



**Høgskulen  
på Vestlandet**

# **Glasiologiske undersøkelser av nedre del av Leirbreen og vurdering av geofaren jökulhlaup**

## **Glaciological investigations of the lower part of Leirbreen and assessment of the geohazard jökulhlaup**

**Tanja Marie Gjerde  
Solveig Tegelsrud Kolstad**

Geologi og geofarer  
Fakultet for ingeniør og naturfag  
Veileder: Mette Kusk Gillespie  
03.06.2019

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

## Forord

Etter en tre-årlig bachelorgrad i Geologi og geofare ved Høgskulen på Vestlandet, har oppgaven om Leirbreen blitt produsert som et avsluttende arbeid. Under emnet geologi grunnkurs deltok vi i august 2016 på en ekskursion til Leirbreen. På daværende tidspunkt visste vi ingenting om Leirbreens glasiologiske forhold, og på bakgrunn av dette ble motivasjonen for å gjøre undersøkelser her stor. Leirbreen er en populær bre som trekker friluftinteresserte både sommer og vinter. Arbeidet med denne oppgaven har ført til en økt interesse innen temaene geofarer, glacialgeologi og geofysikk.

Vi ønsker å takke vår trofaste veileder Mette Kusk Gillespie, som har lært oss alt fra kvalitet på gaffateiper, til hvordan undersøkelser kan gjennomføres på bre. Du er alltid behjelpelig og entusiasmen din har gjort jobben enklere. Vi vil også takke Sigurd Daniel Nerhus som har laget mye av utstyret til oppgaven og hjulpet oss å bære tungt utstyr i felt.

## Innholdsfortegnelse

<b>1. Sammendrag</b>	<b>5</b>
<b>1. Innledning</b>	<b>7</b>
<i>Problemstillinger</i>	8
<b>2. Feltområdet</b>	<b>9</b>
2.1 <i>Leirbreen</i>	9
2.2 <i>Litologi</i>	10
2.3 <i>Klima ved Leirbreen</i>	10
<b>3. Teori</b>	<b>13</b>
3.1 <i>Klimapåvirkning på breer</i>	13
3.2 <i>Glasiologi</i>	14
3.2.1 <i>Massebalanse</i>	14
3.2.2 <i>Breers reaksjonstid</i>	16
3.2.3 <i>Brebevegelse</i>	17
3.3 <i>Jökulhlaup</i>	19
3.4 <i>Differensiell GPS</i>	21
3.5 <i>Georadar</i>	23
3.5.1 <i>Georadarens oppbygging</i>	23
3.5.2 <i>Elektromagnetiske bølger og hastighet</i>	24
3.5.3 <i>Oppløsning av elektromagnetiske bølger</i>	27
3.5.4 <i>Energitap i radarbølger</i>	29
3.5.5 <i>Utfordringer ved tolking av georadardata</i>	31
3.5.6 <i>Georadarundersøkelser på bre</i>	32
<b>4. Metode</b>	<b>34</b>
4.1 <i>Feltarbeid</i>	34
4.1.1 <i>Etablering og målinger av massebalansestaker</i>	34
4.1.2 <i>Hastighetsmålinger</i>	36
4.1.3 <i>Differensiell GPS</i>	38
4.1.4 <i>Georadar</i>	39
4.2 <i>Prosessering av georadarprofil</i>	41
4.2.1 <i>Static Correction</i>	41
4.2.2 <i>Substract mean (dewow)</i>	41
4.2.3 <i>Gain</i>	42
4.2.4 <i>Migration</i>	42
4.2.5 <i>Tolkning av bunnreflektor</i>	43
4.3 <i>Modellering i ArcMap</i>	43
4.3.1 <i>Modellering av bunntopografien</i>	46
<b>5. Resultater</b>	<b>47</b>
5.1 <i>Avsmeltning i Leirbrens ablasjonsområde</i>	47
5.2 <i>Leirbrens overflatehastighet</i>	49
5.3 <i>Tolkning av georadarprofil</i>	53
5.4 <i>Istykkelsen i den nedre delen av Leirbreen</i>	56

5.5	<i>Leirbreens overflate- og bunntopografi</i> .....	59
<b>6.</b>	<b>Diskusjon</b> .....	<b>62</b>
6.1	<i>Estimat av Leirbreens massebalanse</i> .....	62
6.2	<i>Bestemmelser av Leirbreens hastighet</i> .....	64
6.3	<i>Feilkilder knyttet til vurderinger av istykkelse, isvolum og bunntopografimodell</i> .....	67
6.4	<i>Muligheten for jökulhlaup ved Leirbreen</i> .....	70
6.5	<i>Anbefalinger til fremtidige studier ved Leirbreen</i> .....	72
<b>7.</b>	<b>Konklusjon</b> .....	<b>73</b>
<b>8.</b>	<b>Kildeliste</b> .....	<b>75</b>
<b>9.</b>	<b>Appendix</b> .....	<b>78</b>

# 1. Sammendrag

Leirbreen kan forårsake geofaren jökulhlaup på grunn av sin utforming med to proglasiale innsjøer. Jökulhlaup er en plutselig drenering av en glasial innsjø. Breen ligger på Sognefjellet i Sogn og Fjordane fylke og befinner seg i gangavstand fra turisthytten Krossbu. Området er attraktivt for turister, noe som betyr at et eventuelt jökulhlaup kan få fatale konsekvenser. Å kartlegge faren for jökulhlaup er derfor en viktig del av denne oppgaven. Til tross for Leirbrens popularitet har den ikke blitt undersøkt tidligere. Denne oppgaven er starten på et langsiktig måleprogram for glasiologiske undersøkelser av massebalanse, ishastighet og volum.

Jökulhlaup fra Leirbreen er kun aktuelt ved de proglasiale innsjøene, så målingene i denne oppgaven er begrenset til nedre deler av breen. Faren for jökulhlaup ble vurdert ved hjelp av modellering av bunntopografien. Bunntopografien er basert på isens tykkelse målt med georadar på isoverflaten. Til de glasiologiske undersøkelsene ble det plassert ut massebalansestaker og hastighetstrekanter som referansepunkter for å måle henholdsvis massebalansen og hastigheten til breen.

Modellen over bunntopografien viser to mulige terskler som ligger høyere enn den øverste innsjøen, noe som potensielt kan forhindre et jökulhlaup fra breen. De glasiologiske undersøkelsene ble målt i en 18 dagers periode hvor hastigheten var på 3,5 cm/dag og avsmeltingen var på 1,6 cm/dag. Den ekstrapolerte verdien for hastigheten under likevektslinja (~1800 moh.) er på ca. 5,6 m/år. Måleperioden utgjorde 12,2% av ablasjonssesongen og ekstrapolert ville sommerablasjonsraten vært på 2,7 m/år. Grovt estimert, basert på gjennomsnittsdybde og overflateareal, er volumet til den nedre delen av Leirbreen 0,0877 km<sup>3</sup>.

Ved vurdering av bunntopografien konkluderes faren for jökulhlaup som liten. Dette er basert på få målinger og krever flere undersøkelser for å kunne sies med sikkerhet. For å trekke konklusjoner om de glasiologiske undersøkelsene må det gjennomføres flere målinger på breen, også i øvre deler.

## Abstract

The Leirbreen glacier can cause the geohazard jökulhlaup, due to its shape with two proglacial lakes. Jökulhlaup is a glacial lake outburst flood. The glacier is located on Sognefjellet, Sogn og Fjordane county, and lies walking distance of the tourist hut Krossbu. The area is attractive for tourist, which means that a possible jökulhlaup can have fatal consequences. To consider the risk of a jökulhlaup is therefore an important part of this assessment. Despite Leirbreen's popularity, it has not been investigated earlier. This assessment is the beginning of a long-term measurement program for glaciological investigations of mass balance, ice velocity and volume.

Jökulhlaup from Leirbreen is only applicable at the proglacial lakes, so the investigations in this assessment are limited to the lower parts of the glacier. The probability of jökulhlaup was assessed by modeling the topography of the glacier bed. The model of the glacier bed is based on the thickness of the ice, measured with georadar on the ice surface. For the glaciological investigations, mass balance stakes and triangles were placed as reference points on the glacier surface. This was to measure the mass balance and the velocity of the glacier, respectively.

The model of the glacier bed shows two possible thresholds that has higher altitude than the upper lake, which could potentially prevent a jökulhlaup from the glacier. The glaciological investigations were measured in an 18-day period where the rate was 3,5 cm/day and the ablation rate were 1,6 cm/day. The extrapolated value for the glacier velocity below the equilibrium line (~ 1800 m.a.s.l) is approximately 5,6 m/year. The period of the measurements was 12,2% of the ablation season and extrapolated the summer ablation rate would have been 2,7 m/year. Roughly estimated, based on average ice thickness and surface area, the volume of the lower part of Leirbreen is 0,0877 km<sup>3</sup>.

When assessing the model over the glacial bed, the danger of jökulhlaup is considered unlikely. This is based on few measurements and requires more investigations to be said with certainty. In order to draw conclusions about the glaciological investigations, more measurements must be done on the glacier, also in the upper part of the glacier.

# 1. Innledning

Dagens klima er i endring ved at temperaturen blir varmere og nedbøren øker (Miljøstatus 2015). Disse forandringene vil få konsekvenser for det globale klimet i form av flere faktorer. Havnivået vil stige, hyppigheten av geofarer vil øke og arter må kunne tilpasse seg de nye omgivelsene. Den tydeligste indikatoren på et varmere klima er den hurtige tilbaketrekningen av breer og innlandsisen på Grønland og Arktis (Miljøstatus 2015).

Det finnes svært få målinger av istykkelsen av verdens og Norges breer, noe som fører til store usikkerheter i modelleringer av brevolum. I Norge har vi 2534 breer som utgjør et areal på 2692 kvadratkilometer, dette tilsvarer 0,7% av Norges landareal (NVE 2018). Endringer i breers volum og areal er primært et resultat av smelting om sommeren (ablasjon) og variasjoner i mengden vinternedbør (akkumulasjon). Dette forholdet beskrives av breens massebalanse. Studier av endringer i breer er derfor sterkt koblet til forandringer i klima. De siste årene har majoriteten av breer i Norge hatt en negativ massebalanse på grunn av høyere temperaturer (Kjøllmoen, Andreassen et al. 2017). Dette har ført til en tilbaketrekning av breers front og økning av proglasiale innsjøer. Proglasiale innsjøer er ofte kilden til geofaren jökulhlaup, og hyppigheten av jökulhlaup er forventet å øke (Bardossy 2018). Forståelsen av fenomenet og kartlegging av norske breer som har proglasiale innsjøer kan derfor gi en større trygghet i fremtiden.

Leirbreen, som er undersøkt i denne oppgaven, er en dalbre som er lokalisert på Sognefjellet i Sogn og Fjordane fylke (se figur 1). Leirbreen har et toppunkt på 2070 moh. og bunnpunkt på 1530 moh. De øvre delene av breen er omringet av bratte fjellsider. Det er ikke tidligere blitt forsket på Leirbreen, så massebalansen, hastigheten, istykkelen og volumet er ukjent. Dette er interessant å finne ut av siden Leirbreen brukes i undervisning og at forskning på bre er gode klimaindikatorer. Det er tidligere utført glasiologiske undersøkelser på nabobreen, Storbreen (se Figur 1), som har gode data for sammenligning med Leirbreen.

Fronten til Leirbreen er komplisert og munner ut i to proglasiale innsjøer. Innsjøene har en høydedifferanse på ca. 100 m, og topografien mellom dem er ukjent. Basert på den ukjente bunntopografien er det usikkert om den øverste proglasiale innsjøen har potensiale til å danne en plutselig drenering av store vannmengder, også kalt et jökulhlaup. Dette vil kunne skje dersom breen smelter mye, og det ikke er noen eksisterende terskel i bunntopografien under breen som kan demme opp innsjøen og forhindre den plutselige dreneringen når isen smelter.

Et jökulhlaup fra denne innsjøen vil kunne nå ned til turisthytten Krossbu og kan få fatale konsekvenser for turister i området.

### Problemstillinger

**Oppgavens overordnede problemstilling er å gjennomføre en glasiologisk undersøkelse av Leirbreen. Dette gjøres ved ulike metoder.**

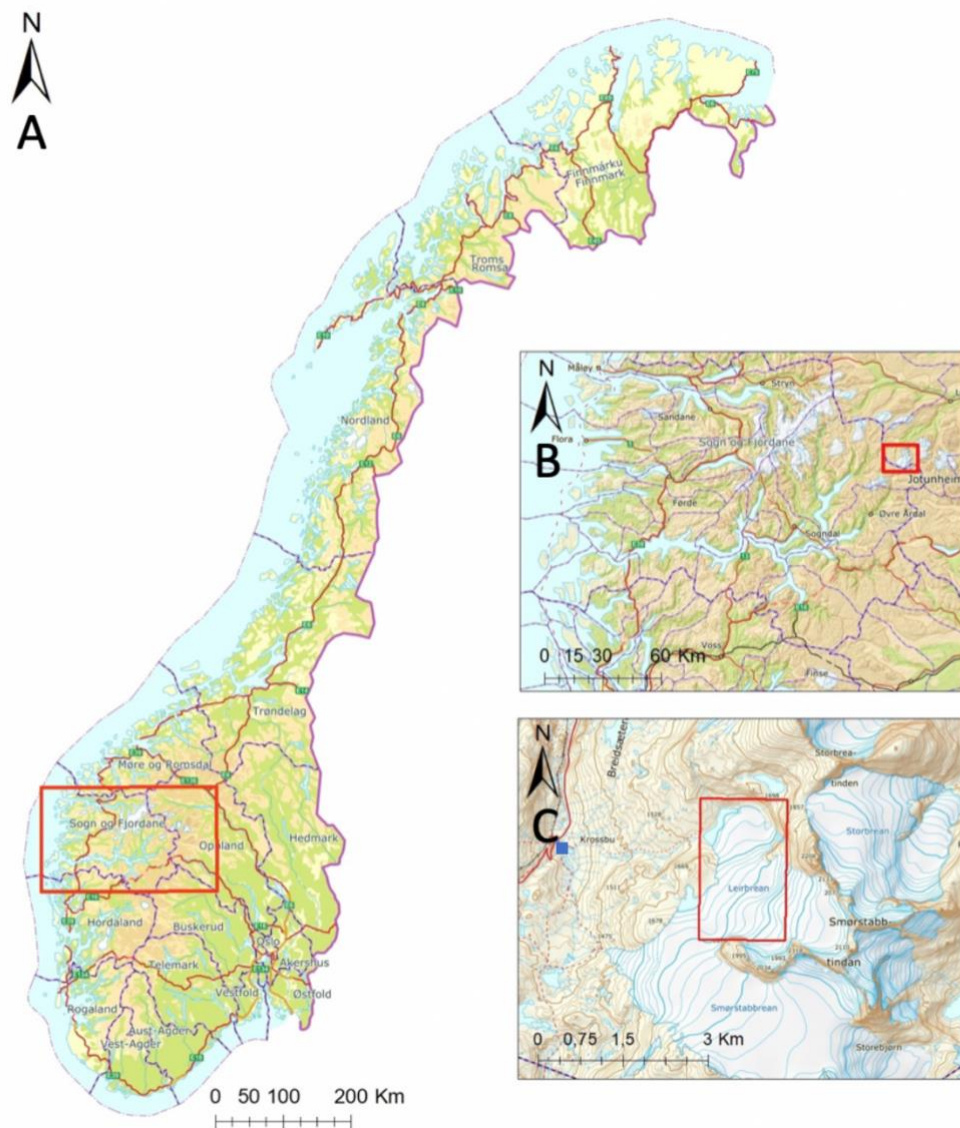
- A) Planlegge og etablere et langsiktig måleprogram for bestemmelse av ishastighet og massebalansen til Leirbreen
  - Utplassere ståltrekanter og massebalansestaker som referansepunkt.
  
- B) Bestemme ishastigheten til ablasjonsområdet til Leirbreen
  - Ved gjentatte differensiell GPS (DGPS) målinger av etablerte staker og ståltrekanter.
  
- C) Samle inn og behandle de første målinger av sommerablasjonsrater og gi et estimat av Leirbreens massebalanse.
  - Basert på målinger av de utplasserte massebalansestakene, sammenligninger av gamle flyfoto og vurderinger av fremtidige klimaprogner.
  
- D) Bestemme istykkelsen og isvolum av den nedre delen av Leirbreen
  - Ved hjelp av georadarmålinger og prosessering i GIS.
  
- E) Kartlegge bunntopografien under den nedre delen av Leirbreen og etterfølgende vurdere faren for jökulhlaup
  - Se etter en terskel i bunntopografien ved hjelp av georadarprofil.



## 2. Feltområdet

### 2.1 Leirbreen

Leirbreen ligger på Sognefjellet i Sogn og Fjordane fylke (Figur 1 A og B). Breen er lokalisert i den nordvestlige delen av Jotunheimen, rett ved turisthytten Krossbu, og er et populært turmål for både lokale og turister.



Figur 1: Kartoversikten illustrerer feltområdet. A) Viser hvor i Norge feltlokaliteten befinner seg. B) Viser hvor i Sogn og Fjordane breen ligger. C) Viser hvordan breen er formet og hvor den ligger i forhold til turisthytten Krossbu (markert med blå firkant). Den røde firkanten på området av breen som er undersøkt.

Leirbreen er en bre i forandring. Breen ble opprinnelig klassifisert som en utløpsbre fra Smørstabbreen i nordlig retning (se figur 1C). I de senere år har Smørstabbreen trukket seg så mye tilbake at det ikke lenger er noen bevegelse mot Leirbreen, og det er dermed mer korrekt å klassifisere Leirbreen som en dalbre. Breen har to brefronter som begge munner ut i proglasiale innsjøer som har oppstått på grunn av tilbaketrekningen/avsmeltingen til breen. Den nederste innsjøen ligger på 1522 moh., og den øvre ligger på 1615 moh. Størrelsen er antatt å videre øke på grunn av økende temperaturer. På grunn av de økende temperaturen vil isen smelte og faren for en potensiell jökulhlaup vil oppstå. Denne jökulhlupen vil oppstå ved oppdemming av den øvre proglasiale innsjøen. Dette jökulhlaupet vil ta veien ned til nedre innsjø før den kan drenerer videre ned til Krossbu. Det er usikkert om tidligere jökulhlauper har oppstått fra Leirbreen tidligere.

Landskapet omkring breen viser at det har hatt stor påvirkning av bre. Området mellom brefronten og Krossbu domineres av usorterte sedimenter med varierende størrelse og rundingsgrad. I samme område observeres en markant langsgående morenerygg, som er lokalisert omtrent 900 m fra breens front. Langs hele området renner et naturlig elveløp fra den nederste proglasiale innsjøen.

## 2.2 Litologi

Litologien under Leirbreen består av 1600-1700 millioner år gammel syenittisk gneis, feltspatrik gneis og omvandlet mangeritt (Berggrunnskart, Norges geologiske undersøkelse, 2019). Dette er motstandsdyktige bergarter som dominerer de høyeste fjellene i Jotunheimen. De utgjør den nordlige delen av Jotundekket, som ligger oppå yngre og mykere fyllitt og kvarsskifer (Bryhni, Inge & Askheim, Svein, 2017)

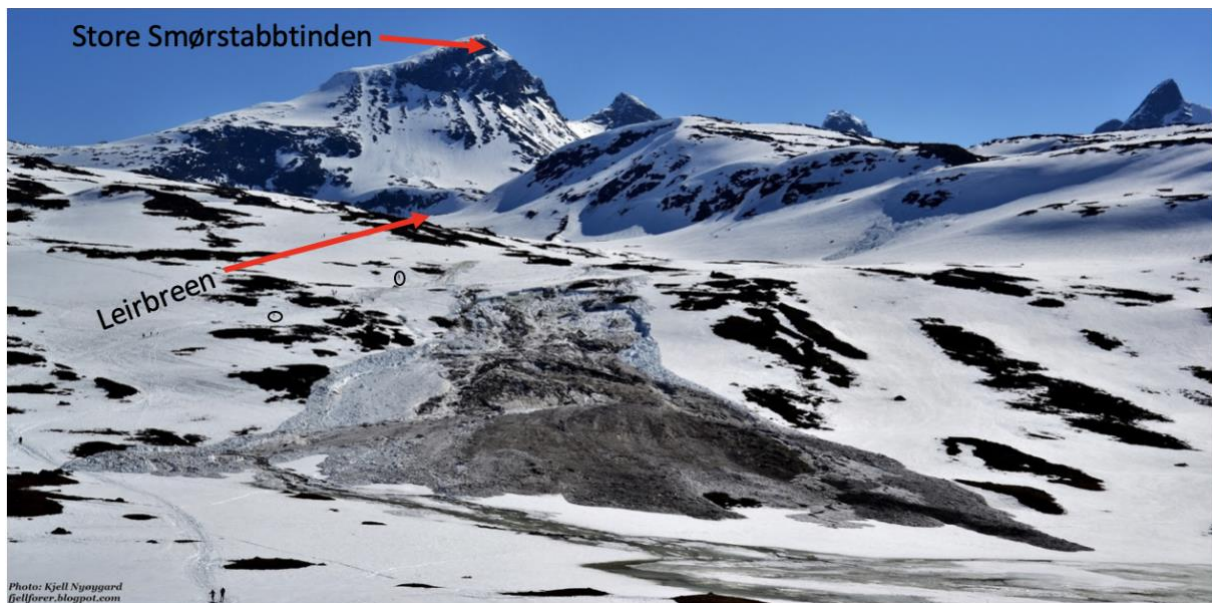
## 2.3 Klima ved Leirbreen

Norges klima er hovedsakelig påvirket av Golfstrømmen, og Langfjellene som skiller vest- og øst regionene i Norge. I store deler av Europa er overgangsprosessen fra maritime, fuktige luftmasser til et kontinentalt klimatisk regime en gradvis overgang (Chorley 1994). Unntaket er norskekysten, der varme fuktige luftmassene treffer norskekysten og blir presset opp av fjellene. Luften avkjøles i høyden og faller som orografisk nedbør. Det er årsaken til at det eksisterer breer langs norskekysten (Chorley 1994).

Leirbreen ligger 25 kilometer i luftlinje fra enden av den 205 kilometer lange Sognefjorden. Sognefjorden sørger for transport av marin luft innlands, til tross for at breen er lokalisert litt øst for hovedvannskillet mellom øst og vest (Andreassen and Oerlemans 2009). Det finnes ikke noen registrerte målinger av nedbør eller temperaturer fra Leirbreen og værdata fra nærmeste værstasjon blir dermed benyttet. Den er lokalisert i Bøverdalen på 701 moh., ca. 1,5 mil nord-øst for Leirbreen. Nedbørsdataene lastes ned fra meteorologisk institutt sin database eKlima. Nedbørsdataene viser en gjennomsnittlig vinternedbør 47,2 mm i perioden 2007 til 2017. Værstasjonen ligger 800 m lavere enn Leirbreen, og temperaturdata hentes heller fra nabobreen Storbreen.

Det er gjort flere målinger av massebalansen, hastigheten og temperatur på nabobreen Storbreen i forbindelse med en masteroppgave fra universitetet i Oslo (Øksendal 2011). Det er naturlig å bruke denne som referanse da den kun ligger 2 km øst for Leirbreen på samme høydemeter. Breene skilles av fjellrekken Smørstabbtindan og Storbreen vendt mot nord øst. Temperaturene er målt på 1670 moh., og i perioden 7.september 2001 til 6.september 2006 viser de en gjennomsnittlig årlig lufttemperatur på  $-1,9^{\circ}\text{C}$  (Kjøllmoen 2006). I tillegg til temperaturmålinger er flere glasiologiske undersøkelser gjennomført. Det er forsket på brefronten, som har hatt en tilbaketrekning på ca. 1 km tilbake fra 1940 til 2009. Storbreen har et areal på 5,1 km (2009) og har hatt en arealreduksjon på ca. 0,2 km<sup>2</sup> fra 1997 til 2009 (Øksendal 2011). Andreassen et al. (2008) gjennomførte modellberegninger som studerte variasjoner i energibalansen og ablasjonen til Storbreen med forskjellige variasjoner i lufttemperatur. De fant ut at 1°C økning i lufttemperatur, må kompenseres med 30% økning i vinternedbør for at Storbreen skal opprettholde massene. Det er naturlig å tenke seg at det samme gjelder Leirbreen.

Prosjeksjoner for fremtidens klima viser et varmere og våtere klima. Norsk Klimaservicesenter utviklet fra april 2016 viser et klimaprofil for Sogn og Fjordane. Klimaprofilet fungerer som et kunnskapsgrunnlag for klimatilpassing. Resultatene fra denne rapporten presenterer et varmere (4°C økning frem mot 2100) og våtere klima (15% økning i årsnedbør) som vil presse snøgrensen høyere. Varmere og våtere klima vil kunne øke sjangsen for geofarar som f. eks. sørpeskred. Dette finnes det et eksempel på i umiddelbar nærhet til Leirbreen. Her er det registrert et stort sørpeskred av fjellfører Kjell Nyøygard den 19. mai 2013 (se Figur 2) Bunnen av sørpeskredet hadde en avstand på ca. 400 m fra Krossbu. Dette er interessant, fordi et eventuelt jökulhlaup vil kunne følge samme vei i terrenget, og potensielt nå mye lenger.



Figur 2: Avbildet er sørpeskredet vest for Leirbreen, Sognefjellet. Hele utløpsområdet er >30 grader. De svarte sirklene er omriss omkring mennesker på ski som målestokk. Bilde hentet fra (Nyøygard 2013).

## 3. Teori

### 3.1 Klimapåvirkning på breer

Hovedårsaken til høyere temperaturer og økt nedbør er den globale oppvarmingen. Høyere temperaturer fører til økt smelting av breene som igjen fører til økt havnivå (Miljøstatus 2015). Dette skaper problemer for samfunn bosatt langs kysten. I tillegg kan smelting av breer føre til økte geofarar knyttet til bre (Bardossy 2018).

