



# **GEOLOGI FOR SAMFUNNET**

SIDEN 1858



**NORGES  
GEOLOGISKE  
UNDERSØKELSE**  
· NGU ·

**NGU RAPPORT**  
**2023.002**

---

Georadar. Anvendelse, teori,  
utførelse og eksempler fra  
undersøkelser.



<b>Rapport nr.:</b> 2023.002	<b>ISSN: 0800-3416 (trykt)</b> <b>ISSN: 2387-3515 (online)</b>	<b>Gradering:</b> Åpen	
<b>Tittel:</b> Georadar. Anvendelse, teori, utførelse og eksempler fra undersøkelser.			
<b>Forfatter:</b> Jan Steinar Rønning		<b>Oppdragsgiver:</b> NGU	
<b>Fylke:</b>		<b>Kommune:</b>	
<b>Kartblad (M=1:250.000)</b>		<b>Kartbladnr. og -navn (M=1:50.000)</b>	
<b>Forekomstens navn og koordinater:</b>		<b>Sidetall:</b> 125 <b>Kartbilag:</b>	<b>Pris:</b> 500,-
<b>Feltarbeid utført:</b> 1990 - 2022	<b>Rapportdato:</b> 31.01.2023	<b>Prosjektnr.:</b> 329500	<b>Ansvarlig:</b> <i>Harco Brønner</i>
<b>Sammendrag:</b> <p>Rapporten er ment som et kompendium for undervisning spesielt på NTNU, men også ved andre universiteter i Norge. Andre interesserte inviteres også til å studere georadarens muligheter og begrensninger. Det gis en detaljert oversikt over;</p> <ul style="list-style-type: none"><li>• Ord og uttrykk; Signalers frekvensinnhold, digital registrering, forvrengning og signal/støy-forhold</li><li>• Utførelse av målinger; flytting av antennene, antennekonfigurasjoner og antennebærere</li><li>• Grunnleggende teori; materialeegenskaper, fysikken og konsekvensene av denne</li><li>• Geologiske faktorer som påvirker datakvaliteten; absorpsjon og spredning av energien</li><li>• Utførelse som påvirker datakvaliteten; Valg av innsamlingsparametere</li><li>• Editering og prosessering av GPR-data; Forsterkning, filtrering i tid og filtrering langs profiler</li><li>• Andre datainnsamlings-teknikker, 3D-radar, flerkanals-målinger og gjennomlysning</li><li>• Eksempler på georadaropptak og tolking av disse.</li></ul> <p>Eksempelene omfatter</p> <ul style="list-style-type: none"><li>• Kvartærgeologisk tolking; Stratigrafi, strukturer, dyp til berg og avsetningstyper</li><li>• Hydrogeologisk kartlegging; Grunnvannsspeil, materialtyper, dyp til berg og forurensing</li><li>• Kartlegging av fjellskred; Utbredelse av eldre skred, sprekker i berg og detaljer i ustabil fjellparti</li><li>• Georadar på leire, karakterisering; manglende penetrasjon</li><li>• Geologiske ressurser; Sand/grus, myr og mineralske ressurser</li><li>• Strukturer i berggrunnen; Sprekker, forkastninger og kollapsstrukturer</li><li>• Snø, is og permafrost; Snøtykkelse, istykkelse og iskiler</li><li>• Objekter i grunnen; Infrastruktur, veteranbuss og menneskekropper</li><li>• Arkeologi; Hustufter, gravhauger og objekter i graver.</li></ul>			
<b>Emneord:</b>	Elektromagnetisk måling	Georadar	
Virkemåte	Materialeegenskaper	Teori	
Penetrasjon	Tolking	Fagrapport	

## INNHOOLD:

<b>FORORD</b> .....	<b>7</b>
<b>1. INNLEDNING</b> .....	<b>8</b>
1.1 Kort historikk .....	8
1.2 Anvendelsesområder for georadar. ....	9
<b>2. ORD OG UTTRYKK</b> .....	<b>12</b>
2.1 Oppbygging av en GPR-registrering .....	12
2.2 Signalers frekvensinnhold og digital registrering .....	13
2.3 Forvrengning av signalet, <i>aliasing</i> .....	15
2.4 Forbedring av signal-/støyforhold.....	16
2.5 Bølgefront og bølgestråle.....	17
<b>3. UTFØRELSE</b> .....	<b>17</b>
3.1 Flytting av antenner .....	17
3.2 Antennekonfigurasjoner .....	18
3.3 Antennefrekvenser, båndbredde og bølgelengde .....	19
3.4 Eksempler på radarsystemer og instrumentbærere .....	21
<b>4. GRUNNLEGGENDE TEORI</b> .....	<b>22</b>
4.1 Materialeegenskaper .....	22
4.1.1 Elektrisk ledningsevne .....	22
4.1.2 Dielektrisk ledningsevne.....	23
4.1.3 Magnetiske egenskaper .....	25
4.2 Fysikken som styrer bølgeforplantning og -dempning.....	26
4.2.1 Maxwell's ligninger.....	26
4.2.2 Radarbølgenes hastighet.....	27
4.2.3 Radarbølgenes dybderekkevidde .....	28
4.3 Konsekvenser av fysikken.....	29
4.3.1 Dybderekkevidde for georadar i forskjellige geologiske materialer .....	29
4.3.2 Refleksjonskoeffisienten .....	30
4.3.3 Strålingsmønster .....	31
4.3.4 Horisontal og vertikal oppløsning.....	33
4.4 Metoder for å bestemme hastigheten i et materiale .....	35
4.4.1 Hastighet fra tabeller.....	35
4.4.2 Hastighet fra målte dybder .....	35
4.4.3 Hastighet fra CMP-målinger .....	36
4.4.4 Hastighet fra hyperbeltilpasning .....	39
4.4.5 Hastighet fra empiriske formler .....	39
4.4.6 Hastighet fra vertikal radarsondering .....	40

4.4.7	Hastighet fra målt dielektrisitetetskonstant.....	40
4.4.8	Hastighet fra amplitudeanalyser .....	40
<b>5.</b>	<b>GEOLOGISKE OG TEKNISKE FAKTORER SOM PÅVIRKER DATAKVALITETEN .....</b>	<b>41</b>
5.1	Absorpsjon og spredning av energi .....	41
5.1.1	Absorpsjon.....	41
5.1.2	Geometrisk spredning .....	42
5.1.3	Spredning på objekter .....	42
5.1.4	Refleksjon .....	42
5.1.5	Refleksjoner på flere laggrenser.....	43
5.1.6	Uregelmessig reflektoroverflate .....	43
5.2	Kunstige effekter .....	44
5.2.1	Gjentatte refleksjoner, multipler .....	44
5.2.2	Hyperbler fra diffraksjoner.....	45
5.2.3	Hyperbler fra punktrefektorer.....	46
5.2.4	Skrånende laggrenser .....	46
5.2.5	Forsenkninger i en laggrense .....	47
5.2.6	Eksempel på punktrefektor, skrånende laggrense og «Bow-tie» .....	48
5.3	Støykilder.....	48
<b>6.</b>	<b>UTFØRELSE SOM PÅVIRKER DATAKVALITETEN .....</b>	<b>50</b>
6.1	Valg av innsamlingsparametere .....	50
6.1.1	Frekvensinnhold, penetrasjon og oppløsning .....	50
6.1.2	Antennenes høyde over bakken.....	52
6.1.3	Effekt av «stacking».....	53
6.1.4	Effekt av målepunktavstand.....	54
6.1.5	Effekt av antennenes orientering og konfigurasjon.....	54
6.1.6	Effekt av avstand mellom sender og mottaker .....	56
6.1.7	Effekt av senderenergi.....	57
6.2	Oppsummering. Planlegging av en undersøkelse .....	57
6.2.1	Valg av senterfrekvens .....	58
6.2.2	Samplingsintervall .....	58
6.2.3	Opptakstid .....	58
6.2.4	Antall gjentatte målinger, «Stacks» .....	59
6.2.5	Antennenes høyde over bakken.....	59
6.2.6	Målepunktavstand.....	59
6.2.7	Avstand mellom sender og mottaker .....	59
6.2.8	Antenneorientering og antennekonfigurasjon.....	59
6.2.9	Lokalisering av profiler og observasjoner i feltet .....	59

<b>7. PROSESSERING AV GPR-DATA.....</b>	<b>60</b>
7.1 Data editering.....	60
7.2 Visualisering .....	62
7.2.1 Plottemetode.....	62
7.2.2 Terrengkorreksjon .....	63
7.3 Forsterkning av signalet .....	64
7.3.1 Automatisk styrt forsterkning .....	64
7.3.2 Spredning og eksponentiell kompensasjon.....	65
7.3.3 Brukerdefinert forsterkning .....	65
7.3.4 Konstant forsterkning.....	66
7.3.5 Eksempel på forskjellig forsterkning .....	66
7.4 Tidsfilter, filtrering langs en trase .....	67
7.4.1 Dewow-filter.....	67
7.4.2 Frekvensfiltrering .....	68
7.4.3 Medianfiltrering .....	70
7.4.4 Dekonvolving.....	71
7.5 Romlige filter, filtrering langs profil .....	72
7.5.1 Lavpassfilter og Høypassfilter.....	72
7.5.2 Trase-forskjell .....	73
7.5.3 Bakgrunns-fratrekk.....	74
7.6 2D Filtre, Kombinasjon av filtrering med tid (dyp) og langs et profil .....	76
7.6.1 Migrering .....	76
7.6.2 Fall-filter .....	77
7.7 Andre operasjoner og utførelser.....	78
7.7.1 Automatisk plukking av reflektor .....	78
7.7.2 Modellering av GPR-responser.....	78
<b>8. ALTERNATIVE TEKNIKKER FOR DATAINNSAMLING.....</b>	<b>79</b>
8.1 3D georadar.....	80
8.1.1 3D Radar, Svenske Malå MIRA .....	80
8.1.2 3D Radar. norske KONTUR .....	81
8.1.3 Eksempel på 3D Radar. Kollapsstrukturer på Svalbard .....	82
8.1.4 Eksempel. Arkeologi ved Halden .....	85
8.2 Flerkanalsmåling.....	86
8.3 Gjennomlysning.....	88
8.3.1 Antenneplassering.....	89
8.3.2 Analyse og invertering av data .....	89
8.3.3 Eksempel. Kartlegging av forurenset grunnvann .....	91
8.3.4 Eksempel. Sprekker i berg ved Bleikvassli gruver.....	94

8.3.5	Eksempel. Vannstrømming i berg, Holmedal, Sunnfjord .....	96
<b>9.</b>	<b>EKSEMPLER PÅ GEORADAROPPTAK OG TOLKING AV DISSE.....</b>	<b>97</b>
9.1	Kvartærgeologisk tolkning.....	97
9.1.1	Sedimentfordeling og dyp til berg på Haslemoen.....	98
9.1.2	Kvartærgeologi i Sandfjorddalen, Berlevåg.....	99
9.1.3	Deltaavsetning på Bøøyyna ved Loenvatnet.....	100
9.1.4	2,5D kvartærgeologisk kartlegging med hjelp av georadar.....	101
9.1.5	Utfordringer ved tolking av lagenes fall .....	103
9.2	Hydrogeologisk kartlegging .....	104
9.2.1	Kartlegging av grunnvannsressurser i Dirdal.....	105
9.2.2	Kartlegging av forurensingsrisiko i Alta .....	106
9.2.3	Kartlegging av forurenset grunnvann, Haslemoen.....	107
9.3	Kartlegging av fjellskred .....	108
9.3.1	Utbredelse av eldre fjellskred .....	108
9.3.2	Kartlegging i aktive fjellskredområder .....	109
9.4	Georadar på leire.....	111
9.5	Geologiske ressurser .....	112
9.5.1	Kartlegging av sand og grus.....	112
9.5.2	Kartlegging av myrtykkelse.....	113
9.5.3	Påvising av pegmatittganger .....	115
9.6	Strukturer i berggrunnen.....	115
9.6.1	Postglasial forkastning ved Fidnajokha, Kautokeino kommune.....	115
9.6.2	Antatt postglasial forkastning i Normannvikdalen, Kåfjord kommune.....	116
9.6.3	Sprekkesone på Hvaler .....	118
9.6.4	Kollapsstrukturer på Wordiekammen, Svalbard .....	118
9.7	Snø, is og permafrost.....	118
9.7.1	Istykkelse og strukturer i isen, Longyearbreen Svalbard.....	118
9.7.2	Snøtykkelse Longyearbreen, Svalbard.....	119
9.7.3	Is-kiler i Adventdalen, Svalbard .....	119
9.8	Objekter i grunnen .....	120
9.8.1	Oljetank på Gardermoen.....	120
9.8.2	Buss i vann, Gaustadvatnet i Melhus kommune .....	121
9.8.3	Menneske i snøskred.....	122
9.9	Arkeologi, 3D radar.....	124
9.10	Forensisk anvendelse; Støtte i rettsaker .....	124
<b>10.</b>	<b>REFERANSER .....</b>	<b>125</b>

## FORORD

Forfatter av dette undervisningsmateriellet har undervist i faget TPG 4120 Mineral-, ingeniør- og miljøgeofysikk ved NTNU i en lengre periode. Studentene har lenge etterlyst et kompendium i faget på norsk, men på grunn av stort tidspress har det ikke vært mulig å gjøre noe med dette før nå i 2022 - 2023.

Kurset har utviklet seg over tid, nye metoder har kommet til og anvendelsene av eldre metoder har endret seg. Det har hele tiden vært et mål at kursinnholdet skal reflektere utviklingen innen den aktuelle geofysikken, også innenfor georadar.

I undervisningen er læreboka skrevet av J. Reynolds, *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics* benyttet, og kursinnholdet bærer preg av dette, men metoder og anvendelser for norske forhold er vektlagt. Fra starten av er det lagt vekt på Ingeniørgeofysikk og Miljøgeofysikk. De metodene som benyttes her, benyttes også ved mineralundersøkelser, og dette temaet er også tatt med.

Et viktig poeng for studentene har vært at geofysikk i seg selv er et utfordrende fagområde. Med undervisning for det meste på engelsk og alt kursmaterieell skrevet på engelsk, blir kurset ekstra utfordrende. Dette er bakgrunnen for dette initiativet med undervisningsmaterieell på norsk. For å lette koblingen til engelskspråklig litteratur, blir de fleste geofysiske termene angitt på engelsk (*i kursiv*) etter første gangs presentasjon på norsk.

Hensikten med dette undervisningsmaterialet er å gjøre unge geologer oppmerksom på hvilke verktøy som finnes i den geofysiske verktøykassen, hvordan disse fungerer og med dette gi et bilde av styrke og svakheter ved anvendelsene av metodene ved forskjellige problemstillinger. Materialet er ikke ment som en lærebok for geofysikere.

Undertegnede vil takke Norges geologiske undersøkelse (NGU) for muligheten til å arbeide med geofysikk i mer enn 40 år, og Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet (NTNU) for å ha fått muligheten til å formidle opparbeidet kunnskap til yngre generasjoner også i en lengre periode. Engasjementet på UNIS (Universitetssenteret på Svalbard) har gitt meg muligheten til å utvide erfaringsgrunnlaget til også å gjelde snø, is og strukturer i permafrost. En spesiell takk til mine uunnværlige kolleger ved NGU som i de fleste tilfellene har utført det praktiske arbeidet både i felt og ved prosessering av data, og som har bidratt med konstruktive kommentarer til dette manuskriptet. Til slutt en spesiell takk til NGU for å avsette midler slik at prosjektet med undervisningsmaterieell på norsk endelig kunne i alla fall delvis realiseres.

Trondheim 18.01.2023





# 1. INNLEDNING

RADAR er en forkortelse av *RA*dio *DE*tectio*N* And *R*ang*ing*. Brukt til kartlegging av geologi blir metoden ofte kalt GEORADAR. Men, radarteknologien kan benyttes også til andre formål slik som påvising av infrastruktur i bakken, kontroll av konstruksjoner, arkeologi og ikke minst kartlegging av snø- og istykkelser. Metoden blir derfor ofte kalt GPR (*Ground Penetrating Radar*, eller *Ground Probing Radar*), og denne betegnelsen er også godt etablert i det norske fagspråket.

## 1.1 Kort historikk

Den første bruken av elektromagnetiske bølger for lokalisering av objekter i bakken ble i følge Reynolds (2011) foretatt av tyskeren Hulsmeyer som i 1904 tok ut patent på metoden. Den første publiserte beskrivelsen var det imidlertid to andre tyskere som kom med (Leimback & Löwy 1910). Ved disse første undersøkelsene ble det benyttet kontinuerlige bølger, men allerede i 1926 ble den første pulsradaren for undersøkelser av nedgravde objekter utviklet (Reynolds 2011).

Den største bruken av radarteknologien har tradisjonelt vært innenfor det militære, der påvising og overvåking av fly, båter og andre metalliske objekter har vært tema. Puls-teknikken ble etter hvert videreutviklet, og de første sivile undersøkelsene av polare istykkelser ble foretatt på 1960-tallet av Cook (1960), Evans (1965) Swithinbank (1968) også dette ifølge Reynolds (2011). Fra tidlig på 1970-tallet ble det vanlig å benytte radarteknologien for undersøkelser av isbreer på land (Bogorodsky et al. 1985). Etter hvert som teknologien ble bedre kjent, har anvendelsesområdene økt. Det er blitt vanlig å benytte radar ved ingeniørgeologiske undersøkelser som f.eks. påvising av objekter i bakken, undersøkelser av vegfundamenter, hulrom i berg (carst) men også arkeologi. Fra midten av 1970-tallet ble det også vanlig å kartlegge geologi med radar, noe som har gitt opphav til betegnelsen Georadar. Her kan det være snakk om generell kvartærgeologisk kartlegging, hydrogeologiske undersøkelser, miljøgeologiske undersøkelser og ressursundersøkelser (bl.a. sand/grus, «placer» mineralforekomster). Metoden er også benyttet ved mineralundersøkelser i berg, strukturgeologi og ikke minst tykkelse av løsmasser over mineralforekomster.

De første kommersielle georadarene som kom på markedet i løpet av 1970-tallet var analoge instrumenter der registrerte signaler ble skrevet ut på papir under datainnsamlingen. Dette gav ingen muligheter for prosessering av måledata, noe som kunne forbedret datakvaliteten. All forsterkning og filtrering måtte stilles inn på forhånd, og papirutskriften var det eneste eksemplet av måledata. Digitale georadarer, dvs. radarer som kunne lagre måledata digitalt for senere prosessering, kom på markedet i midten av 1980-tallet. Dette falt sammen med tilgangen på personlige datamaskiner noe som gjorde at prosesserte data kunne produseres til en akseptabel pris.

I Norge har georadaren vært benyttet siden midten av 1980-tallet. Firmaet Geomap AS var de første til å anskaffe georadar i Norge (GSSI SIR3, Mauring mfl. 1994). Mye av undersøkelsene ble foretatt i områder med leire på Østlandet, og på grunn av høy elektrisk ledningsevne i leira, ble penetrasjonen liten, og kundene misfornøyd (Ole Chr. Pedersen, personlig informasjon). Denne radaren slo ikke helt igjennom når det gjelder geologisk kartlegging, men den ble benyttet til lokalisering av ledningstraséer, kartlegging av vanddyp (under is), myrundersøkelser og ved arkeologiske undersøkelser.

Mot slutten av 1980-tallet startet NGU et prosjekt som skulle vurdere nytten av Georadar ved NGUs geologiske kartlegging. En analog georadar og kompetanse ble leid inn og områder for uttesting ble nøye vurdert. Oppløftende resultater på Gardermoavsetningen (Sigurdsson 1988), som senere ble repetert med en digital georadar (Sigurdsson 1991), førte til at NGU anskaffet den første georadaren i 1991 (Sensors & Software Pulse Ekko IV). De første undersøkelsene ble foretatt på Haslemoen i Solør der en fikk fabelaktige gode avtegninger av kvartærgeologien ned til ca. 25 meter (Rønning & Mauring

1991). Georadaren viste gode resultater på sand/grus-forekomster, og da NGU startet et program for kartlegging av grunnvannsforekomster i Norge (GIN) på midten av 1990-tallet, ble det behov for en ekstra georadar og en ny utgave ble kjøpt inn i 1995 (Pulse EKKO 100 fra det Canadiske firmaet Sensors & Software). Etter hvert oppdaget konsultantselskaper og forskningsmiljøer mulighetene som georadaren har, og en rekke firma og forskningsmiljø har anskaffet egne georadarer.

I dag benytter flere konsultantselskaper georadar systematisk ved sine grunnvanns- og miljøundersøkelser, flere universiteter benytter egne georadarer ved sine forskningsprosjekter, Statkraft benytter georadar for å vurdere lagret energi i form av snø i høyfjellet og NIKU benytter 3D radar i sine arkeologiske undersøkelser.

## 1.2 Anvendelsesområder for georadar.

Anvendelsesområder for GPR kan grovt deles inn i seks områder (Reynolds 2011): Geologisk kartlegging inklusive grunnvannsundersøkelser, miljøundersøkelser, ingeniørgeologiske undersøkelser, glasiologi/permafrost, arkeologi og forensisk anvendelse (skaffe bevis ved rettsaker). Gode oversikter over bruken av GPR ved ulike undersøkelser internasjonalt er godt dokumentert av Jol (2009), Reynolds (2011) og Utsi (2017). Mauring mfl. (1994) viser en god oversikt over tidlig bruk av GPR både internasjonalt og i Norge. Tabell 1.1 viser en oppdatert oversikt over bruken av GPR i Norge slik forfatteren kjenner den i dag, hvilken informasjon metoden har gitt og med utvalgte referanser til dokumentasjon. Dette er eksempler som forfatteren kjenner til fra sin tid med GPR på NGU, men det finnes helt sikkert undersøkelser fra andre aktører enn NGU som viser like gode og interessante eksempler.

Georadar er benyttet mye ved **kvartærgeologisk kartlegging** i Norge. De første undersøkelsene på Haslemoen i Solør viste meget gode data, og undersøkelsene her viste potensialet metoden har til å kartlegge løsmassetykkelse, avsetningsforhold, stratigrafi, interne strukturer og til en viss grad jordartstype. NGU har gode data fra mange områder i Norge, men spesielt resultatene fra undersøkelser i dalene på Vestlandet (Nesset) og i Finnmark (Sandfjorddalen ved Berlevåg) viser fine strukturer og stor penetrasjon. Nyere undersøkelser i Orkdal viser også gode data fra områder med fluviale og glasifluviale avsetninger, men også at penetrasjonen i marine avsetninger er sterkt begrenset.

Ved **hydrogeologiske undersøkelser** kan georadaren gi informasjon om grunnvannsspeil, vanninnhold, avsetningsforhold (kornstørrelse), eventuell forurensing og dyp til fjell. Sistnevnte kan i noen sammenhenger være en utfordring på grunn av begrenset penetrasjonen. Flere eksempler på undersøkelser på Vestlandet (Dirdal, Loen, Nesset og Eikesdalen) viser stor penetrasjon i lagdelte avsetninger og der refleksjonsmønsteret indikerer grove sand/grus-masser og hvor grunnvannsspeilet vises klart. Ved en spesiell undersøkelse ved Engelandsskogen i Alta ble resultater fra en georadarundersøkelse benyttet til å vurdere risikoen for forurensing av vannkilden for Alta by.

Ved **miljøgeologiske undersøkelser** kan georadaren lokalisere nedgravde avfallsdeponi (Trandum), den kan gi informasjon om forurenset grunnvann (Haslemoen) samt infiltrasjonsegenskaper og transportretning av mulig forurensing (Geitryggen ved Skien). Også ved miljøgeologiske undersøkelser er dyp til grunnvannsspeil og dyp til berg viktig informasjon.

Ved **ressursundersøkelser** er det først og fremst ved sand/grus-forekomster som kan kartlegges med georadar, og det finnes flere eksempler på informative resultater (f.eks. Kåfjord i Troms, Kilemoen ved Hønefoss). Problemstillingen kan være lokalisering, utbredelse, mektighet og kvaliteten (innblanding av finere materiale). På Andøya benyttes myr til produksjon av veksttorv og her er tykkelsen av myra viktig for driftsplanlegging. På Smøla drives det utstrakt jordbruk på myr. Drenering av denne fører til

at myra krymper (råtner), og det har vært viktig å kjenne myras tykkelse for videre drenering og eventuell planering.

Tabell 1.1: Undersøkellesområder, hvilken informasjon metoden kan gi og referanser til utvalgte undersøkelser.

