



Høgskulen  
på Vestlandet

# BACHELOROPPGAVE

## Geofysisk skredkartlegging i Vik Geophysical mapping of landslide deposits in Vik

214, Larissa Elisabeth Darvell  
201, Gunnvor Margrethe Skjørestad

Geologi og geofare  
Avdeling for ingeniør- og naturfag  
Veileder: Mette Kusk Gillespie  
28.05.2018

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.

# Geofysisk kartlegging av skred i Vik

Bacheloroppgave ved HVL skrevet av  
Larissa Darvell og Gunnvor Margrethe Skjørestad

Veileder: Mette Kusk Gillespie



## Forord

Vi vil med dette takke vår fantastiske veileder Mette Kusk Gillespie for gode råd, inspirasjon og tålmodighet under arbeidet med denne oppgaven. Takk til Simon de Villiers for god forklaring av fysikken som blir brukt i OhmMapperen. Vi vil også takke Stein Bondevik for gode innspill til tolkningsarbeidet. Takk til Helge Henriksen som drev korrekturlesing i siste liten. En stor takk rettes til Camilla Zinsli og arkeologene ved Universitetsmuseet i Bergen for tillatelse til å dokumentere gravegropene og for utveksling av informasjon. Dette har betydd mye for oppgaven vår. Sist, men ikke minst vil vi takke alle grunneierne i Vik for nyttig informasjon og tillatelse til å gjøre målinger på eiendommene deres.

Sogndal 28.05.2018

Larissa Darvell og Gunnvor Margrethe Skjørestad

GE491

Kandidatnr. 214 og 201

28.05.2018

# Innholdsfortegnelse

Forord	3
Sammendrag	6
Abstract	7
1. Innledning	8
1.1 Problemstilling og målsettinger	9
2. Feltlokalitet	10
2.1 Geologi	11
2.1.1 Berggrunnen	11
2.1.2 Kvartærgeologi	13
2.2 Tidligere arbeid	14
3. Teori	18
3.1 Geofysiske målemetoder	18
3.1.1 Georadar	19
3.1.1.1 Elektromagnetiske bølger	21
3.1.1.2 Dannelse av signal	22
3.1.1.3 Bestemmelse av hastighet	25
3.1.1.4 Dybde til reflektorer	26
3.1.1.5 Demping av signal	26
3.1.1.6 Penetrasjonsdybde	27
3.1.1.7 Vertikal oppløsning	28
3.1.1.8 Tolkningsteori	30
3.1.2 Geoelektrisk metode	36
3.1.2.1 Strøm og elektrisitet	36
3.1.2.2 OhmMapper	40
3.1.2.3 Inversjon av pseudoseksjoner	43
3.2 Skred	44
3.2.1 Skred i fast fjell	45
3.2.2 Skred i løsmasser	46
3.3 Løsmasser i glisiale daler	46
3.4 Geofysiske undersøkelser av skred	47
4. Metode	48
4.1 Planlegging	48
4.2 Feltarbeid	49
GE491	
Kandidatnr. 214 og 201	
28.05.2018	4

4.2.1 Datainnsamling med georadar	49
4.2.2 Datainnsamling med OhmMapper	54
4.2.3 Dokumentering av gravegroper	58
4.3 Prosessering	58
4.3.1 Prosessering av radarprofil	58
4.3.1.1 Subtract mean (dewow)	60
4.3.1.2 Remove zero trace	60
4.3.1.3 Time zero correction	60
4.3.1.4 Bandpassbutterworth	61
4.3.1.5 Gain	61
4.3.1.6 Time cut	62
4.3.1.7 Make equidistance traces	62
4.3.1.8 Flip x-axis	62
4.3.1.9 Topographic correction	62
4.3.1.10 Interactive velocity adaptation	63
4.3.2 Prosessering av OhmMapper-profiler	63
4.3.2.1 Redigering av profiler i MagMap 2000	63
4.3.2.2 Prosessering i Res2DInv	64
5. Resultat og tolkning	66
5.1 Område Seim	68
5.1.1 Profilstrekning S1	68
5.1.1.2 Presentasjon av S1 målt med georadar	1
5.1.2 Profilstrekning S4	0
5.1.2.2 Presentasjon av S4 målt med georadar	1
5.1.3 Samlet tolkning Seim	0
5.2 Område Tenål	2
5.2.1 Profilstrekning T4	2
5.2.1.1 Radarprofil T4a og gravgrop A6	0
5.2.1.2 Radarprofil T4b og gravegrop A2	3
5.2.1.3 Radarprofil T2a og gravegrop B3	5
5.2.2 Profilstrekning T11	7
5.2.3 Samlet tolkning Tenål	2
6. Diskusjon	4
6.1 Usikkerheter	5
6.1.1 Usikkerheter ved innsamling av data	5

GE491

Kandidatnr. 214 og 201

28.05.2018

5

6.1.2 Usikkerheter ved prosessering	8
6.1.3 Usikkerheter ved tolkning	9
6.2 Vurdering av metode	10
6.3 Forslag til forbedring	13
7. Konklusjon	14
8. Referanser	15
9. Vedlegg	19

## Sammendrag

Formålet med denne oppgaven er å kartlegge skredmasser ved bruk av georadar og OhmMapper, samt vurdere nytten av metodene i modern skredkartlegging. Det har tidligere blitt gjort et fåtall undersøkelser der geofysiske metoder har blitt brukt i kartlegging av skred. Dette er derfor et fagområde hvor det er mangel på kunnskap. Feltlokalitetene ligger i den østlige delen av Vik, hvor tidligere undersøkelser har kartlagt skred ved bruk av tradisjonelle metoder. Her ble det under høsten 2017 samlet inn 55 georadarprofil langs 27 unike strekninger, 2 OhmMapper-profiler og sedimentære logger fra 8 gravegroper.

Resultatene fra radarprofiler og gravegroper i Tenål danner et komplisert mønstre. Basert på innsamlede data og tidligere undersøkelser er det funnet at Tenålviften er oppbygd av skiftende elveløp, skred og flomhendelser. Refleksjoner fra skred- og elveavsetninger har vært vanskelige å skille i radarprofiler, men ved korrelering med funnene fra gravegropene har det vært mulig å kartlegge utbredelsen av det store flomskredet som rammet Tenål i 1897. Det er også funnet bevis for 3 markerte skredhendelser på Tenålviften under de siste 2200 årene. Samtolkning mellom radar- og resistivitetsprofil har ikke påvist skred, men det har bidratt til en mer detaljert beskrivelse av generell geologi i Seim. Tolkningen plasserer

grunnfjellet på økende dyp i retning mot dalbunnen, dekket av morene og over dette et lag med mer finkornete marine avsetninger.

Anvendeligheten av georadar i kartlegging av skred blir vurdert til å ha stor potensiale når den brukes i kombinasjon med gravinger. For georadar kombinert med OhmMapper er det ikke mulig å vurdere anvendeligheten i skredkartlegging basert på funnene i denne oppgaven, men metodene har samsvaret ved kartlegging av generell geologi.

## Abstract

The aim of this thesis is to use GPR and OhmMapper to map landslides, and to assess the applicability of these methods in modern landslide mapping. Few previous surveys has been performed where geophysical methods has been used to map landslides, which indicates a knowledge gap within this field. The field sites are situated in the eastern part of Vik, where previous surveys has mapped landslides using traditional methods. During the fall of 2017 it was collected 55 GPR profiles, 2 OhmMapper profiles and sedimentary logs for 8 different pits, at this location.

The results of the GPR profiles and the sedimentary logs for the Tenål area forms a complex pattern. Based on collected data and previous surveys it has been found that the Tenål fan is built up by changing stream channels, landslides and floods. Reflections from landslide and river deposits has proven difficult to distinguish in GPR profiles, but through correlation with sedimentary logs it has been possible to map the boundaries of the large debris flow that hit Tenål in 1897. In addition, evidence has been found for the occurrence of 3 distinct landslide events during the past 2200 years. The combined interpretations of GPR and resistivity profiles has not been able to detect landslides, but it has contributed in creating a more detailed account of the general geology in the Seim area. The interpretation places the bedrock on increasing depths towards the bottom of the valley, overlain by moraines and at the top marine deposits of finer sediments.

The applicability of GPR for mapping landslides is considered to have great potential when it is combined with sedimentary logs. As for GPR combined with OhmMapper it is not possible

GE491

Kandidatnr. 214 og 201

28.05.2018

to draw any conclusions on the applicability in landslide mapping based on the findings of this thesis, however the two methods has worked well together in mapping general geology.

## 1. Innledning

Norge er et land med storslåtte landskap. Her finnes dype fjorder, spisse tinder og bratte fjellsider. En bakside av disse naturens goder er skred. De kan være små og store, bestående av stein, løsmasser, vann eller snø. Det rapporteres hyppig om skred på nyhetene og i avisene. Siden det bor mennesker eller går veier gjennom de fleste daler i landet så får mange skredhendelser konsekvenser.

Det er dokumentert 4475 dødsfall fra historiske kilder og frem til år 2006 som følge av skred direkte eller sekundære effekter, så som flodbølger eller oppdemming av elver med etterfølgende katastrofetapping (Hermanns et al., 2012). De aller fleste dødsfall grunnet skred rammer folk i hjemmet, ikke på veier eller på tur i utmark (Kronholm, 2017, lysark 5). For å unngå utbygging i utsatte områder eller få på plass sikringstiltak er det viktig å identifisere hvilke områder som kan bli rammet av skred.

I reguleringsplaner og byggesaksbehandling brukes faresonekart i vurderingen av byggetillatelse. Faresonekart viser grenser for tre ulike nivåer av sannsynlighet for skred (NVE, 2014). Disse er gitt av byggeteknisk forskrift (TEK17, 2018, kap.7), der ulike typer bygninger er delt inn i tre sikkerhetsklasser med høyest tillatt nominell årlig sannsynlighet for skred.

I kartlegging av skred veies mange ulike typer av informasjon, observasjoner og beregninger inn. Ved vurdering av frekvens og rekkevidde av skred er tidligere skredhendelser en viktig faktor. Informasjon om tidligere skredhendelser fås tradisjonelt fra skriftlige kilder, intervjuer med lokale, observasjoner av terrengoverflaten og gravinger/boringer (NVE, 2014). Det er en del usikkerheter og begrenset nøyaktighet ved resultater basert kun på disse metodene.

Tanken med denne oppgaven er å utvikle en mer robust, nøyaktig og effektiv måte å kartlegge skredavsetninger. Med geofysiske målemetoder er det mulig å få et bilde av hvilken type material og hvilke strukturer som finnes uten å måtte grave. Ved gravinger fås kun

GE491

Kandidatnr. 214 og 201

28.05.2018



punktvis data, mens geofysiske målinger kan gi sammenhengende data i 2 eller 3 dimensjoner. Bruk av geofysiske måleverktøy i kartlegging av skred er lite benyttet som metode. Det har blitt gjort et fåtall tidligere undersøkelser. Blant annet et bachelorprosjekt ved Høgskulen i Sogn og Fjordane som har kartlagt utbredelse av undersjøiske skredavsetninger i Anestølsvatnet ved hjelp av georadar (Grønli & Norheim, 2016).

Feltområdene i Vik er kartlagt tidligere med bruk av tradisjonelle metoder så som observasjoner av terrengoverflaten og gravinger. Kartlegging utført av Henriksen (2012;2014) resulterte i faresonekart som kommunen kan bruke som grunnlag i planer, byggesaker og sikring av eksisterende bygg. Grensene for ulike årlige nominelle sannsynligheter for skred går tett på eksisterende gårder og i tillegg ligger områdene sentrumsnært og er trolig attraktivt for fremtidig utbygging. Nøyaktigheten ved grensene har derfor stor konsekvens. De tidligere undersøkelsene vil i denne oppgaven bli brukt til samtolkning med nye innsamlede geofysiske data. Siden få undersøkelser av denne typen er blitt lagd så vil tidligere kartlegging og gravinger i Vik være til hjelp når det gjelder sikkerheten ved tolkningene av data.

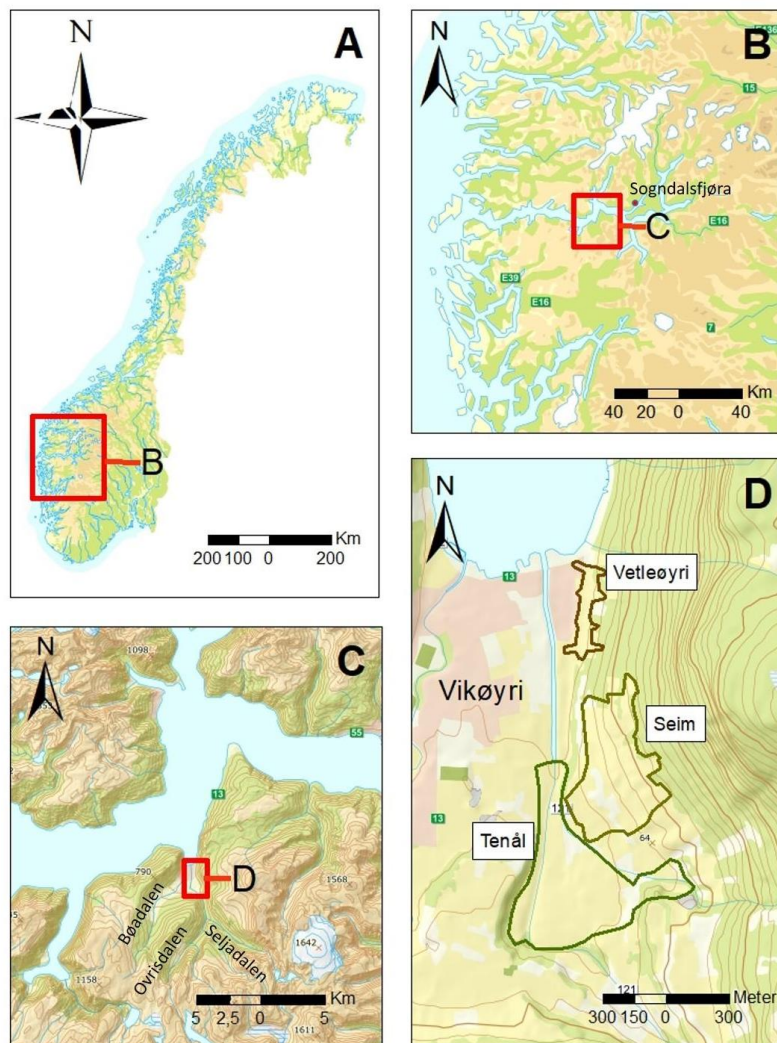
## 1.1 Problemstilling og målsettinger

Formålet med denne oppgaven er å kartlegge skredmasser ved bruk av geofysiske målemetoder og deretter vurdere nytten av metodene i modern skredkartlegging. Nærmere bestemt så ønsker vi å:

- 1) Bruke georadar og OhmMapper til å kartlegge skred og generell geologi i den østlige delen av Vik.
- 2) Kombinere de nye geofysiske målingene med tidligere undersøkelser i området med formålet å lage en forbedret og mer detaljert geologisk beskrivelse over feltområdet.
- 3) Vurdere anvendeligheten av georadar og OhmMapper i kartlegging av skred.

## 2. Feltlokalitet

De undersøkte områdene (figur 2.1) Tenål, Seim og Vetleøyri ligger langs elva Vikja ved Seimsfjellet i den østlige delen av Vikøyri i Vik kommune, Sogn og Fjordane. Vikja munner ut i Sognefjorden helt nord i dette området, og ca. to kilometer sør for elvemunningen fører terrenget inn i dalene Ovrisdalen/Seljadalen i øst og Bødalen i vest. Dette er typiske breeroderte U-daler med en relativt flat dalbunn og bratte fjellsider. De flate områdene blir stort sett brukt som dyrket mark og beitemark, og vegetasjonen består stort sett av gress, mens opp langs de bratte fjellsidene er det tett skog. Per dags dato blir området stort sett brukt til landbruksvirksomhet, men Vik kommune ønsker å bygge ut et boligfelt på Seim og Tenål (Aa et al., 2009), og et nytt næringsareal langs Vikja er også planlagt (Ruud, 2018).

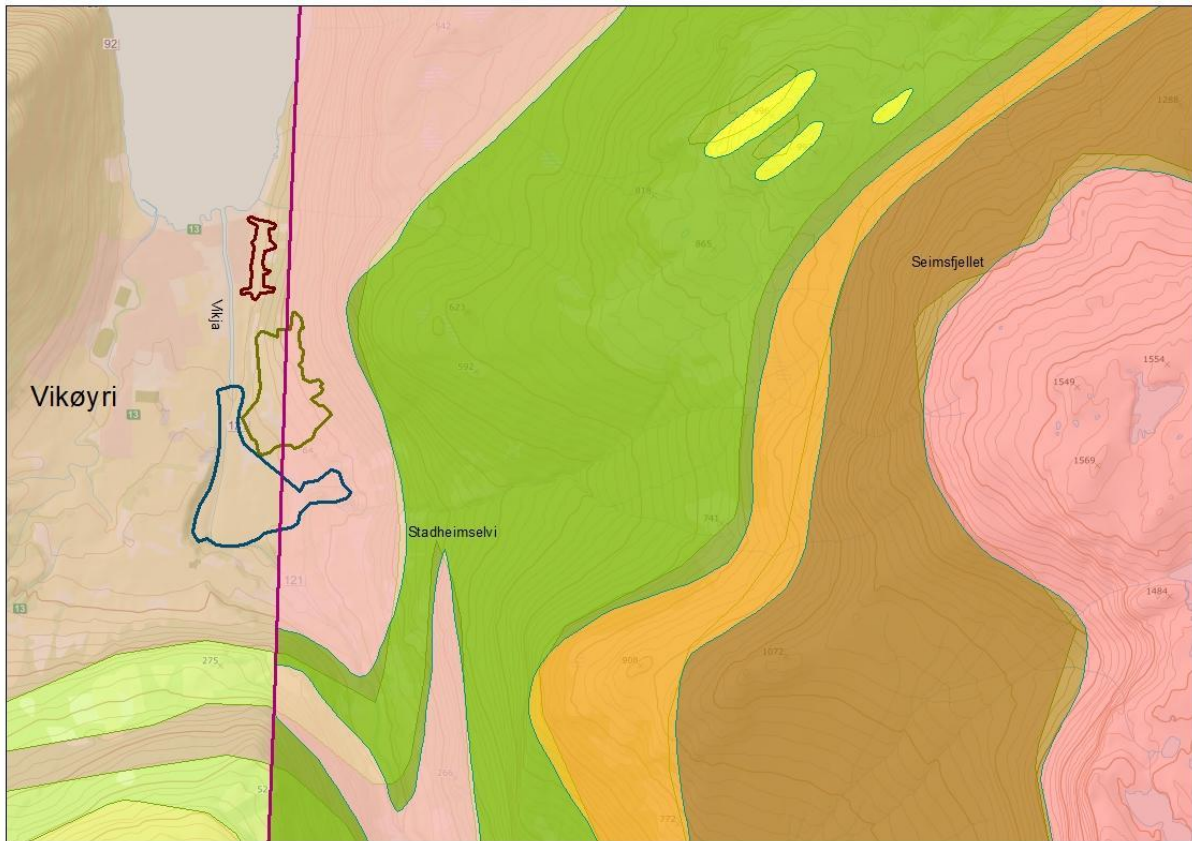


**Figur 2.1** Kartene viser feltområdet for denne oppgaven. Områdene Vetleøyri, Seim og Tenål hvor kartleggingen har foregått er vist i bilde 2.1D.

## 2.1 Geologi

### 2.1.1 Berggrunnen

Vikøyri ligger akkurat i grensa mellom grunnfjellet og Jotundekket (figur 2.2). Det er derfor på feltlokaliteten grunnfjell bestående av gneis og granitt under Jotunbergartene bestående metagabbro og mylonittisk gneis, som ble skjøvet over grunnfjellet for ca. 400 millioner år siden (Aa et al., 2009). Mellom disse bergartene er det en sone med fyllitt, og skifrige blastomylonitter (Eikemo, 1983). I likhet med blastomylonitten har fyllitten også en godt utviklet skifrihet (Langeland, 2015), og i nedre og øvre del er den sterkt deformert med mange sprekker og en del skyveforkastninger (Aa et al., 2009). Gneisen i Jotundekket over fyllitten er også godt oppsprukket, og i kombinasjon med at disse bergartene ligger der fjellsiden er brattest (Bryhni, 2002), fører dette til at steinsprang forekommer med jevne mellomrom (Henriksen, 2012).



### Tegnforklaring

— Grense mellom N50 og N250

□ Avgrensning Vetleøyri

□ Avgrensning Seim

□ Avgrensning Tenål

#### Bergarter N50

□ Blastomylonitt, gneis og skifer

□ Fyllitt

□ Gneis, migmatitt, granitt

□ Gneis, stedvis mangerittisk og massiv

□ Gneis, stedvis strengt båndet mylonittgneis

□ Kvarts-skifer

#### Bergarter N250

□ Diorittisk til granittisk gneis, migmatitt

□ Fyllitt, glimmerskifer

□ Kvartsitt

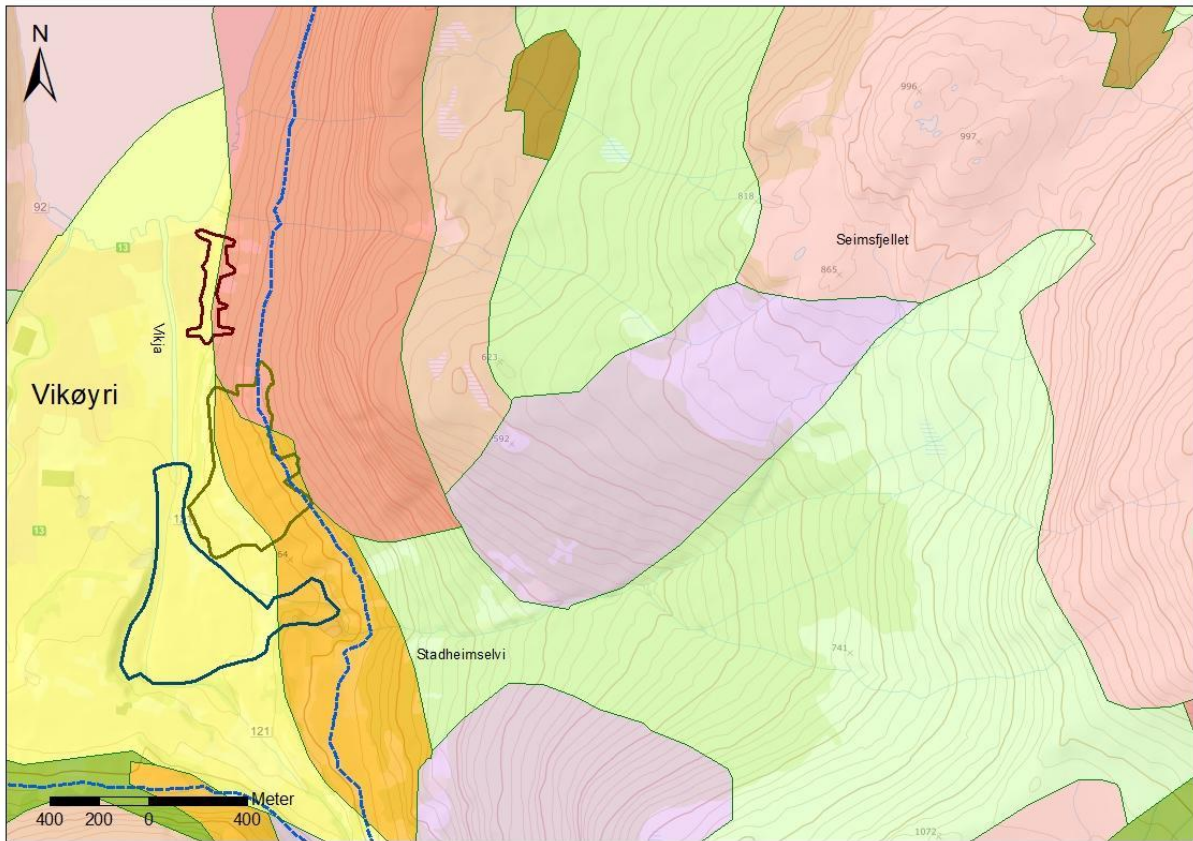
**Figur 2.2** Bergartene i Vik. I kartet er det en grense mellom berggrunnskart i målestokk N50 og i målestokk N250. Dette fordi bergartene vest for denne grensa ikke har blitt kartlagt i målestokk N50. Berggrunnskartene er hentet fra NGU og lagt inn over topografisk kart i ArcMap (NGU, 2002).

### 2.1.2 Kwartærgeologi

For ca. 20 000 år siden hadde isen som dekket Skandinavia nådd sitt siste maksimum, og brefronten lå et godt stykke ut i havet (Stokke, 1987; Ramberg et al., 2013). Kort tid etter ble klimaet varmere, og isen trakk seg tilbake fram til Yngre Dryas. Da ble klimaet en kort periode kaldere igjen, og isen rykket noe fram (Stokke, 1987; Ramberg et al., 2013). I Sogn nådde isen fortsatt helt ut til munningen av Sognefjorden (Eikemo, 1983), før klimaet igjen bedret seg, og isen smeltet raskt tilbake (Ramberg et al., 2013). For ca. 9800 år siden var isen forsvunnet fra Sognefjorden, og for ca 8000 år siden var Norge for isfritt å regne (Eikemo, 1983). Dette varte fram til for ca. 5000 år siden, da klimaet igjen ble noe kaldere, og forholdene ble lagt til rette for å få nydanning av isbreer.

Etter at Sognefjorden ble isfri, begynte breelvene å bygge ut delta i Vikøyri (figur 2.3) ved å dumpe løsmasser i elvemunningen etter at Sognefjorden ble isfri. Samtidig førte isavsmeltingen til landheving, og deltaene havnet gradvis høyere opp i terrenget som terrasser. Den øverste av disse terrassen (like over vifta på Tenål) viser det høyeste nivået på land som havet lå ved etter isavsmeltingen, den marine grensen. I Vikøyri ligger denne omtrent 116 moh (Eikemo, 1983). Landhevingen førte videre til at elvene eroderte seg ned gjennom terrassene og avsatte det eroderte materialet i nye delta som terrasser lenger ned i terrenget. På grunn av dette har breelv- og elvesedimenter i hovedsak bestående av sand og grus blitt de dominerende løsmassene i Vikøyri, mens det opp langs fjellsiden er mer morene og skredmateriale (Eikemo, 1983).

Morenen kom fram i dagen da isen trakk seg tilbake (Eikemo, 1983). Siden isen ikke lenger stabiliserte fjellsiden, ble både løsmassene som lå oppå fjellet og selve fjellsiden ustabile. Grunnet dette er skredfrekvensen stor i tiden like etter Yngre Dryas, som ble avsluttet for ca. 11 500 år siden (Ramberg et al., 2013). I Vikøyri kan dette gjenkjennes ved at skredmasser ligger infiltrert i elveavsetningene mellom den øverste og nederste terrassen (Eikemo, 1983). Over Seim er det også ansamlinger med usorterte blokker avsatt i tungeformer. Disse stammer trolig fra steinskred (Henriksen, 2012).



### Tegnforklaring

- Avgrensning Vetleøyri
- Avgrensning Seim
- Avgrensning Tenål
- Marin grense

#### Løsmasser

- Bart fjell
- Brelvavsetning (Glasifluvial avsetning)
- Elve- og bekkeavsetning (Fluvial avsetning)
- Forvittringsmateriale, ikke inndelt etter mektighet
- Forvittringsmateriale, stein- og blokkrikt (blokkhav)
- Morenemateriale, sammenhengende dekke, stedvis med stor mektighet
- Morenemateriale, usammenhengende eller tynt dekke over berggrunnen
- Skredmateriale, sammenhengende dekke, stedvis med stor mektighet
- Torv og myr (Organisk materiale)

**Figur 2.3** Kartet viser de ulike løsmassene som finnes i Vikøyri (NGU, 1989).

## 2.2 Tidligere arbeid

Topografien i og rundt Vikøyri fører til at området er truet av en viss skredfare. Hos NVE er det på Skrednett.no til sammen registrert fire skred på Tenål og Seim (NVE, 2018), og Sæbø referer i Pridlao nr. 2 i 2000 om ca. 20 skred i området (Sæbø, 2000). Det største og mest

GE491

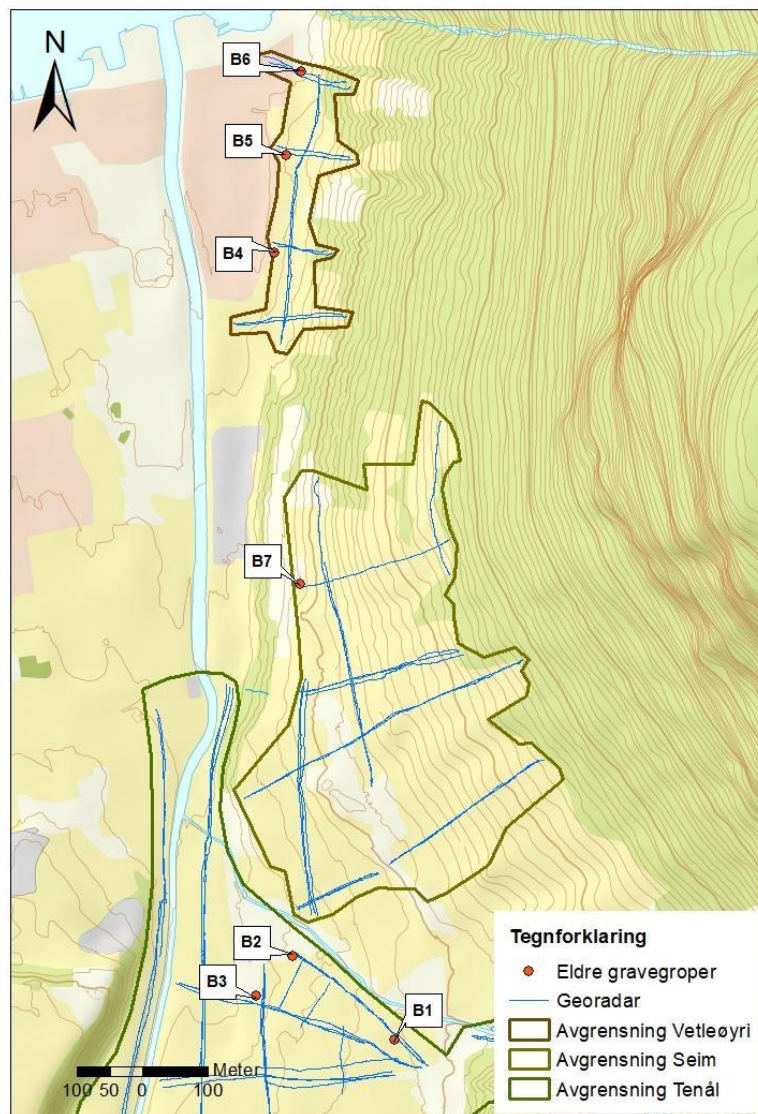
Kandidatnr. 214 og 201

28.05.2018

dramatiske av dem var Tenålsskreda som kom i 1897. Dette var et stort flomskred som la seg utover markene på Tenål. Slik dette er skildret, ble beboerne på Tenål noe skremt av det, men hverken hus eller mennesker fikk fysiske skader (Gregersen, 2002). For å unngå å bygge hvor det er størst fare for at nye skred skal gjøre skade på bygninger, og i verste fall ta livet av mennesker, har Vik kommune bestilt en rekke undersøkelser i løpet av årene for å kartlegge skredfaren på i Vetleøyri og på Seim og Tenål.

Den siste store skredhendelsen i området, var et steinsprang i 1983 som gikk fra et parti av Seimsfjellet som ligger over Seim, og som er sterkt preget av sprekker (Henriksen, 2012; Furseth, 2016). To blokker beveget seg nedover mot bebyggelsen på Seim, men stoppet opp 50-100 m fra husene (Furseth, 2016). Skredfaren fra Seimsfjellet ble kartlagt i 1992 av NGI, og i 2012 utførte Henriksen (2012) en ny skredfarekartlegging. Det ble da funnet at jordskred og flomskred er de skredtypene som utgjør den største trusselen på lokalbefolkningen på Seim og langs Stadheimselvi, da det her er disse skredene som vil få størst utløpslengde.

I 2009 utførte Aa et al. (2009) en skredundersøkelse av Tenål. De fant at området drenerer et så stort areal i forhold til størrelsen på utløpet, at ved kraftig nedbør kan elveløpet fort bli for lite til å klare å ta unna de store vannmengdene. Det er derfor ikke utelukket at skred på størrelse med det som kom i 1897 kan komme igjen, og at hyppigheten på skredene er for stor til å tillate bygging av bolighus i øvre del av vifta, da det ble funnet flere skredlag nedover i groper som ble laget i forbindelse med undersøkelsene (Aa et al., 2009).

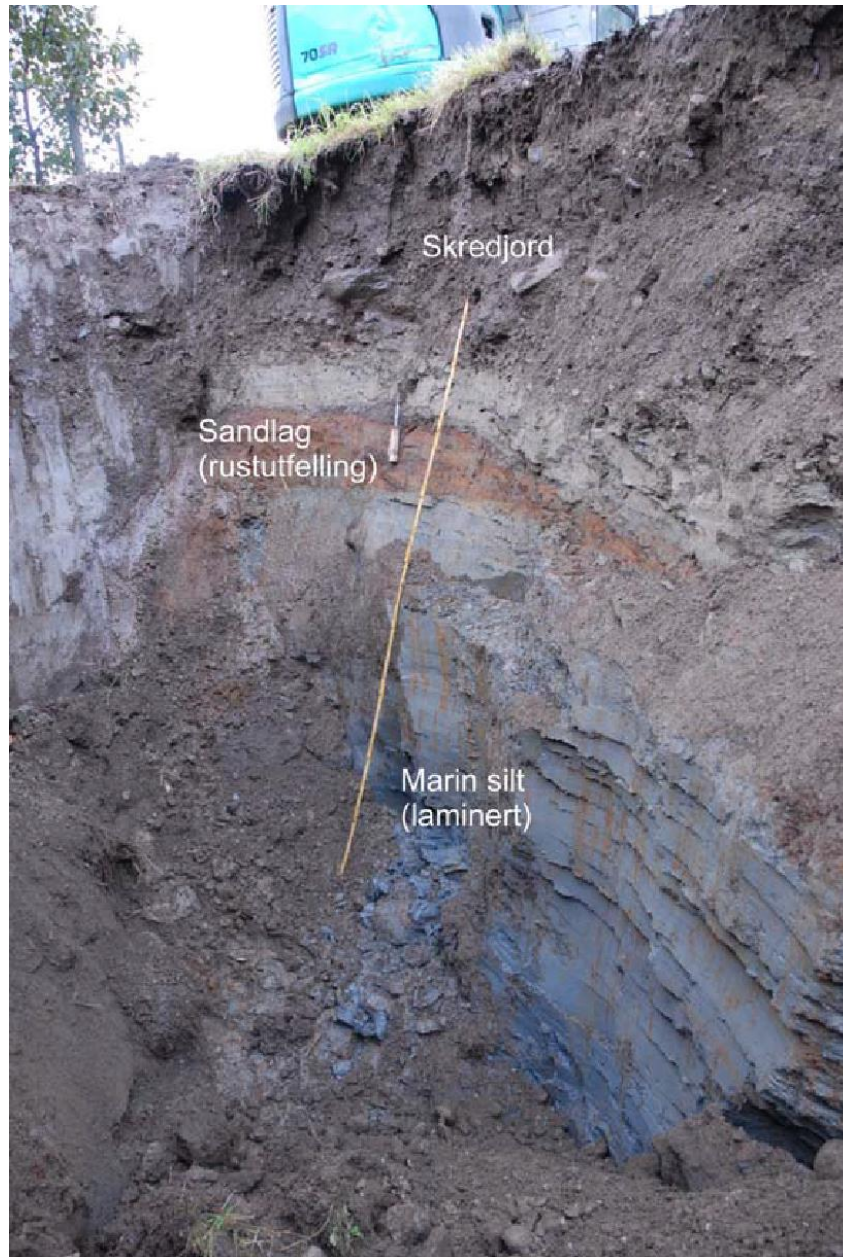


**Figur 2.4** Kartet viser den omtrentlige plasseringen av gropene som ble laget i forbindelse med skredfarekartleggingene i 2009 (Aa, et al., 2009) og i 2012 (Henriksen, 2012). Gropene B1-B3 ble laget i 2009, mens gropene B4-B7 stammer fra 2012.

Totalt syv groper ble laget i to omganger, tre av dem i 2009 og fire i 2012 (figur 2.4). Av disse er det bare gropene fra 2009 (gropene B1-B3 i figur 2.4) og en av gropene fra 2012 (grop B7 i figur 2.4) som i denne oppgaven har blitt brukt i tolkningen av egne resultater. Alle gropene er 2,5 til 3 m dype, og materialet i gropene B4, B5 og B6 bestod nesten utelukkende av skredmateriale. I B1 og B2 ble det funnet to ulike lag med skredmasser, mens i gropene B3 (figur 2.5) og B7 (figur 2.6) er det bare ett slikt lag. Mellom skredlagene var det opptil flere ulike jordprofiler, og under skredavsetningene var det i gropene B2, B3 og B7



mye finkornet materiale avsatt marint, i fjorden og av breelver (Aa et al., 2009; Henriksen, 2012).



**Figur 2.5** Bildet over viser snittveggen i grop B3. Nederst i gropen er det laminert marin silt, over er det et sandlag med en rustutfelling, og øverst ligger et lag med skredjord. Målestokken i bildet er to meter (Aa et al., 2009).



**Figur 2.6** Bildet over viser snittet i grop B7. Materialet i denne gropen er glasifluvial sand. Til venstre på bildet, er det en erosjonskanal i sanden. Denne er ca. 1 m dyp, og består av usortert, kantet og rundet materiale (Henriksen, 2012).

Høsten 2017 ble det også foretatt en arkeologisk undersøkelse på Tenål og deler av Seim. Hensikten med denne undersøkelsen var å kartlegge historiske bosetninger i området, og sikre informasjon om denne i forkant av en planlagt boligutbygging på stedet. I forbindelse med denne undersøkelsen ble det laget flere groper med varierende dyp. I gropene ble lag med organisk materiale analysert og datert av arkeologene (C. Zinsli, personlig kommunikasjon, 9. mai 2018).

## 3. Teori

### 3.1 Geofysiske målemetoder

Material og strukturer i marken har ulike fysiske målbare karaktertrekk, slik som densitet, porøsitet eller elektriske egenskaper. Geofysiske målemetoder bruker instrumenter på

GE491

Kandidatnr. 214 og 201

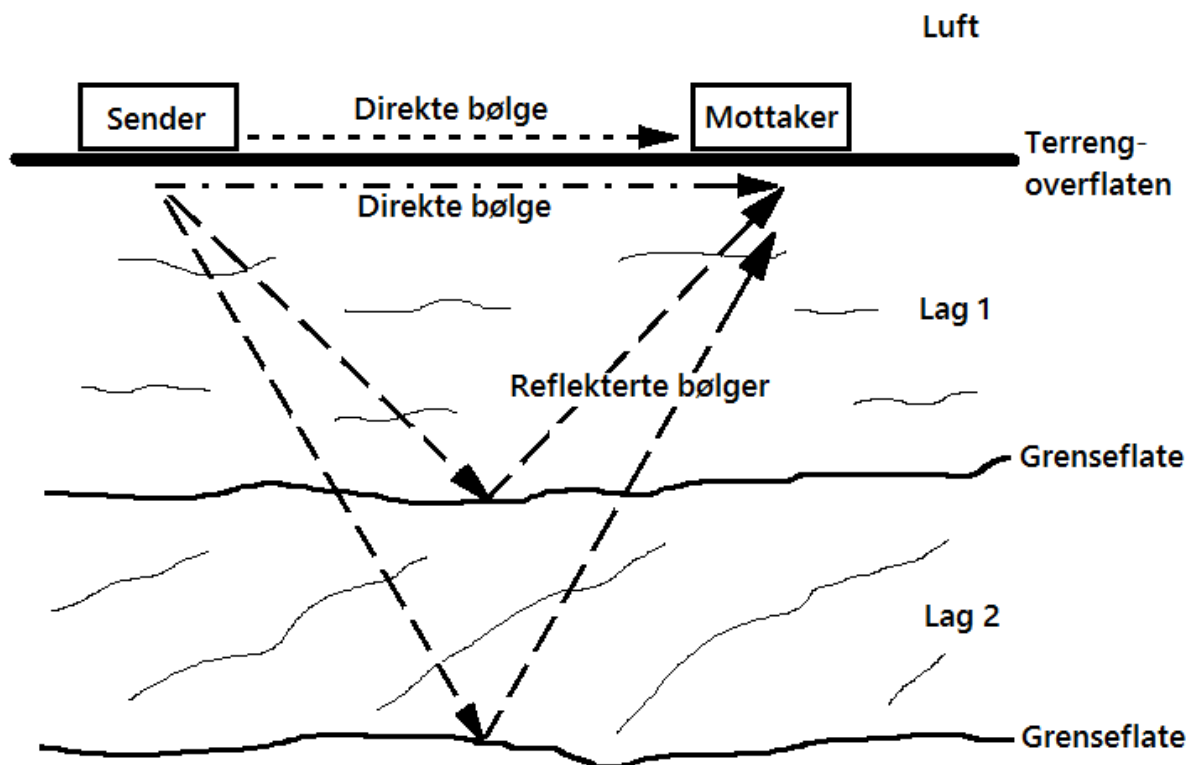
28.05.2018

jordoverflaten for å registrere romslige variasjoner av disse egenskapene i marken. Tolkning av målinger kan gi viktig informasjon om avsetningsprosesser, strukturer, vannstand og hvilke typer løsmasser og berggrunn som er til stede.

### 3.1.1 Georadar

Georadar er en elektromagnetisk geofysisk metode som brukes for kartlegging av objekter og strukturer i grunnen. Metoden gir detaljerte resultat med høy oppløsning og egner seg for undersøkelser ned til dyp på noen titalls meter (< 50 m) i sedimenter. Det er en rask metode som gjør det mulig å undersøke store områder på kort tid. Georadar er ikke ødeleggende siden det ikke er behov for å grave eller forstyrre marken på noen måte. Det finnes mange ulike varianter av georadar-utstyr, men vanligvis har de en sender- og en mottakerantenne (Neal, 2004).

Senderantennen sender korte pulser av høyfrekvente (10-1000 MHz) elektromagnetiske bølger ned i marken (Mauring et al., 1995). Bølgene beveger seg med ulike hastigheter avhengig av de elektriske egenskapene til materialet de forplantes gjennom. I grenser mellom ulike materialer endres bølgenes hastighet og en del av bølgeenergien blir reflektert tilbake mot overflaten (figur 3.1). Den gjenværende bølgeenergien refrakteres videre ned i grunnen. Den samme pulsen av bølger fortsetter å splittes i en reflektert og en refraktert del som svar på stadig dypere strukturer i marken (Mussett & Khan, 2000).

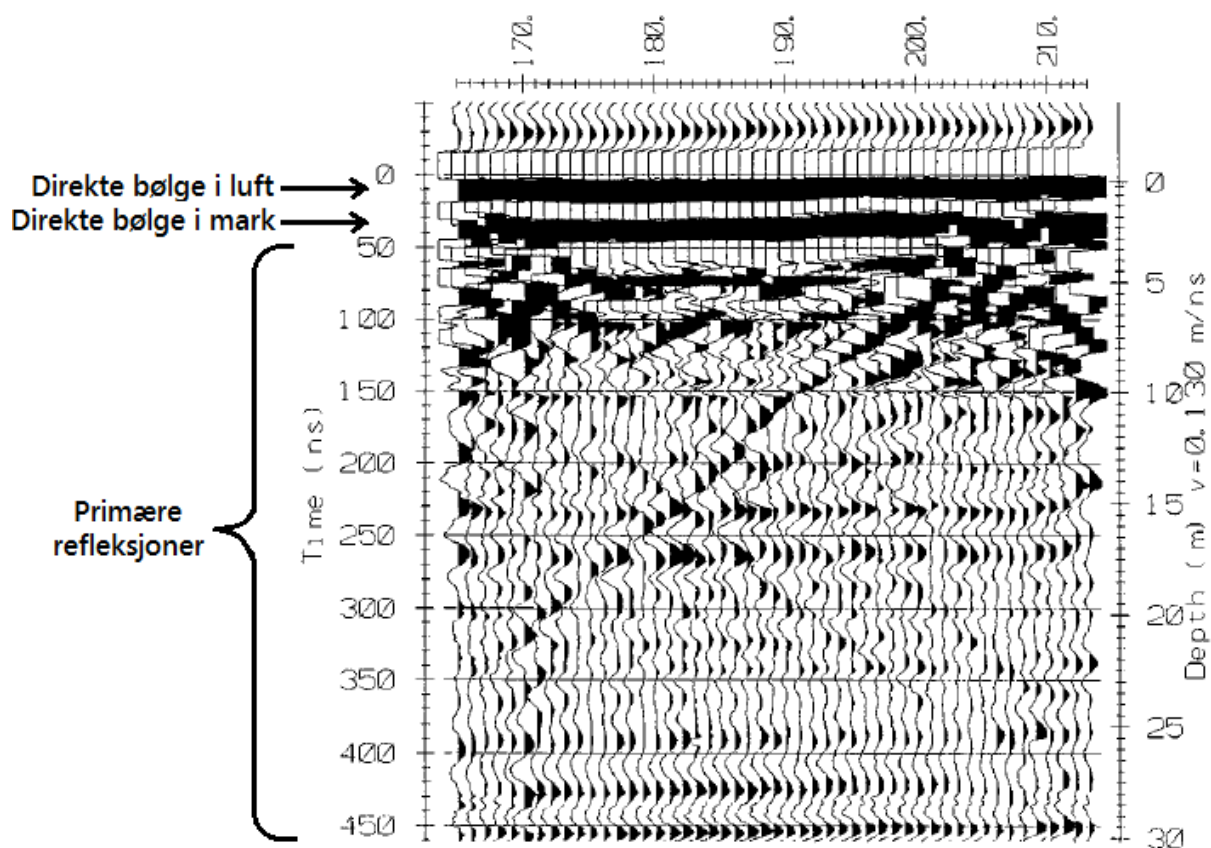


**Figur 3.1** Vanlige bølgebaner mellom sender- og mottakerantenne inkluderer både reflekterte bølger fra grenseflater i grunnen og direkte bølger i luft og mark (modifisert fra Neal, 2004).

Det vil også gå bølger direkte mellom sender og mottaker. Direkte bølger i luft ferdes med lysets hastighet og er de første som ankommer mottakeren. Neste bølge som registreres er en direkte bølge gjennom mark, og først deretter ankommer de reflekterte bølgene (Mussett & Khan, 2000). Mottakerantennen registrerer bølgene og måler toveis gangtid (two-way time eller TWT på engelsk), hvilket er tidsintervallet fra utsendt bølge til registrert signal. Etter hvert som pulsen av bølger når dypere og blir svekket, vil den gjenværende bølgeenergien være for svak for å registreres av mottakeren på georadaren. Det er ikke bare refraksjon og refleksjon som demper bølgeenergien. Absorpsjon, diffraksjon og spredning er også bidragende faktorer (Neal, 2004). Nærmere forklaring på disse begreper er gitt i avsnitt 3.1.1.5 samt 3.1.1.8.

I denne oppgaven er det brukt en georadar av merket Malå (se avsnitt 4.2.1). Utstyret flyttes med jevn fart langs en profillinje og målinger tas automatisk etter angitt tidsintervall. For hver utsendt puls registreres flere reflektorer med ulike gangtider som til sammen utgjør en måling. Denne kan visualiseres som en vertikal trase der registrerte refleksjoner vises som skyggelagte bølger på en ellers rett linje (figur 3.2). Avstand mellom refleksjoner i en trase svarer til gangtiden, og de skyggelagte områdenes størrelse øker med amplituden på mottatt

bølge, det vil si signalstyrken (Mauring et al., 1995). Alle traseer for en profillinje legges tett sammen slik at de danner et sammenhengende 2D-profil av grunnen (Daniels, 2000). De direkte bølgene blir ikke særlig dempet og vil i et radarprofil opptre som kraftige horisontale reflekterer nær overflaten (Mussett & Khan, 2000). Målinger som er visualisert som traseer er vist i “wigglemode”, men en vanligere måte å presentere målinger er “pointmode”. Pointmode viser variasjoner i amplitude som fargeforskjeller og gir bedre resultater ved store mengder data. Gangtiden og antatt bølgehastighet brukes i dataprosesseringen til å bestemme dybden til ulike reflekterer (Daniels, 2000).



**Figur 3.2** Utsnitt av et radarprofil der de enkelte traseene er utskillbare. En vertikal linje (trase) visualiserer en målingen tatt fra et punkt på overflaten. Venstre y-akse viser gangtider og den høyre y-aksen gir dybden ved en bølgehastighet på 0,13 m/s. X-aksen viser økende avstand i meter langs profillinjen (Mauring et al., 1995). Direkte bølge i luft og mark samt primære refleksjoner er markert.

### 3.1.1.1 Elektromagnetiske bølger

Spektret for EM-bølger er bredt og spenner fra ekstremt høyfrekvent gammastråling, via blant annet UV-stråling og synlig lys, til mer lavfrekvente radiobølger. EM-bølger kan forplantes gjennom faste materialer så vel som vakuum. Maksimal hastighet oppnås i vakuum

der bølgen ferdes med lysets hastighet,  $c = 3,00 \cdot 10^8$  m/s. Forholdet mellom bølgenes hastighet ( $v$ ), frekvens ( $f$ ) og bølgelengde ( $\lambda$ ) gis av:

$$v = f \lambda$$

En EM-bølge består av to periodisk svingende felt, et elektrisk og et magnetisk (Cutnell & Johnson, 2013). Derav følger at EM-bølgers utbredelse gjennom et medium er avhengig av mediets elektriske og magnetiske egenskaper. Disse er permittivitet (også kalt dielektrisitet), elektrisk ledningsevne og magnetisk permeabilitet (Mauring et al., 1995).