Over de siste 130 årene har temperaturen økt med 0,85 grader celsius, og er fortsatt økende (Miljøstatus 2015). Denne endringen kan ikke forklares av naturlige orbitale eller tektoniske svingninger, og er heller ikke et resultat av kortsiktig svingninger fra El Niño hendelser eller vulkanske eksplosjoner (Karl and Trenberth 2000). For å finne en forklaring på endringene brukes borekjerner fra is og instrumentale målinger til å studere svingninger i atmosfærens CO<sub>2</sub> nivåer (Nesje 2012). CO<sub>2</sub> er en drivhusgass som absorberer varmestrålingen fra jordoverflaten. Drivhusgassene reflekterer den utgående strålingen tilbake til jordoverflaten og bidrar til en temperaturøkning på jordoverflaten, denne prosessen kalles drivhuseffekten (Benestad and Mamen 2019). Resultater fra undersøkelsene viser at CO<sub>2</sub> nivåene i atmosfæren har økt med ca. 40% de siste 150 årene (Ruddiman 2014, Miljøstatus 2015) og lå på 413 ppm i april 2019. (Vi må tilbake tre til fire millioner år for å finne like høye verdier som i dag (NOAA 2019). Økningen kan primært forklares med den økte industrialiseringen gjennom det siste århundret (Miljøstatus 2015).

En global temperaturøkning fører til en økt fordampning av verdenshavene. Det medfører økt fuktighet i atmosfæren. Vanndamp er en kraftig drivhusgass, så fuktig luft bidrar til økt oppvarming og dermed økt drivhuseffekt (Skeie 2018). Den økte oppvarmingen fører i stor grad til smelting av breer, men også til økning av mengder is enkelte steder. Et eksempel er fra Antarktis hvor den årlige havisutbredelsen har økt i gjennomsnittet med 1,2 - 1,8% fra 1979 til 2012. Dette som følge av økte nedbørsmengder i området de siste årene, og temperaturen her fortsatt er kalde (Miljøstatus 2015).

Breene lagrer store vannmasser på land i form av den faste formen is. Forflytningen av vannmassene fra land til hav fører til endringer i havnivå, disse endringene kan ha konsekvenser for sivilisasjoner som er bosatt langs kysten. Til sammenligning var havnivået under siste istid omtrent 120 meter lavere enn i dag. Dette på grunn av store mengder vann som ble lagret på land (Nesje 2012). Målinger viser at havnivået i dag stiger i gjennomsnitt med ca.

3 mm i året. Den globale havnivåstigningen det siste århundret skyldes hovedsakelig den globale temperaturøkningen som fører til tilbaketrekningen av alpine breer (27%), termisk ekspansjon av havvannet (39%) og smelting av innlandsisene på Grønland og i Antarktis (22%) (Church and Clark 2013).

Forstyrrelser i vannsyklusen fører til en global trend hvor allerede tørre områder blir tørrere, og våte områder våtere (Karl and Trenberth 2000). I Himalaya er det registrert at glasiøle innsjøer har hatt en økning på 20-60% i volum de siste årene (Bardossy 2018). Den hurtige tilbaketrekningen av breene og økt mengde smeltevann bidrar til dannelsen av store oppdemte innsjøer. Innsjøene kan briste og skape en flodbølge som er til fare for menneskeliv og infrastruktur i nedfartsområde (jökullaup) (Bardossy 2018).

## 3.2 Glasiologi

En isbre er en masse av is og snø som deformeres og beveger seg på grunn av sin egen vekt. Isbreer dannes i områder hvor det faller mer snø enn det smelter bort i løpet av et år, og hvor snøen omdannes til is. Det øverste området av breen får stadig tilførsel av ny snø, samtidig som breen sigrer ned mot lavere høyder og smelter. Breene i Norge er tempererte og dermed ikke fastfrosset til underlaget. De har en temperatur nær smeltepunktet og det renner alltid vann under breene (Nesje 2012).

### 3.2.1 Massebalanse

Massebalanse refereres til som endringer i breens masse over en gitt tidsperiode. Den er styrt av prosessene akkumulasjon (tilførsel) og ablasjon (minsking) (Nesje 2012).

Akkumulasjon er tilførselen av masser, og er styrt av mengden snø som blir en del av breen i løpet vinterhalvåret. Akkumulasjonssesongen i Norge er definert til å være fra 01.oktober til 30.april (Nesje 2012). Akkumulasjonen kan være sterkt påvirket av den lokale topografien på og rundt breens overflate. Snøskred fra bratte fjellsider kan ha sitt utløp på breoverflaten, og overflatetopografien kan føre til at snøen blåser bort fra de konvekse partiene og akkumuleres i de konkave. Akkumulasjonen øker ofte med breddegrader og høydemeter, da solinnstrålingen blir mindre lenger bort fra ekvator, og temperaturgradienten går ned i høyden (Metrologisk institutt 2017).

Sammenligning og tolkning av breers utvikling i massebalanse uttrykkes ofte i hvor mye vann snømassen tilsvarer (vannekvivalens (m.v.e)). Den netto årlige akkumulasjon kan dermed uttrykkes i vannekvivalens dersom den gjennomsnittlige tykkelsen  $h$  (finnes ved målinger under akkumulasjonssesongen) og den gjennomsnittlige tettheten er kjent (formel 1).

$$\text{Netto årlig akkumulasjon} = \text{Gjennomsnittlig snøtykkelse} \left( \frac{\rho_{snø}}{\rho_{vann}} \right) \quad (1)$$

Prinsippet med vannekvivalens brukes også i prosessen ablasjon. Ablasjon er prosesser som til sammen minsker breens masse (Benn and Evans 2010). Den er styrt av hvor mye is som smelter, sublimeres og kalver fra breens front. Avsmeltingen er primært kontrollert av sommertemperaturen, som avtar med høyden (Barry and Chorley, 2003). Ablasjonssesongen i Norge er definert som værende fra 01.mai til 30. september (Nesje 2012).

Den netto årlige ablasjonen kan uttrykkes i vannekvivalens omregnet fra hvor mye av breens overflate som smelter vekk gjennom sesongen. Dette kan måles på breoverflaten med utplasserte massebalansestaker som referanse. Basert på målingene fra stakene regner man ut hvor store vannmengder som har smeltet. Vannmengdene uttrykt i vannekvivalens gir ablasjonsraten for sesongen.

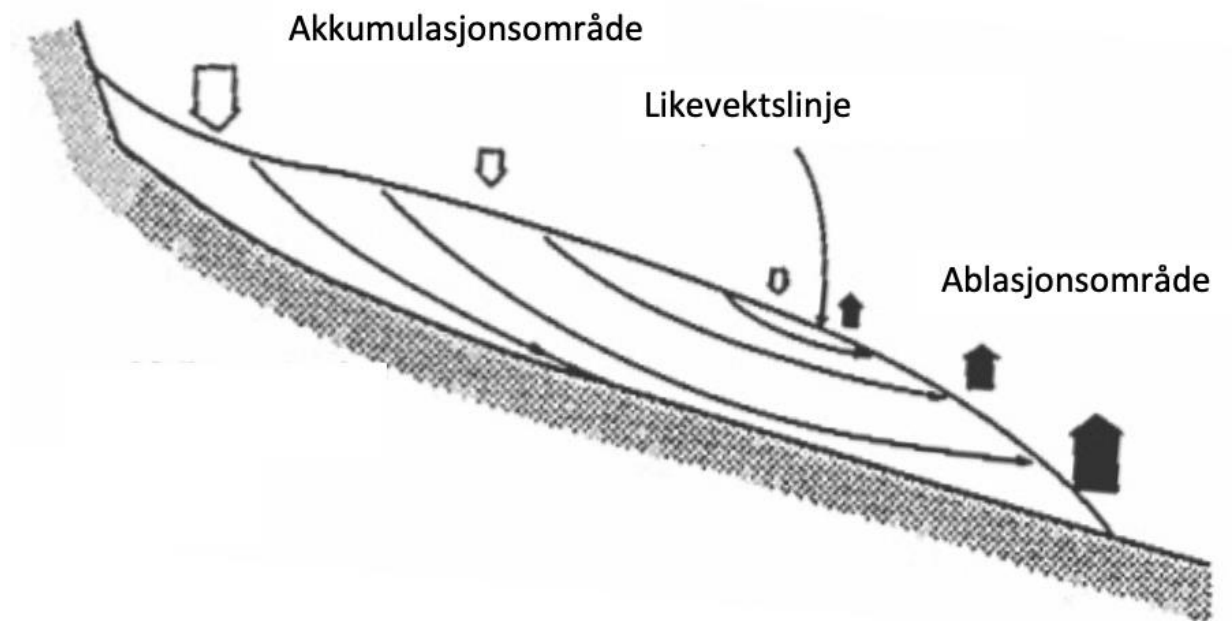
Når målingene fra akkumulasjonen og ablasjonen er utregnet kan den årlige gjennomsnittlige balansen for hele breen beregnes (likning 2) (Nesje, 2012).

$$\frac{\text{Årlig balanse}}{\text{Breens areal}} = \frac{\text{Akkumulasjon}}{\text{Breens areal}} - \frac{\text{Ablasjon}}{\text{Breens areal}} \quad (2)$$

Den gjennomsnittlige balansen til breen gjennom et år forteller om breen vokser eller minsker i volum det året. Dette defineres med en linje hvor akkumulasjon er lik ablasjon, også kalt likevektslinjen (Se Figur 3) (Nesje, 2012). Et år hvor avsmeltingen er større enn tilførselen, vil likevektslinjen ligge høyt på breen, og breen har en negativ massebalanse. Er ablasjonen mindre enn akkumulasjonen vil likevektslinjen ligge lavt på breen, og breen har en positiv massebalanse. Om tilførselen av masser er like stor som avsmeltingen, kan massebalansen være



null og volumet forblir det samme. Undersøkelser av breens massebalanse er derfor viktige indikatorer på breens tilstand og kan brukes til å forutsi fremtidige endringer i breens volum.



Figur 3: Likevektslinjen på en bre. Den ligger i skillet mellom akkumulasjonsområde og ablasjonsområde. Bevegelsesretningen til isen er også tegnet inn med piler. (Bennett and Glasser 1997)

### 3.2.2 Breers reaksjonstid

Det er ikke bare massebalansen som gir viktige indikatorer på breens tilstand. Undersøkelser av brefrontens posisjon representerer en forsinket reaksjon i forhold til klimaet (Nesje 2012). Faktorene som påvirker reaksjonstiden er imidlertid størrelse og hastighet. Små tempererte breer har en kortere reaksjonstid enn store, polare breer. Eksempelvis er reaksjonstiden tre til fire år for de bratte og korte breene i Jostedal, mens de lange og slake kan ha en reaksjonstid på 25-30 år (Nesje 2012). Dette er på grunn av mengden is som skal forflyttes og påvirkes. Tilleggsfaktorer som bidrar til reaksjonsmønsteret er istykkelsen, bresåleens ujevnheter, helningen til breunderlaget, temperaturen til isen og breens geometri og morfologi. Frontvariasjonene til breene i Norge vil i de fleste tilfeller ikke være synkroniserte, grunnet denne skjevfordelingen av reaksjonstider (Nesje 2012).

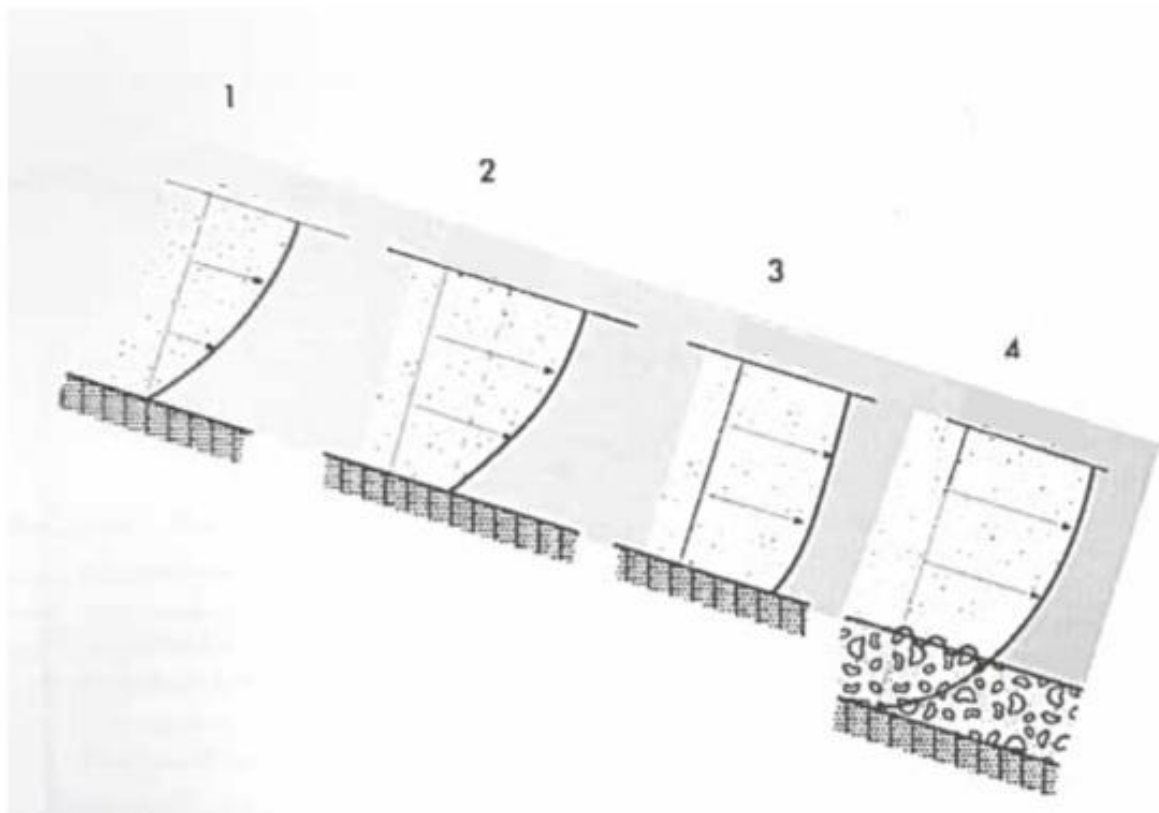


### 3.2.3 Brebevegelse

Bevegelsen av is er det som kjennetegner en bre. Breer kan bevege seg ved intern deformasjon, basal glidning og deformasjon av subglasiale sedimenter, eller en kombinasjon av disse (se Figur 4).

Den interne bevegelsen oppstår når isen ligger i skråning og er under trykk. Høyt trykk fører til endring i iskrystallenes struktur og breen vil begynne å bevege seg plastisk (Benn and Evans 2010). Den interne bevegelsen øker dermed generelt som en funksjon av breens tykkelse og overflatehelning (Nesje 2012). Bevegelsen til breen går parallelt med overflatehelningen. Ved basal glidning vil hele bremassen gli langs underlaget, forutsett at breen ikke er fastfrosset i underlaget. Den basale glidningen varierer med underlagets beskaffenhet, tilgang på vann langs bunnen og breens temperatur. Om vinteren er den basale glidningen liten, men øker om våren når smeltevannet smører breens underside (Benn and Evans 2010, Nesje 2012).

Mange breer har ulikvifiserte eller dårlig konsoliderte sedimenter under isen. På grunn av trykket av den overliggende isen vil sedimenter på bunnen av breen kunne deformere seg og spille en rolle for isens bevegelse (Benn and Evans 2010).



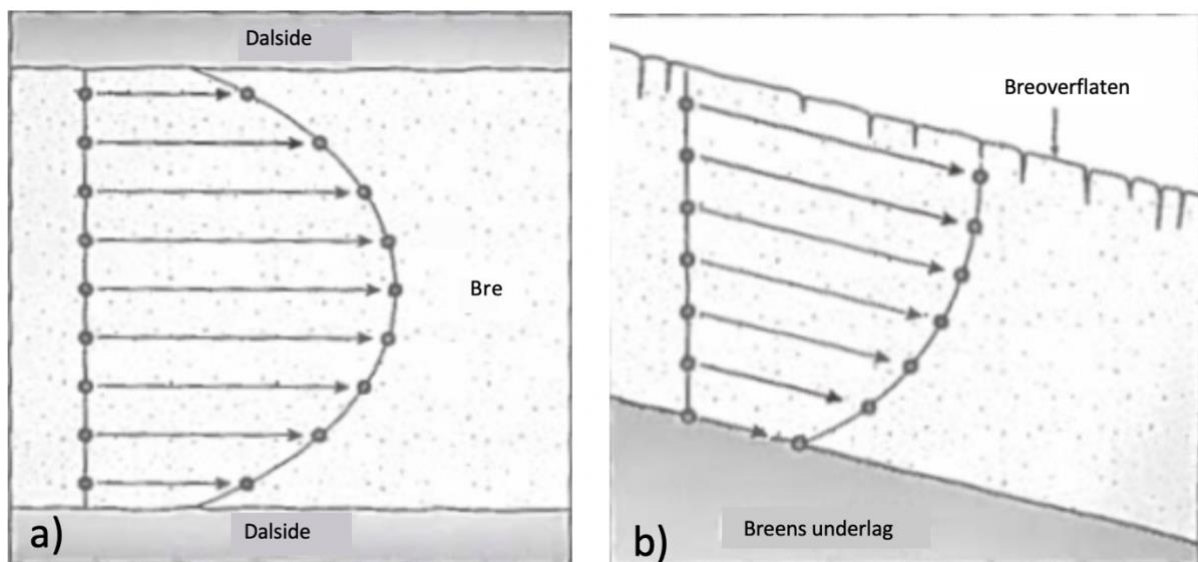
Figur 4: figuren viser de ulike måtene breer kan bevege seg på. 1) Brebevegelse kun ved intern deformasjon. 2) bevegelse ved kombinasjon av intern deformasjon og basal glidning. 3) brebevegelse ved basal glidning. 4) intern deformasjon i tillegg til deformasjon av subglasiale sedimenter (Nesje 2012).

### Breers hastighet

Breer beveger seg i ulike hastigheter, men det mest vanlige på norske breer er 10-30 m i året. Breers hastighet påvirkes blant annet av tykkelse, helning, hydrostatisk trykk og tilstedeværelse av vann. Tykke og bratte breer har altså større hastighet enn tynne og flate. Hydrostatisk trykk i tillegg til deformasjonen av sedimenter fører til økt hastighet. Mye smeltevann vil også føre til større glidning, som vil føre til større hastighet (Nesje 2012).

Breer har ulik hastighet innad i breen. Hastigheten er størst midt på breen på overflaten, og avtar mot bunnen og ut mot dalsidene siden friksjonen her er størst (se Figur 5). Hastighetene vil i tillegg ha små variasjoner på grunn av fjellrygger under breen, utvidelse og innsnevring av breen (Nesje 2012). Når deler av isen beveger seg med forskjellig hastighet vil bresprekker dannes i de øverste 30-40 meterne. Her er strekkraftene størst.

Det er størst isgjennomstrømming ved likevektslinjen siden all akkumulert is må passere gjennom dette området. Hastigheten er dermed størst her, mens den avtar nedover mot fronten. Gjennom året vil tempererte breer ha ulike hastigheter. Om vinteren, da det er lite smeltevann og breen er frosset, vil hastigheten være liten fremfor om våren når smeltevannet når bunnen av breen, og den basale glidningen er størst (Nesje 2012).



Figur 5 :a) viser brehastigheten sett oven i fra. Hastigheten er størst midt på breen og avtar mot dalsidene. b) viser lengdeprofil av breen. Hastigheten er størst ved breoverflaten og avtar mot breens underlag (Nesje 2012)

### 3.3 Jökulhlaup

Isbreer dekker 0,7% av det totale landarealet i Norge, og utgjør en stor del av landets morfologi. Det finnes flere registrerte geofarere og ulykker i sammenheng med breer, og den mest vanlige er mekanismen er jökulhlaup (Glacial lake outburst flood (GLFO)). Dette er en samlebetegnelse på plutselige flommer som kan forårsakes ved drenering av glasiiale innsjøer. Et jökulhlaup kan oppstå ved forskjellige forhold og variere i stor grad. Med tanke på det store arealet og endring av klima er vurderinger og forståelse av jökulhlaup viktig.

Geofaren jökulhlaup er sterkt knyttet til glasiiale innsjøer, som defineres på grunnlag av deres topografiske posisjon og utforming. I det glasiiale landskap klassifiseres de som supraglasiiale, englasiiale, subglasiiale og proglasiiale innsjøer. Supraglasiiale og proglasiiale innsjøer oppstår hyppigst, og skal derfor utredes mer om dem.

Supraglasiiale innsjøer dannes på breoverflaten når dreneringen av vannmasser blokkeres av is. Innsjøen har lavere albedo, altså refleksjonsevne, enn den omkringliggende isen og absorberer derfor mye varme. Det varme vannet fremskynder smelteprosessen av omkringliggende is sammen med tilførselen av debris (grus med innhold av organisk materiale) fra breoverflaten. Supraglasiiale innsjøer kan dermed vokse seg store siden de ikke har noen ytre begrensninger og vokser bare dypere inn i isen. Etter hvert vil vannmengdene finne en vei gjennom isen, og voldsomme vannmengder dreneres på en gang.

En proglasiial innsjø vokser nedenfor en bratt isbre, hvor vannet samles mellom tidligere morenerygger og i randsonen av breen. De største proglasiiale innsjøene vokser i områder hvor tilførselen av løsmasser fra breen er stor. Om tilførselen av løsmasser er større enn avrenningen vil moreneryggen vokse i stedet for å bli vasket ut. Dette resulterer i impermeable masser som er godt egnet for lagring av store vannmengder. Majoriteten av jökulhlaup hendelser skyldes en kollaps av slike endemorener. Endemorenene har demt opp innsjøen og gir etter hvert etter for trykket når vannmengdene blir for store.

I tillegg til brist av morenerygger kan de proglasiiale innsjøene demmes opp av is. Ved en kollaps i isdemningen vil innsjøen plutselig dreneres, og et jökulhlaup oppstår. Isdemningen må ikke kollapse for at et jökulhlaup skal oppstå, vannmassene kan også dreneres subglasialt. Her er det to hovedmekanismer som skal forklares. Ved avsmelting av isen reduseres vekten på ismassene, og volumet på den proglasiiale innsjøen øker. Over tid vil isen kunne bli så tynn, at

trykket fra vannmassene klarer å løfte isen. Vannet vil da dreneres subglasialt, i form av et jökulhlaup. I det andre tilfellet eksisterer det flere subglasiale smeltevannskanaler som stadig ekspanderer på grunn av friksjon og varme fra vannmassene. Da er trykket fra vannmassene lavere enn is-belastningen. Ved en økning i trykket, kan samtlige av smeltevannskanalene kollapse og vannet dreneres i en voldsom hastighet under isen, og et jökulhlaup oppstår.

En hendelse i relativ nærhet til Leirbreen skjedde i Fjærland den 08.mai 2004 (Breien, Blasio et al. 2008),(Bremuseum 2005). En naturlig morene kollapset og resulterte i en flom fra den proglasiale innsjøen. Flommen utviklet seg raskt til en massestrøm bestående av organisk materiale og sedimenter. Denne hadde et utløpsområde nedover den 3 kilometer lange Tverrdalen, og endte i hoveddalen Supphelledalen nedenfor. Det var kun materielle skader etter hendelsen (Breien, Blasio et al. 2008).



*Figur 7: Ser strømningsretningen til jökulhlaup tre år etter hendelsen i Fjærland (Bremuseum 2005).*



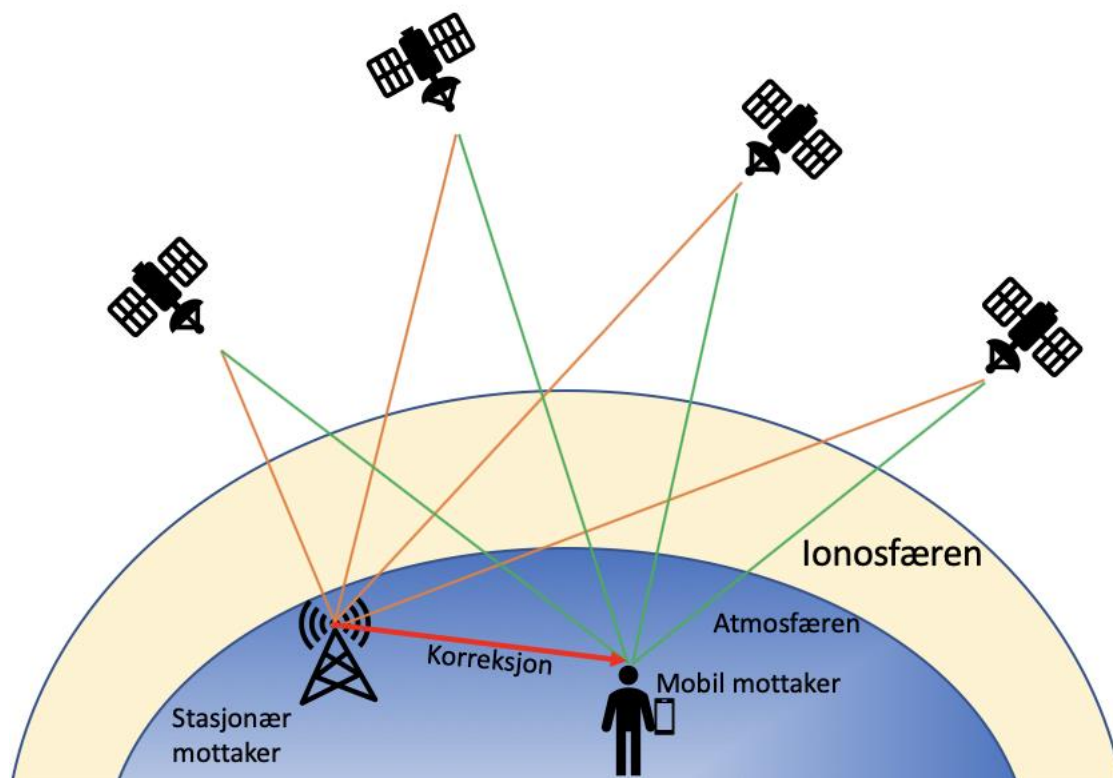
*Figur 6: Oversiktsbilde fra kildeområdet, ca. 1000 moh. Hentet fra (Bremuseum 2005):*

### 3.4 Differensiell GPS

Beregning av massebalanse og hastighet krever nøyaktige posisjonsmålinger, og det ble derfor tatt i bruk Differential Global Positioning System (DGPS). DGPS er en videreutvikling av GPS (Global Positioning System). Ved GPS kan man oppnå en nøyaktighet på 9 meter (95% sikkerhet), mens ved DGPS kan posisjonsnøyaktigheten bli på under en halvmetre (Sjøfartsverket 2016). Dette på grunn av en betydelig reduksjon i usikkerheter forbundet med bestemmelsen av et punkts posisjon.

