *Science*, 226, 1418-1422.
- Mussett, A. E., & Khan, M. A. (2000). *Looking into the earth: an introduction to geological geophysics*: Cambridge University Press.
- Nesje, A. (2012). *Brelære*: Høyskoleforlaget AS.
- Norge, G. (2017). DTM 10. Retrieved from <https://kartkatalog.geonorge.no/metadata/kartverket/dtm-10/dddbb667-1303-4ac5-8640-7ec04c0e3918>
- NVE. (2017). Snøskredvarsling.
- Paterson, W. S. B. (2016). *The physics of glaciers*: Elsevier.
- RAMMS, O. h. t. (2010). *RAMMS Avalanche*. Retrieved from http://ramms.slf.ch/ramms/index.php?option=com_content&view=article&id=60&Itemid=77.
- Sandmeier, K.-J. (2004). Reflex 2D-Quick Manual.
- SeNorge.no. (2017). Kart med oversikt over klimastasjoner nær Skjerdingsanebreen. Retrieved from <http://www.senorge.no/index.html?p=klima>
- Tønnessen, E. (2013). *Svake lag rundt skare. Utviklingen av kantkornet snø rundt skarelag ved Filefjell*.

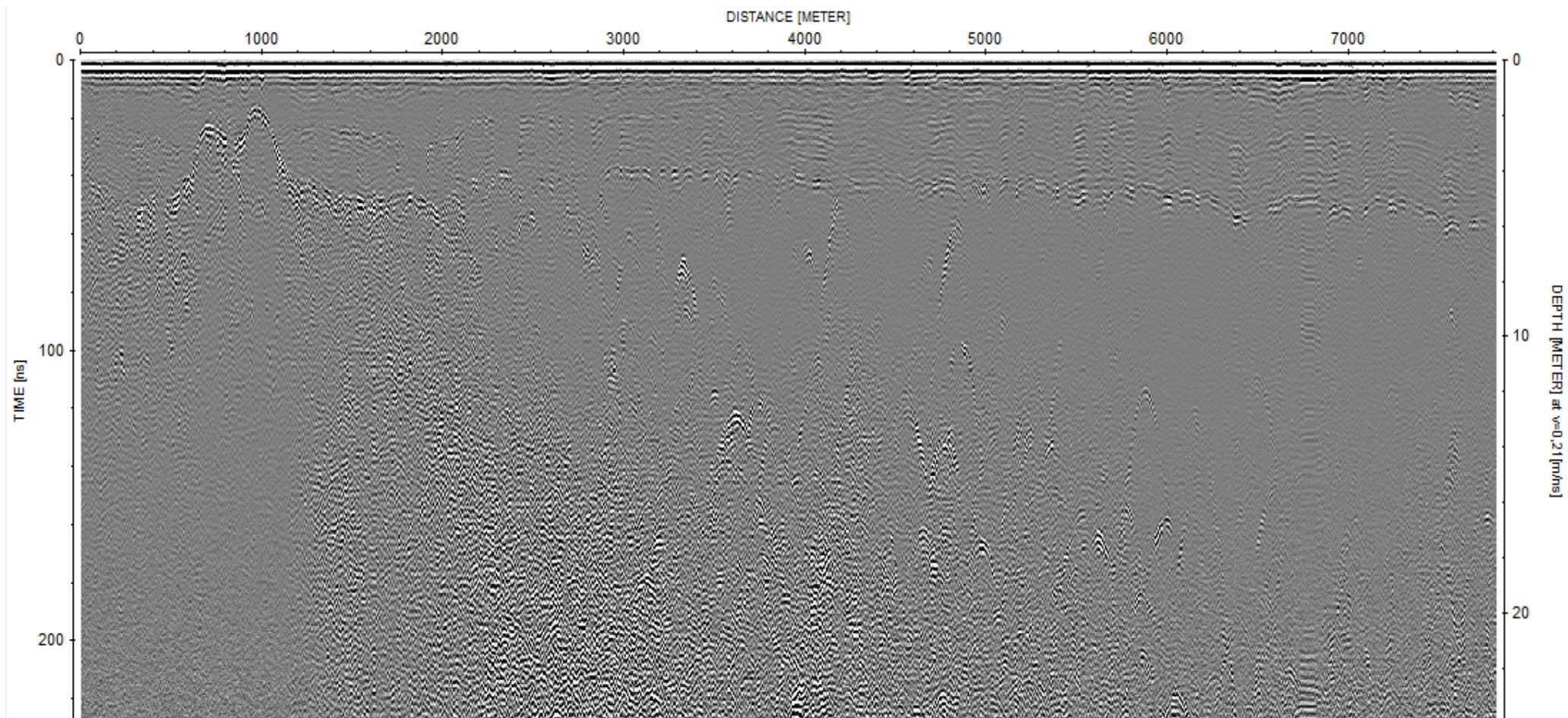
Varsom.no. (2017). Vedvarende svake lag. Retrieved from <http://www.varsom.no/snoskredskolen/skredfarevurdering-og-faretegn/vedvarende-svake-lag/>