### 3.1.1.2 Dannelse av signal

Som beskrevet i det innledende avsnittet 3.1.1 så sender georadaren ut korte pulser av EM-bølger i grunnen der de blir spredt ut og endrer retning når hastigheten endres. Noen bølger vil treffe mottakerantennen på overflaten og bli registrert. Disse inkluderer både ønskede signaler i form av reflekterte bølger fra grunnen, samt uønsket støy (nærmere forklart i avsnitt 3.1.1.8). Forandringer i hastighet er avgjørende for å få reflektert bølger og hastigheten bestemmes i hovedsak av den relative permittiviteten ( $\epsilon_r$ ) til materialet som bølgene forplantes gjennom (Mauring et al., 1995). Tabell 3.1 gir relativ permittivitet og hastighet for noen vanlige geologiske materialer.

**Tabell 3.1** Typiske verdier for elektriske egenskaper i vanlige geologiske materialer ved 80 - 120 MHz (Neal, 2004).

Materiale	Relativ permittivitet $\epsilon_r$	Hastighet for EM-bølger $v$ [m/ns]	Elektrisk ledningsevne $\sigma$ [mS/m]	Demping $\alpha$ [dB/m]
Luft	1	0,3	0	0
Ferskvann	80	0,03	0,5	0,1
Saltvann	80	0,01	30 000	1 000
Tørr sand	2,55 - 7,5	0,1 - 0,2	0,01	0,01 - 0,14
Vannmettet sand	20 - 31,6	0,05 - 0,08	0,1 - 1	0,03 - 0,5
Tørr sand og grus	3,5 - 6,5	0,09 - 0,13	0,007 - 0,060	0,01 - 0,1
Vannmettet sand og grus	15,5 - 17,5	0,06	0,7 - 9	0,03 - 0,5
Tørr silt	2,5 - 5	0,09 - 0,12	1 - 100	1 - 300
Vannmettet silt	22 - 30	0,05 - 0,07	100	1 - 300
Tørr leire	2,5 - 5	0,09 - 0,12	2 - 20	0,28 - 300
Vannmettet leire	15 - 40	0,05 - 0,07	20 - 1 000	0,28 - 300
Tørr morene	7,4 - 21,1	0,1 - 0,12	2,5 - 10	ikke oppgitt
Vannmettet morene	24 - 34	0,1 - 0,12	2 - 5	ikke oppgitt
Berggrunn	4 - 6	0,12 - 0,13	$10^{-5}$ - 40	$7 * 10^{-6}$ - 24

### Relativ permittivitet

Permittivitet er et mål på materialers evne til å midlertidig lagre elektrisk energi. De fleste geologiske materialer er dielektriske og fungerer som elektriske isolatorer (Baker & Jol, 2008). Det betyr at de elektriske ladningene i atomer og molekyler er bundet med begrenset mulighet for å bevege seg, i motsetning til elektriske ledere hvor en del elektroner beveger seg fritt. Når et alternerende elektrisk felt blir påført dielektriske materialer svarer partiklene ved å rette seg inn etter feltet, blant annet gjennom rotasjon av dipol-molekyler og forvrengning av elektronbaner. Partiklene blir polariserte, hvilket er en form for lagring av energi. Relativ permeabilitet gir et mål på partiklens evne til å bli elektrisk polarisert i forhold til vakuum. Høy relativ permeabilitet gir en forsinkelse av signalet i forhold til vakuum, det vil si en lavere hastighet (tabell 3.1). Vann har en særdeles høy relativ permittivitet og grunnen til det er at vannmolekyler er dipoler (Neal, 2004).

GE491

Kandidatnr. 214 og 201

28.05.2018

### Elektrisk ledningsevne og magnetisk permeabilitet

Elektrisk ledningsevne ( $\sigma$ ) og relativ magnetisk permeabilitet ( $\mu_r$ ) påvirker også EM-bølgers hastighet, men i de fleste materialer er den effekten ubetydelig (Mauring et al., 1995).

Elektrisk ledningsevne eller konduktivitet er et mål for materialers evne til å transportere ladninger når et elektrisk felt påføres, og selv om endringer i ledningsevnen vanligvis ikke medfører refleksjoner så kan det ha stor betydning for demping av signal (se avsnitt 3.1.1.5). Magnetisk permeabilitet gir et mål på materialers evne til å lagre magnetisk energi (Neal, 2004).

### EM-bølgers hastighet

Hastigheten for EM-bølger er gitt ved:

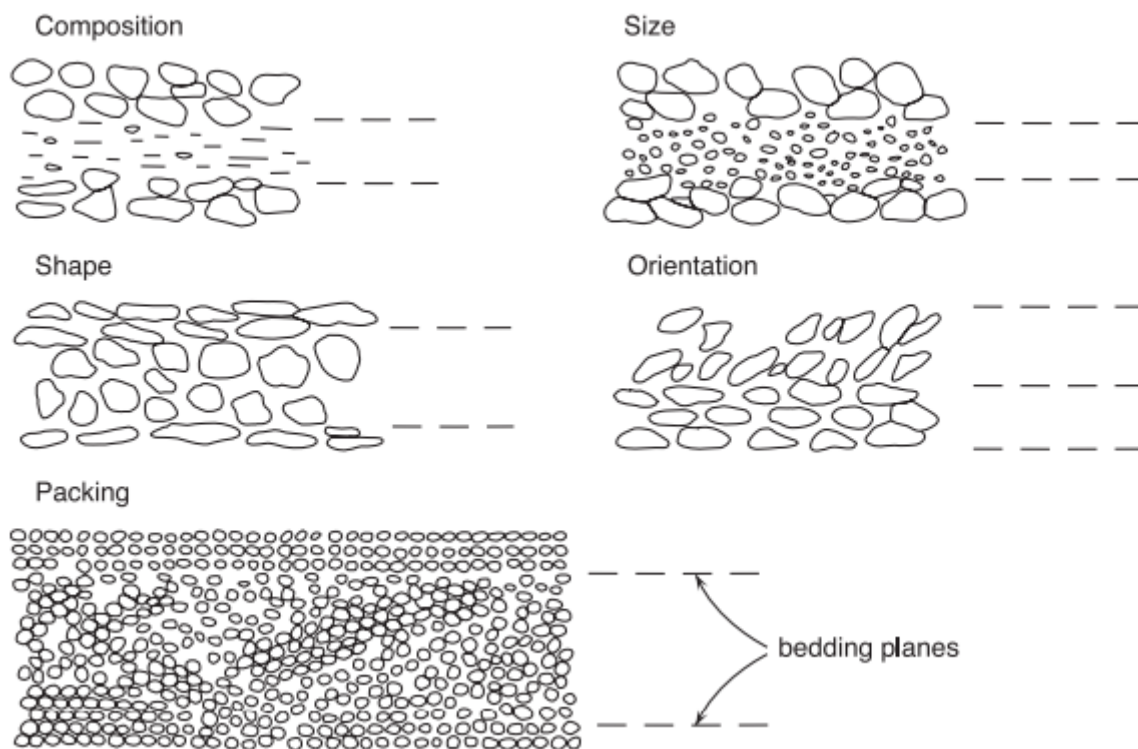
$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}}$$

Ligningen er gyldig når  $\mu_r \approx 1$  og  $0,2 < \sigma > 10$  [mS/m] (Mauring et al., 1995).

### Refleksjoner

Det er således kontraster i relativ permittivitet som ligger bak forandringer i hastighet, og dermed også avgjørende for å få reflektert bølger. Ved grenser med stor kontrast i relativ permittivitet reflekteres en stor del av bølgeenergien. Dette gir tydelige refleksjoner i radarprofilene, men det betyr også at mindre mengde bølgeenergi videreføres, hvilket gjør det vanskelig å registrere signaler fra dypere reflektorer (Mauring et al., 1995). Vann har høy relativ permittivitet sammenlignet med tørre geologiske materialer (tabell 3.1), hvilket forklarer hvorfor forskjeller i vanninnhold er den viktigste faktoren for refleksjoner i geologiske materialer. I løsmasseavsetninger vil det også dannes refleksjoner ved endring i porøsitet og mineralsammensetning, samt størrelse, form og orientering på sedimentkorn (Neal, 2004). Figur 3.3 viser noen eksempler på grenser og endringer i sedimenter som kan gi refleksjoner.





**Figur 3.3** Eksempler på sedimentære laggrenser som kan gi refleksjoner av en radarpuls. Her vises endringer i sammensetning, størrelse, form, orientering og pakking av sedimentkorn (Neal, 2004).

### 3.1.1.3 Bestemmelse av hastighet

Georadaren måler toveis gangtid for reflektorer og for å konvertere dette til dybde må bølgehastigheten først bestemmes. Nøyaktig bestemmelse av bølgehastigheter gjennom de ulike materialene i grunnen krever at den relative permittiviteten for hvert sedimentært lag er kjent, noe som oftest ikke er tilfelle. I stedet kan det gjøres estimeringer der det benyttes tabellverdier for relativ permittivitet basert på forventet og observert materialtype. Dette er en rask og grov metode, men det finnes andre mer nøyaktige metoder. Dersom en kjenner dybden til et objekt eller en struktur som kan gjenkjennes i radarprofilen så er det mulig å beregne gjennomsnittlig hastighet over reflektoren. Dybden til en reflektor kan fås gjennom graving eller sonderboring i et punkt langs profilen (Mauring et al., 1995). I programvare for prosessering av radarprofiler finnes i tillegg ofte muligheten for automatisk beregning av hastighet ut fra diffraksjonshyperbler. Diffraksjon er nærmere beskrevet i avsnitt 3.1.1.8 og hvordan programvaren bestemmer hastighet er forklart under avsnitt 4.3.1.10.

For utstyr som har sender- og mottakerantenner som er separerte og flyttbare uavhengig av hverandre så kan en hastighetsanalyse med CMP-målinger (Common Mid Point) utføres.

Metoden går ut på å ta flere målinger der antennene suksessivt og symmetrisk flyttes ut fra et felles midtpunkt. En forutsetning er at det i marken finnes en reflektor som er tilnærmet planparallell med overflaten, slik at alle signalene reflekteres fra samme punkt midt mellom antennene (Mauring et al., 1995). I det utstyr som er brukt i denne oppgaven må sender- og mottakerantennene flyttes som en enhet siden de er sammenkoblet med en kabel. Antennene har dermed en konstant separasjon, hvilket utelukker CMP-målinger.

#### 3.1.1.4 Dybde til reflektorer

For beregning av dybden til reflektorer brukes toveis gangtid og bølgehastighet i følgende ligning:

$$d = \frac{TWT \cdot v}{2}$$

d: Dybde til reflektor

v: Gjennomsnittlig bølgehastighet over reflektor

TWT: Toveis gangtid

(Mussett & Khan, 2000)

Ligningen ovenfor gir presise beregninger for oppsett med kun en antenne som fungerer som både sender og mottaker, men vil i øvrige tilfeller representere en forenkling av virkeligheten siden den ikke tar hensyn til separasjonen mellom sender- og mottakerantenne. Dette resulterer i at refleksjoner blir forskjøvet og plasseres for dypt. Forskyvningene er størst nærmest overflaten, men Neal (2004) viser at selv i toppen er effekten liten samt at de øverste refleksjonene uansett skjules av direkte bølger i luft og mark (direkte bølger er forklart i avsnitt 3.1.1).

#### 3.1.1.5 Demping av signal

Når en radarpuls ferdes gjennom grunnen vil energien dempes gjennom spredning og absorpsjon. Dermed vil også signalstyrken gradvis bli lavere for dypere reflektorer (Mauring et al., 1995).

## Spredning

Signaler dempes gjennom geometrisk spredning av bølgefronten. Når bølgen beveger seg lenger unna georadaren spres energien over en allt større flate, sirkulært og i alle retninger for uskjermede senderantennor eller konsentrert i kjegle for skjormede sendere (Neal, 2004). I tillegg til geometrisk spredning så spres bølgeenergien som tidligere nevnt gjennom refleksjon, refraksjon og diffraksjon. Kontraster i relativ permittivitet i grunnen gir forandringer i bølgehastighet (tabell 3.1). En del bølgeenergi blir da reflektert samtidig som en del fortsetter ned i grunnen med ny retning. Store kontraster fører til at mye av bølgeenergien blir reflektert og reduserer dermed også energien tilgjengelig for refleksjoner av dypere strukturer. Dette gjelder spesielt for forskjeller i vanninnhold siden vann har en høy relativ permittivitet sammenlignet med andre medier. Diffraksjon fås når bølgen treffer punktkilder og energien spres i alle retninger (Mauring et al., 1995). Energispredning skjer som svar på diskontinuiteter og objekter i grunnen, og er frekvensavhengig siden spredningen øker når bølgelengden minker og nærmer seg kornstørrelsen (Neal, 2004).

## Absorpsjon

Signalet dempes også som følge av absorpsjon og dette er noe som skjer i ulik grad i alle geologiske materialer, avhengig av elektrisk ledningsevne (Mussett & Khan, 2000). Elektromagnetiske bølger påfører et elektrisk felt på mediet som de forplantes gjennom, og den resulterende spenningsforskjellen driver frie elektriske ladninger i bevegelse hvilket danner en elektrisk strøm. Det som demper signalet er at bølgeenergi blir brukt til denne transporten av ladninger (Neal, 2004). God elektrisk ledningsevne gir sterk demping av signal. Særlig stor demping fås ved målinger i leire og saltvann grunnet høyt ioneinnhold. Det er også mulig å få sterk demping av signal på grunn av forhold på overflaten, som for eksempel salting av veier og gjødsling av jorder, eller forurensing i mark (Mauring et al., 1995).

### 3.1.1.6 Penetrasjonsdybde

Georadarens penetrasjonsdybde avhenger ikke bare av hvor mye signaler dempes som følge av spredning og absorpsjon, beskrevet ovenfor. Andre faktorer som påvirker er antennefrekvens, opprinnelig signalstyrke og mottakerantennens følsomhet (Mauring et al., 1995). Absorpsjon fører til en eksponentiell nedgang i signalstyrken, der EM-bølgens

amplitude reduseres med en viss faktor for hver bølgelengde gjennom et medium. Høye frekvenser vil derfor gi raskere demping og dårligere penetrasjon enn lave frekvenser. En konsekvens av den eksponentielle nedgangen er at bølgen aldri blir helt absorbert. Ofte brukes skinndybden som et mål på georadarens penetrasjonsevne (Mussett & Khan, 2000).

Skinndybden er dybden hvor EM-bølgens amplitude er redusert til  $1/e$  ( $e$  er den naturlige logaritmen,  $e = 2,718$ ), hvilket tilsvarer 37% av amplituden på utsendt signal (Mussett & Khan, 2000). Skinndybden ( $\delta$ ) avhenger av dempningsfaktoren ( $\alpha$ ) og forholdet mellom dem er gitt i følgende ligning:

$$\delta = \frac{1}{\alpha}$$

Antennefrekvensen og grunnens elektriske ledningsevne er de faktorer som har størst påvirkning på EM-bølgers penetrasjon, og derfor er disse viktige ved bestemmelse av dempningsfaktoren (Mauring et al., 1995). Tabell 3.1 gir dempningsfaktoren i dB/m for noen vanlige geologiske materialer. Her er det tydelig at tilstedeværelse av saltvann eller finkornede sedimenter fører til stor demping av EM-bølger.

#### 3.1.1.7 Vertikal oppløsning

Det finnes en grense for hvor tett to reflektorer kan være plassert og fortsatt bli registrert av georadaren som to individuelle signaler, og dette er den vertikale oppløsningen (tabell 3.2). To reflektorer med mindre separasjon gir reflekterte bølger som overlapper så mye at de blir registrert som en samlet signal (Mussett & Khan, 2000). Teoretisk og under ideelle forhold vil den vertikale oppløsningen være en fjerdedel av bølgelengden ( $\lambda/4$ ), men i virkeligheten fører variasjoner i bølgeform og unøyaktige hastighetsbestemmelser til en lavere oppløsning på  $\lambda/2 - \lambda/3$ . Bølgelengden avhenger av frekvens og hastighet:

$$\lambda = \frac{v}{f}$$

Dermed vil høy frekvens gi høy oppløsning, men som beskrevet i avsnitt 3.1.1.6 blir dette på bekostning av penetrasjonsdybden (Mauring et al., 1995).

- Lav frekvens  $\rightarrow$  lav oppløsning, god penetrasjon
- Høy frekvens  $\rightarrow$  høy oppløsning, dårlig penetrasjon

Den vertikale oppløsningen angir også en grense for registrering av gradvise endringer av materialegenskaper. Det er ikke alltid grenser i grunnen er skarpe og fører til umiddelbar endring av bølgehastighet, og om den gradvise endringen skjer over en lengre avstand enn  $\lambda/2 - \lambda/3$  så vil georadaren ikke klare å registrere noen refleksjon og de to mediene vil bli registrert som et og samme material (Mussett & Khan, 2000). Horisontal oppløsning avhenger av bølgelengde og dybde. Økende bølgelengde og dybde gir lavere horisontal oppløsning (Neal, 2004).

**Tabell 3.2** Vertikal oppløsning i noen vanlige geologiske materialer for de antenne-frekvenser som ble brukt i oppgaven (Neal, 2004 & Mussett & Khan, 2000).

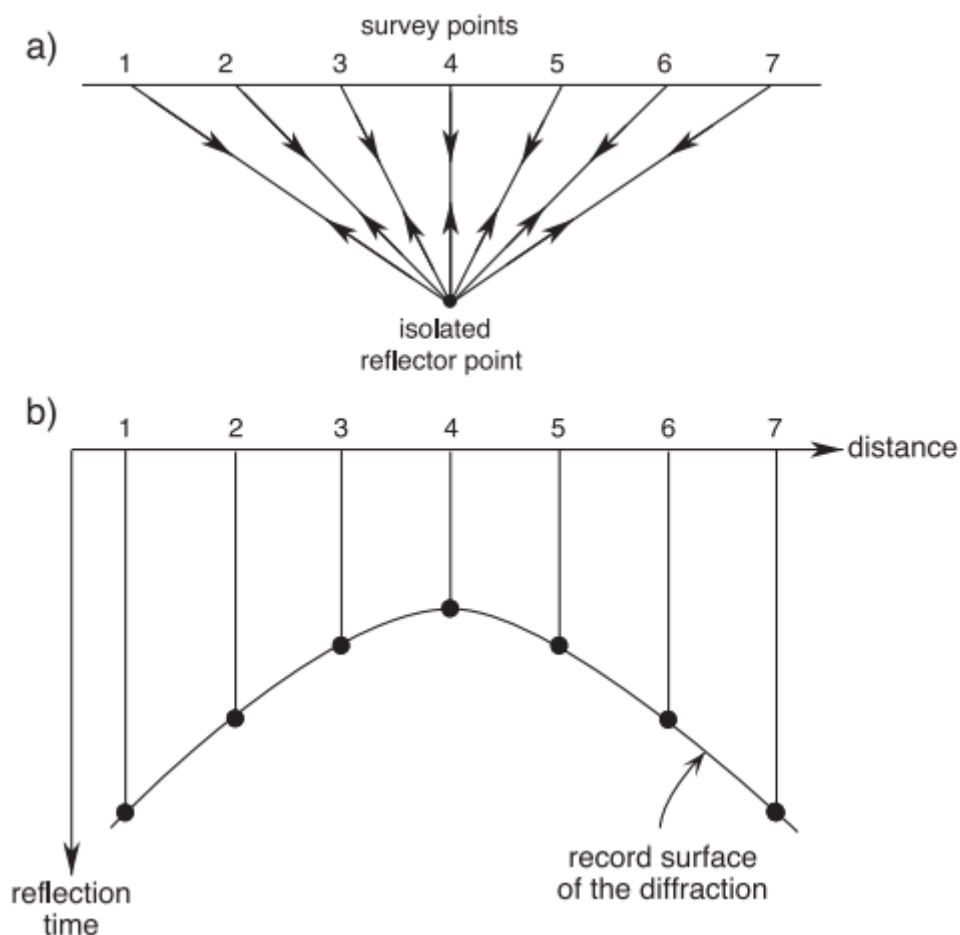
<b>Materiale</b>	<b>Hastighet for EM-bølger <math>v</math> [m/ns]</b>	<b>Vertikal oppløsning 50 MHz [m]</b>	<b>Vertikal oppløsning 100 MHz [m]</b>	<b>Vertikal oppløsning 500 MHz [m]</b>
<b>Tørr sand</b>	0,1 - 0,2	0,67 - 2	0,33 - 1	0,07 - 0,2
<b>Vannmettet sand</b>	0,05 - 0,08	0,33 - 0,8	0,17 - 0,4	0,03 - 0,08
<b>Tørr sand og grus</b>	0,09 - 0,13	0,6 - 1,3	0,3 - 0,65	0,06 - 0,13
<b>Vannmettet sand og grus</b>	0,06	0,4 - 0,6	0,2 - 0,3	0,04 - 0,06
<b>Tørr silt</b>	0,09 - 0,12	0,6 - 1,2	0,3 - 0,6	0,06 - 0,12
<b>Vannmettet silt</b>	0,05 - 0,07	0,33 - 0,7	0,17 - 0,35	0,03 - 0,07
<b>Tørr leire</b>	0,09 - 0,12	0,6 - 1,2	0,3 - 0,6	0,06 - 0,12
<b>Vannmettet leire</b>	0,05 - 0,07	0,33 - 0,7	0,17 - 0,35	0,03 - 0,07
<b>Tørr morene</b>	0,1 - 0,12	0,67 - 1,2	0,33 - 0,6	0,07 - 0,12
<b>Vannmettet morene</b>	0,1 - 0,12	0,67 - 1,2	0,33 - 0,6	0,07 - 0,12

### 3.1.1.8 Tolkningsteori

Ved tolkning av georadarprofil er det første skrittet å gjenkjenne hva som er ønskede signaler og hva som er uønsket støy. For korrekt tolkning er det spesielt viktig med kunnskap om to vanlige fenomener som oppstår ved registrering av signaler. Punktreflektorer blir registrert som konvekse buer kalt hyperbler og hellende reflektorer blir registrert med for lav helning i forhold til skrå strukturer i grunnen. De refleksjonsmønstre som observeres blir siden beskrevet og karakteristikken til disse brukes for å tolke hva som finnes i grunnen med hensyn til materialtype, avsetningsprosess, grunnvannsspeil og objekter. I de fleste tilfeller er det ikke nok å basere den geologiske tolkningen kun på georadardata da ulike forhold i grunnen kan gi det samme refleksjonsmønsteret. Derfor er det viktig å bruke all tilgjengelig informasjon om geologien i et område, eller innhente ny kunnskap i form av gravinger, boringer, målinger med andre geofysiske metoder samt kartlegging av hvilke avsetningsprosesser som er aktive i dag (Neal, 2004).

#### Hyperbler

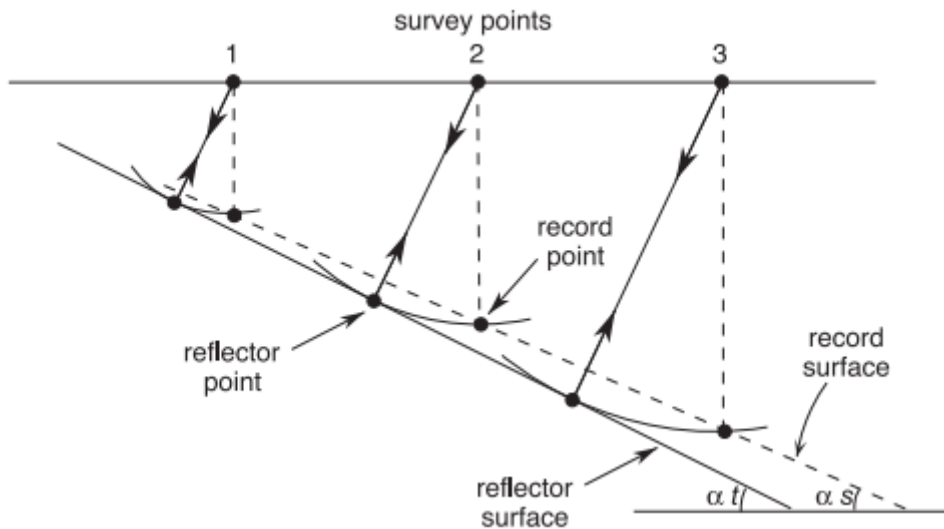
Når en bølge treffer en punktkilde, en isolert reflektor med liten flate i forhold til bølgelengden, så vil bølgeenergien spres i alle retninger ut fra punktet i et fenomen som kalles diffraksjon. Eksempler på objekter i grunnen som kan årsake diffraksjoner er kabler, rørledninger, sprekker, steiner, blokker og brudd i lagdeling (Mauring et al., 1995). Georadaren registrerer signaler både før og etter at punktkilden passerer på overflaten (figur 3.4a). De signaler som registreres i punktet rett over objektet har kortest gangtid. Siden signaler i et radarprofil antas komme fra rett under målepunktet på overflaten, så vil den gradvis lengre gangtiden føre til at diffraksjoner vises som konvekse buer kalt hyperbler i profilet (figur 3.4b). Primære refleksjoner kan bli skjult av hyperbler fra inntilliggende reflektorer (Neal, 2004). Toppunktet på en hyperbel representerer den primære refleksjonen av punktkilden (Mauring et al., 1995).



**Figur 3.4** Illustrasjon som viser hvordan diffraksjonshyperbler dannes. a) Bølgebåner ved registrering av en punkreflektor i grunnen, fra ulike posisjoner på overflaten. Gangtiden øker med avstanden. b) Signaler antas komme fra rett under målepunktet og vises derfor som en hyperbel i radarprofilen (Neal, 2004).

### Hellende reflektorer

I et radarprofil vil hellende reflektorer få både feil posisjon og helning. Grunnen til dette er at i et profil blir alle målte refleksjoner plassert loddrett under målepunktet på en dybde som avhenger av gangtiden. Men signaler fra hellende strukturer blir ikke reflektert fra rett under målepunktet. For utstyr der kun en antenne brukes som både sender og mottaker blir signalet reflektert tilbake da vinkelen mellom bølgebåne og reflektor er  $90^\circ$  (figur 3.5). Dette betyr at det registrerte signalet blir plassert for nærme overflaten og den tilsynelatende helningen som vises i profilet er lavere enn den reelle helningen i grunnen. Horisontale reflektorer vil vises med korrekt plassering, men når helningen øker desto større blir forskyvningen. Forskyvningen øker også med dybden (Mussett & Khan, 2000).



**Figur 3.5** Skrå reflektorer blir i radarprofil plassert nærmere overflaten og registrert med lavere helning ( $\alpha_t > \alpha_s$ ) enn det dem har i virkeligheten (Neal, 2004).

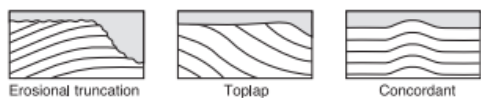
### Refleksjonsmønster i løsmasser

Neal (2004) anbefaler en systematisk måte å beskrive og tolke refleksjonsmønstre i løsmasser. Refleksjoner i et radarprofil blir beskrevet ut fra form, helning, forhold til andre refleksjoner og kontinuitet (figur 3.6). Områdene med uniformt refleksjonsmønster hører til samme radarfacies, og sedimentene som årsaker refleksjonene antas ha et felles sett med egenskaper og lik avsetningshistorie. Grensene mellom radarfacies blir kalt radaroverflater (på engelsk “radar surfaces”) og representerer brudd eller forandring i avsetningsprosessen (Neal, 2004). Noen mulige tolkninger til ulike refleksjonsmønstre er foreslått i figur 3.7.

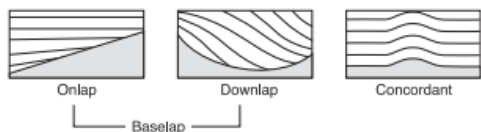


A) RADAR SURFACES : REFLECTION GEOMETRIES

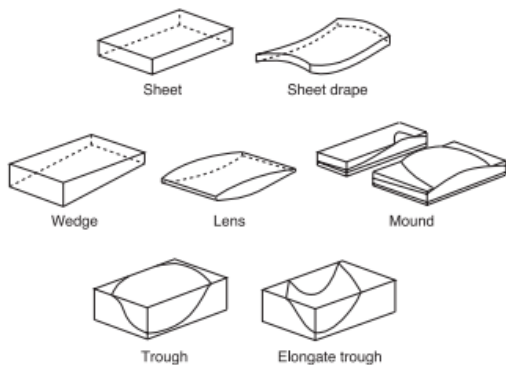
i) UPPER BOUNDARY



ii) LOWER BOUNDARY

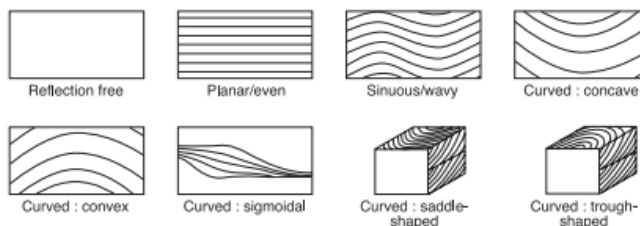


B) RADAR PACKAGES : 3D EXTERNAL FORM

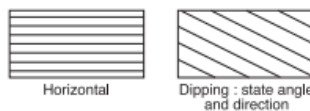


C) RADAR FACIES : DESCRIPTIVE TERMINOLOGY

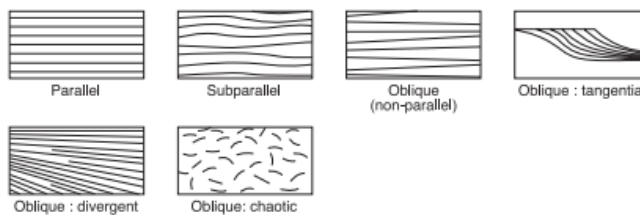
i) REFLECTION CONFIGURATION : SHAPE



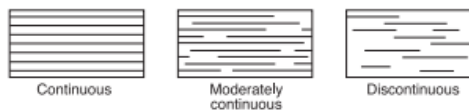
ii) REFLECTION CONFIGURATION : DIP



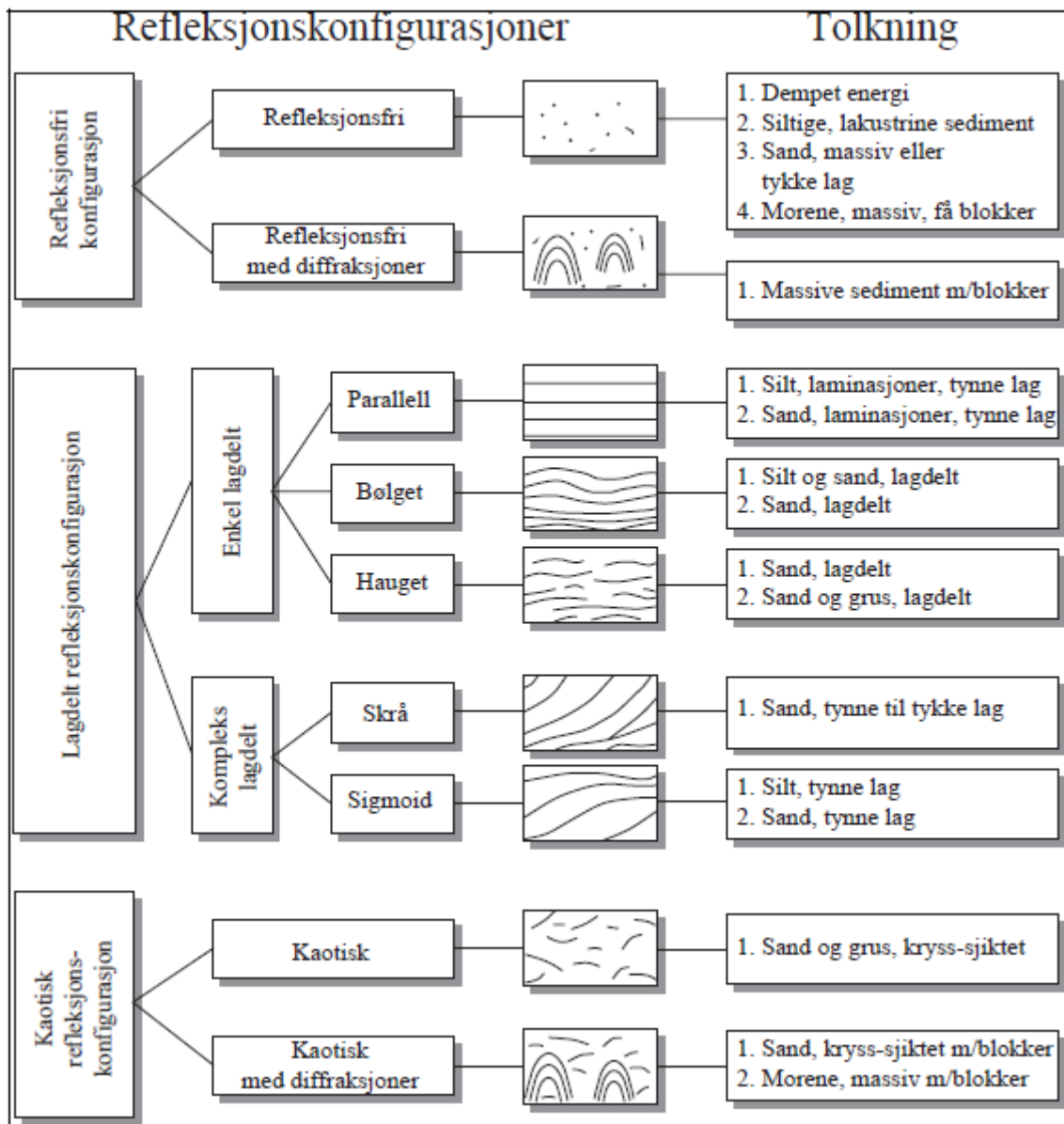
iii) REFLECTION CONFIGURATION : RELATIONSHIP BETWEEN REFLECTIONS



iv) REFLECTION CONTINUITY



Figur 3.6 Terminologi for beskrivelse av refleksjonsmønstre i radarprofiler (Neal, 2004).



**Figur 3.7** Illustrasjon over refleksjonsmønstre i radarprofil med forslag på geologisk tolkning (Mauring et al., 1995 & Beres & Haeni, 1991).

### Grunnvannspeil

På grunn av den store forskjellen i relativ permittivitet mellom tørre og vannmettede løsmasser så vil ofte grunnvannspeilet i grovkornede avsetninger vises som en horisontal kraftig reflektor. I mer finkornede avsetninger fører kapillærkraften til en mer diffus overgang mellom våte og tørre sedimenter, og grunnvannspeilet gir derfor svakere refleksjoner. I radarprofil vil grunnvannspeilet ofte krysse refleksjoner av geologiske strukturer, som for eksempel hellende lag (Mauring et al., 1995).

## Støy

Georadaren registrerer ikke bare det ønskede signalet, men også uønskede bølger som har en annen opprinnelse enn det undersøkelsen har som formål å kartlegge. De bølgene som ikke er relevant for kartleggingen defineres som støy. Det er viktig å identifisere og hvis mulig eliminere støy, slik at det ikke forveksles med signalet og fører til feiltolkninger. En annen grunn til å redusere støy er at det kan skjule de ønskede signalene (Mussett & Khan, 2004).

Georadarutstyret kan selv generere støy som er enten systematisk eller tilfeldig. Systematisk støy oppstår ved samme tid for hver trase og danner dermed et horisontalt bånd i profilet (Mauring et al., 1995). Støy kan i tillegg årsakes av andre typer av sendere og elektronikk som for eksempel radiosendere, mobiltelefoner og mobilmaster. Grunnen til dette er at georadaren registrerer signaler innenfor et bånd av ulike frekvenser (Neal, 2004).

En kilde til støy er refleksjoner fra gjenstander på overflaten slik som høyspentledninger, trær, hus og gjerder. Problemet kan reduseres ved bruk av skjermet antenne der bølgene kun blir sendt ned i marken og en metallplate forhindrer at reflekterte bølger treffer mottakerantennen fra overflaten. I et radarprofil kan støy fra overflateobjekter ta formen av både diffraksjonshyperbler og lineære refleksjoner. Disse kan være vanskelige å gjenkjenne i et profil, hvilket er grunnen til at det er viktig å notere mulige støykilder ute i felt (Neal, 2004).

Rør, kabler og andre nedgravde objekter i grunnen kan utgjøre støykilder når det er geologisk kartlegging som er formålet. Disse gjenkjennes ofte som tydelige diffraksjonshyperbler i radarprofilet. Videre kan en kraftig reflektor, slik som grunnvannsspeil i grove masser, årsake støy som er multipler av den primære refleksjonen. Multipler opptrer når en del av bølgeenergien reflekteres gjentatte ganger mellom reflektorer i grunnen før de blir registrert av mottakerantennen. Disse vil ha omtrent samme form som den primære refleksjonen, men få lenger gangtid og brattere helning (Mauring et al., 1995).

### 3.1.2 Geoelektrisk metode

Den geoelektriske metoden er en undersøkelsesmetode brukt for å kartlegge hva av materialer og strukturer som befinner seg i grunnen uten å gjøre store inngrep i undersøkelsesområdet, noe som er tilfellet ved undersøkelser hvor gravegroper er tatt i bruk. Undersøkelsene blir gjort ved å sende en strøm i grunnen og måle verdier for strøm og spenning for å finne variasjoner i resistivitet i grunnen. Tradisjonelt har disse undersøkelsene blitt gjort ved å sende en strøm mellom to metallspyd som blir satt ned i grunnen. To andre metallspyd måler spenningsforskjelle over strømmen (Mussett & Khan). Metoden har blitt benyttet siden 1920-tallet (Loke, 2000), og hovedformålet med metoden har vært å kartlegge ulike bergarter i undergrunnen, finne vannforekomster og forurensninger og søke etter funnsteder i forbindelse med arkeologiske utgravninger (Mussett & Khan, 2000). I Sibir har det også vært aktuelt å kartlegge permafrosten ved hjelp av den geoelektriske metoden, men dette har til tider vært vanskelig å gjennomføre, da det er dårlig kontakt mellom grunnen og spydene, siden frosten fører til at overflaten er vanskelig å trenge gjennom (Timofeev, 1994).

For å lettere kunne utføre undersøkelser i områder med permafrost, ble en metode kalt kapasitivt koblet resistivitet (Capacitively coupled resistivity (CCR)) utviklet (Timofeev, 1994), hvor måleapparatet ligger oppå overflaten (Geometrics, 2001). Metoden har blitt veldig utbredt i Russland, men er også aktuell å bruke andre steder hvor det er utfordringer knyttet til bruken av den tradisjonelle metoden. Samtidig er den mer tidseffektiv enn den tradisjonelle måten, da det ikke er behov for å plassere ut oppsettet på nytt for hvert målepunkt. Siden CCR-metoden ble tatt i bruk på midten av 1970-tallet (Timofeev, 1994), har den blitt videreutviklet hos flere aktører. Blant dem er Androtex Ltd. i Canada (Douma et al., 1994; Timofeev et al., 1994) og Geometrics Inc. i California, USA. I denne oppgaven ble et CCR-system som går under navnet OhmMapper og som er produsert av Geometrics brukt i feltundersøkelsene (Geometrics, 2001).

#### 3.1.2.1 Strøm og elektrisitet

Alle stoffer er bygd opp av atomer, som igjen består av en kjerne med protoner og nøytroner, og elektroner som går i bane rundt kjernen. Forholdet mellom antall protoner og elektroner i atomet bestemmer den elektriske ladningen til atomet, mens nøytronene er elektrisk nøytrale.

Protonene og elektronene har like store og motsatte ladninger, og i de fleste stoffene i naturen er det like mange protoner som elektroner, slik at den elektriske ladningen er i balanse og stoffet er nøytralt. For å endre den elektriske ladningen til må antallet elektroner endres, enten ved å fjerne elektroner, eller ved å legge til flere i atomet. Ved overskudd av elektroner i forhold til protoner, blir den totale elektriske ladningen negativ, mens ved et underskudd av elektroner, blir den elektriske ladningen positiv (Cutnell, 2013; Mussett & Khan, 2000).

Elektrisk strøm kommer av elektroner som har mulighet til å bevege seg fritt i et materiale. For at materialet skal ha frie elektroner, må det bestå av atomer som lett gir i fra seg elektroner som får flyte fritt rundt i stoffet, som for eksempel metaller. Siden disse materialene leder strøm godt, kalles de for ledere. Motsatt kalles materialer som leder strøm veldig dårlig for isolatorer. Disse består av atomer som ikke gir fra seg elektroner like lett, eventuelt at de frigitte elektronene har veldig lett for å feste seg til andre atomer igjen, dette gjelder for eksempel glass (Cutnell, 2013).

Dersom det ikke er noen kraft til å drive elektronene i en bestemt retning, vil det heller ikke bli noen strøm. Elektronene vil drive rundt i alle retninger i materialet, og den gjennomsnittlige elektriske strømmen vil være null (Sternheim & Kane, 1991). Kraften som driver elektronene i en bestemt retning kalles for elektrisk spenning, og blir målt i volt, V, og vil endre seg proporsjonalt med strømmen. Verdier for strøm blir målt i ampere, og forholdet mellom strøm og spenning er gitt ved Ohms lov:

$$R = \frac{\Delta V}{I}. \text{ Den kan omstruktureres til:}$$

$$\Delta V = R * I,$$

der V er spenning målt i volt og I er strøm målt i ampere. R er resistansen i kretsen, og er en proporsjonalitetskonstant mellom strøm og spenning. Denne størrelsen blir oppgitt i ohm ( $\Omega$ ) (Mussett & Khan, 2000).

Resistansen i et materiale er en verdi for hvor vanskelig det er for elektronene å bevege seg i materialet, på samme måte som friksjon er motstand mellom to gjenstander eller materialer,

som for eksempel når man skubber en kasse over et gulv. Jo større resistansen er, desto vanskeligere er det å sende strøm gjennom materialet. Dette kommer av at elektronene støter mot gitterstrukturen som atomene i materialet bygger opp (Jerstad et al., 2007). Hvor stor resistansen er vil derfor avhenge av hvilket materiale det handler om, og formen på materialet. For det samme materialet vil et lengre objekt ha større resistivitet enn et kortere, og motsatt vil et objekt med større tverrsnitt ha mindre resistivitet enn et med mindre tverrsnitt (Mussett & Khan).

At resistansen varierer med geometri, gjør det vanskeligere å knytte målinger av verdien opp mot bestemte materialer. Det er derfor nødvendig å ha en størrelse som ser bort fra formen, og det er her resistivitet kommer inn i bildet. Resistivitet er resistansen multiplisert med en verdi  $k$  kalt geometrisk faktor. Den tar høyde for geometrien for måleoppsetningen, og gjør det mulig å sammenlikne ulike verdier knyttet til resistans. Resistiviteten blir gitt ved denne likningen:

$$\rho_a = \rho * \frac{\Delta l}{A},$$

der  $\rho_a$  er tilsynelatende resistivitet,  $k$  er geometrisk faktor og  $\Delta V/I$  er resistans (Mussett & Khan). Tilsynelatende resistivitet er et gjennomsnitt av resistivitetene til alle materialene som strømmen beveger seg gjennom (Loke, 2000), og verdier for resistivitet og tilsynelatende resistivitet blir oppgitt i ohm-meter ( $\Omega m$ ) (Mussett & Khan, 2000). I tabell 3.3 under er resistiviteter for vanlige geologiske materialer listet opp (Solberg et al., 2011)

**Tabell 3.3** I tabellen er resistiviteten til vanlige geologiske materialer listet opp. Det er disse verdiene NGU har som utgangspunkt i sine tolkninger av resistivitetsmålinger (modifisert etter Solberg et al., 2011 og Reynolds, 2011).

	<i>Materiale</i>	<i>Elektrisk resistivitet (<math>\Omega m</math>)</i>
<i>Bergarter</i>	<i>Massive sulfider</i>	<i>0,01-1</i>
	<i>Grafitt</i>	<i>0,1-10</i>
	<i>Magmatiske og metamorfe bergarter</i>	<i>1000-100 000</i>
	<i>Sedimentær bergarter</i>	<i>7-100 000</i>
	<i>Forvitrede bergarter</i>	<i>5-50 000</i>
<i>Løsmasser</i>	<i>Leire</i>	<i>1-100</i>
	<i>Grus og sand (tørr)</i>	<i>&gt;1400</i>
	<i>Grus og sand (vannmettet)</i>	<i>&gt;100</i>
	<i>Morene</i>	<i>10-5000</i>
<i>Vann</i>	<i>Saltvann</i>	<i>0,5-1</i>
	<i>Ferskvann</i>	<i>5-100</i>

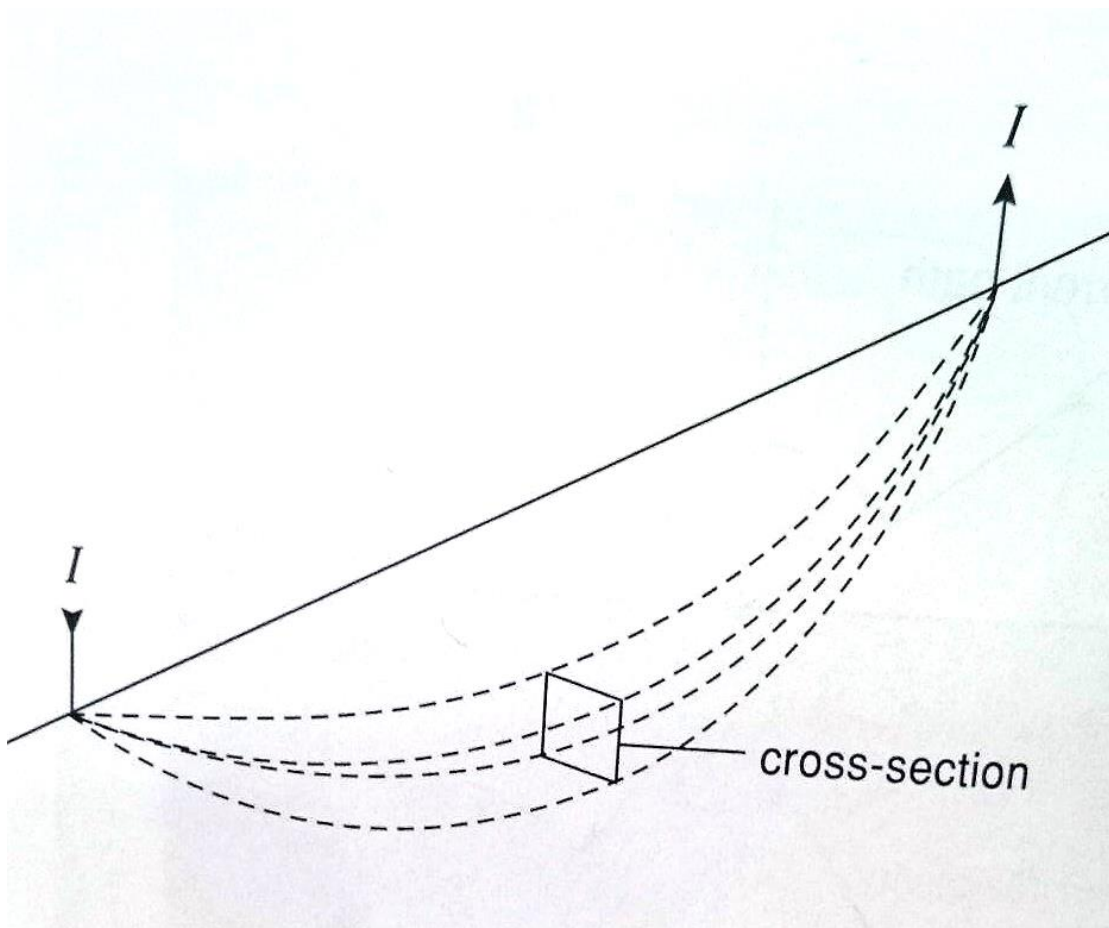
GE491

Kandidatnr. 214 og 201

28.05.2018

	<i>Sjøis</i>	50-1000
	<i>Permafrost</i>	70-100 000

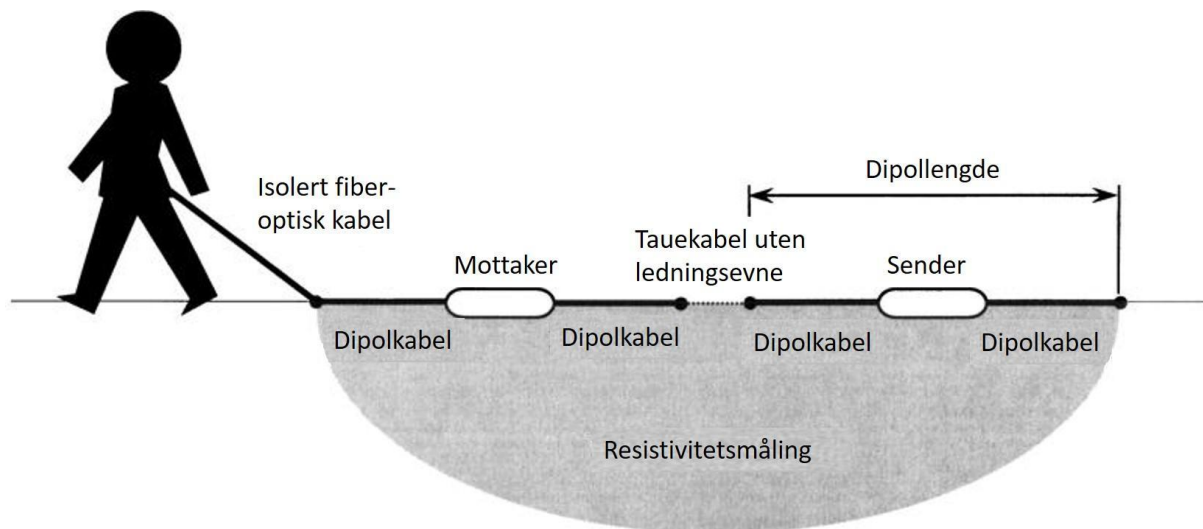
Ved geoelektriske målinger, vil strøm sendt mellom to av metallspydene som er satt i bakken spre seg utover i alle retninger fra det ene spydet, og samle seg igjen ved det andre (figur 3.8). Spredningen skjer både nedover og til sidene, og jo større avstand som er mellom spydene, desto lenger bort fra spydene vil strømmen kunne bre seg utover i bakken. Avstanden som strømmen sprer seg utover i homogen jord kan enkelt regnes ut. Ofte vil ikke grunnen være helt homogen, men gjerne ligge lagvis med materialer som har ulike elektriske egenskaper, eller materialene kan ha mer vertikale grenser. Siden strøm, i likhet med vann, alltid følger minste motstands vei, vil plasseringen av de ulike materialene i forhold til hverandre påvirke strømbanen. Hvis et lag med lav resistivitet ligger over et lag med høy resistivitet, for eksempel leire over fast fjell, vil strømmen ha vanskelig for å trenge ned i det nedre laget, og dermed vil bare det øvre laget påvirke strømmen. Dersom et resistivt lag ligger oppå et mindre resistivt lag, vil strømmen i motsatt fall gå mye dypere, og den vil kun i liten grad bli påvirket av det øvre laget (Mussett & Khan, 2000).