Signalene som sendes fra satellitter påvirkes av forhold i ionosfæren og troposfæren. Det oppstår forstyrrelser i satellittenes klokke og efemeride, som påvirker nøyaktigheten til målingene. Teorien bak DGPS baseres på å eliminere disse signalfeilene ved å benytte et grundig undersøkt punkt som referanse. På denne måten utnyttes samarbeidet mellom to mottakere, en stasjonær og en som gjør mobile posisjonsmålinger.

Den stasjonære mottakeren knytter alle satellittmålingene sammen til en lokal referanse (se Figur 8). Referansestasjonen mottar de samme GPS-signalene som den mobile GPS-mottakeren, men behandler ligningene i motsatt rekkefølge. Mottakeren utnytter det å vite sin kjente posisjon for så å beregne tidssignalene fra satellittene. Den kan dermed fastsette den korrekte reisetiden til signalene. Sammenlignes denne korrekte reisetiden fra den stasjonære mottakeren med reisetiden til den mobile mottakeren, blir forskjellen mellom målingene feilkorreksjonsfaktoren.



Figur 8: Illustrasjon over hvordan DGPS opererer. Orange streker er satellittsignal til stasjonær mottaker. Grøn strek er satellittsignal til mobil mottaker. Rød strek illustrerer korreksjonen.



## 3.5 Georadar

Georadar er en høyfrekvent geofysisk metode som effektivt måler lagdeling, og finner objekter i grunnen. I glasiologiske undersøkelser brukes metoden ofte til å skille mellom breisen og fjellet under isen for å bestemme bunntopografien til breen. Metoden måler variasjoner i grunnens elektriske egenskaper ved å sende elektromagnetiske bølger ned i bakken, og registrere de reflekterte bølgene som kommer tilbake til overflaten.

### 3.5.1 Geoardarens oppbygging

Georadaren består av en monitor, kontrollenhet, innebygd GPS, sender og mottaker (se Figur 9). Senderen og mottakeren består begge av like antenner. Antennene er bistatisk modus, som betyr at det er to separate antenner, med hver sin sender og mottaker. Antennene ligger i «slangen» i forlengelse av hverandre, med konstant antenneseperasjon på 4,2 meter. Frekvensen til georadarens antenne varierer med lengden av antennene. Det betyr at lange antenner gir lav frekvens mens korte antenner gir høy frekvens.

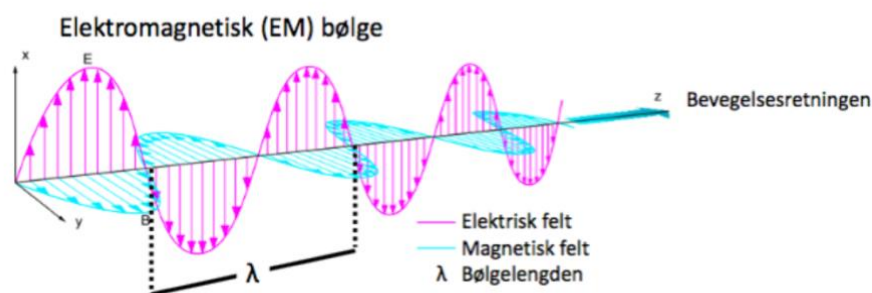


Figur 9: Georadarens oppbygging. Monitor, kontrollenhet, senderenhet og mottakerenhet er illustrert.

Pulser av radarbølger sendes ut og penetreres gjennom isen, hvor de reflekteres eller absorberes i takt med at georadaren beveges langs et profil. Mottakeren registrerer amplituden og fasen av de reflekterte bølgene og enkeltmålingene vises ved siden av hverandre på monitorskjermen som et 2D radargram. Under innsamlingen av data er det mulig å utføre helt grunnleggende prosessering av data for å synliggjøre refleksjoner i radargrammet. Mer kompliserte dataprogrammer er nødvendig for å fremheve svake refleksjoner i data med mye støy.

### 3.5.2 Elektromagnetiske bølger og hastighet

Georadaren sender ut elektromagnetiske bølger (EM-bølger) for å måle de elektriske egenskapene til grunnen. Elektromagnetiske bølger består av et magnetisk felt og et elektrisk felt. En induksjon mellom disse skaper elektromagnetisk bølger. Hver gang det skjer en endring i det magnetiske felt oppstår det et elektrisk felt, og omvendt. Det elektriske og magnetiske feltet står vinkelrett på hverandre, og beveger seg i bølgenes bevegelsesretning med samme frekvens (Figur 10) (Cutnell and Johnson 2015).



Figur 10: Figuren viser bevegelsen til elektromagnetiske bølger. Elektromagnetiske bølger består av et elektrisk felt og et magnetisk felt. Bølgelengden ( $\lambda$ ) er avstanden mellom to bølger (Mygind 2012)

En elektromagnetisk bølge kan bevege seg i et vakuum, og er altså ikke avhengig av et materiale. Dette er fordi det elektriske felt og magnetiske felt kan eksistere i både vakuum og i et materiale (Cutnell and Johnson 2015). EM-bølgene sprer seg utover fra kilden i alle retninger og blir dempet. Når bølgene møter en forandring i elektriske egenskaper reflekteres de tilbake. Refleksjonen følger Snells lov; innfallsvinkelen er den samme som utfallsvinkelen. Noe som betyr at ikke alle refleksjonene går tilbake til kilden, men sendes i en annen retning. Dette bestemmes av reflektorens form og bølgenes innfallsvinkel (Cutnell and Johnson 2015).



Hastigheten(c) til elektromagnetiske bølger er et forhold mellom frekvens og bølgelengde, og er konstant gjennom et materiale. I et vakuum har de elektromagnetiske bølgene en hastighet på  $3.00 \times 10^8$  m/s, som også er kalt lysets hastighet. I luft beveger EM-bølgene seg i omtrent samme hastighet som lysets hastighet, men tregere i ulike andre materialer (Cutnell and Johnson 2015).

EM-bølger blir reflektert ved forandring i hastighet. Det er dermed vesentlig å vite hvilke hastigheter EM-bølgene har i ulike materialer. Hastigheten avhenger primært av materialers konduktivitet og permittivitet (se Tabell 1). Disse avgjør i tillegg i hvor stor grad bølgene blir absorbert. Konduktivitet ( $\sigma$ ) er et mål på hvor godt et materiale kan lede elektrisitet (Mussett and Khan 2009), og blir påvirket av isens ioniske innhold og urenheter, som for eksempel askelag, sedimenter eller ioneholdig vann. Permittivitet( $\epsilon$ ) er derimot et mål på hvor godt et materiale kan lagre elektrisk ladning. Det vil være mer korrekt å referere til den relative permittiviteten, da den er beskrevet i forhold til vakuum. Permittiviteten til et materiale blir påvirket av ulike faktorer som materialets form, tetthet, temperatur og krystallorientering (Hubbard and Glasser 2000, Mussett and Khan 2009).

Tabell 1: Viser relativ elektrisk permittivitet, elektrisk konduktivitet og hastigheten til elektromagnetiske bølger i de ulike materialene.

<b>Materiale</b>	<b>Relativ elektrisk permittivitet (<math>\epsilon_r</math>)</b>	<b>Elektrisk konduktivitet (<math>\sigma</math>) (mSm<sup>-1</sup>)</b>	<b>Hastighet (V)(x10<sup>8</sup>ms<sup>-1</sup>)</b>
Luft	1	0	3
Destillert vann	80	0,01	0,33
Ferskvann	80	0,5	0,33
Saltvann	80	3000	0,1
Tørr sand	3-5	0,01	1,5
Vannmettet sand	20-30	0,1-1	0,6
Silt	5-30	1-100	0,7
Leire	5-40	2-1000	0,6
Granitt	4-6	0,01-1	1,3
Is	3-4	0,01	1,67

### Hastighet og toveis gangtid

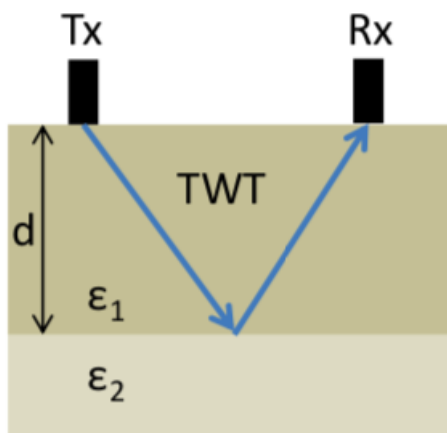
Den elektromagnetiske konduktiviteten i is er lav (se tabell 1) og en forenklet ligning (ligning 3) kan brukes for å finne hastigheten til EM-bølger i is ( $V$ ).

$$V = \frac{c}{\sqrt{\epsilon}} \quad (3)$$

$c$  er hastigheten til radarbølgen og  $\epsilon$  er permittiviteten til materialet. Hastigheten til is er vanligvis 0,167 m/ns ut fra felt og laboratorieundersøkelser, men blir påvirket av temperatur og vanninnholdet til isen. Hastigheten blir høyere i kald og tørr is (Hubbard and Glasser 2000). Dette kan ses på Tabell 1. Vann har lav hastighet i forhold til is. Er isen termal vil den sannsynligvis bestå av vann og hastigheten vil dermed synke.

Kjenner man til hastigheten og permittiviteten ( $\epsilon$ ) vil en kunne kalkulere distansen ( $d$ ) til en reflektor ut ifra tiden ( $t$ ) (se ligning 4) det tar for en utsendt bølge å reise fra georadarens sender antenne til reflektoren og tilbake igjen (se Figur 11). Denne tiden blir kalt toveis gangtid (TWT) (Hubbard and Glasser 2000). TWT kan brukes siden avstanden mellom sender og mottaker er liten i forhold til dybden, og kan dermed følge Snells lov (Hubbard and Glasser 2000).

$$d = \frac{tc}{2\sqrt{\epsilon}} \quad (4)$$



Figur 11: Illustrere Snells lov i sammenheng med hvordan de elektromagnetiske bølgene sendes ned i grunnen og reflekteres opp igjen pga. forandring i permittivitet (TWT). Senderen (Tx) sender ut elektromagnetisk bølge. Bølgen treffer forandring i permittivitet og blir sendt opp igjen i samme vinkel som innfallsvinkelen og møter mottakeren (Rx) (Snells lov).

### 3.5.3 Oppløsning av elektromagnetiske bølger

Georadarens evne til å reprodusere størrelse og form av reflektoren beskrives av den vertikale og horisontale oppløsningen. Hvor merkbart et objekt i grunnen er avhenger av objektets dybde, orientering og form, objektets permittivitet, støy, tap av signal, antennefrekvens og radarens ytelse. Dette forteller altså i hvor liten skala reflektorene kan bli skilt fra hverandre (Hubbard and Glasser 2000).

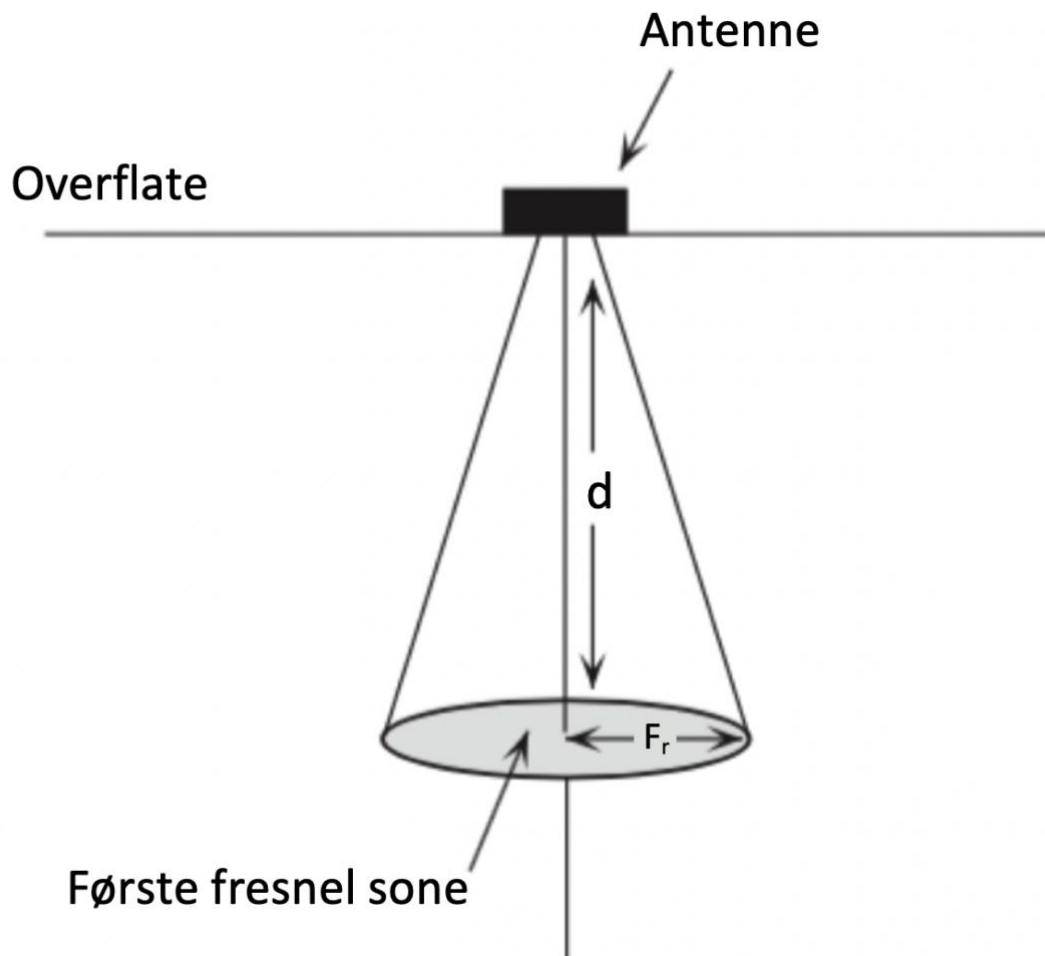
Den vertikale oppløsningen viser til den minste vertikale avstanden som kan skille to individuelle reflektorer fra hverandre. Dette er kontrollert av bølgelengden som igjen er styrt av frekvens og hastighet. Den vertikale oppløsningen blir bedre jo høyere frekvensen er (Neal 2004 ). Den vertikale oppløsningen blir i teorien tilnærmet lik en fjerdedel av signalets bølgelengde,  $\lambda/4$  (Hubbard and Glasser 2000). Er avstanden mindre enn  $\lambda/4$  vil den bli registrert som en refleksjon, fordi refleksjonene fra toppen og bunnen av laget overlapper hverandre. Den faktiske oppløsningen er i virkeligheten litt annerledes. Her kan den bli begrenset til  $\lambda/3 - \lambda/2$ . Dette er fordi det i virkeligheten vil være usikkerhet i bestemmelse av hastighet og variasjon i bølgeform (Mauring, Koziel et al. 1995).

Den horisontale oppløsningen blir styrt av bredden til den første Fresnel sonen (se Figur 12) (Neal 2004 ). Fresnel sonen er en sammenheng mellom radarens bølgelengde ( $\lambda$ ) og dybden ( $d$ ) til objektet som måles (se likning 5). Denne sonen er radarantennens belyningsområde og målte refleksjoner er et gjennomsnitt av alt som finnes innenfor denne sonen (Hubbard and Glasser 2000). Den horisontale oppløsningen blir dårligere når dybden øker, siden fresnel sonen utvider seg med dybden. (Neal 2004 ). I tillegg blir den horisontale oppløsningen dårligere med økt bølgelengde og lavere permittivitet som man kan se ut i fra likning (Hubbard and Glasser 2000).

$$F_r = \sqrt{\frac{\lambda d}{2} + \frac{\lambda^2}{16}} \quad (5)$$

Størrelsen på fresnel avgjør hvor korrekt reflektoren blir avbildet av georadarmålingene. Bare når reflektoren er større enn den første fresnel sonen vil den bli troverdig avbildet, og georadaren vil ikke kunne skille reflektorene fra hverandre om det er flere reflektorer innen samme fresnelssone (Hubbard and Glasser 2000).

Fresnels sone er et konsept, illustrert i Figur 12.



Figur 12: Viser konseptet til Fresnels sone. Fresnels sone utvider seg med dybden og reflektorens oppløsning blir dermed dårligere med dybden (Neal 2004 ).

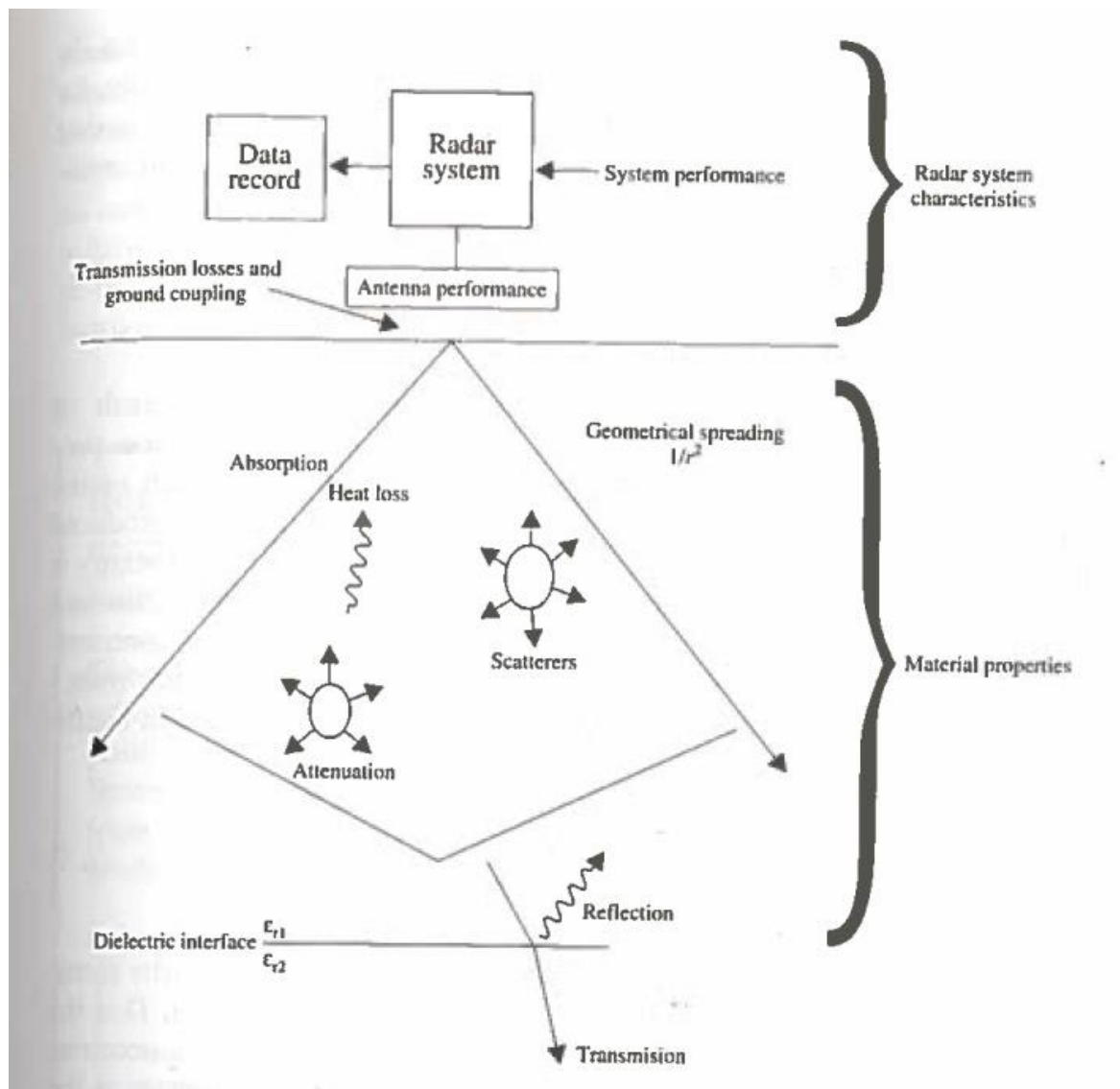
#### 3.5.4 Energitap i radarbølger

Radarbølgene mister energi når de passerer gjennom isen (se Figur 13). Energien som eksisterer i materialet forårsaker et tap av radarsignalets styrke eller de elektromagnetiske bølgene. Mengden tapt energi blir uttrykt ved bruk av skinndypet, altså forventet penetrasjonsdyp.

Skinndypet avhenger av frekvensen til radarsignalet og egenskapene permittivitet og konduktiviteten til isen. En høyere konduktivitet absorberer bølgen raskere. Bølger med høye frekvenser dempes også forttere enn bølger med lave frekvenser. Is er generelt et materiale som demper bølgene lite på grunn av permittiviteten, sammenlignet med andre materialer på jordens overflate. Vann demper mer på grunn av en høyere permittivitet. (Hubbard and Glasser 2000). Penetrasjonsdybden i varme breer med høyt vanninnhold vil dermed være grunnere enn penetrasjonsdybden til kalde, tørre breer.

I tillegg til frekvens og isens egenskaper kan inhomogenitet føre til spredning. Når størrelsen av reflektoren er liten i forhold til bølgelengden er ikke refleksjonen av bølgen beskrevet ved Snell's lov. Penetrasjonsdybden blir mindre når deler av energien spres vekk fra mottakerantennen og energimengden som reiser nedover er redusert. Dette fører også til en økning i støy. Siden signalene spres utover vil energien minke jo større arealet er, og dette fenomenet kalles geometrisk spredning. Dette fører til et tap i energien på  $1/d^2$ , hvor  $d$  er distansen (Hubbard and Glasser 2000).

Dielektrisk absorpsjon er prosesser som fører til absorbering og dermed demping av signalene. Dette kan oppstå hvor elektronene forflytter seg relativt til sin atomkjernene, og avhenger av konduktiviteten til stoffet. Ved dielektrisk absorpsjon kan energien også fanges i vannmolekylene som får vannmolekylene til å svinge. Signalet blir svekket da dette krever energien som blir tatt fra den utsendte bølgen.



Figur 13: Illustrerer energitapet til radarbølgen når den passerer gjennom is. Den viser blant annet den geometriske spredningen, spredningen av refleksjonene (scatters og attenuation) og dielektrisk absorpsjon. Den geometriske spredningen er vist med en kjegle da de utsendte EMbølgene sprer seg utover et større område og mister energi. Spredningen av refleksjoner skjer blant annet på grunn av inhomogenitet og dielektrisk absorpsjon oppstår når bølgene blir absorbert av materialet.

### 3.5.5 utfordringer ved tolking av georadarata

Tolking av georadarprofil kan være utfordrende da det kan oppstå «feil» i refleksjonene. Dette fører til at det oppstår multipler som er kopier av den ekte refleksjonen, diffraksjonshyperbler ved begravde reflektorpunkt eller hellende reflektorer som bli tolket som grunnere enn det de er.

#### Multipler

Multiplene oppstår ved at bølgen som reflekteres oppover med høy amplitude, reflekteres ned igjen når den treffer overgangen mellom bakken og luften over. Før bølgen registreres av mottakerantennen, kan den ha beveget seg opp og ned flere ganger. TWT blir lengre og radargrammet tolker dette som en dypere reflektor som i realiteten er en kopi av den ekte refleksjonen (Milsom and Eriksen 2011).

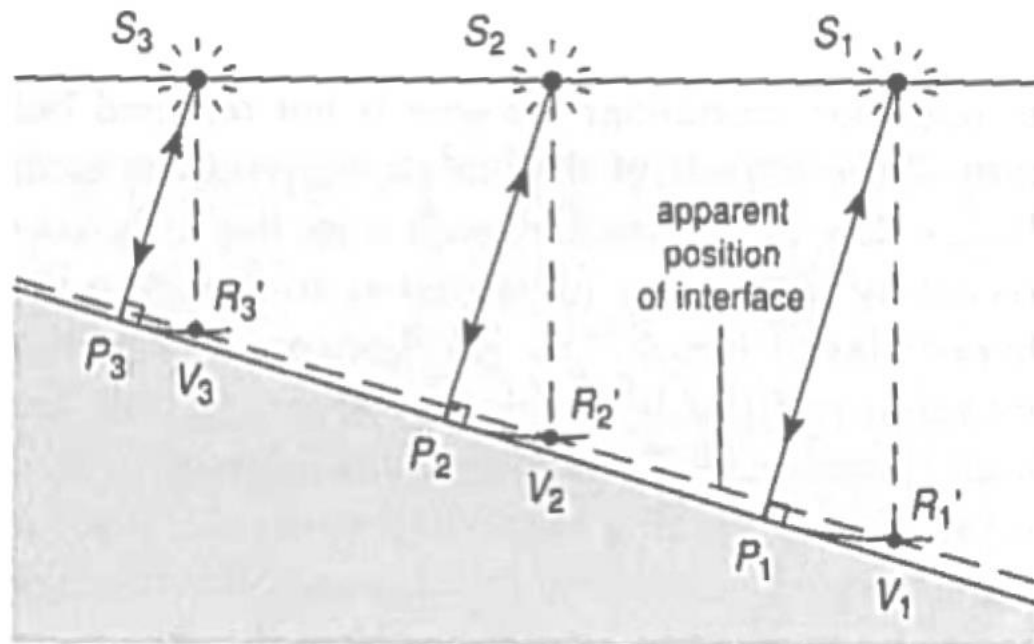
#### Diffraksjonshyperbler

Når man undersøker et grensesnitt med georadar, forventes det at det er kontinuerlig. Hvis det skulle dukke opp et begravd reflektorpunkt, som en sprekk eller blokk i grunnen vil det kunne oppstå diffraksjoner. Disse oppstår som hyperbler på profilet. Mottakerenheten vil motta reflekterte bølger fra dette reflektorpunktet. Disse bølgene registrer at punktet er lokalisert direkte under mottakeren, med en distanse lik reflektoren. Ettersom mottakeren går forbi dette punktet, vil avstanden endres og hyperblene vises som buer på georadarprofilene (Reynolds 2011).

#### Hellende reflektorer og migrasjon

Ofte har reflektorer en helning. På et profil vil både helningen og posisjonen til reflektoren være ukorrekt. Reflektoren vil fremstå grunnere og slakere enn det den egentlig er (se Figur 14). Pulsen som blir sendt ut fra senderen vil ikke komme til å registrere reflektoren rett under seg, selv om det er dette man antar. Refleksjonen av bølgene kan beskrives med Snells lov

(Reynolds 2011).