Yr. (2010, 17.09.2010). Hvorfor er det lavere trykk og temperatur i høyden? Retrieved from <http://www.yr.no/artikkel/mindre-trykk-og-varme-i-hoyden-1.7297472>

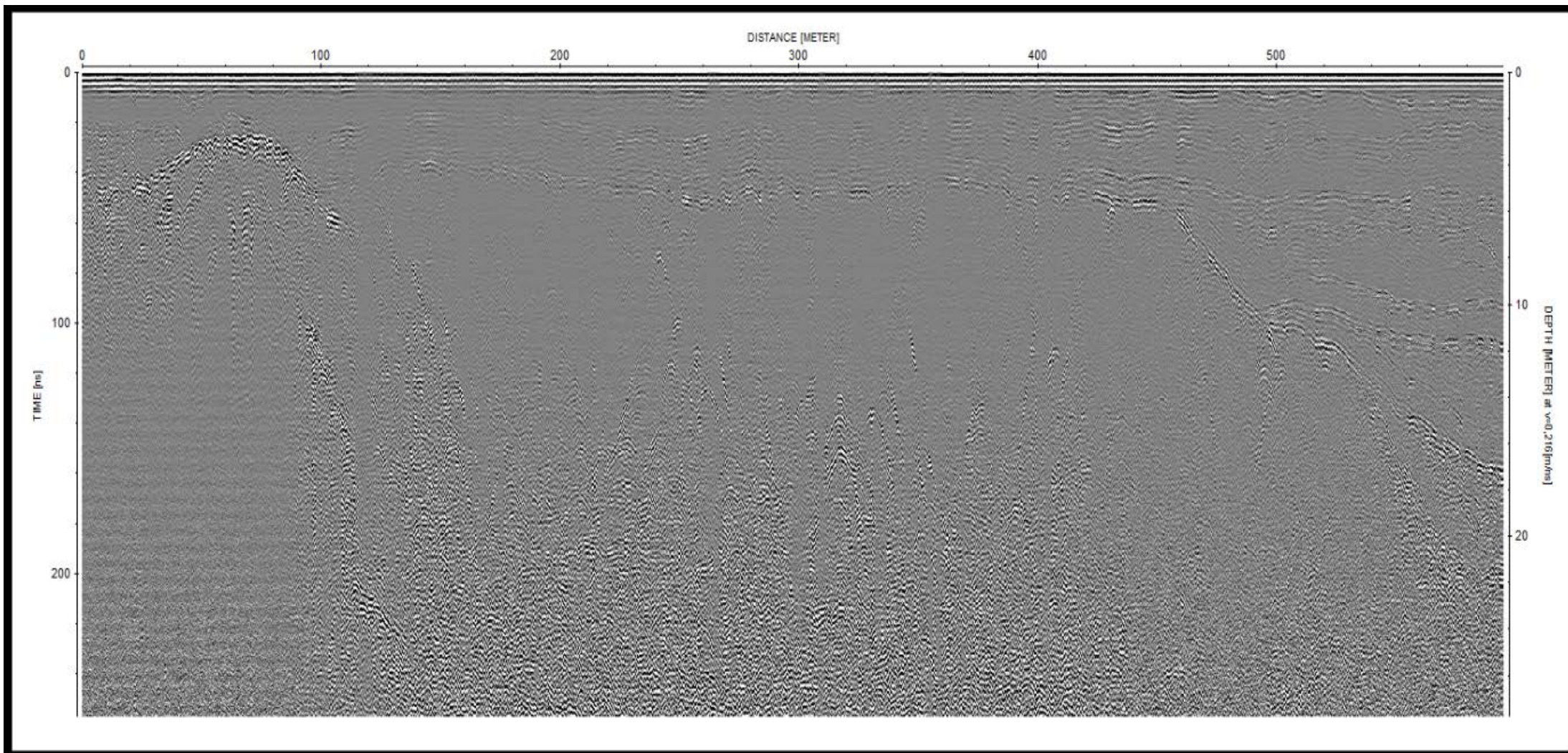
Profil 1a



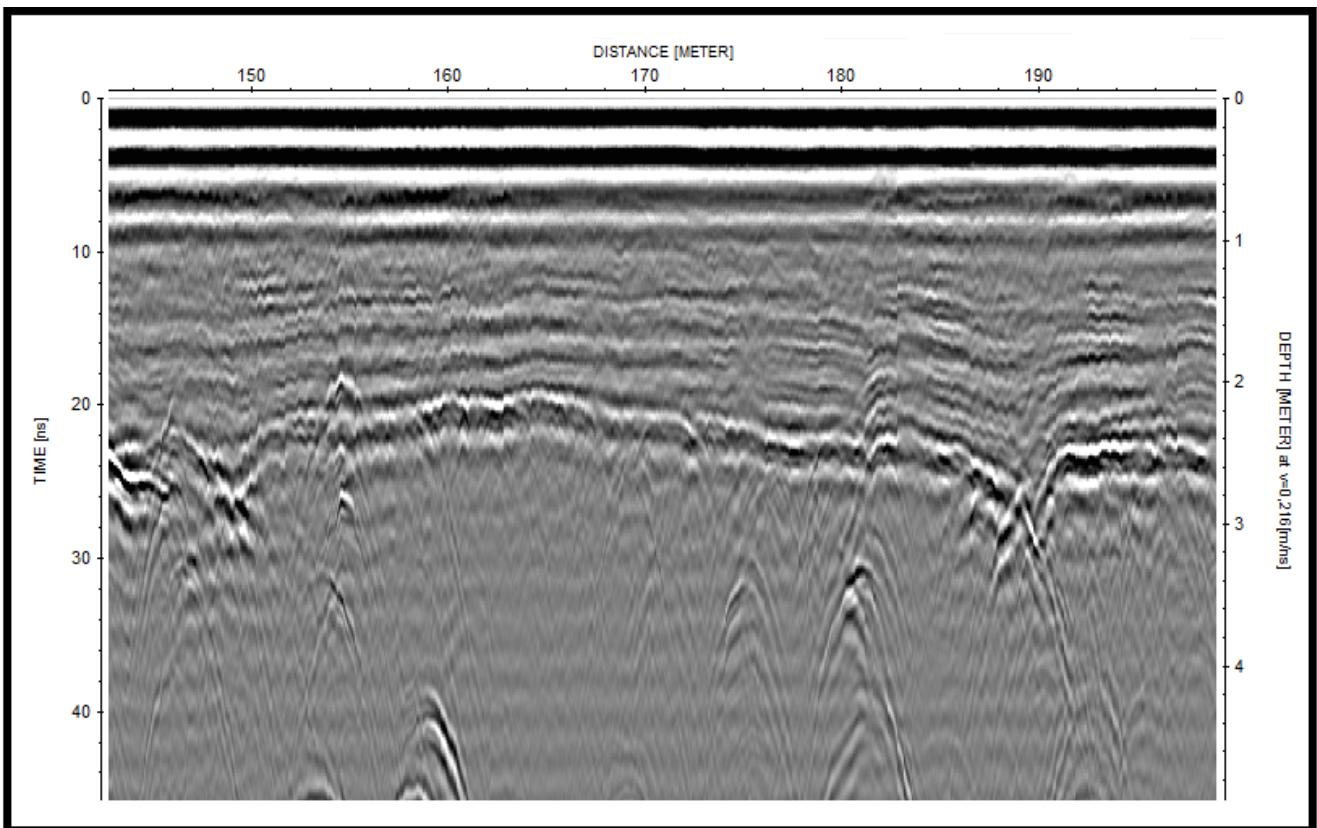