Hovedtema	Informasjon om:	Referanser
Kvartærgeologisk kartlegging	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Løsmassetykkelse</li> <li>• Avsetningsforhold</li> <li>• Stratigrafi</li> <li>• Interne strukturer</li> <li>• Jordarter</li> </ul>	Haslemoen. Rønning & Mauring 1991 Nettet. Lauritsen 1993 Haslemoen. Mauring mfl. 1995a Berlevåg. Mauring & Rønning 1999 Orkdal. Tassis 2020
Hydrogeologi i løsmasser	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Grunnvannsspeil</li> <li>• Avsetningsforhold</li> <li>• Materialtype</li> <li>• Forurensing</li> <li>• Dyp til berg</li> </ul>	Dirdal. Mauring & Tønnesen 1991 Nettet. Lauritsen 1993 Engelandsskogen, Alta. Mauring mfl. 1995b Eikesdalen. Tassis & Rønning 2015 Loen. Tassis mfl. 2015
Miljøundersøkelser	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Påvising av ukjente deponi</li> <li>• Forurensing av grunnvann</li> <li>• Risiko for spredning av forurensing</li> <li>• Infiltrasjonsegenskaper</li> <li>• Dyp til berg</li> </ul>	Trandum. Mauring mfl. 1992a Haslemoen. Mauring & Rønning 1992 Geitryggen. Mauring mfl. 1992b
Ressursundersøkelser	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Lokalisering av sand/grus</li> <li>• Mektighet av sand/grus</li> <li>• Utbredelse av sand/grus</li> <li>• Kvalitet av sand/grus</li> <li>• Tykkelse av myr</li> </ul>	Byggeråstoffer. Rønning, J.S. 1992 Kåfjord. Sand/Grus. Tønnesen 1999 Andøya. Myr. Tønnesen 2007 Kilemoen. Sand/Grus. Wolden mfl. 2017 Smøla. Myr. Dalsegg & Mauring 2000
Strukturgeologi fjell	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Påvising av vannførende sprekker</li> <li>• Påvising av forkastninger</li> <li>• Postglasiale forkastninger</li> <li>• Kartlegging av kollapsstrukturer</li> </ul>	Hvaler. Banks mfl. 1993 Kåfjord og Kautokeino. Mauring mfl. 1997 Finland. Dehls & Olesen 1999 Svalbard. Heincke mfl. 2009, Allroggen mfl. 2022
Undersøkelser av fjellskred	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Sprekker i fjell</li> <li>• Grunnvannsnivå</li> <li>• Tykkelse av skredmasser</li> <li>• Utbredelse av fjellskred</li> </ul>	Møre og Romsdal. Mauring mfl. 1998 Åknes. Rønning mfl. 2006 Romsdalen. Tønnesen 2009 Elvebakk & Blikra 1999
Geotekniske undersøkelser	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Sprekker og hulrom i berg</li> <li>• Nedgravde objekter</li> <li>• Tykkelse av asfalt og bærelag</li> <li>• Istykkelse</li> <li>• Lekkasje i dammer</li> </ul>	Oljetank Trandum. Mauring mfl. 1994 KONTUR (3D Radar), <a href="https://kontur.tech/">https://kontur.tech/</a> Sensors & Software, <a href="https://www.senssoft.ca/">https://www.senssoft.ca/</a> Guideline Geo, <a href="https://www.guidelinegeo.com/product/mala-proex/">https://www.guidelinegeo.com/product/mala-proex/</a>
Undersøkelser av snø, is og permafrost	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Tykkelse av snø og is</li> <li>• Strukturer i snø og is</li> <li>• Påvising av is-kiler</li> <li>• Undersøkelse av Pingoer</li> </ul>	Is. Longyearbreen Svalbard. Rønning 2023 Is. Longyearbreen Svalbard. Rønning mfl. 2023 Pingo i Adventdalen Svalbard. Mas I Sanz 2022 Sedimenter Svalbard. Dalsegg mfl. 2004
Arkeologisk undersøkelser	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Påvising av historiske objekter</li> <li>• Dybde til historiske objekter</li> <li>• Karakterisering av objekter</li> </ul>	Halden, 3D GPR. NIKU 2018

Ved **strukturegeologiske undersøkelser** er selvsagt kartlegging av sprekkesoner i fjell og strøk og fall på disse av interesse. Georadardata ved Utengen på Hvaler viste respons på enkeltsprekker som gikk helt forskjellig sammenlignet med det en trodde på forhånd. Ved NGUs undersøkelser av mulig postglasiale forkastninger (forkastninger yngre enn siste istid) har georadaren gitt viktig informasjon om tilstedeværelse og fall både i Normannvikdalen i Troms og ved Fidnajohka i Kautokeino.

Ved **undersøkelse av fjellskred** kan georadaren gi informasjon om utløpsområder for historiske fjellskred (f.eks. i Romsdalen), noe som er viktig informasjon i forståelsen av hvor langt et skred kan strekke seg ut fra en fjellvegg. Metoden kan også gi informasjon om grunnvannet slik som ved undersøkelsene på Åknes.

**Geotekniske undersøkelser** er kanskje det området hvor bruken av georadaren er dårligst dokumentert her i Norge. Det skyldes nok ofte at metoden er benyttet, men når en f.eks. har lokalisert kabler, rør eller forurensende materialer i bakken blir dette ikke beskrevet og gjort tilgjengelig.

Forfatteren har arbeidet mye med georadar ved **undersøkelser av/på snø, is og permafrost på Svalbard**. Disse materialtypene har ofte en høy resistivitet, og penetrasjonen er meget god. Unntaket her er sedimenter i lavlandet på Svalbard som er avsatt i marine miljø og som derved kan ha lav resistivitet, permafrost til tross.

**Arkeologi** har ikke vært et viktig tema for NGU, men i den tidlige fasen av NGUs arbeid med georadar ble det utført undersøkelser av nedgravde fundamenter utenfor Erkebispegården i Trondheim. Norsk Institutt for kulturminneforskning (NIKU) har i de seneste årene fått oppsiktsvekkende gode 3D-data av kulturminner, og spesielt er undersøkelsene av Jellestadskipet utenfor Halden imponerende.

Flere av de undersøkelsene som her er nevnt vil bli mer utførlig diskutert senere i dette dokumentet.

NGU har arbeidet med georadar siden slutten av 1980-tallet. Fra starten av ble det benyttet flere georadarer fra Sensors & Software Inc. i Canada, men anskaffet i 2015 også en utgave fra Malå Geoscience (senere kalt GuidelineGeo). Denne radaren benytter såkalte *Rough Terrain Antennas* (RTA-antennar), også kalt *Snake*. Mye av eksemplene og teorien som presenteres her er hentet fra **Sensors & Software Inc.**. For å forenkle teksten forkortes dette til **S&S** der det er naturlig.

## 2. ORD OG UTTRYKK

Det er viktig å ha en felles forståelse for hva vanlige termer som benyttes ved georadarundersøkelser betyr. Nedenfor følger en oversikt over de mest brukte (Tabell 2.1), først den norske termen med den tilsvarende engelske i kursiv, deretter betydningen av termene og utfyllende kommentarer.

Tabell 2.1: Vanlige termer som benyttes ved radarundersøkelser og deres forklaring.

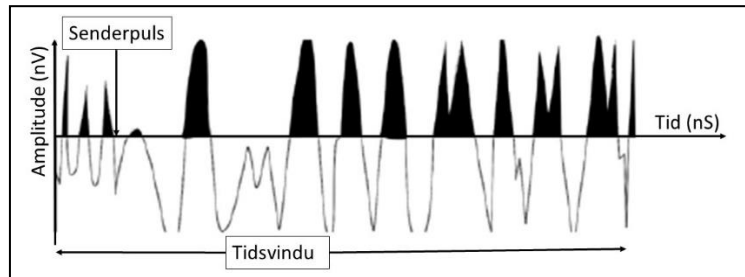
Term	Forklaring	Kommentar
Spor, trase, <i>Trace</i>	Amplitude som funksjon av tid	Termen Trace benyttes også på norsk
Tidsvindu, <i>Time window</i>	Tiden det foretas måling	Må være lang nok for ikke å miste informasjon, men ikke unødig lang for å spare strøm
To-vegs gangtid, <i>Two Way TravelTime (TWTT)</i>	Tiden det tar for radarpuls å gå ned til en reflektor og opp igjen	En må alltid huske at tiden angitt på et opptak representerer tid ned og opp igjen
Signalets frekvensinnhold, <i>Signal frequency</i>	Ethvert geofysiske signal har et visst frekvensinnhold	Korte signaler i tid har høyt frekvensinnhold, lengre signaler et lavere frekvensinnhold. Signalets frekvensinnhold må ikke forveksles med registreringsfrekvens
Signalets bølgelengde, <i>Signal wavelength (<math>\lambda</math>)</i>	Lengde i tid eller distanse mellom samme fase av signalet	Bølgelengde i distanse er lik bølgelengde i tid multiplisert med hastigheten
Registreringsintervall, <i>Sampling interval (<math>\Delta t</math>)</i>	Tid mellom hver registrering nedover en trace	Viktig å ha kort nok registreringsintervall for å unngå forvrengning (se senere)
Registreringsfrekvens, <i>Sampling frequency, <math>f_s</math></i>	Antall registreringer pr. sekund	Registreringsfrekvens er lik det inverse registreringsintervallet, $f_s = 1/\Delta t$
Antall registreringer pr. trase <i>Number of samples pr. trace</i>	Totalt antall punkter i en trace	Antall registreringer er likt tidsvindu dividert med registreringsintervallet
Forvrengning av signal i tid <i>Aliasing in time</i>	Høyfrekvent signal kan bli registrert med lavere frekvensinnhold	Se beskrivelse i kapittel 2.3.3. Signalet kan også bli forvrengt i rommet ( <i>Aliasing in space</i> )
Antall gjentatte målinger, <i>Number of stacks</i>	Antall gjentatte registreringer på ett sted for å redusere støy	Gjennomsnitt av flere målinger på samme sted vil redusere tilfeldig støy
Bølgefront <i>Wavefront</i>	Punkter der bølgen har gått likelangt og er i samme fase	Energien fra senderantennen går ikke som en smal stråle, men spres i flere retninger
Bølgestråle <i>Ray</i>	Energistråle i en bestemt retning	Noen ganger kan det være greit å se på den energien som går i en bestemt retning

### 2.1 Oppbygging av en GPR-registrering

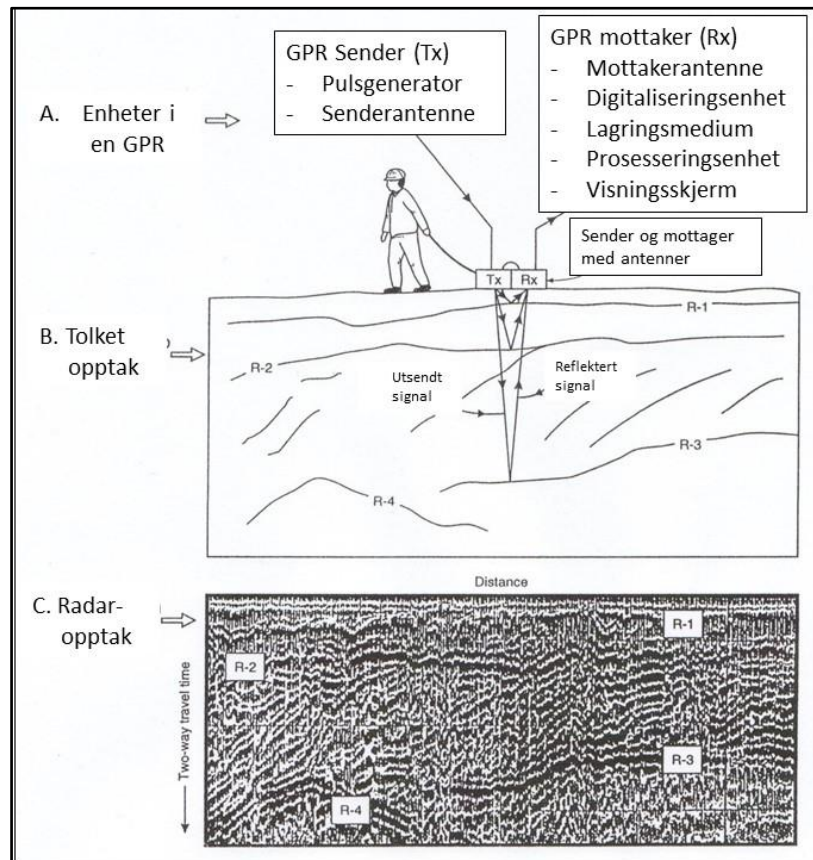
Et spor eller en trace kan se ut som vist i Figur 2.1. Amplituden til det reflekterte signalet registreres som funksjon av tid. Opprinnelig avtar amplituden etter hvert som tiden går, men i dette tilfellet er det benyttet en tidsavhengig forsterkning der signaler med stor amplitude i starten forsterkes lite mens senere svake signaler forsterkes gradvis mer og mer. Støy før senderpuls blir også forsterket, men har åpenbart et annet frekvensinnhold. Positive utslag er fylt med sort farge.

En slik trace bygges opp ved at det sendes ut en kort energipuls som går direkte til en mottakerantenne både i luft og i bakken, og disse pulsene ankommer mottakerantennen først og utgjør de første registrerte hendelsene. Etter hvert går energipulsen ned i bakken og reflekteres på lag-grenser

eller på objekter i bakken, og kommer opp til en mottakerantenne ved forskjellige tidspunkt (Figur 2.2). Registreringen starter noe før utsendelse av energipulsen, og varer så lenge en ønsker det og dette utgjør tidsvinduet. Tiden som registreres blir en tovegs gangtid, tiden det tar å gå ned fra senderantennen og komme opp til mottakerantennen.



Figur 2.1: Eksempel på en trase fra GPR-undersøkelse. Amplituden til det registrerte signalet plottes mot tovegs gangtid målt i nanosekund. Vanligvis presenteres trasene med tidsaksen vertikalt. (Modifisert fra S&S 2005).

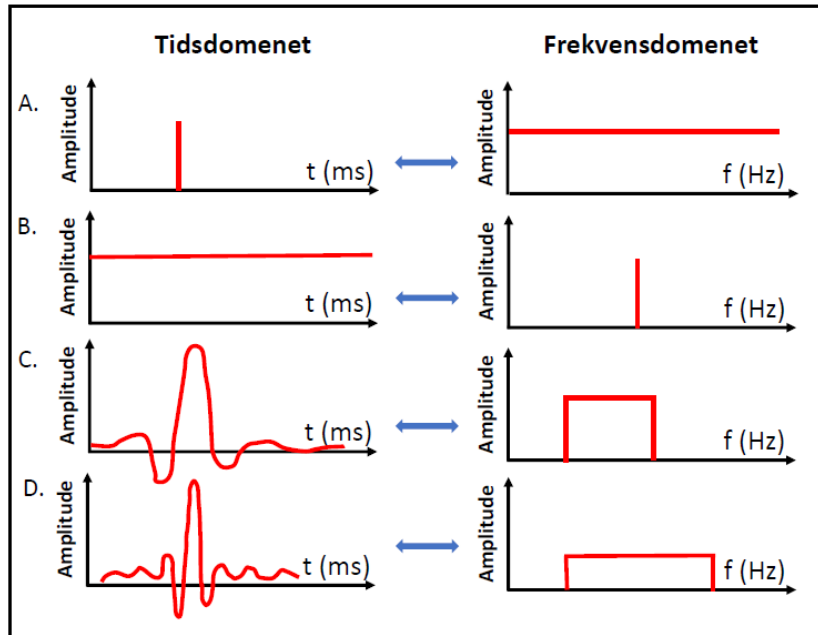


Figur 2.2: A) Georadar bestående av sender (Tx) og mottaker (Rx). B) Profilering med konstant avstand mellom Tx og Rx. Noe av den utsendte energien reflekteres ved på de forskjellige laggrensene og kommer opp til mottakerantennen ved forskjellig tidspunkt. C) Repeterte målinger langs et profil utgjør et sett av refleksjoner som sammen bygger opp et 2D bilde av lagene i undergrunnen.

## 2.2 Signalers frekvensinnhold og digital registrering

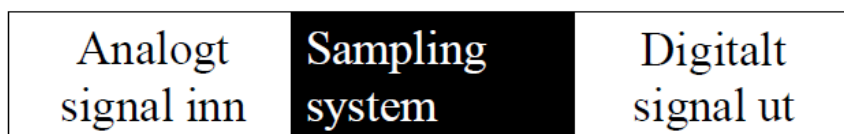
Ethvert geofysisk signal har et visst frekvensinnhold. Figur 2.3A og 2.3B viser ytterpunktene når det gjelder frekvensinnhold i signaler. Et uendelig kort signal i tid, ofte kalt en *spike* også på norsk,

inneholder et uendelig bredt spekter av frekvenser. Et uendelig langt signal i tid kan inneholde bare en frekvens. Geofysiske signaler ligger et sted mellom disse to ytterpunktene. Et relativt bredt signal i tid (lang bølgelengde) inneholder et visst sett med frekvenser (Figur 2.3C). Dersom signalet er kortere i tid (kort bølgelengde), inneholder det flere og høyere frekvenser (Figur 2.3D). Konverteringen av et signal i tidsdomenet til et signal i frekvensdomenet foretas med kompliserte matematiske beregninger, Fourier-transformering (*Fast Fourier transform*) en prosess som ikke er tema i dette dokumentet.



Figur 2.3: Frekvensinnhold i ulike signaler. A) Et uendelig kort signal i tid (spike) beskrives med et uendelig antall frekvenser. B) Et signal som varer i det uendelige i tid, kan beskrives med bare en frekvens. C) Et signal med en viss utstrekning i tid kan beskrives med et gitt frekvensinnhold. D) Et kortere signal i tid kan beskrives med flere og høyere frekvenser. (Modifisert fra Kearey & Brooks 1992).

For å kunne prosessere et geofysisk signal, er det nødvendig at dette digitaliseres. Figur 2.4 viser en prinsippskisse for overføring av et analogt signal til en digital representasjon, en såkalt A/D-konverter (*A/D-converter*).

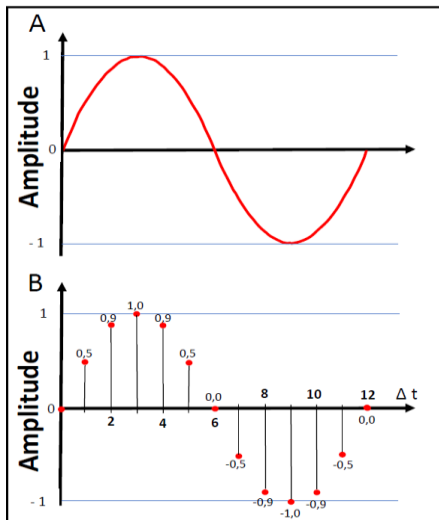


Figur 2.4: Prinsippkisse av A/D-konverter.

Et eksempel på digital registrering av et analogt sinussignal er vist i Figur 2.5. Registreringsintervall (*Sampling interval,  $\Delta t$* ) er her så kort at det analoge signalet beskrives med enkeltverdier på en tilfredsstillende måte. Ofte benyttes den inverse betegnelsen, registreringsfrekvens, *sampling frequency ( $f_s$ )*, og da er det viktig at denne frekvensen er høy nok slik at signalet en ønsker å registrere blir beskrevet på en tilfredsstillende måte.

Bølgelengden av et signal er definert som lengden i tid eller distanse mellom like faser av et signal. Figur 2.5 viser en bølgelengde av et sinussignal, fra en viss fase av signalet til signalet kommer tilbake til den samme fasen. Ved georadar er ikke det registrerte signalet en ren sinusfunksjon, men en puls av en viss varighet (*wavelet*), (se Figur 2.3 C og 2.3D). Bølgelengden defineres på samme måte for disse

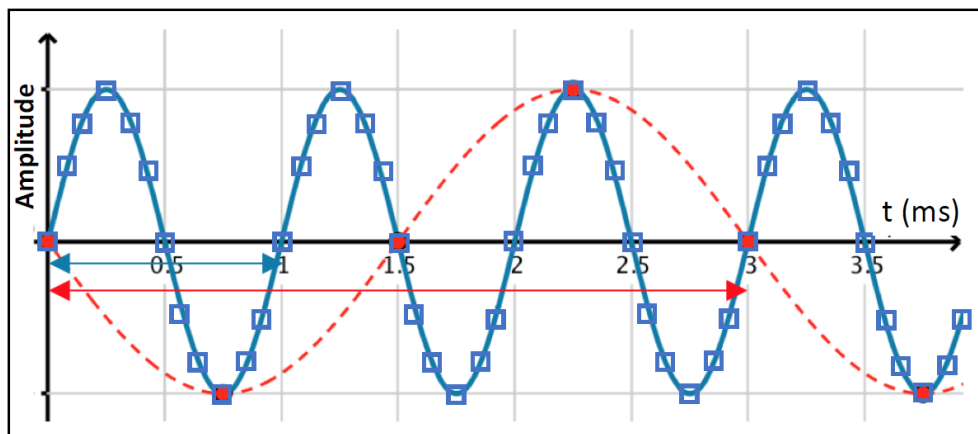
energipulsene, fra starten av signalet til det kommer tilbake til den samme fasen. Bølgelengden i distanse kan beregnes fra bølgelengden i tid multiplisert med hastigheten bølgen har i et materiale.



Figur 2.5: Digital registrering (*sampling*) av et analogt signal (Modifisert fra Kearey & Brooks 1992).

### 2.3 Forvrengning av signalet, *aliasing*

Figur 2.6 viser et kontinuerlig sinussignal som, når det registreres tett nok (blå firkanter, 12 registreringer pr. bølgelengde), beskrives signalet digitalt på en tilfredsstillende måte. Ved den røde registreringen, hver niende av de blå registreringene, blir det digitale signalet forvrengt og registreres i dette tilfellet med tre ganger så lang bølgelengde. På engelsk kalles denne forvrengningen *aliasing*.



Figur 2.6: Digitalisering av et analogt signal. Den tette registreringen (blå firkanter) beskriver signalet godt, mens den røde registreringen gir et signal med tredobbel bølgelengde (Modifisert fra <https://no.wikipedia.org/wiki/Foldingsfeil>).

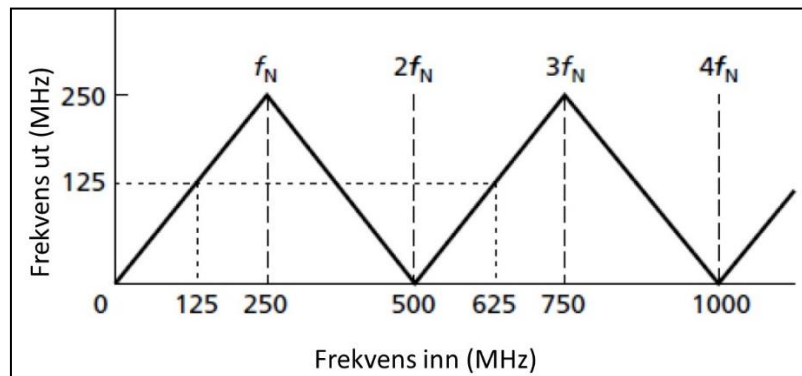
For å kunne unngå forvrengningen kalt *aliasing*, må samplingsfrekvensen være større enn Nyquist-frekvensen,  $f_N$ . Nyquist-frekvensen er definert som halvparten av A/D-konverterens samplingsfrekvensen

$$f_N = \frac{1}{2} f_s \quad (2.1)$$

Figur 2.7 viser hvordan forskjellige frekvenser blir gjengitt i et registreringssystem som benytter en samplingsfrekvens på 500 MHz. Alle signaler opp til 250 MHz (Nyquist-frekvensen) gjengis korrekt. Høyere frekvenser inn på samplingsystemet forvrenges (*aliasing*). Et signal med frekvens 125 MHz kommer ut med samme frekvens. Det samme gjør 250 MHz. Et signal med frekvens 625 MHz kommer ut av samplingsystemet med en frekvens på 125 MHz. En legger også merke til at et signal med



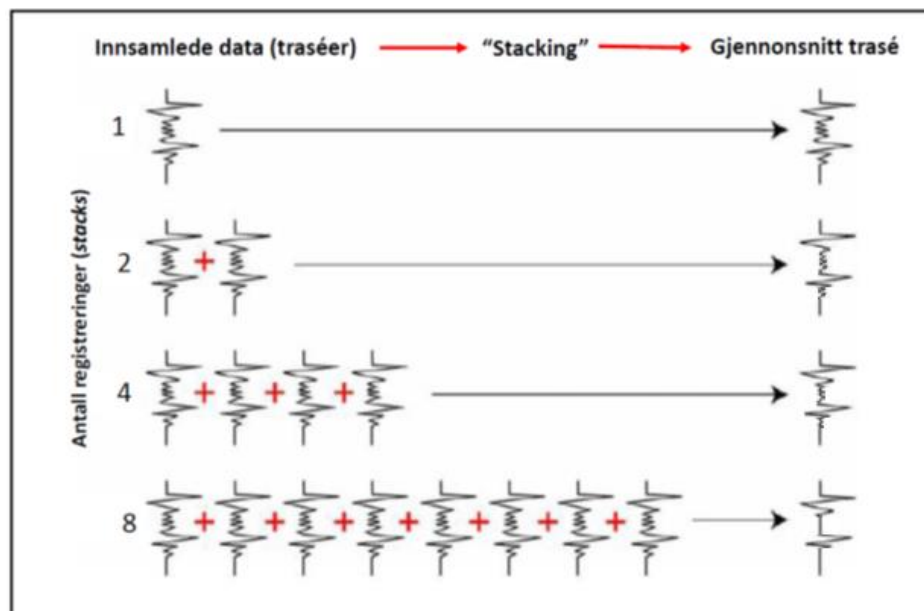
frekvens 500 MHz ikke vil bli registrert (kommer ut med konstant amplitude). Dette viser hvor viktig det er å ha høy nok samplingsfrekvens, kort nok samplingsintervall.