Figur 14:  $S_1$  sender en puls ned, som vil reflekteres i  $P_1$ , siden bølgen treffer vinkelrett på grensesnittet. Refleksjonen vil altså bli registrert som punkt  $R_1$  som tilsvarer en grunnere og slakere helning enn realiteten (geofysikk)

### 3.5.6 Georadarundersøkelser på bre

Bruk av georadar på bre er vanlig for å kunne få informasjon om breens dybde, volum og mektigheten av snø, firn og is på breen. Disse ulike lagene vil skape refleksjoner på georadarprofilen. Ulike kilder som smeltevann, sprekker og sedimenter i og oppå isen vil også skape refleksjoner, i tillegg til at de skaper diffraksjonshyperbler og multipler i profilen.

Hvis det er undersøkelser på en snødekket bre vil snø og laget av firn synes i en lagdeling på profilen. Dette på grunn av forskjellen i den relative permittiviteten i snø, firn og is. Forskjellen på permittiviteten til is og fjell (granitt) er liten (se Tabell 1). Dette vil gjøre at det kan være vanskelig å få tydelige reflektorer av laggrensene mellom disse. Ved tempererte breer vil det være et vannlag mellom isen og fjellet som da vil gjøre at reflektoren blir tydelig. Ved breer som er fastfrosset i fjellet derimot kan refleksjonen være utydelig.



Refleksjoner fra smeltevann, sprekker og sedimenter forekommer på grunn av forskjell i permittiviteten. Det er vanskelig å skille de ulike refleksjonene da de ser like ut på profilet. Breer med mye vann kan få mye uønskede refleksjoner på profilet som regnes som støy. Denne støyen vil kunne gjøre det utfordrende å tolke profilet. Smeltevannskanaler kan lage refleksjoner som vises mye lenger ned i profilet enn det det opprinnelig er. Bølgene blir fanget og reflekteres frem og tilbake, «ringing», på grunn av permittivitetsforskjellen mellom vann og is når grensesnittet er betydelig mindre enn oppløsningen. Dette fremstår som en slags multippel (Irvine-Fynn, Moorman et al. 2005). Sedimenter som er begravd av isen kan komme av skred fra fjellsider ved siden av breen. Disse blir registrert som diffraksjonshyperbler.

Metallgjenstander kan skape forstyrrelser til signalene fra georadaraen. Det er dermed viktig å holde stegjern, isøks, mobil og andre metallgjenstander på avstand fra georadaren når profilene blir gått.

## 4. Metode

### 4.1 Feltarbeid

Feltarbeidet ble utført 14.08.18 og 01.09.18. Den 14.08.18 ble det uplassert og gjort posisjonsmålinger av hastighetstrekanter og massebalansestaker, og gått flere profiler med georadar i nedre del av Leirbreen. 01.09.18 ble det gjort målinger av massebalansestakenes og hastighetstrekantenes posisjon, målt høyde på massebalansestakene, og gått flere georadarprofiler for å dekke en større del av nedre del av Leirbreen.

#### 4.1.1 Etablering og målinger av massebalansestaker

Under feltarbeidet 14.08.18 ble det utplassert tre massebalansestaker og gjort målinger av disse. Formålet med stakene er å få kontroll på ablasjonen og akkumulasjonen til Leirbreen, og finne ut om Leirbreen har en positiv eller negativ massebalanse. Utplasseringen er en del av et langsiktig prosjekt hvor fremtidige studenter og forskere kan samle data over breens massebalanse.

Massebalansestakene er laget av stål og har en lengde på 3 m. Det ble boret et 2 meters dypt hull i isen som staken ble plassert i (se figur 15). Resterende lengde på 1 m ble værende igjen over breoverflaten (se figur 16). På den måten kan breoverflaten smelte opp mot to meter før stakene smeltes ut av breen, og målinger av akkumulasjonen er gjennomførbart. Avstanden fra breoverflaten til toppen av staken ble målt med målebånd.

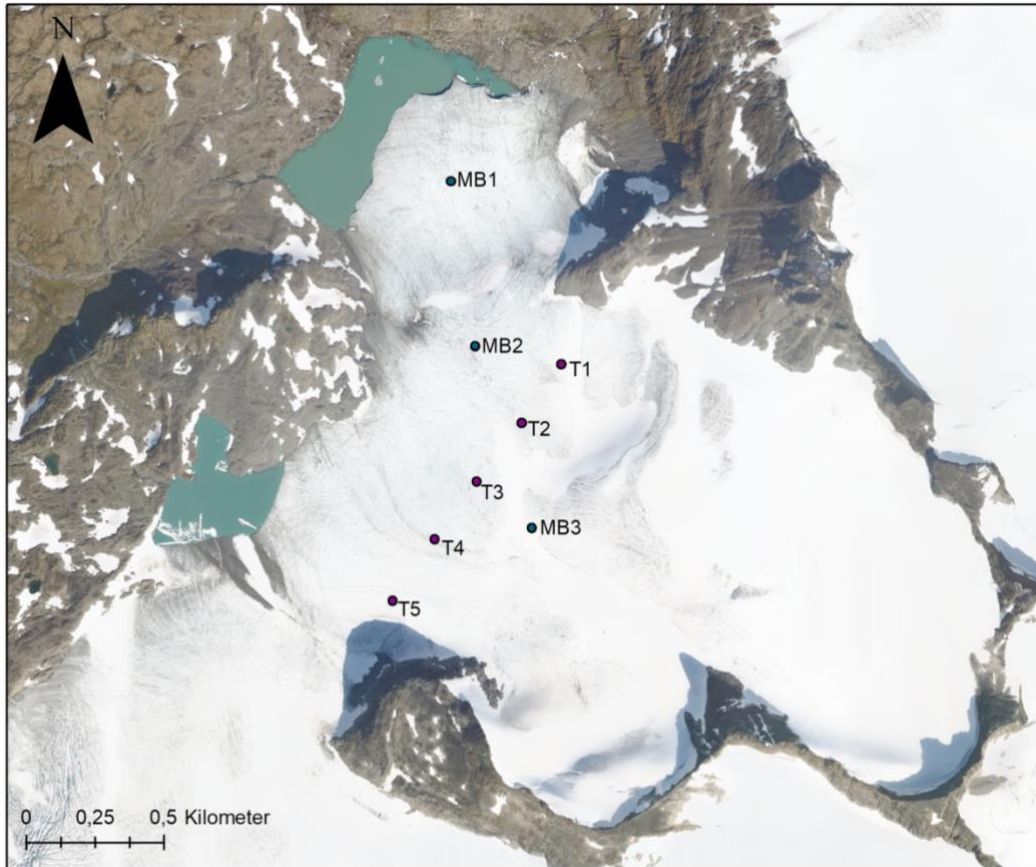


*Figur 15: Ut plassering av massebalansestake på Leirbreen 14.08.19. 2 meter av staken ble plassert ned i isen.*



*Figur 16: Massebalansestaken etter plassering. En meter ble stående igjen over breoverflaten.*

Massebalansestakene er plassert i tre ulike områder av Leirbreen, ved forskjellige høyder over havet (se Figur 17). Dette fordi massebalansen kan variere i ulike høyder på breen. Avsmeltingen er forventet å være størst i bunnen av breen. Det er rundt 100 høydemeter mellom hver stake.



Figur 17: Oversiktskart over plasseringen til massebalansestakene (MB) og hastighetstrekanter (T)(se avsnitt 4.1.1 og avsnitt 4.1.2).

Det ble det gjennomført en måling av massebalansen i perioden mellom 14.08.18 og 01.09.18. Dette er en periode på 18 dager, som utgjør 12,2 % av den totale ablasjonssesongen (se avsnitt 3.2.1). I tillegg til de faktiske målingene blir massebalansen også vurdert ut fra flyfoto.

#### 4.1.2 Hastighetsmålinger

For å kunne måle hastigheten til Leirbreen ble det produsert og plassert ut fem ståltrekanter og tre massebalansestaker. Dette er, likhet med målinger av breens massebalanse, et langsiktig forskningsprosjekt.

Trekantene har en størrelse på 60x60x60, og ble skrudd fast på overflaten av isen (se Figur 18). Trekantene ble plassert på tvers av breen (se Figur 17). Dette fordi det er forventet at hastigheten øker med avstanden til dalsidene (se avsnitt 3.2.3). Massebalansestakene er plassert på langs av breen, siden breens hastighet i teorien avtar mot breens front og er størst ved breens likevektslinje (se avsnitt 3.2.3).



*Figur 18: Trekant utplassert på breen som referansepunkt for hastighetsmålingene. Målingene av trekantenes posisjon ble tatt i samme hjørne hver gang. De ble tatt i hjørnet hvor klistermerket er plassert.*

Posisjonen til trekanten og massebalansestaken ble målt med differensiell GPS (se avsnitt 4.1.3). Disse målingene ble gjort i samme periode som måling av massebalansen, og var dermed også påvirket av minusgrader og snøfall. For å være sikre på at målingene av trekantene ble tatt i samme punkt ved hver måling ble disse tatt i hjørnet hvor klistermerket på trekantene er (se Figur 18). Posisjonen av massebalansestaken ble tatt ved staken.



#### 4.1.3 Differensiell GPS

For å få nøyaktige posisjonsmålinger av massebalansestakene og hastighetstrekantene ble en differensiell GPS av merket Topcon brukt. Dette utstyret består av en Topcon FC-3361 håndholdt kontrollenhet, og en Topcon Hiper-v mottaker (se Figur 19)



Figur 19: DGPS måling ble gjennomført på Leirbreen den 14.08.2018 og 01.01.18. DGPSen er bestående av en mottaker, en kontrollenhet og libelle.

Kontrollenheten konfigureres med CPOS dropper basestasjon som er en metode for satellittbaserte posisjonsbestemmelser (også kjent som RTK-nettverk). Systemet sørger for centimeters nøyaktighet på landsdekkende basis (Topcon 2016). Kontrolleren bruker operativsystemet Windows, og målingene ble lastet direkte inn i Excel etter endt feltarbeid.

Topcon Hiper-v mottakeren utnytter alle tilgjengelige satellitter med sine 226 kanaler. Dette er en avgjørende faktor for posisjonsnøyaktigheten (se avsnitt 3.4). DGPSen er installert med stemmevarsler. Dette gjør at man har kontroll på om antennen har forbindelse med satellitter uten å måtte se på kontrollenheten.

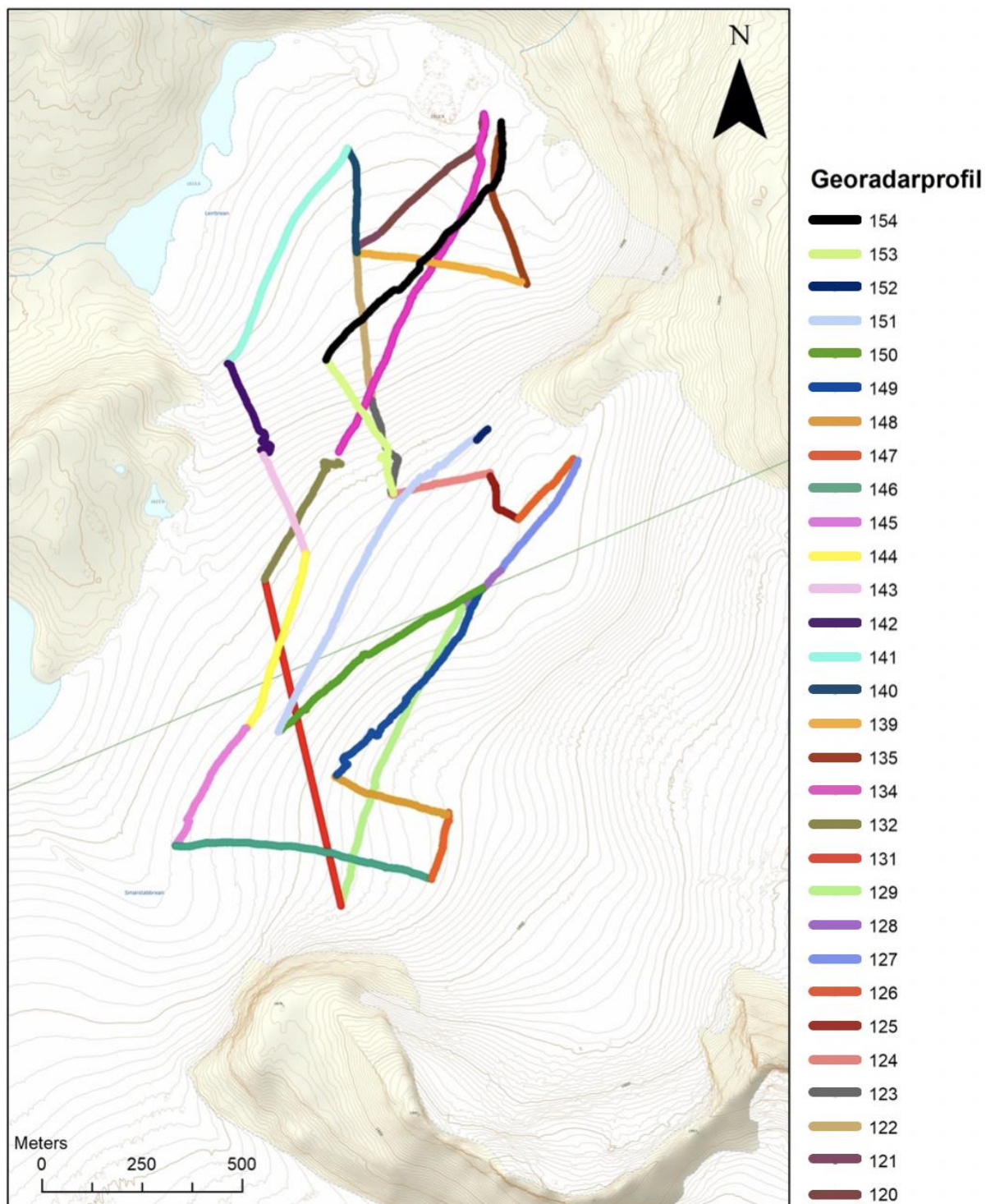
Utstyret settes sammen og antennen heves til to meter standardhøyde. En libelle på stangen sørger for at målingene blir tatt når utstyret er i vater. I forbindelse med denne bacheloroppgaven var det totalt åtte referansepunkter (5 ståltrekanter og 3 massebalansetaker). På hvert punkt ble det tatt 2-4 målinger for å øke nøyaktigheten

#### 4.1.4 Georadar

Georadaren ble brukt for å finne dybden på isen i nedre delen av Leirbreen. Valg av antenne til georadaren avhenger av tykkelsen på breen. Alternativene var å bruke 50 MHz antenne eller 100 MHz antenne. 50 MHz antenne gir lavere oppløsning, men trenger dypere ned enn 100 MHz antennen. Siden tykkelsen på breen var ukjent ble dermed 50 MHz antennen brukt for å være sikker på at signalene ville trenge helt ned til bunntopografien.

Georadaren har ulike innstillinger. Noen av disse er blant annet tidsvindu og tidsintervall. Tidsvinduet bestemmer den maksimale TWT. TWT må være stor nok til å nå ned til fjellet, og varierer dermed etter dybden på breen. Tidsintervallet bestemmes etter hvor mange målinger per sekund georadaren skal ta etterhvert som profilet blir gått. Tiden mellom målingene ble satt til 0,5 s. Dette var for å være sikker på at målingene rakk å reflekteres opp igjen til mottakeren. Sammenlignet med den maksimale TWT er dette god tid. Denne ble satt på bakgrunn av antagelser om ganghastigheten på breen.

Det ble gått 30 profiler med georadaren (Figur 20 og appendix). Steder hvor det var mye sedimenter eller kanaler av overflatevann ble det markert med digital markør på monitoren. Dette ble gjort for å kunne være oppmerksom på dette i tolkning av profilene. Disse områdene kan lage forstyrrelser i signalene og dermed oppstå som støy på profilet.



Figur 20: Oversiktskart over alle profilen som ble gått på Leirbreen både 14.08.18 og 01.09.18. Profil 120 til 132 er gått første dag i felt, mens profil 134 til 154 er gått andre dag. Profil 131 mistet GPS signalene.



Profilene ble gått med et jevnt tempo og så rette som mulig, i tillegg til at GPS punktene for profilets start og slutt ble notert. Dette for å enkelt kunne bestemme hvor profilet er blitt gått dersom GPSen som er koblet opp til georadaren skulle slutte å fungere. Dette viste seg å være nyttig da GPS mistet dekning på Profil 131 som sees på Figur 20. Dette profilet er dermed plassert på bakgrunn av de noterte GPS punkter fra felt. Profilene ble gått slik at de krysser hverandre flere steder. Dette gjør at man kan sammenligne dybden i disse punktene og dermed få en mer nøyaktig prosessering av profilene.

## 4.2 Prossesering av georadarprofil

Prosessering og tolking av bunnreflektoren til de innsamlede georadarprofilene ble gjort i Reflex2Dquick. Filene fra georadaren føres direkte inn i programmet, og gjør det enkelt å prosessere georadarprofil i 2D ved bruk av relevante filtre beskrevet i dette avsnittet. Disse filtrene gjør at refleksjonene langs georadarprofilene blir fremstilt korrekt og så tydelig som mulig.

### 4.2.1 Static Correction

Profilene som føres inn i Reflex2Dquick har ikke korrekte starttider. For å få korrekt dybde til observerte reflektorer må starttidspunktet (time-zero) til de enkelte målingene finjusteres under dataprosesseringen ved bruk av static correction. Static correction gjør at starttiden forekommer ved det første signifikante signalet. Dette kan gjøres manuelt, men kan også gjøres automatisk ved å sette static correction som «first arrival» (Sandmeier 2017).

### 4.2.2 Subtract mean (dewow)

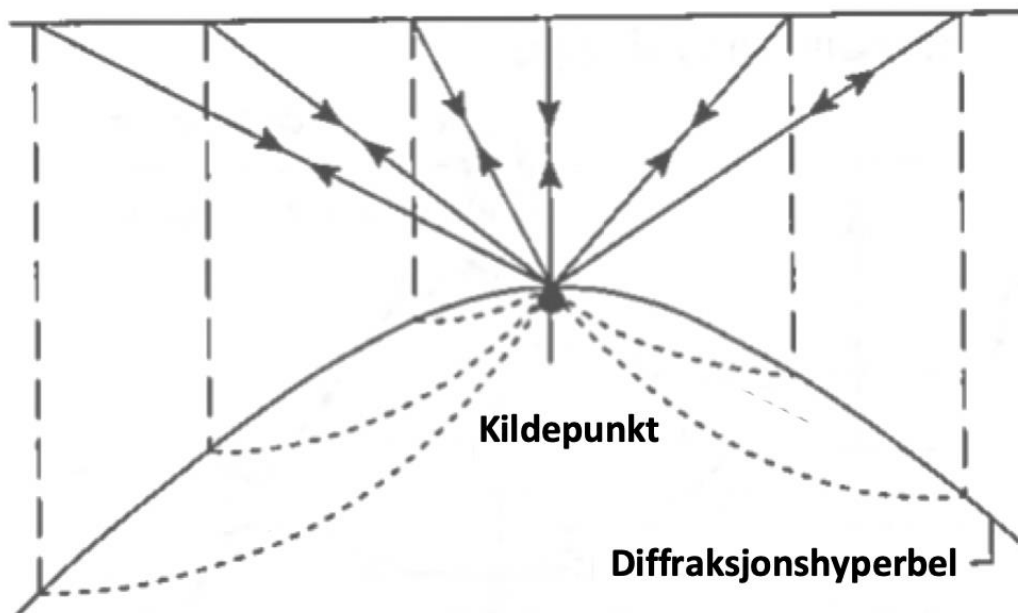
Mange georadarprofil har en mengde uønsket lavfrekvent støy. Denne lavfrekvente støyen fjernes ved bruk av verktøyet subtract mean (dewow). Dewow vil regne ut en gjennomsnittlig verdi for hvert tidsintervall på profilet. Dette gjennomsnittet blir så trekt i fra, så hver måling sentreres omkring 0 (Sandmeier 2017).

### 4.2.3 Gain

“Gain” funksjonen er en signalforsterker som fremhever kontrastene i profilet. Dette er nødvendig da signalene mister styrke når de forplanter seg gjennom isen, i tillegg til at signalene kan ha blitt utsatt for geometrisk spredning (se avsnitt 0). I programmet Reflex2Dquick kan man teste ulik styrke av gainfunksjonen. Bestemmelsen av mengde gain bestemmes ved å teste, og kommer altså an på skjønn (Hubbard and Glasser 2000). Det er anbefalt å bruke samme gain på de ulike profilene som skal tolkes sammen (Sandmeier 2017).

### 4.2.4 Migration

Geometriske uregelmessigheter som hellende lag og hyperbler blir korrigert med migrasjon. Migrasjonsfilteret F-K Migration (stolt) ble brukt på alle profilene bortsett fra 120 og 144 (se appendix). Om det observeres en hellende bunnreflektor, vurderes den til å være ukorrekt på grunn av bølgestråler som kommer fra området ved siden av radarantennene. Migrasjonen vil da korrigere for helningen på skråningen. Ved diffraksjonshyperblene vil migrasjonen ta den eksisterende energien langs hyperbelen og sentrerer den i kildepunktet (se Figur 21). Det betyr at på migrerte profiler vil diffraksjonshyperbelen fremstå som en punktreflektor (Hubbard and Glasser 2000).



Figur 21: Illustrasjon av en diffraksjonshyperbel med kildepunktet i midten. (Reynolds 2011)

### Tolkning av bunnreflektor

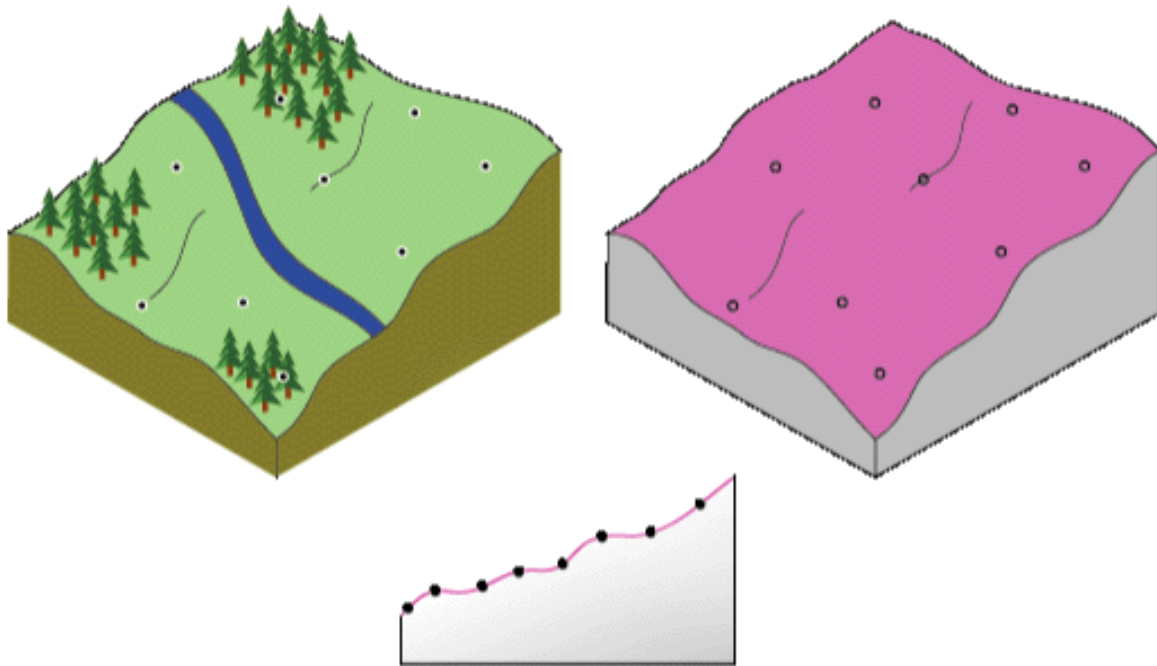
Profilene ble fremstilt så tydelig som mulig i Reflex2Dquick for å kunne tolke bunnreflektoren. Denne vises i noen tilfeller som en tydelig reflektor langs hele profilet. Reflektoren ble markert manuelt som en rød linje ved å bruke funksjonen «pick». Denne linjen inneholder x, y og z koordinater for dybden til bunntopografien. Den ble senere overført som PCK.fil, og tolkningen av profilene ble lagt inn i et Excel-dokument. Regnearket består av kolonner med sporingsnummer, x-, y- og z-koordinater, TWT og dybden ned til bunntopografien.

## 4.3 Modellering i ArcMap

Prosesseringen og tolkningen av georadarprofilene som ble gjennomført i Reflex2Dquick og Excel ble brukt for å lage et dybdekart i ArcMap. Dybden blir funnet for å videre kunne lage en modell over bunntopografien og estimere brevolumet av nedre del av Leirbreen.