**Figur 3.8** I figuren over er det skissert hvordan strømmen brer seg utover i undergrunnen når den blir sendt mellom to punkter (Mussett & Khan, 2000).

### 3.1.2.2 OhmMapper

En OhmMapper bruker samme prinsipp som kondensatorer til å sende strøm i grunnen. Enkelt forklart består en kondensator av to ledere plassert veldig nær, men ikke helt inntil hverandre. Mellom lederne er det ofte lagt inn et isolerende stoff kalt et dielektrikum, slik at det ikke er mulig for ladninger å passere direkte gjennom kondensatoren. Når kretsen er koblet på en spenningskilde, vil lederne istedenfor få like store, men motsatte ladninger. Dette fordi den ene lederen blir fylt opp med negative ladninger, mens den andre blir tømt for dem. Når en leder er fylt opp med elektroner, vil strømmen stoppe opp, og kondensatoren fungerer som et lager for strøm. For å gjenoppta strømmen i kretsen, må spenningskilden endre retning, slik at elektroner kan strømme inn i den positive lederen, som da blir negativ, og ut av den andre. Dette er grunnen til at kretser med kondensatorer fungerer med vekselstrøm, men ikke med likestrøm (Giancoli, 2005).



**Figur 3.9** Figuren over viser hvordan OhmMapperen er satt sammen (modifisert fra Walker & Houser, 2002).

OhmMapperen består av to dipoler, der den ene er en sender og den andre en mottaker som begge har to kabler festet til seg. (figur 3.9). Kablene fungerer som antenner som sender ut og registrerer elektriske signaler (figur 3.10). Dette skjer ved at en dipolkabel representerer den ene av lederne i en kondensator, mens grunnen den ligger oppå fungerer som den andre. Når en antenne blir negativt ladet, vil den danne et elektrisk felt som påvirker elektronene i bakken, og de vil bevege seg bort fra antennen, slik at det går en strøm bort fra

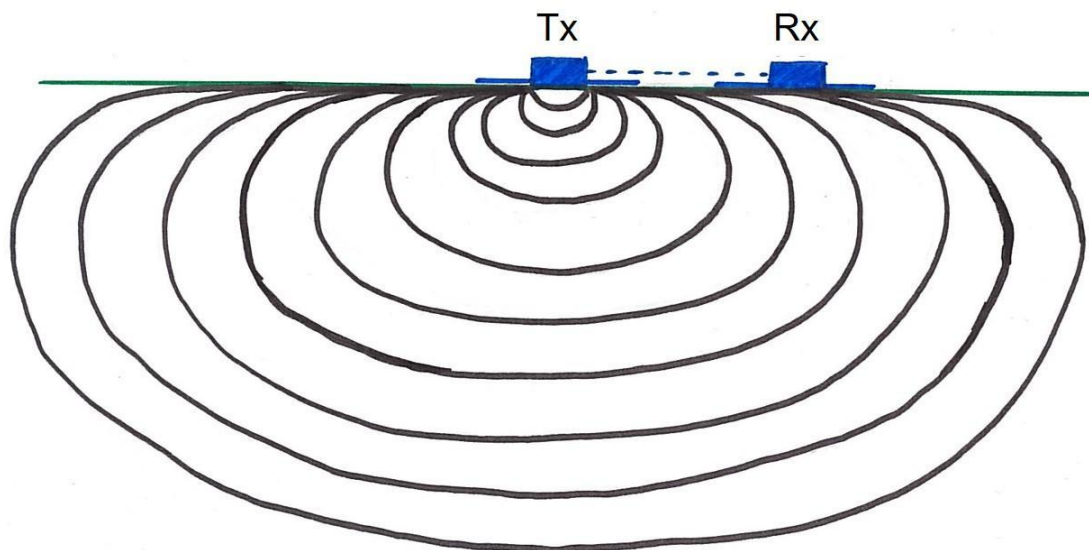
GE491

Kandidatnr. 214 og 201

28.05.2018



kondensatoren. Denne strømmen vil påvirke den andre dipolkabelen i senderen, og det oppstår en sluttet krets bestående av to kondensatorer. Strømsignaler som når bort til dipolkablene i mottakeren vil påvirke disse på samme måte som kablene i senderen blir påvirket. Disse vil måle spenningen over strømmen som blir registrert (de Pascale et al., 2008; Giancoli, 2005). Mottakeren kan skille signalet fra senderen fra andre signaler og støy, da frekvensen på signalet er omtrent 16,5 kHz. Dette er en mye høyere frekvens enn det som blir brukt i høyspentledninger og lignende, slik at OhmMapperen blir lite utsatt for forstyrrelser (Geometrics, 2001).



**Figur 3.10** Figuren viser hvordan resistiviteten i grunnen blir målt. Tx er senderen, og det er mellom kablene til senderen at strømmen beveger seg. Rx er mottakeren i systemet, og den måler spenningen til de strømbanene som når bort fra senderen .

Dersom resistiviteten i grunnen er for stor i forhold til spenningskilden i senderen, vil det ikke kunne gå noen strøm i grunnen før spenningen i kretsen har økt nok til å overstige resistiviteten. Siden grunnen ikke er homogen, vil resistiviteten i grunnen variere konstant, og strømstyrken på det utsendte signalet må stadig reguleres. For å enklere holde orden på hvilken strømstyrke som blir benyttet, opererer OhmMapperen med åtte ulike nivåer for strømmen. Når forholdene i grunnen endrer seg, hopper OhmMapperen til det neste nivået som passer best. Hvilket nivå som blir benyttet, blir kodet inn i det utsendte strømsignalet som mottakeren, slik at strømstyrken som har blitt sendt ut til enhver tid er kjent (Geometrics, 2001).

For å finne resistiviteten, må også spenningen over strømmen i grunnen måles. Dette blir gjort av mottakeren (Timofeev, 1994), og systemet bruker spenningsverdiene sammen med verdiene for strømmen og den geometriske faktoren assosiert med måleoppstillingen til å regne ut den tilsynelatende resistiviteten automatisk. Den geometriske faktoren varierer med avstanden mellom dipolene. Det gjør også dypet som strømmen beveger seg i, da større dipolavstander gir målinger i større dyp. Dette fordi mottakeren måler spenningen over de strømbanene som passerer mottakeren. Når mottakeren er plassert veldig nær senderen, er det strømbanene nærmest senderen som blir registrert, mens en større avstand fører til at mottakeren gjør målinger på de banene som er lenger bort fra senderen, og dermed også beveger seg dypere, se figur 3.10 (de Pascale et al., 2008; D. Groom, personlig kommunikasjon, 19. april 2018). For at datasettet ikke skal bli for stort, blir det av produsenten av utstyret anbefalt å endre avstanden mellom sender og mottaker med en faktor  $n$ . Denne faktoren er forholdet mellom avstanden mellom sender og mottaker, og lengden på hver av dipolene. For at datasettene skal bli så lette å håndtere som mulig, blir det av Geometrics Inc. anbefalt å ha  $n$ -faktorer i form av heltall eller brøkdelt heltall, som  $\frac{1}{4}$ ,  $\frac{1}{2}$ , 1, 2, 3 osv. (Geomatrics, 2001).

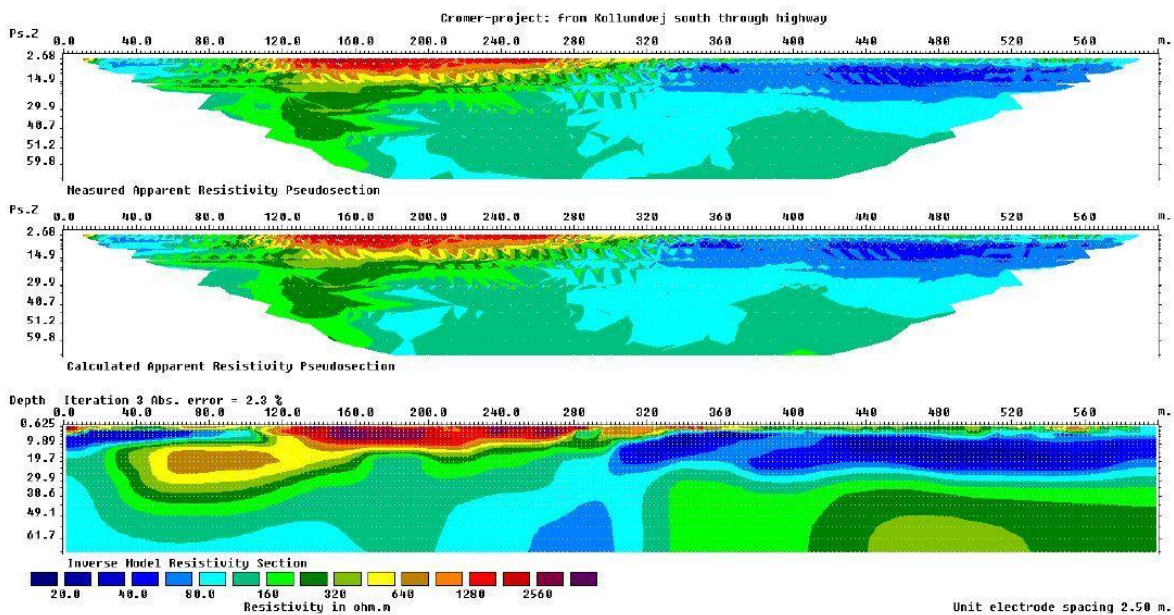
Hvor dypt OhmMapperen kan foreta målinger er avhengig av materialtypen, og hvordan materialene ligger i forhold til hverandre, som forklart under avsnitt 3.1.2.1. Det finnes likevel en tommelfingerregel om at dypet målingene blir gjort ved er omtrent en femtedel av lengden til oppsettet (Geomatrics, 2018). Dersom det er ønskelig å foreta dype målinger, er den enkle løsningen å operere med veldig lange oppsett, men det finnes en grense for hvor langt oppsettet kan være. For det første, så vil lengre oppsett gjøre utstyret tyngre å slepe på. For det andre vil muligheten for feil og forstyrrelser øke med økt oppsettslengde, da signalstyrken blir mindre lenger bort fra kilden (Geomatrics, 2001). Dessuten vil elektromagnetiske faktorer bli mer dominerende. For å unngå at målingene blir påvirket av disse elektromagnetiske faktorene er det derfor viktig å holde oppsettlengden kortere enn skinndybden (Groom, 2008). For de elektriske målingene med OhmMapperen, er skinndybden,  $\delta$ , gitt ved denne likningen (Yamashita et al., 2004):

$$\delta \approx 503 * \sqrt{\frac{\rho}{f}}$$

der  $\rho$  er resistiviteten i grunnen og  $f$  er frekvensen på det utsendte signalet.

### 3.1.2.3 Inversjon av pseudoseksjoner

Som nevnt i avsnitt 3.1.2.1 er den tilsynelatende resistiviteten et gjennomsnitt av resistiviteten til alle materialene som strømmen beveger seg gjennom (Loke, 2000). De gjennomsnittlige resistivitetenene kan fremstilles grafisk ved hjelp av en pseudoseksjon (figur 3.11). Siden pseudoseksjonen viser de gjennomsnittlige resistivitetenene til alt materialet som strømmen beveger seg igjennom og ikke den virkelige resistiviteten i hvert enkelt punkt, tegner den et delvis forvrengt bilde av virkeligheten. For å framstille en modell som viser den virkelige fordelingen av resistiviteter langs den undersøkte strekningen, må en inversjon av verdiene i pseudoseksjonen gjennomføres (Loke, 2000).



**Figur 3.11** De tre profilene i bildet over er profilene som blir generert ved inversjon av tilsynelatende resistiviteter. Det øverste profilet er pseudoseksjonen som viser de målte tilsynelatende resistivitetenene. Profilet i midten viser kalkulererte tilsynelatende resistiviteter, mens det nederste profilet viser en modell av hvordan resistivitetenene i grunnen kan se ut (Geotomo Software, 2018).

Til inversjonen av tilsynelatende resistiviteter blir det brukt komplekse matematiske formler med mange variabler, slik at utførelsen egner seg best i programmer laget spesifikt for å utføre denne operasjonen, for eksempel Res2DInv. Selv om de matematiske formlene er kompliserte, er prinsippet som inversjon følger likevel enkelt. Programmet deler nemlig grunnen opp i rektangulære celler, og regner ut mulige faktiske resistiviteter for hver enkelt

celle. Basert på den utregnede resistiviteten blir en syntetisk tilsynelatende resistivitet målt. Dersom disse verdiene er lik de målte resistivitetene fra felt, er muligheten stor for at den kalkulerte resistiviteten stemmer overens med geologien ute i felt. Forskjellen mellom pseudoseksjonene for målte og kalkulerte resistiviteter blir oppgitt i prosent "Abs. error". (Loke et al., 2003; Reynolds, 2011). Det er likevel ingen garanti for at den kalkulerte resistiviteten stemmer overens med de virkelige forholdene, da det alltid er flere modeller som kan gi opphav til de samme verdiene for kalkulert tilsynelatende resistivitet (Loke, 2000).

Resistivitetene blir i pseudoseksjonene og i det modellerte profilet presentert med fargekoder. Ved bruk av forhåndsinnstillingene vil det i Res2DInv være 17 ulike farger, og intervallene for resistivitetsverdiene er logaritmiske. Lave resistivitetsverdier blir framstilt med blå farger, mens høye resistiviteter blir framstilt i rødlige toner. Midlere verdier blir visualisert med grønt og gult (Geotomo Software, 2018). For både pseudoseksjonene og det modellerte profilet viser x-aksen avstand oppgitt i meter. Y-aksen viser dyp på forskjellige måter for pseudoseksjonene og modellen. I modellen blir dypet oppgitt i meter, mens for pseudoseksjonene ligger målepunktene langs ulike nivåer. En vanlig metode å plassere målepunktene i pseudoseksjonen på, er å legge dem i skjæringspunktet mellom to linjer som blir trukket fra hver elektrode i oppsettet, og som har en vinkel på  $45^\circ$  til horisontalen (Loke, 2000).

## 3.2 Skred

Skred er bevegelser av masser langs en skråning. Drivkraften bak bevegelsen er tyngdekraften. De tre hovedtypene når det gjelder skred er skred i fast fjell, løsmasseskred og snøskred (Øydvin, 2011). Videre blir disse skredtypene sortert etter volum, vanninnhold og bevegelse (USGS, 2004). I tabell 3.4 er de ulike skredtypene listet opp etter materialtype (Øydvin, 2011). For undersøkelsene som har blitt gjort i Vik, er det mest hensiktsmessig å se på skred i fast fjell og løsmasser, da dette er de dominerende skredhendelsene innenfor studieområdet (se avsnitt 2.2).

**Tabell 3.4** Tabellen viser de ulike skredtypene sortert etter materialtype som skredet består av (Øydvin, 2011).

Fast fjell	Løsmasser		Snø
	Grove	Fine	
Steinsprang	Jordskred		Snøskred
Steinskred			
Fjellskred	Flomskred	Kvikkleireskred	Sørpeskred

### 3.2.1 Skred i fast fjell

Denne skredtypen omhandler materialer som har løsnet fra berggrunnen i bratte fjellsider, og som på grunn av gravitasjonen blir transportert nedover fjellsida. Hvor store bruddstykkene er, er avhengig av størrelsen på og hyppigheten av deformasjoner og sprekker i fjellet (Øydvin, 2011).

#### Steinsprang og steinskred

Avsetninger fra gjentakende hendelser med steinsprang og steinskred danner kjegleformede urer bestående av blokker og steiner langs skråningen som skredene kommer fra (Devoli, 2011; Øydvin, 2011). De største klastene vil samle seg i bunnen av ura, og oppover vil det gradvis bli mindre kornstørrelser. Ved lokale utglidninger og skredhendelser som har ekstra stor utløpslengde, kan det danne seg tungeformasjoner i nedre del (NGI, 2014).

#### Fjellskred

Fjellskred har en mye større utløpslengde enn steinsprang og steinskred. Enkelte av disse skredene kan bli avsatt flere hundre meter opp i en motstående fjellside. Skredene gir opphav til store blokkavsetninger med bratte tunger i front og en kaotisk, usortert og uregelmessig overflate. (Devoli, 2011).

### 3.2.2 Skred i løsmasser

Løsmasseskred er et begrep for skred i alle typer masser som ligger oppå fast fjell, og de kan inneholde både stein, grus, sand, silt, leire, organisk materiale, og/eller masser som stammer fra menneskelig aktivitet (Øydvin, 2011; Bargel, 2011). Løsmasseskredene blir etter materialinnhold, vanninnhold og egenskaper delt inn i jordskred, flomskred og kvikkleireskred (Bargel, 2011). I denne teksten blir bare jordskred og flomskred behandlet, da det ifølge løsmassekartet (figur 2.3) over området ikke finnes marin leire i Vikøyri (Eikemo, 1983).

#### **Jordskred**

Jordskred blir avsatt som tungeformer og tungeformede rygger i bunnen av skråninger (Øydvin, 2011). Massene består av matriksbårede klaster som viser en reversgradering, og en sandig siltig matriks (Blikra & Nemeč, 1998). Ved gjentakende skredhendelser, vil jordskredene over tid bygge opp avsetninger i form av vifter (Bargel, 2011).

#### **Flomskred**

Flomskredavsetninger kan minne en del jordskredavsetninger, da de i likhet med jordskredene ofte har matriksbårede klaster som er reversgradert. Dersom flomskredene har et ekstra stort vanninnhold, kan avsetningene minne mer om elveavsetninger, med normalgraderte, klastbårede sedimenter (Blikra & Nemeč, 1998). Avsetningene danner vifter med jevne overflater, og tunger i front (Bargel, 2011), og langs skredløpet blir det dannet rygger, såkalte leveer (NVE, 2013) som består av blokker og store steiner (Hyndman & Hyndman, 2014).

## 3.3 Løsmasser i glasiale daler

**Morene** består generelt av usorterte masser som kan inneholde alle kornstørrelser fra leire til store blokker. Andelen av de ulike klaststørrelsene i avsetningene avhenger en god del av bergarten løsmassene stammer fra, da mykere bergarter som kalkstein, skifer og fyllitt lettere blir oppknust og kan gi mer finstoff i løsmassene enn hardere bergarter, som granitt og gneis

GE491

Kandidatnr. 214 og 201

28.05.2018

(Skøien, 2000). De større klastene har veldig varierende rundingsgrad, alt etter hvor i breen de stammer fra, men den dominerende rundingsgraden er som regel subkantet til subrundet (Hambrey, 1994).

**Breelavsetninger** er sorterte og ofte lagdelte masser med et relativt lite innhold av finstoff. Dominerende sedimenter her er som regel sand og grus med god rundingsgrad (Skøien, 2000).

**Elveavsetninger** minner veldig om breelavsetninger, men de inneholder gjerne noe mer organisk materiale og finstoff enn breelavsetningene. (Skøien, 2000) Fellestrekk for de fleste elver, breelver inkludert, er en normalgradering av sedimentene, med de største klastene i bunnen, og gradvis finere sedimenter oppover. Dette er også hovedtrekkene for elveavsetninger på alluviale vifter (Nichols, 2009).

**Flomavsetninger** består av finkornete sedimenter, som silt, leire og fin sand, med stor lateral utbredelse og danner tynne, horisontale lag. Langs flomkanalen vil større kornstørrelser som grov sand bli avsatt. Ved gjentakende flomhendelser vil de bygge seg opp til å danne leveer, altså rygger langs elvekanalen (Nichols, 2009).

**Delta** bygget opp av breelver vil karakteriseres av tydelige skrålag. Disse deltaskråningene kan helle opp mot 30 grader (Nichols, 2009) og består av vekslende lag med sand og grus (Clemmensen & Houmark-Nielsen, 1981).

**Marine avsetninger** inneholder mye leire, silt (Skøien, 2000) og fin sand med stor horisontal utbredelse (Nichols, 2009). De kan ofte være lagdelte, og har gjerne en mørk gråblå, svkat blå eller lysebrun farge (Skøien, 2009).

### 3.4 Geofysiske undersøkelser av skred

I 2016 kartla Seljeset og Hove (2016) løsmasser på Hauge i Lærdal ved hjelp av georadar. I de resulterende profilene ble det observert tunger med ulagdelte, kaotiske refleksjoner som ble tolket til å være skredavsetninger.

Kartleggingen som Grønli og Norheim foretok av skredavsetninger i Anestølsvatnet (Grønli & Norheim, 2016) viste også skredavsetninger som kaotiske avsetninger med et stort innslag av hyperbler.

## 4. Metode

### 4.1 Planlegging

I planleggingen for feltarbeidet ble det laget en skisse over plasseringene av tenkte radarprofil. Det ble fokusert på å legge mange profilstrekninger parallelt med den forventede avsetningsretningen for skred. Dette ble gjort for å få profil med mest mulig korrekte helninger, lagtykkelser og utløpslengder. For å kunne følge lateral utbredelse og kunne korrelere avsetninger i parallelle profil ble det også planlagt noen kryssende profil, omtrent vinkelrett på skredavsetningene. Profilstrekningene parallelt med og vinkelrett på avsetningsretningen danner tilsammen et rutenett som dekker hvert av de to fokusområdene Tenål og Seim.

Ved tidligere skredundersøkelser i området ble det gravd 4 groper (se avsnitt 2.2), og for hver gravegrop ble materiale og lagdeling dokumentert. Denne informasjonen kan være til god hjelp i tolkningsarbeidet av radarprofilene, og med bakgrunn av dette ble det planlagt profilstrekninger tett på alle tidligere gravegropene. Under utførelsen av feltarbeidet ble det i tillegg oppdaget at en pågående arkeologisk undersøkelse midlertidig hadde 9 åpne gravegropene i området. Med tillatelse fra arkeologene ble det dokumentert egne sedimentære logger fra flere av disse (se avsnitt 4.2.3 samt kapittel 5). De planlagte radarprofilene i Tenål-området var i utgangspunkt allerede innsamlet før arkeologene gravd opp gropene, men muligheten for sikrere og nøyaktigere tolkning av resultat ga grunn for å innhente noen kompletterende profil tett på de nye gropene.

Hvor målinger med OhmMapper skulle gjøres, ble bestemt ut fra hvilke georadarprofil som var interessante å få tilleggsinformasjon om og hvor det ut fra kartene så ut til å være gode muligheter for å kartlegge skredstrukturer og tolke dem. Noen av gravegropene fra de arkeologiske undersøkelsene ble oppdaget i nærheten av strekninger som allerede hadde blitt gått med georadar. Dermed ble noen av strekningene med OhmMapper også lagt dit, for å kunne sammenlikne de to metodene med hvordan det så ut i virkeligheten. Dessuten gir geoelektriske metoder bare en indikasjon på hvilke materialer det kan være snakk om, men viser ikke direkte til det faktiske materialet (Mussett & Khan, 2000). Det er derfor en fordel å kunne sammenlikne georadarprofil med sedimentære logger for å konstatere hva som har blitt målt.

GE491

Kandidatnr. 214 og 201

28.05.2018



## 4.2 Feltarbeid

### 4.2.1 Datainnsamling med georadar

#### Bestemmelse av opptaksparametre

Før datainnsamling med georadar kan utføres er det noen opptaksparametre som må bestemmes (tabell 4.1). Utstyret som ble brukt i denne oppgaven samler inn målinger med et konstant tidsintervall. For å unngå lav oppløsning av hellende reflekterer bør tidsintervallet bestemmes slik at det resulterende flytteavstandet mellom målinger ikke overstiger Nyquist-intervallet. Nyquist-intervallet gir således den maksimale flyttavstanden mellom målinger (Mauring et al., 1995). Nyquist-intervallet ( $a$ ) avhenger av bølgefrequens og relativ permittivitet i grunnen:

$$a \approx \frac{\lambda}{4f\sqrt{\epsilon_r}} \quad (\text{Mauring et al., 1995})$$

Maksimum tidsintervall ble beregnet gjennom å dele Nyquist-intervallet med forventet ganghastighet under datainnsamlingen. Verdiene som er brukt er vist i tabell 4.1.

**Tabell 4.1** Innstillinger for georadar som ble brukt under feltarbeidet høsten 2017.

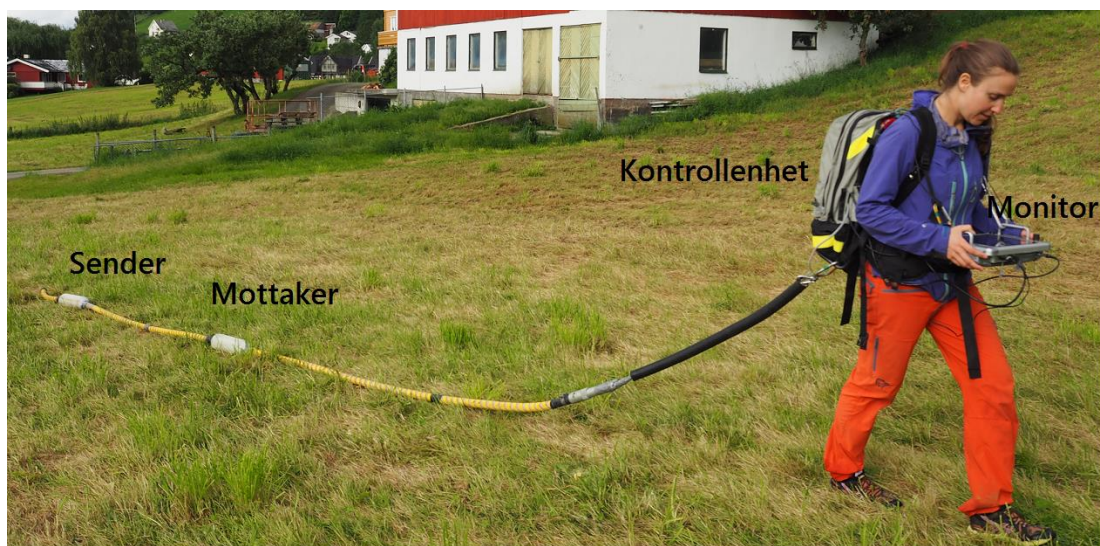
Opptaksparametre	50 MHz antenne	100 MHz antenne	500 MHz antenne
Opptaksmodus	Tidsutløser	Tidsutløser	Tidsutløser
Tidsintervall	0,40 - 0,70 s	0,20 - 0,35 s	0,035 s
Opptakstid	930 - 1009 ns	700 ns	170 - 299 ns
Samplingsfrekvens	~500 MHz	~1000 MHz	~5000 MHz
Antall stacks per måling	4	4	4

Opptakstiden, også kalt tidsvinduet, angir hvor lenge EM-bølger blir utsendt og registrert for hver måling (Malå Geoscience, 2018). Minimum opptakstid ble beregnet ut fra hvor dype reflektorer det var ønskelig å registrere samt fra estimert relativ permittivitet (Mauring et al. (1995). Verdier for relativ permittivitet ble anslått basert på forventet type avsetning og fuktighet i marken (tabell 3.1). Samplingsfrekvensen angir hvor ofte amplituden av den mottatte bølgen blir målt og denne bør i følge utstyrproduzenten være 10 ganger antennefrekvensen (Malå Geoscience, 2018). Det er viktig med tilstrekkelig stor samplingsfrekvens fordi få målinger per bølgelengde vil kunne undervurdere amplituden på signalet, gi misvisende lange bølgelengder og potensielt miste noen signaler (Mussett & Khan, 2000).

En måte å forsterke signalet i forhold til tilfeldig støy er “stacking”, da flere traseer summeres slik at målingen i et punkt blir et gjennomsnitt (Mussett & Khan, 2000). Hvis antallet stacks per måling er høyt vil tidsbruken øke siden datainnsamling må gjøres med en lavere hastighet (Neal, 2004). Alle profiler ble innsamlet med 4 stacks per måling siden dette forventes gi en god balanse mellom forsterket signal og tidsbruk. I tillegg til de innstillinger som er vist i tabell 4.1 så ble det også satt en gjennomsnittlig bølgehastighet, basert på forventet materialtype i grunnen.

### Måleutstyr

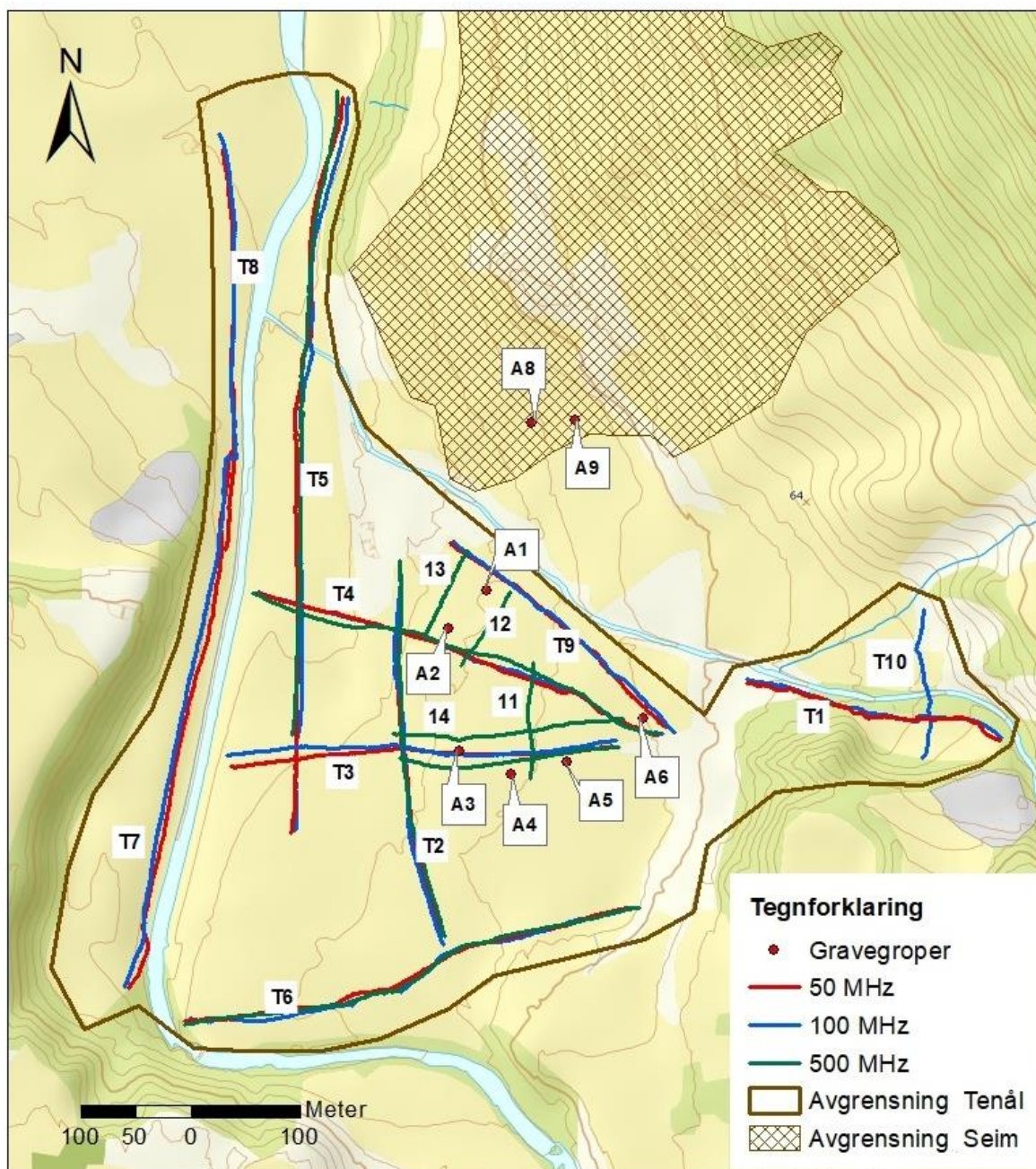
Utstyret som ble brukt er av merket Malå (figur 4.1). Det er et system bestående av en kontrollenhet av typen “ProEx Control Unit”, en monitor av typen “XV Monitor” og tre ulike antenner å skifte mellom. Kontrollenheten styrer datainnsamlingen og sender data til monitoren hvor målingene blir lagret. Antennene er av typene “Rough Terrain Antenna” (RTA) for frekvensene 50 og 100 MHz samt “Shielded Antenna” for frekvensen 500 MHz. De uskjermede RTA-antennene er montert på en lang kabel med en viss separasjon mellom sender- og mottakerantenne. 500 MHz antennen har både sender og mottaker i en boks, som i motsetning til RTA-antennene er skjermet og mottar derfor kun refleksjoner fra grunnen (se avsnitt 3.1.1.8 under støy). En GPS koblet direkte til monitoren registrerer georadarens posisjon langs profilstrekningen med en nøyaktighet på rundt 4 meter ifølge Malå Geoscience (2018). Det er en GPS av merket GlobalSat og typen “BU-353S4”. Siden GPS’en er festet på operatøren og ikke mellom antennene der hvor målingene tas, så vil registrert posisjon være noe forskjøvet i forhold til målingene.



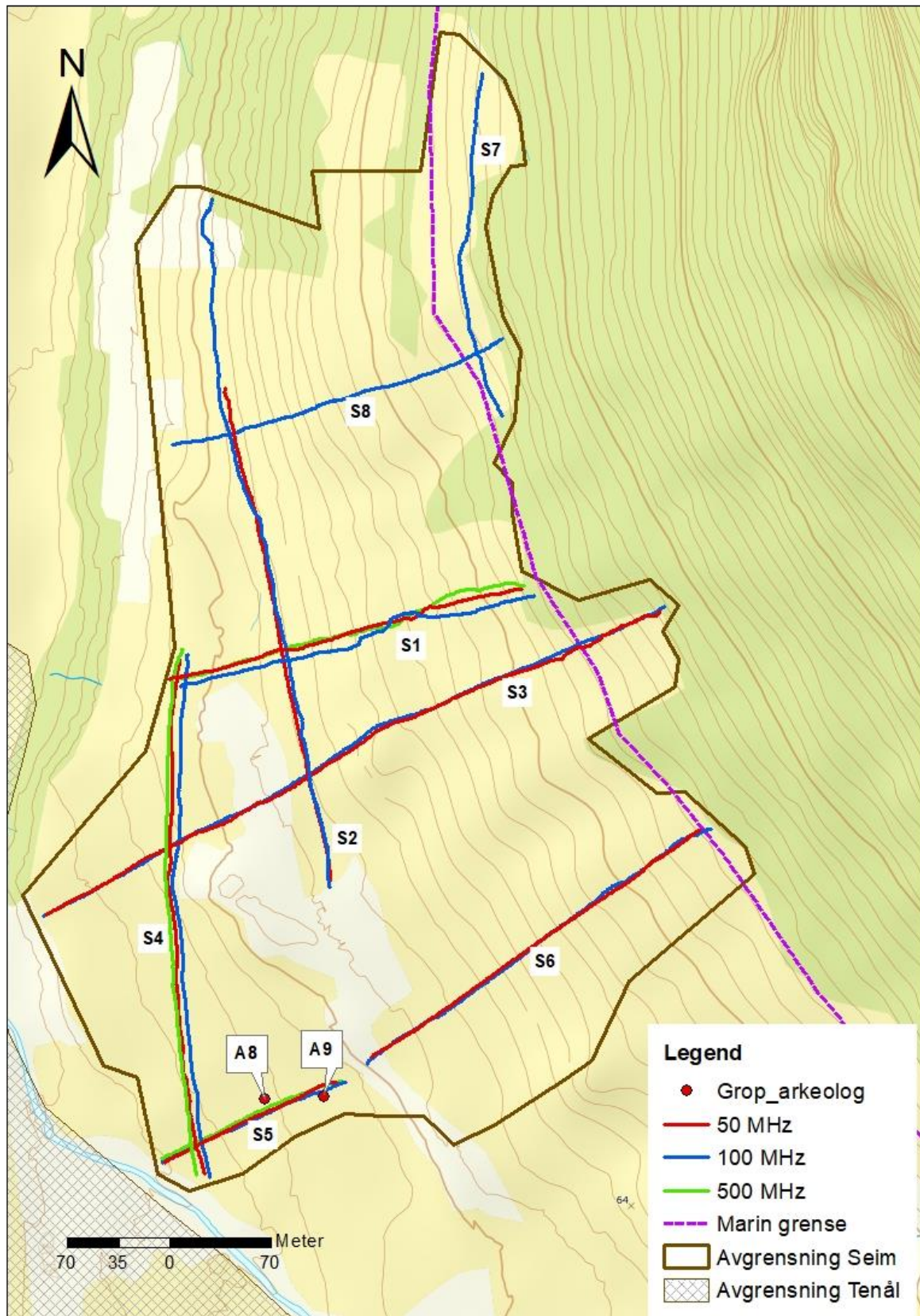
**Figur 4.1** Innsamling av georadarmålinger i Tenåls langs profillinje T3 den 16 august 2017. Utstyret er av merket Malå og antennen som brukes sender på frekvensen 100 MHz.

### Gjennomføring

Feltarbeid med georadar ble utført over totalt 7 dager i august og oktober 2017. Det ble innsamlet data fra 27 selvstendige profilstrekninger fordelt på de tre fokusområdene. På grunn av tidspress ble det senere vurdert å begrense oppgaven til de to områdene Seim og Tenåls (figur 4.2 og 4.3). De fleste av disse strekningene ble gått med 50, 100 og 500 MHz radarantenner og totalt antall innsamlede georadarprofiler er 57 stykk. 50 og 100 MHz-profilene gir en god oversikt over hovedtrekkene i avsetningene, mens den høyfrekvente 500 MHz antennen har en lavere penetrasjonsdybde som i gjengjeld gir detaljerte profil av avsetningens øverste del der hvor sedimentære logg fra gravegroper er tilgjengelige og kan benyttes i tolkningsarbeidet (se avsnitt 3.1.1.7).



**Figur 4.2** Oversiktskart for innsamlede georadarprofiler i Tenålen. En GPS koblet til georadaren registrerte posisjon for hver enkelt måling langs profillinjene. De radarantennene som ble brukt i denne undersøkelsen sender på frekvensene 50, 100 og 500 MHz.



**Figur 4.3** Oversiktskart for innsamlde georadarprofiler i Seim. En GPS koblet til georadaren registrerte posisjon for hver enkelt måling langs profillinjene. De radarantennene som ble brukt i denne undersøkelsen sender på frekvensene 50, 100 og 500 MHz.

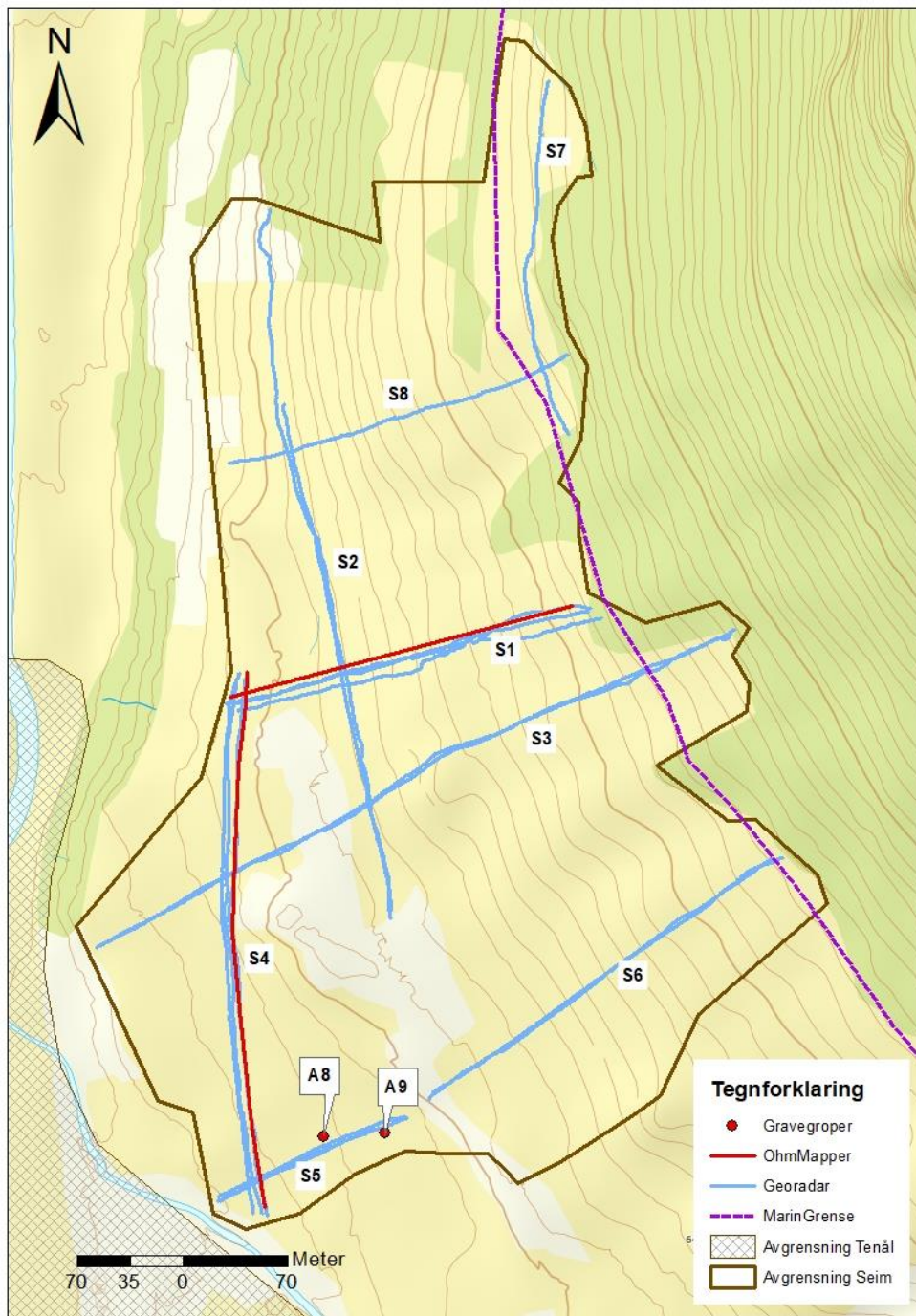
Målingene utføres ved at en person bærer kontrollenheten i en sekk på ryggen og sleper antennen bak seg langs vald profillinje, samtidig som radarprofilen vises i sanntid på monitoren (figur 4.1). Siden målingene innsamles med et konstant tidsintervall var det fokus på å holde et jevnt og rolig tempo, slik at målingene blir jevnt fordelt langs hele profilet. Start- og slutt punkt for hvert profil ble registrert med en håndholdt GPS, som en forholdsregel i tilfelle radarutstyrets GPS feilet. Mobiltelefoner og annen elektronikk kan utgjøre støykilder og ble derfor fjernet eller satt i flymodus. Høyspentledninger, hus og andre objekter på overflaten som kan årsake støy men ikke kunne unngås ble notert og posisjonen ble markert i profilet med hjelp av en markeringsfunksjon på monitoren. Dette ble gjort for å lettere kunne identifisere uønskede refleksjoner ved tolkning av profil. Personen som assisterer og tar notater kan også forårsake støy, og denne holdt seg av den grunn enten foran eller ved siden av operatøren under målingene. For nærmere beskrivelser om støy og støykilder se avsnitt 3.1.1.8.

Marken var forholdsvis flatt for profilstrekkninger i retning nord-sør, men mesteparten av strekningene går langs hellende mark. Dette har betydning dels fordi reflektorer under en hellende overflate ofte selv er hellende slik at signal fra disse vil bli forskjøvet (se avsnitt 3.1.1.8), samt fordi at GPS'er har lavere nøyaktighet ved bestemmelse av posisjon vertikalt enn horisontalt (Department of Defense, 2008). Flere plasser utgjorde gjerden hindringer hvor det var nødvendig å pause målingene for å få flyttet over utstyret, noe som gjør at det i en del radarprofiler opptrer hvite bånd der det mangles målinger.

#### 4.2.2 Datainnsamling med OhmMapper

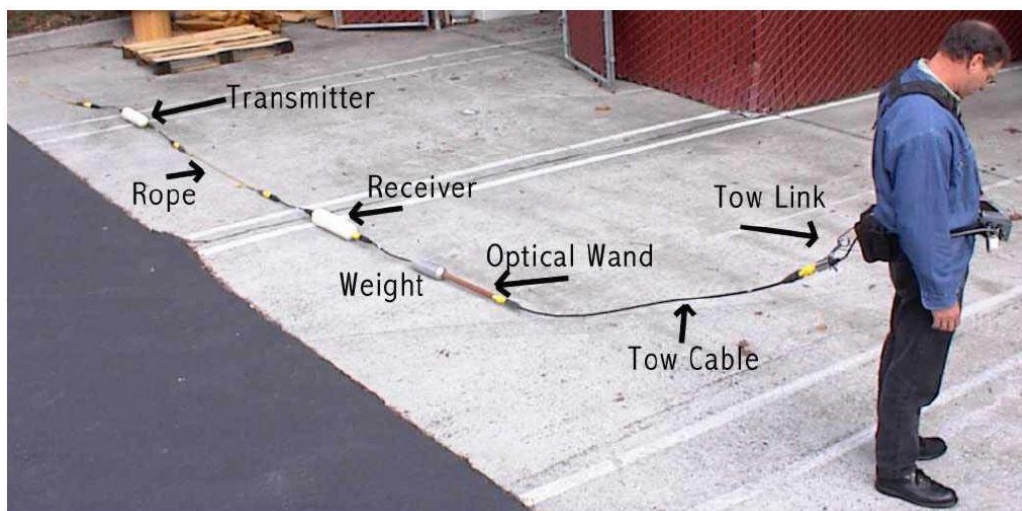
Hvor målinger med OhmMapper skulle gjøres (figur 4.4), ble bestemt ut fra hvilke georadarprofil som var interessante å få tilleggsinformasjon om og hvor det ut fra kartene så ut til å være gode muligheter for å kartlegge skredstrukturer og tolke dem. Noen av gravegropene fra de arkeologiske undersøkelsene ble oppdaget i nærheten av strekkninger som allerede hadde blitt gått med georadar. Dermed ble noen av strekningene med OhmMapper også lagt dit, for å kunne sammenlikne de to metodene med observasjoner av lagdelingen. Dessuten gir geoelektriske metoder bare en indikasjon på hvilke materialer det kan være snakk om, men viser ikke direkte til det faktiske materialet, siden resistivitetene til de ulike

materialene ofte overlapper hverandre (se tabell 3.3) (Mussett & Khan, 2000). Det er derfor en fordel å kunne sammenlikne OhmMapper-profil med informasjon om de geologiske forholdene i undersøkelsesområdet for å konstatere hva som har blitt målt.



**Figur 4.4** Figuren viser rutene som ble fulgt da målingene med OhmMapper ble gjort. De røde linjene er strekningene gått med OhmMapper, mens de blå linjene er strekninger gått med georadar. Begge målingene med OhmMapper ble foretatt under den marine grensen på Seim.

I felt ble utstyret koblet sammen med rekkefølgen vist i figur 4.5. Etter at utstyret ble satt opp, var det bare noen få innstillinger som ble gjort før målingene tok til. Blant disse var å bestemme undersøkelsesmodus. Dette går ut på om systemet skal lagre eller ikke lagre målingene, og om målingene automatisk skal legges inn i et koordinatsystem eller ikke. Dersom de automatisk skal legges inn i et koordinatsystem, krever det en del arbeid fra operatøren med å legge inn tilstrekkelig informasjon i systemet før målingene utføres (Geometrics, 2001). Det ble derfor valgt en undersøkelsesmodus, kalt «Simple Survey Mode», der målingene blir lagret, men operatøren må selv holde orden på beliggenheten til linjene og markørene i forhold til hverandre.



**Figur 4.5** Oppsettet som brukes for OhmMapperen under feltmålinger (Geometrics, 2001).

Det ble også valgt å gjøre kontinuerlige målinger. I motsetning til enkeltmålingene hvor et måleopptak kun blir gjort når operatøren gjør en markering, vil kontinuerlige målinger føre til at systemet automatisk gjør måleopptak med jevne mellomrom. Målefrekvensen brukt var standardinnstillingen 2 Hz, det vil si at det ble gjort en måling hvert halve sekund. Siden OhmMapperen ikke har en GPS tilknyttet er den presise posisjonen til disse enkeltmålingene ikke kjent, og det er derfor viktig å flytte måleinstrumentet med så jevn hastighet som mulig. Da terrenget var ujevnt, var det ikke alltid like enkelt å bevege seg med jevn hastighet. For å ha noen referansepunkter, ble det da satt opp markører med jevne mellomrom (10 m mellom hver markør) langs hele strekningen hvor målingene ble foretatt. Hver gang en slik markør ble passert, ble det gjort en markering på selve kontrollenheten. Når målingene er unnagjort,



blir målepunktene jevnt fordelt mellom markørene, slik at målingene får en så korrekt posisjon som mulig (Geometrics, 2001).