Figur 2.7: Forholdet mellom en frekvens inn på et registreringssystem med samplingsfrekvens 500 MHz og hva som kommer ut. Frekvenser større enn Nyquist-frekvensen (250 MHz) inn på registrerings-systemet vil bli forvrengt og komme ut med feil frekvens, aliasing i tid (Modifisert fra Kearey & Brooks 1992).

## 2.4 Forbedring av signal-/støyforhold

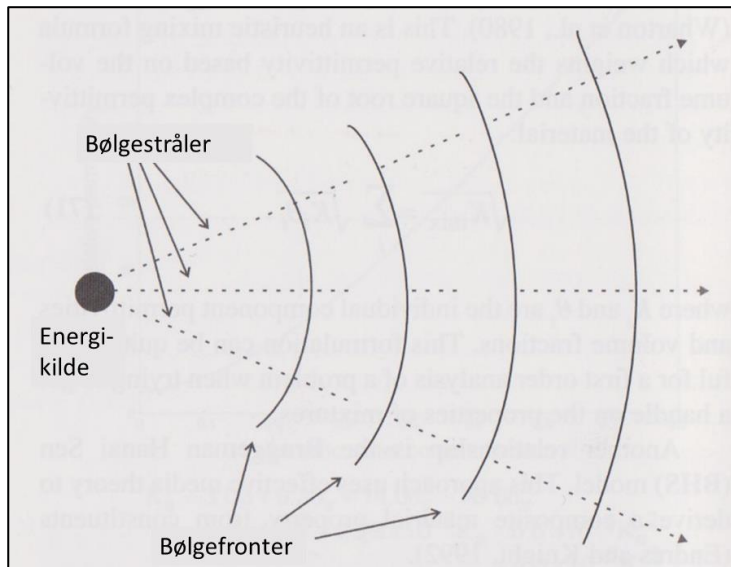
Ved alle typer geofysikk er det viktig med et høyt signalnivå i forhold til støynivået (signal/støy-forhold). Som diskutert i kursinnledningen (Rønning 2022) kan dette oppnås ved å øke signalstyrken, eller ved å redusere støyen. Figur 2.8 viser prinsippet for det som på engelsk blir kalt *stacking*, gjentatte målinger på ett sted som det beregnes gjennomsnittsverdier av. Tilfeldig støy (*incoherent noise*) blir da redusert slik at signalet trer klarere frem. Dessverre er det slik at støy som kommer på samme tidspunkt på en trace (*coherent noise*) ikke kan fjernes med denne teknologien.



Figur 2.8: Prinsippet med summering (*stacking*) av måledata. Registreringen gjentas flere ganger på samme sted og disse blir summert og en gjennomsnittsregistrering beregnes. På denne måten kan signal-støy-forholdet økes ved at støyen reduseres som gjennomsnitts-traséen viser. (Modifisert fra S&S 2005).

## 2.5 Bølgefront og bølgestråle

Energien fra en senderantenne spres i flere retninger. Punkter der energien har gått like langt og er i samme fase kalles en bølgefront (*wavefront*). Ofte kan det være greit å se på energien som går i en spesiell retning og da snakker vi om en bølgestråle (*ray*).



Figur 2.9: Bølgefronter og bølgestråler (Modifisert fra Annan 2005).

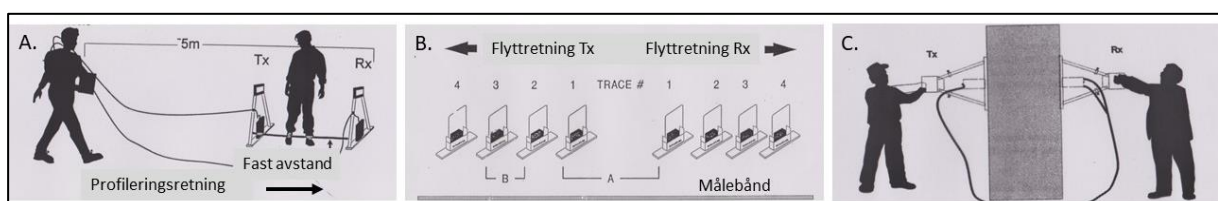
## 3. UTFØRELSE

Som vist i Figur 1.2 består en georadar av en sender og en mottaker. Senderen består av en signalgenerator som former en elektrisk puls som går ut på en senderantenne. Mottakeren består av en mottakerantenne, et samplingsystem, et datalager, en prosesseringsmodul og en visnings skjerm. I tillegg er både senderen og mottakeren avhengig av en strømkilde. Sender og mottaker kan benytte samme antenne (*monostatic mode*) eller benytte hver sin antenne (*bistatic mode*).

### 3.1 Flytting av antenner

I prinsippet kan georadarundersøkelser utføres ved å flytte antennene på tre forskjellige måter, *modes* (Figur 3.1):

1. Fast avstand mellom Tx og Rx. *Common offset*.
2. Økende avstand mellom Tx og Rx. *Common midpoint*
3. Gjennomlysning. *Transillumination*.



Figur 3.1: Tre forskjellige måter å flytte GPR-antennene på. A) Konstant avstand (*Common offset, CO*), B) Økende avstand mellom sender- og mottakerantenne med felles midtpunkt (*Common Midpoint, CMP*) og C) Gjennomlysning (*Transillumination*). (Modifiserte illustrasjoner fra S&S).

Profilering med fast avstand mellom antennene er den mest vanlige måten å utføre georadar-målinger på. Dette er en metode som gir et bilde av undergrunnen etter hvert som en forflytter seg langs et profil (profilering). Ved denne metoden kan en unngå forstyrrelser fra registreringsenheten (støy) ved å fjerne denne et stykke fra sender og mottakersystemene.

Ved å øke avstanden mellom sender- og mottakerantennene (*CMP-gather*), samler en data som kan benyttes til å bestemme hastigheten til radarbølgene i bakken. For å kunne gjøre dette må en ha adskilte antenner (*bistatic mode*). Begge antennene flyttes en avstand B til hver side, noe som gir en økende totalavstand A. B kan være 10 eller 20 cm mens A kan bli opp mot 40 m, avhengig av hvor dypt en ønsker å sondere.

Den tredje måten å flytte sender- og mottakerantenne på er å plassere de på hver side av et objekt eller nede i to forskjellige borehull. Denne metoden blir kalt gjennomlysning (*transillumination*) og gir informasjon om materialet som ligger mellom sender- og mottakerantennen. Denne metoden kan også benytte en antenne på bakken og den andre i et borehull. Metoden krever selvsagt adskilte sender- og mottakerantenner (*bistatic mode*).

En fjerde måte å flytte antenne på, er å utføre borehullsmålinger. Disse kan utføres som profilering med begge antennene i et borehull og flytte de med fast avstand nedover (*common offset*). På denne måten oppnås en profilering langssetter borehullet. En ulempe med denne type måling er at en ikke kan vite hvor et objekt ligger utenfor borehullet, og en kan heller ikke bestemme strøk og fall på en eventuell sprekk eller sleppe i berget.

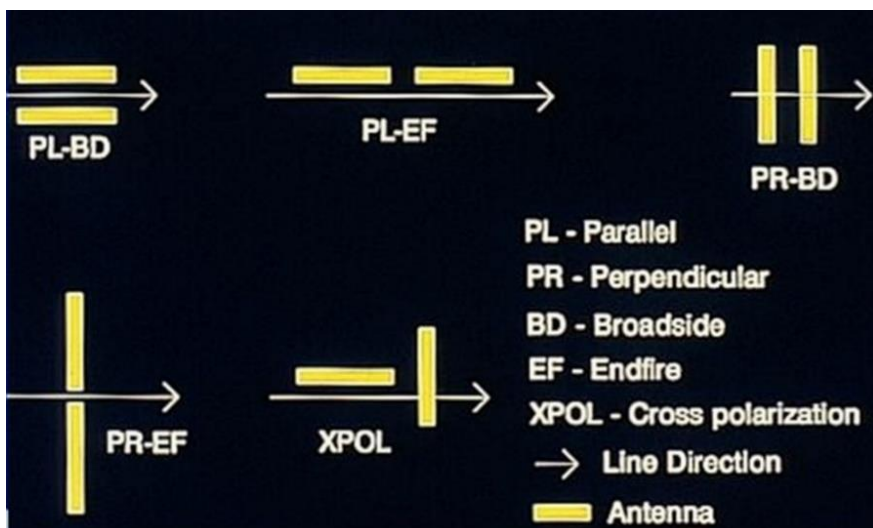
De forskjellige måtene å flytte antennene på ved gjennomlysning og hvilken informasjon dette kan gi, blir diskutert senere i dokumentet (kapittel 8.3).

## 3.2 Antennekonfigurasjoner

I prinsippet kan antennene orienteres forskjellig ved en undersøkelse, og dette kan gi varierende kobling med objekter eller lagdelinger i bakken. De mest benyttede antennekonfigurasjonene er vist øverst i Figur 3.2:

- Antennene parallelle med profileringsretningen og side ved side (*parallel broadside, PL-BD*)
- Antennene parallelle med profileringsretningen, men etter hverandre (*parallel endfire, PL-EF*)
- Antennene vinkelrett på profileringsretningen og side ved side (*perpendicular broadside, PR-BD*)

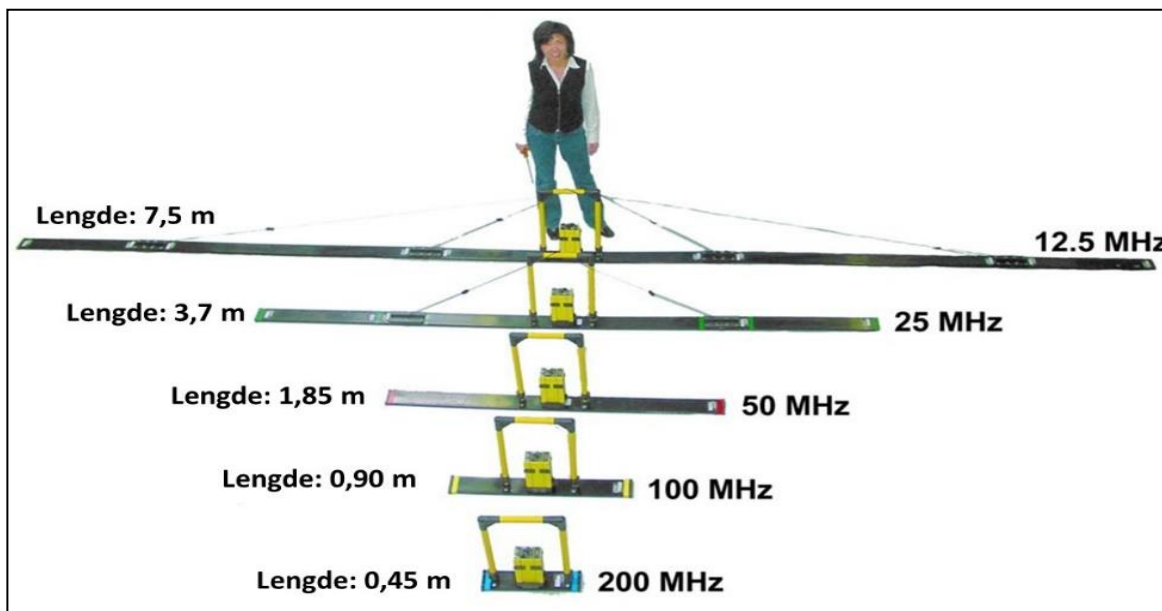
Å profilere med antennene vinkelrett på profilretningen og etter hverandre (*perpendicular endfire*) kan være vanskelig å gjennomføre, spesielt i områder med vegetasjon, og er derfor sjeldent benyttet. Antennekonfigurasjonen med kryssende antenner (*cross polarization*) benyttes også sjeldent, men kan være nyttig ved lokalisering av kabler i bakken der en ikke vet retningen på disse.



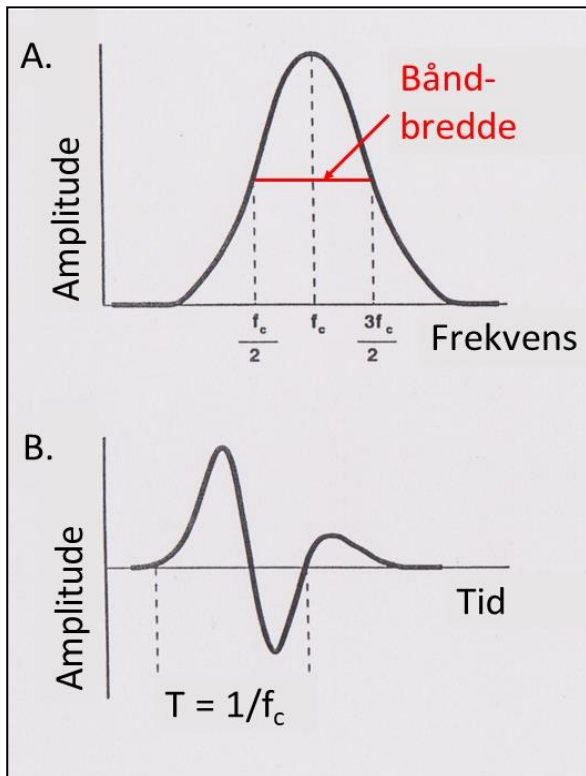
Figur 3.2: Forskjellige antennekonfigurasjoner ved GPR-undersøkelser. (Illustrasjon fra S&S).

### 3.3 Antennefrekvenser, båndbredde og bølgelengde

Frekvensene som benyttes ved GPR-undersøkelser kan variere fra 10 MHz og opp til 2 GHz. For geologiske undersøkelser (georadar) begrenses frekvensområdet til 10 MHz til 200 MHz. Høyere frekvenser får vanligvis for liten penetrasjon ved geologiske undersøkelser, men benyttes gjerne for undersøkelser av snø og is, eller for kartlegging av objekter i bakken og armering i betong. Frekvensinnholdet endres enkelt ved å variere lengden av antennene som vist i Figur 3.3.



Figur 3.3: Georadarantenner med forskjellig frekvensinnhold og lengden av disse. (Illustrasjon modifisert fra S&S).

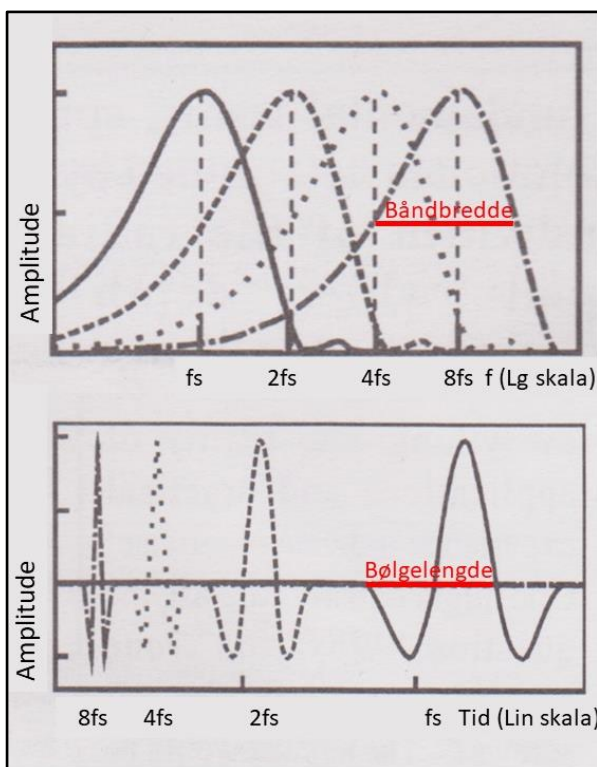


Ved omtale av georadarsystemer snakker en gjerne om at en benytter antenner med en bestemt frekvens f.eks. 100 MHz. Dette er feil. En slik antenne inneholder frekvenser av en viss båndbredde og den angitte frekvensen representerer en senterfrekvens (*Central frequency,  $f_c$* ) der energien er størst.

Båndbredden (*Bandwidth*), som defineres av halvverdi-bredden for radarpulsens energiinnhold (se Figur 3.4A), er gjerne lik  $[f_c/2 - 3f_c/2]$ . Dette betyr at en georadar med senterfrekvens 100 MHz inneholder mye energi med frekvensinnhold fra 50 til 150 MHz. Senterfrekvensen representerer maksimal energi i utsendt puls. Materialet pulsen går gjennom vil absorbere noe av det høyeste energinivået slik at reflektert signal får en noe lavere toppfrekvens.

Figur 3.4: Typisk form på radarpuls i frekvensdomenet og i tidsdomenet (Modifisert fra S&S).

Periodetiden  $T$  (Figur 3.4B) uttrykker bølgelengden til signalet i tid. Denne kan konverteres til bølgelengde i meter ved å multiplisere med pulsens (bølgens) hastighet i det aktuelle mediet.



Figur 3.5 øverst viser frekvensinnholdet i GPR-signaler. Lave senterfrekvenser ( $f_s$ ) har en kortere båndbredde (færre frekvenser involvert) og et lavere frekvensinnhold enn høyere senterfrekvenser. Signalformen i tidsdomenet (Figur 3.5 nederst) viser et motsatt forløp. Lav senterfrekvens har en større bølgelengde enn høyere senterfrekvenser. Dette har betydning for hvor god oppløsning en kan få ved forskjellige frekvenser (se Avsnitt 4.3.4).

Figur 3.5: Eksempel på signalform ved varierende frekvens. Båndbredder (frekvensinnhold) i frekvensdomenet (logaritmisk skala, øverst) og bølgelengder i tidsdomenet (lineær skala, nederst). (Modifisert fra S&S).

### 3.4 Eksempler på radarsystemer og instrumentbærere

Det er etter hvert blitt mange leverandører av utstyr for GPR-målinger. De største er (sortert etter alder):

- Geophysical Survey Systems Inc. (GSSI) USA, <https://www.geophysical.com/>
- Sensors & Software Inc. (S&S), Canada, <https://www.sensoft.ca>
- Guideline Geo, tidligere Malå Geoscience, Sverige. <https://www.guidelinegeo.com/>
- Utsi Electronics Inc, UK, <https://www.utsieletronics.co.uk/>
- Andre.

Radarsystemene kan bæres og slepes med håndmakt (Figur 3.6), men kan også slepes bak snøscooter, løftes med fly eller med Drone (Figur 3.7). Det finnes også eksempler på undersøkelser der utstyret er montert under et helikopter og i båt, bak en bil eller traktor. Bare fantasien setter begrensninger på dette.



Figur 3.6: Eksempler på GPR-utstyr med forskjellig størrelse og funksjon. A) GSSI høyfrekvent radar for inspeksjon av armering i betong, B) Malå-radar med RTA-antennene (*Rough Terrain Antennas*) og C) S&S 25 MHz antenner i arbeid på Svalbard. (Foto fra GSSI, NGU og NGU).



Figur 3.7: Eksempler på instrumentbærere, A) sleping med snøscooter, B) montering under vingene på et fly og C) transportert med Drone. (Foto fra NGU, Holt 2007, GuidelineGEO).

## 4. GRUNNLEGGENDE TEORI

For å kunne forstå radarens virkemåte og hva som påvirker kvaliteten på måledata, er det viktig med en viss teoretisk bakgrunn. Beskrivelsen som følger er på ingen måte utfyllende, men er å betrakte som et minimum som er tilpasset til dels sprikende fysikkunnskaper i studentmassen. GPR og derved Georadar er en elektromagnetisk metode. En samlet teori for elektromagnetiske bølger ble sammenstilt av James Clerk Maxwell med hans berømte ligninger allerede i 1865. Før en går inn på den elektromagnetiske teorien er det nødvendig å se på hvilke materialegenskaper i bakken som påvirker de elektromagnetiske bølgene.

### 4.1 Materialegenskaper

De tre materialegenskaper som påvirker forplantningen og dempningen av elektromagnetiske bølger i bakken er elektrisk ledningsevne, dielektriske egenskaper og magnetiske egenskaper. I det følgende beskrives disse.

#### 4.1.1 Elektrisk ledningsevne

Den elektriske ledningsevnen beskriver hvor lett et materiale leder elektrisk strøm. Elektrisk ledningsevne (*electric conductivity*,  $\sigma$ ) måles i Siemens pr. meter (S/m) eller milli-Siemens pr. meter (mS/m). Den inverse størrelsen, elektrisk motstand (*electric resistivity*,  $\rho$ ) måles i ohmm ( $\Omega\text{m}$ ). Elektrisk ledningsevne kan deles inn i elektronisk ledningsevne og ionisk ledningsevne.

##### 4.1.1.1 Elektronisk ledningsevne

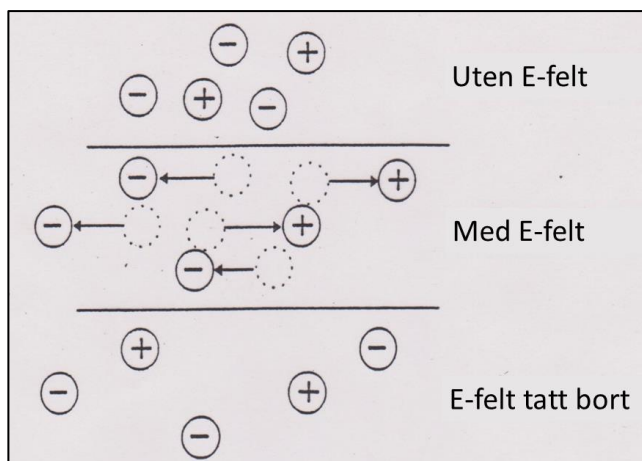
Ved elektronisk ledningsevne er det frie elektroner som forplanter seg i et materiale slik at en får en strøm av ladninger. Elektronisk ledningsevne finnes i naturen i:

- Sulfidmineraler som pyritt, magnetkis, kobberkis, blyglans og andre
- Jernoksider (magnetitt, hematitt og ilmenitt)
- Grafitt
- Rene metaller (kobber, sølv, gull o.a.)

Den elektroniske ledningsevnen i de fleste nevnte mineralene, er veldig høy (Reynolds 2011), og ofte mye høyere enn den ioniske ledningsevnen. Egenskapen er blitt benyttet ved malmundersøkelser i Norge i snart 100 år, og da spesielt i kartlegging av massive sulfidforekomster og grafitt. Jernoksider kartlegges lettere ved magnetiske målinger, og rene metaller finnes svært sjeldent i så store mengder at de enkelte kornene har sammenhengende elektrisk kontakt. Det betyr at strømmen må ledes ionisk mellom kornene, og den ioniske ledningsevnen blir dominerende.

##### 4.1.1.2 Ionisk ledningsevne

Ved ionisk ledningsevne er det som navnet sier, ioner i porevann som leder strømmen. Uten en ytre påvirkning, vil fordelingen av ioner være nøytral med positive og negative ioner godt blandet (Figur 4.1). Når det settes på et elektrisk felt gjennom to strømelektroder, vil positive ioner i porevannet gå mot den negative strømelektroden og motsatt. Flyttingen av disse ionene vil da utgjøre en elektrisk strøm. Når det elektriske feltet tas bort, vil de positive og negative ionene blande seg igjen.



Figur 4.1: Prinsippskisse av ionisk ledningsevne, med og uten et elektrisk felt.

Den ioniske ledningsevnen er styrt av Archie's lover (Archie 1942). En avledet utgave av disse sier at ledningsevnen ( $\sigma$ ) i et materiale er proporsjonal med porevolumet i et materiale ( $\phi$ ), vannfyllingen i porene ( $S$ ) og ledningsevnen i porevannet ( $\sigma_w$ ), se ligning 4.1.

$$\sigma = a \phi^m S^n \sigma_w + \sigma_c \quad (4.1)$$

$a$ ,  $m$  og  $n$  er her konstanter som er avhengige av mineralkornenes tekstur og sementeringen i materialet. Disse vil da variere fra et materiale (bergart, løsmasse) til et annet. I tillegg til ledningsevnene i porefyllingen, kan mineralene selv ha en viss elektrisk ledningsevne på overflaten ( $\sigma_c$ ). Dersom mineralkornene er elektronisk ledende, kan denne ledningsevnen dominere over den ioniske ledningsevnen, og Archie's lov er ikke lengre gyldig.