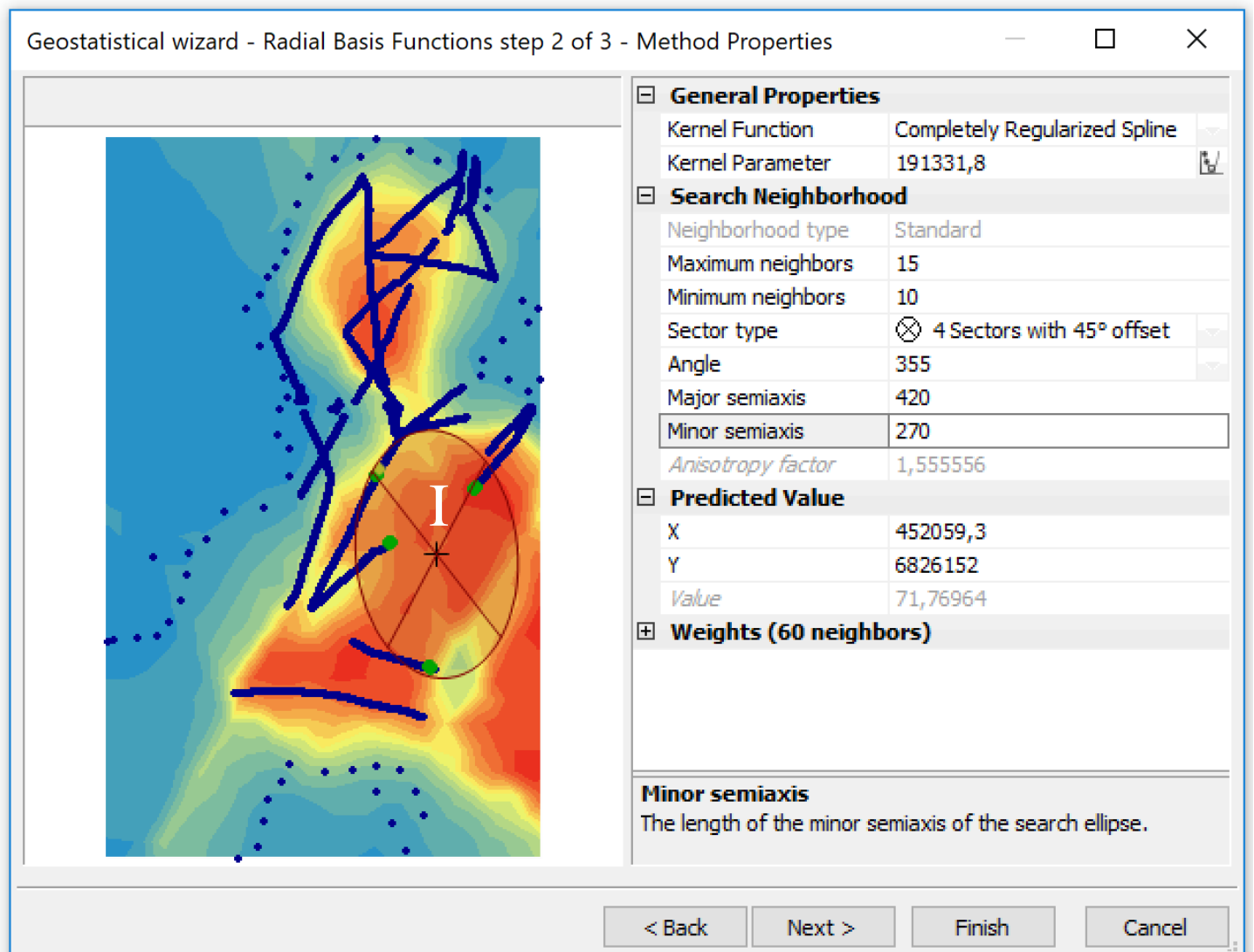
Excelarket ble lastet inn i kartverktøyet ArcMap, som er et geografisk informasjonssystem utviklet av ESRI. Alle GPS-punktene ligger tett og blir dermed seende ut som linjer (se Figur 28). Topografisk norgeskart ligger som bakgrunn for visualisering. En kvalitetssikring av tolkningene ble gjennomført ved å studere alle krysningpunktene til profilene. Tidligere radarundersøkelser på bre har antatt en feilmargin på ~10 meter vertikalt (Yde, Gillespie et al. 2014). Den minste registrerte differansen mellom tolkningene er under en meter, mens den største registrerte differansen er på syv meter. Målingene har dermed god nøyaktighet. For å gi interpoleringen en referanse på hvor istykkelsen er null ble det lagt inn nullpunkter manuelt. Disse ble bestemt ved å studere flyfoto fra 2017 av randsonen til Leirbreen.

Data fra det produserte excelarket ble brukt for interpolasjonsteknikken Radial Basis Function (RBF), med istykkelsen som input. Interpolasjonsteknikken ble brukt for å produsere et dybdekart over nedre del av Leirbreen. Fordelen med RBF er at den tvinger en overflate til å passere gjennom hver eneste registrerte punkt, samtidig som den totale krumningen av overflaten minimeres (se figur 33). Den valgte metoden tillater også overflaten å bevege seg over eller under gitte verdier, noe som resulterer i et mer realistisk bilde av virkelig topografi.



Figur 22: Et tversnitt som illustrerer hvordan Radial Basis Function membranen tilpasses gitte punkter med unike verdier.

Det ovale influensområdet til de interpolerte verdiene (markert med hvit I) på Figur 23 er delt inn i 4 sektorer med  $45^\circ$  offset, dette tvinger interpolasjonen til å inkludere punkter fra forskjellige profiler i alle sektorene. Antall punkter per interpolering ble satt til minimum 10 og maksimalt 15 punkter. For å inkludere punkter fra flere profiler der avstanden mellom profilene var stor ble søkeakradiusen satt til til 420 m (største halvakse) og til 270 m (minste halvakse). Hovedretningen til breen ble angitt basert på desimalgrader, og ble satt til 355 N. Oval form ble foretrukket foran sirkel, siden det i område I manglet det flere tolkede profiler. En sirkelform måtte dermed hatt større søkeradius for å inkludere de samme punktene.



Figur 23: Interpoleringsinnstillinger vist i Geostatistical wizard.

#### 4.3.1 Modellering av bunntopografien

For å kunne modellere bunntopografien ble resultatet fra dybdekartet (interpolasjonen) gjort om til rasterdata (cellestørrelse 5\*5 m). En rasterfil er et kartlag bygget opp av piksler (små firkanter), hvor hver piksel har en unik verdi som inneholder GPS-punkt og dybde.

Fra kartkatalogen til GeoNorge ble det lastet ned en digital terrengmodell (DTM) over Leirbreen, som også er rasterdata (GeoNorge 2017). Bunntopografien blir fremstilt ved å trekke dybdekartet fra den digitale terrengmodellen. Dette ble gjennomført med verktøyet «minus». Bunntopografien fremstilles da som en ny rasterfil.

På grunn av usikker interpolering, primært i områder uten målinger, blir pikslene fremstilt med bråe overganger. For å unngå dette ble verktøyet «smooth» brukt for å gjøre overgangene mer naturlige.

## 5. Resultater

Massebalansen og hastigheten til Leirbreen er målt og beregnet, og istykkelsen til nedre del av breen er tolket og interpolert. Ved bruk av interpoleringen av istykkelsen er volumet estimert og bunntopografien til nedre del av Leirbreen kartlagt.

### 5.1 Avsmelting i Leirbrens ablasjonsområde

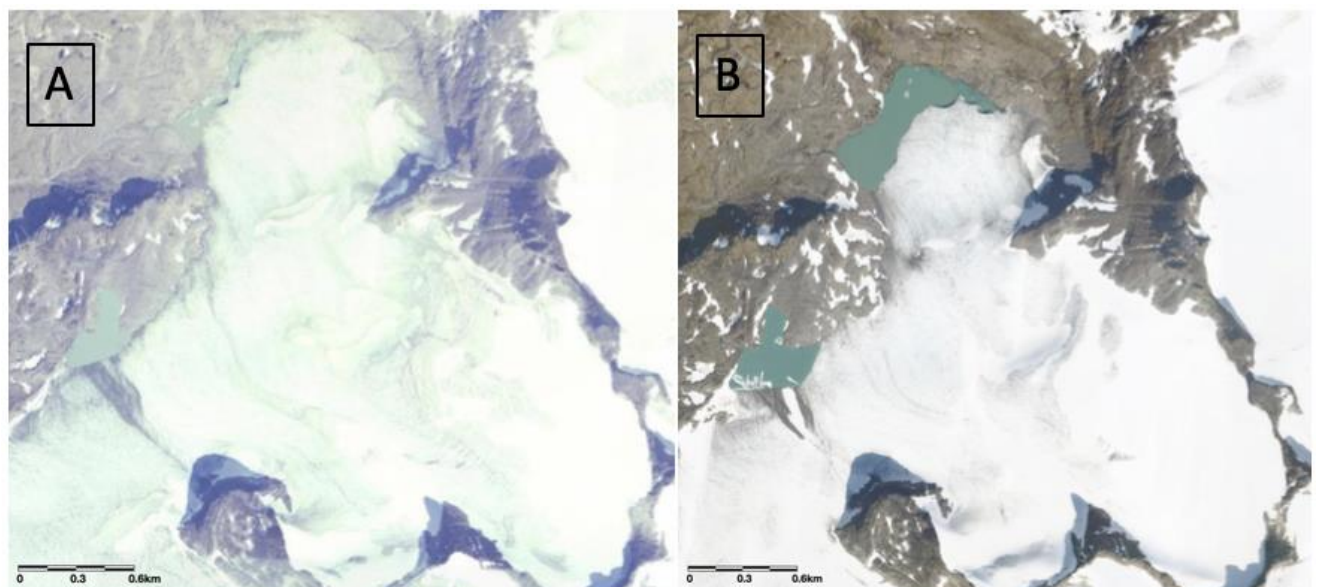
Målingene som ble tatt av høyden til massebalansestakene viser en periode av brens ablasjon. Det forteller hvor stor avsmeltingen til breen har vært i denne perioden, i tillegg til å gi et inntrykk av hvor stor avsmeltingen var i løpet av hele ablasjonssesongen. En subjektiv vurdering av flyfoto fra området bidra også til en økt forståelse av avsmeltingen i Leirbrens ablasjonsområde.

Måling av ablasjonen ble gjort en gang. Dette var en ablasjonsperiode på 18 dager. Ablasjonen er avhengig av temperatur. Perioden mellom målingene av hastighetstrekantene var preget av minusgrader om natten og plussgrader på dagtid, i tillegg til et snøfall. Dette førte til at avsmeltingen ikke var like stor som den ville vært tidligere i ablasjonssesongen hvor temperaturene generelt var varmere. Avsmeltingen ved alle stakene var omtrent like, men litt større avsmelting ble registrert ved de to øverste stakene, MB2 (1671 moh.) og MB3 (1757 moh.) (se Figur 17)(se tabell 2). Et grovt estimat av sommerablasjonsraten kan baseres på disse målingene. Ablasjonssesongen går over en periode på ca. 162 dager. Basert på disse målingene vil daglig avsmelting være på ca. 1,6 cm, og gjennomsnittlig avsmelting gjennom hele ablasjonssesongen vil være 2,7 m. Denne verdien er svært usikker da perioden den baseres på bare presenterer 12,2% av den totale ablasjonssesong.

Tabell 2: MB står for massebalansestake. Tabellen viser hvor stor brens avsmelting var i perioden mellom 14.08.18 og 01.09.18.

	<b>Høyde 14.08.18 (cm)</b>	<b>Høyde 01.09.18 (cm)</b>	<b>Ablasjon (cm)</b>
MB1 (1573 moh.)	103	133	30
MB2 (1671 moh.)	119	152	31
MB3 (1757 moh.)	106	137	31

Ved å studere og sammenligne gamle flyfoto får man et økt grunnlag for vurdering av Leirbreens massebalanse i en tidligere årrekke (se Figur 24 kartblad A og B). De avslører ikke noe om breens massebalanse nå, men den tydelige tilbaketrekningen av breens front og reduksjon av breens areal viser at breen har hatt en negativ massebalanse over lengere tid, og har det mest sannsynlig fortsatt. Basert på enkle måleverktøy i Norgeskart.no ble det regnet ut at brefronten har trukket seg tilbake ca. 190 m i perioden 2004 til 2017. Det er ingen tydelig endring i breens utbredelse andre steder enn i front, men fjellene omkring er svært alpine og snø kan tolkes som is. En grov beregning av overflatearealet viser at breen har hatt en arealreduksjon på 0,57 km<sup>2</sup> i samme periode. De proglasiale innsjøene har tydelig økt i areal, og dannelsen av disse er nok en grunn til at breens tilbaketrekning er så stor (Bardossy 2018).



Figur 24: Flyfoto viser en tilbaketrekning av Leirbreen. Kartblad A er fra 2004 og kartblad B er fra 2017.



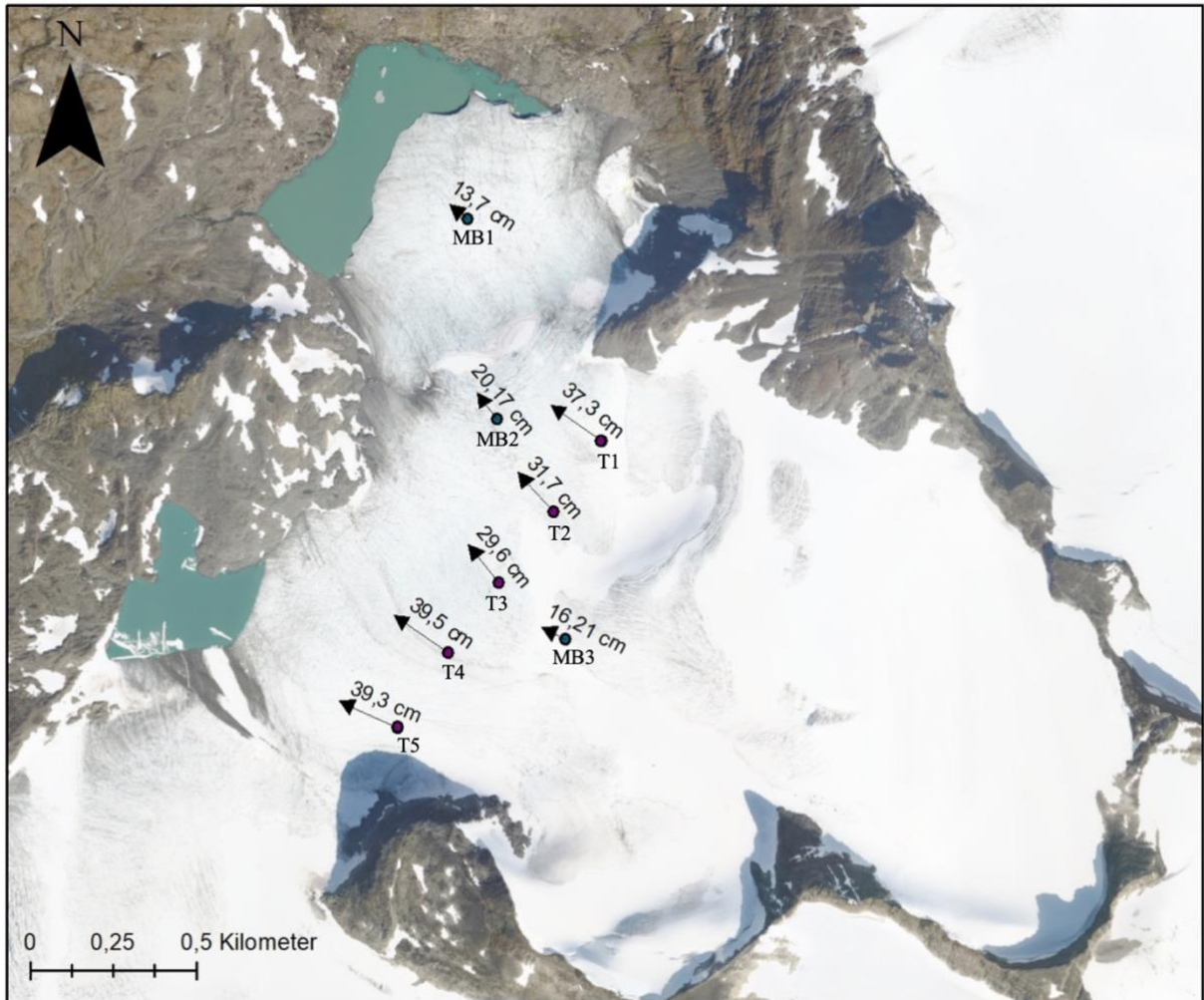
## 5.2 Leirbreens overflatehastighet

Det ble utført posisjonsmålinger av massebalansestakene og ståltrekantene for å utføre de første målinger av hastigheten til Leirbreen. Massebalansestakene viser bevegelsen og hastigheten i ulike høyder, mens hastighetstrekantene viser hvordan hastigheten varierer på tvers av breen.

Målingene av breens hastighet ble tatt i samme periode som målingene av massebalansen. MB3 har en forflytning på 16,21 som er en lavere hastighet enn hastighetstrekantene og MB2 (se Figur 25). Ved å se på Figur 25 er hastigheten størst på tvers av breen. Her er breen på sitt bredeste og hadde en forflytning på rundt 30-40 cm i la. perioden. Forflytningen viser at bevegelsen er størst ut mot kantene av breen, og minst i midten hvor T3 er plassert.

Hastigheten avtar i området hvor MB2 er plassert, hvor breen er på sitt smaleste. Nærmest fronten ved MB1, er hastigheten minst.

Trekantene og massebalansestakene beveger seg i ulike retninger etter hvor de er plassert på breen. T1, T2, T3, MB1 og MB2 har en bevegelse mot den proglasiale innsjøen i nordlig retning, mens T4, T5 og MB3 beveger seg mot den vestlige innsjøen. T3 havner i området som skiller de to bevegelsesretningene.



Figur 25: Vektorpilene på kartet illustrerer forflytningen og retningen til hastighetstrekantene og massebalansestakene over en periode på 18 dager.

Målingene ble tatt innenfor samme tidsrom begge dagene. Målingene varierer mellom en maksimal hastighet på 39,5 cm/18 dager og minimum hastighet på 13,7 cm/18 dager. Basert på disse målingene av hastighetstrekantene og massebalansestakene ble den årlige hastigheten til Leirbreen regnet ut. Det viste en årlig hastighet på 5,6 meter per år:

*Gjennomsnittlig hastighet til utstyret i måleperioden:*

$$\frac{224,48 \text{ cm}/18 \text{ dager}}{8} = 28,06 \text{ cm}$$

*Daglig hastighet:*

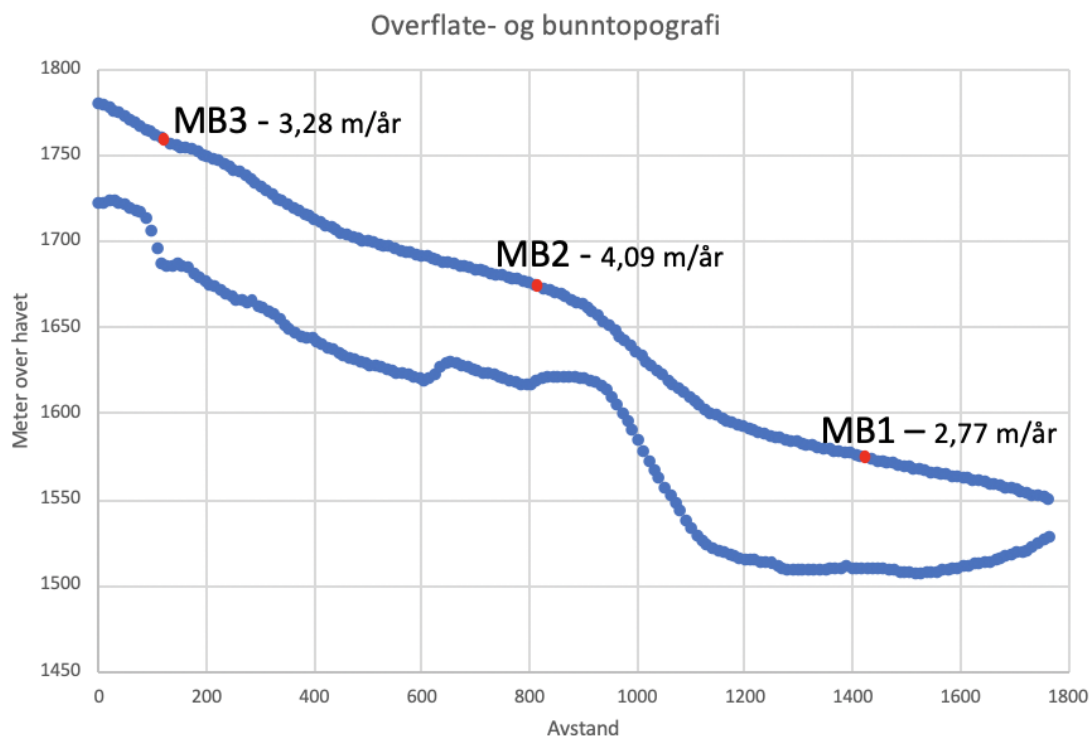
$$\frac{28,06 \text{ cm}}{18 \text{ dager}} = 1,55 \text{ cm}/\text{dag}$$

Årlig hastighet:

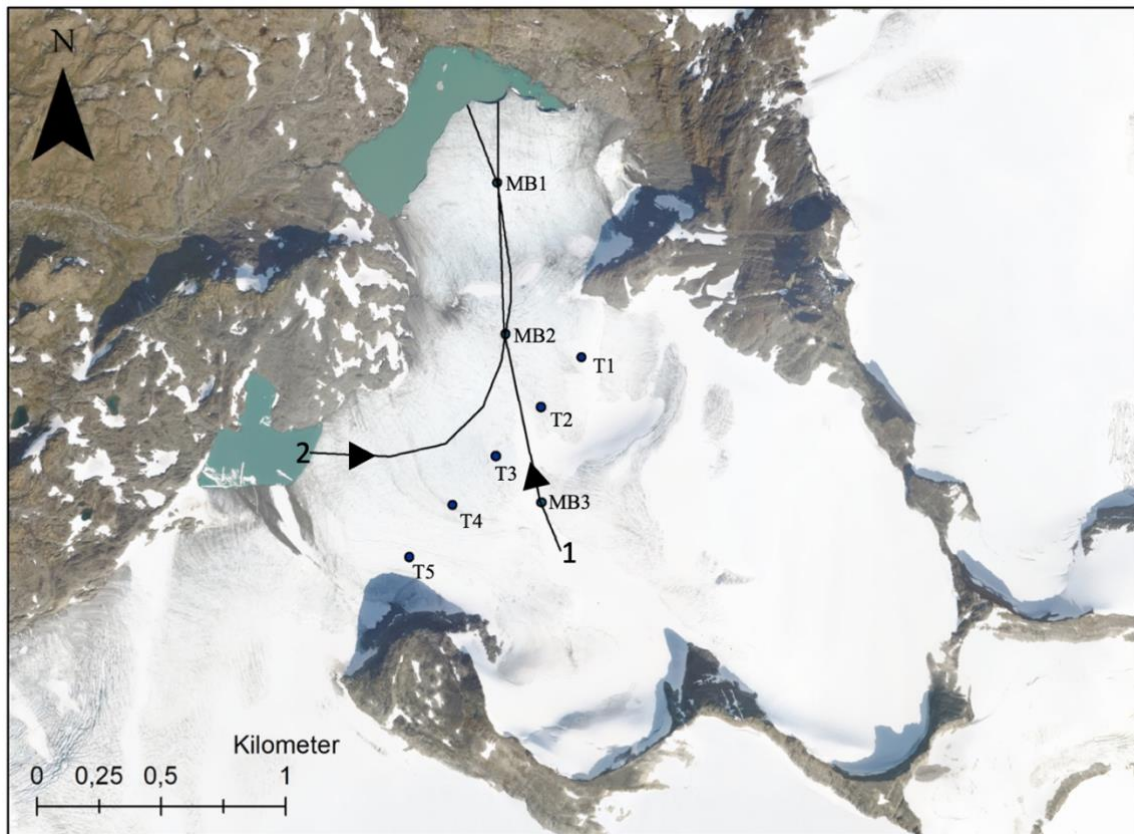
$$1,55 \text{ cm/dag} \times 365 \text{ dager} = 568 \text{ cm/år} \equiv \underline{\underline{5,6 \text{ m/år}}}$$

I avsnitt 5.5 er Leirbreens bunntopografi kartlagt. Ved å sammenligne bunntopografien og overflatetopografien langs profilet (se Figur 26), samt regne ut den årlige hastigheten for hver enkelt stake, får man dannet et bilde av variasjonene i brehastigheten. Grafene illustrerer at brehastigheten avhenger av breens helning og tykkelse (se avsnitt 3.2.3).

Ved å se på grafene på figuren ser man at overflatetopografien følger bunntopografiens helning. En brattere gradient bidrar til økt hastighet på breen. Det er tydelig at helningen varierer ulike steder på breen og den bratteste gradienten er mellom MB2 og MB1. Her er den 9,3 grader. MB2 har størst hastighet langs profilet og MB1 har minst. Ifølge teorien vil brehastigheten også øke med breens tykkelse (se 3.2.3). Leirbreen er tykkest ved MB1 og relativ lik tykkelse ved MB2 og MB3.



Figur 26: Tverrprofil av overflatetopografien og bunntopografien til Leirbreen. Grafene er tegnet langs samme akse, gjennom alle massebalansestakene. Overflatetopografi er øvre, og bunntopografi nedre.

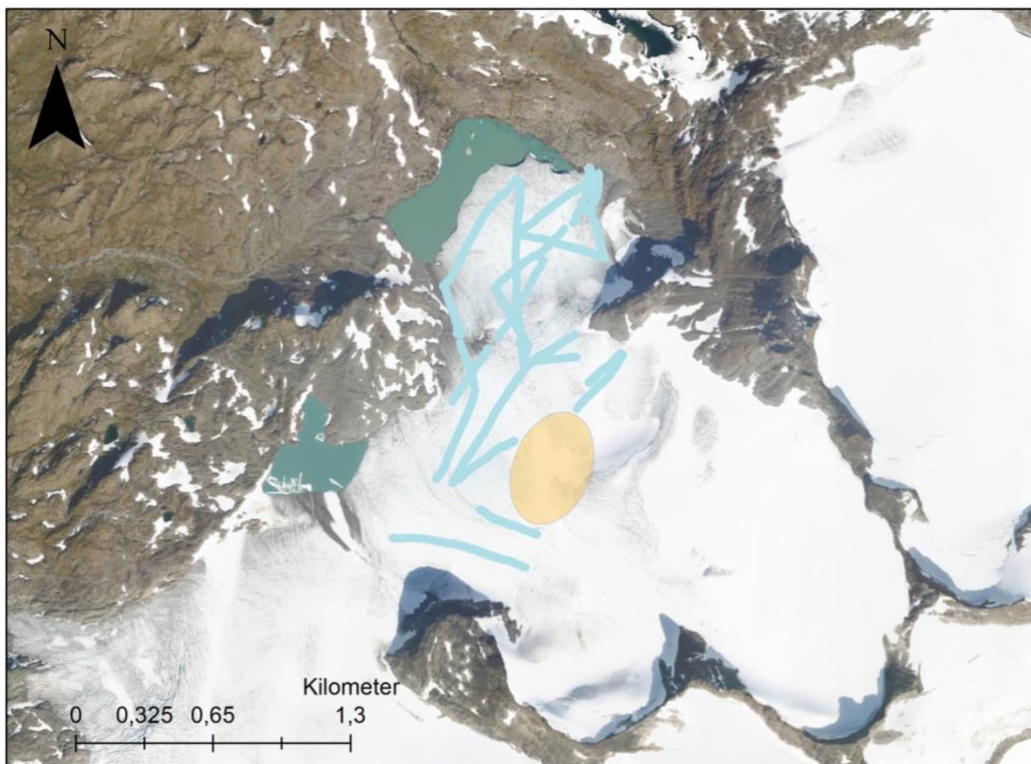


Figur 27: Oversiktskart som viser hvor tverrprofilene er hentet fra. Profil 1 passerer gjennom massebalansestakene og vises i Figur 26. Tverrprofil 1 er illustrert i Figur 37. Profil 2 refereres til i avsnitt 5.5.