For innstilling av geometri finnes det også to muligheter, en variabel geometri, og en konstant geometri. Ved valg av variabel geometri vil det ved hvert markert slutt punkt automatisk dukke opp en meny hvor geometrien kan endres. Ved konstant geometri må denne menyen søkes opp i hovedmenyen til kontrollenheten (Geometrics, 2001). Det ble i felt valgt variabel geometri, siden det var meningen at nye målinger langs strekningen skulle gjøres ved et større dyp. I etterkant viste det seg at ikke alle linjene hadde blitt registrert med korrekt geometri ute i felt, men dette var lett å rett opp i under prosesseringen.

Før målingene tok til ble det utført en test, en såkalt «Walkaway»-test, for å finne den maksimale avstanden mellom sender og mottaker før måleresultatene blir dårlige ved en gitt lokalitet. Bakgrunnen for å utføre denne testen, er at strømsignalene som passerer mottakeren ved et tidspunkt vil være for svake til at mottakeren klarer å lese signalene stabilt, og innsamlede data vil bli upålitelige. Selve testen ble utført ved å plassere ut senderen og la den ligge der, mens mottakeren gradvis ble flyttet lenger bort fra senderen. Når senderen ikke blir flyttet på, skal strømstyrken være konstant, i og med at forholdene i grunnen er de samme. Dersom strømstyrken blir ustabil, er avstanden mellom sender og mottaker for stor til at mottakeren kan registrere strømsignalene i sin helhet. Det er derfor viktig å holde separasjonen mellom sender og mottaker mindre enn avstanden hvor signalene blir ustabile (Geometrics, 2001). Ved utførelse av denne testen i felt, ble avstanden underveis i testen så stor at den var urealistisk for undersøkelsene uten at strømsignalene ble ustabile (Geometrics, 2001).

Selve målingene ble utført ved at oppsettet ble slept langs strekningen som skulle kartlegges. Som tidligere forklart ble det gjort en markering for posisjon ved hver passerte markør langs linjen. Ved enden av strekningen ble avstanden mellom sender og mottaker, eventuelt dipollengdene, justert og nye målinger ble foretatt langs strekningen, bare motsatt vei. Langs S1 på Seim, ble utstyret båret tilbake til startpunktet, og alle målingene ble her gjort i samme retning, da terrenget var for bratt til å trekke måleutstyret opp bakken med jevn hastighet.

Prosessen ble gjentatt fram til at oppsettet ble så langt (ca 55 m for S1 og ca 30 m for S4) at det ikke lenger var praktisk å gjøre flere undersøkelser (Groom, 2008).

### 4.2.3 Dokumentering av gravegroper

Dette er en metode som det opprinnelig ikke var planlagt å bruke, men av en tilfeldighet viste det seg at arkeologer fra Universitetsmuseet i Bergen drev med en arkeologisk utgraving samtidig som feltarbeid for oppgaven ble utført (se avsnitt 2.2). Det ble innhentet tillatelse for å dokumentere arkeologenes åpne gravegroper. Totalt ble 8 gravegroper dokumentert med GPS-koordinater, bilder og sedimentære logger, hvorav 4 er presentert under resultat og tolkning (se avsnitt 5.2). Gravegropene hadde dybder på 70-250 cm og var ofte flere meter lange og brede. Dette gjorde det mulig å følge lagdeling lateralt og danne seg et bilde av hvordan lagene forandres.

Ved dokumentering av sedimentære logger ble et tverrsnitt i gravegropen valgt. I dette tverrsnittet ble ulike lag identifisert og tykkelsen av disse målt. Hvert lag ble beskrevet ut fra sortering, kornstørrelse, runding, gradering, matriks- eller klastbåret og farge. Under det senere tolkningsarbeidet ble det i tillegg benyttet dateringer av jordprofiler og panoramabilder av veggene i gropene, tilsendt fra arkeologene. Panoramabildene var lagd gjennom å sette sammen flere overlappende fotografier av høy kvalitet (C. Zinsli, personlig kommunikasjon, 14. mai 2018). I denne oppgaven ble gravegropene navngitt med A1 - A9 og plassering av disse er vist i figur 4.2.

## 4.3 Prosessering

### 4.3.1 Prosessering av radarprofil

Innsamlede data blir som regel prosessert før de kan begynne å tolkes. Prosessering er viktig for å produsere lesbare og tydelige visuelle fremstillinger av radarprofil, der geometri og plassering av strukturer er realistisk (Neal, 2004). I dette arbeidet er programmet REFLEXW brukt til prosessering, en programvare som blant annet benyttes av Norges Geotekniske Institutt (2018). Radarmålinger innsamlet under feltarbeid ble lagret på georadarens kontrollenhet i formatet RD3-filer med tilhørende GPS-posisjoner lagret som COR-filer. Ved

importering i REFLEXW ble disse konvertert til DAT-filer (Sandmeier geophysical research, 2018).

Data blir visualisert som 2D-profiler i “pointmode”, en fremstillingsmåte der variasjoner i amplitude for mottatt signal er vist med fargeforskjeller (Daniels, 2000). Ved aktivering av “trace header distances” leses GPS-koordinatene inn slik at x-aksen i profilene viser horisontal avstand. Profilenes venstre y-akse viser gangtider og den høyre y-aksen gir den tilsvarende dybden, basert på den bølgehastighet som ble estimert og satt som opptaksparameter ved datainnsamling (se avsnitt 4.2.1). Det er mulig å korrigere bølgehastigheten under prosessering, og dermed også endre dybden (Sandmeier Geophysical Research, 2018). En oversikt over hvilke filtre og innstillinger som ble brukt under prosessering er vist i tabell 4.2. Prosesseringen var tidskrevende grunnet de store mengder data som var innsamlet. Derfor ble “sequence processing” benyttet. Funksjonen gjør det mulig å applisere flere filtre med en gang, etter et lagret sekvensmønstre.

**Tabell 4.2** Innstillinger brukt i prosessering av georadar-profiler. Prosesseringsfiltrene er presentert i den rekkefølge de har blitt applisert på profilene. De intervaller som oppgis er de maksimale grensene av intervallene for alle profiler med samme frekvens, men individuelle radarprofiler har blitt prosessert med kortere intervaller.

Prosesseringsfiltre	Radarantenne		
	50 MHz	100 MHz	500 MHz
<b>Subtract mean (dewow)</b>	20 ns	10 ns	2 ns
<b>Remove zero trace</b>	-	-	Brukt på alle
<b>Correct max. phase</b>	61 - 104 ns *	39 - 78 ns *	8,9 - 11 ns *
<b>Move starttime</b>	Fileheader	Fileheader	Fileheader
<b>Bandpassbutterworth</b> - upper cutoff	87,5 MHz	175 MHz	875 MHz
<b>Gain function</b> - start time - linear gain - exponent	-	20 - 60 ns 0,12 - 0,2 0,3 - 0,45 dB/m	7 - 8 ns 0,1 - 0,15 1,8 - 2,8 dB/m
<b>Energy decay</b>	0,12 - 0,18	-	-
<b>Time cut</b>	450 - 600 ns	300 - 450 ns	90 - 110 ns
<b>Make equidistance traces</b>	0,21 - 0,54 m **	0,12 - 0,28 m **	0,030 - 0,041 m **

\* Profilene ble prosessert med innstillingene: positive polarity, zero cross, auto correct time, no use of mean.  
GE491

\*\* Avstand mellom målinger (trace increment) er beregnet ved å dele profillengde med antall traseer. For profil der målinger ble pauset og utstyret flyttet forbi hindringer er flyttavstanden trekket fra profillengden.

#### 4.3.1.1 Subtract mean (dewow)

Dette er et filter som fjerner lavfrekvent støy og det ble brukt i prosesseringen av alle radarprofilene. Ved målinger med georadar kan mottakerantennen bli mettet på signaler, grunnet kort tidsintervall mellom bølgepulser og liten demping av de først innkommende bølgene. Dette induserer en type lavfrekvent støy, kalt “wow”, som sakte dør ut. I et radaropptak legger seg denne støyen oppå refleksjoner av signaler med høyere frekvenser og årsaker forskyvninger (Neal, 2004). Filteret fjerner støy ved å finne den løpende gjennomsnittsverdien for registrert amplitude langs hver trase. Denne verdien trekkes fra amplituden innen det tidsintervallet den ble beregnet, slik at amplitude-midtpunktet plasseres riktig og blir lik null. Ved bruk av dewow-filteret må tidsvinduet for beregning av det løpende gjennomsnittet velges, og denne bør være omtrent like lang som perioden for hovedfrekvensen av mottatt signal (Sandmeier Geophysical Research, 2018).

#### 4.3.1.2 Remove zero trace

I radarprofiler kan det opptre grå vertikale linjer som kutter refleksjonene. Disse linjene er traseer uten målinger og skyldes for mange målinger per tidsenhet ved datainnsamling (Malå Geoscience, 2018). Filteret “Remove zero trace” fjerner alle traseer med null i amplitude, det vil si traseer som mangler målinger (Sandmeier Geophysical Research, 2018). Dette filteret ble brukt på alle 500 MHz-profilene da et for lavt satt tidsintervall hadde lett til grå linjer i profilene.

#### 4.3.1.3 Time zero correction

Static correction/muting utgjør en gruppe filter som blant annet justerer målingenes posisjon langs tidsaksen (Sandmeier Geophysical Research, 2018). I et uprosessert radarprofil vil det første signalet (direkte bølgen) plottes et stykke ned langs tidsaksen med en gangtid gitt i nanosekunder (Conyers, 2013). For å få korrekt ankomsttid, og dermed også dybde for refleksjonene i et radarprofil, er det viktig at første signal plasseres ved tiden null (Neal, 2004). I tillegg vil skadede kabler i radarutstyret eller temperaturforskjeller mellom

antennene og luften kunne årsake variasjoner i ankomsttider, slik at målinger blir forskjøvet vertikalt i forhold til hverandre (Neal, 2004). Filteret “Correct max. phase” ble brukt for å få korrekte ankomsttider. Filteret gjør dette ved å finne den maksimale amplituden innen et gitt tidsvindu og plassere denne ved tiden null. Siden filteret virker uavhengig på hver individuell måling vil ankomsten av den første bølgen justeres slik at den opptrer med samme gangtid (TWT=0) for alle målingene i profilet (Sandmeier Geophysical Research, 2018). Videre ble filteret “Move starttime” brukt for å flytte tiden null og første signalet til toppen av toppen av profilet.

#### 4.3.1.4 Bandpassbutterworth

Dette er et filter som fjerner høy- og lavfrekvent støy. Et ønsket frekvensspektrum defineres ved å sette en nedre og/eller en øvre grenseverdi (Sandmeier Geophysical Research, 2018). Jol (2009) foreslår at båndbredden mellom grenseverdiene settes til 1,5 ganger signalfrekvensen og plasseres symmetrisk rundt denne. I denne oppgaven brukes filteret kun for å fjerne høyfrekvent støy.

#### 4.3.1.5 Gain

Gain utgjør en gruppe filtre som forsterker radarsignalene på ulike måter. Som tidligere nevnt dempes signalet med dybden på grunn av spredning og absorpsjon (se avsnitt 3.1.1.5). For å motvirke denne effekten og tydeliggjøre svake refleksjoner blir gain applisert (Neal, 2004). Felles for de ulike gain filtrene er at de multipliserer signalets amplitude med en faktor som endrer seg med tiden (Jol, 2009). “Gain function” er et filtre som multipliserer amplituden med en funksjon som består av en lineær og en eksponential del. Filtret “Energy decay” finner automatisk en gjennomsnittlig kurve for hvordan amplituden reduseres med dybden. Basert på dette samt en skaleringsverdi som anvenderen selv setter så lages en gain-kurve som appliseres på profilet (Sandmeier Geophysical Research, 2018). “Gain function” ble brukt på 100 og 500 MHz-profiler med gode resultat, mens det for 50 MHz ble vurdert at “energy decay” var mer gunstig for å fremheve de dype refleksjonene.

#### 4.3.1.6 Time cut

Filteret kan brukes for å fjerne den nedre delen av et profil gjennom å angi en maksimal gangtid (Sandmeier Geophysical Research, 2018). For de fleste innsamlede profiler var tidsvinduet satt med god margin til de dypest målbare refleksjonene (se avsnitt 4.2.1). Dette betyr at den nedre delen av profilene manglet målinger og derfor ble “Time cut” brukt til å fjerne disse områdene.

#### 4.3.1.7 Make equidistance traces

Dette filteret interpolerer målinger med en lik avstand i x-retningen. Det er et skritt som må gjøres før en del mer avansert prosessering (Sandmeier Geophysical Research, 2018). I dette tilfelle ble filteret brukt for å fjerne horisontale hvite linjer eller bånd fra profiler. Store hvite bånd skyldes plasser langs profiler der målinger måtte pauses slik at radarutstyret kunne løftes forbi ulike hindringer. De tynnere linjene skyldes varierende ganghastighet under datainnsamling.

#### 4.3.1.8 Flip x-axis

Denne funksjonen snur profilet i x-retning, slik at profilet blir speilvendt (Sandmeier Geophysical Research, 2018). Dette ble gjort med noen utvalgte profiler, slik at alle ferdigprosesserte profiler konsekvent fremstilles med enten startpunkt i øst og endepunkt i vest, eller startpunkt i nord og endepunkt i sør. Dette gjør det lettere å sammenligne og tolke resultatene.

#### 4.3.1.9 Topographic correction

Ved å aktivere “elevation” og “correct header elevations” i plotoptions vil programmet lese inn z-koordinatene slik at hver trase plasseres i forhold til målt høyde over havet. Profilet vil da vises med høyde over havet langs den høyre y-aksen, i stedet for dybde (Sandmeier Geophysical Research, 2018). Topografisk korreksjon ble brukt for profiler med tilfredsstillende kvalitet på GPS-målingene i z-ledd.

#### 4.3.1.10 Interactive velocity adaptation

Analyseverktøyet “Interactive velocity adaptation” gir mulighet for automatisk beregning av hastighet ut fra diffraksjonshyperbler. I et radarprofil vil refleksjoner fra en punktrefleksor ses som en konveks bue kalt en hyperbel (se avsnitt 3.1.1.8). Formen på hyperbelen bestemmes av den gjennomsnittlige bølgehastigheten til lagene over punktrefleksoren, under forutsetning at målingene er plassert korrekt i forhold til hverandre. Programvaren genererer teoretiske hyperbler gjennom beregninger med ulike hastigheter. Dette gjør det mulig å finne den formen som samsvarer best med hyperblene observert i radarprofilet og dermed den gjennomsnittlige hastigheten for lagene over (Sandmeier Geophysical Research, 2018). “Interactive velocity adaptation” ble prøvd på et par av de innsamlede profilene. Men siden de resulterende hastighetene hadde stor variasjon innenfor det samme profilet ble det vurdert å ikke bruke verktøyet da det var usikkert om nøyaktigheten av hastighetsbestemmelsene ville forbedres i de tilsynelatende kompliserte profilene.

#### 4.3.2 Prosessering av OhmMapper-profiler

Ved inversjon av verdier for tilsynelatende resistiviteter i Res2DInv, må datafilene som blir lest inn i programmet være i DAT-format. Da kontrollenheten til OhmMapperen lagrer data i bin-format, må disse filene konverteres til det rette formatet i et program, kalt MagMap 2000, som er laget spesifikt for det (Geotomo Software, 2018; Geometrics, 1995).

##### 4.3.2.1 Redigering av profiler i MagMap 2000

Når filen med målingene, blir lest inn i MagMap 2000, må orienteringen av linjene i forhold til hverandre defineres (Geometrics, 1995), siden målingene både kan utføres i samme retning langs den undersøkte strekningen (unidirectional survey), og mot hverandre (bidirectional survey) (Geometrics, 2001; Geometrics 1995). Samtidig som orienteringen av profilene i forhold til hverandre ble bestemt, ble også avstanden mellom hver markør langs profilet lagt inn i programmet. Målingene langs S1 ble foretatt som “unidirectional survey”, mens S4 ble gjort som “bidirectional survey”. Avstanden mellom markørene var 10 m.

Siden linjene hadde variabelt start- og slutt punkt, avhengig av lengden på oppsettet, lå de noe forskjøvet i forhold til hverandre etter å ha blitt lagt inn i MagMap 2000. Dette ble korrigert i programmet ved å flytte de enkelte linjene manuelt fram til alle lå riktig i forhold til hverandre. For å få den korrekte resistiviteten for målepunktene, må den geometriske faktoren til oppsettet være korrekt. Denne er avhengig av geometrien til oppsettet (se avsnitt 3.1.2) Det viste seg at endret geometri ikke alltid hadde blitt lagt inn underveis i undersøkelsen, og enkelte linjer hadde da feil geometri. Dette ble rettet opp manuelt i MagMap 2000. Da alt av posisjoner og geometri var korrigert, ble en pseudoseksjon tegnet, og eksportert til Res2DInv.

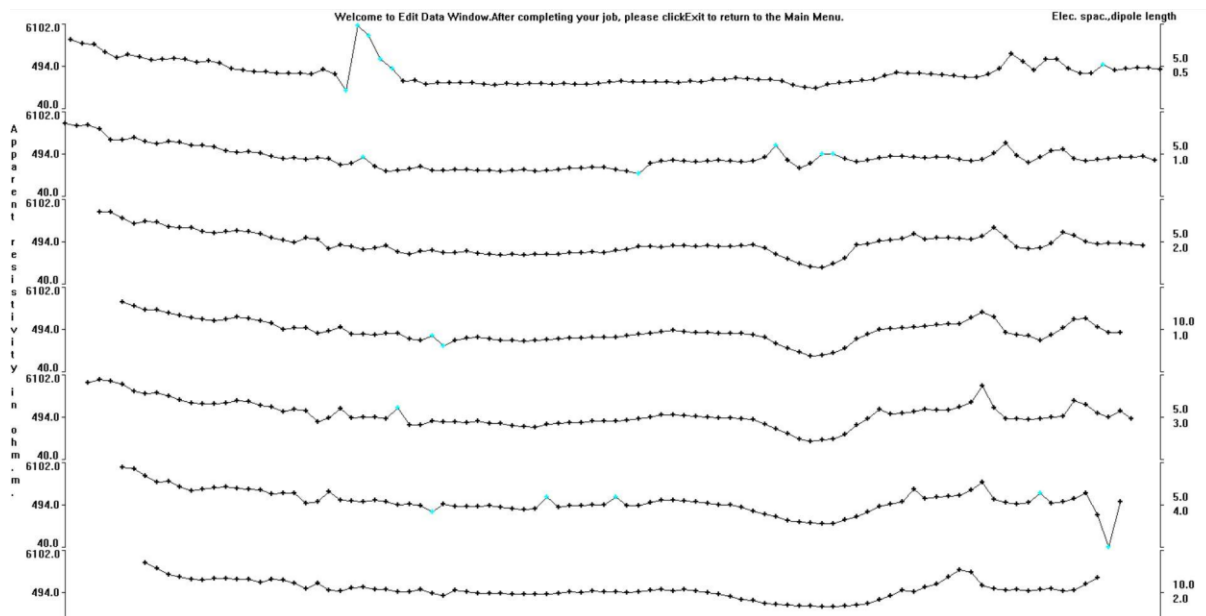
#### 4.3.2.2 Prosessering i Res2DInv

Res2DInv kommer med forhåndsinnstillinger for ulike parametre som spiller inn under inversjon av pseudoseksjoner. Dette er blant annet bruk av modelleringsmodus som gir flytende overganger istedenfor skarpe grenser og bruk av ufullstendig Gauss-Newton-metode, hvor programmet finner omtrentlige løsninger på inversjonsformelen for å spare tid. I de fleste tilfeller gir disse forhåndsinnstillingene brukbare resultater, og det er da bare små justeringer som trengs for hver pseudoseksjon (Loke, 2000). For de to profilene i Seim, ble det funnet at forhåndsinnstillingene ga tilfredsstillende resultater, slik at den eneste endringen som ble gjort, var å fjerne dårlige datapunkter i en meny kalt «Exterminate bad data points» (Geotomo Software, 2018).

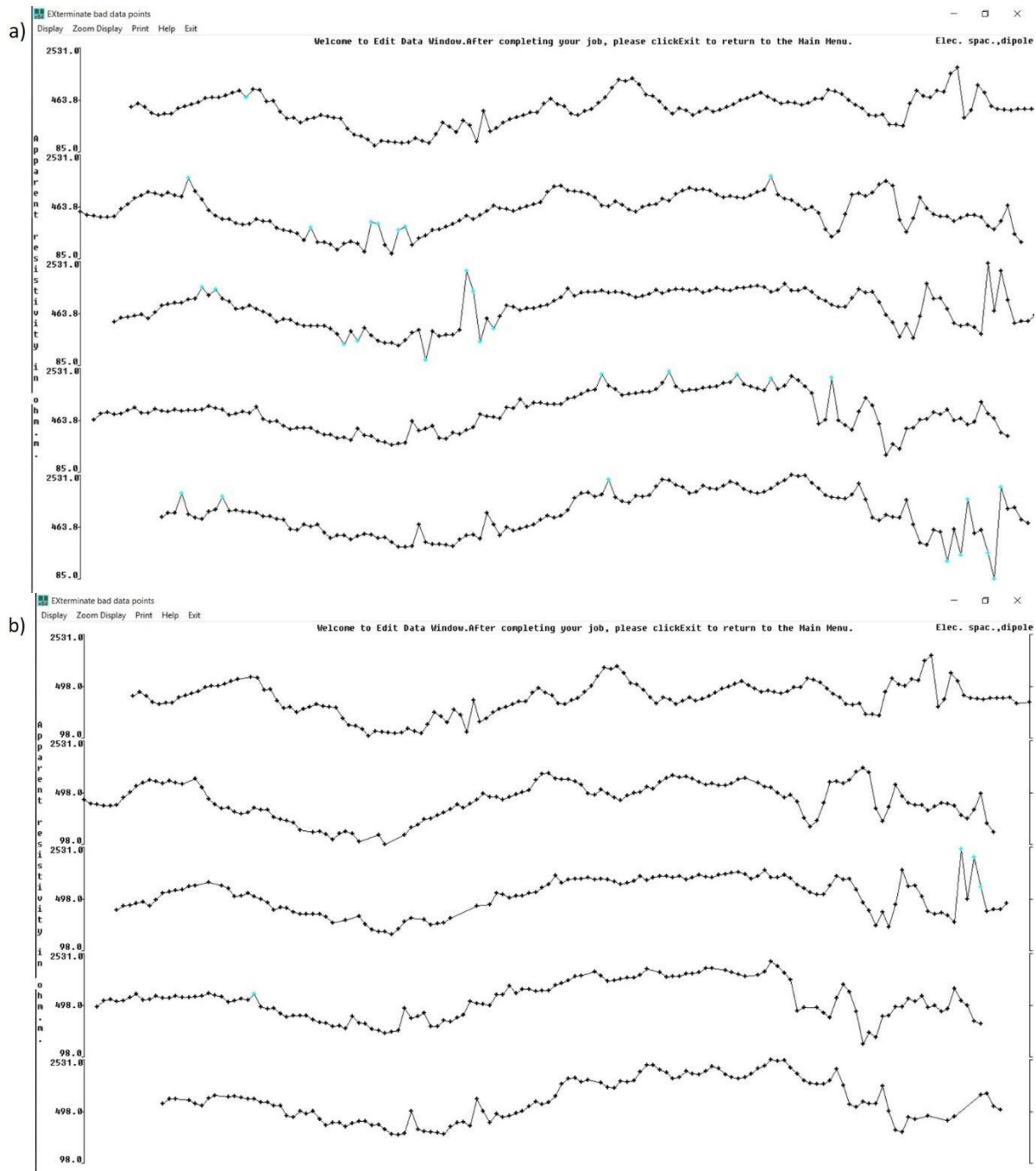
#### Fjerning av datapunkter

Målepunkter med resistivitetsverdier som avviker veldig fra verdiene rundt vil føre til uregelmessigheter i modellen som ikke stemmer med den virkelige geologien. Slike avvik kan blant annet oppstå når det er dårlig kontakt mellom kablene i utstyret. Ved fjerning av dårlige datapunkter, blir målepunktene visualisert i form av profiler på ulike nivå, der lavere nivå tilsvarer målinger på større dyp (Geotomo Software, 2018). Fjerning av dårlige datapunkter foregikk ved at punktene langs profilene som avvek veldig fra punktene rundt ble markert også fjernet fra profilet. For S1 (figur 4.6) ble det totalt fjernet 19 punkter, og for S4 (figur 4.7) ble det fjernet 34 punkter.





**Figur 4.6** For S1 ble totalt 19 dårlige punkter fjernet. De fjernede punktene er markert med turkise kryss i figuren over.



**Figur 4.7** Fjerning av dårlige datapunkter ble utført i to omganger. Det ble til sammen fjernet 34 punkter, hvor de 31 første er markert med turkise kryss i figur a), mens de 4 siste er markert som turkise kryss i figur b).

## 5. Resultat og tolkning

Dette kapittelet svarer til oppgavens målsetning 1 og 2. Målsetning 1 handler om å bruke georadar og OhmMapper til å kartlegge skred og generell geologi i den østlige delen av Vik. Målsetning 2 handler om å kombinere de nye geofysiske målingene med tidligere undersøkelser i området med formålet å lage en forbedret og mer detaljert geologisk beskrivelse over feltområdet.

GE491

Kandidatnr. 214 og 201

28.05.2018

Denne oppgaven har et stort datagrunnlag fra hvilket det her blir presentert noen utvalgte radarprofiler, resistivitetsprofiler og gravegroper som representerer de viktigste funnene. Tolkningen av de presenterte profilene bygger på observasjoner gjort i alle 44 radarprofilene samlet inn i Tenål og Seim (se vedlegg 4-20). Opprinnelig var det planlagt å inkludere et tredje område, Vetleøyri, som ligger nord for Seim (se kart i figur 2.1). Radarprofiler ble innsamlet også for dette området, men på grunn av tidspress og bedre muligheter for samtolkning med andre metoder i Tenål og Seim ble det tatt en beslutning om å ikke inkludere Vetleøyri i oppgaven.

Radarmålinger ble innsamlet nærme gravegroper eller langs samme strekning som resistivitetsprofiler for å kunne samtolke ulike data. Gravegropene gir god informasjon om avsetningene i et punkt. Løsmassene i gravegropene ble beskrevet ut fra lagtykkelse, sortering, kornstørrelse, runding, gradering, matriks- eller klastbåret og farge. Basert på karakteristikken til de ulike lagene ble det tolket og foreslått mulige avsetningsprosesser. Plassering av radarprofil nær gravegropene gir mulighet for nøyaktigere tolkning av refleksjoner og refleksjonsmønstre i det punktet. Fremgangsmåten har så vært å følge identifiserte reflektorer fra gravegropens posisjon i profilet, samt og gjenkjenne lignende mønstre i andre radarprofiler med formålet å kartlegge skred og generell geologi.

Resistivitetsprofiler gir også informasjon om mulige typer materiale i grunnen. Disse gir ikke like nøyaktig informasjon som gravinger, da det ofte er flere mulige tolkninger grunnet overlappende resistivitetsverdier for ulike materialer. Men i motsetning til sedimentære logger så fås målinger i to dimensjoner langs et helt profil. Tolkningen av OhmMapper-profilene bygger til dels på samtolkning med georadarprofilene tatt over de samme strekningene, og til dels gravegroper i området, både de som ble laget tidligere av geologer som kartla skredfare (Henriksen, 2012) og gravegroper laget av arkeologer som arbeidet i området samtidig som data for denne oppgaven ble hentet inn (se avsnitt 2.2).

OhmMapper-profilene blir presentert i samme retning som georadarprofilene. Det vil si at de fremstilles med enten startpunkt i øst og endepunkt i vest, eller startpunkt i nord og endepunkt i sør. OhmMapper-profilene blir her vist uten terrengkorreksjon.

## 5.1 Område Seim

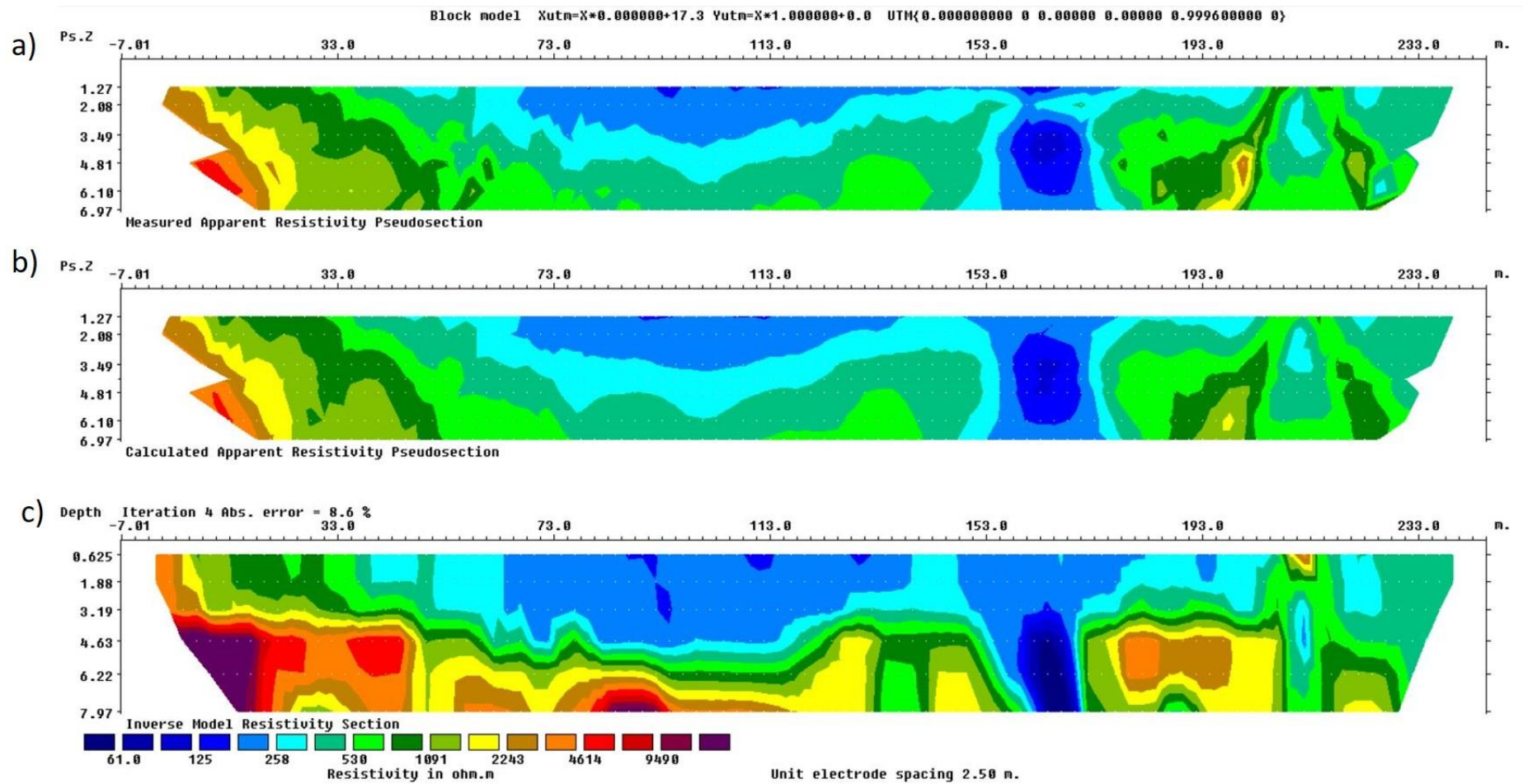
### 5.1.1 Profilstrekning S1

Strekning S1 går mot vest i fallretningen på et hellende jorde sentralt i Seim og har en lengde på rundt 260 m (se oversiktskart i figur 4.3). S1 krysser to veier, en mindre landbruksvei og en asfaltert bilvei, og har skjæringspunkt med strekningene S2 og S4. Det blir her presentert resultat fra målinger både med georadar og OhmMapper.

#### 5.1.1.1 Presentasjon av S1 målt med OhmMapper

OhmMapper-profilet S1 (figur 5.1) er i sin helhet 240 m langt, og målingene langs profilet kan observeres ned til et dyp på ca. 8 m. «Abs. error» er 8,6%. I figur 5.1a vises verdiene for de tilsynelatende resistivitetene målt i felt, mens 5.1c er en modell av sanne resistiviteter basert på inversjonsutregninger foretatt i Res2Dinv. 5.1b viser verdiene for tilsynelatende resistiviteter som programmet har målt fra modellen (se avsnitt 3.1.2.3).

Mellom 0,625-5 m dybde i figur 5.1c er størstedelen av resistivitetsverdiene mindre enn 400  $\Omega\text{m}$  (visualisert i blått), mens i bunnen (under 5 m) er resistivitetsverdiene større enn 1000  $\Omega\text{m}$  (rødt og gult). Et bånd med resistiviteter mellom 400 og 1000  $\Omega\text{m}$  (grønt) strekker seg langs hele profilet. Dette ligger ved overflaten mellom  $x=8$  m og  $x=35$  m. Fra  $x=35$  m ligger det omtrent ved 4-5 meters dyp, og ved  $x=150$  m bøyer dette båndet ned mot bunnen av profilet. I bunnen av profilet er det også et område med veldig lave resistivitetsverdier som befinner seg ved  $x=160$  m. Ved  $x=160$  m langs y-aksen er et område med veldig lave resistiviteter helt i bunnen av profilet.

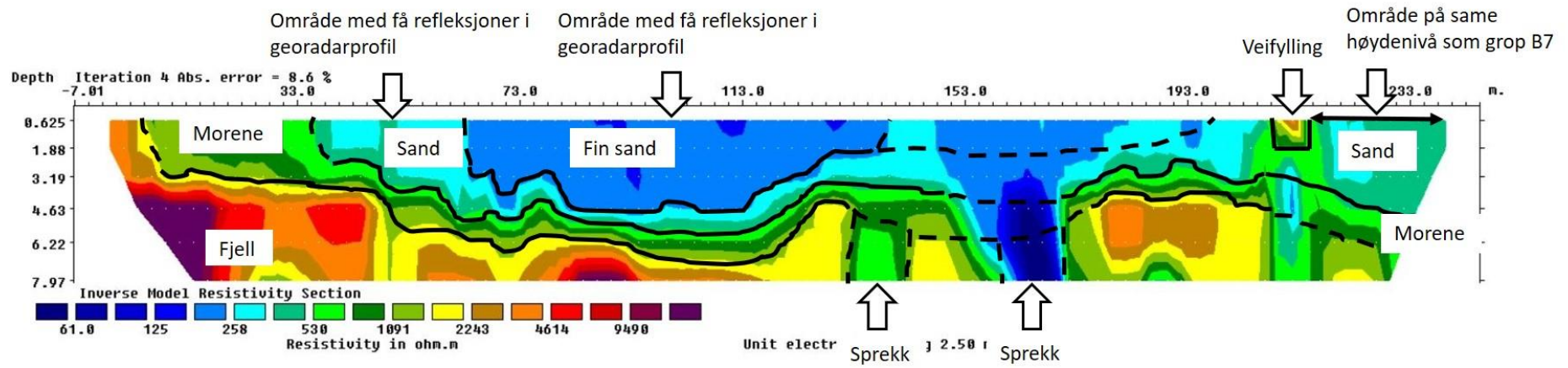


**Figur 5.1** Figur 5.1a viser pseudoseksjonen basert på de tilsynelatende resistiviteter målt langs S1. Figur 5.1b viser pseudoseksjonen basert på kalkulerede tilsynelatende resistiviteter, og figur 5.1c viser modellerte sanne resistiviteter. «Abs. error» mellom pseudoseksjonen for målte og kalkulerede resistiviteter er 8,6%.

I tabell 5.1 er det listet opp tolkninger for hvilke materialer de ulike resistivitetsintervallene kan representere. Disse tolkningene er basert på resistivitetene for ulike materialer som NGU jobber med (tabell 3.3). Siden resistivitetene til flere ulike materialer overlapper hverandre, er det derfor usikkerhet knyttet til tolkningen av hvert materiale, og tolkningen gitt i tabell 5.1 og figur 5.2 er ikke nødvendigvis den korrekte. Basert på resultater fra georadar, funn fra gravegroper og den geologiske historien, er det likevel denne tolkningen som fremstår som mest sannsynlig.

**Tabell 5.1** Tabellen viser mulige tolkninger av det modellerte profilet basert på målinger gjort langs strekningen S1. Hvilke materialer de ulike verdiene viser til, er basert på resistivitetene som NGU jobber med (tabell 3.3), i tillegg til informasjon fra gravegroper og georadarprofiler. er Resistivitetene i tabellen er gitt i ohm-meter ( $\Omega\text{m}$ ).

Farger	Resistivitet	Tolkning
	<200	Sprekk
	<250	Fin sand
	250-800	Sand
	530-1500	Morene
	800-4000	Veifylling
	500-1500	Oppsprukket fjell
	>1500	Fjell



**Figur 5.2** Figuren viser tolkningen av profilet gjort langs S1. Profilet går fra øst (venstre) mot vest (høyre). Tolkede grenser er tegnet inn med svarte linjer, hvor det er noe usikkerhet koblet til grensene tegnet inn med stiplede linjer. Den vestlige enden av profilet ligger på samme høyde over havet som B7, bare 150-200 m lenger sørvest.

I figur 5.2 er det tegnet inn en linje langs områdene som har en resistivitetsverdi på omtrent 1500  $\Omega\text{m}$ . Denne linjen er tolket til å være fjelloverflaten, da resistivitetene under denne linjen stemmer godt overens med resistivitetsverdier som er normale for fjell (tabell 3.3). Materialet over denne linjen er tolket til å være morene. Resistivitetsverdiene under linjen er 1500  $\Omega\text{m}$  eller større. Ved  $x=160$  er det et område med veldig lave resistiviteter ( $<200 \Omega\text{m}$ ) nede langs bunnen av profilet. Dette området er tolket til å være en sprekk i fjellet. Omtrent 20 m for denne sprekken er det et område med resistiviteter mellom 500 og 1500  $\Omega\text{m}$ . Tolkningen her er oppsprukket fjell, men siden resistivitetsverdiene her er mye større enn verdiene for sprekken ved  $x=160$  m, er oppsprekkingsgraden her tolket til å være mye mindre enn sprekken ved  $x=160$  m.

Den øverste inntegnede linjen (går fra  $x=65$  m til  $x=200$  m) i figur 5.2 er tolket til å være en grense mellom fin sand og sand. Grunnen til denne tolkningen er at området over 4 meters dyp mellom  $x=65$  og  $x=200$  samsvarer med et område i georadarprofilet som har få refleksjoner. Det må dermed være finkornete, homogene masser her. En naturlig tolkning for dette området ville vært silt, men resistivitetsverdiene er for store til å være det. I tillegg er den vestlige delen av profilet ( $x=220$  m til  $x=240$  m) på omtrent samme høyde over havet som B7 (figur 2.4), bare 150-200 meter sørvest fra B7. I denne gropen er det funnet mye glasifluvial sand, og områdene med like resistivitetsverdier som den vestlige enden av profilet er da tolket til å bestå av samme type materialer. Det er da også sannsynlig at området med enda lavere resistivitetsverdier enn her, består av materiale med mindre kornstørrelser.

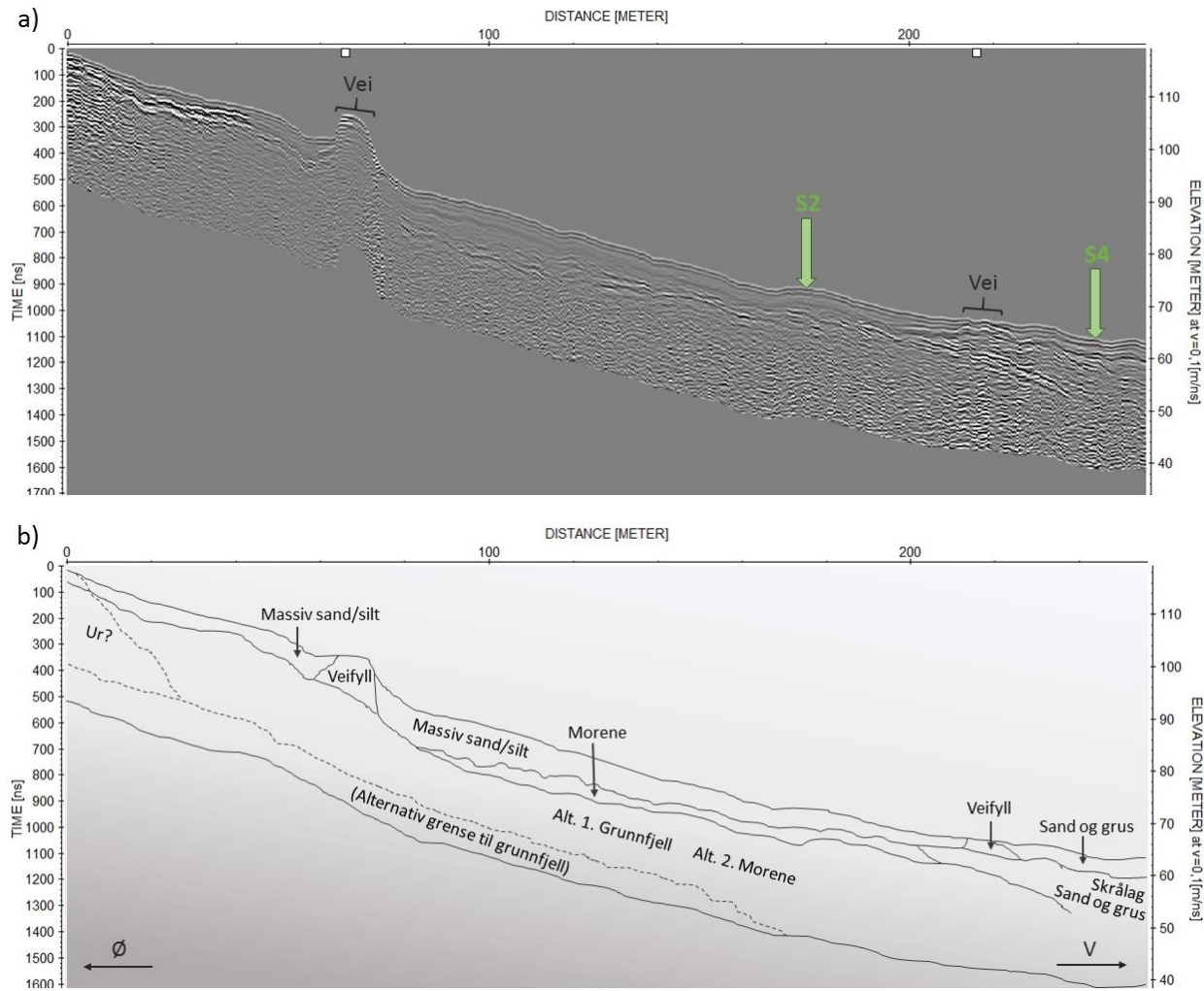
Fra  $x=35$  m er det tegnet inn en linje som er tolket til å være en grense, der morene ligger under grensen og sand over. Materialet under denne linjen har resistivitetsverdier mellom 500 og 1500  $\Omega\text{m}$ . Selv om verdiene stemmer godt overens med sand og grus, er materialet tolket til å være morene. Grunnen er at det finnes mye morene i fjellsiden over Vikøyri (figur 2.3), og det er da en viss sannsynlighet for at det i dalbunnen i Vikøyri ligger morene som senere har blitt overlappet av andre sedimenter. Til å være morene er resistivitetsverdien til disse materialene relativt lav (se tabell 3.3), men morene andre steder i området inneholder mye finstoff. Grunnen til dette er mye fyllitt i berggrunnen, og siden fyllitt lett forvitrer, blir



mengden finstoff i morene med stort innslag av fyllitt mye større enn morene som har klaster bestående av hardere bergarter (Henriksen, 2012).

#### 5.1.1.2 Presentasjon av S1 målt med georadar

Radarprofil S1 målt med 50 MHz-antenne blir vist med topografisk korreksjon på grunn av hellende terreng langs strekningen (figur 5.3). Kvaliteten på GPS-data i z-ledd er stort sett tilfredsstillende, med unntak av 10 m ved avstand 63 - 73 m hvor en landbruksvei krysses. De dypeste refleksjonene i radarprofilet når ned til ca. 20 m dybde.



**Figur 5.3** a) Figuren viser radarprofil S1 målt med 50 MHz-antenne. Kryssningspunkter med strekningene S2 og S4 er markert med piler og det er også lagt markeringer for når profilet passerer veier. Profilet er vist med topografisk korreksjon basert på radarens GPS-data. Kvaliteten på GPS-data i z-ledd er tilfredsstillende, unntatt for  $x=63-73$  m der terrenget burde være lavere. b) Figuren viser en grafisk tolkning av S1 der ulike refleksjonsmønstre er avgrenset med linjer. De stiplede linjene gir en alternativ tolkning.

Lengst øst i profilet på en dybde av 2-4 m opptrer en kraftig reflektor som kan følges gjennom nesten hele profilet tils det forsvinner mot dybden ved  $x=238$  m. Midt i profilet ligger denne reflektoren på dyp ned mot 11 m og området under dette har få refleksjoner. Grunnfjellet vil ofte gi sterke refleksjoner langs fjelloverflaten med få dypere refleksjoner, og det skulle passe med terrenget at fjellet er tett på overflaten ved starten av profilet som ligger høyere opp i dalsiden. Resistivitetsprofilen for S1 viser høye nok resistiviteter for fjell på tilsvarende dybde som denne tydelige reflektoren.

Under fjell fås ofte ikke særlig sterke refleksjoner, noe som er litt problematisk med denne tolkningen siden det i øst opptrer tydelige refleksjoner mange meter under denne reflektoren. En alternativ tolkning vil kunne være morene. Basert på dybden av refleksjonene i profilet og sammenligning med det parallelle profilet S6 hvor en sterk reflektor opptrer på 16-17 m dybde er det også tegnet inn en alternativ grense til grunnfjell. Hvis grunnfjellet ligger dypere kan de tydelige refleksjonene i øst muligens stamme fra grove masser avsatt som steinsprang eller steinskred i ur. I felt ble det observert at terrenget rett øst for profilet er ujevnt med store blokker og ikke egnet som dyrket mark. Ved tidligere kartlegging dette terrenget tolket som tungeformede ur med skredmateriale (se avsnitt 2.2).

I profilet opptrer et bånd med nesten refleksjonsfritt mønster som blir tolket som homogene masser av massiv sand eller silt, noe som passer med de lave resistiviteter som er målt med OhmMapperen. Dette båndet tynnes ut mot overflaten øst i profilet. Rett ovenfor profilet i øst ligger marin grense (figur 4.3), og det er derfor sannsynlig at disse finkornede massene er marine eller glasimarine og avsatt i saltvann under isavsmeltingen. Det mangler imidlertid gravegroper som kan bekrefte dette. I den vestlige delen av profilet opptrer noen skrånende refleksjoner som blir tolket som skrålag av sand og grus som er avsatt av breelver i et delta under isavsmeltingen (se avsnitt 2.1.2). Denne delen av strekning S1 flater ut på en terrasse, en landform som er typisk for deltaavsetninger i glasiøle daler.

### 5.1.2 Profilstrekning S4

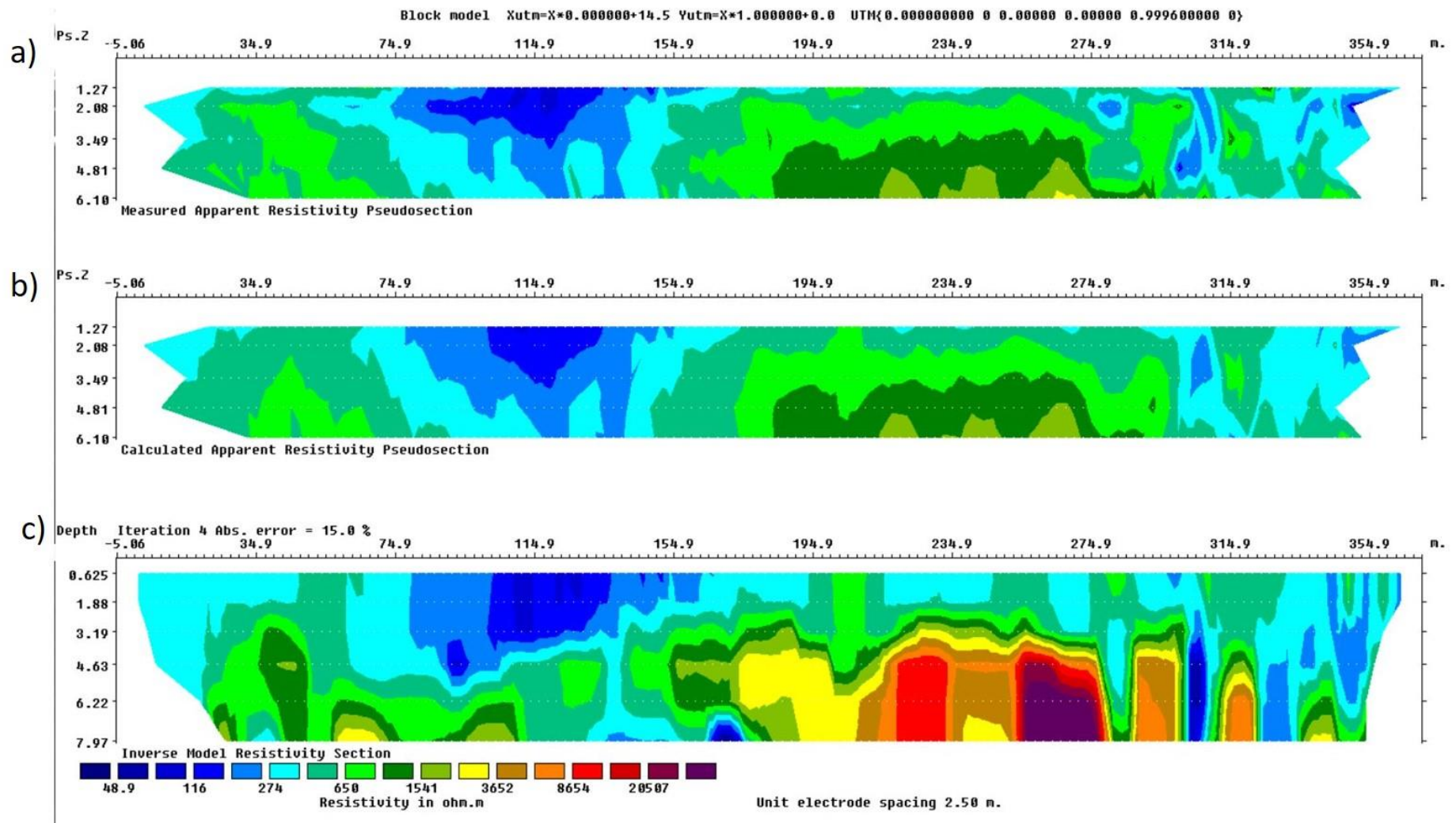
Strekning S4 går mot sør over flere svakt hellende jorden i Seim og har en lengde på rundt 365 m (se oversiktskart i figur 4.3). I den aller nordligste delen av S4 krysser strekningen S1 i

det som er det laveste punktet på S1, der avsetningene er tolket til å være sand og grus. Profilet krysser også to små gårdsveier. Det blir her presentert resultat fra målinger både med georadar og OhmMapper.