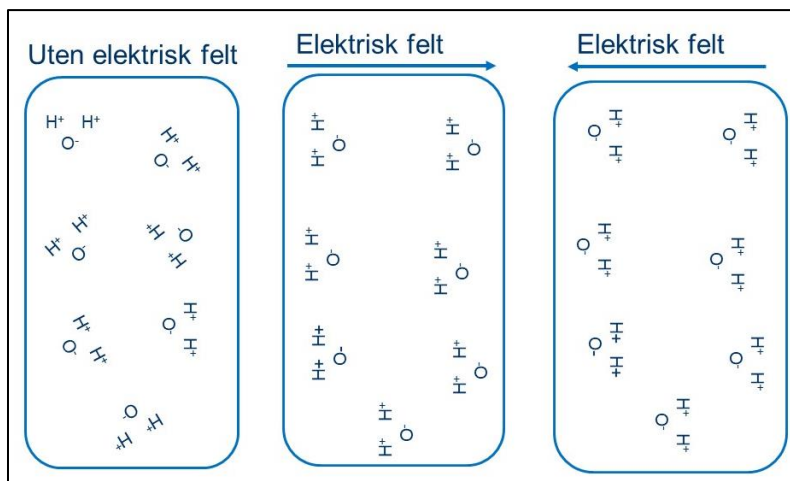
#### 4.1.2 Dielektrisk ledningsevne

Ved dielektrisk ledningsevne er det ikke elektriske ladninger som flytter seg, men det skjer en polarisering av materialet. Dette kan skje ved at molekyler som har en viss ladningsseparasjon strekker seg eller at de roterer. I GPR er vannmolekylet en sentral aktør. Oksygenatomet trekker elektronene vekk fra de to hydrogenatomene slik at vannmolekylet er polarisert. Når det settes på et elektrisk felt, vil vannmolekylene rette seg inn etter dette, avhengig av retningen på det elektriske feltet som vist i Figur 4.2. Materialet blir polarisert, men vannmolekylene flytter seg ikke. Dette blir da kalt en forskyvningsstrøm (*displacement current*).

Denne polariseringen av materialet er proporsjonal med det elektriske feltet. Det oppstår et dipolmoment ( $D$ ) (*dipole moment density*) uttrykt ved ligning 4.2.

$$D = \epsilon E \quad (4.2)$$





Figur 4.2: Polarisering av et materiale som inneholder vann. Uten et elektrisk felt vil de polariserte vannmolekylene være tilfeldig orientert. Ved et påtrykt elektrisk felt vil vannmolekylene orienteres avhengig av det elektriske feltets retning, de polariseres.

Proporsjonalfaktoren  $\epsilon$  blir kalt dielektrisitetskonstanten (*dielectric constant* eller *dielectric permittivity*) som måles i Farad/m (F/m). Den dielektriske strømmen som denne polariseringen setter opp ved forflytningen av de små ladningene ( $I_D$ ), er lik den tidsderiverte av dipolmomentet som vist i ligning 4.3

$$I_D = dD/dt = \epsilon dE/dt \quad (4.3)$$

Dette betyr at dersom en har et konstant elektrisk felt  $E$ , vil den tidsderiverte være lik null, og en får ikke forskyvningsstrømmer. I praksis betyr dette at ved elektriske målinger, der vi benytter konstante strømpulser av en viss varighet (1 – 2 sekund), vil en ikke få forskyvningsstrømmer. Ved elektromagnetiske målinger, der en benytter relativt lave frekvenser (100 – 100 000 Hz), vil den tidsderiverte av det elektriske feltet også bli liten, og en får neglisjerbare forskyvningsstrømmer. Ved GPR har disse forskyvningsstrømmene avgjørende betydning.

Dielektrisitetskonstanten ( $\epsilon$ ) deles opp i to ledd, en relativ dielektrisitetskonstant  $\epsilon_r$  (*relative dielectric permittivity*) og en dielektrisitetskonstant for vakuum  $\epsilon_0$  (*dielectric permittivity in vacuum*).  $\epsilon_0$  er en konstant,  $\epsilon_0 = 8,85 \cdot 10^{-12}$  F/m (Farad/m). Dielektrisitetskonstanten i luft er tilnærmet lik dielektrisitetskonstanten i vakuum.

$$\epsilon = \epsilon_r \epsilon_0 \quad (4.4)$$

Den relative dielektrisitetskonstanten ( $\epsilon_r$ ) er en materialparameter som varierer fra materiale til materiale som vist i Tabell 4.1. Her angis også den elektriske ledningsevnen ( $\sigma$ ) til de samme materialene, sammen med hastigheten i materialet ( $V$ ) og typiske dempningsfaktorer ( $\beta$ , *attenuation factor*). Ytterpunktene for den relative dielektriske konstanten finner vi i luft ( $\epsilon_r = 1$ ) og i vann ( $\epsilon_r = 81$ ). Alle andre naturlige materialer har en relativ dielektrisitetskonstant som ligger mellom disse to. Dielektrisitetskonstanten for metall er uendelig stor.

Dersom materialet består av to eller flere materialtyper vil dielektrisitetskonstanten avhenge av de involverte verdiene, og i et materiale med vannfylte porer vil den være bestemt ved ligningen

$$\epsilon_r = (1 - \phi) \epsilon_m + \phi \epsilon_w \quad (4.5)$$

der  $\phi$  er porøsiteten,  $\epsilon_m$  er dielektrisitetskonstanten for matris og  $\epsilon_w$  er dielektrisitetskonstanten for vann. Formelen gjelder bare når det elektriske feltet påføres langs lagdelingen (Reynolds 2011). Når det elektriske feltet påføres vinkelrett på lagdelingen blir den relative dielektriske konstanten for materialet

$$\epsilon_r = \epsilon_m \epsilon_w / [(1 - \phi) \epsilon_m + \phi \epsilon_w] \quad (4.6)$$

Dersom en kjenner den relative dielektrisitetskonstanten i de involverte materialene, kan disse ligningene benyttes til å finne porøsiteten. Ligningene 4.5 og 4.6 viser at den relative dielektrisitetskonstanten er sterkt avhengig av porøsiteten i materialet, og derved vanninnholdet ved vannmettede materialer.

Tabell 4.1: Relativ dielektrisitetskonstant, elektrisk ledningsevne, hastighet og dempingsfaktor i noen materialtyper (Modifisert fra Davis & Annan 1989, Mauring mfl. 1994, Daniels 2004, Reynolds 2011).

Materiale	$\epsilon_r$	$\sigma$ (mS/m)	V (m/ns)	$\beta$ (dB/m)
Luft	1	0	0,3	0
Destillert vann	81	0,01	0,033	$2 \times 10^{-3}$
Ferskvann	81	0,5	0,033	0,1
Saltvann	81	$3 \times 10^4$	0,01	1000
Tørr sand	3 - 10	0,1 - 1,0	0,17 - 0,10	0,01
Vannmettet sand	20 - 30	1 - 10	0,06 - 0,07	0,03 - 0,3
Silt	5 - 30	2 - 20	0,06 - 0,13	1 - 100
Leire, salt	5 - 40	100 - 1000	0,05 - 0,13	1 - 300
Leire, utvasket	5 - 20	10 - 100	0,06 - 0,13	1 - 200
Myr	50 - 60		0,038 - 0,042	
Kalkstein	4 - 8	0,5 - 1	0,11 - 0,15	0,4 - 1
Granitt	4 - 6	0,1 - 1	0,12 - 0,15	0,01 - 0,1
Snø	1,4 - 3		0,19 - 0,25	
Kald is	3,04 - 3,2	$5 \times 10^{-5} - 10^{-8}$	0,168 - 0,172	
Temperert is	3,22	$5 \times 10^{-5} - 10^{-8}$	0,167	
Permafrost	4 - 8	$10^{-3} - 10^{-5}$	0,11 - 0,15	

#### 4.1.3 Magnetiske egenskaper

Sammenhengen mellom en magnetisk flukstetthet (B) og en magnetiserende kraft (H) er gitt ved ligning 4.7. Her er den magnetiske kraften jordens eget magnetfelt.

$$B = \mu H = \mu_r \mu_0 H \quad (4.7)$$

$\mu$  er den absolutte magnetiske permeabilitet (*absolutte magnetic permeability*). Også denne består av to deler, magnetisk permeabilitet i vakuum ( $\mu_0$ , *permeability in free space*) som er tilnærmet lik permeabiliteten i luft. Størrelsen  $\mu_0$  er en konstant,  $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$  H/m (Henry/m). Den andre delen ( $\mu_r$ ) er den relative permeabiliteten (*relative permeability*) i et materiale.

En annen størrelse som kommer inn her, er den magnetiske susceptibiliteten ( $\kappa$ , *magnetic susceptibility*) som beskriver hvor «lett et materiale lar seg magnetisere». Dersom en magnetisk kraft trenger inn i et materiale vil det settes opp et indusert magnetisk felt ( $I$ , *intensity of magnetisation*) som kommer i tillegg til den opprinnelige magnetiske flukstettheten. Det induserte magnetiske feltet blir produktet av den magnetiske susceptibiliteten og den magnetiserende kraften. Den totale magnetiske flukstettheten blir da

$$B = \mu_0 H + \mu_0 I = \mu_0 H + \mu_0 \kappa H = \mu_0 (1 + \kappa) H \quad (4.8)$$

Sammenlignet med ligning 4.7 blir den relative magnetiske permeabiliteten ( $\mu_r$ ) uttrykt ved magnetisk susceptibilitet ( $\kappa$ )

$$\mu_r = 1 + \kappa \quad (4.9)$$

Den magnetiske susceptibiliteten er avhengig av mengde magnetiske mineraler som finnes i det aktuelle materialet. I naturen finnes fire kategorier magnetiske mineraler (Tabell 4.2).

Tabell 4.2: Typer magnetisering, hvilke mineraler som er involvert og effekten av disse.

Magnetiseringstype	Mineral(er)	Kommentar
Ferro-magnetisk	Magnetitt	Klart det mest magnetiske mineral
Ferri-magnetisk	Hematitt, Ilmenitt, Magnetkis	Moderat magnetiske mineraler
Para-magnetisk	Silikatmineraler	Lavmagnetiske mineraler
Dia-magnetisk	Grafitt, Kvarts, Gips, Is	Negativ susceptibilitet, svekker påtrykt felt

Siden magnetitt er det klart mest magnetiske mineralet, vil dette mineralet dominere påvirkningen av elektromagnetiske signaler. For georadar vil dette vanligvis ikke være noe stort problem siden de fleste materialene hvor georadar benyttes, har et lite eller ikke et magnetittinnhold (snø, is, løsmasser). I bergarter med et visst magnetittinnhold må en imidlertid vær klar over denne sammenhengen, og hvilken effekt det har spesielt for radarbølgenes hastighet.

## 4.2 Fysikken som styrer bølgeforplantning og -dempning

Utsendelse, forplantning, dempning, refleksjon, refraksjon og diffraksjon av EM-bølger er basert på fysikken i Maxwells ligninger. Disse ligningene beskriver sammenhengen mellom det elektriske og magnetiske feltet til en EM-bølge uttrykt ved de elektriske og magnetiske egenskapene til mediet som EM-bølgene forplantes gjennom (Daniels 1989). Fysikken som ligger til grunn for Maxwells ligninger er ikke tema for dette dokumentet. En nøyer seg med å studere effekten av teorien som har betydning for georadar.

### 4.2.1 Maxwell's ligninger

Maxwells ligninger kan kombineres til en enkel differensialligning som kalles bølgeligningen, som for det elektriske feltet kan uttrykkes ved (Daniels 1989);

$$\nabla^2 E = k^2 E \quad (4.10)$$

og som for det magnetiske feltet kan uttrykkes ved;

$$\nabla^2 H = k^2 H \quad (4.11)$$

Faktorer som beskriver hastigheten og dempningen av EM-bølger i frekvensdomenet i et medium, kan utledes fra bølgetallet,  $k$ , (Ulriksen 1982, Sigurdsson 1994);

$$k^2 = \omega^2 \epsilon - j\omega\mu\sigma \quad (4.12)$$

der  $\omega$  er omløpsfrekvensen i radianer ( $=2\pi f$ ),  $\epsilon$  er dielektrisitetskonstanten,  $\mu$  er magnetisk permeabilitet mens  $\sigma$  er elektrisk ledningsevne. Faktoren  $j$  er kvadratroten av  $-1$  (det komplekse tallet). Det kan vises at bølgetallet ( $k$ ) kan beskrives med to reelle størrelser  $\alpha$  og  $\beta$ ;

$$k = \alpha - j\beta \quad (4.13)$$

Ut fra ligningene 4.12 og 4.13 kan følgende sammenhenger utledes (Ulriksen 1982, Sigurdsson 1994, Everett 2013);

$$\text{Forplantningsfaktor: } \alpha = \omega \sqrt{\frac{\mu\epsilon}{2} \left( \sqrt{1 + \left(\frac{\sigma}{\omega\epsilon}\right)^2} + 1 \right)} \quad (4.14)$$

$$\text{Dempningsfaktor: } \beta = \omega \sqrt{\frac{\mu\epsilon}{2} \left( \sqrt{1 + \left(\frac{\sigma}{\omega\epsilon}\right)^2} - 1 \right)} \quad (4.15)$$

Størrelsen  $\alpha$  kalles forplantningsfaktoren (*propagation factor*) og  $\beta$  kalles dempningsfaktoren (*attenuation factor*). Her må det nevnes at noen forfattere velger å presentere  $\alpha$  og  $\beta$  motsatt (f.eks. Reynolds 2011, Cassidy 2009a). En fin regel for å holde styr på dette, er at ligningen med minustegnet foran det siste ett-tallet betyr dempning, reduksjon av signalet.

Løsningen for bølgeligningen (Ligning 2.10) for det elektriske feltet i Z-retningen kan skrives som (Sigurdsson 1994)

$$E(t,z) = E_0 e^{j\omega t} e^{-j\alpha z} e^{-\beta z} \quad (4.16)$$

- der
- $E_0$  utgjør startamplituden,
  - $e^{j\omega t}$  er en svingning som funksjon av tid
  - $e^{-j\alpha z}$  er en svingning som funksjon av Z (dypet)
  - $e^{-\beta z}$  beskriver dempningen som funksjon av Z (dypet)

Tilsvarende løsning får en også for det magnetiske feltet, og for begge disse feltene i X- og Y-retningen.

#### 4.2.2 Radarbølgenes hastighet

Ut fra løsningen av bølgeligningen kan hastigheten ( $V$ ) i et materiale og skinndypet ( $\delta$ , *skin depth*) bestemmes ut fra formlene

$$V = \omega / \alpha \quad (4.17)$$

$$\delta = 1/\beta \quad (4.18)$$

I luft er ledningsevnen  $\sigma = 0$ , dielektrisitetskonstanten  $\epsilon = \epsilon_0$  og den magnetiske permeabiliteten  $\mu = \mu_0$  (dvs.  $\epsilon_r = 1$  og  $\mu_r = 1$ ). Hastigheten til elektromagnetiske bølger i luft ( $C$ ) blir da;

$$V = \frac{\omega}{\alpha} = \frac{1}{\sqrt{\mu_0 \epsilon_0}} = c \quad (4.19)$$

Dersom en setter inn verdiene for  $\mu_0$  og  $\epsilon_0$  får en  $C = 2,9888 \cdot 10^8$  m/s eller  $C = 0,2988$  m/ns, gjerne forkortet til  $C = 0,3$  m/ns.

Ved radarmålinger benyttes frekvenser fra 1 MHz til 1000 MHz. Ledningsevnen i de materialene georadaren fungerer (10 – 200 MHz) er fra 0,1 mS/m til 10 mS/m (resistivitet fra 100 Ωm til 10000 Ωm). Under disse betingelsene blir størrelsen som blir kalt Tapstangenten ( $\text{Tan}\delta = \sigma/\omega\epsilon$ , *Loss tangent*) mye mindre enn 1, og uttrykket for  $\alpha$  (ligning 4.14) forenkles slik at uttrykket for radarbølgenes hastighet (ligning 2.17) blir

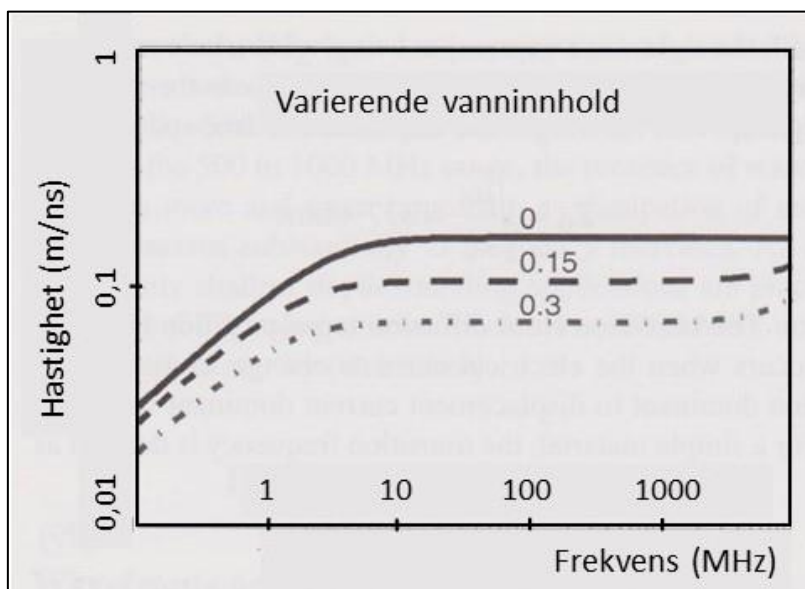
$$V = \frac{\omega}{\alpha} \approx \frac{1}{\sqrt{\mu\epsilon}} = \frac{1}{\sqrt{\mu_r\mu_0\epsilon_r\epsilon_0}} = \frac{c}{\sqrt{\mu_r\epsilon_r}} \quad (4.20)$$

For de fleste materialtypene der georadar benyttes, vil også den magnetiske susceptibiliteten ( $\kappa$ ) være liten (typisk i størrelsesorden  $10^{-5}$ ). Den relative magnetiske permeabiliteten ( $\mu_r$ ) blir tilnærmet lik 1 og formelen for hastigheten i geologiske materialer forenkles til

$$\mu_r \approx 1 \Rightarrow V \approx \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad (4.21)$$

Denne formelen gjelder da bare for ikke magnetiske materialer, elektrisk ledningsevne tilsvarende de hvor georadar fungerer, og for vanlige frekvenser som benyttes ved georadarundersøkelser. I geologiske materialer er det altså dielektrisitetskonstanten som har størst betydning for EM-bølgenes utbredeshastighet. Det er innholdet av vann som i praksis kontrollerer dielektrisitetskonstanten i et materiale, og et bilde fra en georadarundersøkelse avspeiler derfor vanninnholdet i bakken.

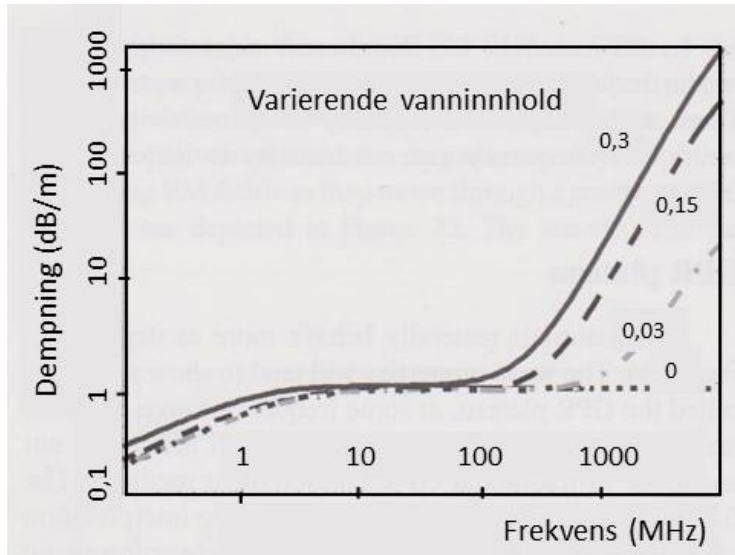
EM-bølgers hastighet er generelt avhengig av frekvensen. For georadarfrekvenser (10 – 200 MHz) er imidlertid hastigheten tilnærmet konstant for noen massetyper (Annan 2005, se Figur 4.3). Figuren viser også hvordan hastigheten endres ved forskjellig vanninnhold i et materiale. Frekvensintervallet hvor hastigheten er tilnærmet konstant, blir kalt GPR-platået (*GPR-plateau*). Noen materialtyper kan vise en gradvis økning av hastigheten med økende radarfrekvens.



Figur 4.3: Radarbølgenes hastighet i geologiske materialer er uavhengig av frekvens i det aktuelle frekvensintervallet (10 – 200 MHz), men sterkt avhengig av vanninnholdet (Modifisert fra Annan 2005).

#### 4.2.3 Radarbølgenes dybderekkevidde

Det er flere faktorer som påvirker dybderekkevidden til radarbølger (se senere). En av disse er energitap som skyldes kollisjoner mellom molekyler og derved varmeproduksjon, absorpsjon av energien (*absorption*). Generelt er absorpsjonen av elektromagnetisk energi avhengig av frekvensen, men for georadar-frekvenser (10 – 200 MHz) er dempningen ofte uavhengig av frekvensen (Figur 4.4). Dette gjelder for naturlige materialer (Annan 2005). En snakker om et GPR-platå, der både dempningen og hastigheten er relativt konstant. Dette har sammenheng med vannets dominerende rolle ved disse frekvensene. For høyere frekvenser enn de typiske georadarfrekvensene (>200 MHz), ser en at dempningen øker mye.



Figur 4.4: Dempning av radarbølgene i mange materialer viser en utflating for de aktuelle frekvensene for Georadar (10 – 200 MHz) (Modifisert fra Annan 2005).

Skinndypet  $\delta$  (*skin depth*) er en teoretisk størrelse som angir dypet der EM-bølgers amplitude er redusert til  $1/e$  (1/2,7 eller 37 %) på grunn av absorpsjon. Erfaring tilsier at georadarens dybderekkevidde (*penetration*) er tilnærmet lik denne teoretiske størrelsen kalt skinndyp. For de aktuelle frekvensene og de fysiske egenskapene som gjør at georadaren fungerer ( $\tan\delta \ll 1$ ), kan uttrykket for skinndypet forenkles til (Reynolds 2011)

$$\delta \approx 5,31 \sqrt{\epsilon_r / \sigma} \quad (4.22)$$

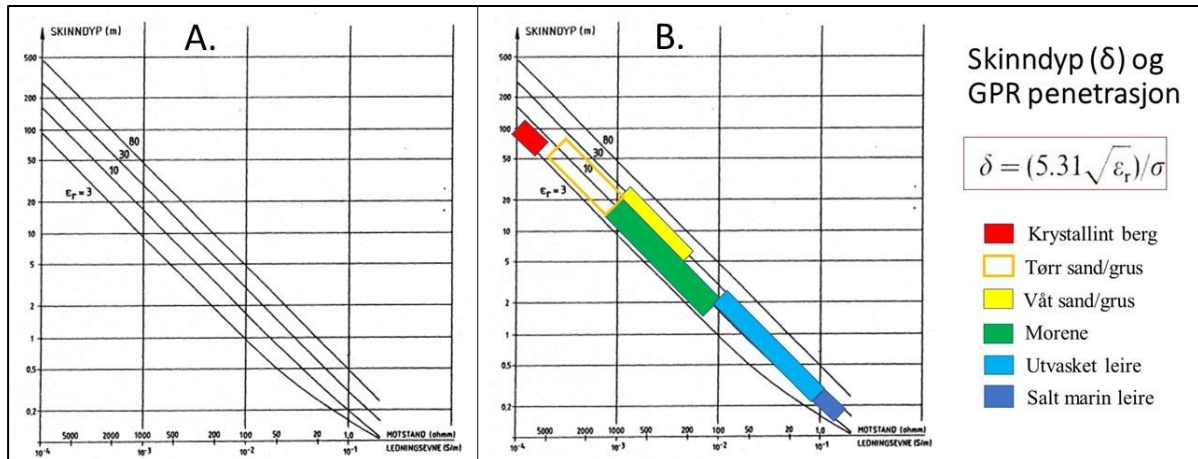
Dette betyr at skinndypet avtar med økende elektrisk ledningsevne, men øker med økende dielektrisitetskonstant. Sagt med andre ord, absorpsjonen av radarenergien øker med økende elektriske ledningsevnen, men avtar med økende dielektrisitetskonstant (økende vanninnhold i avsetningen).

### 4.3 Konsekvenser av fysikken

Ut fra EM-bølgers fysikk, kan størrelser som dybderekkevidde, refleksjonskoeffisient, oppløsning og strålmønster bestemmes for geologiske materialer.

#### 4.3.1 Dybderekkevidde for georadar i forskjellige geologiske materialer

Undertegnede har tidligere laget et diagram (Figur 4.5A) som viser hvordan elektrisk ledningsevne og relativ dielektrisitetskonstant påvirker skindypet (Rønning 1992a). Diagrammet er en forenkling som gjelder for aktuelle frekvenser for georadarundersøkelser og for ikke magnetiske materialer. Erfaring gjennom mer enn 30 år med georadar tilsier at georadarens penetrasjonsdyp er tilnærmet lik det teoretiske skindypet, og diagrammet kan derfor benyttes til å skaffe en oversikt over forventet penetrasjonsdyp i forskjellige geologiske materialtyper.



Figur 4.5: A) Teoretisk skindyp som funksjon av elektrisk ledningsevne (1/resistivitet) og relativ dielektrisitetskonstant. I del B) er forskjellige geologiske materialer plottet inn med typiske verdier for elektrisk ledningsevne og relativ dielektrisitetskonstant og penetrasjonen i disse kan estimeres fra diagrammet (Modifisert fra Rønning 1992a).