### 5.3 Tolkning av georadarprofil

Georadarprofilene sin hensikt var å viser bunnreflektoren. Bunnreflektorene ble tolket for å svare på problemstilling D og E. Det er ønskelig at bunnreflektoren fra fjellet skal være en sterk og sammenhengende reflektor. I realiteten varierer denne reflektoren i styrke, synlighet og dybde.

Alle de 30 georadarprofilene ble prosessert, men bare 22 kunne tolkes (Se Figur 28). De resterende profilene var vanskelige å tolke med sikkerhet grunnet mye støy fra ulike kilder i isen. Det kunne være tilstedeværelsen av vann, smeltevannskanaler, sedimenter, blokker og sprekker (se Figur 30 og **Error! Reference source not found.**). Disse ble observert som reflektorer og diffraksjonshyperbler før profilene ble migrert (se avsnitt 3.5.6).



Figur 28: Oversikt over de prosesserte profilene hvor bunnreflektoren er tolket. Orange sirkel illustrerer området hvor det mangler noen tolkninger.



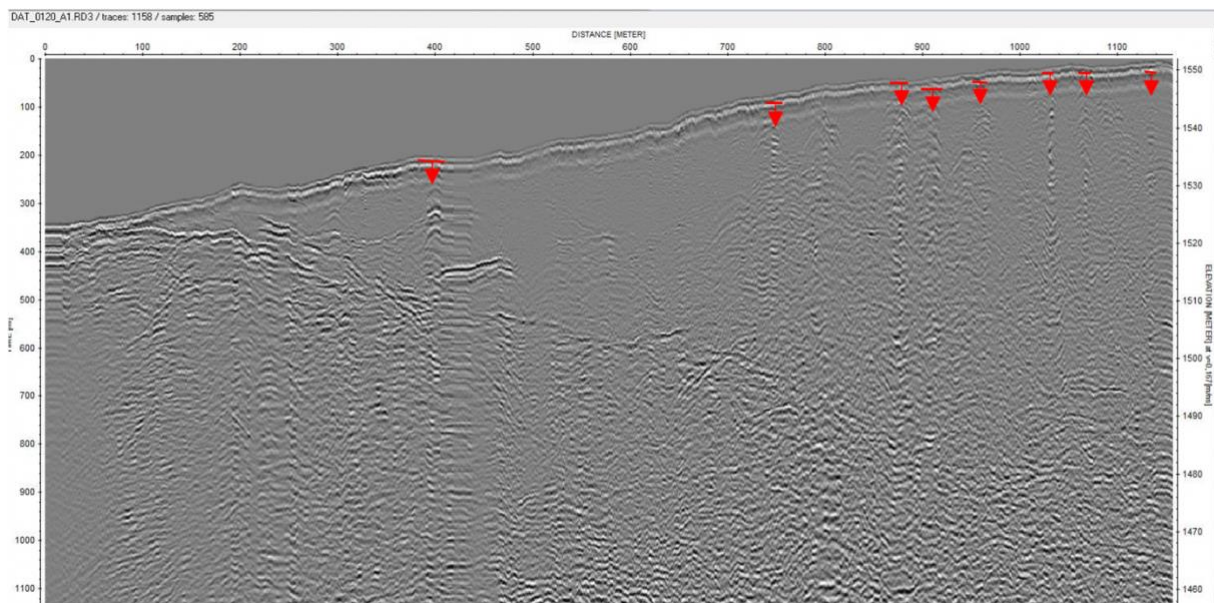
Refleksjonene som kan bestemmes med stor sikkerhet er supraglasiale smeltevannskanaler, sprekker og sedimenter i isen (se figur 30 og figur 32). Det ble observert smeltevannskanaler og sprekker på overflaten av breen. Dette kan ses på profil 120 (se Figur 32). På profilet kan en se støy fra smeltevannskanaler med vann (markert med rød pil) som trenger mye lenger ned enn det en ville forventet å se sprekker. Dette fordi sprekker ikke går dypere en 30-40 m. Støyet blir fremstilt på denne måten på grunn av at bølgene reflekteres frem og tilbake (ringing) mellom reflektorene som skapes av kontrastene mellom is/vann og luft, som en slags multipl. (se avsnitt 0) (Irvine-Fynn, Moorman et al. 2005).



Figur 30: Krysning av supraglasial smeltevannskanal på Leirbreen den 14.08.18. Kanalene ble markert med digital markør og tatt hensyn til i tolkningene av profilene.

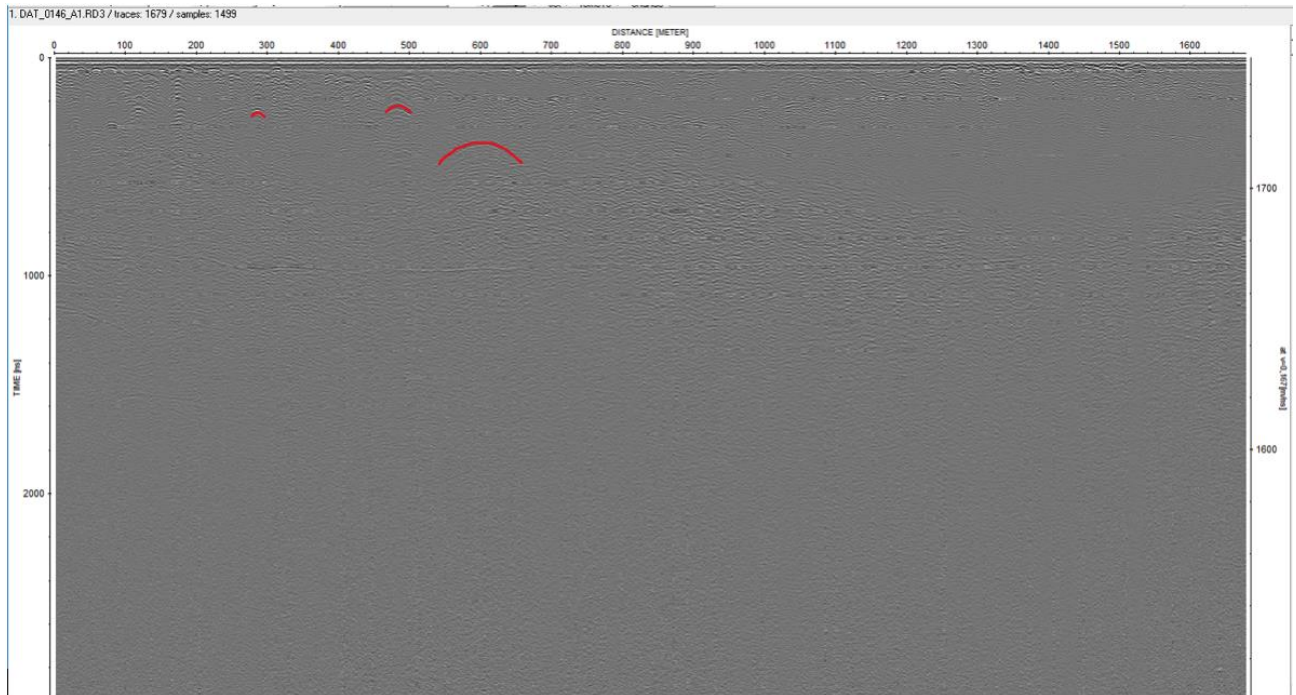


Figur 29: Blokkene på isen er steinsprang fra fjellet ved siden av, og skaper støy på profilene.



Figur 32: Figuren viser profil 120 som ble gått den 14.08.18. De røde pilene markerer hvor sprekke og de supraglasiale smeltevannskanalerne vises på radargrammet og skaper støy. Disse vises dypere enn de egentlig er på grunn av ringing mellom reflektorene.

Tilstedeværelsen av sedimenter og blokker bestemmes med stor sikkerhet i profil 146 (se Figur 33), da man tydelig kan se diffraksjonshyperbler. Disse diffraksjonshyperblene er steiner og blokker som ligger i isen. Sedimentene er av ulik størrelse, noe som gjenspeiles i størrelsen på diffraksjonshyperblene. Sedimentene har trolig havnet på isen på grunn av steinsprang fra fjellet ved siden av.



Figur 33: Profil 146 fra 01.09.18. Rød halvsirkel illustrerer diffraksjonshyperbler som tolkes til å være sedimenter begravd i isen.

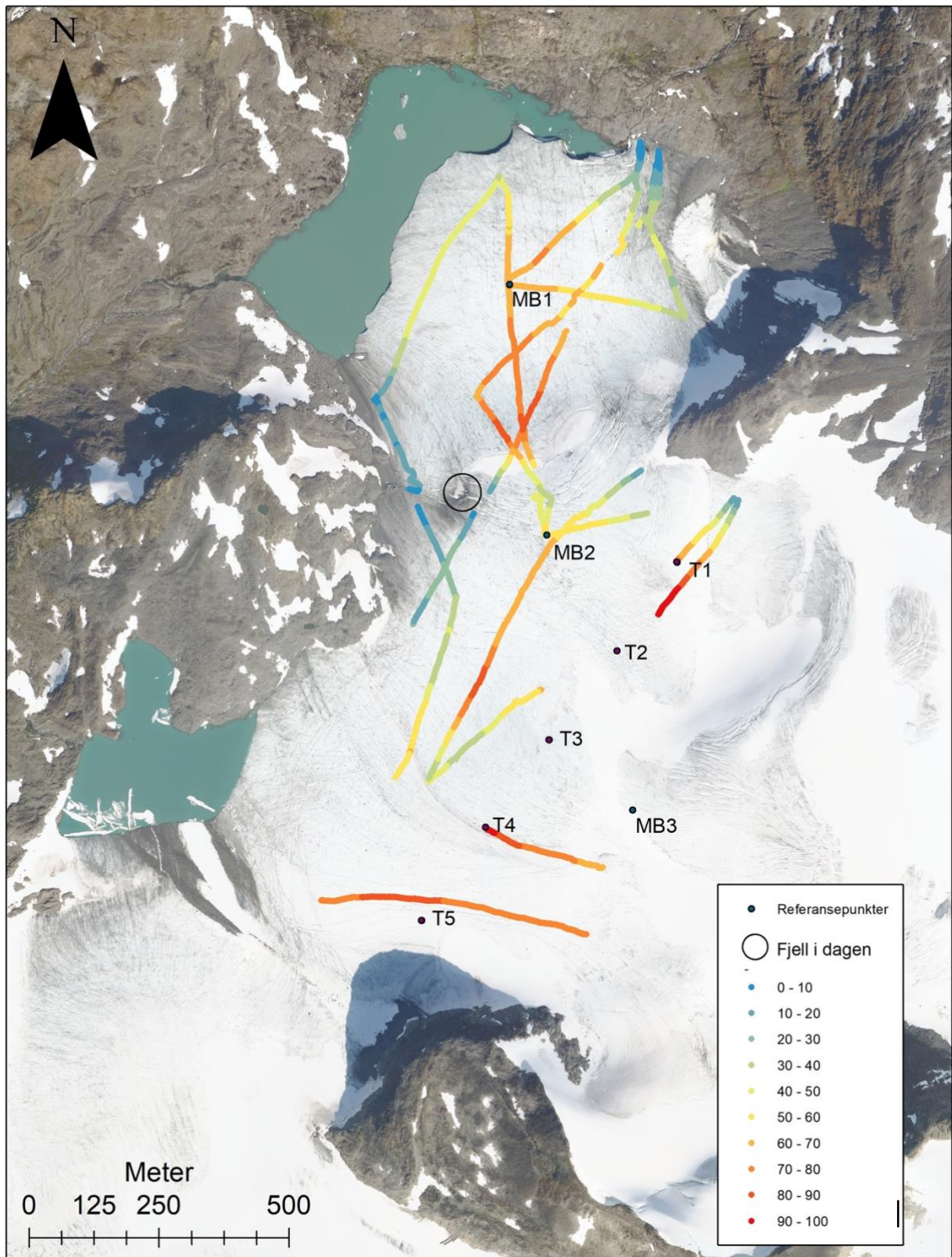
I områdene hvor bunnreflektoren ikke er tydelig er breen på sitt tykkest. Dette området er markert med oransje sirkel på Figur 28. Ved å se på breens overflatehelning kan man anta at bunntopografien i dette området også er bratt. Dette fører til at dempingen av signalene som reflekteres tilbake til mottaker antennen blir for stor. Vanligvis er det mulig å tolke utydelige profiler ved hjelp av andre kryssende profiler, men det var ikke tilfellet på profilene med mest støy.



#### 5.4 Istykkelsen i den nedre delen av Leirbreen

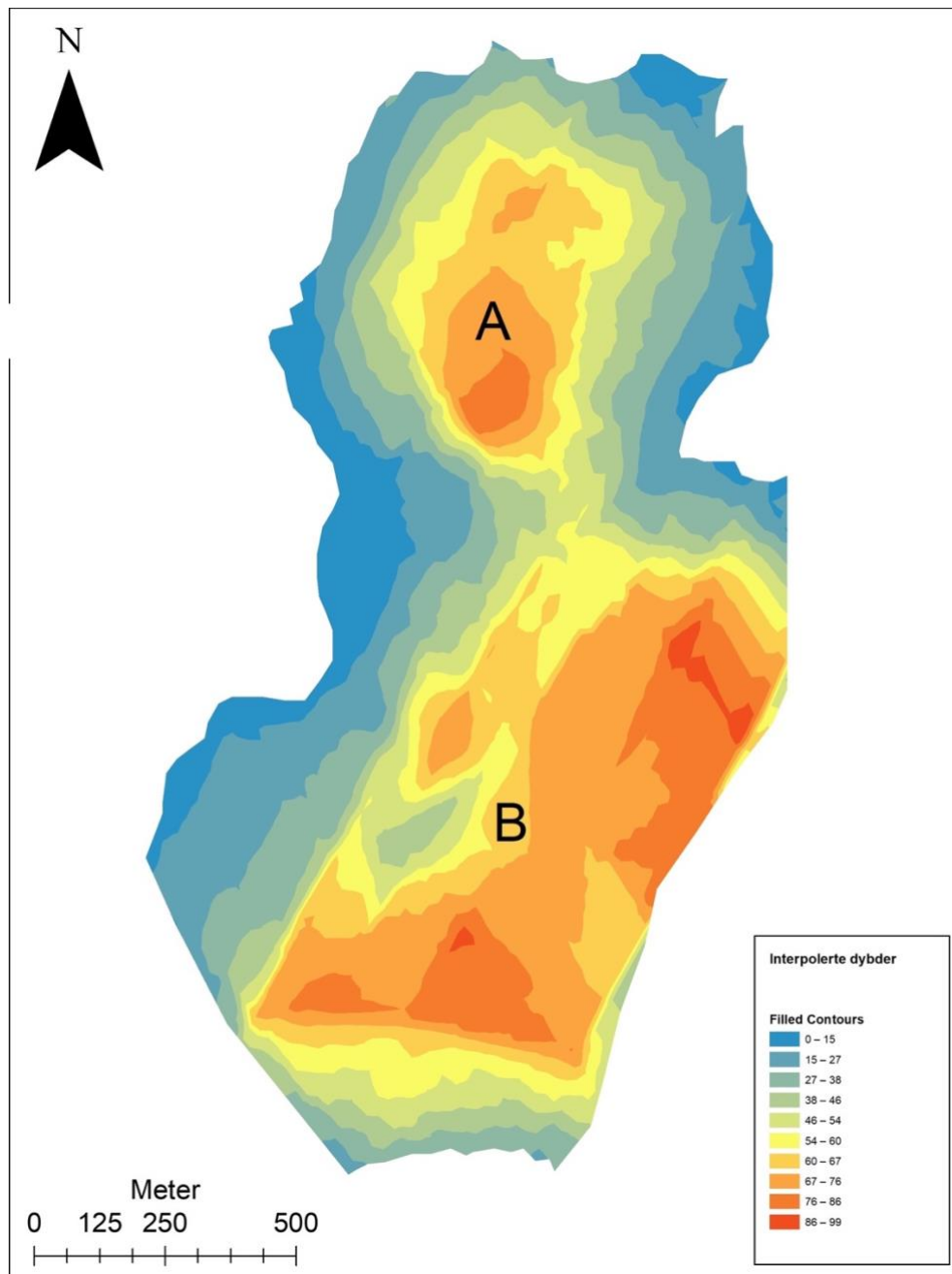
Målingene med georadar er utført i nedre del av Leirbreen, og det er dermed funnet istykkelse i dette området. Det er ulik dekning av målingene på breen fordi ikke alle områdene var mulig å ferdes i. I områder hvor det er flere kryssende profiler blir troverdigheten større for at mektighetene er korrekt tolket.

Ved å se på Figur 34 kan en se de målte dybdene til profilene som er tolket. Dybdene er markert med fargeskala fra blå på det grunneste med dybde på 2-10 m, og rød som er det dypeste. Den dypeste målte tykkelsen på breen ligger på 96 m. På figuren ser man tydelig fjell i dagen omringet av is (markert med svart sirkel). Dette fjellet i dagen omtales som «haugen» i resten av oppgaven. I forhold til problemstilling E er dette området interessant for vurderingen av en eksisterende terskel som kan forhindre et jökulhlaup. På profilene som er gått med georadar kan det sees at istykkelsen i områdene rundt denne «haugen» er mellom 2-10 meter. Øst for denne (ved MB2) blir istykkelsen større. Her er dybden på rundt 50 meter, og usikkerheten om en eksisterende terskel kommer inn.



Figur 34: Kartet viser en oversikt over dybden til alle profilene som har blitt tolket, hvor blå viser de grunneste delene og rødt de dypeste. Den svarte sirkelen viser fjell som stikker opp fra isen. Massebalansestakene (MB) og hastighetstrekanter (T) er markert på kartet.

Resultatene fra tolkningen av dybden til georadarprofilene ble interpolert (se avsnitt 4.3) for å fremstille et dybdekart (Figur 35). Dybdekartet viser farger fra blå, med dybde på 0-15 meter, til rødt som er dypest på 90-99 meter. Interpolasjonen viser en dybde ned til 99 meter, selv om den største registrerte dybden går til 96 meter. Dette er fordi interpolasjonen tar utgangspunkt i de målte dybdene, og vil kunne fremstille istykkelsene grunnere og dypere enn disse i områder uten målinger (se avsnitt 4.3).



Figur 35: Dybdekartet viser mektigheten til isen på Leirbreen. Fargene fremstilles i intervaller, hvor rød farge presenterer alle dybder >86 meter og <99meter. A og B markerer er to definerte områder på breen.

Ved å se på dybdekartet ser man at breen har en tykk sentral sone med lite variasjon i istykkelsen. Imidlertid avtar tykkelsen raskt mot breens front og sider. Breen er tykkest (60-80 m) øst og sør for område B. Ved MB3 avtar tykkelsen. Ved bruk av dybdene som er modellert ved interpolasjon, ble gjennomsnittsdybden regnet ut for å kunne beregne volumet av nedre del av Leirbreen. Basert på statistikk fra interpoleringen ble det funnet ut at gjennomsnittsdybden til den nedre delen av Leirbreen er på 33,62 meter. Med kjent gjennomsnittsdybde, kan man ved hjelp av overflatearealet regne ut volumet av nedre del av breen for å svare på problemstilling D. Volumet for området avgrenset av interpolasjonen ble beregnet til 0,0877 km<sup>3</sup>.

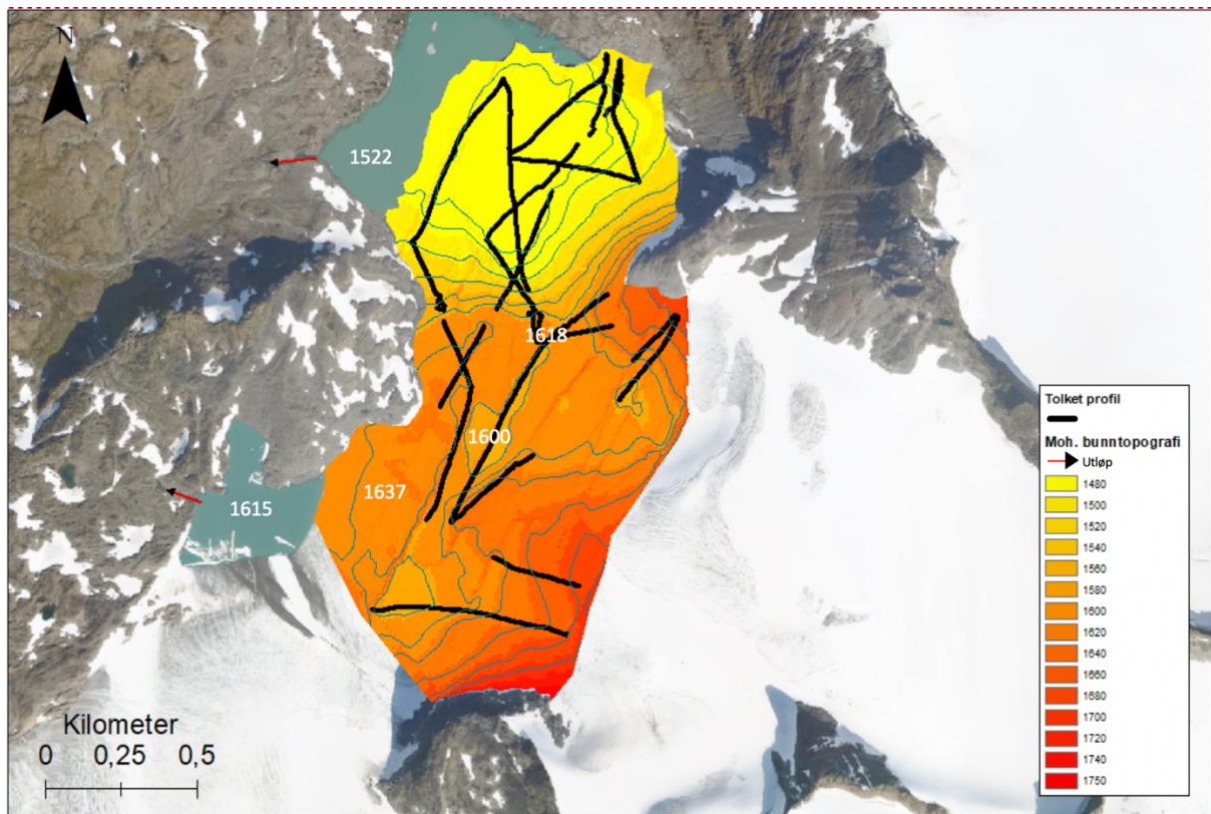
$$\text{Brevolum: } 2\,610\,400\text{ m}^2 * 33,62\text{ m} = 87\,761\,648\text{ m}^3 = 0,0877\text{ km}^3$$

### 5.5 Leirbreens overflate- og bunntopografi

Leirbreen klassifiseres som en dalbre. Den har ikke den typiske dalbre formen, da den har to brefronter som begge ender i proglasiale innsjøer på ulike høyder. Leirbreen har i tillegg tilknytning til Smørstabbreen. En modell over bunntopografien ble produsert for å svare på problemstilling E. Denne modellen ble produsert ved å bruke resultatene fra interpoleringen (se avsnitt 4.3.1), og viser at fjellet under breen består av terskler og traue. Terskler og traue er vanlig å observere i det glasielle landskap.

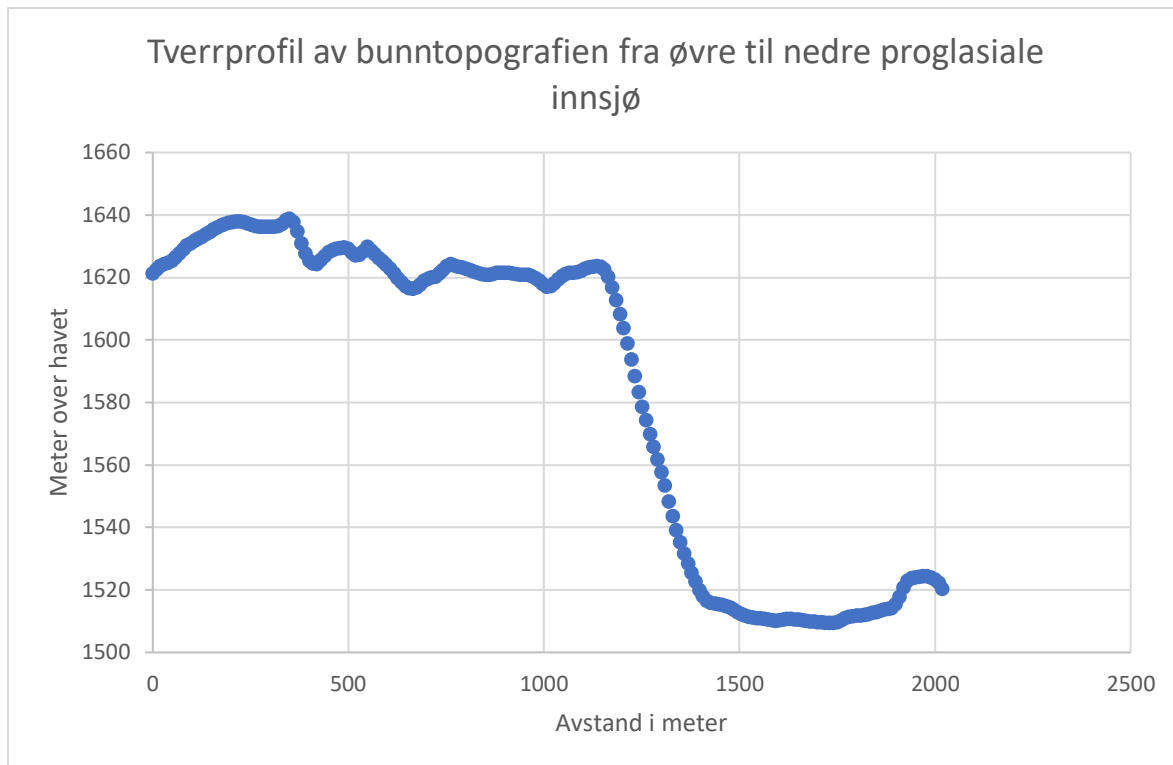
Det laveste punktet ligger i område A (se Figur 35) Dette punktet ligger på 1488 moh. Det høyeste punktet på bunntopografien ligger på 1754 moh. i område B. Overgangssonen mellom område A og B er interessant for vurderingen av en eksisterende terskel med tanke på geofaren jökulhlaup. «Haugen» ved denne potensielle terskelen ligger på 1638 moh. (Figur 36) mens det laveste punktet på terskelen er registrert til å være 1618 moh. Høydene lenger øst for den potensielle terskelen er usikre, siden ingen av georadarprofilene dekker dette området. For at jökulhlaup skal være en fare må terskelen ligge lavere enn innsjøen, som i dag ligger på 1615 moh.