#### 5.1.2.1 Presentasjon av S4 målt med OhmMapper

OhmMapper-profilet for S4 er omtrent 360 m langt, det viser målinger ned til et dyp på ca. 8 m og profilet går fra nord (venstre) mot sør (høyre). For S4 er forskjellen mellom de to pseudoseksjonene 15%. Akkurat som i figur 5.1, viser figur 5.4a pseudoseksjonen med målte resistivitetsverdier fra felt, figur 5.4b en pseudoseksjon med syntetiske tilsynelatende resistiviteter målt fra de modellerte sanne resistivitetene for profilet, og figur 5.4c viser de sanne resistivitetene, som har blitt regnet ut i Res2DInv. Skalaen for resistivitetsverdier viser andre intervaller enn for S1, da det langs S4 er målt høyere resistiviteter.


Mellom  $x=80$  og  $x=155$  i figur 5.4c er det et område med lave resistiviteter som strekker seg fra overflaten og ned mot 6 meters dyp. Resistivitetsverdiene i dette området er mindre enn  $275 \Omega\text{m}$  (mørkeblått). Et annet område med like resistivitetsverdier, bare mye mindre, befinner seg i bunnen av profilet ved  $x=305$  m. Nord for dette området (mellom  $x=200$  og  $x=300$ ), er det et område som strekker seg fra bunnen av profilet og opp til 3,5 m under overflaten med resistiviteter større enn  $4000 \Omega\text{m}$ . Nord for dette området igjen, befinner det seg et område med resistiviteter mellom  $650\text{-}3500 \Omega\text{m}$ . Dette området strekker seg fra bunnen opp mot 2 m under overflaten fra  $x=15$  m til  $x=135$  m.

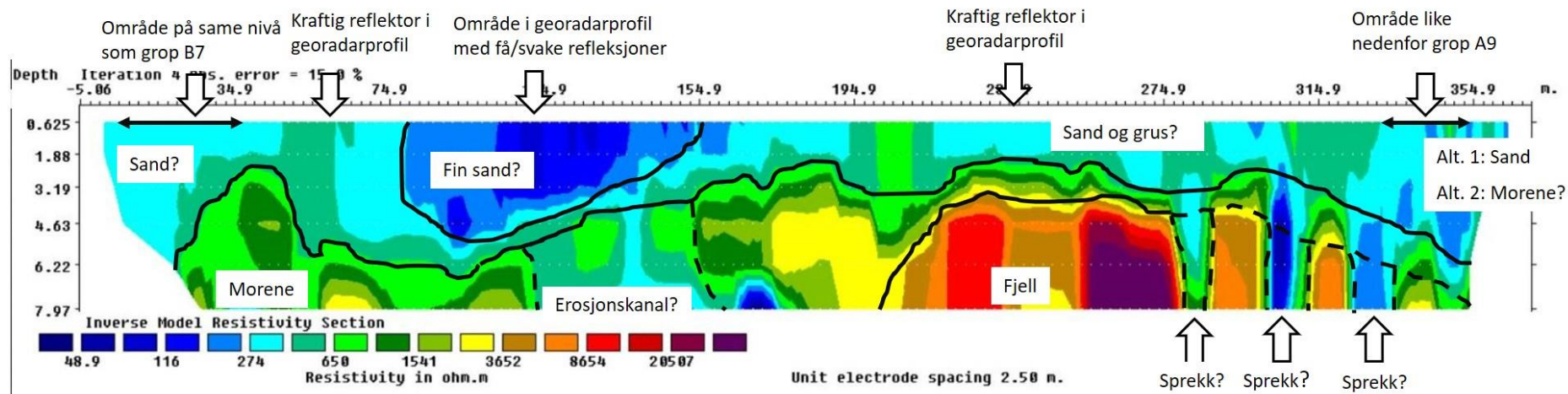


**Figur 5.4** Figur 5.4a viser pseudoseksjonen basert på verdier for tilsynelatende resistivitet målt ute i felt. Figur 5.4b viser pseudoseksjonen basert på kalkuleerte verdier for tilsynelatende resistivitet, og figur 5.4c viser en modell med sanne resistiviteter. "Abs. error" for denne modellen er 15%, og profilet går fra nord (venstre) til sør (høyre).

I tabell 5.2 er tolkninger av hvilke materialer de ulike resistivitetsintervallene representerer listet opp, mens det i figur 5.5 er tegnet inn tolkede grenser mellom ulike materialer. I likhet med tolkning av OhmMapper-profilet for S1, har funn fra gravegroper, resultater fra georadar-profiler og den geologiske historien blitt brukt som hjelpemidler for tolkingen av S4.

**Tabell 5.2** Tabellen viser tolkning av de ulike resistivitetsintervallene i OhmMapper-profilet for S4. I likhet med S1 er tolkning av målingene langs S4 basert på resistivitetverdier hentet fra NGU og resultater fra parallelle georadarprofiler og gravegroper som ligger 100-200 meter fra profilet. Resistivitetene er gitt i ohm-meter ( $\Omega\text{m}$ ).

Farger	Resistivitet	Tolkning
	<275	Sand/fin sand
 	200-650	Sand Sand og grus Morene
	<450	Sprekk
 	275-1500	Erosjonskanal
 	600-3500	Morene
	>4000	Fjell



**Figur 5.5** Figuren viser tolkning av OhmMapper-profilet av S4. Geologiske grenser er tegnet inn med svarte linjer, hvor de stiplede linjene viser grenser som er noe mer usikre enn de heltrukne linjene. Den nordlige enden av profilet (til venstre i profilet) krysser den vestlige enden av S1, og ligger dermed også 150-200 m i fra grop B7. Den sørlige enden (til høyre i profilet) av profilet ligger omtrent 100 m vest for grop A8.

Fra  $x=205$  m i bunnen av profilet går det en linje bort til den sørlige enden av profilet. Resistivitetene under denne linjen er større enn  $4000 \Omega\text{m}$ . Disse resistivitetene stemmer godt overens med resistiviteter som er vanlige for fjell (tabell 5.2). Ved  $x=280$  m,  $x=310$  m og  $x=330$  m, er det fra bunnen av profilet og opp mot 3 m under overflaten mindre områder med lavere resistivitetsverdier (mindre enn  $450 \Omega\text{m}$ ). Da disse områdene ligger under grensen som er tolket til å være fjelloverflaten, er dette trolig sprekker i fjellet.

Ved  $y=6,22$  m er det tegnet inn en grense som går fra den nordlige enden av profilet og helt til den sørlige enden av profilet. Materialene under denne grensen har resistivitetsverdier større enn  $650 \Omega\text{m}$ , og det er da tolket til å være morene. Mellom  $x=115$  m og  $x=155$  m er det et område under linjen som markerer overflaten til morenen med noe lavere resistiviteter ( $275\text{-}1500 \Omega\text{m}$ ) enn resten av morenematerialet. Dette er trolig en erosjonskanal dannet av en elv som i etterkant har blitt fylt inn med sand.

Over materialet som har blitt tolket til å være morene, har det langs hele profilet, med et lite unntak, blitt målt resistiviteter som ligger mellom  $200$  og  $650 \Omega\text{m}$ .  $150\text{-}200$  m nordøst for den nordlige enden av S4, er det i gravegrop B7 (figur 2.6) funnet tykke avsetninger med glasifluvial sand. En mulig tolkning for materialene med resistiviteter mellom  $200$  og  $650 \Omega\text{m}$  er dermed glasifluvial sand, men gravegropen (A9, se vedlegg 1) som ligger  $100$  meter øst for den sørlige enden av S4 gir et annet tolkningsalternativ. I bunnen av denne gropen er det et  $80$  cm tykt lag med silt, men dette laget har trolig en veldig lokal utbredelse, da materialene langs størstedelen av S4 har for høye resistiviteter til å kunne være ren silt. I gulvet av gropen er det observert blokker, men siden det bare er overflaten av disse materialene som synes, er det fra selve gropen for lite informasjon til å kunne bestemme materialtypen. Det blir likevel tolket til å være morene (se avsnitt 2.1.2), noe som kan stemme med resistivitetene langs S4.

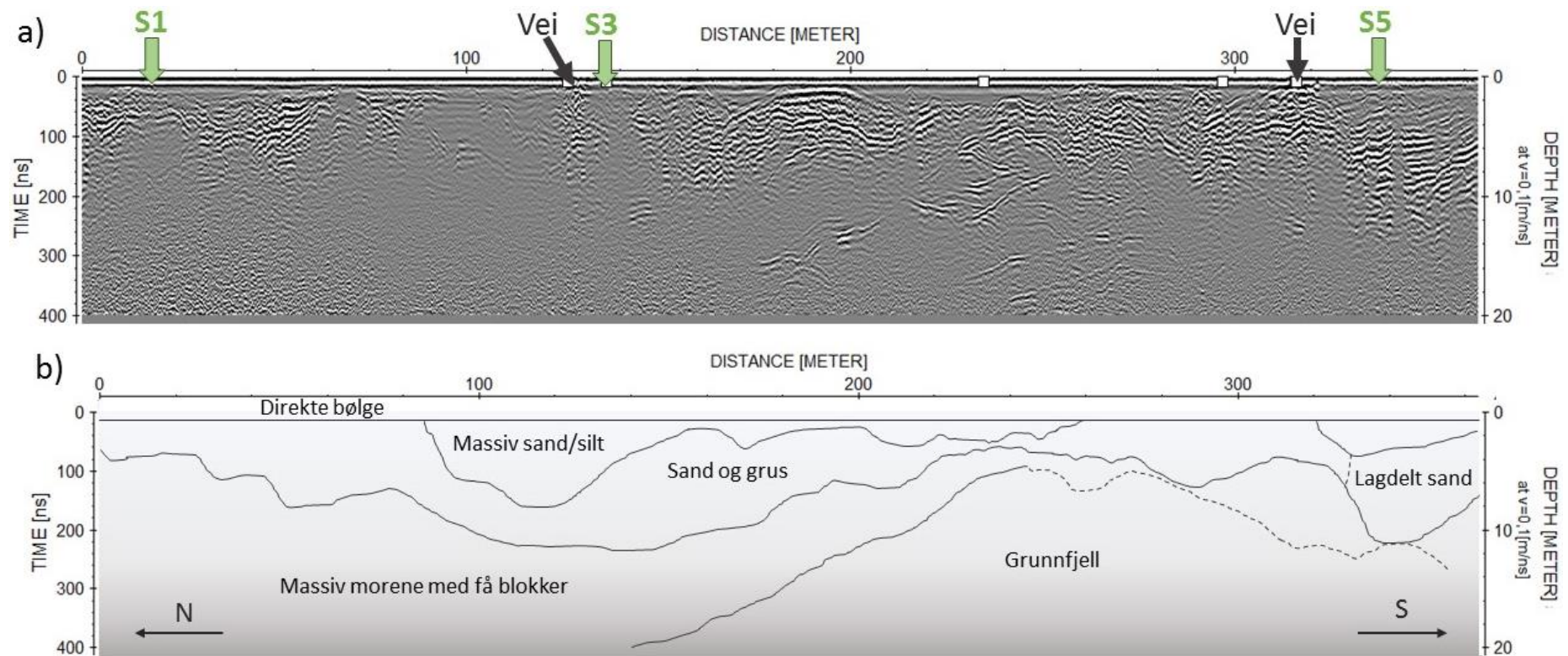
Mellom  $x=80$  m og  $x=155$  m er det avgrenset et område hvor resistivitetsverdiene er mindre enn  $275 \Omega\text{m}$ . I georadarprofilet er det i dette området få og svake reflektorer, noe som tyder på homogene materialer. Da resistivitetsverdiene også er lavere enn for de materialene som er tolket til å være sand, eventuelt morene, vil avsetningen her bestå av mer finkornet materiale.



Likevel er størstedelen av resistivitetene for høye til at materialet i dette området kan være ren silt, og det har da blitt tolket til å være fin sand.

#### 5.1.2.2 Presentasjon av S4 målt med georadar

De dypeste refleksjonene i radarprofil S4 når ned til ca. 20 m dybde (figur 5.6). Da terrenget langs strekning S4 har en relativt lav helning ble det vurdert at topografisk korreksjon ikke var nødvendig.



**Figur 5.6** a) Figuren viser radarprofil S4 målt med 100 MHz-antenne. Krysningpunkter med strekningene S1, S3 og S5 er markert med piler og det er også lagt markeringer for når profilet passerer to gårdsveier. b) Figuren viser en grafisk tolkning av S4 der ulike refleksjonsmønstre er avgrenset med linjer. De stiplede linjene indikerer områder med mer usikker tolkning.

Under de direkte bølgene i toppen av profilet observeres to områder med veldig svake refleksjoner for  $x = 85-260$  m og  $x = 320-362$  m, med en varierende dybde som går ned til maksimalt 9 m dybde. Refleksjonene tolkes som massiv sand og/eller silt basert på resistivitetene målt med OhmMapperen for samme område (figur 5.5). Resistivitetene er for lave til å være morene med få blokker og for høye til å være leire, to tolkninger som ellers hadde vært mulige for slike refleksjonsmønstre (se avsnitt 3.1.1.8). Under og rundt områdene med svake refleksjoner opptrer en sone med et hauget og bølget refleksjonsmønstre som når en maksimal dybde på 12 m. På grunnlag av refleksjonsmønsteret blir dette tolket til å være sand og grus, noe som passer med de målte resistivitetsverdiene for samme område (figur 5.5). I den sørlige delen av profilet ved  $x = 327-362$  mellom ca. 3-11 m dybde observeres et område med parallelle, nesten horisontale refleksjoner. Disse blir tolket til å være lagdelt sand basert på refleksjonsmønsteret og at de målte resistivitetene er for høye til å være lagdelt silt, noe som ellers kunne være en mulig tolkning.

Langs hele profilstrekningen går en undulerende sone med få refleksjoner som starter på noen meters dybde. Dette området blir i figur 5.6b tolket som massiv morene med få blokker, basert på de høye resistivitetene målt med OhmMapperen som utelukker andre mulige tolkninger for slike refleksjonsmønstre. Fra bunnen av radarprofilet ved avstanden 140 m går det noen refleksjoner diagonalt opp mot 4,5 m dybde ved avstanden 245 m. Disse blir tolket til å være grunnfjell, basert på de høye resistivitetene som er målt med OhmMapperen (figur 5.5). Vanligvis opptrer ikke så mange refleksjoner under grunnfjellsoverflaten, men i figur 5.6a observeres noen relativt tydelige refleksjoner under det som tolkes som grunnfjell. Dette kan muligens skyldes refleksjoner fra sidene, da grunnfjellet blir avgrenset i noe som ligner på en rygg. At grunnfjellet her danner en rygg er ikke usannsynlig da denne delen av strekningen ligger rett under en haug i landskapet, hvilket kan indikere at fjellet ligger grunt.

### 5.1.3 Samlet tolkning Seim

Her følger en kort oppsummering av resultat og tolkning fra resistivitetsprofilene og de utvalgte radarprofiler som er presentert tidligere i avsnitt 5.1. Den samlede tolkningen baserer seg også på de radarprofiler som ligger under vedlegg 4-10, samt observasjoner fra gravegroper.

Observasjoner langs den presenterte strekningen S1, samt de parallelle profilene S3 og S6, viser at det går et bånd av materiale på tvers av skråningen og under marin grense som karakteriseres av lave resistiviteter og et refleksjonsfritt mønster (se oversiktskart i figur 4.3). Dette blir tolket som marine eller glasimarine løsmasser avsatt i saltvann under isavsmeltingen. Under de marine avsetningene opptrer et område med høyere resistiviteter og et hauget kaotisk refleksjonsmønster som tolkes til å være morene. I bunnen av dette laget blir det funnet en tydelig reflektor som tolkes til å være grunnfjellet, noe som passer med den økning av resistiviteter med dybden som observeres i resistivitetsprofilen for S1. Dybdene for det som tolkes som grunnfjell i resistivitetsprofilene og tilsvarende radarprofil skiller seg noe. Her blir tolkningen fra georadarprofilen sett på som den endelige tolkningen da den dels trekker inn resultatene fra resistivitetsprofilen og dels klarer å vise grenser i grunnen tydeligere enn resistivitetsprofiler som viser gradvise endringer.

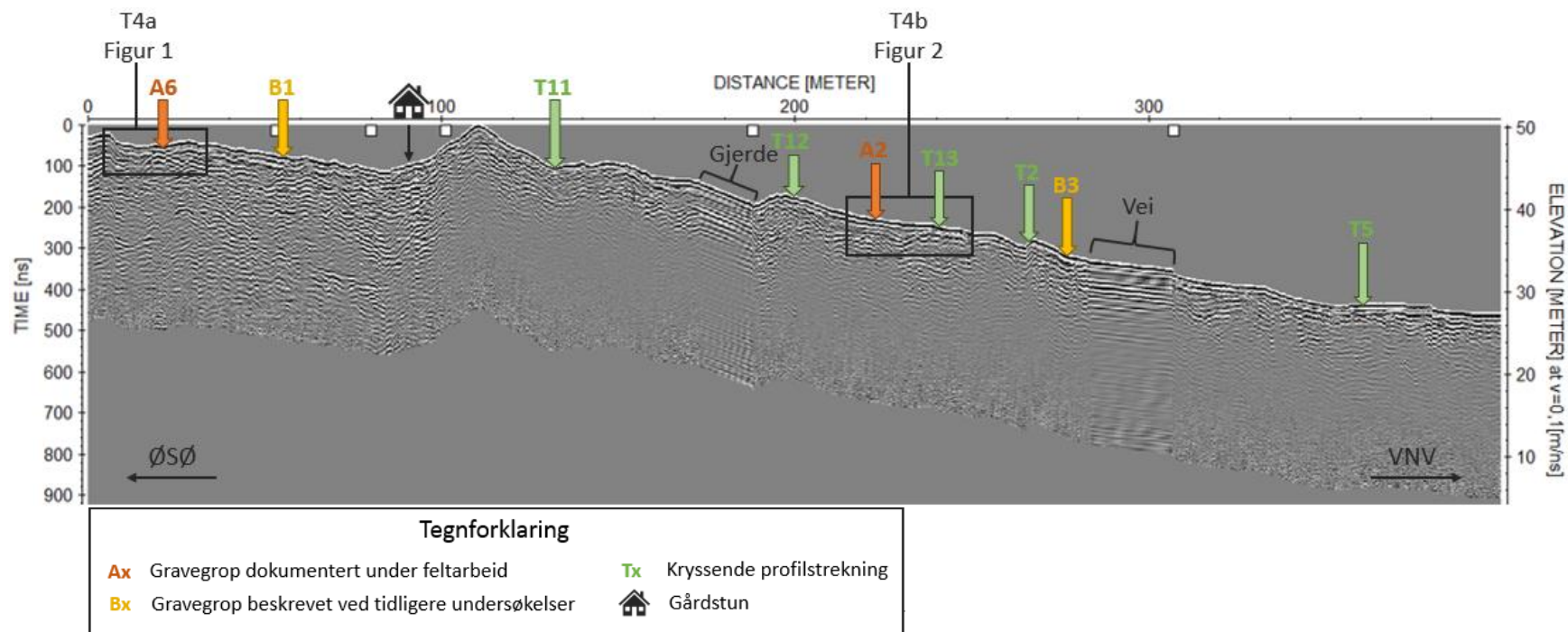
For profiler målt i den nordlige delen av Seim, samt helt i toppen av profilene som går langs dalsiden med fallretning mot vest, er det observert et kraftig refleksjonsmønster med penetrasjonsdybder på rundt 20 m (se vedlegg 4-10). Refleksjonsmønsteret er kaotisk med mange diffraksjonshyperbler. I felt ble terrengoverflaten for disse områdene beskrevet som ujevn og dominert av blokker. Basert på at disse områder ligger forholdsvis tett på klippepartier høyere opp i dalsiden blir dette tolket til å være ur avsatt ved steinsprang og steinskred.

Det ble observert silt i gravegrop A8 og A9 som ligger ved siden av profilstrekning S5 og nært den sørlige delen av strekning S4. Her er det fristende å tolke dette som den samme tykke avsetningen av marin silt observert i Tenål og beskrevet i avsnitt 5.2.1.3. Imidlertid peker øvrige resultater på at mektigheten av siltavsetningene i Seim er begrenset. Som tidligere nevnt er det funnet blokker i bunnen av gravegrop A9, noe som på grunnlag av høye resistiviteter i den sørlige delen av S4 har blitt tolket som morene (se avsnitt 5.1.2.1). I radarprofilene langs S5 observeres områder med det refleksjonsfrie mønster som kobles til siltige avsetninger, men i motsetning til funnene fra Tenål blir det her observert tydeligere refleksjoner dypere ned (se vedlegg 8), noe som ikke forventes for tykke finkornete avsetninger.

## 5.2 Område Tenål

### 5.2.1 Profilstrekning T4

T4 er en sentral strekning i Tenål og presenteres i sin helhet med et radarprofil målt med 100 MHz-antenne for å gi en god oversikt (figur 5.7). Profilet er 400 m langt og går i fallretningen mot vest-nordvest på Tenålviften, sør for dagens elveløp (se oversiktskart i figur 4.2). Profilet er vist med topografisk korreksjon som baseres på radarens GPS-data. Kvaliteten på GPS-data i z-ledd er tilfredsstillende, unntatt for x=90-130 m der terrenget burde være flatere enn det profilet viser. Dybdeaksen er basert på en bølgehastighet på 0,1 m/ns. Profilet krysser flere andre profilstrekninger og er plassert nærme gravegropene A2 og A6 som er dokumentert under feltarbeidet, samt gravegropene B1 og B3 beskrevet i tidligere kartlegging av området (se avsnitt 2.2). Strekningen går stort sett over lavt hellende jorder, med unntak av et gårdstun, en gårdsvei og en asfaltert bilvei. To plasser langs profilet måtte målingene pauses og radarutstyret løftes rundt hindrende gjerder, markert med “gjerde” og “vei” i figur 5.7. Disse to områdene mangler egentlig målinger, selv om det i figur 5.7 er traseer langs hele profilet da profilet er prosessert med filteret “make equidistant traces” som interpolerer målinger med fast avstand langs hele profilet (se avsnitt 4.3.1.7).



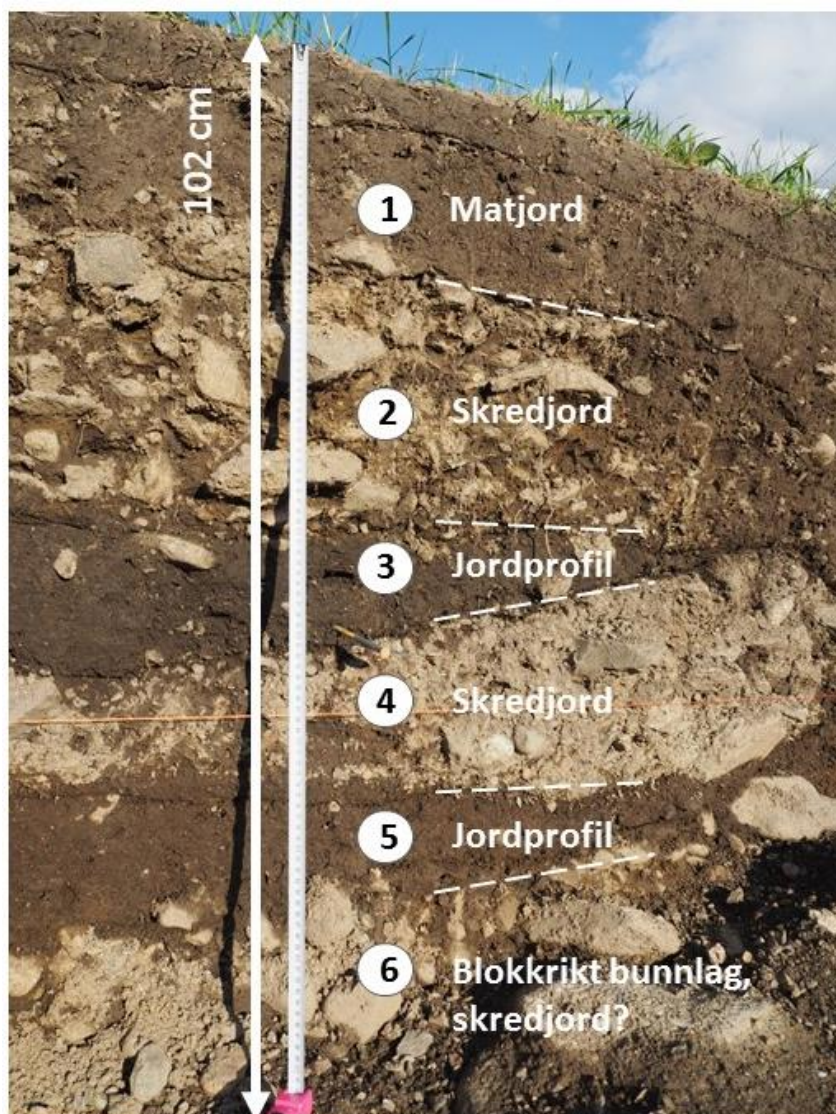
**Figur 5.7** Radarprofil målt med 100 MHz-antenne langs strekning T4 som går i fallretningen på Tenålviften, mot vest-nordvest. Profilet er vist med topografisk korreksjon basert på radarens GPS-data. Kvaliteten på GPS-data i z-ledd er tilfredsstillende, unntatt for x=90-130 m der terrenget burde være flatere. Dybdeaksen er basert på en bølgehastighet på 0,1 m/ns. Der profilet passerer gravegrop eller krysser andre profilstrekninger er dette markert med piler (se kart i figur 4.2). Det er også lagt markeringer for når profilet passerer gjennom et gårdstun og når radarutstyret har blitt løftet rundt hindringer i form av gjerden og vei. To deler av profilet vises i større detalj i senere figurer, og disse er avgrenset med bokser.

Refleksjonene i profil T4 kan grovt deles inn i tre deler. I en sone fra toppen til en dybde på 5-8 m langs hele profilet opptrer relativt tydelige skarpe og refleksjoner. Refleksjonsmønstre i denne sonen utgjør en kompleks miks av kontinuerlige bølgete refleksjoner som stedvis er parallelle og usammenhengende haugete refleksjoner samt diffraksjonshyperbler i ulike skalaer. Innenfor denne sonen, omtrent ved posisjonen for gravegrop A2 ser det ut til å være en tungeformet refleksjon som tynnes ut mot overflaten. For de første 100 m av profilet så fortsetter det komplekse mønsteret av tydelige refleksjoner helt ned til en dybde på 20 m. De skarpe refleksjonene og penetrasjonsdybden peker på begrenset mengde finstoff i avsetningene, da finere sedimenter demper signalet (se avsnitt 3.1.1.5). Diffraksjonshyperbler bekrefter tilstedeværelsen av blokker i avsetningene (se avsnitt 3.1.1.8), mens bølgete og haugete mønstre peker på lagdelt sand og grus, eventuelt med innslag av silt.

Området etter de første 100 m og under 5 - 8 m dybde blir karakterisert enten som refleksjonsfritt eller med veldig svake refleksjoner. Dette kan tolkes som homogene masser av finere sedimenter som silt og leire eller massive sandavsetninger, men det er også mulig at det er en leirrik morene med få blokker. For å lage mer detaljerte tolkninger blir det zoomet inn på utvalgte deler av strekning T4 med 500 MHz-antenne (figur 5.9 og 5.11) samt kryssende utsnitt fra T2 (figur 5.12), også med 500 MHz. Disse blir samtolket med informasjon fra gravegropene.

#### 5.2.1.1 Radarprofil T4a og gravegrop A6

Radarprofil-utsnittet T4a og gravegrop A6 ligger forholdsvis nærme det som antas være rotpunktet på Tenålviften (se oversiktskart i figur 4.2). Da terrenget innenfor utsnittet T4a har en relativt lav helning ble det vurdert at topografisk korreksjon ikke var nødvendig. De dypeste refleksjonene i radarutsnittet når ned til ca. 4,5 m dybde. Gravegrop A6 har et areal på omtrent 27\*17 m og en dybde på rundt en meter (figur 5.8). På grunn av gravegropens lengde går den parallelt med stort sett hele det innzoomede utsnittet fra radarprofil T4 (figur 5.9). Det som er markert som A6 i radarprofilet er posisjonen for det viste snittet i figur 5.8. Dette snittet er delt inn i lag som blir beskrevet og tolket, etterfulgt av beskrivelse av refleksjonene i radarprofilet og samtolkning med funnen fra gravegropen. Noe å gjøre oppmerksom på er at lagene i gravegropen ikke har konstant tykkelse, de opptrer på litt ulike dybder og er noen ganger usammenhengende.



**Figur 5.8** Snitt mot nordøst i gravegrop A6 på Tenålviften. De observerte lagene er nummerert 1-6 med foreslått tolkning til høyre.

#### Lagbeskrivelser for gravegrop A6

1. Mørkebrun humusjord med noe grus. 19 cm
2. Gulbrunt lag av grus og stein i en sandig matriks. Noen kantede klaster. Matriksbåret. Ingen åpenbar gradering. Erosjon mot laget under. 27 cm
3. Svartbrunt lag av sandig humusjord med noe grus og stein. Inneholder kullbiter. 12 cm
4. Gråbrunt lag med stein i en grusig sandig matriks. Noen kantede klaster. Matriksbåret. Ingen åpenbar gradering. Erosjon mot underlaget. 15 cm
5. Mørkebrun sandig humusjord med noe grus og stein. 11 cm. Datert til 416 - 556 e.kr. av arkeologene fra Universitetsmuseet i Bergen.

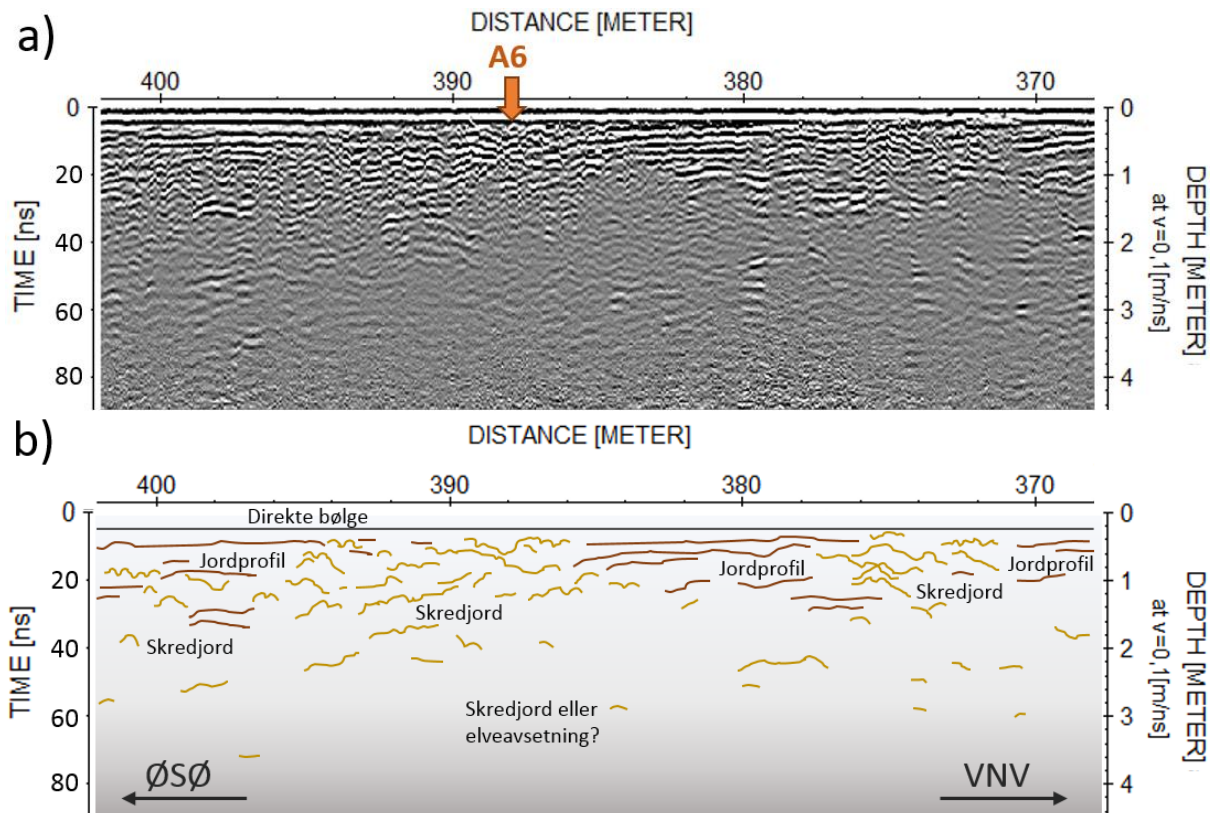
GE491

Kandidatnr. 214 og 201

28.05.2018



6. Gråbrunt lag med blokk og stein i sandig matriks. Matriksbåret. Danner bunnlaget i gropen. 17 cm



**Figur 5.9** a) Figuren viser utsnitt T4a av radarprofil T4 målt med 500 MHz-antenne. Posisjonen for det beskrevne snittet i gravegrop A6 er markert med pil. b) Figuren viser en grafisk tolkning av T4a basert på samtolkning med funn fra gravegrop A6. Ulike refleksjonsmønstre er visualisert med ulike farger og gitt en tolkning.

### Beskrivelse og tolkning av T4a

Under de direkte bølgene i radarprofilet ses noen tydelige og kraftige horisontale refleksjoner. Disse er plane, utholdende og parallelle. Refleksjonene tolkes som jordprofiler på grunnlag av observasjoner i gravegrop A6. Disse refleksjonene opptrer på omtrent samme dybde i profilet, og områdene med brudd i de horisontale linjene kan bero på at refleksjonene skjules av diffraksjoner fra stein og blokker, eller at jordprofilet mangler på grunn av erosjon. Ellers består radarprofilet i stor grad av bølgete og haugete usammenhengende refleksjoner med flere små diffraksjonshyperbler. Dette refleksjonsmønsteret antas å tilsvare de observerte tykke lagene med dårlig sorterte matriksbårede sedimenter i gravegropen som ble tolket som skredjord. Under ca 2 m dybde er refleksjonene mer utydelige og dette skyldes enten at signalet svekkes med dybden og de dypere avsetningene består av flere lag med skredjord, eller det kan være en overgang til andre avsetninger. Hvis det skjer en endring i materiale her

GE491

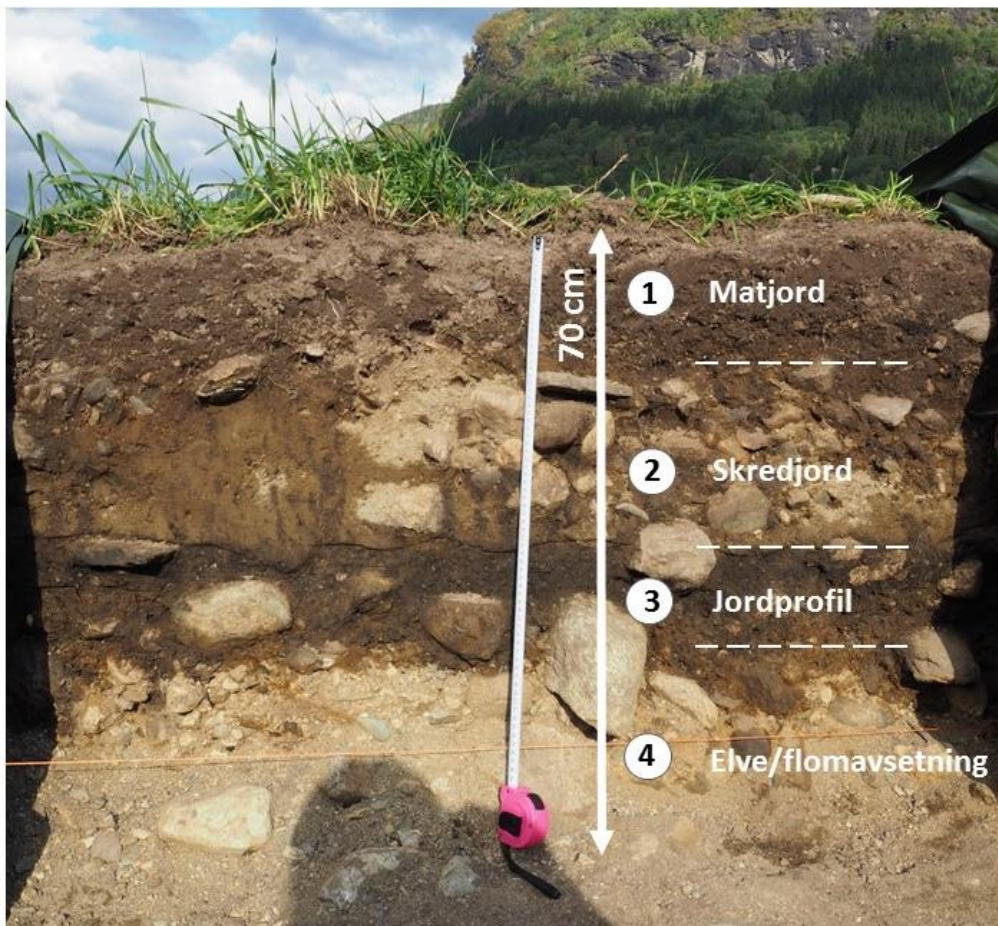
Kandidatnr. 214 og 201

28.05.2018

så er det høy sannsynlighet for at det som finnes under den grensen er elvededimenter, dels med tanke på at det går en elv over viften og dels fordi et bølget og haugete refleksjonsmønster med diffraksjoner peker på lagdelt sand og grus med blokker.

#### 5.2.1.2 Radarprofil T4b og gravegrop A2

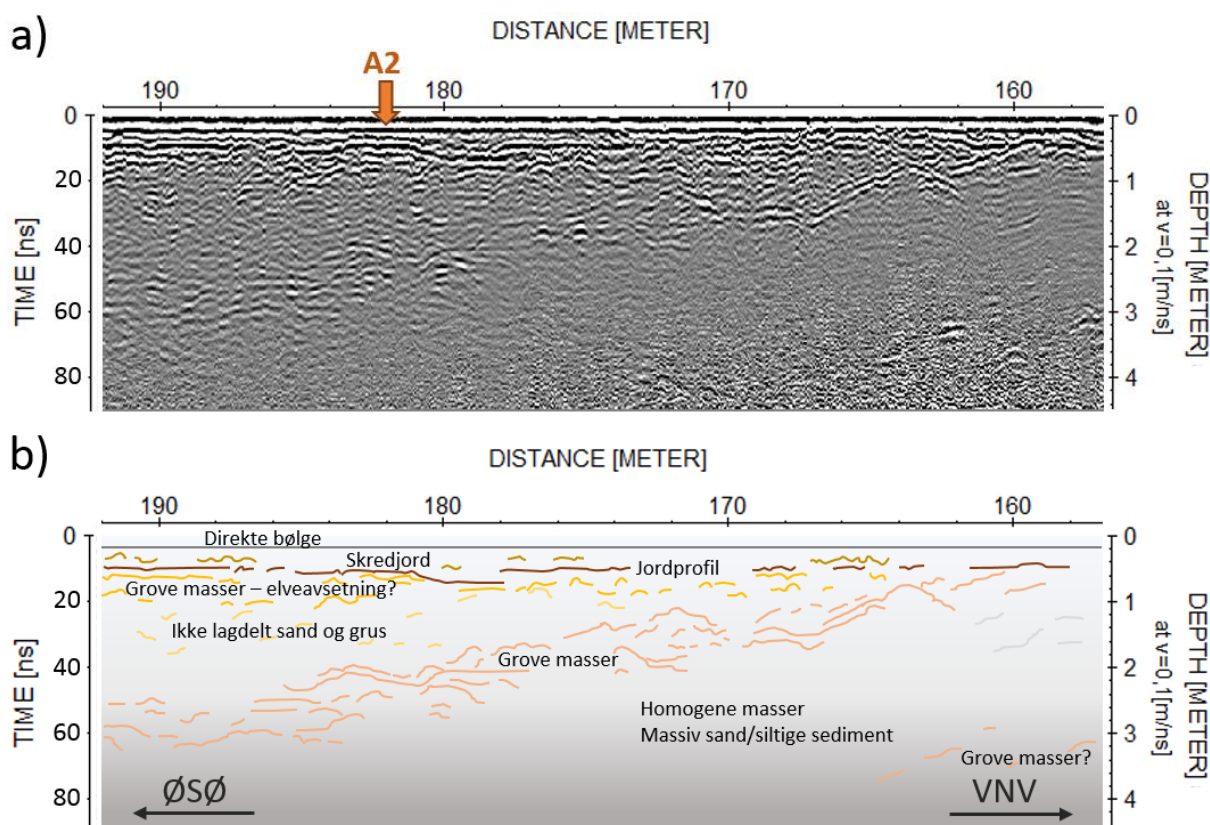
Gravegrop A2 er plassert på et jorde lenger ned på Tenålviften (se oversiktskart i figur 4.2). Gravegrop A2 og radarprofil-utsnitt T4b går sør for et gammelt elveløp som er synlig både i terrenget og på høydekonturene i topografiske kart. De dypeste refleksjonene i radarutsnittet når ned til ca. 4 m dybde. Gravegropen er ca 13 m lange med en dybde på rundt 70 cm (figur 5.10). Første del av radarprofilet går parallelt med denne (figur 5.11). Det som er markert som A2 i radarprofilet er posisjonen for det viste snittet i figur 5.10. Dette snittet er delt inn i lag som blir beskrevet og tolket, etterfulgt av beskrivelse av refleksjonene i radarprofilet og samtolkning med funnen fra gravegropen. Da terrenget innenfor radarprofil-utsnittet har en relativt lav helning ble det vurdert at topografisk korreksjon ikke var nødvendig.



**Figur 5.10** Snitt mot nord i gravegrop A2 på Tenålviften. De observerte lagene er nummerert 1-4 med foreslått tolkning til høyre.

## Lagbeskrivelser for gravegrop A2

1. Mørkebrun humusjord med noe grus. 19 cm
2. Gulbrunt lag med stein i grusig sandig matriks. Horisontale forskjeller, noen plasser matriksbåret og andre klastbåret. Kaotisk, men kan virke som invers gradering noen plasser. Erosjon mot laget under. 25 cm
3. Svartbrunt lag av silt og sand med noe stein. Inneholder kullbiter. 10 cm. Datert til 191 - 3 f.kr. av arkeologene fra Universitetsmuseet i Bergen.
4. Gulbrunt lag med stein og blokk i grusig sandig matriks. Klastbåret. Danner bunnlaget i gropen. Sør i gravegropen erstattes dette laget med et sand- og gruslag som kommer opp fra grunnen.



**Figur 5.11** a) Figuren viser utsnitt T4b av radarprofil T4 målt med 500 MHz-antenne. Posisjonen for det beskrevne snittet i gravegrop A6 er markert med pil. b) Figuren viser en grafisk tolkning av T4b basert på samtolkning med funn fra gravegrop A2. Ulike refleksjonsmønstre er visualisert med ulike farger og gitt en tolkning.

### Beskrivelse og tolkning av T4b

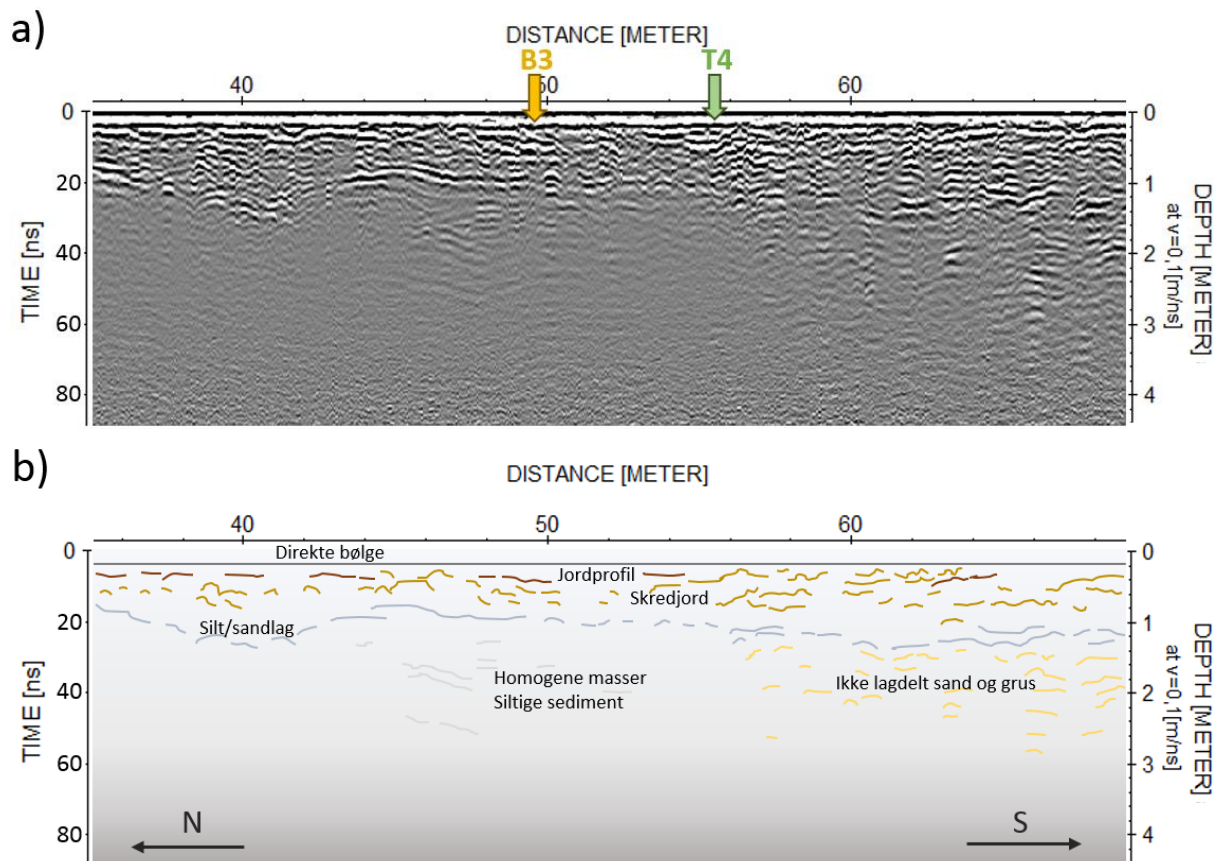
Under de direkte bølgene, på ca 40-50 cm dybde opptrer noen tydelige horisontale refleksjoner som ligner på de som ble funnet i T4a (figur 5.9). Disse er tolket som

jordprofiler, noe som passer fint med funnene fra gravegrop A2 hvor det ble observert et 10 cm tykt jordprofil ved en dybde på 44 cm. Mellom disse refleksjonene og de direkte bølgene er det en tynn sone med et mer bølget og stedvis usammenhengende mønster med noen små hyperbler. Tilsvarende lag i gravegropen blir klassifisert som skredjord. På mellom 50-120 cm dybde observeres et bølget og hauget refleksjonsmønster med små hyperbler. I gravegropen ble bunnlaget som er på samme dybde tolket som elvesedimenter.

I radarprofilet kommer det opp en skrå sone med tydelige haugete refleksjoner som ser ut til å kunne nå overflaten rundt  $x=160$  m. Dette er trolig en form for grovere masser når de er så tydelige også dypere ned i profilet. Mellom denne sonen og 120 cm dybde fås svakere refleksjoner i et kaotisk mønster. Dette blir tolket som ikke lagdelt, muligens kryss-sjiktet sand og grus. Denne tolkningen baserer seg også på observasjoner fra den vestlige enden av gravegrop A2 hvor et sand- og gruslag kommer opp fra dybden og kutter den horisontale lagdelingen. Under den skråsonen er det et nesten refleksjonsfritt område. Dette tolkes som homogene masser av massiv sand eller siltige sedimenter.