Figur 4.5B viser at georadar kan ha en betydelig penetrasjon i krystallint berg (opp mot 100 m) og i tørre sand/grus-masser (flere titalls meter). Penetrasjonen er vanligvis noe mer moderat i vannmettet sand/grus der den elektriske ledningsevnen vanligvis er noe større, men dette avhenger sterkt av ledningsevnen i grunnvannet. Undersøkelser i vannmettede masser i østenden av Loen-vatnet har vist en penetrasjon på ca. 100 meter (se Avsnitt 9.1.3). Også morene kan ha begrenset penetrasjon, og her kan massenes sammensetning og manglende lagdeling gi forvirrede bilder. Utvasket leire har gjerne en resistivitet fra 10 til opp mot 100 Ωm, og her er nok penetrasjonen begrenset til et fåtalls meter, dette til tross for et høyt vanninnhold og derved høy relativ dielektrisitetskonstant. I salt leire hvor resistiviteten gjerne er mindre enn 10 Ωm, er skindypet og derved penetrasjonen begrenset til noen få desimeter. Signalstyrken kan i tillegg til absorpsjon også svekkes ved flere refleksjoner, geometrisk spredning og spredning på objekter (se senere).

#### 4.3.2 Refleksjonskoeffisienten

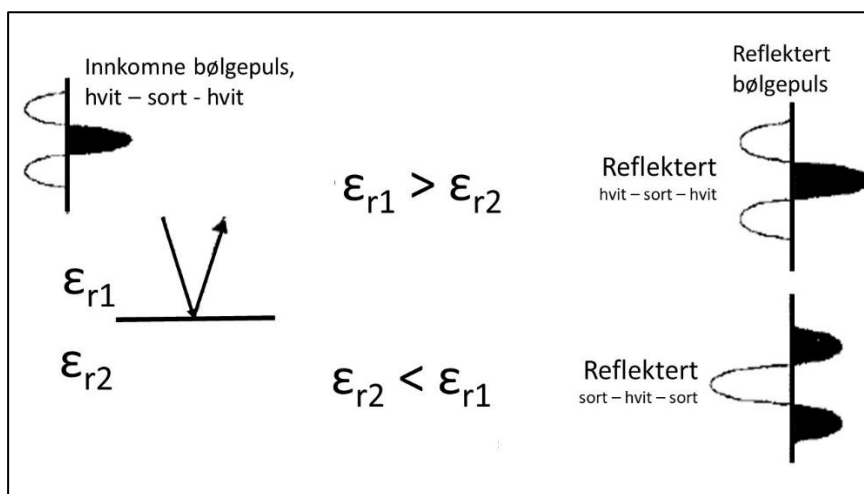
Georadar kan på mange måter sammenlignes med refleksjonsseismikk. Forskjellen er at ved refleksjonsseismikk benyttes pulser av akustisk energi (lydpulser) mens georadar benytter seg av pulser med elektromagnetisk energi.

Refleksjonskoeffisienten (*reflection coefficient*) ved georadar uttrykker andelen av reflektert energi fra en grense mellom to geologiske materialer (Davis & Annan 1989, Reynolds 2011);

$$R_{12} \approx \frac{\sqrt{\epsilon_{r1}} - \sqrt{\epsilon_{r2}}}{\sqrt{\epsilon_{r1}} + \sqrt{\epsilon_{r2}}} \quad (4.23)$$

Ligningen over gjelder for vertikal strålegang, noe som tilnærmet gjelder for georadar der det er kort avstand mellom sender og mottaker. Ligningen gjelder ikke dersom et lag er tynt i forhold til signalets bølgelengde. Dersom det ikke er noen kontrast i den dielektriske konstanten ( $R_{1,2} = 0$ ), vil en ikke få noe reflektert energi. Stor forskjell i relativ dielektrisitetetskonstant gjør at mye energi reflekteres, noe som betyr at mindre energi fortsetter videre nedover i avsetningen. Dette kan føre til at dypere laggrenser ikke detekteres på grunn av for lite energi som når frem. Overgang fra tørr sand ( $\epsilon_r \approx 3-10$ ) til vannmettet sand ( $\epsilon_r \approx 20-30$ , Tabell 4.1) gir en stor refleksjonskoeffisient, og grunnvannsspeil vil være lett å identifisere. En annen laggrense som gir høy refleksjonskoeffisient er overgang fra myr ( $\epsilon_r \approx 50-60$ , Tabell 4.1) som inneholder mye vann (80 – 90 %) til berg som kan ha en liten porøsitet (1 – 2 %) og derved lite vann ( $\epsilon_r \approx 4-6$ ). Sistnevnte gjør at myrtykkelse og strukturer i myr gir relativt gode georadardata.

Som det går frem av Ligning 4.23, kan refleksjonskoeffisienten bli både positiv og negativ. Betydningen av fortegnsskifte er illustrert i Figur 4.6. Dersom en bølgepuls kommer inn mot en laggrense med et negativt utslag først, vil refleksjonen ha samme faseforløp dersom refleksjonskoeffisienten er positiv ( $\epsilon_{r1} > \epsilon_{r2}$ ). Er imidlertid refleksjonskoeffisienten negativ, vil den reflekterte bølgepulsen ha motsatt faseforløp.

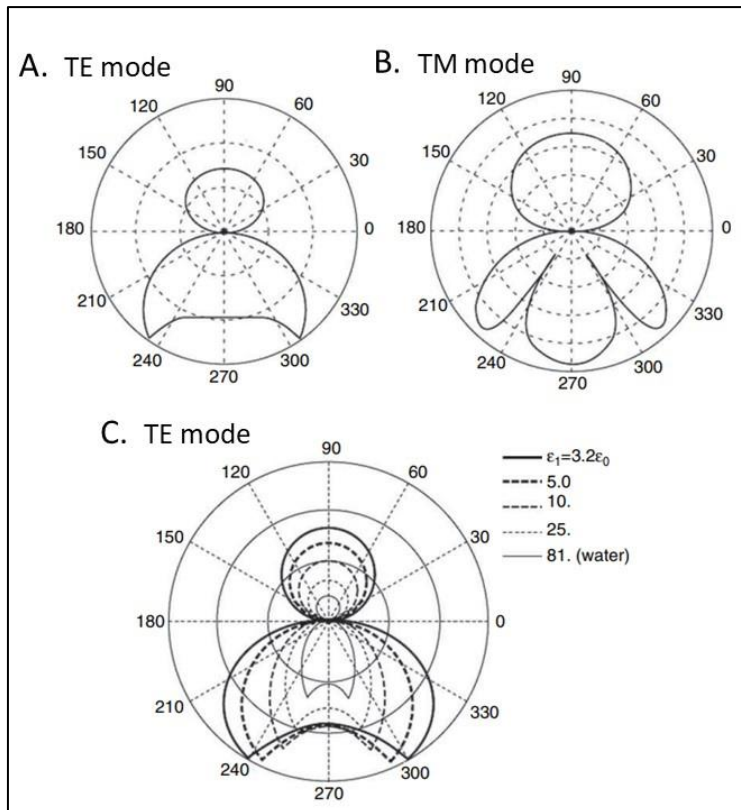


Figur 4.6: Effekt av positiv og negativ refleksjonskoeffisient, reflekterte signal skifter polaritet (Modifisert fra S&S).

#### 4.3.3 Strålingsmønster

Ved georadar vil strålingsmønsteret (*radiation pattern*) rundt senderantennen variere med hvilke omgivelser antennen befinner seg i og i hvilken retning antennene har i forhold til geologien. Strålingsmønsteret uttrykker hvor mye energi som går ut fra antennen i forskjellige retninger. En snakker om TE-mode (tangentialt elektrisk felt) der en ser strålingsmønsteret langs det elektriske feltet i antennens lengderetning (Figur 4.7A) og TM-mode (tangentialt magnetisk felt) der en ser langs det magnetiske feltet vinkelrett på senderantennens lengderetning (Figur 4.7B). Dersom antennen er i luft, der dielektrisitetetskonstant er lik 1 ( $\epsilon_r = 1$ ), vil antennen stråle likt i alle retninger rundt lengdeaksen, sylindrisk strålemønster.

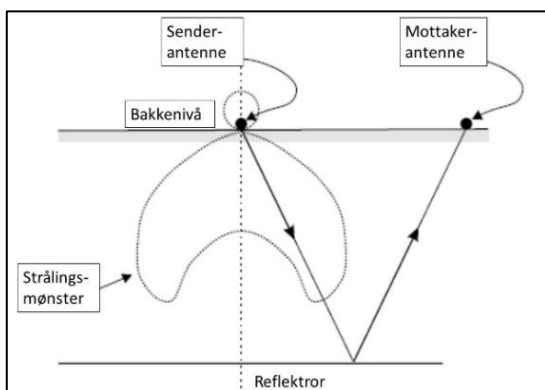




Figur 4.7: Strålingsmønster rundt en senderantenne. A) og B) strålingsmønster for henholdsvis TE- og TM-mode (se tekst for detaljer). C) Strålingsmønster for TE-mode med senderantennen på materialer med forskjellig relativ dielektrisitetetskonstant (Modifisert etter Annan 2009).

Figur 4.7C viser hvordan strålingsmønsteret endres når senderantennen plasseres over materialer med forskjellig relativ dielektrisitetetskonstant,  $\epsilon_r$ . Dersom denne er lav som i is ( $\epsilon_r = 3,2$ ), vil mye energi gå opp i luft og strålingen ned i bakken vil bli spredt på en vifte hvor maksimal energi går ut i  $240^\circ$  og  $300^\circ$  der retning  $0^\circ$  er mot høyre. Når dielektrisitetetskonstanten i bakken øker gradvis, vil strålingen opp i luft og ned i bakken avta, og strålingsmønsteret vil smalne inn. Over vann ( $\epsilon_r = 81$ ) vil utstrålt energi opp i luft og ned i vannet bli liten, og energistrålen ned i vannet blir relativt smal.

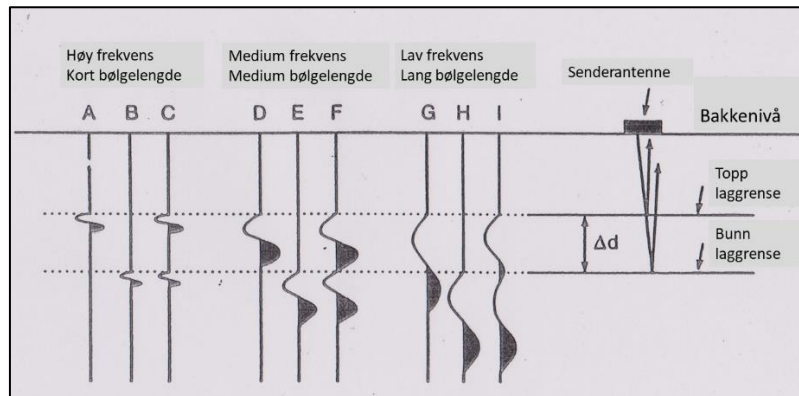
Strålingsmønsteret har betydning for hvordan sender- og mottakerantenne bør plasseres. Som Figur 4.7C viser, kan det for is gå opp mot 50 % mer energi ut i retningene  $240^\circ$  og  $300^\circ$ , og siden dempingen i is er lav, kan det være gunstig å plassere mottakerantennen i en viss avstand fra senderantennen for å utnytte maksimalt utstrålt energi som vist i Figur 4.8.



Figur 4.8: Strålingsmønster og plassering av mottakerantenne på is (Modifisert fra S&S).

#### 4.3.4 Horisontal og vertikal oppløsning

Den **vertikale oppløsningen** (*vertical resolution*), evnen til å vise individuelle refleksjoner på laggrenser, avhenger av bølgelengden og derved frekvensen av det utsendte signalet (se Figur 3.4). Høye frekvenser gir en kort bølgelengde og en kan lett identifisere to adskilte refleksjoner (Figur 4.9, trase C). Ved en midlere frekvens blir bølgelengden lengre, og refleksjonene fra de to laggrensene flyter delvis sammen og ikke lett å skille fra hverandre. (Figur 4.9, trase F). Ved en lav frekvens er bølgelengden lang, og refleksjonen fra de to laggrensene flyter helt sammen. I dette tilfellet blir det umulig å avdekke at det er to laggrenser (Figur 4.9, trase I).



Figur 4.9: Evnen GPR har til å identifisere forskjellige laggrenser mot dyppet. Trase A, D og G viser refleksjon fra topp laggrense mens trase B, E og H viser refleksjonen fra bunnen av dette laget. Disse to vil da komme klart adskilt (Trase C), delvis tett sammen (Trase F) og helt overlappende (Trase I).

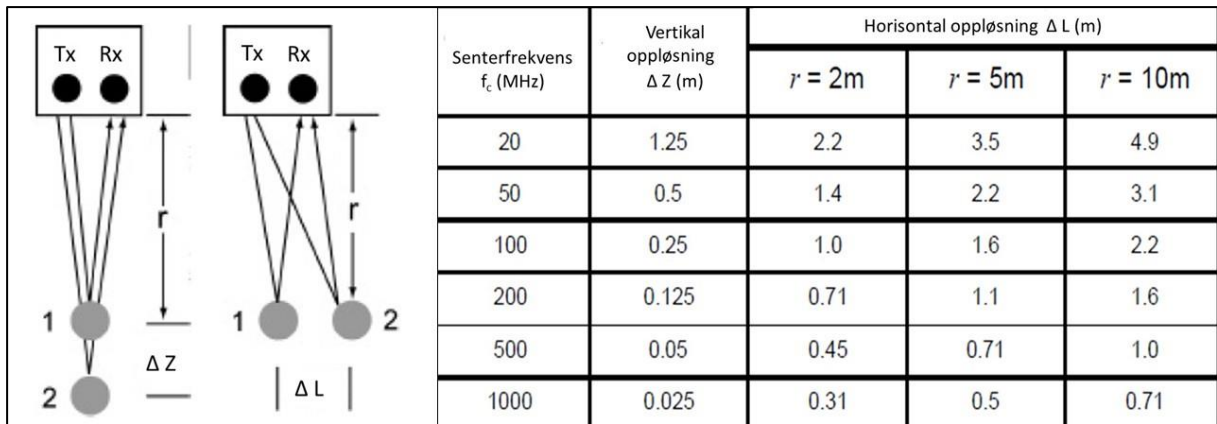
Under gunstige forhold er det mulig å identifisere to laggrenser dersom de er adskilt med en lengde tilsvarende en fjerdedel av bølgelengden til senterfrekvensen ( $\lambda_c/4$ ). Bølgelengden av et signal i forskjellige materialer kan finnes ved formelen

$$V = \lambda_c \cdot f_c \quad (4.24)$$

der V er hastigheten i materialet og  $f_c$  er senterfrekvensen. Dette betyr at bølgelengden blir

$$\lambda_c = V / f_c \quad (4.25)$$

Med en hastighet på 0,10 m/ns og senterfrekvens 20 MHz blir bølgelengden 5 m. Den kvarte bølgelengden blir 1,25 m som vist for vertikal oppløsning i øverste linje i Figur 4.10. Dette betyr at en ideelt sett kan «se» to lag med denne frekvensen dersom de er adskilt med 1,25 m. I dette tilfellet er refleksjonene delvis overlappende, men en kan se at maksimalamplituden består av to topper. I praksis kan dette være vel optimistisk. Tilsvarende for 1000 MHz kan bølgelengden beregnes til 10 cm og den kvarte bølgelengden blir 2,5 cm. Økende hastighet gir økende bølgelengde (ligning 4.25), og den vertikale oppløsningen blir mindre. Tilsvarende vil økende senterfrekvens gi kortere bølgelengde og derved større oppløsning.



Figur 4.10: Vertikal og horisontal oppløsning i et materiale der hastigheten er 0,10 m/ns. (Modifisert fra S&S 2003).

Tilsvarende kan **den horisontale oppløsningen** kvantifiseres ved at lengden mellom to objekter ( $\Delta L$ ) må tilfredsstillere relasjonen

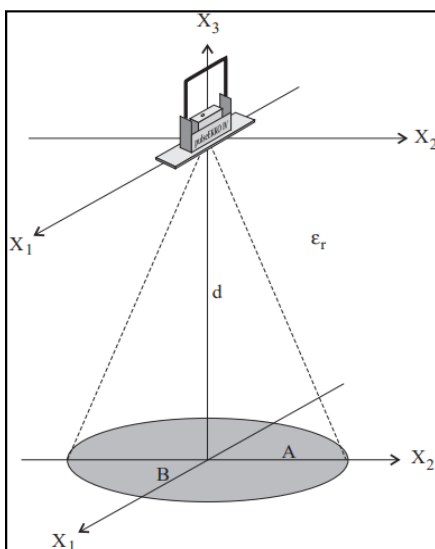
$$(\Delta L)^2 \geq r \cdot \lambda c \quad (4.26)$$

Med den samme hastigheten,  $V = 0,10$  m/ns, og senterfrekvens 20 MHz blir senterfrekvensens bølgelengde som før 5 m, og dersom to objekter ligger på et dyp på 2 m må de være adskilt med 2,2 m for at en skal kunne se at det er to objekter. Benyttes derimot 100 MHz kan en identifisere to objekter med avstand 2,2 m ned til 10 meters dyp. Dersom en benytter høye frekvenser som 500 og 1000 MHz, vil kanskje penetrasjonsdypet begrenses til henholdsvis bare 5 m og 2 m i vanlige geologiske materialer og den oppgitte horisontale oppløsningen blir bare teoretiske verdier.

I denne diskusjonen kan en også se på hvor stort et objekt må være for å kunne bli detektert. Dette er illustrert i Figur 4.11. Den minste størrelse for at et objekt detekteres er bestemt av ligningene 4.27 og 4.28. For at et objekt skal detekteres må  $B > d/10$ .

$$A = \frac{\lambda}{4} + \frac{d}{\sqrt{\epsilon_r - 1}} \approx \frac{c}{4f\sqrt{\epsilon_r}} + \frac{d}{\sqrt{\epsilon_r - 1}} \quad (4.27)$$

$$B = \frac{A}{2} \quad (4.28)$$



Figur 4.11: Krav til størrelse av et objekt for at det kan detekteres (modifisert fra S&S).

## 4.4 Metoder for å bestemme hastigheten i et materiale

Ved georadarundersøkelser fås et bilde av undergrunnen uttrykt i tovegs gangtid. For å kunne få et bilde med tilnærmet sant dyp, må tidsaksen konverteres til en dybdeakse, og til det trengs hastigheten i materialet. Dersom en kunne måle hastigheten ute i felt, vil denne også bidra til riktig tolking av hvilket materiale en måler på. I prinsippet kan hastigheten bestemmes på åtte forskjellige måter.

### 4.4.1 Hastighet fra tabeller

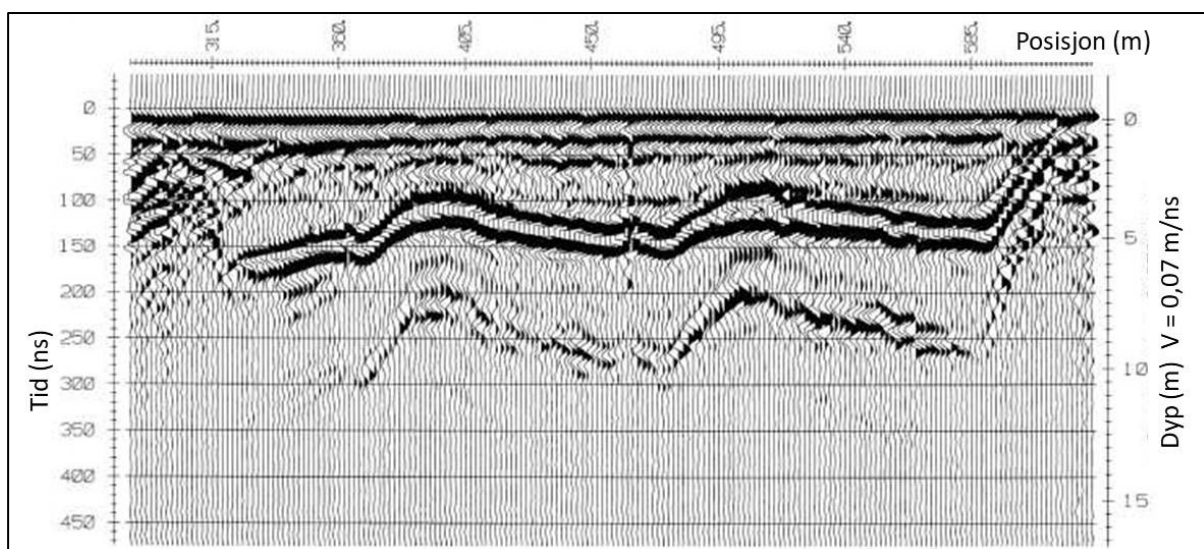
Den enkleste måten å bestemme hastigheten i et materiale er å anta hvilken materialtype en arbeider på, og benytte kjente verdier (Tabell 4.1 eller tilsvarende). Dette er imidlertid en usikker metode da de forskjellige materialtypene viser et spenn i dielektrisitetskonstanten og derved hastigheten. I tillegg til dette kommer usikkerheten knyttet til materialtype. Metoden kan heller ikke benyttes til materialkarakterisering, da en allerede har antatt denne. Metoden må derfor karakteriseres som en nødløsning.

### 4.4.2 Hastighet fra målte dybder

Dersom en har en markert reflektor på bunn av et lag og en kan måle tykkelsen av dette i felt, kan hastigheten i materialet ( $V$ ) bestemmes ved ligningen

$$V = 2 \times \text{Dypet} / \text{TWTT} \quad (4.29)$$

der TWTT er tovegs gangtid (Two-Way TravelTime). Det er viktig her å huske at det som vises på radarbildet er gangtid ned til reflektor og opp igjen. Ved myrundersøkelser som vist i Figur 4.12 er det lett å identifisere bunn av myra ved reflektoren som undulerer mellom 90 og 150 ns. Ved slike undersøkelser kan en lett måle tykkelsen av myra med en stikkstang. Ved å benytte ligning 4.29 kan hastigheten bestemmes. Også ved undersøkelser av snø over frossen mark eller is er dette en god metode. Ved grovere masser som sand, grus og morene og ved større dybder kan stikkstang-metoden være utfordrende. Dypet til en reflektor kan da finnes ved f.eks. borehulls-undersøkelser.



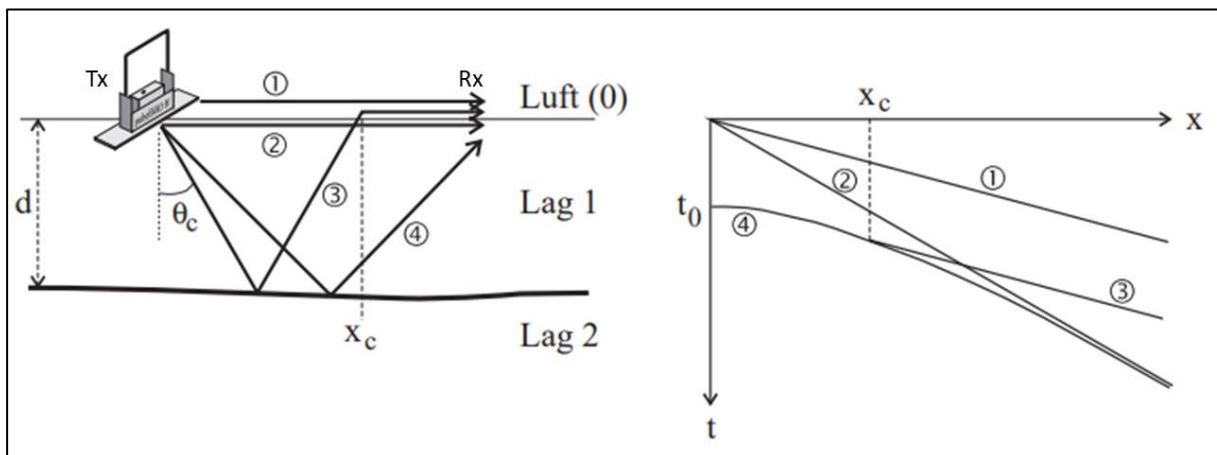
Figur 4.12: Georadar ved myrundersøkelse på Kvesetenga ved Flisa i Solør. Legg merke til den doble visingen av myrbunnen som er en multipl (se senere) (Fra Rønning 1992b).

#### 4.4.3 Hastighet fra CMP-målinger

Innledningsvis ble det sagt at målinger mot et felles midtpunkt (CMP, Common MidPoint) kan benyttes til å måle hastigheten i et materiale ute i felt. I det følgende blir det forklart hvordan. Figur 3.1 viser hvordan en slik måling foretas. Ved disse undersøkelsene må tilstrebe å måle på horisontale reflektorer for å få gode hastighetsanalyser. Metoden forutsetter at sender og mottaker kan separeres, noe som ikke er mulig ved noen GPR-systemer.