Figur 36: Modellering av bunntopografien til nedre del av Liebreen med tilhørende tolkede georadarprofil. Denne modellen er modellert ut i fra breens overflatetopografi og det interpolerte dybdekartet. De røde pilene viser dagens utløp til de proglasiale innsjøene.

Siden terskelen muligens er lavere enn innsjøen, må undersøkelser i området mellom terskelen og innsjøen gjennomføres (se Figur 37). Ifølge interpoleringen, og ved å se på Figur 37, er det høyeste punktet i dette området på ca. 1637 moh. Dette er en differanse på 22 m, og vil dermed kunne demme opp innsjøen ved en fremtidig økning i areal. Det er ikke gjort noen georadarundersøkelser i dette området så resultatene baseres kun på interpolasjonen. Laveste punktet i dette området er målt til å være på 1600 moh., altså 15 m lavere enn innsjøen. Denne høyden anses som pålitelig da det er gått to radarprofiler her.



Figur 37: Tverrprofil av bunntopografien fra øvre til nedre proglasiale innsjø. Se oversiktskart på Figur 27 for å se hvor tverrprofilet er hentet fra. Kart over hvor profilet er hentet fra ses på Figur 27.

## 6. Diskusjon

Bestemmelse av massebalanse og hastighet, samt vurderinger omkring faren for jökulhlaup baseres på flere metoder. Under feltarbeid ble det tatt i bruk måleutstyr, og dataene har vært innom ulike dataprogrammer for å få fremstilt resultatene. De første målingene av massebalanse, hastighet og istykkelse er også gjennomført. Basert på disse målingene har kunnskapen økt om Leirbreens bevegelse og i hvilken grad den vil bli påvirket av klima. Resultatene har også vært grunnlag for om hvor vidt et jökulhlaup kan utgjøre en fare for Krossbu. Alle prosessene som er gjennomført har usikkerheter knyttet til seg, og må bli tatt i betraktning under konkluderingen av resultatene.

### 6.1 Estimat av Leirbreens massebalanse

Det ble utplassert massebalansestaker på Leirbreen for å etablere et langsiktig måleprogram for bestemmelse av Leirbreens massebalanse (problemstilling A). De første målingene av sommerablasjonsrater er målt og et estimat av massebalansen til Leirbreen er regnet ut (problemstilling B). Dette estimatet baseres på metodene: målinger av massebalansestaker (se avsnitt 4.1.2) og sammenligning av flyfoto (se avsnitt 5.1).

Plasseringen av stakene ble planlagt før felt, med fokus på å dekke hele ablasjonsområde av breen. Målingene ble gjort ved slutten av ablasjonssesongen i 2018 og utgjør 12.2% av den totale ablasjonssesongen. Denne perioden er preget av avsmelting, og det var derfor forventet at mektigheten på breen ville reduseres, noe den gjorde. Daglig avsmelting i perioden var 1,6 cm/dag, og ekstrapolert blir sommerablasjonsraten (avsmelting) 2,7 m/år. Disse resultatene er kun basert på en kort periode av den totale ablasjonssesongen, og er dermed preget av usikkerheter knyttet til dette.

Avsmeltingen var relativt lik på de tre massebalansestakene. MB1 hadde minst avsmelting (30 cm), og MB2 og MB3 hadde 1 cm mer avsmelting enn MB1. Stakene er lokalisert ved ulike høyder over havet. Det er fordi det forventes at avsmeltingen vil avta med høydemetrene basert på den vertikale temperaturgradienten. Derfor skulle det forventes at MB1 hadde størst avsmelting i perioden, noe som ikke er tilfellet, men den observerte forskjellen er så liten at den er innenfor usikkerheten med metoden (se under).



Det er flere usikkerheter omkring metodene som ble benyttet i felt. Målingene av stakene ble gjennomført med målebånd, og menneskelige feil kan her ha oppstått under gjennomføringen. Breoverflaten var utfordrende å definere nøyaktig, siden diameter på hullet var større enn diameteren til selve staken. Det kan ha bidratt til noen centimeter forskjell under målingene, og må derfor vurderes. Målingene er tatt innenfor en periode som representerer en liten del av ablasjonssesongen. Dette korte tidsintervallet påvirker resultatene i størst grad, da det trengs målinger over en lengere periode for å få et nøyaktig estimat på breens sommerablasjon.

På bakgrunn av få målinger av massebalansestakene, ble flyfoto studert i tillegg. Det fører til et bredere bilde av breens utvikling de siste årene. Brefronten til Leirbreen har trukket seg tilbake med ca. 190 meter de siste 13 årene. Studier gjennomført på nabobreen, Storbreen, viser at Storbreen har trukket seg tilbake ca. 1 km de siste 70 årene (Øksendal 2011). Funnene i disse studiene inkluderes videre i estimatet av Leirbrens massebalanse. Det at brefrontene trekker seg tilbake kan anses som en trend, selv om tilbaketrekningen i de fleste tilfeller ikke er synkronisert (se avsnitt 3.2.2). Tilbaketrekningen av brefronten til Leirbreen påvirkes i stor grad av at fronten munker i en proglacial innsjø. Det er fordi breen kalver og breen mister dermed umiddelbart en stor del av massen sin (Tsutaki, Sugiyama et al. 2013). Reaksjonstiden påvirkes imidlertid hovedsakelig av størrelse og hastighet (se avsnitt. 3.2.2).. Det betyr i teorien at Leirbreen vil ha en kortere reaksjonstid enn Storbreen siden den har et mindre volum. I tillegg representerer ofte fronten en forsinket reaksjon i forhold til klimaet, så tilbaketrekningene som observeres i dag kan være påvirket av tidligere klimaendringer (Se avsnitt 4.2.2).

Fremtidige klimaprogner kan imidlertid brukes for å gi et estimat av massebalansen (problemstilling C). I den forbindelse er det kjent at den globale temperaturen har økt med 0,85 grader celsius over de siste 130 årene, og er fortsatt økende (se 2.3). Dette er en kritisk endring for breene. Andreassens et.al (2008) sine modellberegninger på Storbreen presenterte at en økning på 1 °C i lufttemperatur, måtte kompenseres med 30% økning i vinternedbør (se 3.1) for at Storbreen skal opprettholde sine masser. Lignende tall kan forventes på Leirbreen. For å forstå omfanget av konsekvensene, kan det settes i sammenheng med prognosene fra Norsk klimaservicesenter. De antar at frem mot 2100 vil lufttemperaturen kunne øke med 4°C og det vil bli en økning på 15% i årsnedbør (se avsnitt 2.3). Trenden i prognosene er at endringene skjer mye raskere enn det som er observert tidligere (Miljøstatus 2015). Til sammenligning med hva som observeres på Leirbreen i dag, vil hastigheten på avsmeltingen

mest sannsynlig øke. Om disse prognosene er tilfellet, vil Leirbreen og Storbreen oppleve en negativ massebalanse de kommende årene.

## 6.2 Bestemmelser av Leirbreens hastighet

Fem trekantene ble plassert på tvers av breen og tre massebalansestaker på langs av breen. Det skapte et bredt område med referansepunkter for måling av hastigheten til Leirbreen. De er utplassert i området under likevektslinjen (~1800 moh.). Måling av stakene og trekantenes posisjon ble gjort med DGPS. Det ga et mål på hastigheten til breen i en 18 dagers tidsperiode i sommerhalvåret. Hastigheten varierer gjennom året (se avsnitt 3.2.3), og den målte hastigheten avhenger av istykkelsen, helning til breen, og usikkerhet knyttet til plasseringen av måleutstyret, DGPSen og materialet til trekantene og stakene (se avsnitt 6.2).

Basert på målingene av hastighetstrekantene og massebalansestakenes posisjon ble den årlige gjennomsnittshastigheten til nedre del av Leirbreen beregnet til 5,6 m/år. På 1500 moh. hadde Storbreen en hastighet på 11 m/år i 2006, dette er på omtrent samme høyde som hastighetstrekantene er utplassert på Leirbreen. Ved sammenligning av hastighetene var det forventet at Storbreen skulle ha en større hastighet på grunn av større volum og tykkere is (Andreassen and Oerlemans 2009) (se avsnitt 2.3). Siden dette var tilfellet vurderes resultatet som realistisk.

### Variasjon i breens hastighet i løpet av året

Leirbreen beveger seg både ved intern bevegelse og basal glidning. Bergartene under breen er motstandsdyktige, og det er derfor ingen deformasjon av subglasiale sedimenter (se avsnitt 2.2 og 3.2.3). Breer har større hastighet i sommerhalvåret enn vinterhalvåret grunnet økte mengder vann som breen glir på (se avsnitt 4.2.3). Siden målingene i denne oppgaven ble tatt i sommerhalvåret, vil den ekstrapolerte årlige hastigheten sannsynligvis fremstå som større enn den faktisk er. For å få et nøyaktig estimat av den årlige hastigheten krever dette flere målinger gjennom hele året.

### Hastighet knyttet til breens bunntopografi, istykkelse og helning

Hastigheten til breen varierer innad i breen på grunn av variasjoner i bunntopografi, istykkelse og helning. MB3 er nærmest likevektslinjen og kan forventes å ha høyest hastighet siden isgjennomstrømmingen er størst ved likevektslinja. Det skyldes at all akkumulert is må passere gjennom dette punktet. Hastigheten til MB3 er mindre enn hastigheten til trekantene som er plassert lenger ned på breen. Den er også lavere enn på breens bredeste hvor hastigheten var forventet å avta. Dette strider imot teorien om økt hastighet ved likevektslinjen. Årsaken til dette kan være ujevnheter i bunntopografien, eksempelvis en terskel eller langsgående ryggformasjon. På dybdekartet ser det ut til at det er to områder med tykk is som skilles på midten av et område med tynnere is (en ryggformasjon). MB3 ligger i dette området hvor isen er tynn og bunntopografien er høyere. Dette fører til at hastigheten avtar (se avsnitt 3.2.3). Trekanten (T3) som er plassert midt på breen hadde minst hastighet langs tverrsnittet som strekker seg fra T1 til T5. Vanligvis vil istykkelsen og hastigheten til en bre være størst her ved T3, og avtagende ut mot kantene (se avsnitt 3.2.3). Dette kan også forklares med ryggformasjonen, da T3 ligger plassert på denne. Ryggformasjonen vises også på stakenes og trekantenes bevegelsesretning. T3, T4, T5 og MB1 beveger seg mot den øvre proglasiale innsjøen, mens T1, T2, MB2 og MB1 beveger seg mot den nedre innsjøen (se Figur 25).

MB2 er plassert i området før terskelen, hvor isen komprimeres og forårsaker en lavere hastighet. I dette området er også breen på sitt smaleste. Hastigheten ville vanligvis vært større her enn i området trekantene er plassert, siden like stor mengde is må gjennom en trangere passasje. Dette er ikke tilfellet, da alle trekantene har større hastighet enn MB2. Dette forklares med at breen beveger seg i to retninger, slik at ikke all isen går gjennom denne trange passasjen. Trekantene er også plassert nærmere likevektslinja enn MB2 som betyr at det ble forventet en høyere hastighet på trekantene.

MB1 er plassert nærmest fronten hvor hastigheten er forventet å avta. Grafene på figur 26 viser overflatetopografi og helning plottet mot hverandre. Hastigheten er plottet inn på massebalansestakene, og det er lite variasjon i istykkelsen mens helningen varierer i stor grad. Basert på dette kan man se at helningen påvirker hastigheten i større grad enn istykkelsen. I tillegg til ryggformasjonen, helning og plassering i forhold til likevektslinja kan forklaringen på hastighetsforskjellene også ligge i usikkerhetene knyttet til måleutstyret.

### Usikkerhet knyttet til hastighetsmålingene

Feilkildene ved måling av Leirbreens hastighet kan være knyttet til DGPS og materialet til stakene og trekantenes egenskaper. I perioden hvor målingen ble tatt bevegede massebalansestakene og trekantene seg mellom 20 og 30 cm. DGPSen har en nøyaktighet på mindre enn 50 cm. Dette avhenger av nettdekningen i området. Da antennen var tilkoblet i felt på Leirbreen sto det at nøyaktigheten på Leirbreen var på 0,01 m, som vurderes som god. For å minimere feilmarginen ble det tatt 3-4 målinger ved hvert referansepunkt. Forskjellene i forflytning fra første dag i felt til andre dag i ble derfor mulig å skille når hastigheten skulle vurderes. Usikkerheten er derfor vurdert som liten i forhold til stakene og trekantenes bevegelse. Selv om usikkerhetene er liten vil den muligens kunne forklare  $\pm 1$  cm i usikkerhet.

En annen usikkerhet knyttet til målingen av breens hastighet er trekantenes og stakenes materiale egenskaper. Massebalansestakene og hastighetstrekantene er laget av stål, som leder varme godt. Ved massebalansestakene ble målingen tatt langs stangen. DGPS-punktene vil da kunne variere etter hvilken side av stangen man tar målingen fra. Under andre feltdag var isen rundt stakene smeltet og skapt en dam av vann (se figur 37). Dette gjorde det vanskelig å holde DGPSen presis, siden DGPSen må være i vater når målingene tas. Dette kan ha medført noen cm i usikkerhet. Under målingene av posisjonen til trekantene ble DGPSen plassert i samme hjørne hver gang for å forhindre forflytningsfeil (se Figur 18). Trekantene hadde smeltet på skrå ned i isen i løpet av denne perioden (se figur 38). Dette kan ha forårsaket noen cm forskjell i bevegelse av trekantene som ikke nødvendigvis skyldes breens bevegelse.



Figur 38: Viser hvordan isen har smeltet rundt massebalansestaken. Dette gjorde det vanskelig å gjøre DGPS målingene nøyaktig.



Figur 39: Bildet illustrerer hvordan hastighetstrekanten har smeltet inn i isen i en bestemt retning.

### 6.3 Feilkilder knyttet til vurderinger av istykkelse, isvolum og bunntopografimodell

Istykkelsen og isvolumet i den nedre delen av Leirbreen ble bestemt ved hjelp av georadarmålinger, tolkninger i Reflex2DQuick og prosessering i GIS. På bakgrunn av disse målingene ble også bunntopografien kartlagt.

Istykkelsen til Leirbreen var ukjent og det ble dermed brukt 50 MHz antenne for å få større penetrasjonsdyp enn ved bruk av 100 MHz antenne (se avsnitt 4.1.4). Denne penetrasjonsdybden var fortsatt ikke stor nok og signalene nådde ikke fjellet i alle profilene. Hastigheten på de elektromagnetiske bølgene ble satt til 0,167 m/ns, som er hastigheten til is (se avsnitt 3.5.2). Hastigheten påvirkes av temperaturen og vanninnholdet til isen. Leirbreen er en temperert bre med høyt vanninnhold, som fører til at hastighetene kan ha vært lavere (Tabell 1). Under første feltdag ble det observert betydelig mer smeltevann enn ved andre feltdag. Disse forskjellene vurderes som små, og har nok ikke påvirket målingene i stor grad.

Norgeskart og Norge i bilder ble brukt for å planlegge hvor profilene med georadar skulle bli gått. Det var utfordrende å følge de planlagte rutene grunnet store sprekker og smeltevannskanaler på breoverflaten. Profilene måtte i tillegg tilpasses til utleggelsen av hastighetstrekantene og massebalansestakene, og ble dermed bestemt fortløpende i felt.

Dette førte til at det ideelle mønsteret for georadarprofilene ikke ble gått, men dekningen av breen ble god til tross for dette. Sprekkene ble markert med en digital markør på profilene og er tatt med i betraktning under prosesseringene. Siden sprekkene gjorde det vanskelig å gå med jevn hastighet og i rette linjer ble profilet med manglende GPS utelatt i interpoleringen. Dette profilet krysset fire andre profiler og kunne bidratt til en mer nøyaktig modell av bunntopografien. De andre profilene er tolket med høy sikkerhet og det kan dermed antas at det ikke ville ført til noen vesentlig endring i modellen.

#### Tolking/prosessering:

Bunnreflektoren må tolkes på georadarprofilene for å kunne fremstille dybdekart over nedre del av Leirbreen. I 22 av profilene var bunnreflektoren tydelig, og ble tolket med høy sikkerhet. De resterende åtte profilene var vanskelig å tolke på grunn av støyproduserende faktorer, migrasjon, demping av signal, helning og tykkelse på isen (se appendix).

Forskjellen i relativ permittivitet i lagene er det som avgjør om refleksjonene er sterke eller svake. Leirbreen er en temperert bre med et vannlag i bunnen. Forskjellen i permittivitet fra vann, til is og fjell er stor, så dette vannlaget skapte kraftige refleksjoner og gjorde bunnreflektoren tydelig i profilene.

Sprekker, smeltevannskanaler, vann, sedimenter og metallgjenstander, som stegjern og isøks, er alle støyproduserende faktorer som påvirker de elektromagnetiske bølgene og gjorde det utfordrende å tolke enkelte profiler i Reflex2DQuick. Refleksjonene fra disse kildene er vanskelig å skille fra hverandre da de ser like ut på profilet, men profil som blant 120 og 146 viste refleksjoner som kunne tolkes til smeltevannskanaler og sedimenter. Tolkning av bunnreflektoren var utfordrende i noen av profilene på grunn av støy. Forstyrrelser i signalene kan også ha kommet av at georadaren skled på breoverflaten. Dette ble løst med at en av oss holdt et tau festet i enden av georadaren.

Viktigere årsaker til at bunnreflektoren ikke kunne tolkes var bratt helning på bunntopografien og tykk is i området hvor profilene ble gått (se 0). Det fører til stor demping av signalene når det er mye vann i isen og mange sprekker på overflaten. I profilene fra de sørlige delene av det målte området på Leirbreen var det ingen tydelig bunnreflektor. I dette området heller breen kraftig og isen er mest sannsynlig tykkest her og interpoleringskartet over mektigheten til breen).



Siden breen er omringet av fjell er det stor helning på bunntopografien, noe som skapte problemer under tolkningen av georadarprofilene. Det kan ha ført til at refleksjonene fra hellende bunntopografi viste en grunnere dybde enn i realiteten (se avsnitt 0). Profilene måtte derfor migreres. Det var ikke alltid migrasjonen gjorde tolkningen lettere og det er derfor to georadarprofiler (120 og 144 på Figur 20) i datasettet som ikke er migrert. På de resterende profilene fungerte migrasjonen godt og bunnreflektoren ble tolket med større sikkerhet.

### Interpolering

Interpolasjonen i ArcMap avhenger av tolkningene av bunnreflektoren på profilene. Den målte isdybden var på det meste 96 meter, men det var forventet at dybden skulle være mindre med tanke på Leirbreens størrelse. Dette er ikke nødvendigvis Leirbreens tykkeste punkt, siden det kan finnes seg i øvre del av breen. Ved å studere breen i nærheten av Leirbreen ligger breenes maksimale dybde på mellom 100 m og 300 m (Andreassen, Huss et al. 2015).

Det ble forventet størst istykkelse på midten av breen, og avtagende mot sidene og fronten. Basert på resultatene av interpoleringen var dette tilfellet, også i områdene med få eller ingen målinger. For å minimere usikkerhet knyttet til dybdene, ble dybden til alle kryssende profiler sammenlignet. Det er sammenlignet 11 kryssningspunkter og den største registrerte forskjellen var på syv meter. Avvik på 10 m er akseptabelt og resultatene anses derfor som troverdige (se avsnitt 5.3). I tillegg er profilstart ofte på forrige profilslutt, noe som bidrar til flere sammenligningspunkter.

Det var kun tolkede profiler som kunne brukes i interpoleringen. Dette førte til at viktige profiler ikke ble inkludert. I områdene hvor mange profiler er gått og tolket er interpoleringen god, mens den er mer usikker hvor færre eller ingen profiler er gått. Dette fordi modellen baserer seg på registrerte dybder. Interpoleringen fremstiller også dybdene med oppløsning på 5\*5 m. På breoverflaten kan høyden variere i stor grad innen 5 m, og det er derfor naturlig å forvente at dette er tilfellet under breen. Sett i sammenheng med størrelsen på breen, utgjør 5 m en liten andel og dybdene vurderes derfor som nøyaktige nok.

Basert på interpolasjonen av breens dybde ble volumet til nedre del av leirbreen regnet ut. Volumet bidrar til et større datagrunnlag med tanke på tilpasningen av modellene som brukes til å beregne brevolum på land. Volumet av Leirbreen ble beregnet til  $0,0877\text{km}^3$ , noe som var mye større enn forventet ettersom forventningene til dybden var mindre. Dette volumet er et grovt estimat og er basert på de modellerte dybdene, de faktisk målte dybdene, nullpunktene og cellestørrelsen til dybdekartet. Resultatet er dermed påvirket av alle feilkilden som knyttes opp til disse faktorene. Selv om dette er et grovt estimat vurderes det som troverdig og kan brukes til vurderingen av hvor mye vann som er lagret på land. Sett i forbindelse med havnivåstigning, er disse målingene mer nøyaktige enn modeller som baserer volumestimat på areal og antagelser om dybder.

### Modell av bunntopografi

Modellen av bunntopografien er basert på interpolasjonen og overflatetopografien til Leirbreen. Resultatene fra bunntopografien fremstilles i meter over havet, og viser at bunntopografien følger overflatetopografien til en viss grad. Bunntopografien avslørte flere traue og terskler enn det først var antatt å finne i området. Dette er viktig for vurderingen omkring et eventuelt jökulhlaup. Siden modellen over bunntopografien baseres på dybdekartet og overflatetopografien (se avsnitt 0), er den også påvirket av usikkerhetene knyttet til tolkningen av bunnreflektoren og interpoleringen. Resultatet kommer også an på hvor nøye målingene av overflatetopografien er. Overflatetopografien er hentet fra 2017 (GeoNorge 2017) og målingene i denne oppgaven er gjennomført i 2018. Det finnes ikke noe data på hvor mye overflaten har endret seg i løpet av denne perioden og det er dermed usikkert hvor stor påvirkning dette har hatt på sluttresultatet. Det blir imidlertid antatt at endringene i overflatetopografien var små og ikke forårsaket noen stor usikkerhet i modellen.

### 6.4 Muligheten for jökulhlaup ved Leirbreen

Kartlegging av bunntopografien ble gjort for å vurdere faren for jökulhlaup. En vurdering av dette er viktig med tanke på konsekvensene dette eventuelt kan ha for turisthytten Krossbu og folk som ferdes i området. På nåværende tidspunkt er ikke et jökulhlaup reelt da isen er tykk og stabil. Begge de proglasiale innsjøene har eksisterende utløp og det er ingen demning som kan bryte. Men isen i Leirbreen smelter og det må dermed vurderes ulike scenarioer for faren for jökulhlaup i fremtiden.

Den vestlige (øvre) innsjøen har i dag et utløp i vest med stabil vannføring. Dette betyr at innsjøen ikke vil bli høyere enn det den er i dag, men kan øke i volum etter hvert som isen smelter. For at det skal være en reell fare for jökulhlaup krever dette at det ikke finnes noen terskler i området som demmer opp innsjøen. Da vil ikke vannet ha mulighet til å drenere via den nedre innsjøen og ned til Krossbu. Den største mistanken rundt en terskel er området ved haugen (se Figur 34). Potensielt kan denne haugen altså være starten på en avgjørende terskel. Det er ikke gjennomført noen målinger lengst øst på denne terskelen grunnet store sprekkesett. Dette medfører at vi ikke vet hvor det laveste punktet ligger eller høyden på dette, men det er en mulighet for at det ligger lengst øst på terskelen. Vi har flere målinger på midten av terskelen (se profil 123, profil 153, profil 134 i appendix), og kan med høy sikkerhet angi høyden på terskelen der. Modellen av bunntopografien viser at det laveste punktet på midten av terskelen ligger 3 m høyere enn innsjøen, dette betyr at innsjøen vil bli demmet opp og at et jökulhlaup ikke vil forekomme. Sannsynligvis vil den potensielle terskelen ha en U-form, som fører til at vi kan forvente en jevn stigning fra bunnen av terskelen opp mot fjellsiden i øst.

Skulle det vise seg at østre del av terskelen er lavere enn innsjøen er området mellom terskelen og innsjøen interessant. I området nærme innsjøen er det ikke gjennomført mange målinger (profil 144 og 146), men modellen av bunntopografien (se figur 35) og tverrprofilet (se figur 36) av bunntopografien viser at det høyeste punktet her ligger 22 m høyere enn det innsjøen gjør i dag. Vannet vil dermed ikke ta denne veien. Få målinger i området skaper store usikkerheter knyttet til høydene og denne terskelens eksistens.

Dersom det ikke eksisterer noen terskler i området er det to scenarier som er aktuelle for Leirbreen. Begge er subglasiale mekanismer hvor vannet drenerer under isen (se avsnitt 3.3). Leirbreen vil kunne trekke seg tilbake pga. økt avsmelting. De proglasiale innsjøene har allerede økt i volum og vil fortsette å øke. Trykket til vannmassene mot den minkende isen vil dermed bli større, og kan ende med at vannmassene får en plutselig drenering subglasialt. Dette ved enten flere subglasiale kanaler som kollapser eller ved at vannmassene løfter isen og får plass til å drenere under. En vesentlig faktor under vurderingene av de ulike scenarioene, er at innsjøen allerede har et eksisterende utløp i vest. Vannføringen i dette utløpet vil potensielt bli større før vannmengdene finner en ny retning. Denne faktoren kan føre til at vannmassene ikke får bygget opp et stort nok trykk til at et jökulhlaup dannes.

Et eventuelt jökulhlaup vil sannsynligvis nå ned til Krossbu, men avhenger i stor grad av mengden vann som plutselig dreneres. Ved å se på eksempelet fra sørpeskredet i 2013, får man en bekreftelse på hvor skredmassene hadde sitt utløp. Det er derfor sannsynlig at et eventuelt jökulhlaup vil ta samme retning og ha mye større rekkevidde. Dette fordi vannmassene vil transporteres lengre enn skredmassene.

### 6.5 Anbefalinger til fremtidige studier ved Leirbreen

Undersøkelsene som nå er gjennomført på Leirbreen har gitt spennende resultater og videre forskning av breen er ønskelig siden det kun er gjennomført målinger i nedre del av breen. Flere målinger vil gi et større grunnlag til vurderingen av Leirbreens hastighet, massebalanse og volum, og faren for jökulhlaup. Videre undersøkelser kan bygge videre på metodene som er benyttet i denne oppgaven og resultatene vi har kommet frem til.