### 5.2.1.3 Radarprofil T2a og gravegrop B3

Gravegrop B3, beskrevet ved tidligere skredkartlegging (se avsnitt 2.2), ligger tett på krysningspunktet mellom strekning T2 og T4 (se oversiktskart i figur 4.2). Her er det valgt å vise et utsnitt av T2 (figur 5.12). T2 ble valgt fordi orienteringen på snittet i gravegropen ser ut til å være parallell med profilstrekningen. Profil T2 går på tvers av Tenålviften i retning sør og ligger mye nærmere viftefoten enn de tidligere presenterte radarutsnittene og gravegropene. Da terrenget er tilnærmet horisontalt ble det vurdert at topografisk korreksjon ikke var nødvendig. De dypeste refleksjonene i radarutsnittet når ned til ca. 4 m dybde. Profil T2 er vist i sin helhet i vedlegg 12. Beskrivelse av refleksjonene i radarprofil T2a og samtolkning med funnene fra gravegrop B3 er presentert nedenfor.



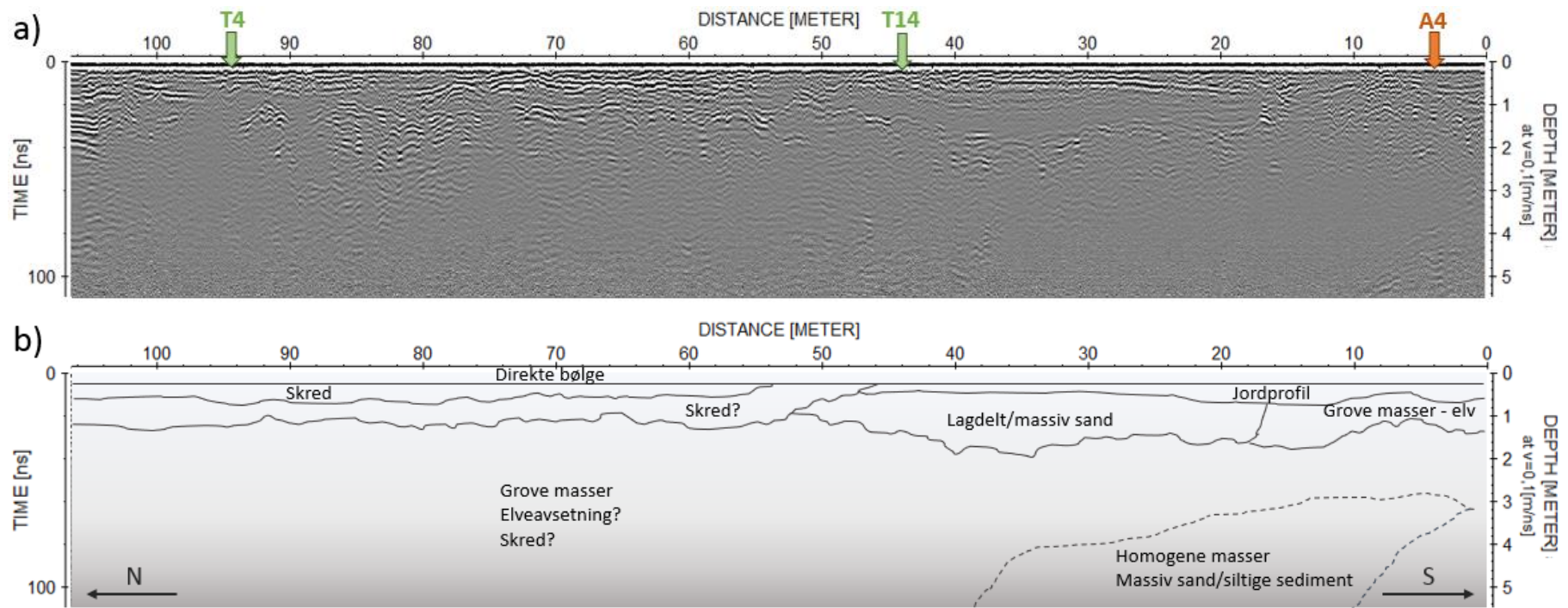
**Figur 5.12** a) Figuren viser utsnitt T2a av radarprofil T2 målt med 500 MHz-antenne. Posisjonen for gravegrop B3 og krysningspunkt med strekning T4 er markert med piler. b) Figuren viser en grafisk tolkning av T2a basert på samtolkning med funnen fra gravegrop B3 i tidligere undersøkelser (se avsnitt 2.2). Ulike refleksjonsmønstre er visualisert med ulike farger og gitt en tolkning.

### Beskrivelse og tolkning av T2a

Liksom i tidligere profiler blir det observert noen kraftige horisontale refleksjoner under de direkte bølgene. I dette profilet er disse ikke like utholdende som i T4a og T4b, men de blir fortsatt gitt den samme tolkning som jordprofil. Mellom ca. 20-100 cm dybde opptrer bølgete og haugete refleksjonsmønstre med små diffraksjoner. Det passer med dybden for det som er beskrevet som skredjord i gravegrop B3 (figur 2.5). På en dybde av 80-140 cm observeres en bølgende oppbrutt reflektor som kan passe med dokumenterte lag av sand og silt i gravegrop B3. Under denne reflektoren for  $x=35-56$  m er det et nesten refleksjonsfritt område som blir tolket som marin eller glasimarin silt basert på beskrivelser fra gravegrop B3. På samme dybde i den sørlige delen av profilet observeres et område med svake kaotiske refleksjoner som tolkes som ikke lagdelt eller kryss-sjiktet sand og grus.

### 5.2.2 Profilstrekning T11

Strekning T11 er målt med 500 MHz-antenne og går midt på viften, på tvers av fallretningen mot sør (se oversiktskart i figur 4.2). Profilet er 106 m langt og går over forholdsvis flate jorder. De dypeste refleksjonene når ned til ca. 5,5 m dybde (figur 5.13). Da terrenget langs strekningen er tilnærmet horisontalt ble det vurdert at topografisk korreksjon ikke var nødvendig. Strekningen krysses av strekningene T4 og T14 og går forbi gravegrop A4. Et utsnitt fra radarprofil T14 samt bilde fra gravegrop A3 er vist for samtolkning av et linseformet refleksjonsmønster.



**Figur 5.13** a) Figuren viser radarprofil T11 målt med 500 MHz-antenne. Krysningspunkter med strekningene T4 og T14, samt posisjonen for gravegrop A4 er markert med piler. b) Figuren viser en grafisk tolkning av T11 der ulike refleksjonsmønstre er avgrenset med linjer.

### Beskrivelse og tolkning av T11

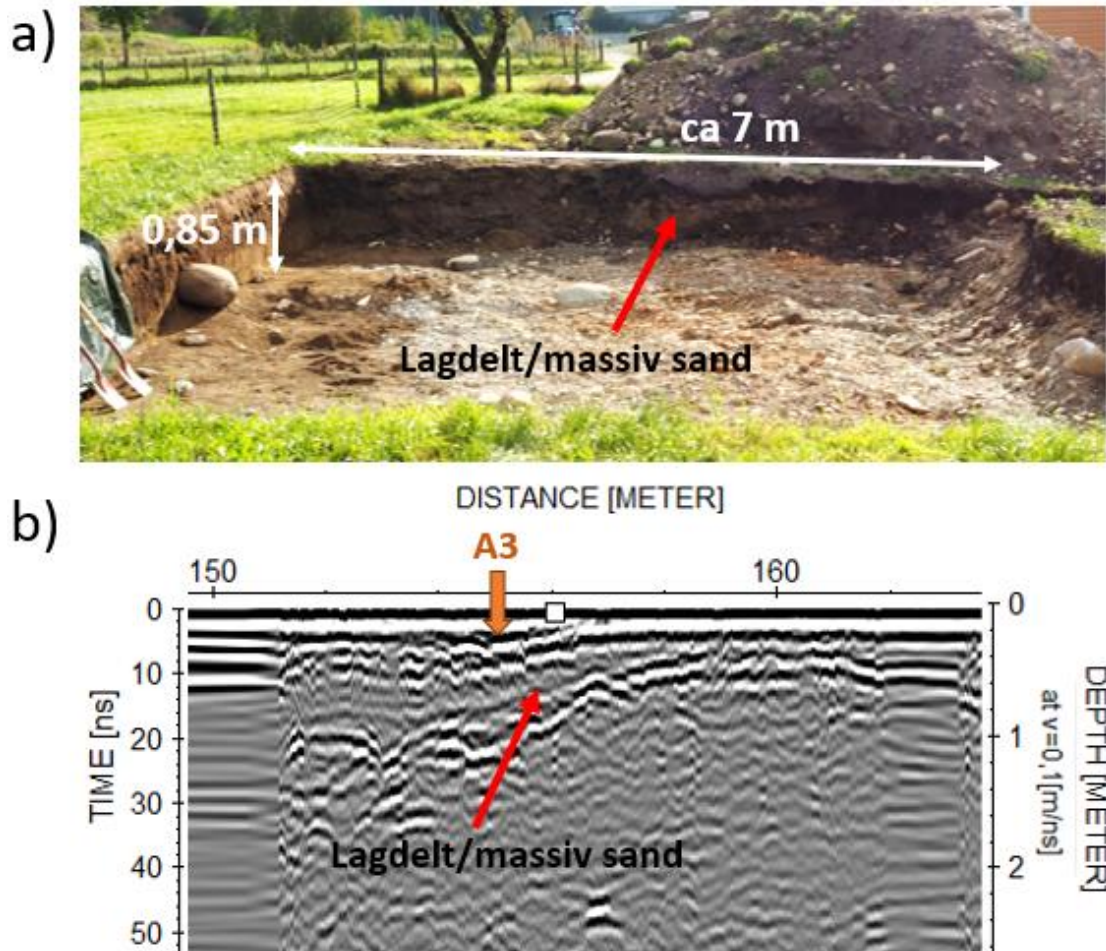
Under de direkte bølgene i toppen av venstre halvdel av profilet ses noen sterke horisontale reflektorer på 60-70 cm dybde. Mellom disse refleksjonene og de direkte bølgene fås et dårlig definert bølget refleksjonsmønster. Dette blir tolket som et jordprofil begravet under skredmasser. Da det tolkede jordprofilet er tynt så blir det kun illustrert som en grense mellom to avsetninger i den grafiske tolkningen. Skredmassene antas være fra det store flomskredet i 1897 (se avsnitt 2.2) og det betyr at skredets laterale utbredning mot sør stoppet midtveis langs strekningen, ved  $x=54$  m. Under disse refleksjonene og ned til ca 150 cm dybde ligger en sone med et dårlig definert kaotisk refleksjonsmønster med noen hyperbler. Denne sonen kommer opp mot overflaten ved  $X=50$  m der den ser ut til å skjære av et linseformet refleksjonsmønster. Det å skjære av et annet refleksjonsmønster på den måten peker på en form for erosjon, og refleksjonsmønsteret kan passe med matriksrike skredmasser.

Bunnen av skredlaget markeres av en tydelig bølget og hauget reflektor som kan følges gjennom profilet med få avbrudd. Refleksjonsmønsteret under denne er også bølget og hauget, men svakere og dårligere definert med mange små hyperbler. Dette kan tolkes som en overgang til grovere masser med lavere innhold av finkornet materiale, som elvesedimenter. Dette kan også være flere lag med skredavsetninger. Da jordskred ofte har invers gradering vil dette gi grove masser på toppen av et lag og dermed en kontrast i kornstørrelse som kan resultere i sterke refleksjoner.

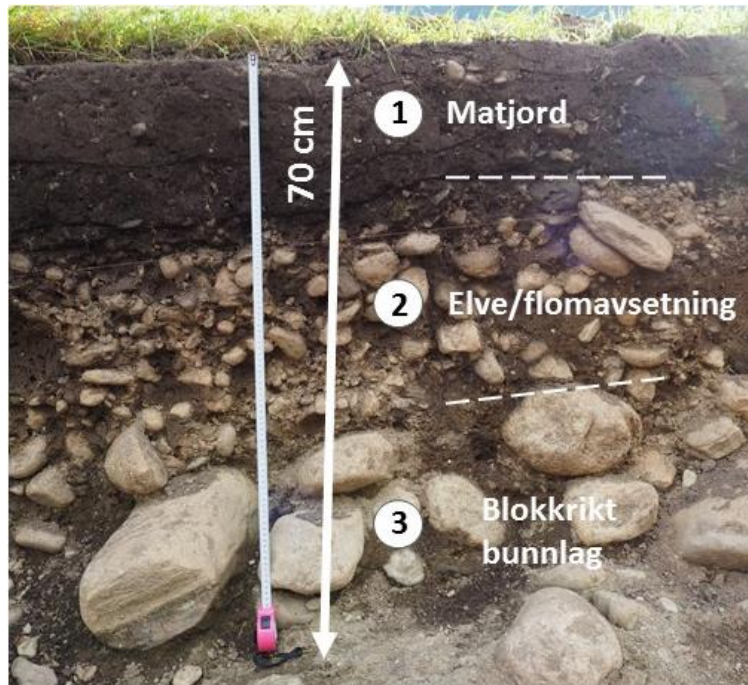
I den høyre delen av profilet blir en tynt sone under de direkte bølgene tolket som jordprofil basert på de tydelige horisontale refleksjonene og observasjoner av matjord på omtrent samme dybde i gravegrop A3. Under dette observeres en tydelig avgrenset linse med få refleksjoner i midten. Krysningpunktet med T14 går over linsen og det samme refleksjonsmønsteret kan gjenkjennes i radarprofil T14 med 500 MHz. I T14 kan refleksjonsmønsteret følges i vestlig retning til det tynnes ut og forsvinner opp mot overflaten parallelt med gravegrop A3 (figur 5.14). I gravegropen ses et godt sortert lysebrunt sandlag som kommer opp fra dybden og tynnes ut mot overflaten. På grunnlag av dette blir linsen i T11 tolket som lagdelt eller massiv sand. Sør for linsen og på samme dybde fås et område med bølgete refleksjoner og hyperbler. I gravegrop A4 ble tilsvarende lag beskrevet som sand og grus med stein og tolket som elvesedimenter (figur 5.15). Under 3 m dybde i den høyre



delen av profilet ses et refleksjonsfritt område som tolkes som homogene masser av massiv sand eller silt.



**Figur 5.14** a) Figuren viser gravegrøp A3 hvor et godt sortert lysebrunt sandlag kommer opp fra dybden og tynnes ut mot overflaten. b) Figuren viser et utsnitt fra radarprofil T14 med 500 MHz-antenne som passerer gravegrøp A3. Her kommer det opp en linse avgrenset av tydelige refleksjoner på samme dybde som sandlaget i det venstre bildet. Begge figurene går fra øst mot vest og de røde pilene peker på omtrent samme posisjon.



**Figur 5.15** Snitt mot sør i gravegrop A2 på Tenålviften. Dybden er 96 cm. De observerte lagene er nummerert 1-4 med foreslått tolkning til høyre.

### 5.2.3 Samlet tolkning Tenål

Her følger en kort oppsummering av resultat og tolkning fra de utvalgte radarprofiler og gravegropen som er presentert tidligere i avsnitt 5.2. Den samlede tolkningen baserer seg også på de radarprofiler som ligger under vedlegg 11-20.

#### Dype refleksjoner

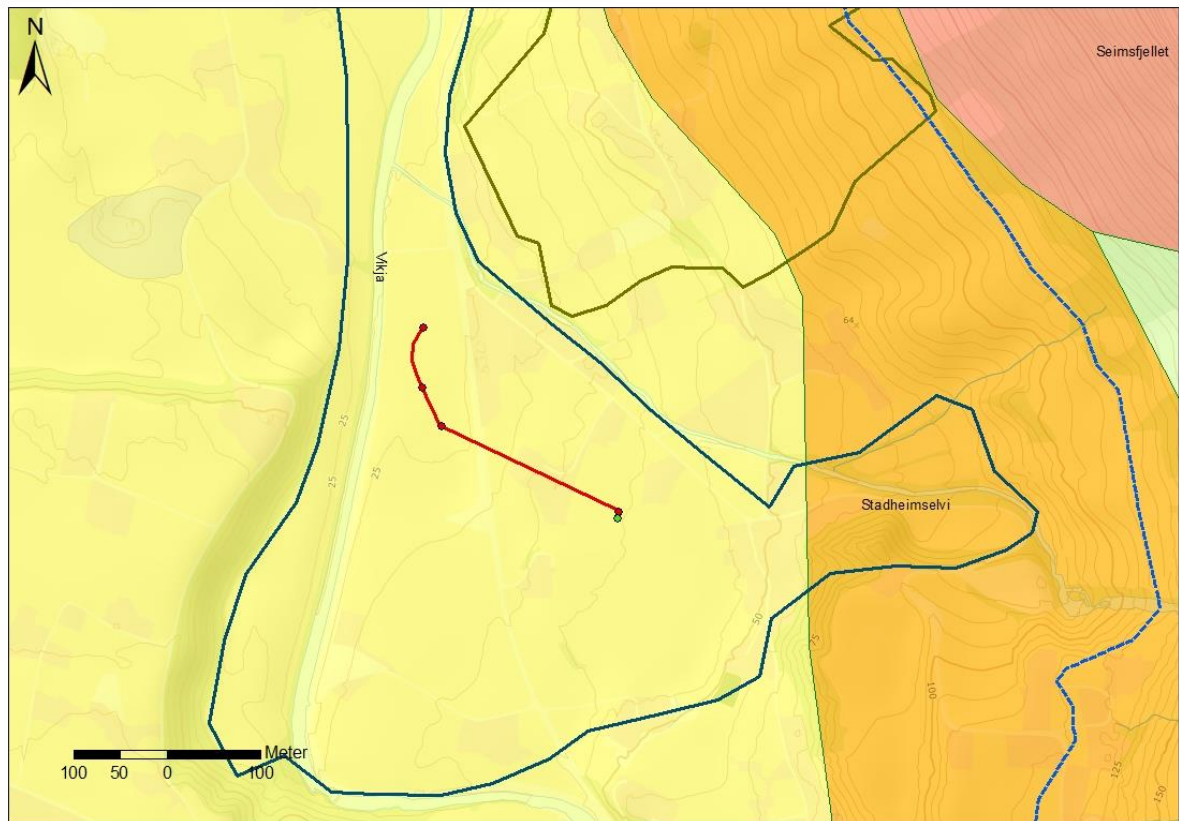
I radarprofiler målt med 50 og 100 MHz-antennene er det noen meter ned funnet områder med få refleksjoner og en penetrasjonsdybde på ca. 10 m. Disse områdene kan gjenkjennes i radarprofiler fra begge sider av elven Vikja, og blir tolket som marine avsetninger på grunnlag av funn i gravegrop B3 og korrelering med radarprofil T2 (se avsnitt 5.2.1.3). Ved sammenligning av radarprofilene fra Tenål er det funnet et flere hundre meter bredt bånd av det refleksjonsfrie mønsteret i retning vest-øst på tvers av dalen og opp et stykke under Tenålviften. Der skjer et skifte til tydelige haugete og kaotiske refleksjoner med en penetrasjonsdybde på ca. 20 m, og dette blir tolket som morene. Profilstrekning T8 går like nord for det beskrevne båndet av refleksjonsfrie mønstre og er dominert av tydelige skrålag med en penetrasjonsdybde på ca. 24 m (se vedlegg 17). Dette refleksjonsmønsteret er lett gjenkjennelig å blir tolket som deltaavsetninger.

## Grunne refleksjoner i Tenålviften

Samtolkning mellom gravegroper og radarprofiler målt med 500 MHz-antenne kan oppsummeres i 5 radarfacies:

1. Haugete og bølgete mønstre med diffraksjonshyperbler, eller dårlig definert og kaotisk.  
Tolkning: Skredjord eller elvesedimenter, vanskelig å skille på de to.
2. Avgrensede linser med refleksjonsfritt mønster eller svake parallelle horisontale linjer. Tolkning: Flomavsatt massiv eller lagdelt sand.
3. Tydelige, plane, parallelle og horisontale linjer.  
Tolkning: Jordprofil
4. Refleksjonsfritt mønster uten dypere underliggende refleksjoner.  
Tolkning: Marin silt
5. Svake kaotiske refleksjoner.  
Tolkning: Ikke lagdelt eller kryss-sjiktet sand og grus.

Generelt kan det sies at både refleksjoner og lagdelning i gravegroper danner kompliserte mønstre. Tenålviften blir tolket til å ha blitt bygd opp av skiftende elveløp og skredbaner, flomavsetninger og tynne jordprofil. Disse avsetningene ligger over marin silt avsatt under isavsmeltingen. Ved hjelp av dateringer utført av arkeologene fra Universitetsmuseet i Bergen kan det settes en tidsskala på de observerte skredhendelsene (se avsnitt 4.2.3). Det ble funnet 3 markerte skredhendelser under de siste 2200 årene (se avsnitt 5.2.1.1 og vedlegg 3). Refleksjonsmønstre for skredmasser funnet i gravegroperne A2, A6 og B3 var mulig å identifisere i nærliggende radarprofiler. Disse refleksjonene kunne følges gjennom profilene og i kryssende profiler. På den måten ble det funnet mulige avgrensninger for det store flomskredet som gikk år 1897 (se avsnitt 2.2). De funne grensene for skredets utbredelse er vist i figur 5.16.



#### Tegnforklaring

- ◆ Eldre\_skred
- ◆ Punkter skred 1897
- Avgrensning skred 1897
- Avgrensning Seim
- Avgrensning Tenål
- Marin grense
- Løsmasser**
- Bart fjell
- Breelvavsetning (Glasifluvial avsetning)
- Elve- og bekkeavsetning (Fluvial avsetning)
- Forvittringsmateriale, ikke inndelt etter mektighet
- Forvittringsmateriale, stein- og blokkrikt (blokkhav)
- Morenemateriale, sammenhengende dekke, stedvis med stor mektighet
- Morenemateriale, usammenhengende eller tynt dekke over berggrunnen
- Skredmateriale, sammenhengende dekke, stedvis med stor mektighet
- Torv og myr (Organisk materiale)

**Figur 5.16** Kart som viser utbredelsen av flomskredet som gikk år 1897, basert på korrelering mellom observerte skredmasser i gravegroper og refleksjoner i radarprofiler. Punktene representerer posisjonene for de identifiserte skredgrensene langs radarprofilene. Mellom disse er det trukket linjer for skredets avgrensning. Det grønne punktet representerer en mulig avgrensning mot sør for et eldre skred. Ovenpå topografisk kartgrunnlag er lagt løsmassekart som viser utbredelsen av kartlagte løsmasser med ulik farge. Gult områder er elveavsetninger, oransje område er breelvavsetninger, rødt område er skredmateriale og lyse grønt område er tynt morenedekke (NGU, 1989).

## 6. Diskusjon

Dette kapittelet fokuserer på å belyse eventuelle usikkerheter ved innsamling av data, prosessering og tolkning (se avsnitt 6.1), vurdering av metodene (se avsnitt 6.2) og forslag til

forbedring (se avsnitt 6.3). Den geologiske tolkningen har i hovedsak blitt diskutert under kapittel 5.

## 6.1 Usikkerheter

### 6.1.1 Usikkerheter ved innsamling av data

Dette avsnittet tar for seg usikkerheter koblet til målsetning 1, som handler om å bruke georadar og OhmMapper til å kartlegge skred og generell geologi i den østlige delen av Vik

#### Georadar

De første dagene med feltarbeid i Vik ble foretatt i slutten av en sommer med mye nedbør, med den konsekvensen at det var mye vann i marken. Da resterende dager i felt var spredt utover høsten ble målinger innsamlet under varierende forhold, noe som kan virke som en feilkilde ved sammenligning av ulike profiler. Som tidligere forklart har vanninnhold stor betydning for hvor sterke refleksjoner som fås i radarprofiler (se avsnitt 3.1.1.2). Til tross for dette ser det varierende forholdene ikke ut til å ha hatt noen merkbar effekt.

Noen av de opptaksparametre for georadar som ble bestemt på forhånd avhenger av relativ permittivitet i grunnen (se avsnitt 3.1.1.2 og 4.2.1). Verdier for relativ permittivitet ble som tidligere nevnt anslått basert på forventet type avsetning og fuktighet i marken (tabell 3.1). Usikkerheten ved denne verdien er spesielt viktig da relativ permittivitet brukes til å bestemme en gjennomsnittlig bølgehastighet i grunnen (se avsnitt 3.1.1.2). Bølgehastigheten brukes i beregningene som konverterer gangtidene på y-aksen til dybder (se avsnitt 3.1.1.4). Det å få nøyaktige dybder for refleksjoner er selvfølgelig viktig ved tolkning av profiler. Denne usikkerheten vurderes imidlertid til å være liten for de fleste profiler siden dybdene passet fint med de korrelerte lagene i gravegropene.

Tidsintervall mellom målinger er en opptaksparameter som baseres på at datainnsamling gjøres med en jevn hastighet av gitt størrelse (se avsnitt 4.2.1). Det å holde en jevn hastighet gjennom et profil på noen hundre meter med varierende helning og terreng er naturlig nok en utfordring og vil utgjøre en feilkilde. Hvis ganghastigheten er for rask i forhold til satt tidsintervall mellom målinger vil oppløsning for profilet bli lav. Hvis ganghastigheten har vært ujevn under måling vil det resultere i at ulike deler av profilet har ulik oppløsning. Dette

gjelder også for målinger innsamlet med OhmMapper. Det blir vurdert at denne usikkerheten ikke har hatt betydning for tolkningen av data.

For å kunne sammenligne et radarprofil med andre radarprofiler, resistivitetsprofiler og sedimentære logger fra gravegroper er det veldig viktig med gode posisjonsbestemmelser. Til dette ble radarens egne GPS-målinger benyttet. Disse har som tidligere nevnt en usikkerhet både når det kommer til avstand og høyde (4.2.1). Med tanke på hvor store laterale variasjoner som resultatene oppviser i grunnen så kan unøyaktige plasseringer fort lede til feil tolkning. Da GPS'en er festet på operatøren som utfører målingene og ikke mellom antenne hvor målingene tas så årsakes i tillegg en forskyvning som må korrigeres i etterkant (4.2.1). Plotting av profilenes GPS-punkter i kart viser at det er forholdsvis god kvalitet på målingene i x- og y-ledd, da posisjonene for profiler gått langs den samme strekningen generelt ikke viser store avvik (figur 4.2 og 4.3). Men topografisk korrigerings av radarprofiler i REFLEXW viser at det er varierende kvalitet på GPS målingene i z-ledd. Siden profilstrekningene går i delvis ujevn terreng, passerer en del bygninger og feltområdet ligger tett på fjellsiden i en dal så vil kontakten mellom GPS'en og satellittene variere.

I tillegg til ovennevnte usikkerheter kan det nevnes støy fra utstyret selv, eksterne kilder på overflaten eller i grunnen (se avsnitt 3.1.1.8). Støy kan forstyrre målinger eller introdusere refleksjoner som ikke kommer fra løsmassene i grunnen.

### OhmMapper

Det forelå et visst tidspress i forbindelse med bruk av OhmMapper i felt, da dette var utstyr lånt ut for en kortere periode fra Universitetet i Oslo (UiO). Tidspresset la begrensninger på mengden data som var mulig å samle inn. Innsamlede data med OhmMapper ble begrenset til å dekke to profiler, noe som er for lite til å dekke undersøkelsesområdet i noen særlig grad. I og med at det fantes resultater fra gravegroper og georadarprofiler, forelå det likevel nok data til å kunne gjøre en brukbar tolkning av området.

Tidspresset påvirket til en viss grad også kvaliteten på målingene. Dette fordi det i forkant av feltarbeidet var lite tid til å gjøre seg kjent med OhmMapperen, og dermed også finne ut av hvordan den fungerte optimalt i forhold til det å gjøre gode målinger ute i felt. Det kan dermed ha oppstått dårlige data som skyldtes feil begått av operatøren.

Før OhmMapperen kunne tas i bruk, gikk det med en del tid på å få den opp og kjøre. Dette fordi den hadde stått lagret i lang tid uten å ha blitt tilstrekkelig vedlikeholdt. Blant problemene som forelå, var at harddisken til kontrollenheten måtte formateres før den kunne lagre målinger, og at flere batterier var umulige å lade opp, slik at disse måtte erstattes med nye for å gi OhmMapperen nok strøm til en dag i felt. Ute i felt dukket det også opp feilmeldinger mens undersøkelsene pågikk. Dette skyldtes en dårlig kabel i senderen, og det gikk med en del tid på å finne hvilken av kablene som måtte byttes ut før målingene kunne gjenopptas.

Den dårlige kabelen kan ha påvirket målingene og gitt feil resultater ved noen av målepunktene, slik at det oppstod mange dårlige datapunkter langs profilene. For S4 ble det gjort mange målinger før kabelen ble byttet ut, mens for S1 ble denne feilen raskt rettet opp i. Dette kan være grunnen til at feilmarginen mellom de to pseudoseksjonene etter prosessering er større for S4 enn for S1, selv om det ble fjernet flere datapunkter fra S4 (se avsnitt 4.3.2.2).

For OhmMapperen er det i likhet med georadaren en fordel å gjøre måleopptak med en så jevn hastighet som mulig. Grunnen til det er at programmene som utfører inversjon av pseudoseksjonene krever lik avstand mellom alle målepunktene. Dette kan oppnås ved å gjøre målingene med jevn ganghastighet langs de undersøkte strekningene, da målinger blir gjort med et bestemt tidsintervall. Ujevn ganghastighet ved målinger fører til at avstanden mellom de ulike målepunktene varierer. Effekten av dette begrenses ved å gjøre markeringer med jevne mellomrom, for siden å fordele målepunktene jevnt mellom disse markeringene. Ganghastigheten har dermed betydning for hvor nøyaktig plasseringen av målingene blir langs profilet.

Som ved målingene med georadar, er det viktig å gi profilene posisjonsbestemmelser. Da det ikke var koblet noen GPS til OhmMapperen, ble koordinatene for målingene gjort med en ekstern, håndholdt GPS. Selv om det i utgangspunktet er knyttet usikkerheter til GPS-målinger, kan det ved eksterne målinger oppstå avvik fra ruten som ble fulgt under selve måleopptakene med OhmMapperen, slik at den opprinnelige usikkerheten knyttet til målenøyaktighet blir enda større. Unøyaktigheten øker betraktelig når menneskelige feil, som å ikke gjøre GPS-målinger langs hele profilet, blir gjort. Blant annet er siste GPS-målepunkt langs S4 tatt 50-100 meter i fra endepunktet for OhmMapper-målingene.

### Sedimentære logger

Ved dokumenteringen av gravegropene ble løsmasser beskrevet basert på visuell inspeksjon (se avsnitt 4.2.3). I lag med dårlig sortering eller finere kornstørrelser vil det være vanskelig å finne ut nøyaktige kornstørrelser og forhold mellom disse. Siden tolkning av et lag baseres på karakteristikken til løsmassene er det viktig med presise beskrivelser. I Tenål var det forventet å finne både elve- og skredavsetninger, og for å skille mellom disse er det viktig å identifisere om det er matriks eller klaster som dominerer, samt om kornene har en gradering innen laget. Da de innen det samme laget kunne være store laterale forskjeller var dette noe som viste seg utfordrende å avgjøre, selv med hjelp av de gode panoramabildene som ble mottatt i etterkant fra arkeologene.

### 6.1.2 Usikkerheter ved prosessering

Dette avsnittet tar for seg usikkerheter koblet til målsetning 1, som handler om å bruke georadar og OhmMapper til å kartlegge skred og generell geologi i den østlige delen av Vik.

#### Georadar

Forskjellige prosesseringsfiltre manipulerer og endrer data på ulike måter og i ulik grad. For eksempel vil gain endre amplituden på signalet, slik at den forsterkes for dypere refleksjoner (se avsnitt 4.3.1.5). Dette blir som tidligere nevnt gjort for å kompensere for demping av signalet. Noe som er verd å notere er at 50 og 100 MHz profilene ble prosessert med ulike gain-filtre. I tillegg er de innstilte verdiene på gain vurdert individuelt for hvert profil, for å få tydeligst mulige refleksjoner. Så hvordan signalet blitt forsterket vil variere noe mellom profilene. Dette blir imidlertid ikke sett på som et problem. Filteret «make equidistance traces» interpolerer nye målinger med fast avstand langs profilet, noe som også endrer opprinnelig data (se avsnitt 4.3.1.7). Men ved visuell inspeksjon av profiler med og uten applisering av filteret så virker det ikke påvirke refleksjoner på noen åpenbar måte annet enn at eventuelle vertikale hvite streker fylles ut med interpolerte målinger. Det er viktig å være oppmerksom på disse områder slik at de ikke blir tolket som veldig horisontale lag.

#### OhmMapper

Fjerning av dårlige datapunkter fra OhmMapper-profilet skjer ved skjønn. Det vil si at datapunkter som har korrekte verdier i forhold til den målte geologien kan bli fjernet dersom

GE491

Kandidatnr. 214 og 201

28.05.2018



de opptrer avvikende i forhold til omkringliggende punkter. Dette fører til at naturlige variasjoner kan bli dempet, og at modellen kan fremstå mer homogent i forhold til virkeligheten. Det samme vil skje dersom et for stort antall datapunkter blir fjernet.

### 6.1.3 Usikkerheter ved tolkning

Dette avsnittet tar for seg usikkerheter koblet til målsetning 1 og 2. Målsetning 1 handler om å bruke georadar og OhmMapper til å kartlegge skred og generell geologi i den østlige delen av Vik. Målsetning 2 handler om å kombinere de nye geofysiske målingene med tidligere undersøkelser i området med formålet å lage en forbedret og mer detaljert geologisk beskrivelse over feltområdet.

#### Georadar

Flere ulike avsetninger kan gi lignende refleksjonsmønstre hvorfor tolkning alltid er forbundet med en viss usikkerhet. Det har for eksempel vist seg å være vanskelig å skille på refleksjonsmønstre av elve- og skredavsetninger. Dette er jo ikke helt overraskende med tanke på at det også var vanskelig å skille på dem i de sedimentære loggene (se avsnitt 5.2). Mange av radarprofilene var utfordrende å tolke på grunn av store variasjoner i refleksjonene både med avstand og dybde, samt kompliserte mønstre. Det var likevel mulig å danne seg et bilde, men det var en tidkrevende prosess som krevde mye samtolkning mellom radarprofiler med ulike frekvenser og langs ulike strekninger. Ikke minst var informasjonen fra resistivitetsprofil og gravegroper viktig for å bekrefte og utelukke mulige tolkninger. Uten de sedimentære loggene så hadde det også vært vanskelig å si med noe særlig sikkerhet hva det refleksjonsfrie mønsteret i T2a skal tolkes som, siden både marin silt, massiv sand og morene med få blokker kan gi samme mønster.

Mange radarprofiler mangler et tydelig grunnvannspeil. Dette kan skyldes høy innhold av finere kornstørrelser som på grunn av kapillærkreftene danner en dårlig definert grense mellom tørre og våte avsetninger (se avsnitt 3.1.1.8). Det er jo også en teoretisk mulighet at grunnvannspeilet ligger for lavt for å detekteres med radaren, men det vurderes som usannsynlig i de fleste profilene.

En kilde til usikkerheter er at målingene ble foretatt i et bebygd område hvor grunnen kan være forstyrret av moderne menneskelig aktivitet. Nedgravde objekter som for eksempel

GE491

Kandidatnr. 214 og 201

28.05.2018

kabler kan lage refleksjoner som påvirker tolkningen av grunnen (se avsnitt 3.1.1.8). I noen profiler har det blitt identifisert refleksjoner årsaket av høyspentledninger på overflaten.

### OhmMapper

Standardinnstillingene i Res2DInv bruker en inversjonsmetode med «smoothness constraints», som gir diffuse materialgrenser og gradvise overganger, noe som kan gjøre plassering av grenser unøyaktige. Ved å endre innstillingene til «blocky model» vil modellen få tydeligere grenser og store områder med relativt ensformede resistivitetsverdier mellom overgangene (Loke et al., 2003). At grensene mellom ulike elementer i grunnen blir mer definerte i modellen, betyr likevel ikke at det totale resultatet blir bedre, da det i naturen ofte er glidende overganger mellom de ulike objektene. Siden «smoothness constraints» ble brukt i prosesseringen av OhmMapper-profilene målt langs S1 og S4, er det mulig at plasseringen av de tolkede materialgrensene er unøyaktig i forhold til hvordan disse er i virkeligheten. Bruk av «blocky model» ga ikke bedre resultater målt i % RMS error.

Når inversjon blir gjort i Res2DInv, vil programmet foreta en rekke matematiske utregninger for å finne den modellen som passer best i forhold til de målte resistivitetene. Det betyr ikke nødvendigvis at den framstilte modellen er den som passer best i forhold til naturen. Grunnen til dette er et fenomen kalt «non-uniqueness» (Loke, 2003) som går ut på at mange ulike kombinasjoner med sanne resistivitetsverdier vil gi de samme kalkulerte tilsynelatende resistivitetene, slik at det er mulig at modellen bare er en av flere mulige visualiseringer av den undersøkte grunnen.

### Sedimentære logger

Under tolkningen ble skredavsetninger skilt fra elveavsetninger på grunnlag av at de forventes være matriksbåret og ha en revers gradering (se avsnitt 3.2.2). For flomskred med høyt innhold av vann vil derimot avsetningene ligne mye på elveavsetninger med normal gradering og kunne være klastbårete. Dette er en kilde til usikkerhet i tolkningen av lagene.

## 6.2 Vurdering av metode

Dette avsnittet tar for seg målsetning 3, som vurderer anvendeligheten av georadar og OhmMapper i kartlegging av skred. Vurderingen er basert på resultatene fra kartleggingen i Vik.

GE491

Kandidatnr. 214 og 201

28.05.2018

I 2016 ble det gjort en geofysisk kartlegging med georadar av løsmassene på Hauge i Lærdal (Seljeset & Hove, 2016). Etter terrengkorleksjon av profilene, ble noen tungeformede formasjoner med veldig tydelige refleksjoner observert i et 100 MHz-profil. Innenfor disse formasjonene var refleksjonsmønsteret ulagdelt og kaotisk, noe som ble tolket til å være skred. På grunnlag av dette var det ventet at resultatene fra Tenålviften i større eller mindre grad skulle ligne resultatene fra undersøkelsene i Lærdal. Da resultatene fra georadarundersøkelsene i Vikøyri forelå som ferdigprosesserte profiler, var det ved første øyekast få strukturer som minnet om tungene med skredavsetninger i profilene fra Lærdal. Ved nærmere undersøkelser ble det funnet lignende tungeformede formasjoner som tynnes ut i fallretningen langs viften.

Et eksempel er profil T4 hvor en slik refleksjon tynnes ut mot overflaten omtrent ved gravegrop A2 (se avsnitt 5.2.1). Uten informasjonen fra gravegropene hadde det vært fristende å tolke dette som et tykt skredlag. Men resultatene gir et mer komplisert bilde der det veksler mellom lag med skredmasser, elveavsetninger og begravde jordprofiler (se avsnitt 5.2.1.2). Noen av disse vekslende lagene, blant annet det øverste skredlaget, kan utskilles i 500 MHz-profilet av strekningen. Videre så peker resultatene i dette tilfelle på at tungeformen til stor del kan bestå av ikke lagdelt sand og grus, så det er med andre ord lite sannsynlig at det er en massiv skredtunge. Tolkningen for tungeformede refleksjoner i denne oppgaven skiller seg dermed fra tolkningen lagd av Seljeset og Hove(2016). Det er jo fullt mulig at ulike avsetninger gir lignende mønster, som tidligere forklart. Alternativt kan det indikere at tolkningen til Seljeset og Hove (2016) er feilaktig eller for grov i forhold til den kompliserte avsetningshistorien til en slik vifteformasjon.

Ovennevnte eksempel illustrerer tre viktige poenger. Det ene er at skred kan gjenkjennes i radarprofil og dermed kan georadar som metode være brukbar i skredkartlegging. Det andre er at georadar som eneste metode blir for unøyaktig med flere mulige tolkninger. For å være et nyttig verktøy i skredkartlegging må georadar kombineres med andre metoder og tilgjengelig kunnskap om geologien i et område. Resultatene fra denne oppgaven peker på at georadar i kombinasjon med gravegropen klarer å identifisere og følge refleksjoner av skred i radarprofiler. Det siste poenget er at antennefrekvensen har stor betydning ved tolkning. En høyere frekvens, slik som den 500 MHz-antennen brukt i denne oppgaven, er gunstig for

samtolkning med gravegroper. Samtidig er lavere frekvenser anvendbare for å følge lag dypere ned i grunnen samt for å finne grenser i større skala.

Som beskrevet i avsnitt 5.2.3 har en mulig avgrensning av det store flomskredet i 1897 blitt lagd basert på samtolkning mellom gravegroper og radarprofiler (figur 5.16). Den tolkede utbredelsen av skredet ligger innenfor det som blir oppgitt som elveavsetninger i løsmassekart av NGU (1989). Siden tolkningen blir vurdert som troverdig er det her mulighet for å forbedre nåværende løsmassekart.

Til tross for at skred kan gjenkjennes i radarprofiler, er det funnet noen faktorer som er begrensende for anvendeligheten i skredkartlegging. Det har vist seg vanskelig å skille skredmasser fra elveavsetninger, og kun med stor tidsbruk og ved hjelp av store mengder data fra profiler og gravegroper kunne disse identifiseres. Den undersøkte Tenålviften er svakt hellende og ser ut til å være oppbygd av elveavsetninger og flomskred i relativt tynne lag. Kanskje er det lettere å skille ut skred i vifter med andre karakteristikk. Brattere vifter vil potensielt gi tykkere skredlag og i rene skredvifter der elveavsetninger mangler vil de grenser som observeres med større sikkerhet kunne sies å avgrense skredmasser. Likevel blir tolkningene vurdert til å være troverdige da det blitt lagt mye tid på å sammenligne resultater og vurdere alternativer før endelig tolkning ble foreslått. Kvaliteten på radarmålingene blir vurdert som god.

Som tidligere nevnt ble det på grunn av problemer med utstyr og tidsbrist kun gått to profiler med OhmMapperen. Dette ble i tillegg gjort langs to strekninger hvor det ikke ble funnet skred. Derfor er det ikke nok grunnlag for å vurdere anvendeligheten av OhmMapper i skredkartlegging på en tilfredsstillende måte. Det som kan sies om OhmMapperen er at den ga større sikkerhet i tolkningene av refleksjonene i radarprofilene. OhmMapper-profilene og radarprofilene samsvarte stort sett bra, selv om det noen ganger var litt forskjellige dybder. Videre er OhmMapperen, liksom georadaren, mest egnet i kombinasjon med andre metoder da det oftest finnes flere mulige tolkninger for de målte resistivitetene.

Vår anbefaling er at det gjøres flere undersøkelser som kombinerer georadar med resistivitetmålinger og/eller gravinger på ulike former av vifter for videre vurdering av metodene.

## 6.3 Forslag til forbedring

Siden georadaren bare viser strukturer i grunnen, men ikke hvilke materialer som befinner seg der, er det nødvendig å kombinere den med annen informasjon fra området, eventuelt andre målemetoder, som for eksempel gravegroper, for å kunne gjøre en nøyaktig tolkning. I den forbindelsen er OhmMapperen et godt supplement, siden den indikerer hvilke materialer som eksisterer i grunnen. Det hadde derfor vært en fordel å gjort flere målinger med OhmMapper langs strekninger hvor det også var gjort målinger med georadar for å samtolke resultatene fra disse metodene. I tillegg hadde det vært av interesse å legge et OhmMapper-profil tett inn mot en gravegrop for å koble materialene og materialgrensene i gropen opp mot resistivitetsverdiene og strukturene målt med OhmMapperen.

På grunn av tidspress, var det ikke alt av planer som lot seg gjennomføre. Blant annet var det planlagt å bruke georadarmålingene på Tenålviften til å gjøre en interpolasjon og bestemme volumet av skredavsetningene der, særlig skredet som kom i 1897. Til dette trengs det nøyaktig informasjon om mektigheten til de ulike avsetningene, og det hadde i den forbindelsen vært viktig å gjøre en hastighetsbestemmelse ved bruk av diffraksjonshyperbler (se avsnitt 4.3.1.10). Siden kvaliteten av data ikke gjorde det mulig å utføre volumberegning av skredavsetningene på en tilfredsstillende måte, ble heller ikke hastighetsbestemmelse ved bruk av diffraksjonshyperbler utført. Bakgrunnen for det, var tvil knyttet til om en forbedret hastighetsbestemmelse ville gi profiler som var bedre å tolke.

Det ble ikke utført noen terrengkorleksjon for OhmMapper-profilene. Dette ble til dels funnet unødvendig, siden terrengkorleksjon hadde blitt utført for georadarprofilene som gikk langs de samme strekningene. En terrengkorleksjon kunne likevel ha gitt et nøyaktigere bilde av formen til de kartlagte strukturene, da terrenget påvirker hvordan strømmen beveger seg i grunnen. For de profilene hvor GPS-målingene var utilstrekkelige i forhold til det å gjøre terrengkorleksjoner, kunne det vært en mulighet å lage høydeprofiler basert på Lidar-data i ArcMap. Videre kunne høydeprofilene ha blitt lest inn i de respektive prosesseringsprogrammene, og en terrengkorleksjon basert på disse data kunne ha blitt utført. Da noen av georadarprofilene hadde feil i z-koordinatene, ville en terrengkorleksjon av disse

profilene basert på Lidar-data ha forbedret framstillingen av strukturer kartlagt med georadaren. Dette ble vurdert til å ikke ha hatt noen betydning for tolkningen.

## 7. Konklusjon

Formålet med denne oppgaven har vært å bruke geofysiske målemetoder for å kartlegge skred i et område som tidligere har blitt kartlagt med tradisjonelle metoder. Vik ble valgt som feltlokalitet fordi det her finnes mye tilgjengelig informasjon om skred og generell geologi som kan danne grunnlag for å vurdere anvendeligheten av metodene i skredkartlegging. Formålet har blitt presisert i tre konkrete målsetninger som oppgaven prøver å svare på.

Det har blitt samlet inn radarprofiler langs 22 unike strekninger i områdene Seim og Tenål, og for mange av disse er det samlet inn profiler med alle de tre benyttede antennefrekvensene på henholdsvis 50, 100 og 500 MHz. To av strekningene er målt med OhmMapper og det er i tillegg dokumentert sedimentære logger fra 8 gravegroper plassert ved siden av profilstrekninger. Det har vist seg at områder med distinkte grenser i radarprofilene kan gjenkjennes i de tilsvarende resistivitetsprofilene, noe som har muliggjort samtolkning mellom metodene. Resultatene for Seim plasserer grunnfjellet på økende dyp i retning mot dalbunnen, dekket av morene og over dette et lag med mer finkornete marine avsetninger. De tolkede marine avsetningene ligger i et bånd tvers over de hellende jordene i dalsiden ovenfor Seim.

I resultatene fra radarprofilene på Tenålviften har det blitt funnet det som tolkes som de ytre grensene av et stort flomskred som gikk i 1897. Tolkningen baserer seg på korrelering mellom skredmasser funnet i gravegroper og refleksjoner i radarprofiler. Skredets utbredelse ligger innenfor et stort område kartlagt som elveavsetninger, og vil kunne gi mulighet for å lage mer detaljerte grenser for avsetningene. Det er også funnet bevis for 3 markerte skredhendelser på Tenålviften under de siste 2200 årene, ved hjelp av dateringer utført av arkeologer fra Bergen. Disse funnene viser at oppgaven har svart på målsetning 1 ved å kartlegge skred, samt også svart på målsetning 2 ved å kombinere de geofysiske målingene

med andre metoder og undersøkelser til å lage en mer detaljert geologisk beskrivelse over området.

Anvendeligheten av georadar i kartlegging av skred blir vurdert til å ha stor potensiale når den brukes i kombinasjon med gravinger. For georadar kombinert med OhmMapper er det ikke mulig å vurdere anvendeligheten i skredkartlegging, men metodene har samsvaret godt ved kartlegging av generell geologi.

## 8. Referanser

Aa, A. R., Bondevik, S. & Sønstegaard, E. (2009) *Skredundersøking på Tenold, Vik kommune*. Sogndal: Høgskulen i Sogn og Fjordane.

Baker, G. S. & Jol, H. M. (2008). Stratigraphic analyses using GPR. *Scitech Book News*, Jun 2008, Vol.32(2), 4-5. Hentet fra [https://books.google.no/books?hl=sv&lr=&id=r0Wigl\\_qw5gC&oi=fnd&pg=PA1&dq=GPR+skin+depth&ots=eptkxsaMrm&sig=dYD23uSVXelpfb0MpPxH5Wp4e3c&redir\\_esc=y#v=onepage&q&f=false](https://books.google.no/books?hl=sv&lr=&id=r0Wigl_qw5gC&oi=fnd&pg=PA1&dq=GPR+skin+depth&ots=eptkxsaMrm&sig=dYD23uSVXelpfb0MpPxH5Wp4e3c&redir_esc=y#v=onepage&q&f=false)

Bargel, T. H. [Red.] (2011). *Plan for skredfarekartlegging – Delrapport jordskred og flomskred*. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat. Hentet fra [http://publikasjoner.nve.no/rapport/2011/rapport2011\\_16.pdf](http://publikasjoner.nve.no/rapport/2011/rapport2011_16.pdf)

Bryhni, I., Brastad, K. & Jacobsen V. W. (2002). *Berggrunnskart LEIKANGER 1317 II, M 1:50 000*. Norges geologiske undersøkelse

Clemmensen, L. B. & Houmark-Nielsen, M. (1981). *Sedimentary Features of a Weichselian Glaciolacustrine Delta*. *Boreas* 10. Hentet fra <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1111/j.1502-3885.1981.tb00484.x>

Conyers, L. (2013). *Ground-penetrating radar for archaeology* (3rd ed., Geophysical methods for archaeology). Lanham, Md.: AltaMira Press.