Når senderantennen (Tx) og mottakerantennen (Rx) flyttes fra hverandre, vil en få bølgestråler (*rays*) som vist i Figur 4.13. Bølgestråle 1 er en direktebølge som går direkte fra senderen (Tx) til mottakeren (Rx) med lysets hastighet i luft. Bølgestråle 2 er en bølge som går direkte fra senderen til mottakeren i bakken, og ut fra denne kan hastigheten i undergrunnens øverste lag bestemmes. Bølgestråle 3 er en bølge som først reflekteres på laggrensen mellom lag 1 og lag 2, men som brytes (refrakteres etter Snell's lov) ved overgangen til luft. Denne vil bli forsinket i tid, men fortsetter med bølgehastigheten i luft, og blir derved parallell med direktebølgen i luft. Bølgestråle 4 reflekteres på laggrensen, og kommer opp til mottakeren i forskjellige posisjoner. Flere laggrenser gir flere refleksjoner.

Til høyre i Figur 4.13 vises gangtidene for de forskjellige bølgestrålene plottet mot avstand mellom sender og mottaker ( $X$ ). Bølgestråle 1 er lineær og denne viser bølgehastigheten i luft ( $C = \Delta X/\Delta t$ ). Bølgestråle 2 er også lineær, og denne viser hastigheten i det øverste laget i bakken. Bølgestråle 3 er parallell med bølgestråle 1 siden også denne etter hvert går i luft, men kommer noe senere siden den har vært nede i bakken en tur. Bølgestråle 4 som er en refleksjon fra laggrensen, fremstår som en hyperbel på grunn av den gradvise endringen i gangvegen. Dersom det er flere laggrenser mot dypet, får en flere hyperbler. Det er disse hyperblene som benyttes ved bestemmelse av gjennomsnittlige hastigheter ned til dypere laggrenser.



Figur 4.13: Vanlige bølgebaner ved en CMP-måling (Common MidPoint) og hvordan gangtidene til disse varierer (til høyre). Se teksten for detaljer. (Modifisert fra S&S).

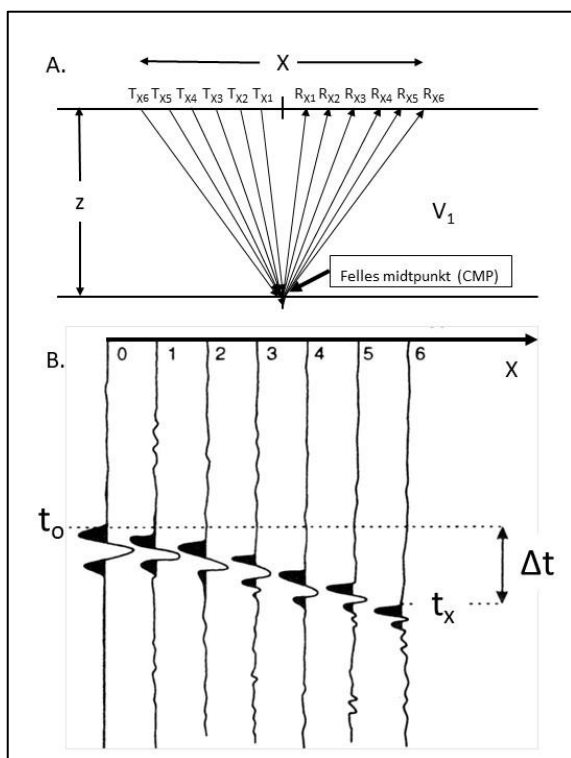
Figur 4.14 viser utførelsen og strålebanene for seks stråler som alle reflekteres fra et felles midtpunkt (CMP). Når avstanden ( $X$ ) mellom sender (Tx) og mottaker (Rx) øker, vil også gangtiden for refleksjonene øke med en størrelse  $\Delta t$ . Det kan vises at

$$T_x \approx T_o + \Delta t \quad (4.30)$$

og at 
$$\Delta t \approx X^2/2 t_o V^2 \quad (4.31)$$

der  $t_0$  er tiden det tar å gå rett ned og opp igjen ( $X=0$ ). Denne formelen gjelder bare **dersom  $X \ll 2Z$** . Størrelsen  $\Delta t$  i ligning 4.31, som er den samme som vist i Figur 4.14, kommer fra refleksjonsseismikken, blir kalt NMO-korreksjonen (*normal moveout correction*, NMO).

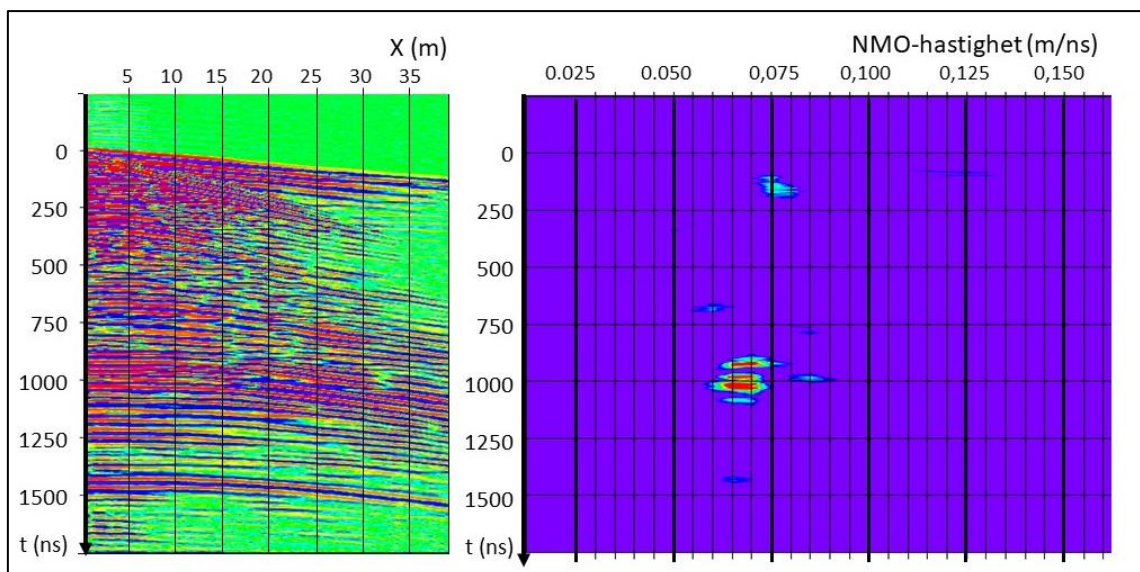
Hastighetsanalysen utføres ved å korrigere alle refleksjoner på alle traser ved å benytte denne NMO-korreksjonen (ligning 4.31). Dersom en benytter korrekt hastighet, vil alle refleksjonene justeres opp slik at de kommer på en rett linje,  $t_0$ -linjen i Figur 4.14B. De korrigerte trasene blir så summert (*stacked*), og en gjennomsnittstrase beregnes. Denne blir da en trase hvor  $X = 0$ , dvs. med sender og mottaker helt sammen. Siden alle refleksjonene da kommer på en linje, vil gjennomsnittstrasen få en markert skarp refleksjon med stor amplitude. Dersom en benytter for liten hastighet i NMO-korreksjonen, vil  $\Delta t$  bli for stor, og refleksjonene kommer gradvis mer og mer over  $t_0$ -linjen. Ved summering av trasene vil da energien fra refleksjonene bli smurt ut jevnt over  $t_0$ -linjen. Ved å benytte for stor hastighet i NMO-korreksjonen, vil  $\Delta t$  bli for liten og refleksjonene blir smurt utover under  $t_0$ -linjen. Dette betyr at det er bare ved korrekt hastighet at en får en markert skarp reflektor.



Figur 4.14: Skisse av en CMP-måling. A) Strålebaner som alle reflekteres fra et felles midtpunkt (Common MidPoint, CMP). B) Traser for de seks strålebanene i A som viser en forsinkelse  $\Delta t$  som skyldes gradvis økende ganglengde med konstant hastighet  $V_1$  (Modifisert fra Reynolds 2011).

Figur 4.15 viser et eksempel på et CMP-opptak (*CMP gather*). Til venstre vises all traser som er målt for hver  $X$ -verdi (avstand mellom sender og mottaker). Hver antenne er flyttet 25 cm til hver sin side. Det betyr at en får en ny trase for hver  $X$  lik 0,5 m. Totalt er det målt ut til  $X = 40$  m. Den første lineære hendelsen er direktebølgen i luft som kommer frem med hastighet 0,30 m/ns. Den andre lineære refleksjonen gjennom origo er direktebølge i bakken. Denne viser en hastighet på ca. 0,12 m/ns. Mellom disse kan en se refleksjoner som er parallelle med direktebølgen i luft, og denne representerer da en bølge som er blitt reflektert på en laggrense og senere refraktert på overgangen til luft (bølgestråle 3 i Figur 4.13). Under disse kommer mange hendelser som har form som en hyperbel, og som representerer refleksjoner fra en rekke lag nedover mot dypet (flere bølgestråler som 4 i Figur 4.13).

Bildet til høyre i Figur 4.15 viser de prosesserte data. Her er det utført NMO-korreksjon og påfølgende summering av alle trasene i datasettet der en har startet med hastigheten 0,025 m/ns og gjentatt korreksjonen for hastigheter i sprang på 0,005 m/ns opp til hastigheten 0,16 m/ns (totalt 28 forskjellige hastigheter). Amplituden for de NMO-korrigerede trasene blir så tildelt en fargekode.



Figur 4.15: Eksempel på CMP-opptak (til venstre). Figuren til høyre viser et prosessert opptak. Se i teksten for detaljer.

De prosesserte data i Figur 4.15 kan tolkes på følgende måte:

- Ned til ca. tid 200 ns er hastigheten ca. 0,075 m/ns
- Ned til ca. tid 700 ns er gjennomsnittlig hastighet ca. 0,06 m/ns (svak)
- Ned til ca. tid 900 ns er gjennomsnittlig hastighet ca. 0,07 m/ns
- Ned til ca. tid 1000 ns er gjennomsnittlig hastighet ca. 0,065 m/ns (flere reflektorer)
- Ned til ca. tid 1400 ns er gjennomsnittlig hastighet ca. 0,065 m/ns

Det indikeres også svakt en hastighet på ca. 0,125 m/ns ved ca. tid 100 ns. Denne stemmer med avlest hastighet på direktebølge i bakken (0,12 m/ns). Siden hastigheten er så høy, representerer denne tørre masser. Hastigheten ned til dypere reflektorer er noe lavere, og det indikerer at den svake reflektoren ved tid ca. 100 ns representere grunnvannsspeil. Dypet til grunnvannsspeil blir da ca. 6 m.

Alle de angitte hastighetene representerer gjennomsnittlig hastighet ned til en reflektor, og på en måte tilsynelatende hastigheter. Unntaket er hastigheten ned til første reflektorer som blir korrekt. Intervallhastighetene ( $V_{int}$ ) i de enkelte lagene kan finnes ved å benytte Dix formel (Dix 1955).

$$V_{int} = [(t_2 V_{RMS2}^2 - t_1 V_{RMS1}^2) / (t_2 - t_1)]^{1/2} \quad (4.32)$$

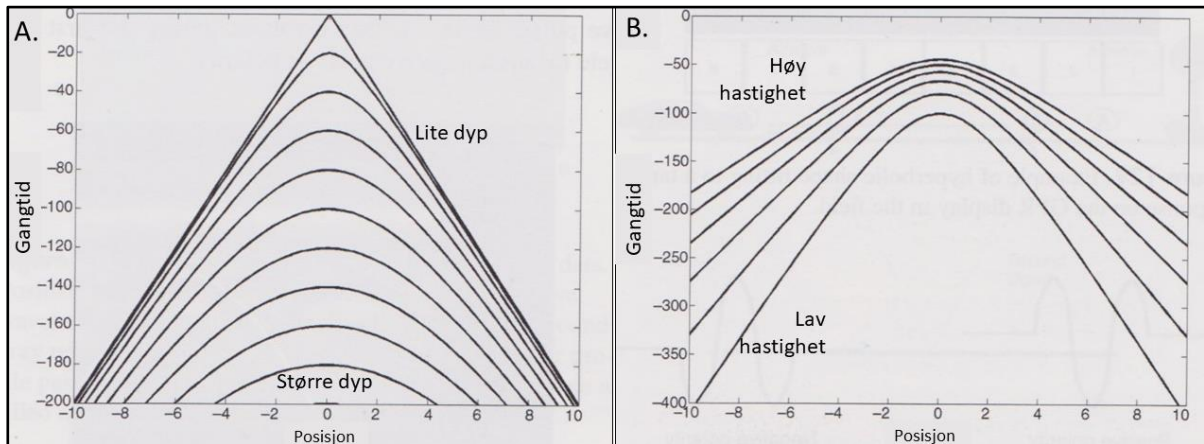
der  $V_{RMS}$  er gjennomsnittshastigheten ned til reflektorene og  $t_1$  og  $t_2$  er tiden de ankommer på. Tabell 4.3 viser tilsynelatende hastigheter  $V_{RMS}$ , tid ned til laggrensene og intervallhastigheter for de forskjellige lag beregnet med Dix formel. På grunn av usikkerheten ved bestemmelse av hastigheter i Figur 4.15 blir det også en viss usikkerhet i beregnede intervallhastigheter. En gjør ikke noen stor feil om en antar at hastigheten i lagene 2 til 5 er tilnærmet lik 0,06 m/ns.

Tabell 4.3: Intervallhastigheter (V) beregnet med Dix formel for data presentert i Figur 4.15.

Lag nummer	$t_1$ (ns)	$t_2$ (ns)	$V_{RMS1}$ (m/ns)	$V_{RMS2}$ (m/ns)	V (m/ns)
1	0	100	-	0,120	0,120
2	100	200	0,120	0,075	0,056
3	200	700	0,075	0,060	0,050
4	700	1000	0,060	0,065	0,070
5	1000	1400	0,065	0,065	0,065

#### 4.4.4 Hastighet fra hyperbeltilpasning

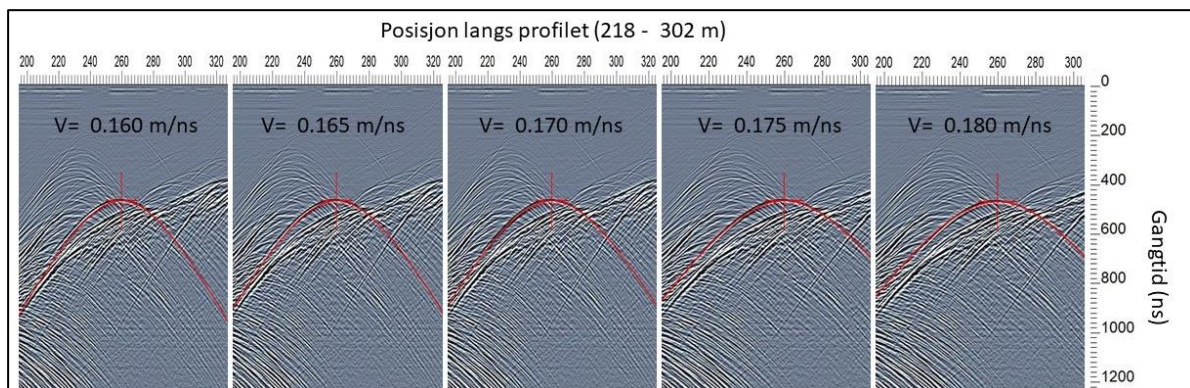
Punktreflektorer i bakken vil stå frem som hyperbler i en georadarseksjon. Erfaring har vist at flere summerte målinger (*stacks*) kan avdekke flere slike hyperbler. Formen på disse avhenger av hastigheten i materialet og dybden. Ved en konstant hastighet i et materiale vil en hyperbel fra en punktreflektor bli mer åpen når kilden ligger dypere (Figur 4.16A). Tilsvarende vil en hyperbel fra en punktkilde som ligger på konstant dyp bli mer åpen etter hvert som hastigheten øker (Figur 4.16B). Dette betyr at dersom en tilpasser en syntetisk hyperbel til en målt hyperbel, kan hastigheten ned til punktkilden bestemmes.



Figur 4.16: Hyperbler fra punktreflektorer i bakken. A) Konstant hastighet, men varierende dybde og B) konstant dybde, men varierende hastighet (Modifisert fra Annan 2005).

Figur 4.17 viser et eksempel på hyperbeltilpasning beregnet med forskjellige hastigheter. Det aktuelle profilet er målt over isen på Longyearbreen, Svalbard i 2022. Luftfyllte hulrom i isen (dreneringskanaler) gir opphav til flere hyperbler som kan benyttes til å bestemme hastigheten ned til kilden. Hyperbeltilpasning i venstre figur viser at  $V = 0,160$  m/ns er en for lav hastighet, og  $V = 0,180$  m/ns er for høy (til høyre). De tre andre hastighetene gir alle relativt gode tilpasninger, men kanskje gir  $V = 0,170$  m/ns den beste tilpasningen.

Disse relativt gode hastighetsanalysene er ytterligere forbedret ved å benytte prosesseringen «Migrering» (se senere og Rønning 2023).



Figur 4.17: Eksempler på hyperbeltilpasning med forskjellig hastighet (Data fra Rønning 2023).

#### 4.4.5 Hastighet fra empiriske formler

Ved studier bl.a. på Svalbard, er det utført noe forskning på å bestemme radarbølgehastigheten i snø og is ved å se på tettheten av materialet. Jo mer vann snøen inneholder, jo større tetthet. Samtidig vet



vi at vanninnholdet også påvirker dielektrisitetskonstanten og derved hastigheten (ligning 4.21). Et eksempel på sammenhengen mellom dielektrisitetskonstant ( $\epsilon_{ts}$ ) og tetthet i tørr snø ( $\rho_{ts}$ ) er vist i ligning 4.33 (Ulaby mfl. 1986);

$$\epsilon_{ts} = (1 + 0.51 \rho_{ts})^3 \quad (4.33)$$

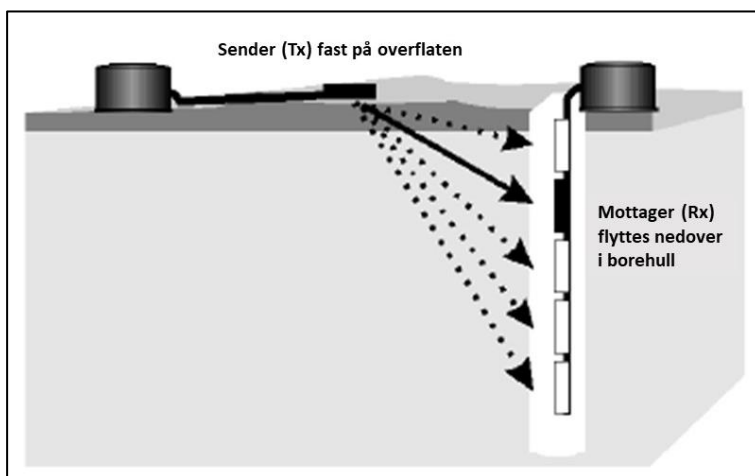
Tilsvarende har en funnet at dielektrisitetskonstanten for is ( $\epsilon_{is}$ ) avhenger av tettheten av is ( $\rho_{is}$ );

$$\epsilon_{is} = (1 + 0.845 \rho_{is})^2 \quad (4.34)$$

Når en har funnet dielektrisitetskonstanten til disse materialene kan hastigheten finnes ved ligning 4.21. Det må her nevnes at forskjellige forskere har funnet forskjellige sammenhenger (Hamran 1996, Bogorodsky mfl. 1985, Ulaby mfl. 1986).

#### 4.4.6 Hastighet fra vertikal radarsondering

Vertikal radarprofilering (*Vertical Radar Profiling, VRP*) er i prinsippet det samme som vertikal seismisk profilering (VSP) som er bedre kjent fra oljegeofysikken. Hamann (2014) demonstrerer hvordan metoden fungerer. Et enkelt oppsett for slike målinger er vist i Figur 4.18. Senderen plasseres på bakken mens mottakeren flyttes stegvis nedover i borehullet. Ved å måle gangtiden til punkter nedover i borehullet, kan gjennomsnittlig hastighet ned til hvert punkt beregnes. Individuelle hastigheter i eventuelle lag kan finnes ved å se på gangtidsøkningen fra målepunkt til målepunkt. Metoden krever selvsagt tilgang på et borehull og en borehulls-antenne, og blir derfor ikke mye brukt.



Figur 4.18: Oppsett for vertikal georadarprofilering (modifisert fra S&S).

#### 4.4.7 Hastighet fra målt dielektrisitetskonstant

Det finnes sonder som kan måle den relative dielektrisitetskonstanten i borehull eller på kjerne-materiale fra borehull (Rønning 2023). Hastigheten i materialet kan da bestemmes ved å benytte ligning 4.21.

#### 4.4.8 Hastighet fra amplitudeanalyser

En siste metode for å finne hastigheten i de enkelte lag i bakken ble presentert av Forte mfl. (2014). Amplituden på refleksjoner fra flere laggrensener mot dypet er styrt av refleksjonskoeffisienten (ligning 4.23). Ved å studere forholdet mellom amplitudene kan refleksjonskoeffisienten bestemmes. Ut fra

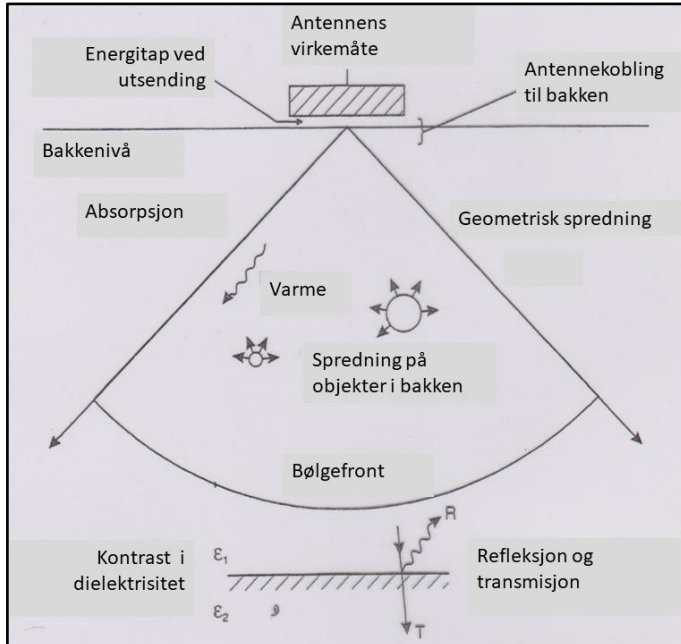
denne kan så dielektrisitetskonstantene bestemmes, og derved hastighetene. Metoden forutsetter at en kjenner amplituden til utsendt signal, og hastigheten (dielektrisitetskonstanten) i det første laget. Sistnevnte kan finnes ved en enkel CMP-måling eller direkte måling av dielektrisitetskonstanten med egnet sonde. Metoden ble vurdert som god for horisontal lagdeling og like bra som andre metoder ved forskjellig fall i lagene (Forte mfl. 2014). Metoden er relativt avansert, og det kreves god geofysisk kompetanse for å kunne utføre denne type hastighetsanalyse. Metoden er derfor lite benyttet.

## 5. GEOLOGISKE OG TEKNISKE FAKTORER SOM PÅVIRKER DATAKVALITETEN

Flere faktorer påvirker kvaliteten på georadarsignalene, og felles for disse er at de bidrar til redusert energi i reflekterte signalet eller forstyrrelser i radarbildet. En kan skille mellom geologiske forhold, som en ikke kan gjøre noe med, og utførelsen av undersøkelser som en kan ha en viss innflytelse på. I dette kapitlet diskuteres de geologiske forholdene.

### 5.1 Absorpsjon og spredning av energi

Figur 5.1 illustrerer noen av de prosessene i bakken som påvirker datakvaliteten. Disse er absorpsjon, geometrisk spredning, spredning av energien på partikler/objekter i bakken og refleksjon på flere laggrenser. Hvilken frekvens som benyttes og hvordan antennene plasseres på/over bakken og koblingen til denne kan til en viss grad påvirkes ved utførelsen (se kapittel 4). Antennenes virkemåte blir imidlertid en utfordring til de som bygger instrumentene.



Figur 5.1: Prosesser i bakken som påvirker kvaliteten på georadardata (Modifisert fra Reynolds 2011).

#### 5.1.1 Absorpsjon

Absorpsjon av energien ved en georadarundersøkelse ble diskutert i avsnitt 4.3.1. Fenomenet skyldes at når vannmolekylene roterer ved polariseringen, vil de kollidere og noe av energien går tapt som varme. Som vist i avsnitt 4.3.1 er denne absorpsjonen uavhengig av senterfrekvensen for de aktuelle georadarfrekvensene.

### 5.1.2 Geometrisk spredning

Geometrisk spredning av energien skyldes at utsendt energi ikke går ut som en tynn fokusert stråle, men vil spres rent geometrisk. Som vist i avsnitt 4.3.3 (Figur 4.7), avhenger denne geometriske spredningen av dielektrisitetsforholdene i bakken. I snø, is, permafrost og tørre masser (berggrunn og løsmasser), der dielektrisitetskonstanten er lav, vil energien spres mer enn ved vannmettede masser med høyere dielektrisitetskonstant (vann, leire, silt, sand og spesielt myr).