Profil 3e



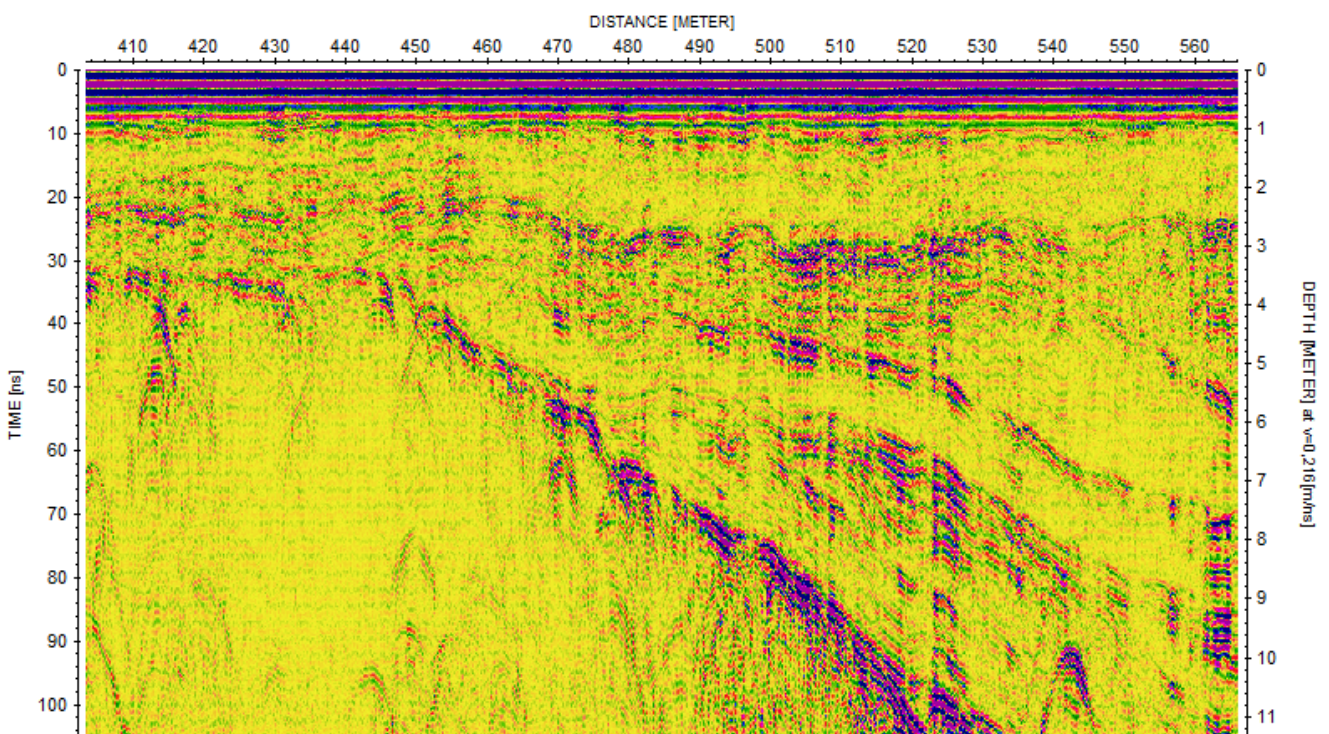
Profil 3a



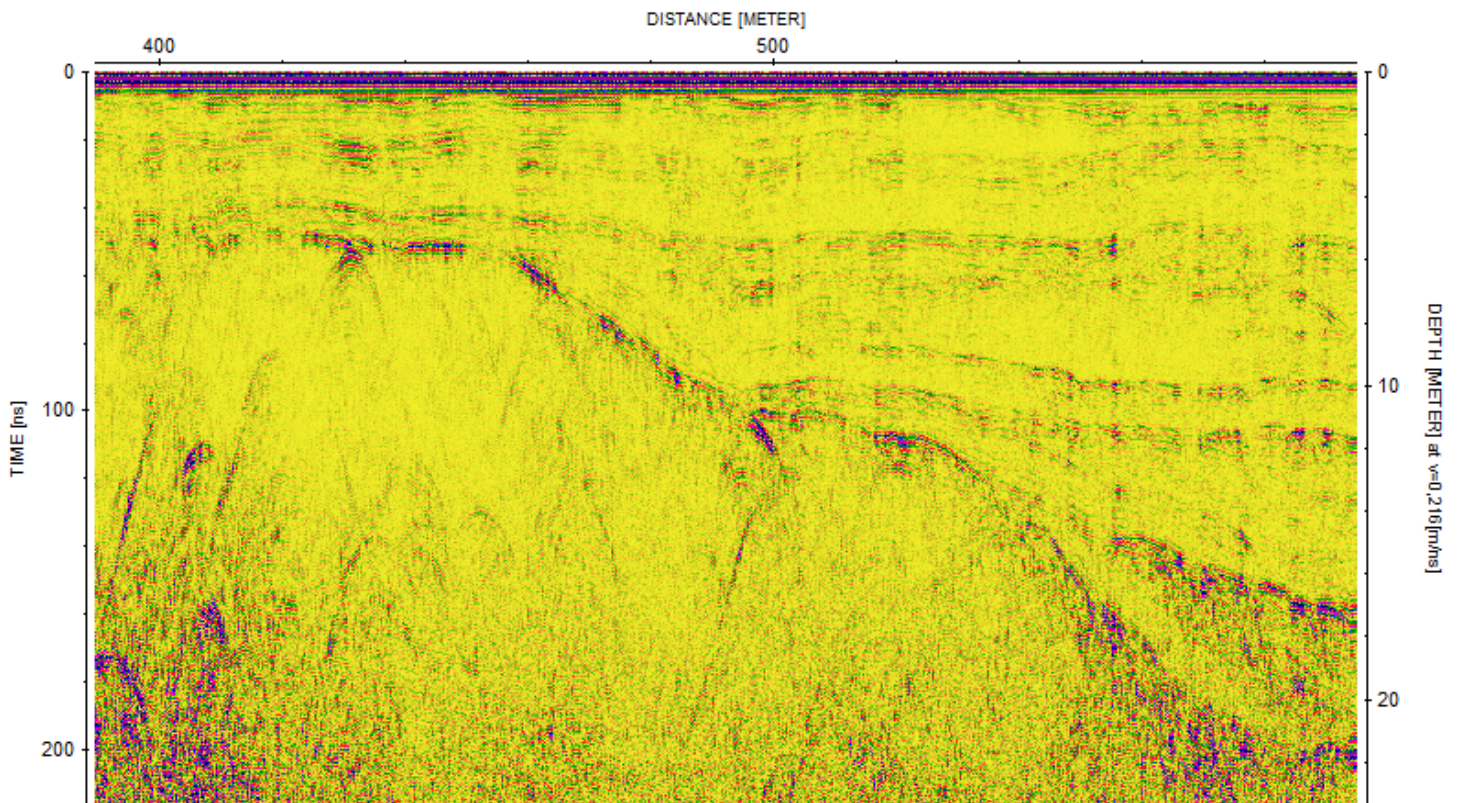
Nærbildet av profil 1a



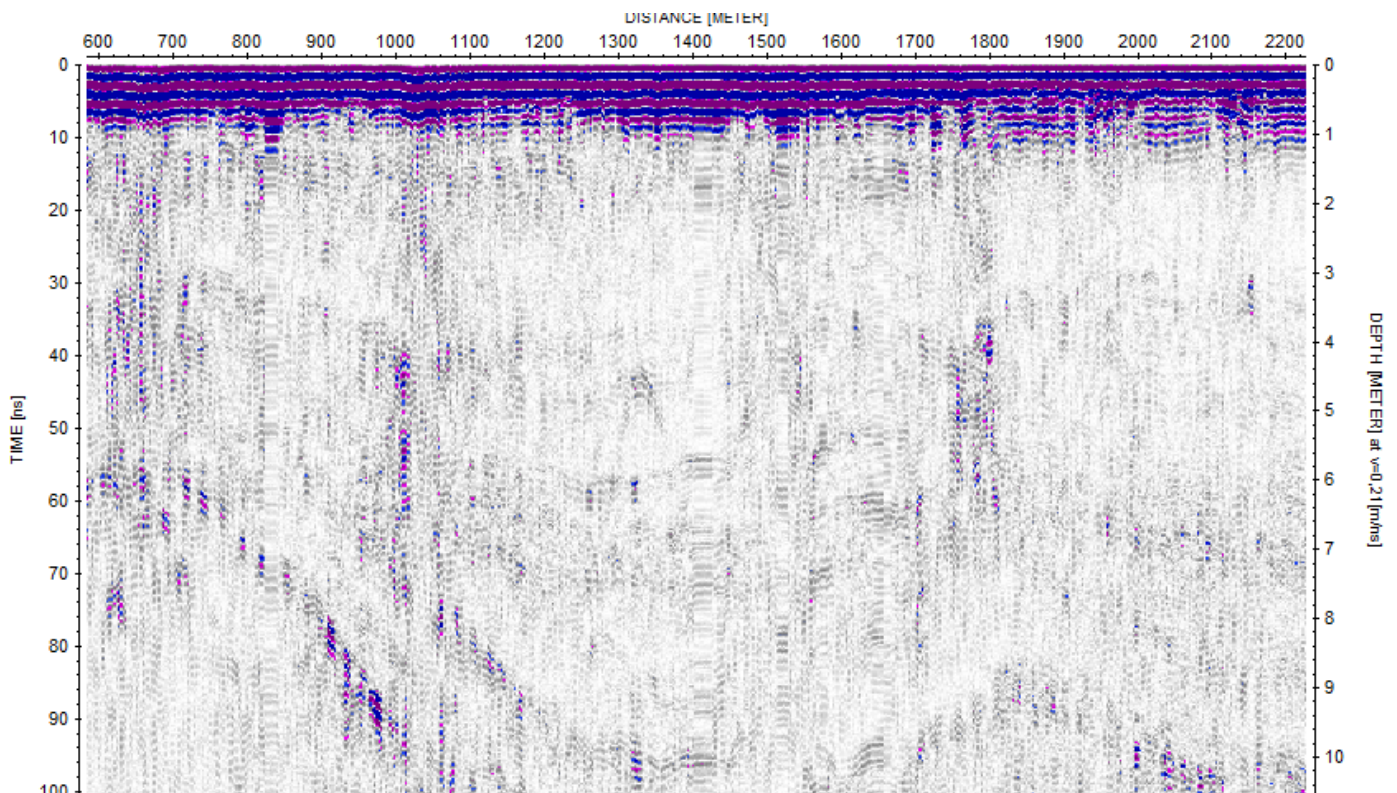
Nærbildet av profil 1a



Nærbildet av profil 3a



Nærbildet av profil 3f



Nærbildet av profil 1h