Cutnell, J., & Johnson, K. (2013). *Introduction to physics* (9th ed.). Hoboken, N.J: Wiley.

Daniels, J. J. (2000). Ground penetrating radar fundamentals. *Prepared as an appendix to a Report to the US EPA, Region V*, 1-21. Hentet fra: [https://scholar.google.se/scholar?hl=sv&as\\_sdt=0%2C5&q=%22Ground+Penetrating+Radar+Fundamentals%22&btnG=](https://scholar.google.se/scholar?hl=sv&as_sdt=0%2C5&q=%22Ground+Penetrating+Radar+Fundamentals%22&btnG=)

Department of Defense. (2008). *GPS Standard Positioning Service (SPS) Performance Standard*. Washington, D.C.: Department of Defense.

Direktoratet for byggkvalitet. (2017). *Byggteknisk forskrift (TEK17)*. Hentet fra <https://dibk.no/byggereglene/byggteknisk-forskrift-tek17/>

de Pascale, G. P., Pollard, W. H & Williams, K. K. (2008). Geophysical mapping of ground ice using a combination of capacitive coupled resistivity and ground-penetrating radar, Northwest Territories, Canada. *Journal of Geophysical Research*. Hentet fra <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2006JF000585>

GE491

Kandidatnr. 214 og 201

28.05.2018

Devoli, G. [Red.] (2011). *Plan for skredfarekartlegging - Delrapport steinsprang, steinskred og fjellskred*. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat. Hentet fra [http://publikasjoner.nve.no/rapport/2011/rapport2011\\_15.pdf](http://publikasjoner.nve.no/rapport/2011/rapport2011_15.pdf)

Douma, M., Timofeev, V. M. & Rogozinski, A. W. (1994) *A capacitive-coupled ground resistivity system for engineering and environmental applications: Results of two Canadian field tests*. SEG Technical Program Expanded Abstracts 1994

Eikemo, S. (1983) *Kvartærgeologisk kartlegging i Vik, Sogn og Fjordane*. Sogndal: Sogn og Fjordane Distriktshøgskule

Furseth, A. (2006) *Skredulykker i Norge*. Oslo: Tun Forlag

Furseth, A. (2016) *Seim 2. Steinsprang (< 100 m<sup>3</sup>)*. Hentet fra <http://atlas.nve.no/html5Viewer/?viewer=nveatlas&runWorkflow=StartupQuery&mapServiceId=54&layerName=Skredtype&query=skredID%3D%27{E5A0AA47-173F-476E-91CA-FAA313A8701B}%27&buffer=100>

Geometrics. (1995). *DataMap OhmMapper User Guide, Rev. 3.0*. San Jose, CA, USA: Geometrics Inc. Hentet fra <ftp://geom.geometrics.com/pub/GeoElectric/Manuals/DATMAPM.PDF>

Geometrics. (2001). *Ohmmapper TRI Operation Manual*. San Jose, CA, USA: Geometrics Inc. Hentet fra <ftp://geom.geometrics.com/pub/GeoElectric/Manuals/OhmMapper-Manual-TRN-2004.PDF>

Giancoli, D. C. (2005) *Physics. Principles with applications, 6<sup>th</sup> ed.* NJ, USA: Pearson Education, Inc.  
Gregersen, J. (2002) *Tenålskreda på 1890-talet*. Pridlao nr. 2, 2002. Vik: Pridlao

Groom, D. (2008). *Common Misconceptions about Capacitively-Coupled Resistivity (CCR) – What it is and how it works*. Geometrics Inc. San Jose, CA, USA:  
[ftp://geom.geometrics.com/pub/GeoElectric/Literature/SAGEEP%202008%20Paper%20%2312%20CCR\\_edit4.pdf](ftp://geom.geometrics.com/pub/GeoElectric/Literature/SAGEEP%202008%20Paper%20%2312%20CCR_edit4.pdf)

Grønli, M. J. & Norheim, S. (2016) *Geofysisk kartlegging av undersjøiske skredavsetninger i Anestølsvatnet* [Bacheloroppgave]. Sogndal: Høgskulen i Sogn og Fjordane. Hentet fra <https://brage.bibsys.no/xmlui/handle/11250/2398035>

Hambrey, M. (1994) *Glacial Environments*. London: UCL Press

Henriksen, H. (2012). *Detaljkartlegging av skredfare fra Seimsfjellet*. (COWI prosjektnr. 135042). Hentet fra: <http://www.vik.kommune.no/getfile.php/1904552.1656.vaqfexccyp/Seimsfjellet+skredrapport+2012.pdf>

Henriksen, H. (2014). *Skredfarevurdering Stadheimselvi, Vik kommune*. (COWI oppdragsnr. A044670). Hentet fra: <http://www.vik.kommune.no/getfile.php/3561452.1656.pfcpxbfxyw/03+Skredfare++Stadheimselvi+COWI+14.pdf>

Hove, M. F. & Seljeset, K. K. (2016) *Geofysisk kartlegging av løsmasser ved Hauge, Lærdal* [Bacheloroppgave]. Sogndal: Høgskulen i Sogn og Fjordane. Hentet fra <https://brage.bibsys.no/xmlui/handle/11250/2398052>

Hyndman, D. & Hyndman, D. (2014). *Natural Hazards and Disasters, 4<sup>th</sup> ed.* Canada: Brooks/Cole, Cengage Learning.



Jerstad, P., Sletbak, B., Grimenes, A. A & Renstrøm, R. (2007). *Rom Stoff Tid, fysikk 1, 1. utg.* Oslo: J. W. Cappelens Forlag

Jol, H. (2009). *Ground penetrating radar theory and applications.* Amsterdam: Elsevier Science.

Kronholm, K. (2017, 17. mars). *Lecture 10: Hazard analysis* [Lysarkpresentasjon]. Sogndal: Høgskulen på Vestlandet

Langeland, H. (2015) *Skredfarevurdering reguleringsplan Hesjesletta.* Asplan Viak AS. Hentet fra [http://www.vik.kommune.no/getfile.php/3521698.1656.bruppecpad/05+Skredfare+Hesjasletta\\_22.06.15.pdf](http://www.vik.kommune.no/getfile.php/3521698.1656.bruppecpad/05+Skredfare+Hesjasletta_22.06.15.pdf)

Loke, M. H. (2000). *Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies - A practical guide to 2-D and 3-D surveys.* Hentet fra [http://moho.ess.ucla.edu/~pdavis/ESS135\\_2013/LITERATURE/%20LokeDCREsistivity.pdf](http://moho.ess.ucla.edu/~pdavis/ESS135_2013/LITERATURE/%20LokeDCREsistivity.pdf)

Loke, M. H., Acworth, I. & Dahlin, T. (2003) *A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2D electrical imaging surveys.* Exploration Geophysics 2003 34:3. Australia: Australian Society of Exploration Geophysicists. Hentet fra <https://library.seg.org/doi/abs/10.1071/EG03182>

Lutro, O. & Tveitene, E. (1996) *Geologisk kart over Norge, berggrunnskart ÅRDAL M1:250 000.* Norges geologiske undersøkelse. Hentet fra <http://geo.ngu.no/mapserver/BerggrunnWMS>

Malå Geoscience. (2018). *XV Monitor for ProEx and X3M with Ethernet communication.* Operating manual, Version 1.5. Malå Geoscience. Hentet fra: <https://www.guidelinegeo.com/wp-content/uploads/2016/07/MALA-XV-Monitor-Manual-v1.5.pdf>

Mauring, E., Koziel, J., Lauritsen, T., Rønning, J.S., & Tønnesen, J.F. (1995). *Målinger med georadar. Teori, anvendelse, teknikker og eksempler på opptak.* (NGU rapport 94.024). Hentet fra [http://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1994/94\\_024.pdf](http://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1994/94_024.pdf)

Mussett, A. E. & Khan, M. A. (2000). *Looking into the earth: An introduction to geological geophysics.* England, Cambridge: Cambridge University Press.

Neal, A. (2004). *Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: Principles, problems and progress.* *Earth Science Reviews*, 66(3), 261-330. doi:10.1016/j.earscirev.2004.01.004

NGI (2014). *Skred – skredfare og sikringstiltak.* Latvia: Universitetsforlaget.

NGI. (2018). *Geofysikk, fjernmåling og GIS / GPR.* Hentet fra: <https://www.ngi.no/Tjenester/Fagekspertise-AA/Geofysikk-fjernmaaling-og-GIS/GPR>

NGU (1989) *Løsmasse fylkeskart SOGN OG FJORDANE M 1:250 000.* Norges geologiske undersøkelse. Hentet fra <http://geo.ngu.no/mapserver/LosmasserWMS>

Nichols, G. (2009). *Sedimentology and Stratigraphy, 2. opplag.* Wiley-Blackwell

NVE (2013) *Jordskred og flomskred [Faktaark].* Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat. Hentet fra [http://publikasjoner.nve.no/faktaark/2013/faktaark2013\\_05.pdf](http://publikasjoner.nve.no/faktaark/2013/faktaark2013_05.pdf)

NVE. (2014). *Sikkerhet mot skred i bratt terreng.* (Veileder nr. 8 - 2014). Hentet fra: [http://publikasjoner.nve.no/veileder/2014/veileder2014\\_08.pdf](http://publikasjoner.nve.no/veileder/2014/veileder2014_08.pdf)

GE491

Kandidatnr. 214 og 201

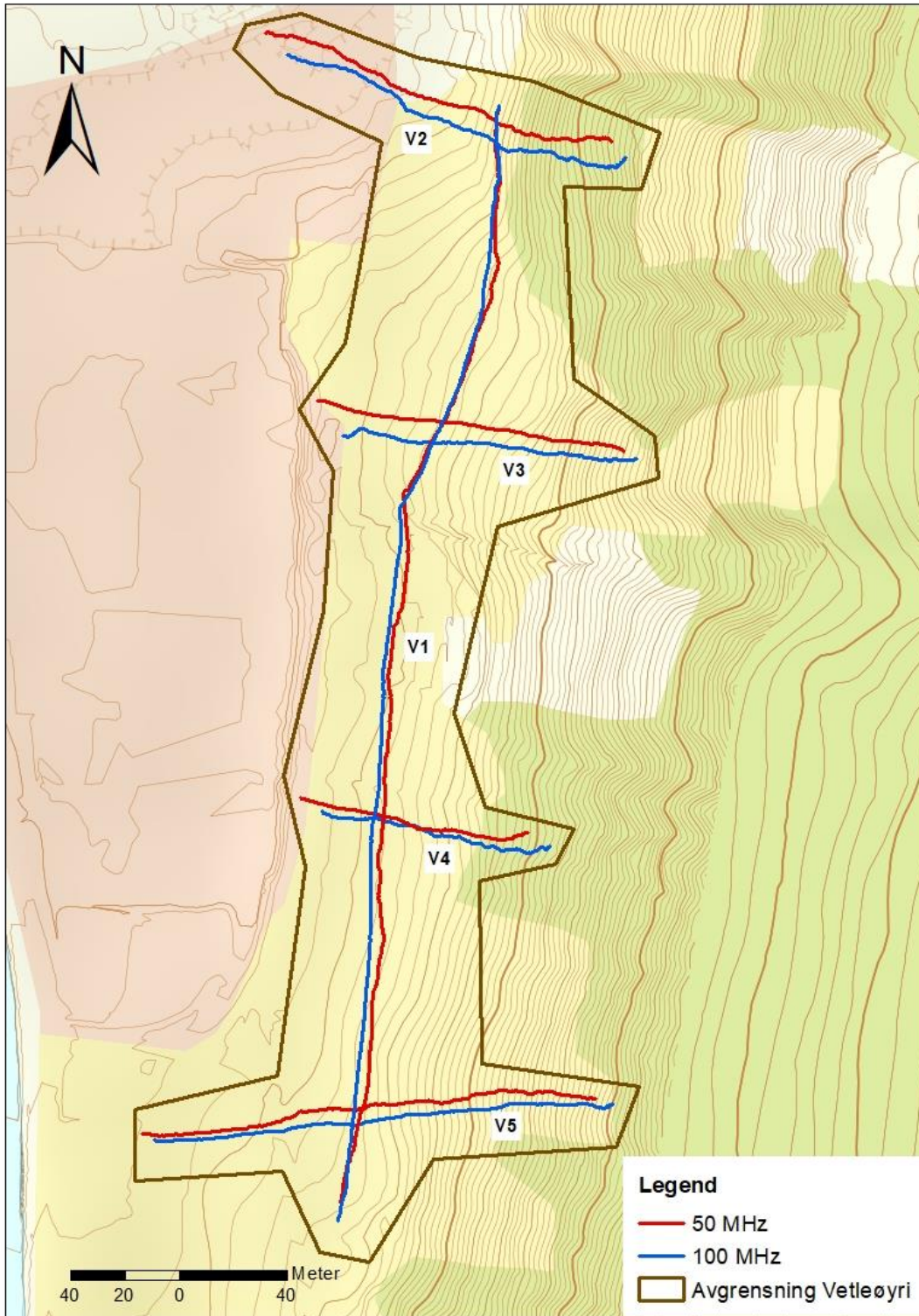
28.05.2018

- NVE (2018) *NVE Skredhendelser*. Hentet fra <https://gis3.nve.no/link/?link=SkredHendelser>
- Ramberg, I. B., Bryhni, I., Nøttvedt, A. og Rangnes, K [Red.]. (2013) *Landet blir til, 2 utg.* Trondheim: Norsk Geologisk Forening
- Ruud, H. (2018) *Planomtale: Reguleringsplan Vikja – Seimsvegen*. Asplan Viak AS.
- Sandmeier Geophysical Research.(2018). *REFLEXW version 8.5*. Sandmeier Geophysical Research. Hentet fra: [http://www.sandmeier-geo.de/Download/reflexw\\_manual\\_a4.pdf](http://www.sandmeier-geo.de/Download/reflexw_manual_a4.pdf)
- Schanche, S. [Red.] (2014). *Sikkerhet mot skred i bratt terreng*. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat. Hentet fra [http://publikasjoner.nve.no/veileder/2014/veileder2014\\_08.pdf](http://publikasjoner.nve.no/veileder/2014/veileder2014_08.pdf)
- Skøien, S. (2000). *Jordlære, 1. opplag*. Oslo: Gan forlag. Hentet fra <https://www.nb.no/nbsok/nb/ceb97b46c02fa5c0bd3ed912105f9a33?lang=no#0>
- Solberg, I.L., Hansen, L., Rønning, S. & Dalsegg, E. (2011) *Veileder for bruk av resistivitetmålinger i potensielle kvikkleireområder. Versjon 1.0 (NGU Rapport 2010.048)*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse. Hentet fra [http://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2010/2010\\_048.pdf](http://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2010/2010_048.pdf)
- Sternheim, M. M. & Kane, J. W. (1991) *General Physics, 2nd ed.* John Wiley & Sons
- Stokke, J. A. (1987) *Kvartærgeologisk kartlegging med oppfølgende sand- og grusundersøkelser i Lærdal, Sogn og Fjordane fylke*. (NGU rapport 87.113) Norges geologiske undersøkelse
- Sæbø, A. I. (2000) *Skreder i Vik*. Pridlao nr 2, 2000 Vik: Pridlao
- Timofeev, V. M., Rogozinski, A. W., Hunter, J. A. & Douma, M. (1994) *A new ground resistivity method for engineering and environmental geophysics*. Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems 1994.
- USGS (2004) *Landslide Types and Processes*. (Fact sheet 2004-3072). U. S. Geological Survey. Hentet fra <https://pubs.usgs.gov/fs/2004/3072/pdf/fs2004-3072.pdf>
- Walker, J.P. & Houser, P. R. (2002) *Evaluation of the OhmMapper Instrument for Soil Moisture Measurement*. Soil Science Society of America Journal: <https://pdfs.semanticscholar.org/c690/4d09b89f192c5f38f2187eccc38c37fdd8.pdf>
- Yamashita, Y., Groom, D., Inazaki, T. & Hayashi, K. (2004) *Rapid near surface resistivity survey using the capacitively-coupled resistivity system: OhmMapper*. Proceedings of 7<sup>th</sup> SEGJ International Symposium
- Øydvin, E. K. [Red.]. (2011). *Plan for skredfarekartlegging (NVE-rapport 14-2011)*. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat. Hentet fra [http://publikasjoner.nve.no/rapport/2011/rapport2011\\_14.pdf](http://publikasjoner.nve.no/rapport/2011/rapport2011_14.pdf)

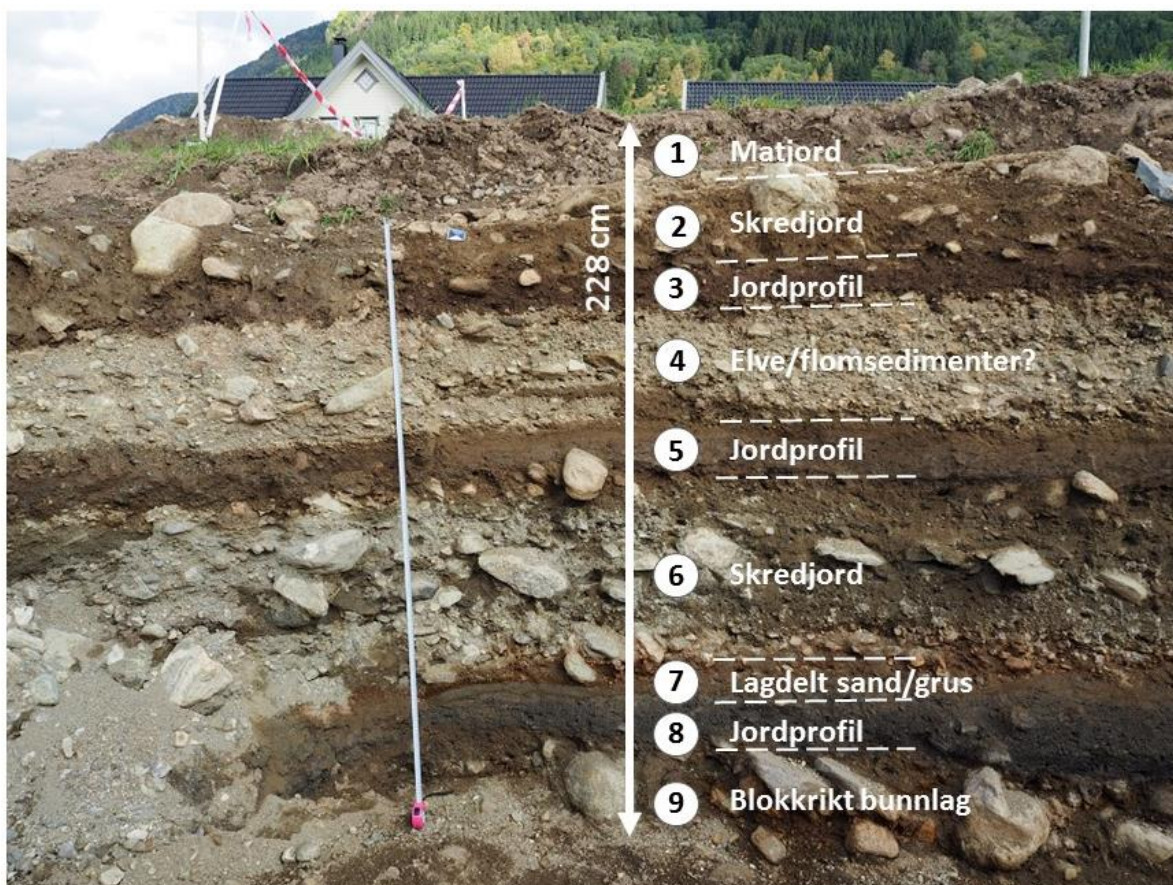
## 9. Vedlegg



**Vedlegg 1** Gravegrop A9, sett mot nord. Målebåndet er 194 cm.



**Vedlegg 2** Figuren viser en oversikt over strekningene i Vetleøyri hvor det ble foretatt målinger med georadar.



**Vedlegg 3** Snitt mot nord i gravegrop A1 på Tenålviften. De observerte lagene er nummerert 1-9 med foreslått tolkning til høyre.

### Lagbeskrivelser for gravegrop A1

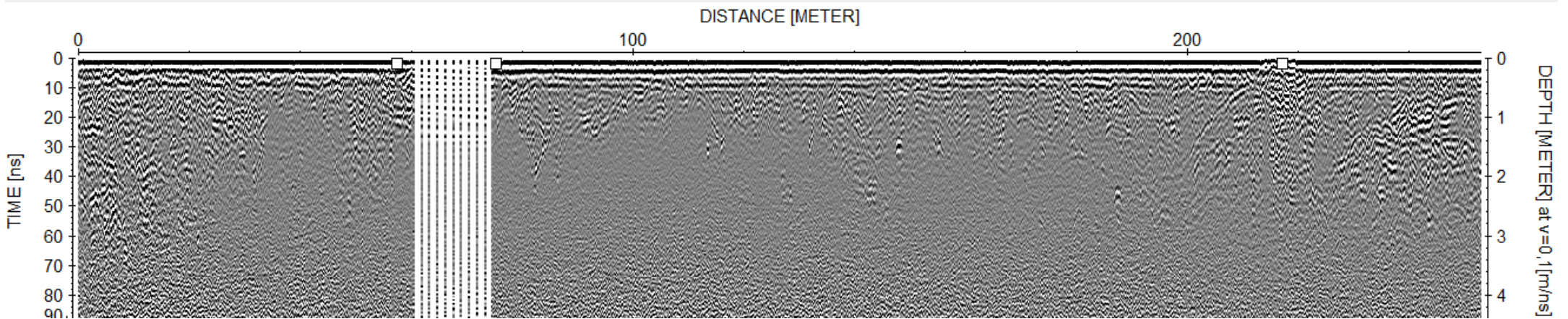
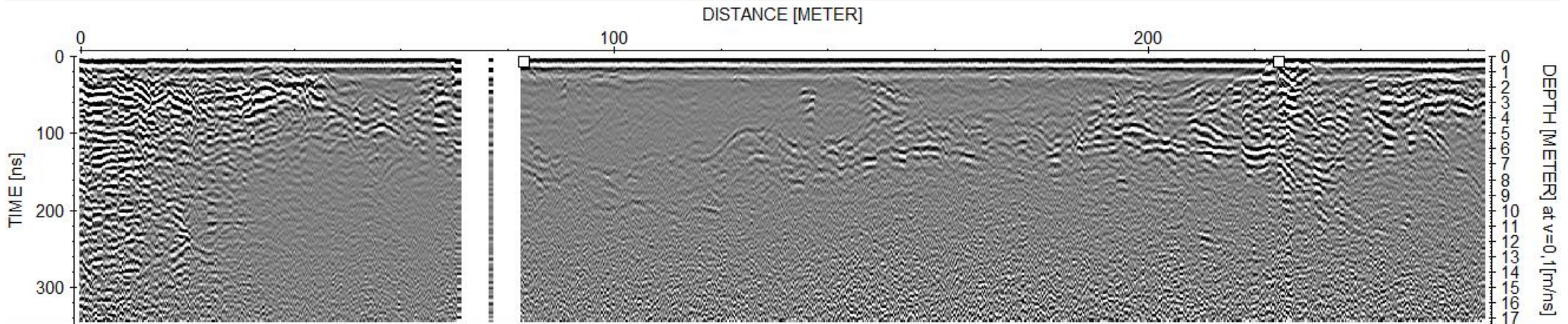
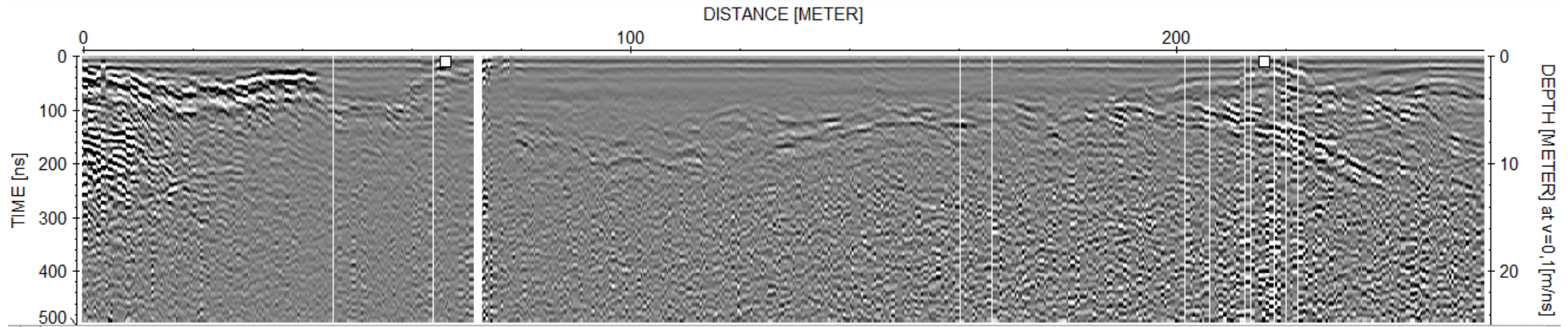
1. Mørkbrun humusjord med stein. 48 cm
2. Gulbrunt lag med grus, stein og blokk i en sandig siltig matriks. Matriksbåret. Invers gradering. Erosjon mot laget under. 35 cm
3. Rødbrun siltig jord med noe grus. 9 cm. Datert til 722 - 945 e.kr. av arkeologene fra Universitetsmuseet i Bergen.
4. Lys gråbrunt lag med stein og grus i sandig matriks. Mer sortert enn lag 2 og 6. Klastbåret. Ingen åpenbar gradering. Erosjon mot laget under. 36 cm
5. Brungrått lag av silt, med sand og grus. Kullbiter og rustutfelling. 18 cm. Datert til 86 - 242 e.kr. av arkeologene fra Universitetsmuseet i Bergen.
6. Gråbrunt lag med grus, stein og blokk i en siltig sandig matriks. Matriksbåret. Invers gradering. Erosjon mot laget under. 43 cm
7. Rødbrun lag med sand og grus. Rustutfelling. 17 cm

8. Blågrått lag av silt og sand med noe grus og stein. Inneholder mye kullbiter. 19 cm.  
Datert til 161 f.kr - 46 e.kr. av arkeologene fra Universitetsmuseet i Bergen.
9. Stein og blokk i siltig sandig matriks. Danner bunnelaget i gropen.

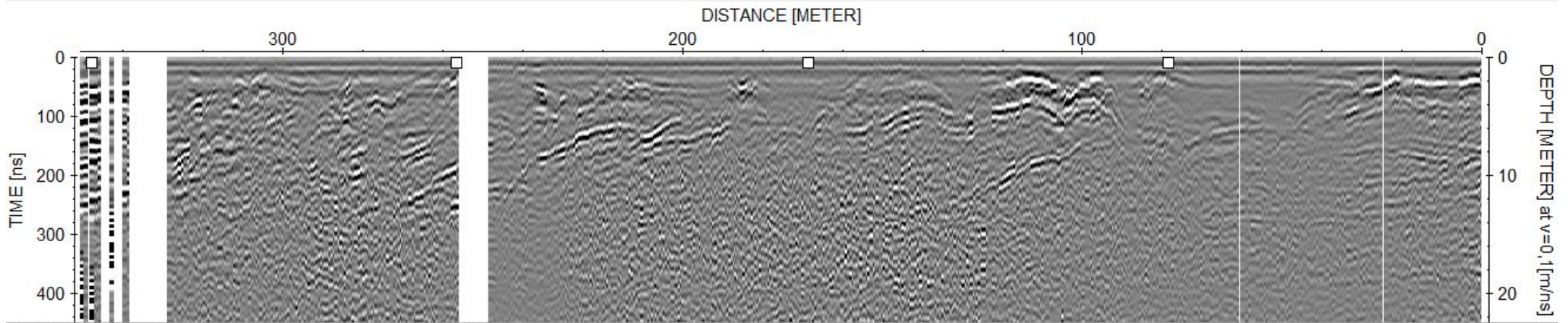




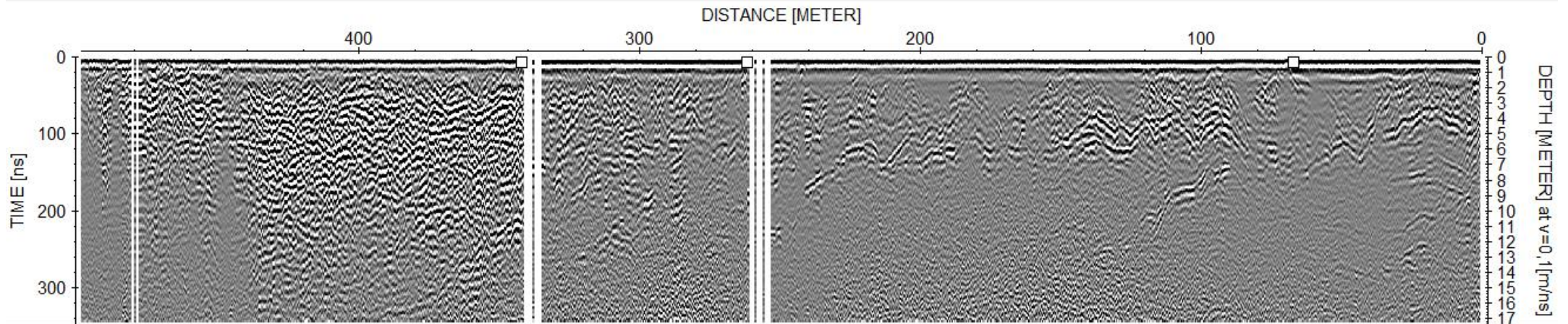




C:\Users\Larissa\Documents\Geologi\Bachelorprosjekt\Bachelor\PROCDATA\DAT\_0160\_A1.12T / traces: 616 / samples: 230

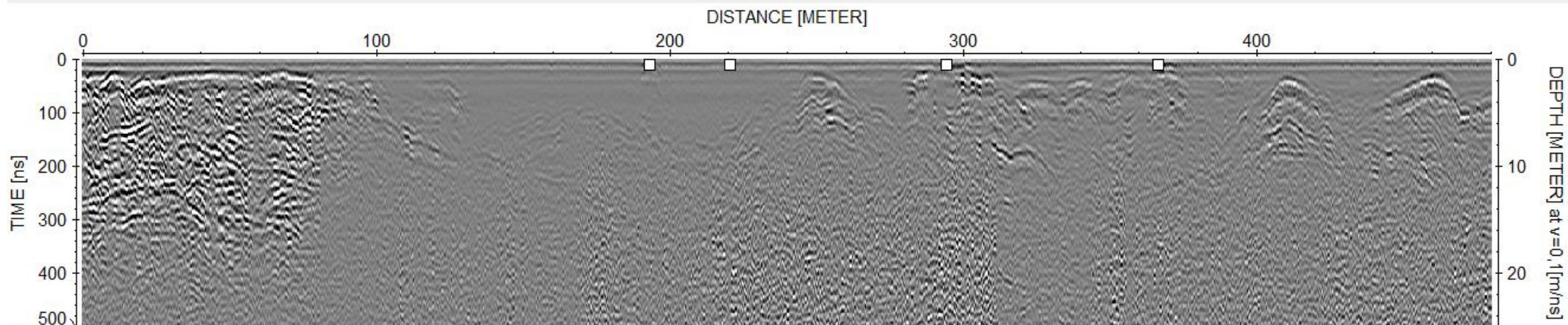


C:\Users\Larissa\Documents\Geologi\Bachelorprosjekt\Bachelor\PROCDATA\DAT\_0109\_A1.12T / traces: 2120 / samples: 357

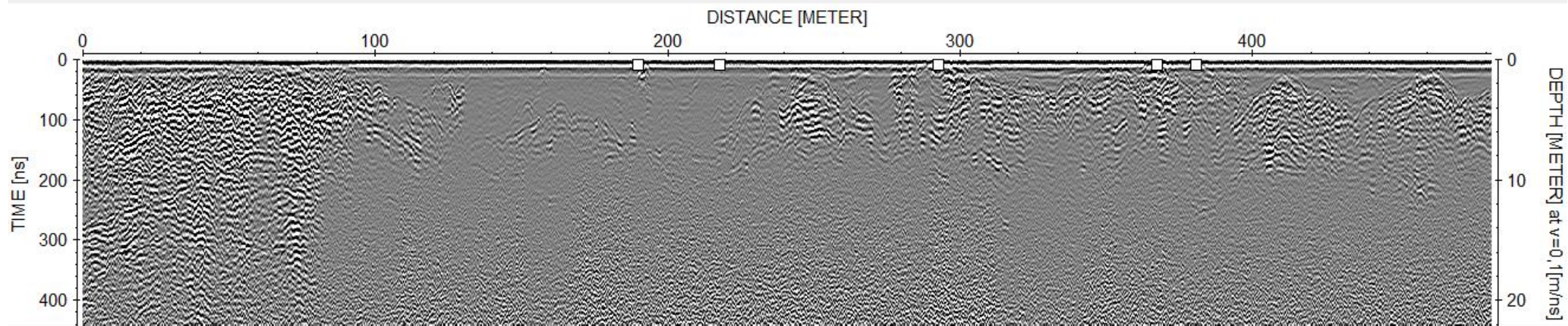


Vedlegg 5 S2. Øverst 50 MHz og nederst 100MHz.

C:\Users\Larissa\Documents\Geologi\Bachelorprosjekt\Bachelor\PROCDATA\DAT\_0155\_A1.12T / traces: 1078 / samples: 256

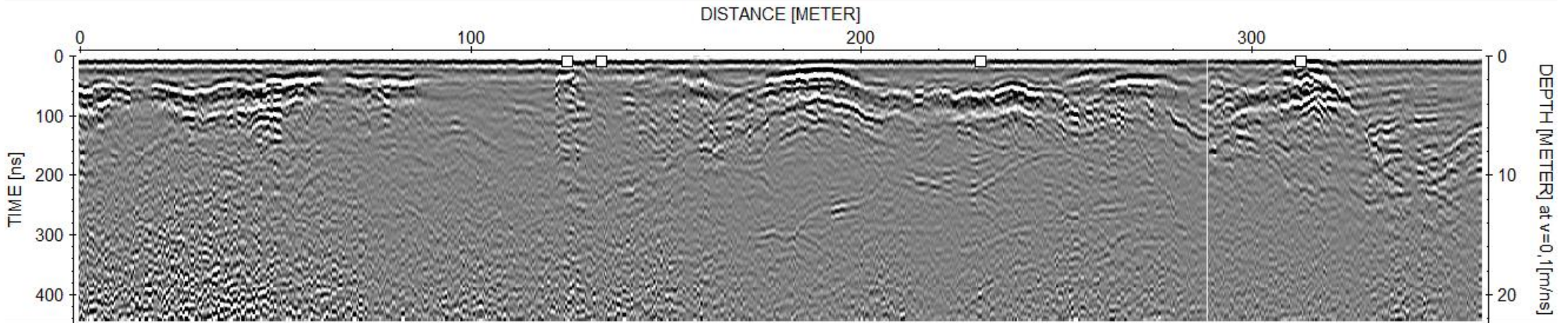


C:\Users\Larissa\Documents\Geologi\Bachelorprosjekt\Bachelor\PROCDATA\DAT\_0163\_A1.12T / traces: 1872 / samples: 459

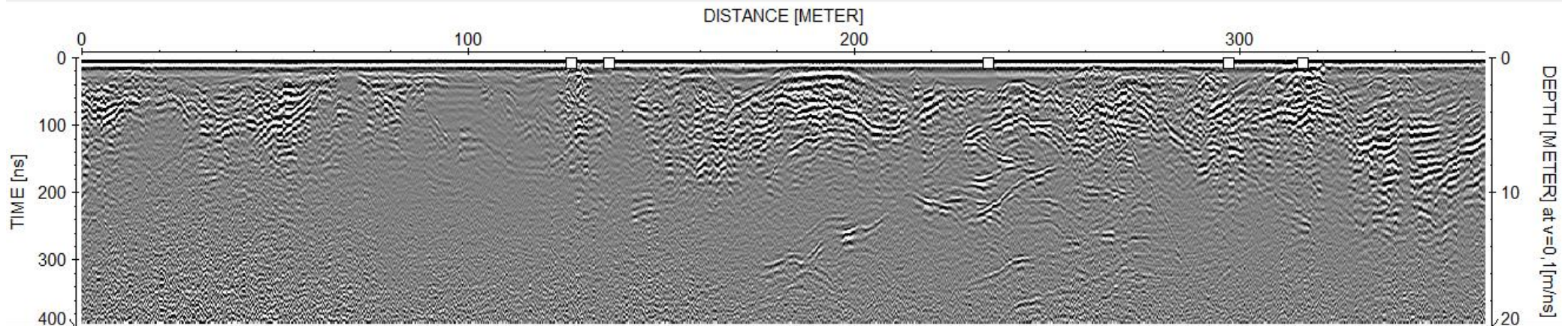


Vedlegg 6 S3. Øverst 50 MHz og nederst 100MHz.

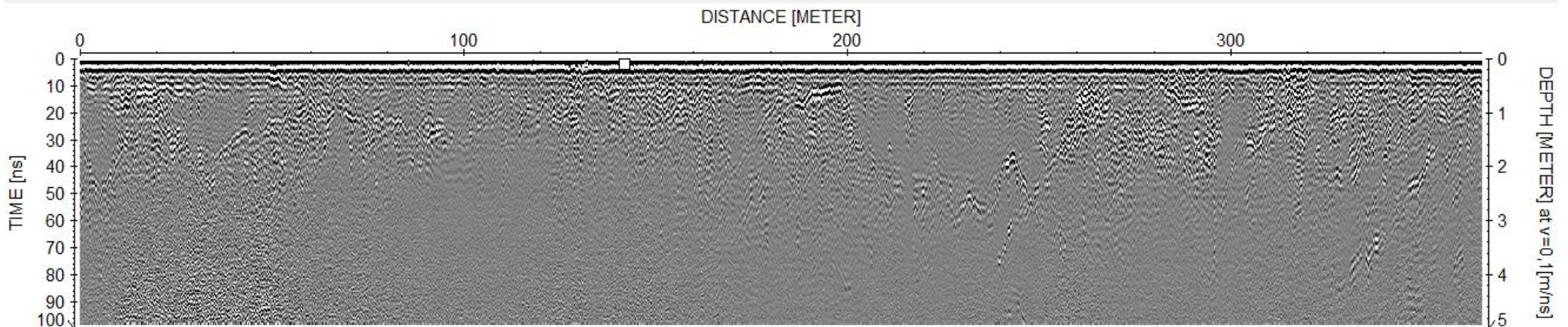
C:\Users\Larissa\Documents\Geologi\Bachelorprosjekt\Bachelor\PROCDATA\DAT\_0156\_A1.12T / traces: 698 / samples: 230



C:\Users\Larissa\Documents\Geologi\Bachelorprosjekt\Bachelor\PROCDATA\DAT\_0164\_A1.12T / traces: 1298 / samples: 408

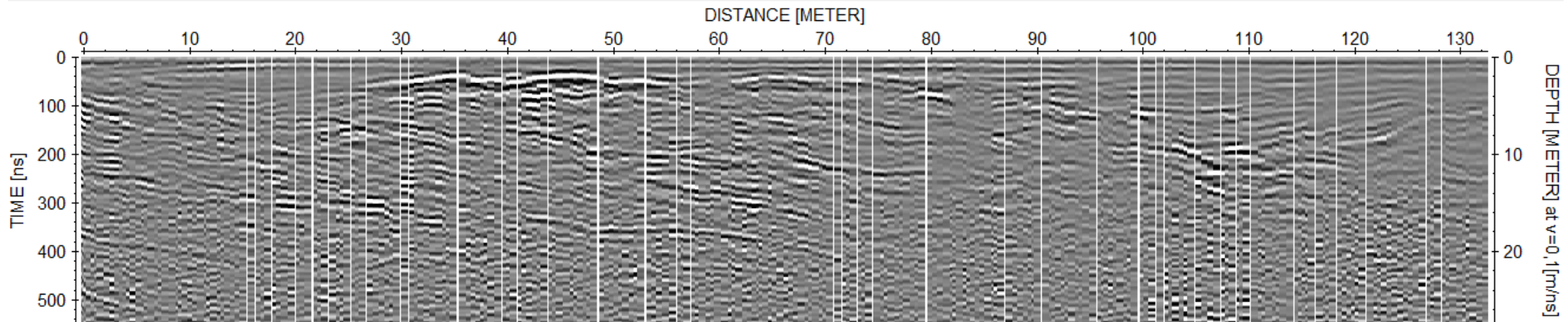


C:\Users\Larissa\Documents\Geologi\Bachelorprosjekt\Bachelor\PROCDATA\DAT\_0168\_A1.12T / traces: 5247 / samples: 528

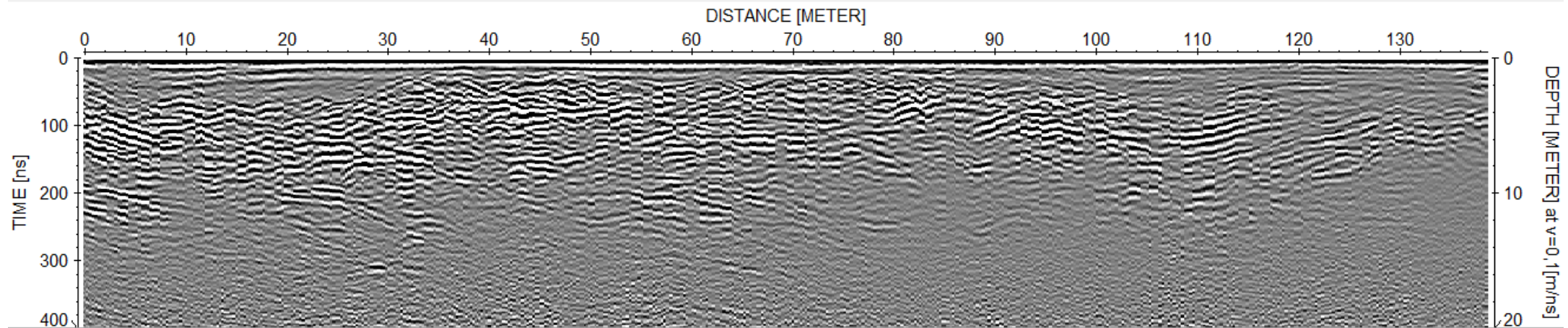


Vedlegg 7 S4. Øverst 50 MHz, midten 100 MHz og nederst 500 MHz.

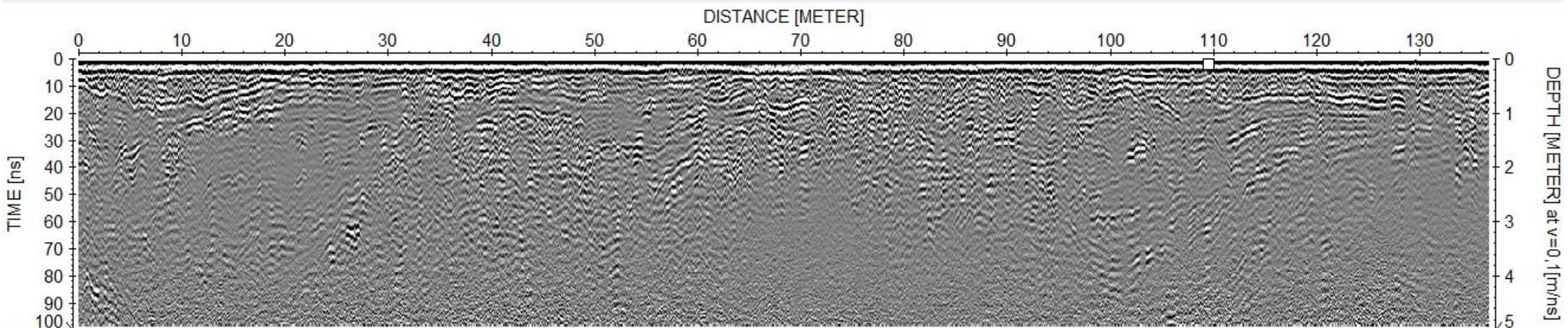
C:\Users\Larissa\Documents\Geologi\Bachelorprosjekt\Bachelor\PROCDATA\DAT\_0157\_A1.12T / traces: 274 / samples: 281



C:\Users\Larissa\Documents\Geologi\Bachelorprosjekt\Bachelor\PROCDATA\DAT\_0165\_A1.12T / traces: 512 / samples: 408

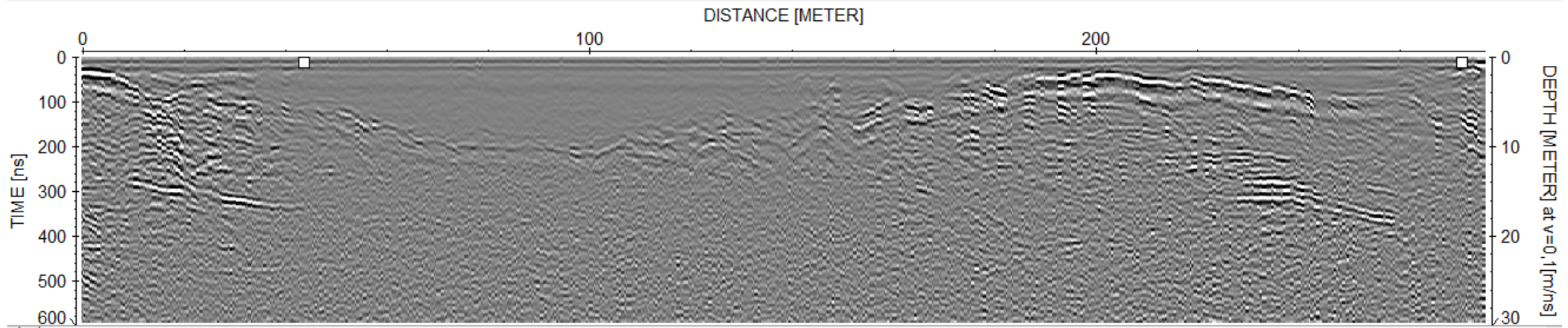


C:\Users\Larissa\Documents\Geologi\Bachelorprosjekt\Bachelor\PROCDATA\DAT\_0169\_A1.12T / traces: 3531 / samples: 528

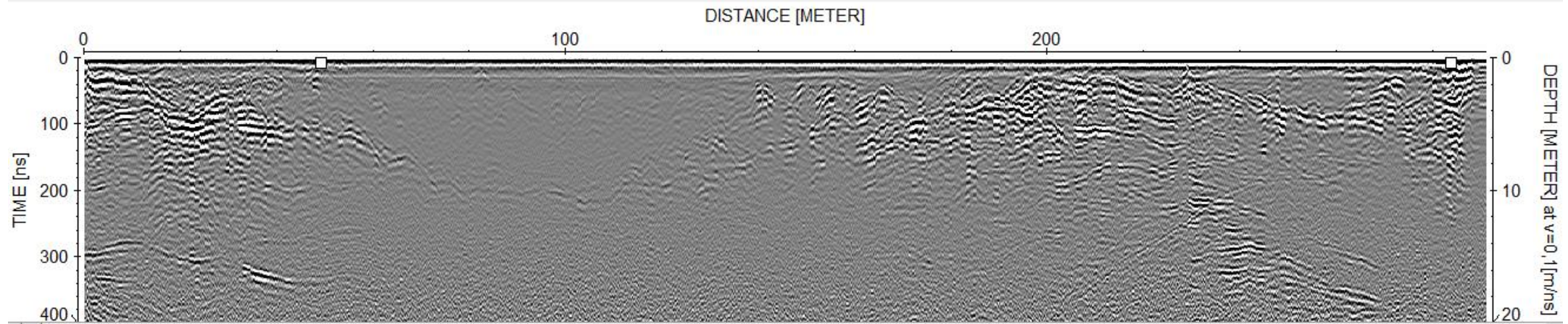


Vedlegg 8 S5. Øverst 50 MHz, midten 100 MHz og nederst 500 MHz.