### 5.1.3 Spredning på objekter

Spredning av elektromagnetisk energi på partikler i bakken er komplisert rent fysisk. Forskjellig partikkelstørrelse i forhold til radarbølgenes bølgelengde gir forskjellig type spredning, og overgangene mellom spredningstypene er kontinuerlig. En snakker gjerne om Rayleigh- og Mie- spredning avhengig av partikkelens størrelse i forhold til bølgelengden (Annan 2005, Reynolds 2011).

Med en senterfrekvens 100 MHz i et materiale med hastighet 0,1 m/ns blir bølgelengde ( $\lambda$ ) lik 1 m. Dersom partikkelstørrelsen er mye mindre enn bølgelengden, typisk i størrelsesorden cm, kalles spredningen **Rayleigh-spredning** (*Rayleigh response*) (Annan 2005). Denne spredningen gir seg ikke til kjenne som et klart signal i et radarbilde. Den gir et bakgrunnsteppe av støy (*clutter*) som kan gjøre det vanskeligere å identifisere refleksjoner fra objekter en ønsker å kartlegge. Effekten sammenlignes gjerne med lys i tåke, ingen klare refleksjoner, men en diffus opplysning. Denne type spredning øker med frekvensen i fjerde potens, og bidrar vesentlig til at økende frekvens gir redusert penetrasjon (se Figur 6.1), og den kommer i tillegg til den ohmske dempningen (absorpsjonen) kvantifisert ved skinndypet. I prinsippet burde en ha angitt en dempningsfaktor for absorpsjonen og en for denne spredningen (ligning 5.1), men sistnevnte er vanskelig å kvantifisere.

$$\beta = \beta_{\text{absorpsjon}} + \beta_{\text{spredning}} \quad (5.1)$$

Dersom partikkelens areal er i størrelsesorden bølgelengden (typisk ca. 1 m for 100 MHz ved hastighet 0,1 m/ns), oppstår **Mie-spredning** eller resonans-respons (*resonance response*) (Annan 2005, Reynolds 2011). Denne type spredning er mindre avhengig av frekvensen, og det oppstår gjerne en oscillerende respons. Energien spres i alle retninger (se Figur 5.1) og bidrar også til at amplituden på det reflekterte signalet avtar. Denne spredningen kan komme klart frem som hyperbler i et radarbilde, og objektet blir kalt punktrefleksor.

Dersom partikkelstørrelsen er svært liten i forhold til bølgelengden (størrelsesorden mm for 100 MHz og  $V = 0,1$  m/ns), er spredningen så liten at materialet karakteriseres som homogent (Reynolds 2011).

### 5.1.4 Refleksjon

For at et objekt eller en laggrense skal kunne gi en målbar respons, må kontrasten i den relative dielektrisitetskonstanten være av en viss størrelse. En tommelfingerregel for å finne ut om et objekt gir identifiserbare refleksjoner er gitt ved modulen til refleksivitetskoeffisienten (Annan & Cosway 1992);

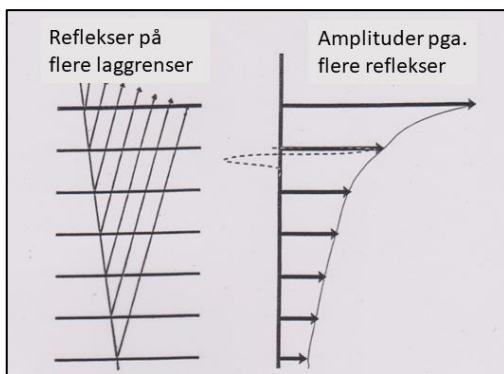
$$P_r = \left| \frac{\sqrt{\epsilon_{rv}} - \sqrt{\epsilon_{ro}}}{\sqrt{\epsilon_{rv}} + \sqrt{\epsilon_{ro}}} \right|^2 > 0.01 \quad (5.2)$$

der  $\epsilon_{rv}$  er dielektrisitetskonstanten i vertsmaterialet og  $\epsilon_{ro}$  er dielektrisitetskonstanten for objektet. En kan ut fra dette vurdere forut for en undersøkelse i felt om georadar vil fungere på en gitt geologisk

modell. Objektet bør også ha en minste lateral utbredelse som er større enn en tiendedel av dypet ned til det (se avsnitt 4.3.4, Figur 4.11).

### 5.1.5 Refleksjoner på flere laggrenser

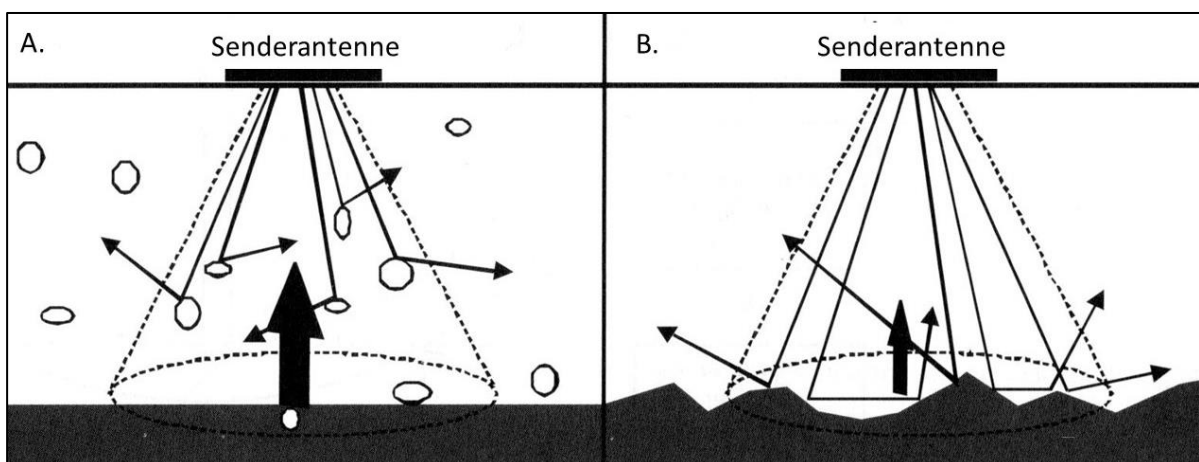
Dersom undergrunnen består av flere lag som alle gir refleksjoner, vil amplituden på det reflekterte signalet gradvis svekkes på grunn av dette. Fenomenet er illustrert i Figur 5.2. Dersom en tenker seg at et signal med 100 % amplitude kommer inn på den første laggrensen, og 10 % av energien reflekteres her, er det bare 90 % av full amplitude som transmitteres videre. Hvis det samme skjer igjen ved neste laggrense (10 % reflekteres til overflaten), blir det bare 81 % av opprinnelig amplitude som fortsetter til laggrense tre. På denne måten vil det for hver refleksjon nedover mot dypet bli mindre og mindre energi som fortsetter nedover, og det reflekterte signalet vil avspeile dette.



Figur 5.2: Refleksjon ved flere laggrense (til venstre) og effekten av dette på radarsignalets amplitude (til høyre) (Modifisert fra S&S).

### 5.1.6 Uregelmessig reflektoroverflate

Overflaten av den reflekterende laggrensen eller objektet vil også påvirke det reflekterte signalet. Figur 5.3A viser en slett reflektorflate som vil gi en kraftig refleksjon, men i laget over svekkes energien på grunn av spredning på objekter i bakken både på tur ned og på tur opp. I Figur 5.3B er laget over fri for objekter som spres energien (homogent materiale), men selve reflektorflaten er meget uregelmessig, og energien spres i alle retninger. Dette kan gi lavere signal, og uregelmessighetene kan være årsak til hyperbler som også gir et mer diffust bilde av undergrunnen.



Figur 5.3: Reflektert signal ved forskjellige situasjoner. A) En slett laggrense som gir en maksimal refleksjon, men hvor objekter i laget over kan spres energien både på tur ned og opp igjen. B) Overliggende lag har ikke objekter som spres energien, men laggrensen er uregelmessig, og energien blir spredt til alle kanter (Modifisert fra S&S).

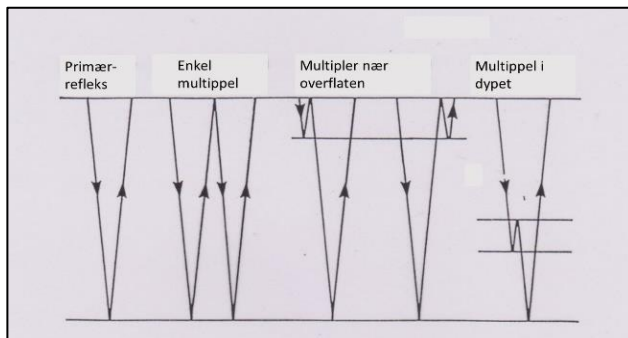
## 5.2 Kunstige effekter

Flere strukturer og objekter i bakken kan gi opphav til kunstige effekter slik som multipler, diffraksjonshyperbler, hyperbler fra punktreleksjoner, feil avtegnning av skrånende lag og såkalte «bow-ties» fra forsenkninger i en reflektorflate.

### 5.2.1 Gjentatte refleksjoner, multipler

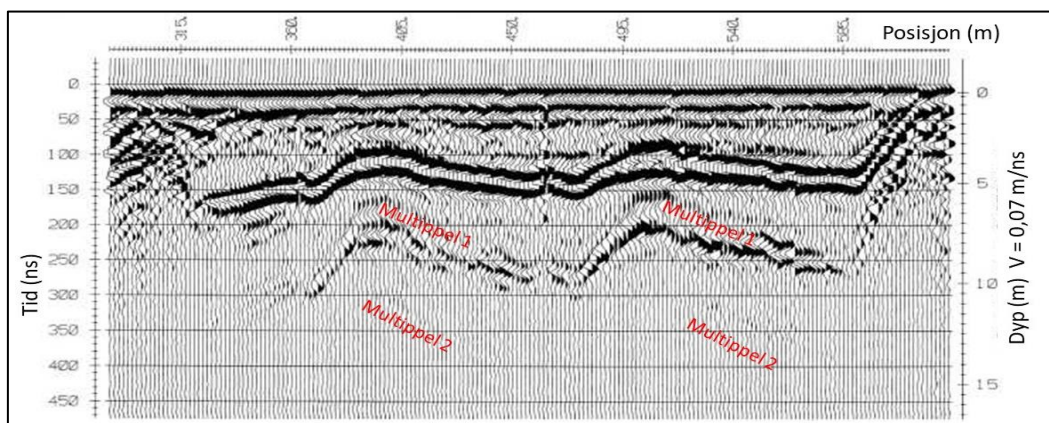
Multipler kan oppstå dersom en laggrense reflekterer så mye energi at når bølgen kommer til overflaten, inneholder den nok energi til å gå ned til reflektorflaten en gang til og så til overflaten (enkel multipl, Figur 5.4). Slike multipler kan også oppstå ved andre laggrenser nær overflaten eller i dypet. Sistnevnte kalles ofte «peg-leg» både på norsk og engelsk.

Ved undersøkelser på land er dette vanligvis ikke noe problem, siden kontrastene i dielektrisitetskonstanten vanligvis er moderate. Unntakene er overganger fra myr til tette masser under og undersøkelser i vann der refleksjonskoeffisientene kan bli relativt store.



Figur 5.4: Eksempler på ulike typer multipler (Modifisert fra Reynolds 2011).

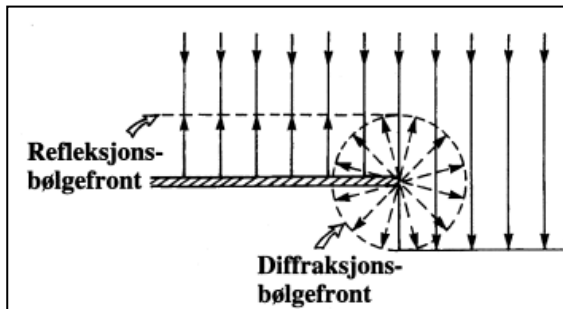
Figur 5.5 viser et eksempel på en multipl. Opptaket er gjort på en myr som ligger over tørre grusmasser på Kvesetenga ved Flisa (Rønning 1992b). Et tett lag i bunn av myra (aurhelle) gir en kunstig sperre slik at myra kunne bygges opp og opprettholdes. Dielektrisitetskonstanten i myr kan være  $\approx 55$ , mens den i tørre grusmasser kan være  $\approx 5$ , noe som gir en relativt høy refleksjonskoeffisient,  $R = 0,58$ . Dette gir en kraftig refleksjon som gjør at bølgen har nok energi til å gå ned til myrbunnen en gang til og gir opphav i Multipl 1. I dette tilfellet kan en også se konturene av Multipl 2 som skyldes enda en tur ned i dypet. Multipler kan identifiseres ved at gangtiden i ethvert punkt blir doblet (triplet) og skrånende lag får dobbel stigning/fall.



Figur 5.5: Eksempel på multipler ved overgang fra myr til underliggende tørre masser (Fra Rønning 1992b)

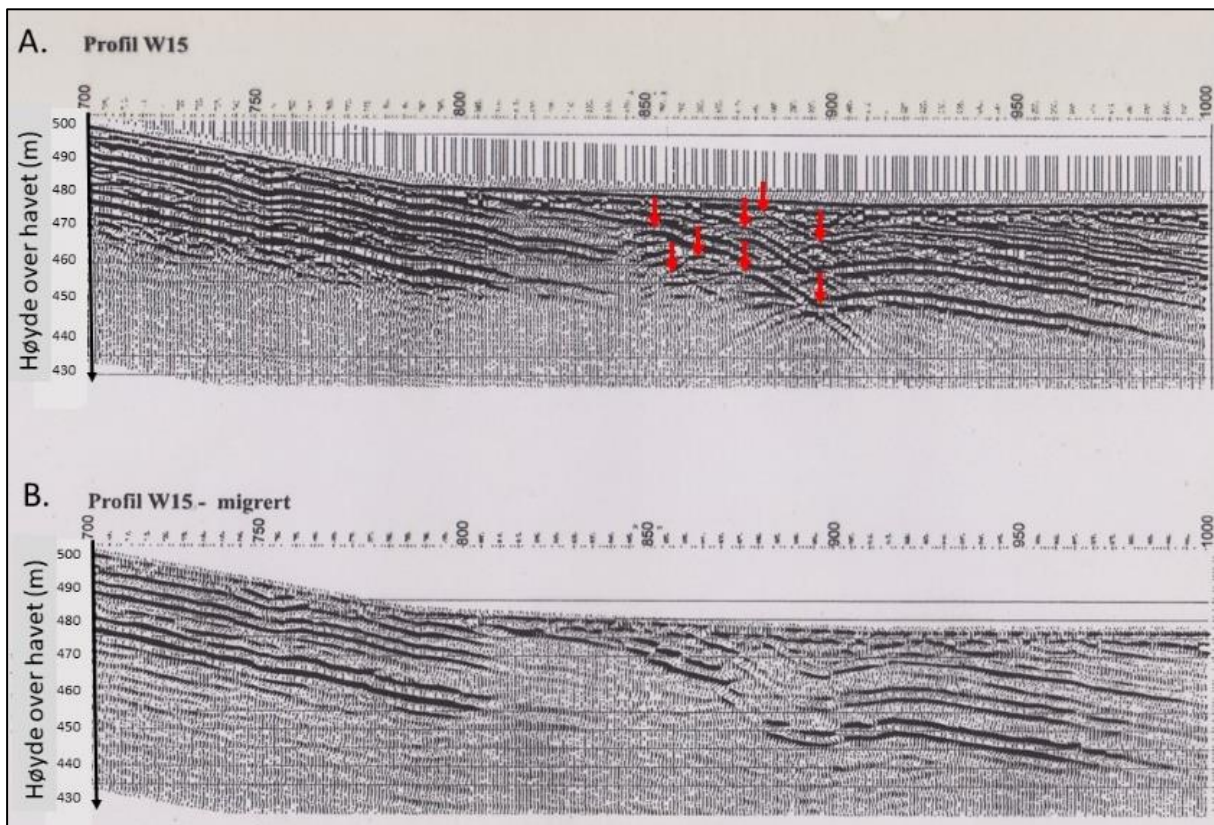
### 5.2.2 Hyperbler fra diffraksjoner

Diffraksjoner oppstår der et lag avsluttes eller har en markert knekk (Figur 5.6). Energien spres i alle retninger, og det står fram som en hyperbel i radarbildet. Ved mange slike diffraksjonspunkter kan bildet bli komplisert og en er avhengig av prosesseringen kalt migrering (se prosessering) for å rydde opp i bildet.



Figur 5.6: Prinsippkisse for hvordan en diffraksjon oppstår (Fra Mauring 1994).

Figur 5.7 viser et eksempel på opptak der mange brutte laggrenser gir opphav til mange diffraksjoner. Opptaket stammer fra Wordiekammen innerst i Billefjorden på Svalbard (Dalsegg mfl. 2004). Her finnes nederst i en sekvens av sedimentære bergarter en evaporitt som i årenes løp er vasket ut. Hulrommet som ble dannet, gav opphav i suksessive kollapser av bergartene over. De øverste lagene ble bøyd ned og fikk bruddkanter som gav opphav i mange diffraksjoner (røde piler i Figur 5.7A). I det migrerte bildet (Figur 5.7B) er hyperblene prosessert bort og en kan se de enkelte lagene og bruddene i disse. I dette bildet ser en at lagene til høyre i bildet ikke fortsetter til venstre for kollapsstrukturen, men går ut i dagen midt i bildet.

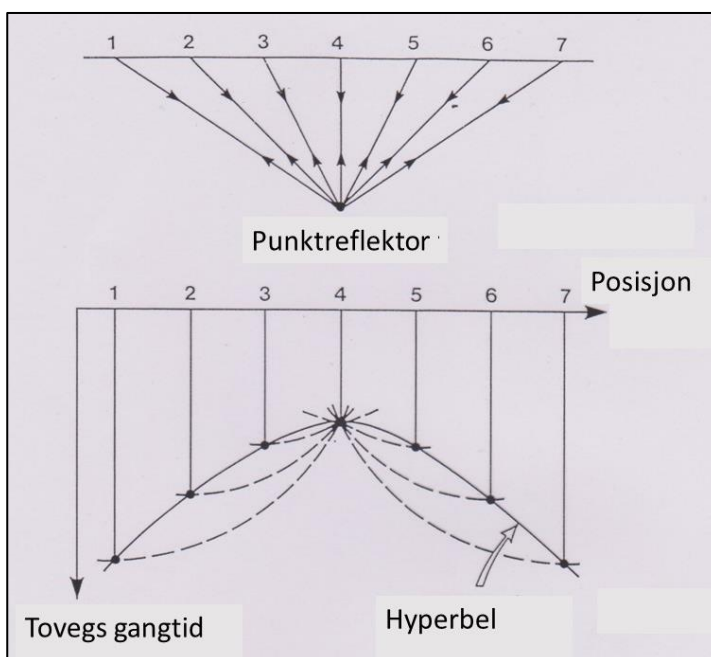


Figur 5.7: Eksempel på et opptak med mange diffraksjoner (A) og (B) en «migrert» versjon av samme data (fra Dalsegg mfl. 2004).

### 5.2.3 Hyperbler fra punktrefektorer

Punktrefektorer i bakken vil også vises som hyperbler i radarbildet. Figur 5.8 viser en prinsippskisse for hvordan hyperblene oppstår. Dersom en står med sender og mottaker i posisjon 1, vil en, på grunn av den geometriske spredningen av energien (Figur 5.1), få reflektert energi fra punkt-reflektoren som ligger til side for målepunktet. Siden alle registrerte hendelser plottes på en trase vertikalt under målepunktet, vil refleksjonen fra punktrefektoren plottes ved en gangtid tilsvarende gangtiden «bort» til reflektorpunktet. Dersom sender og mottaker flyttes til målepunkt 2, vil den reflekterte hendelsen bli plottet ved en kortere gangtid. Rett over punktrefektoren (punkt 4), kommer refleksjonen på riktig posisjon i gangtid. Når så sender og mottaker flyttes stegvis på den andre siden av punktrefektoren, bygges den andre flanken av hyperbelen opp. Som beskrevet i avsnitt 4.4.4 kan disse hyperblene benyttes til å bestemme gjennomsnittlig hastighet ned til punkt-reflektoren.

Eksempel på hyperbel fra punktrefektor er vist i Figur 5.11.

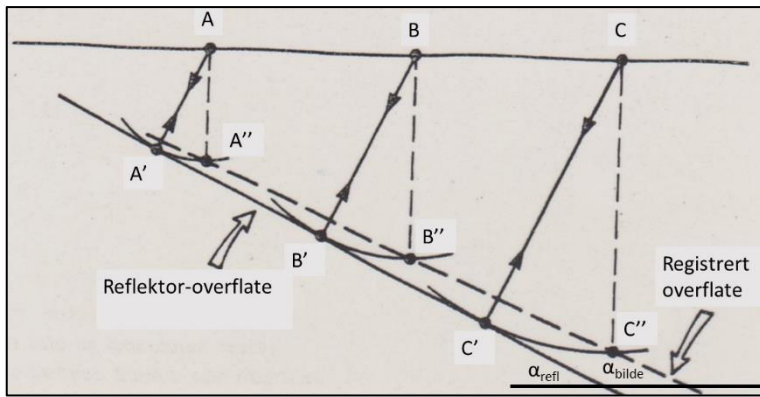


Figur 5.8: Prinsippskisse for dannelsen av hyperbel fra punktrefektor (modifisert fra Kearey & Brooks 1992).

### 5.2.4 Skrånende laggrenser

Skrånende laggrenser vil bli avtegnet slakere enn det virkelige fallet (se Figur 5.9). Ved målinger fra punkt A i profilet, får en refleksjon vinkelrett fra laggrensen i punkt A'. Denne refleksjonen plottes imidlertid ved gangtid A'' rett under målepunktet. Tilsvarende skjer i målepunktene B og C. Dette betyr at den reelle laggrensen som har et fall  $\alpha_{refl}$  vil stå frem med et slakere fall ( $\alpha_{bilde}$ ). Dette betyr at all skrånende laggrenser vil avbildes med slakere fall enn det virkelige. Jo brattere reelt fall, jo større forskyvning til slakere fall. Effekten vil korrigeres ved migrering av datasettet (se prosessering).

Eksempel på reflektor fra skrånende laggrense er vist i Figur 5.11.

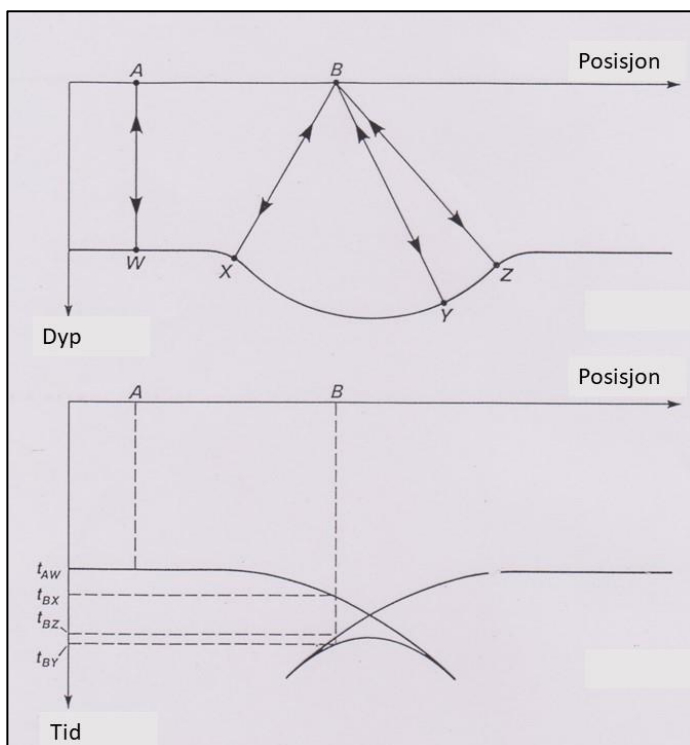


Figur 5.9: Princippskisse for feil avtegning av skrånende laggrense (modifisert fra Kearey & Brooks 1992).

### 5.2.5 Forsenkninger i en laggrense

En forsinkning i en laggrense kan gi opphav til en kunstig effekt kalt «bow-tie». Princippskissen i Figur 5.10 forklarer hvordan denne kunstige effekten blir til. Så lenge en er i god avstand fra forsinkningen i laggrensen (punkt A), fås en enkel refleksjon ved tid  $t_{AW}$  fra den aktuelle laggrensen. Over selve forsinkningen (Posisjon B) kan en få refleksjoner fra flere punkter (X, Y, og Z) som gir gangtidene  $t_{BX}$ ,  $t_{BY}$  og  $t_{BZ}$ . Når måleutstyret beveger seg stegvis over forsinkningen, bygges den kunstige effekten kalt «bow-tie» opp som vist nederst i Figur 5.10. Navnet kommer av at denne kunstige effekten ligner en sløyfe som er vanlig å pynte seg i halsen med. Det finnes ikke et godt ord på norsk for denne kunstige effekten, og det engelske ordet benyttes også på norsk.

Eksempel på «bow-tie» er vist i Figur 5.11.