Resultatene fra volumvurderingen inkluderer bare den nedre delen av Leirbreen. For å bidra til et økt datagrunnlag i de volumestimatmodeller som eksisterer i dag, vil undersøkelser av hele Leirbreen ha stor nytteverdi. Dette vil kreve flere georadarundersøkelser på breen, og vil gi resultater som er relevante for klimaprogner.

Hastighetstrekantene og massebalansestakene er en del av et langsiktig måleprogram og vil bli stående med den intensjon om at det skal utføres flere målinger i årene fremover. Det vil bli interessant å finne ut hvor mye, og hvor raskt, breen smelter de kommende årene.

Flere georadarmålinger i nedre del av Leirbreen vil bidra til en sikrere vurdering omkring faren for et jökulhlaup. Da spesielt med fokus på når, hvordan og om det vil oppstå. Spesielt undersøkelser i området mellom «haugen» og den øvre innsjøen er av stor interesse, siden det er oppdaget en mulig terskel her. Denne terskelen kan avverge faren, og er derfor viktig å kartlegge godt. Det kan også gjennomføres georadarundersøkelser av innsjøen når den er dekket av is på vinterstid. Et volumestimat av den øvre innsjøen vil gi informasjon om hvor store vannmasser som eventuelt vil dreneres.

## 7. Konklusjon

Formålet med oppgaven var å etablere et langsiktig måleprogram for glasiologiske undersøkelser på Leirbreen. I tillegg til å kartlegge bunntopografien, for vurdering av geofaren jökulhlaup.

For å planlegge og etablere et langsiktig måleprogram ble det plassert ut fem hastighetstrekanten og tre massebalansestaker på Leirbreen den 14.08.2019 (problemstilling A). Disse skal fungere som referansepunkter for kontinuerlige målinger av Leirbrens ishastighet og massebalanse i fremtiden.

De utplasserte stakene og trekantene ble målt med DGPS og hastigheten til Leirbreen er bestemt (problemstilling B). Målingene er tatt innenfor en 18 dagers periode, og hastigheten til nedre del av Leirbreen ble målt til 3,5 cm/dag. Den ekstrapolerte verdien for et helt år er da på ca. 5,6 m/året. Denne hastigheten vurderes som realistisk etter sammenligning med Storbreen.

I samme periode som hastigheten ble målt, ble de første innsamlinger av sommerablasjonsratene gjennomført (problemstilling C). Perioden utgjorde 12,2% av den totale ablasjonssesongen. Stakene hadde en avsmelting på ca. 30 cm, og basert på disse målingene er sommerablasjonsraten ekstrapolert til å være 2,7 m/år. På bakgrunn av målingene, sammenligning av flyfoto og fremtidens klimaprognoser estimeres Leirbrens massebalanse til å være negativ.

Istykkelsen til nedre del av Leirbreen ble bestemt ved georadarmålinger og prosessering i Reflex2DQuick (problemstilling D). Største registrerte istykkelse er på 96 m. Denne istykkelsen representerer nedre del av Leirbreen, og det kan ikke utelukkes at istykkelsen er større i de øvre deler av breen. De målte istykkelsene ble interpolert i ArcMap for å fremstille et dybdekart. Basert på dybdekartet ble volumet til nedre del av Leirbreen grovt estimert til å være ca. 0,0877 km<sup>3</sup>. Dette er noe usikkert fordi dybdekartet er basert på få georadarprofil og det er store områder i nedre del av breen som ikke er dekket.

Dybdekartet er basert på få georadarprofil og det er store områder i nedre del av breen som ikke dekkes. Basert på dybdekartet ble volumet til nedre del av Leirbreen grovt estimert til å være ca. 0,0877 km<sup>3</sup>.

Kartleggingen av bunntopografien til nedre del av leirbreen ble basert på dybdekartet og overlatetopografien til breen (problemstilling E). Dette ble gjort for å se etter terskler i bunntopografien. Det ble funnet to eventuelle terskler som kan forhindre et jökulhlaup, og etter vurderingene fra modellen av bunntopografien vurderes sannsynligheten for et jökulhlaup som liten.

Leirbreen er en spennende og kompleks bre. Gjennom arbeidet med denne oppgaven er de første målingene av isfastheten utført og istykkelsen i nedre del av breen er bestemt. Massebalansen er estimert, og volumet av nedre del er funnet. Bunntopografien er modellert og vurderingen av geofaren jökulhlaup er vurdert. Det anbefales videre undersøkelser på breen for å gjøre en helhetlig vurdering av breens glasiologi og belyse funnene knyttet til jökulhlaup i denne oppgaven. Flere målinger må tas av de eventuelle tersklene som kan forhindre jökulhlaup og øvre delen av breen bør undersøkes.



## 8. Kildeliste

- Andreassen, L. M., et al. (2015) Ice thickness measurements and volume estimates for glaciers in Norway.
- Andreassen, L. M. and J. Oerlemans (2009) Modeling long-term summer and winter balances and the climate sensitivity of Storbreen, Norway.
- Bardossy, A. (2018) Glacier recession and glacial lake outburst flood studies in Zanskar basin, Himalaya.
- Benestad, R. and J. Mamen (2019) Drivhuseffekten. Meteorologisk institutt
- Benn, D. I. and D. J. A. Evans (2010). Glaciers & Glaciation.
- Bennett, M. R. and N. F. Glasser (1997). Glacial Geology. John Wiley & Sons Ltd, Baffins Lane, Chichester, West Sussex PO19 1UD, England, John Wiley & Sons.
- Breien, H., et al. (2008) Erosion and morphology of a debris flow caused by a glacial lake outburst flood, Western Norway. 9
- Bremuseum, N. (2005) Jökulhlaup frå Flatbreen.
- Chorley, R. G. B. a. R. J. (1994). "Atmosphere, weather and climate." **Sixth**: 394.
- Church, J. A. and P. U. Clark (2013). Sea Level Change. Climate Change. A. Cazenave, J. M. Gregory, S. Jevrejava et al. Cambridge University Press, s. 1137 – 1216., The Physical Science Basis.
- Cutnell, J. D. and K. W. Johnson (2015). Introduction to physics, John Wiley & sons, Inc.
- GeoNorge (2017). "DTM 10 Terrengmodell (UTM33)." from <https://kartkatalog.geonorge.no/metadata/kartverket/dtm-10-terrengmodell-utm33/dddbb667-1303-4ac5-8640-7ec04c0e3918>.
- Hubbard, B. and N. Glasser (2000). Field techniques in glaciology and glacial geomorphology.
- institutt, M. (2017) Vertikal temperaturgradient.
- Irvine-Fynn, T. D. L., et al. (2005) Seasonal changes in ground-penetrating radar signature observed at a poly thermal glacier, Bylot Island, Canada. Earth Surface Process and Landforms
- Karl, T. R. and K. E. Trenberth (2000) The Human Impact on Climate. 5
- Kjøllmoen, B. (2006). Glaciological investigations in Norway. L. M. Andreassen, H. Elvehøy, M. Jackson et al. Norwegian Water Resources and Energy Directorate, Middelthunsgate

29, Post office box 5091 Majorstua, N-0301 OSLO, Norges vassdrags- og energidirektorat: 99.

Kjøllmoen, B., et al. (2017). Glaciological investigations in Norway 2017. Norwegian water resources and energy directorate (NVE), Middelthunsgate 29  
P.O. box 5091 Majorstua 0301 OSLO, Norway, Norges vassdrags- og energidirektorat.

Mauring, E., et al. (1995). Målinger med georadar. Teori, anvendelse, teknikker og eksempler på opptak.

Miljøstatus (2015). Klima i endring.

<https://www.miljodirektoratet.no/globalassets/publikasjoner/M97/M97.pdf>. B. CICERO, Norsk polarinstitutt. Miljødirektoratet.no, Miljødirektoratet.

Milsom, J. and A. Eriksen (2011). Field Geophysics. Library of Congress Cataloging-in-publication Data, Wiley-Blackwell.

Mussett, A. E. and M. A. Khan (2009). Looking into the earth - An introduction to Geological Geophysics. Cambridge university press, 32 Avenue of the Americas, New York, NY 10013-2473, USA, Cambridge university press.

Mygind, J. (2012). Elektromagnetiske bølger. [denstoredanske.dk](http://denstoredanske.dk), Gyldendal.

Neal, A. (2004) Ground penetrating radar and its use in sedimentology: Principles, Problems and progress.

Nesje, A. (2012). Brelære. Gimlemoen 19, Kristiansand, Høyskoleforlaget AS - Norwegian Academy Press.

NOAA, N. O. A. A. (2019). CO2 i Atmosfæren. Energi og Klima, v/Norsk klimastiftelse, Odd Frantzens plass 5, 5008 Bergen, Energi og Klima.

NVE (2018). "Bre." from <https://www.nve.no/hydrologi/bre/>.

Nyøygard, K. (2013). "Kjempekred fra innunder Leirbreen mot Krossbu." from <http://fjellforer.blogspot.com/2013/05/kjempekred-fra-leirbreen-19mai-2013.html>.

Reynolds, J. M. (2011). An Introduction to Applied and Environmental Geophysics, Wiley-Blackwell.

Ruddiman, W. F. (2014). Earth's climate - past and future. Madison Avenue, New York, W.H. Freeman and Company.

Sandmeier (2017) introduction to the processing of GPR-radar within REFLEXW.

Sjöfartsverket, S. (2016). "DGPS - Differential Global Positioning System." from <http://www.sjofartsverket.se/en/Maritime-services/Fairways/DGPS--Differential-Global-Positioning-System/>.

Skeie, R. B. and R. B. SKEIE (2018) Drivhuseffekten - for viderekommende.

Topcon (2016) HIPER V, versatile function.

Tsutaki, S., et al. (2013) Acceleration and flotation of a glacier terminus during formation of a proglacial lake in Rhonegletscher, Switzerland.

Yde, J. C., et al. (2014) Volume measurements of Mittivakkat Gletscher, southeast Greenland. 9

Øksendal, T. (2011). En analyse av massebalanse målinger på Storbreen, Jotunheimen. Institutt for Geofag, Universitetet i Oslo. **Master**.

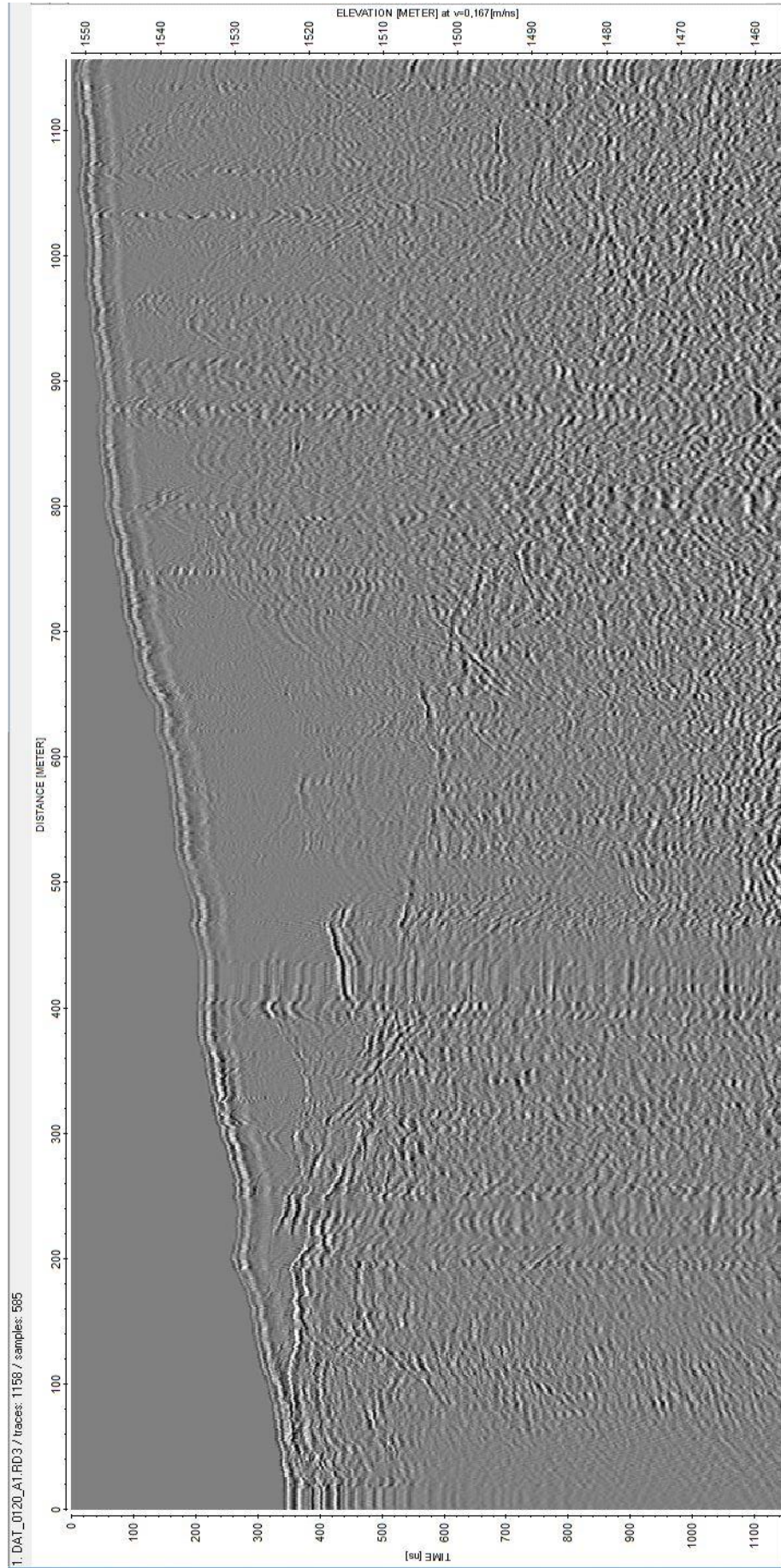
## 9. Appendix

Rådata kan sendes ved interesse, det er bare å ta kontakt.

*Tabell 3: Oversikt over profilinnstillinger i Reflex2Dquick. På samtlige av profilene ble static correlation satt til first arrival, start time 0. Det samme med subtrack-mean, hvor timewindow ble satt til 30. Overflatetopografien er lagt til på profilene for visulisering.*

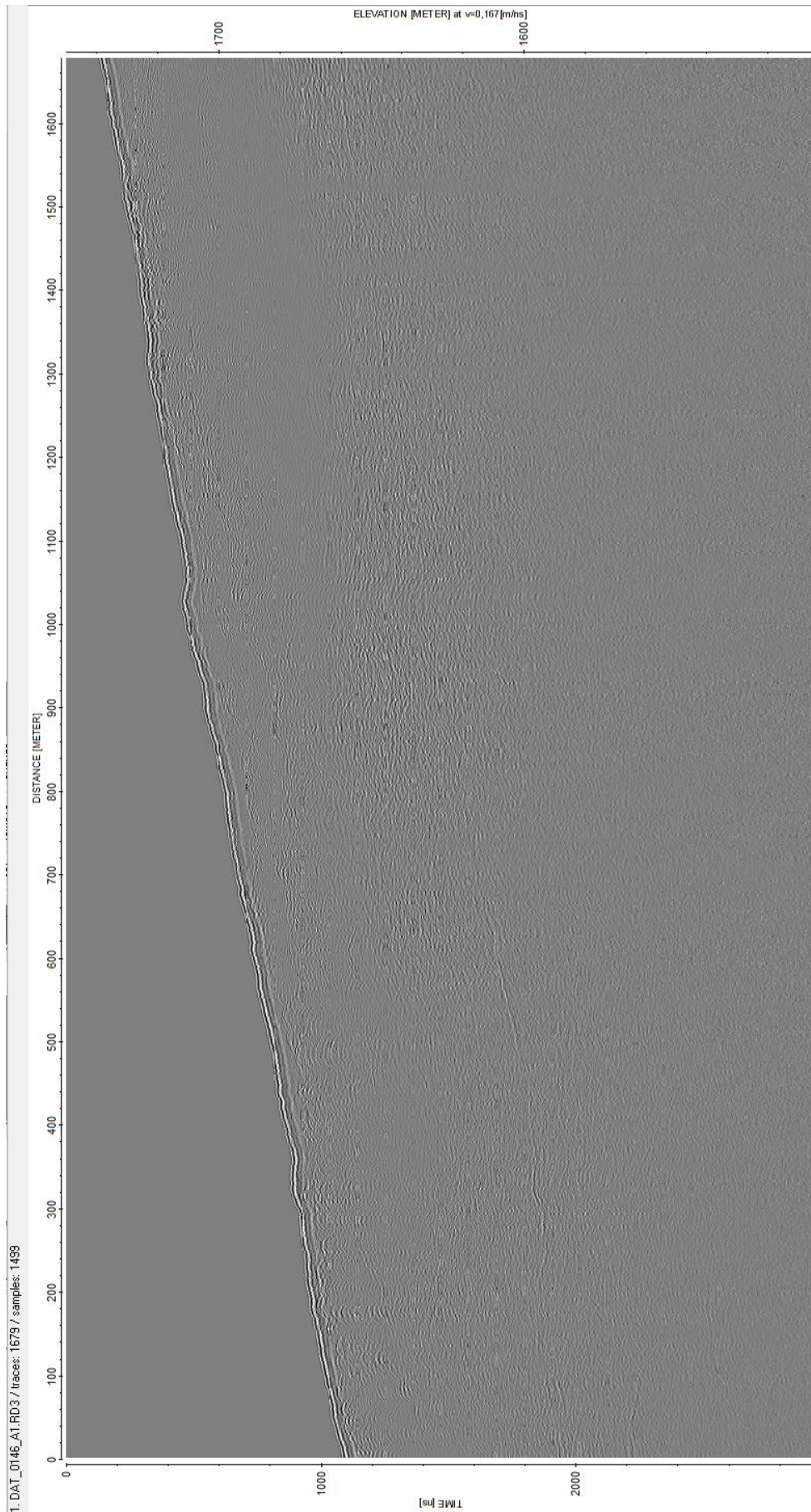
<b>Dato</b>	<b>Profil nr.</b>	<b>Gain</b>	<b>F-K Migration (stolt)</b>
<b>14.08.18</b>	120	0,3 – 0,2	OFF
<b>14.08.18</b>	123	0,2 – 0,1	ON
<b>14.08.18</b>	134	0,5 – 0,01	ON
<b>01.09.18</b>	144	0,2 – 0,1	ON
<b>01.09.18</b>	146	0,7 – 0,01	OFF
<b>01.09.18</b>	153	0,6 – 0,01	ON

# Profil 120



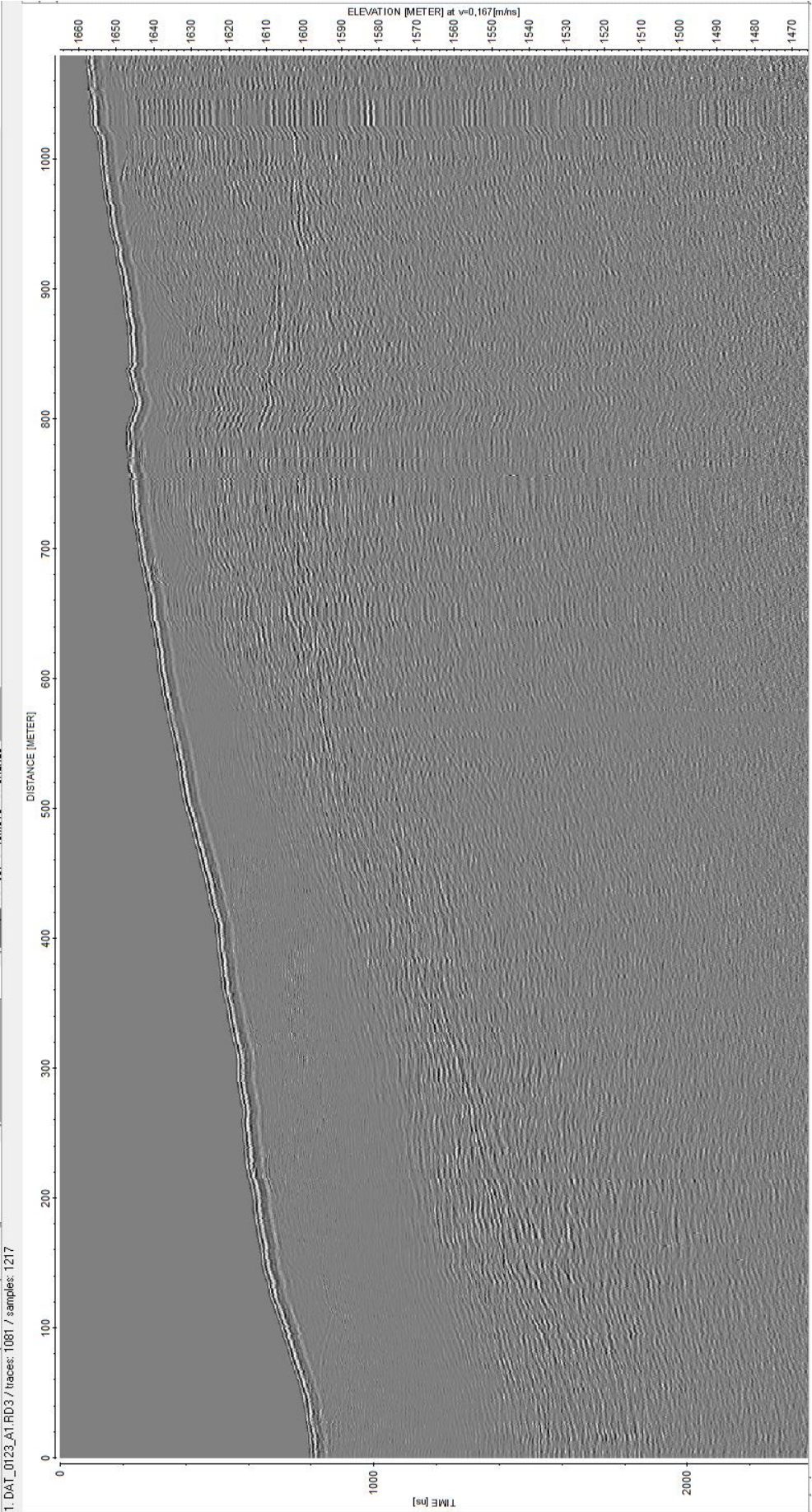


# Profil 146



I:\DAT\_0146\_A1\FD3 / traces: 1679 / samples: 1489

Profil 123

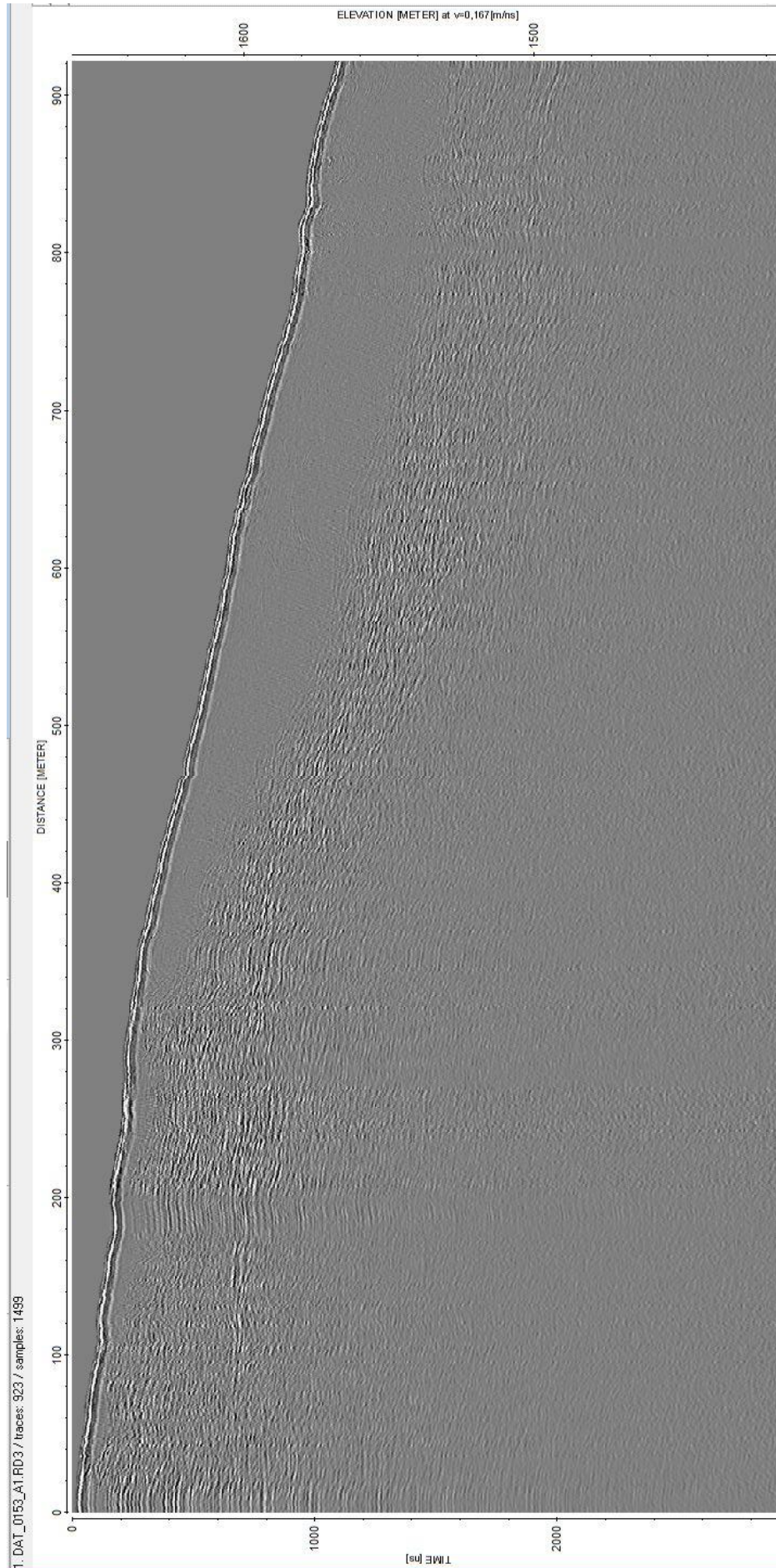




# Profil 134



# Profil 153





# Profil 144