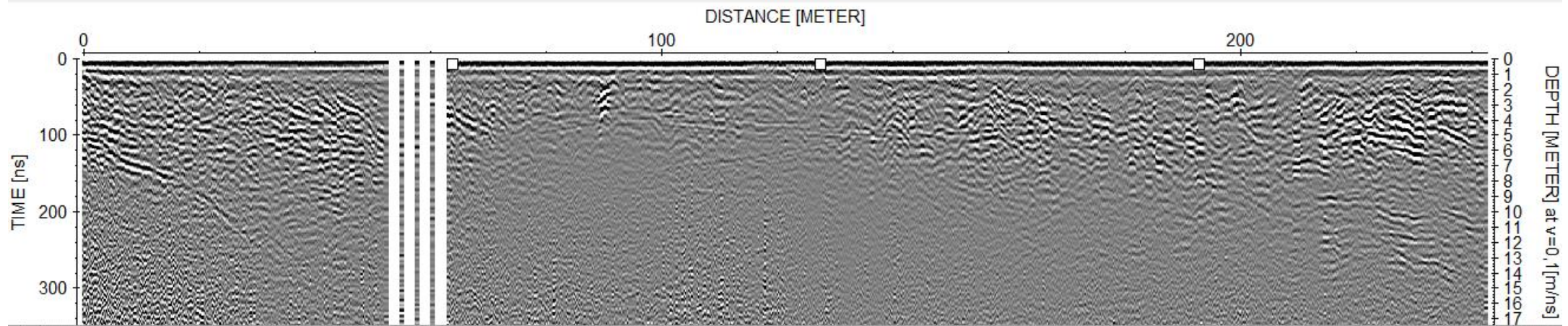
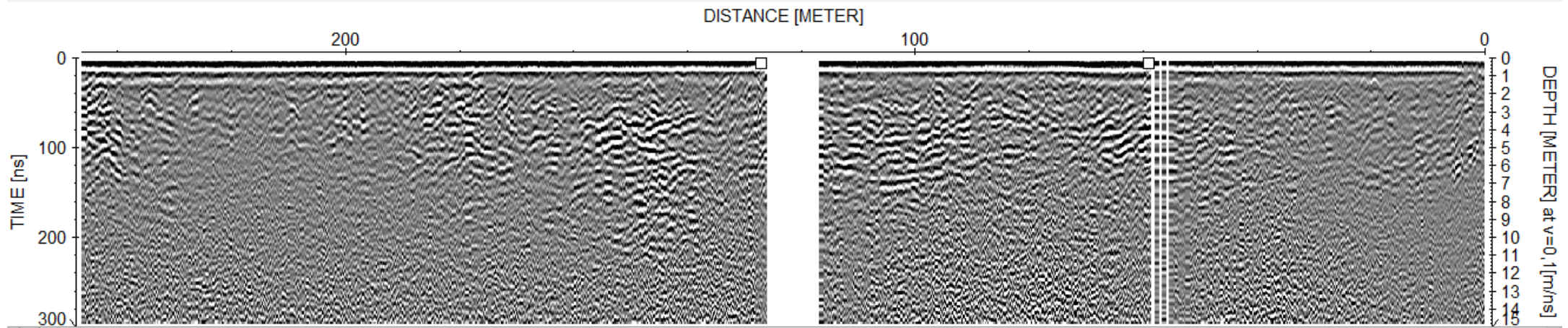
C:\Users\Larissa\Documents\Geologi\Bachelorprosjekt\Bachelor\PROCDATA\DAT\_0158\_A1.12T / traces: 598 / samples: 307



C:\Users\Larissa\Documents\Geologi\Bachelorprosjekt\Bachelor\PROCDATA\DAT\_0162\_A1.12T / traces: 1308 / samples: 408

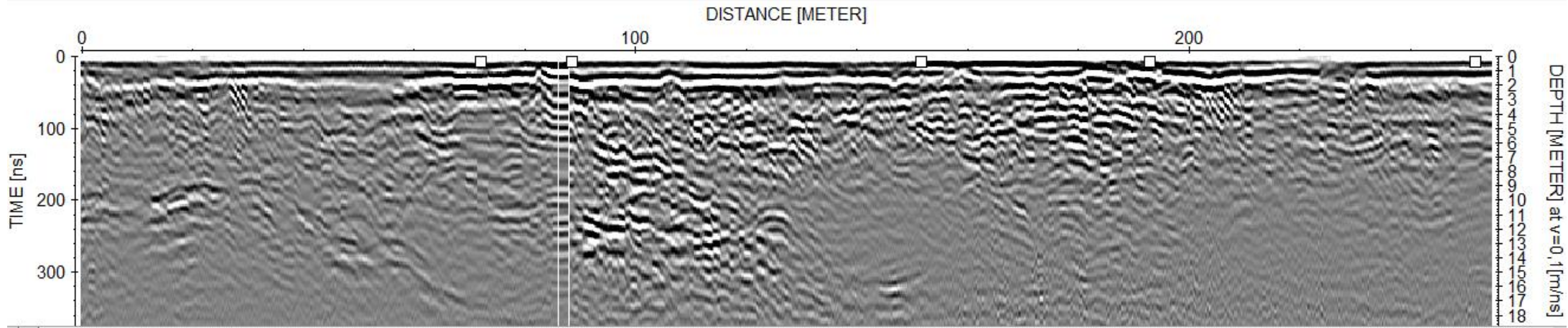


Vedlegg 9 S6. Øverst 50 MHz og nederst 100MHz.

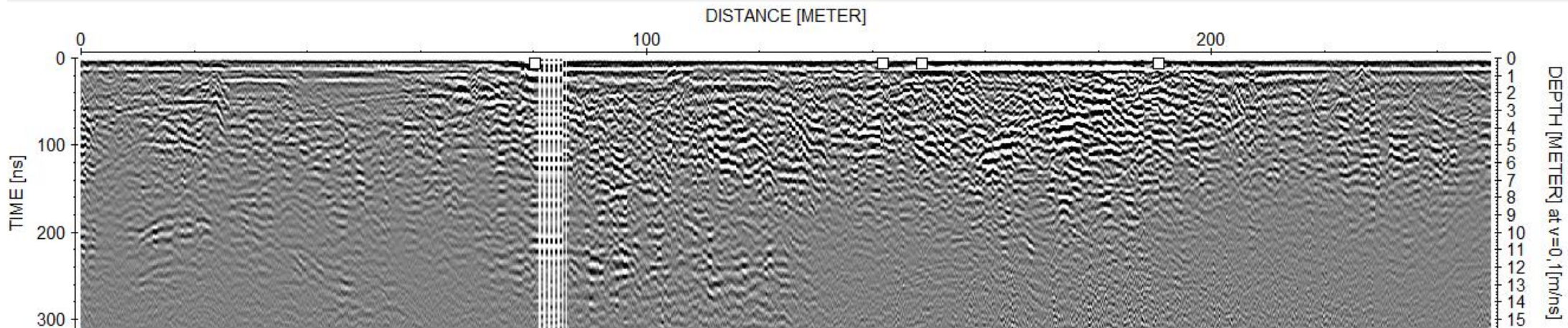


Vedlegg 10 Øverst S7 og nederst S8. Begge er 100 MHz.

C:\Users\Larissa\Documents\Geologi\Bachelorprosjekt\Bachelor\PROCDATA\DAT\_0064\_A1.11T / traces: 968 / samples: 192



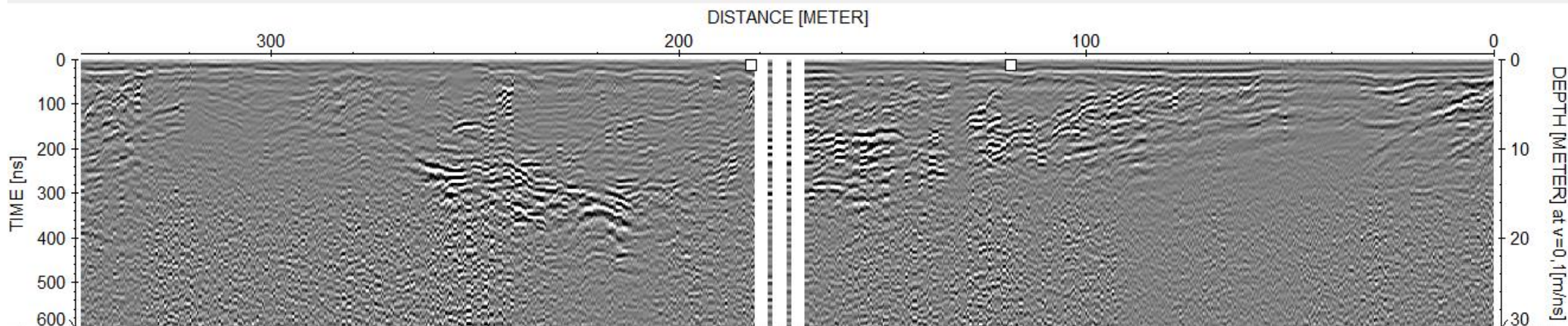
C:\Users\Larissa\Documents\Geologi\Bachelorprosjekt\Bachelor\PROCDATA\DAT\_0065\_A1.12T / traces: 2027 / samples: 318



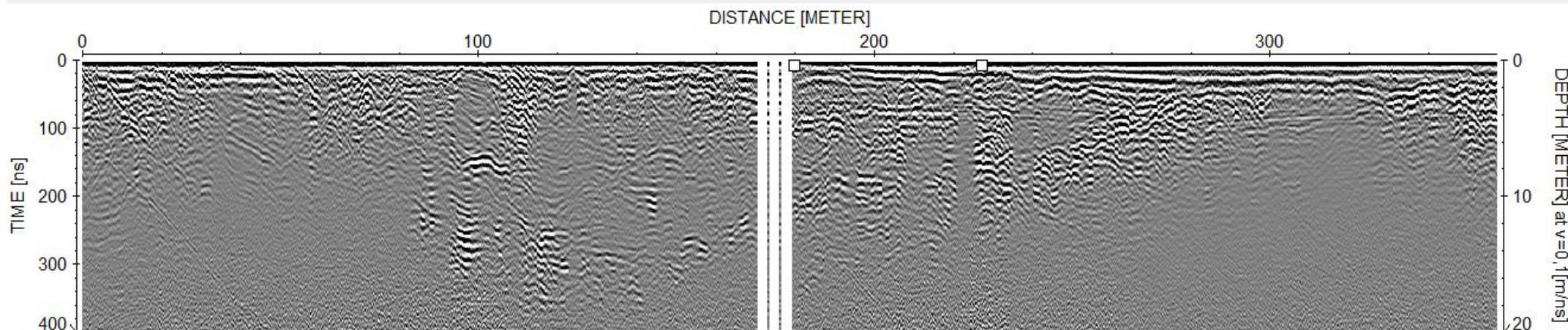
Vedlegg 11 T1. Øverst 50 MHz og nederst 100MHz.



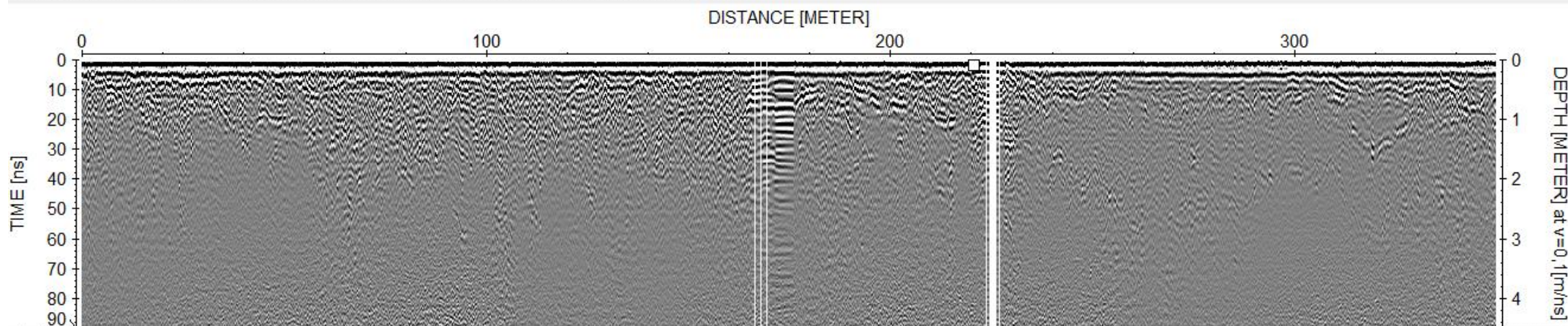
C:\Users\Larissa\Documents\Geologi\Bachelorprosjekt\Bachelor\PROCDATA\DAT\_0070\_A1.12T / traces: 700 / samples: 307



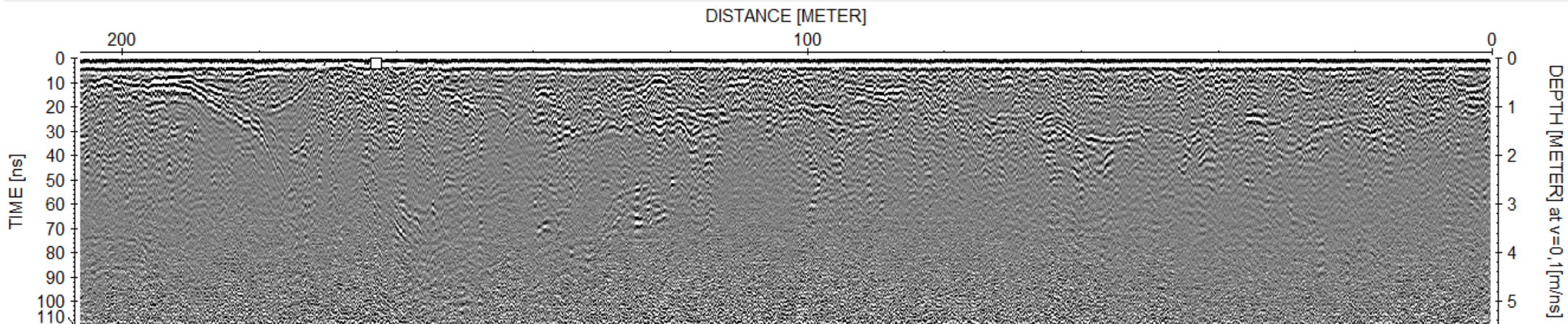
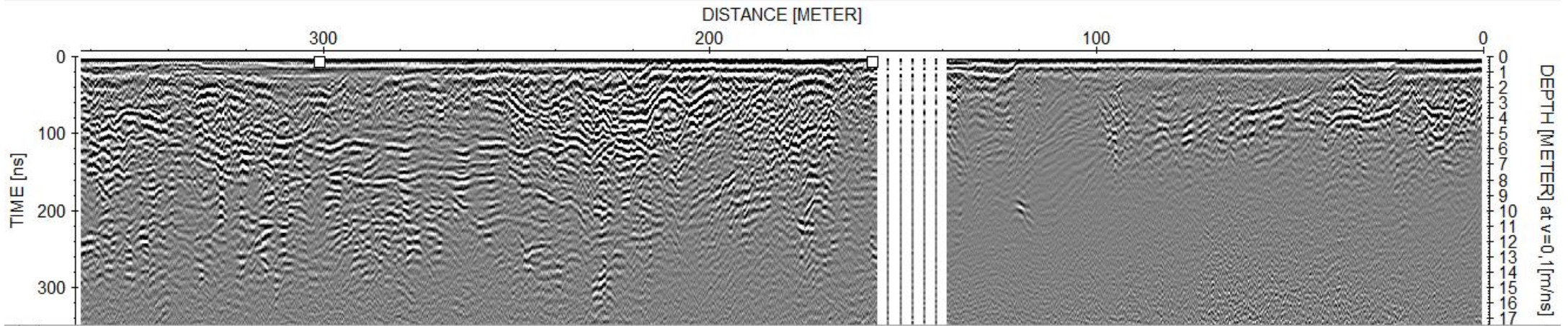
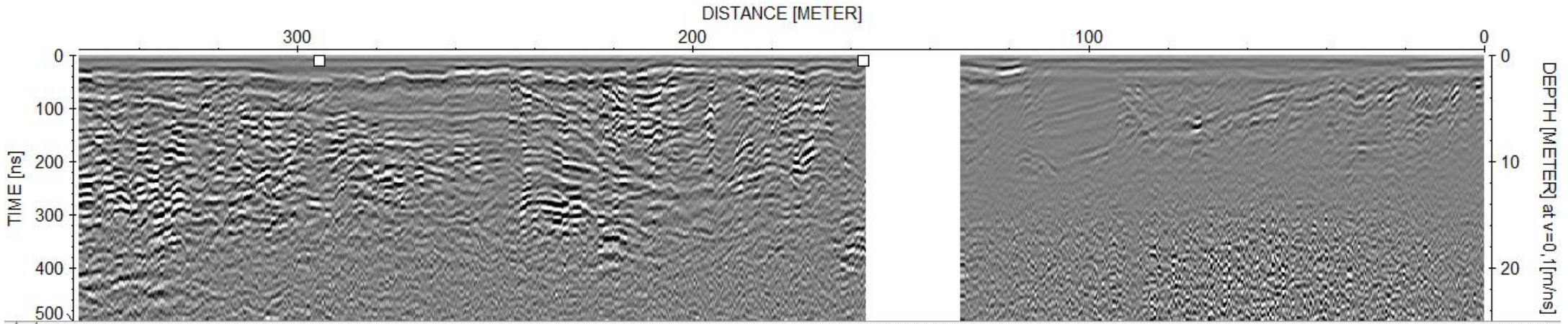
C:\Users\Larissa\Documents\Geologi\Bachelorprosjekt\Bachelor\PROCDATA\DAT\_0067\_A1.12T / traces: 2567 / samples: 408



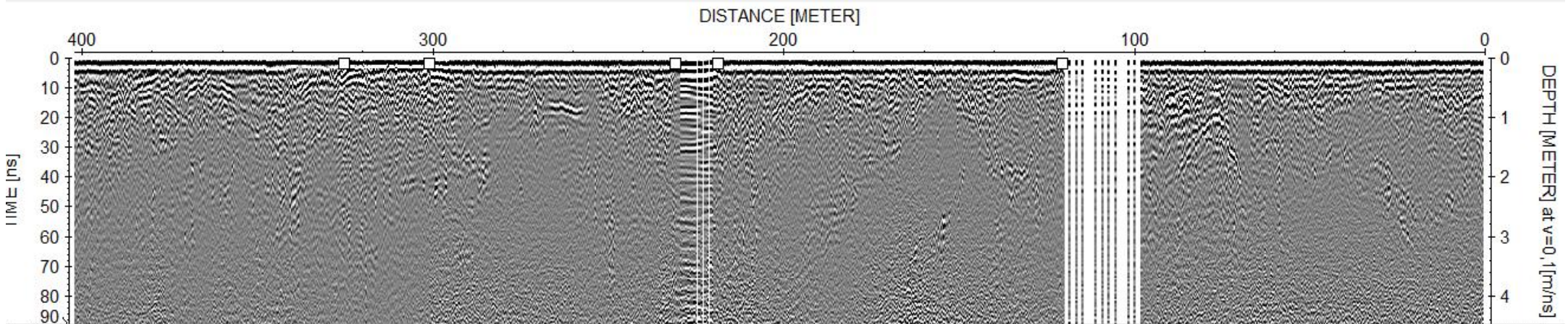
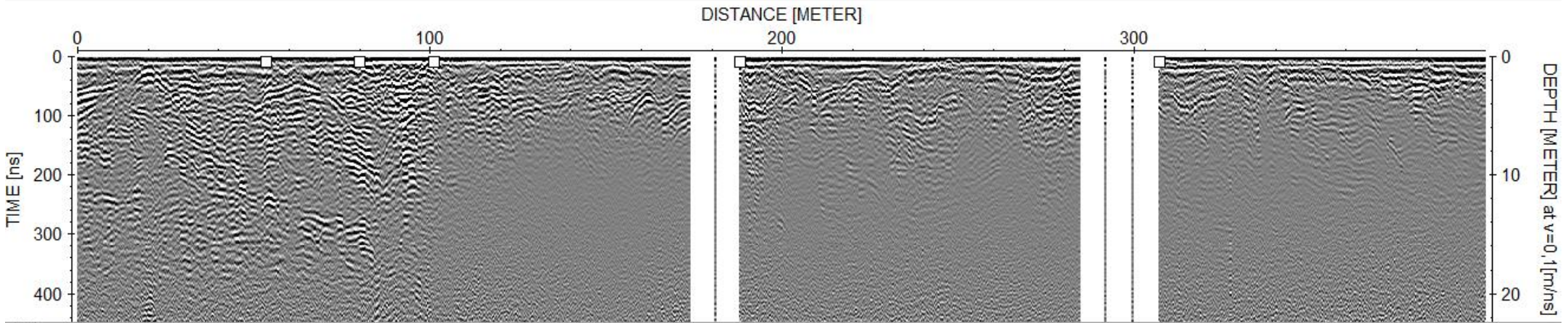
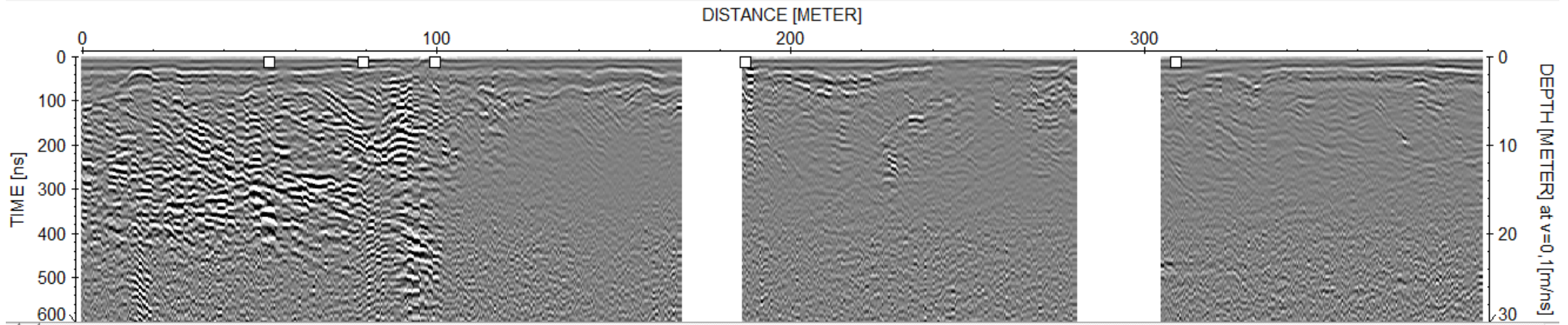
C:\Users\Larissa\Documents\Geologi\Bachelorprosjekt\Bachelor\PROCDATA\DAT\_0178\_A1.12T / traces: 6657 / samples: 475



Vedlegg 12 T2. Øverst 50 MHz, midten 100 MHz og nederst 500 MHz.

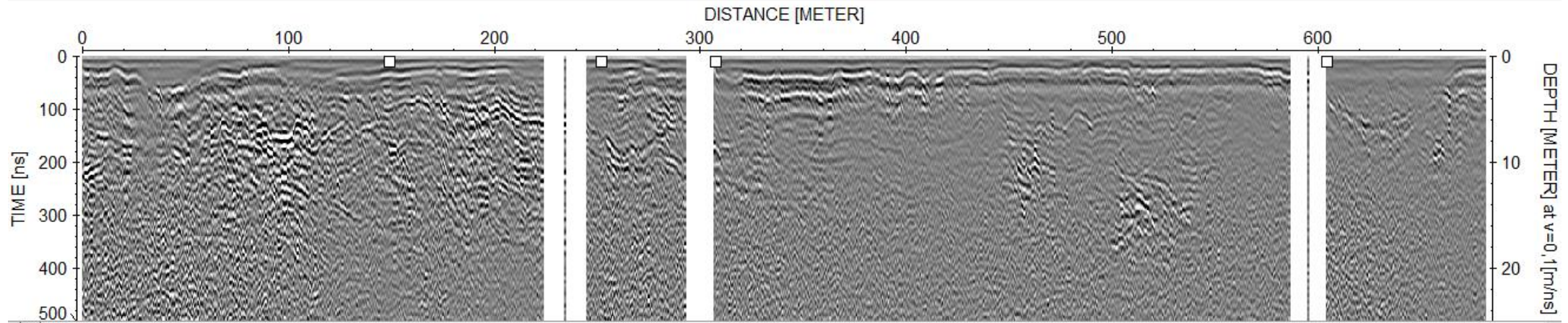


Vedlegg 13 T3. Øverst 50 MHz, midten 100 MHz og nederst 500 MHz.

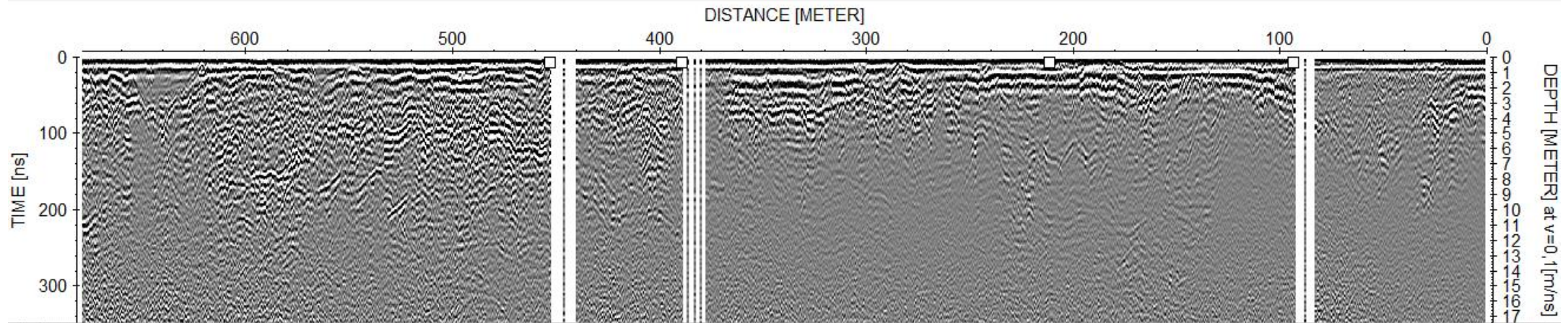


Vedlegg 14 T4. Øverst 50 MHz, midten 100 MHz og nederst 500 MHz.

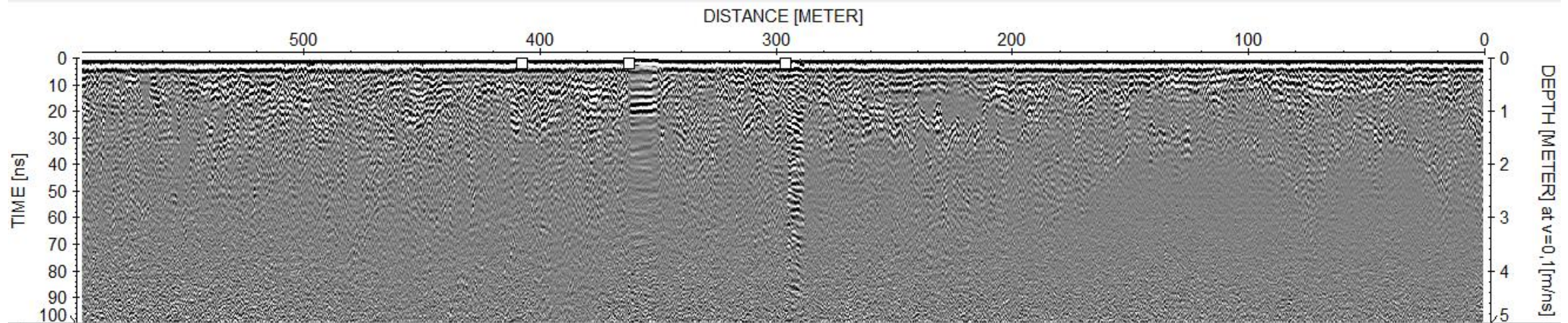
C:\Users\Larissa\Documents\Geologi\Bachelorprosjekt\Bachelor\PROCDATA\DAT\_0073\_A1.12T / traces: 1330 / samples: 256



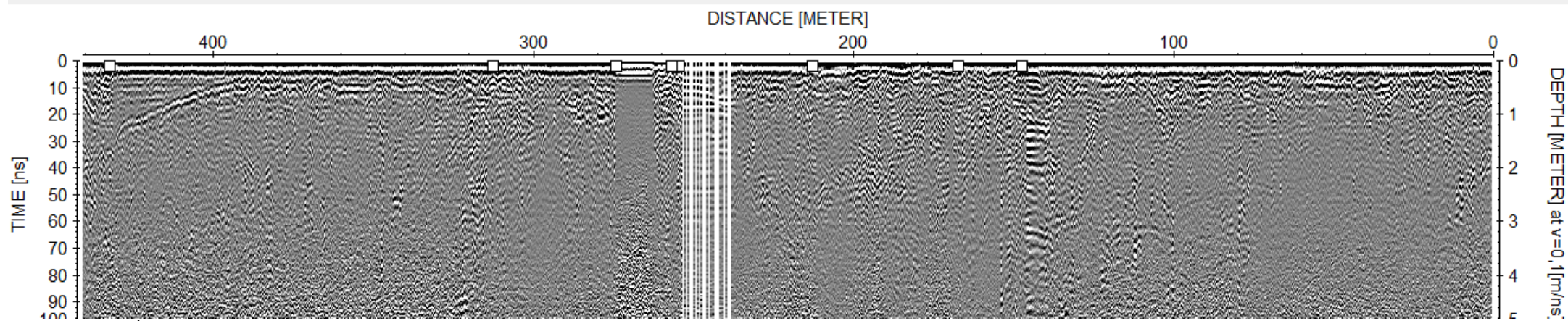
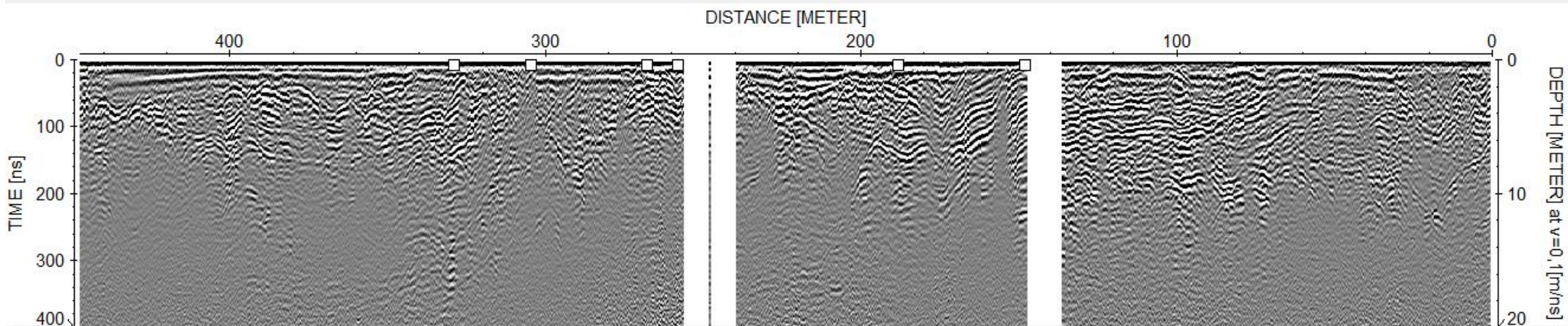
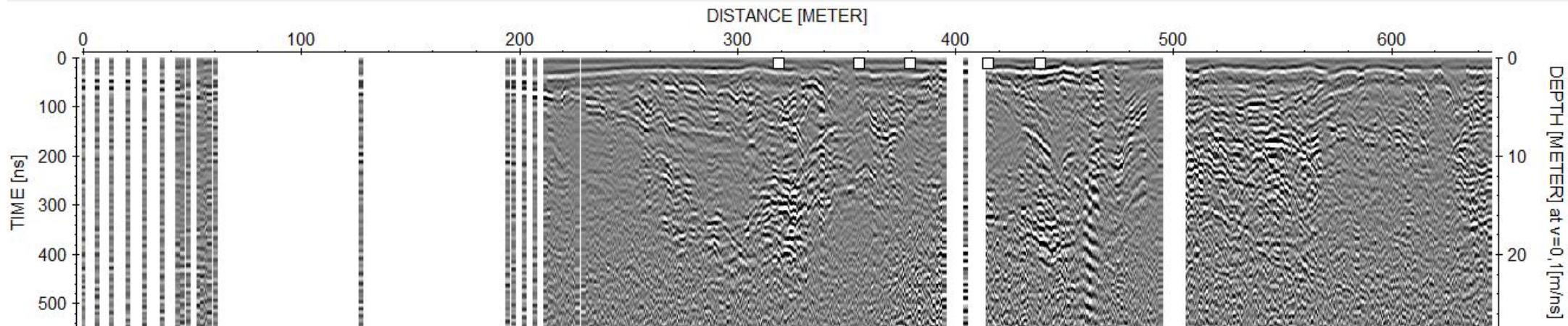
C:\Users\Larissa\Documents\Geologi\Bachelorprosjekt\Bachelor\PROCDATA\DAT\_0084\_A1.12T / traces: 2351 / samples: 357



C:\Users\Larissa\Documents\Geologi\Bachelorprosjekt\Bachelor\PROCDATA\DAT\_0171\_A1.12T / traces: 11738 / samples: 528

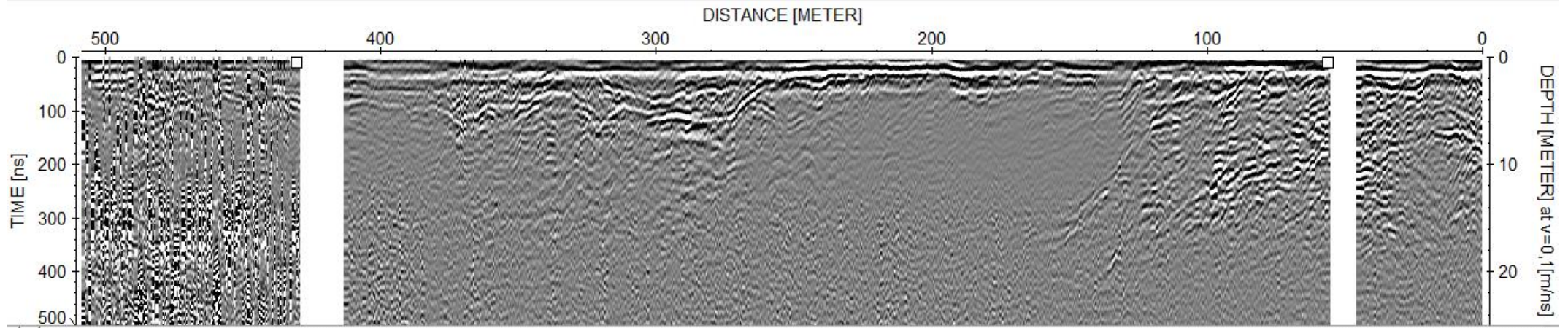


Vedlegg 15 T5. Øverst 50 MHz, midten 100 MHz og nederst 500 MHz.

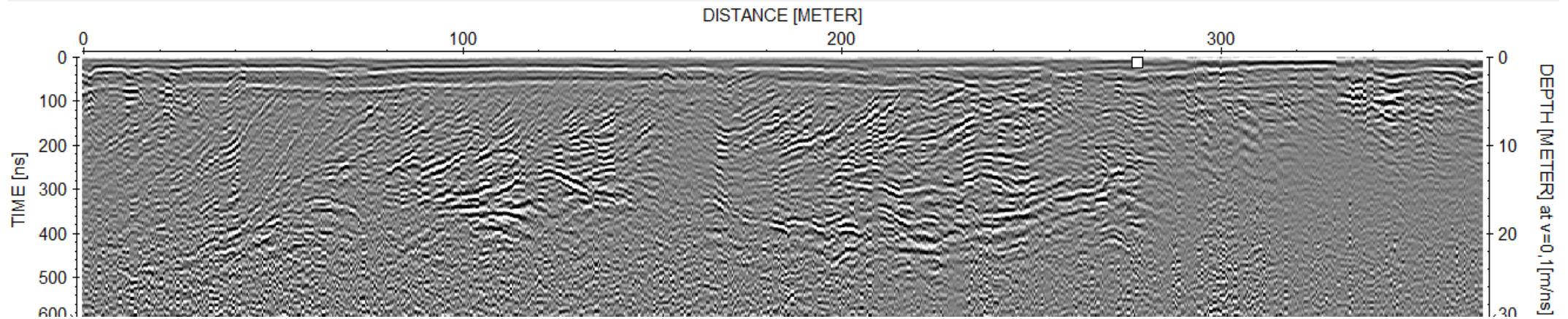


Vedlegg 16 T6. Øverst 50 MHz, midten 100 MHz og nederst 500 MHz.

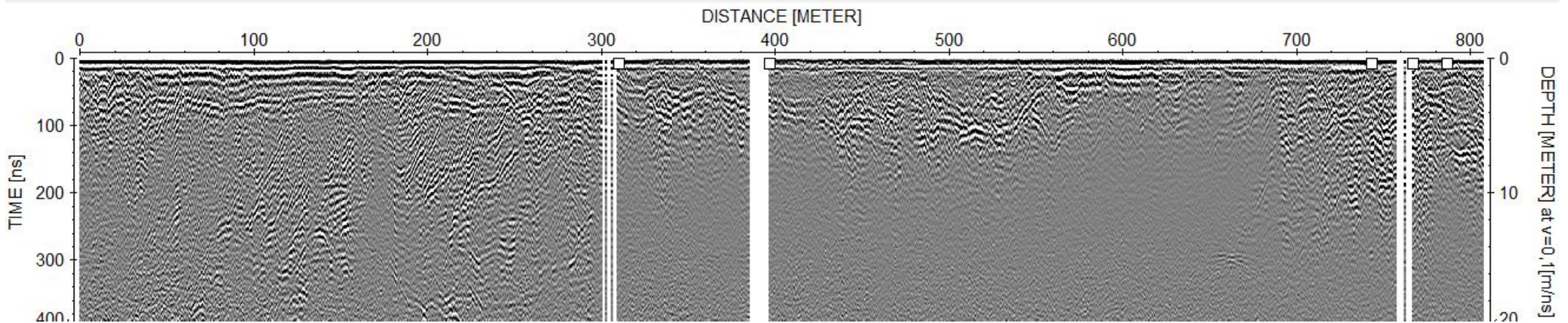
C:\Users\Larissa\Documents\Geologi\Bachelorprosjekt\Bachelor\PROCDATA\DAT\_0075\_A1.12T / traces: 945 / samples: 256



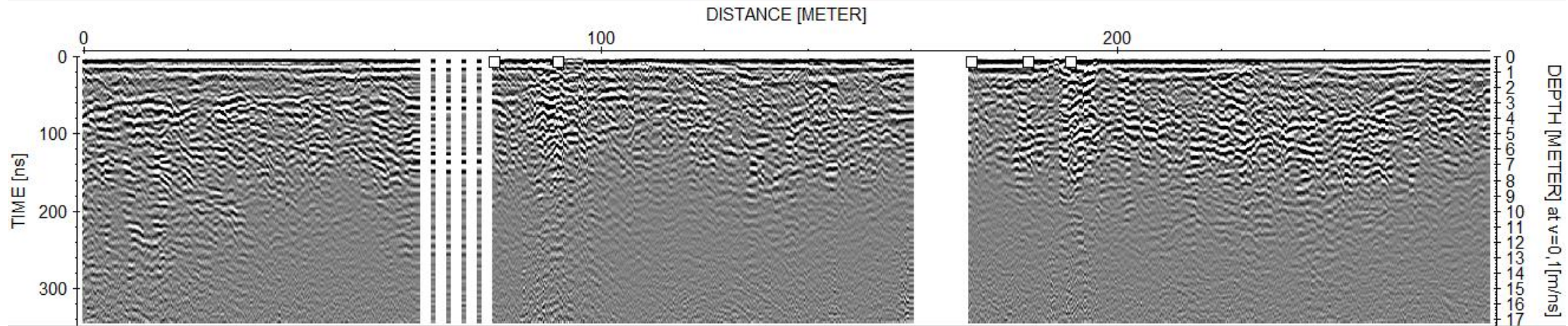
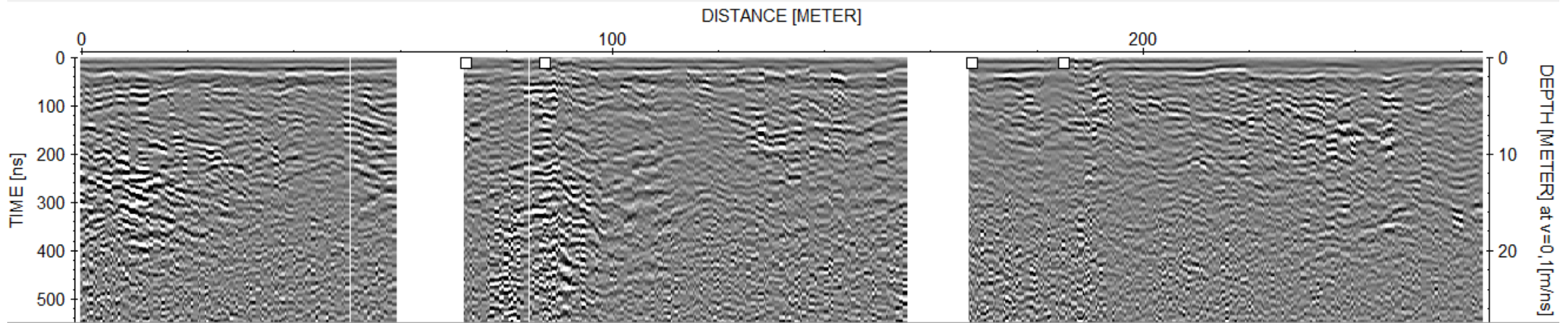
C:\Users\Larissa\Documents\Geologi\Bachelorprosjekt\Bachelor\PROCDATA\DAT\_0079\_A1.12T / traces: 718 / samples: 307



C:\Users\Larissa\Documents\Geologi\Bachelorprosjekt\Bachelor\PROCDATA\DAT\_0080\_A1.12T / traces: 3269 / samples: 408

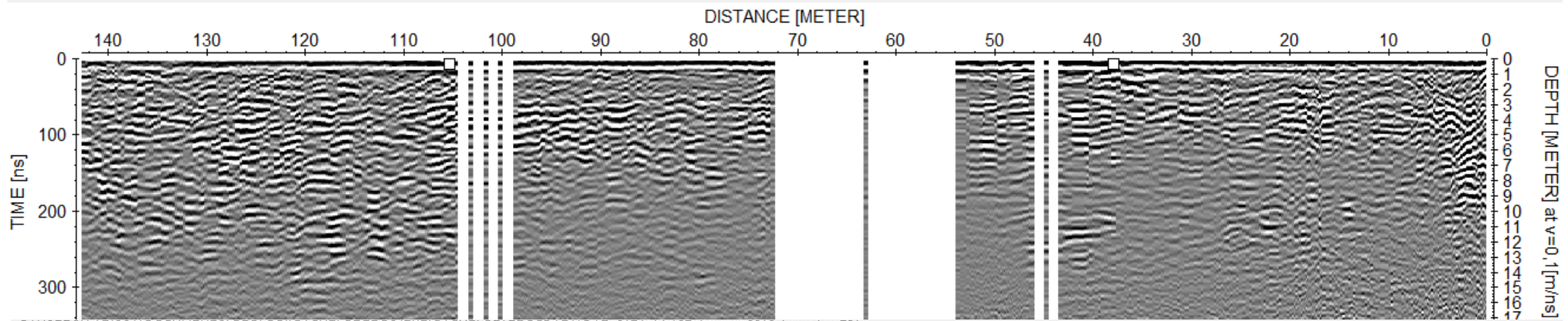


Vedlegg 17 Øverst 50 MHz T7, midten 50 MHz T8, nederst 100 MHz T7+T8

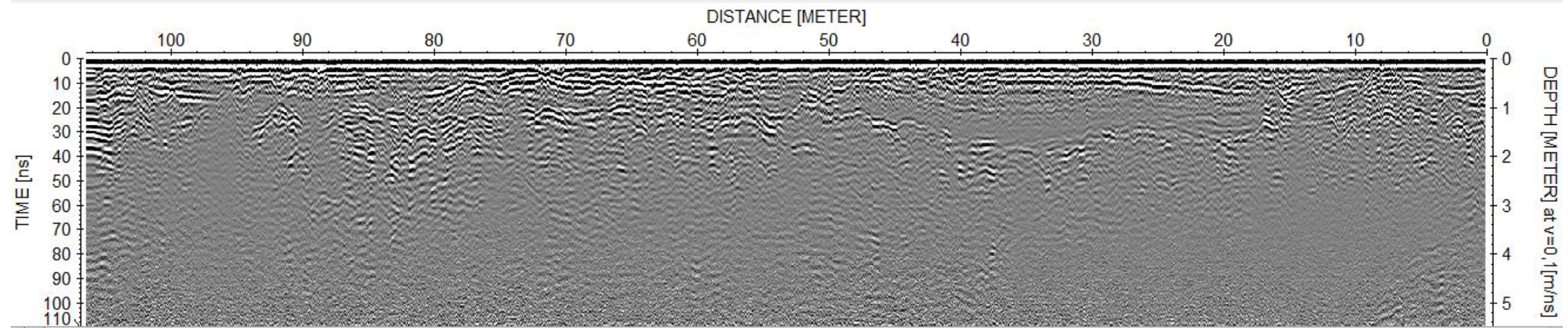


Vedlegg 18 T9. Øverst 50 MHz og nederst 100MHz.

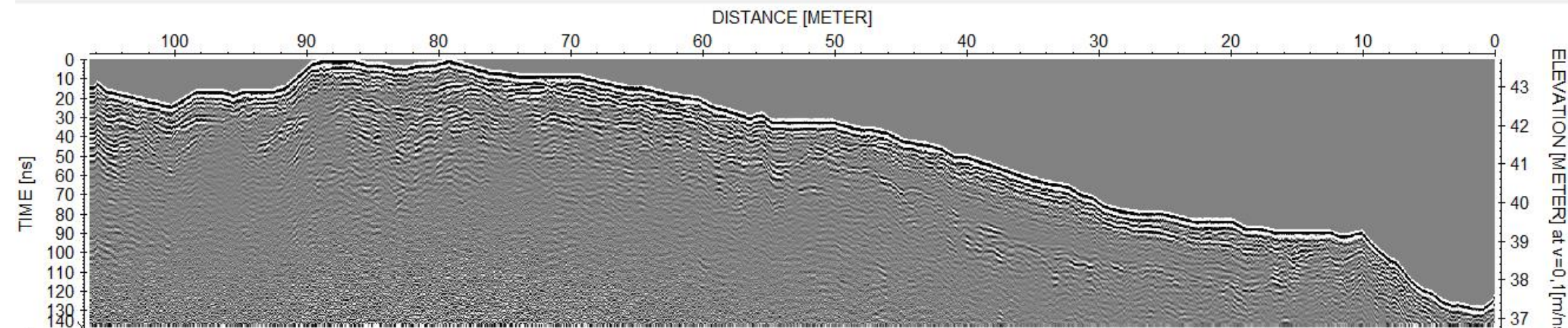
C:\Users\Larissa\Documents\Geologi\Bachelorprosjekt\Bachelor\PROCDATA\DAT\_0086\_A1.12T / traces: 515 / samples: 357



C:\USERS\LARISSA\DOCUMENTS\GEOLOGI\BACHELORPROSJEKT\BACHELOR\PROCDATA\DAT\_0174\_A1.12T / traces: 2612 / samples: 581



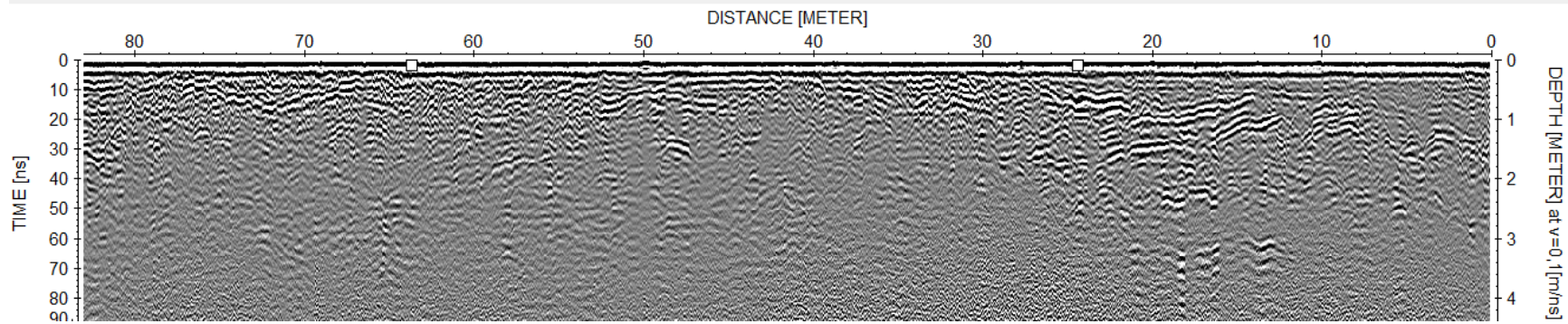
C:\USERS\LARISSA\DOCUMENTS\GEOLOGI\BACHELORPROSJEKT\BACHELOR\PROCDATA\DAT\_0174\_A1.11T / traces: 2612 / samples: 739



Vedlegg 19 Øverst T10 med 100 MHz, midten og nederst T11 med 500 MHz. Nederst med topographic correction.



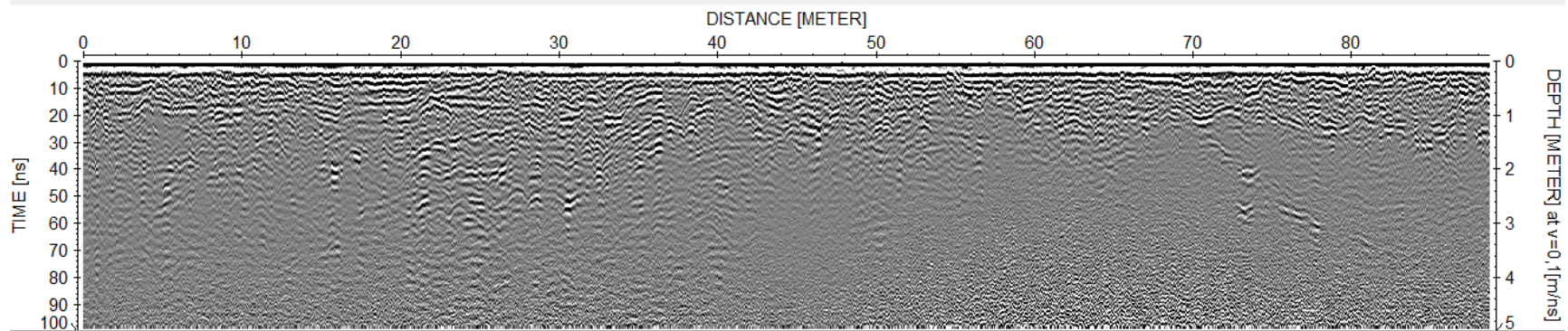
C:\Users\Larissa\Documents\Geologi\Bachelorprosjekt\Bachelor\PROCDATA\DAT\_0176\_A1.12T / traces: 1938 / samples: 475



Vedlegg 20 Øverst T12, midten T13 og

nederst T14. Alle med 500 MHz.

C:\Users\Larissa\Documents\Geologi\Bachelorprosjekt\Bachelor\PROCDATA\DAT\_0177\_A1.12T / traces: 1904 / samples: 528



C:\Users\Larissa\Documents\Geologi\Bachelorprosjekt\Bachelor\PROCDATA\DAT\_0180\_A1.12T / traces: 3908 / samples: 528