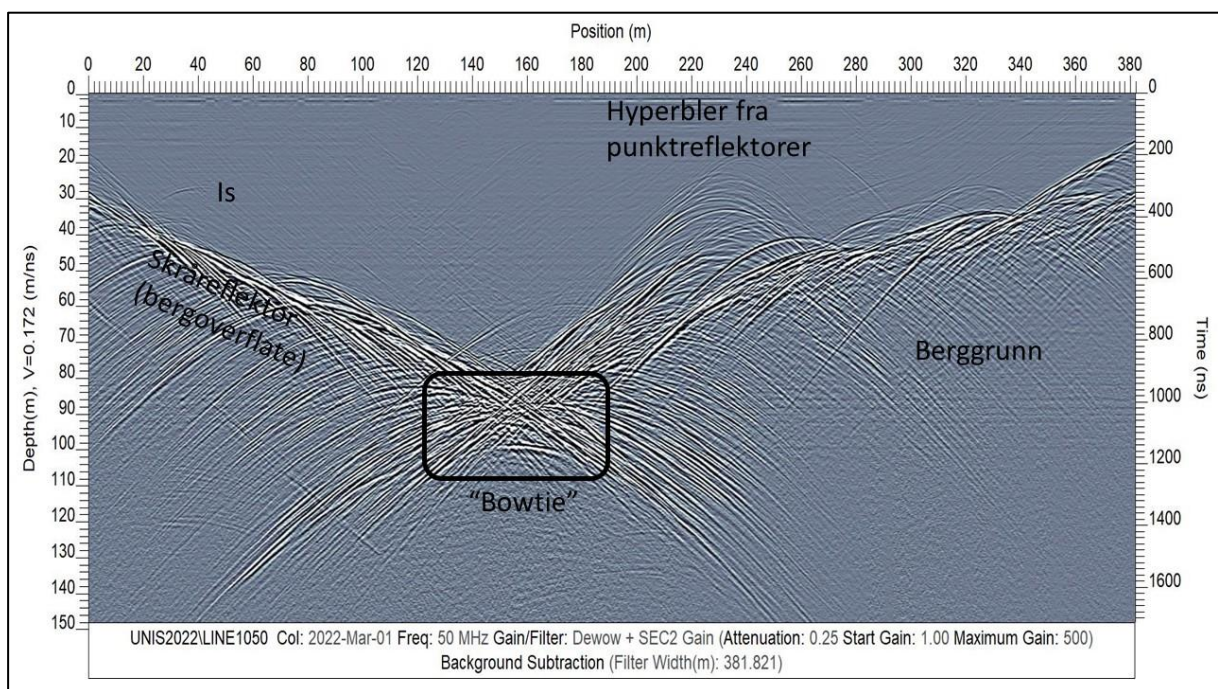
Figur 5.10: Princippskisse som viser hvordan en «bow-tie» blir til (modifisert fra Kearey & Brooks 1992).



### 5.2.6 Eksempel på punktrefleksor, skrånende laggrense og «Bow-tie»

Et georadarprofil som inneholder både punktrefleksorer, skrånende laggrenser og en «bow-tie» er vist i Figur 5.11. Data er fra Longyearbreen på Svalbard (Rønning 2023). Data er samlet inn med 50 MHz senterfrekvens og 0,5 m målepunktavstand vinteren 2022. Tekniske data og enkel prosessering av dette profilet er listet under bildet. Det er ikke foretatt noen prosessering av disse data som tar bort de kunstige effektene. Dette blir presentert under prosessering av GPR-data (Kapittel 7).

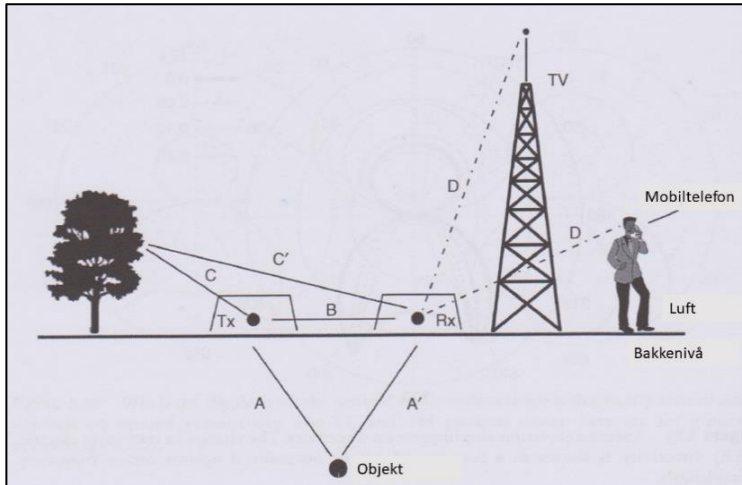
Berggrunnsoverflaten former her en dyp dal med relativt bratte dalsider. Disse blir da fremstilt med en for slak helning (se Figur 5.9). Den trange forsenkningen i bergoverflaten gir opphav i en «bow-tie» i det dypeste punktet. I tillegg ses flere hyperbler i isen, men også på overgangen til berg. Disse skyldes henholdsvis luftfylte hulrom i isen (frosne dreneringskanaler) og mest sannsynlig blokker av berg i en overgangssone mellom is og berg.



Figur 5.11: Eksempel på georadarprofil som viser kunstige effekter som hyperbler fra punktrefleksjoner, skrånende laggrenser og «bow-tie». Profilet er målt på tvers av Longyearbreen, Svalbard (fra Rønning 2023).

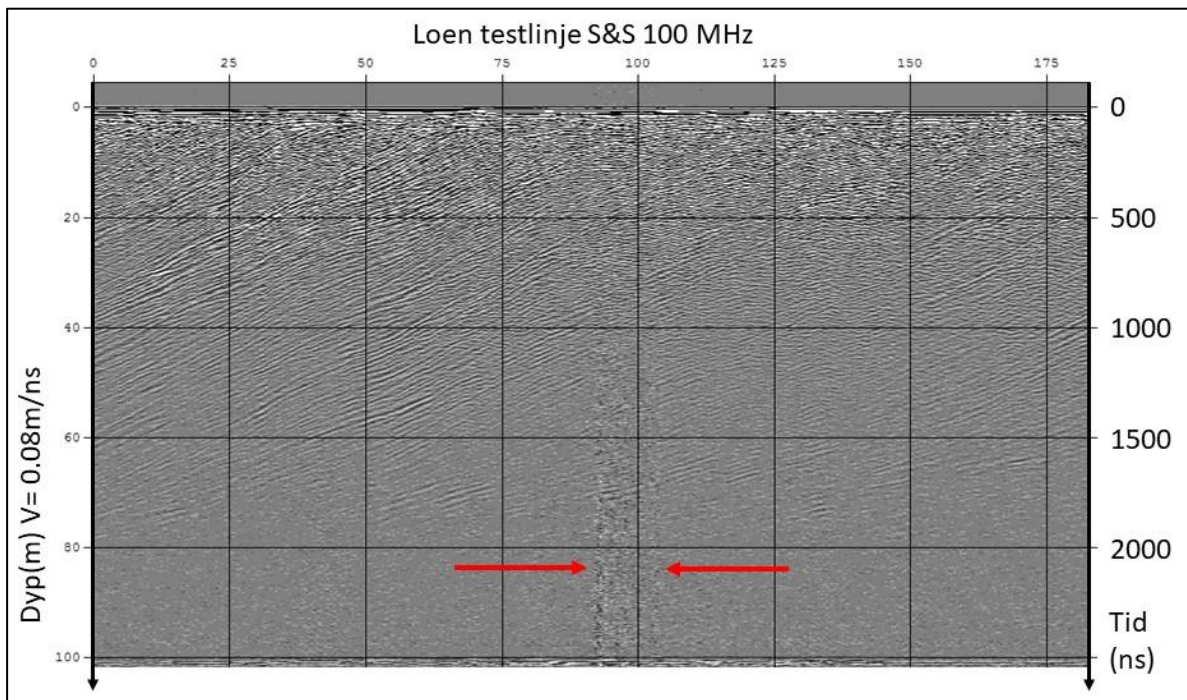
### 5.3 Støykilder

Støykilder på bakken kan også bidra til forstyrrelser av radarbildene som forringer datakvaliteten. Dette kan være refleksjoner fra objekter på bakken og ikke i bakken (se Figur 5.12). Objekter på/over bakken kan skilles fra objekter i bakken ved at hyperbler fra punktkilder kan fremstå med hastighet 0,3 m/ns (radarbølge-hastigheten i luft). Støykilder som radio-/TV-sendere, transformatorstasjoner, mobiltelefoner og andre sendere av elektromagnetisk stråling (Walkie-Talkie) kan påføre måledata et økt støynivå og noen ganger kan disse være så sterke at signalene fra bakken skjules helt.



Figur 5.12: Eksempler på støykilder som kan påvirke kvaliteten på georadarbilder. (modifisert fra Annan 2009)

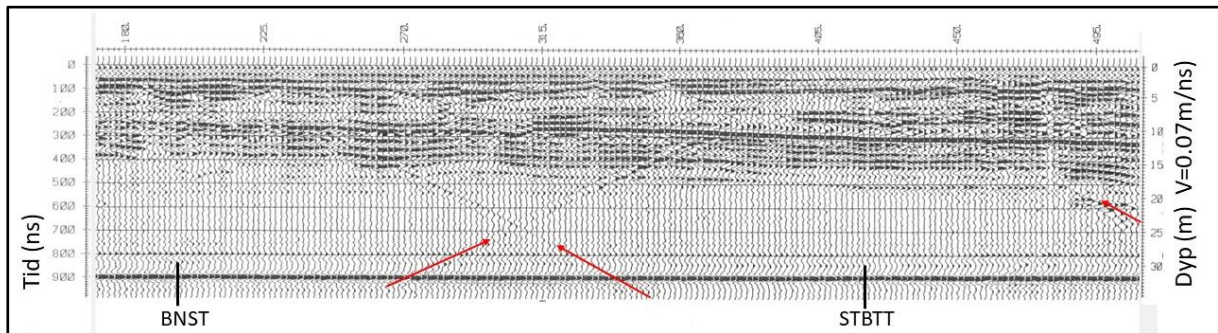
Et eksempel på støy fra en mobiltelefonsamtale er vist i Figur 5.13. Data er samlet inn med S&S-radar med 100 MHz senterfrekvens (Tassis mfl. 2015). Under måling av dette profilet mottok en medhjelper en mobil samtale som varte i noen få minutter (tid nok til å måle ca. 13 meter langs profilet). Ned til ca. 40 m dyp (1000 ns) er georadarsignalet sterkere enn støyen fra mobiltelefonen. På større dyp er støyen sterkere, og skjermer derfor signalet og gjør dette mer diffust/usynlig.



Figur 5.13: Eksempel, støy fra en mobiltelefonsamtale (Fra Tassis mfl. 2015).

Et eksempel på støy fra refleksjoner på overflaten er vist i Figur 5.14. Profilet er målt på Haslemoen i Våler kommune i daværende Hedmark fylke med senterfrekvens 50 MHz, «64 stacks», og med en målepunktavstand 1,8 m (lengden av antennene) (Mauring & Rønning 1992). Tre lineære reflektorer indikeres med røde piler. Ut fra tovegsgangtid (900 ms) og lengden langs profilet fra reflektorens topp og bunn (135 m) beregnes hastigheten for disse reflektorene til ca. 0,3 m/ns. Dette er radar-bølgens hastighet i luft, og refleksjonene kommer åpenbart ikke fra objekter på bakken. Profilet er målt langs en veg i et skogbevokest område. Bokstavkodene på bunn av opptaket (BNST og STBTT) referer til

åpninger i skogen der militære avdelinger hadde oppstillingsplass ved eventuelle utrykninger fra Haslemoen militærleir. Refleksjonene skyldes åpne områder i skogen til side for vegen der profilet ble målt. Det hører med til historien av målingene ble utført etter et regnskyll slik at skogen var fuktig mens det åpne partiet hadde tørrere luft. Disse refleksjonene fra de åpne arealene i skogen hindrer i dette tilfellet ikke tolkingen av data, men dette er fenomener en må være klar over ved tolking av radarbilder. Ved ett tilfellet har NGU kartlagt en svært lineær markert reflektor som viste seg å være en refleksjon fra en metall-belagt låvevegg.



Figur 5.14: Eksempel på støy fra overflaterreflektor. Røde piler peker mot lineære reflektorer fra objekter på bakken (data fra Mauring & Rønning 1992).

## 6. UTFØRELSE SOM PÅVIRKER DATAKVALITETEN

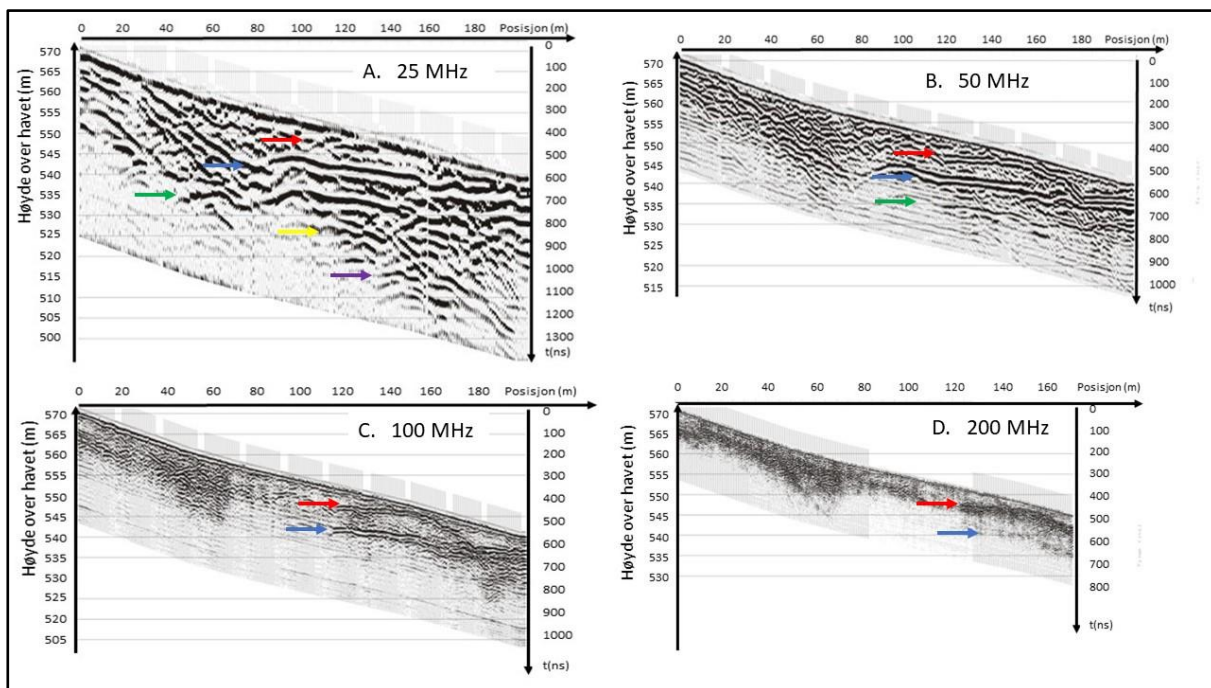
I tillegg til fysikken som styrer utbredelse og demping av radarbølger, vil også måten målingene utføres på kunne påvirke kvaliteten av de innsamlede data.

### 6.1 Valg av innsamlingsparametere

#### 6.1.1 Frekvensinnhold, penetrasjon og oppløsning

Selv om teorien sier at dempingen ved georadarfrekvenser (10 – 200 MHz) er uavhengig av frekvensen (se Figur 2.4), vil likevel penetrasjonen kunne variere. Dette på grunn av at andre forhold enn den rene absorpsjonen påvirker radarbølgene. Dette gjelder spesielt spredning av energi på større eller mindre objekter i bakken (se Avsnitt 5.1.3). Som vi har sett, påvirkes også vertikal og horisontal oppløsning av frekvensen som benyttes. Figur 6.1 viser hvordan oppløsning og dybderekkevidde (penetrasjon) kan påvirkes av frekvensinnholdet i signalet. Data er samlet inn over sedimentære bergarter på Wordiekammen på østsiden av Billefjorden, ca. 70 km nord for Longyearbyen på Svalbard (Dalsegg mfl. 2004).

Den høyeste frekvensen (200 MHz) indikerer to reflektorer (vist med rød og blå pil) før signalet blir for svakt. De samme to reflektorene kan en se på 100 MHz, men her kommer de klarere frem som separate reflektorer i et miljø med mindre støy. På 50 MHz kan en klart se de to nevnte reflektorene (indikert med rød og blå pil) og i tillegg en noe diffus tredje reflektor indikert med grønn pil. Målingene med 25 MHz viser klart en større penetrasjon enn 50 MHz og de to andre frekvensene, men reflektorene kommer ikke så klart frem siden bølgelengden har blitt så stor at refleksjonene flyter sammen (se også Figur 4.9). Det indikeres her fem reflektorer, de tre tidligere nevnte pluss to indikert med gul og fiolett pil.



Figur 6.1: Målinger med fire forskjellige frekvenser (25, 50, 100 og 200 MHz) langs samme linjestykke (fra Dalsegg mfl. 2004).

Tabell 6.1 viser hvordan dybderekkevidden avtar med økende senterfrekvens, både i tovegs gangtid og konvertert til dybde i meter. Det angis også hvor mange reflektorer som indikeres. Legg merke til at variasjoner i antall reflektorer ikke skyldes økt oppløsning, men at penetrasjonen øker.

Tabell 6.1: Maksimal penetrasjon i tid (ns) og dybde (m) og antall indikerte refleksjoner for de benyttede senterfrekvensene.

Senterfrekvens (MHz)	Maksimal penetrasjon i tid (ns)	Maksimal penetrasjon i dybde (m)	Antall indikerte reflektorer
25	700	40	5?
50	500	28	3
100	300	17	2
200	200	11	1 (2?)

Dette studiet viser klart hvordan penetrasjonen kan øke med lavere frekvenser, men også at oppløsningen avtar. Ved georadarundersøkelser må en alltid gjøre en avveining mellom størst mulig penetrasjon og størst mulig oppløsning. I senere arbeider på Wordiekammen ble senterfrekvensen 50 MHz valgt (Heincke mfl. 2009, Allroggen mfl. 2022) da denne gav klare refleksjoner og en akseptabel dybderekkevidde. Anbefalte frekvenser ved forskjellig undersøkelsesdyp er vist i Tabell 6.2.

Tabell 6.2: Anbefalte frekvenser ved forskjellig undersøkelsesdyp (Modifisert fra S&S).

Dybde (m)	Anbefaling fra S&S (MHz)	Anbefaling fra NGU (MHz)
1	500	1000
2	200	500
5	100	200
0	50	100
30	25	50
50+	12,5	25 - 50

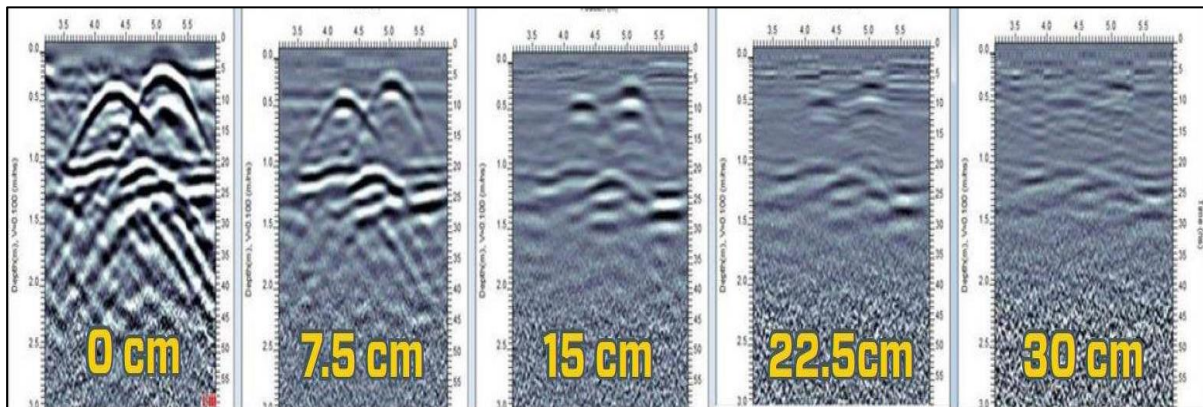
Når en endrer senterfrekvensen, må en også huske på å endre samplingsintervallet slik at «aliasing» av signalet i tidsdomenet unngås. Tabell 6.3 viser maksimum samplingsintervaller for de forskjellige antenne-frekvensene.

Tabell 6.3: Maksimum samplingsintervaller for forskjellige senterfrekvenser (fra S&S).

Senterfrekvens (MHz)	Samplingsintervall (ns)
10	16,7
20	8,3
50	3,3
100	1,67
200	0,83
500	0,33
1000	0,17

### 6.1.2 Antennenes høyde over bakken

Målehøyde påvirker også det målte signalet. Jo høyere over bakken en plasserer antennene, jo mere energi reflekteres fra bakkeplanet. Større avstand fra et objekt vil også redusere den romlige oppløsningen (evnen til å se individuelle objekter). Figur 6.2 viser hvordan signalet fra bakken blir svakere og hvordan responsen fra de aktuelle objektene forsvinner med økende antennehøyde over bakken (data fra S&S). Målingene er utført med utstyret kalt Sensors & Software NOGGIN og med senterfrekvens 250 MHz. Dette betyr at en bør tilstrebe å få plassert antennene så langt ned mot bakken som praktisk mulig.



Figur 6.2: Responsen fra objekter i bakken med forskjellig antennehøyde (fra S&S).

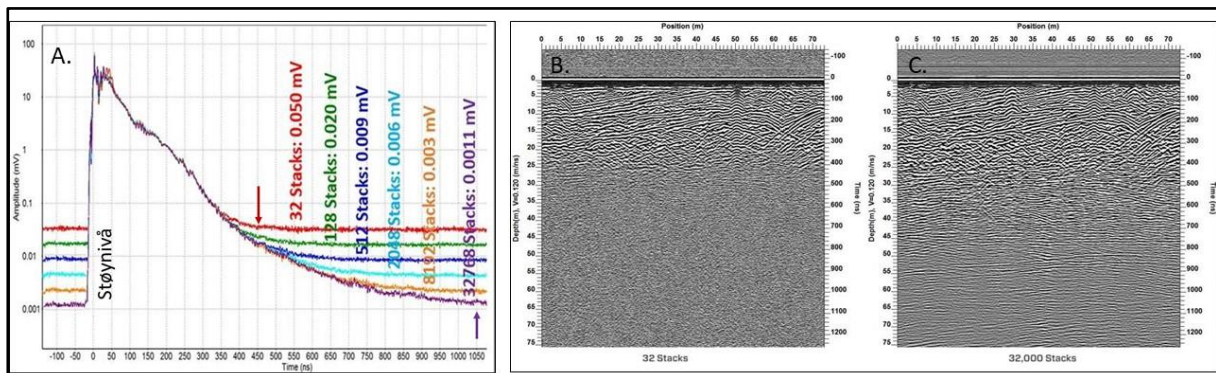
Teoretisk bør ikke antennene plasseres mer enn en tiendedel av bølgelengden i luft over bakken ( $\lambda/10$ ), men erfaring tilsier at en bør plassere antenne enda nærmere bakken. Sensors & Software har utarbeidet en veiledning for hvor høyt over bakken antennene bør være for å sikre en god datakvalitet ved forskjellige senterfrekvenser (Tabell 6.4).

Tabell 6.4: Anbefalte målehøyder for utvalgte senterfrekvenser. Teoretisk bør ikke målehøyden overstige en tiendedel av bølgelengden i luft, men anbefalingen er enda lavere (Modifisert fra S&S).

Senterfrekvens (MHz)	Bølgelengde i luft (cm)	Bølgelengde i luft/10 (cm)	Anbefalt maksimal målehøyde (cm)
50	600	60	20
100	300	30	10
250	120	12	3
500	60	6	1,5
1000	30	3	< 1

### 6.1.3 Effekt av «stacking»

Prinsippet med reduksjon av støynivået ved å foreta summering av målinger på ett sted (*stacking*) ble antydnet i avsnitt 2.4. Figur 6.3A viser effekten av «stacking». Før senderen aktiveres ved tid null, måles støynivået på det aktuelle stedet. Ved å øke antall «Stacks» gradvis fra 32 til 32768 reduseres støynivået også gradvis. Signalstyrken er den samme, men lavere støynivå fører til at signalet holder seg over støynivået til stadig større dyp. For 32 «stacks» ser vi at signalstyrken når støynivået ved tidsdyp 450 ns. For 32768 «stacks» ligger signalstyrken over støynivå helt til 1050 ns. Dette viser at penetrasjonsdypet i dette tilfellet kan mer enn dobles ved å øke antall «stacks».



Figur 6.3: Effekten av «stacking». A) Signalets amplitude og støynivå ved forskjellig antall «stack». B) Eksempel på penetrasjon ved 32 «stack» og C) de samme data ved 32000 «stack» (Figur fra S&S).

I Figur 6.3B (32 stacks) ser en at penetrasjonen i dette tilfellet er i underkant av 30 m ( $V=0,120$  m/ns). Under dette blir bildet uskarpt og her er det åpenbart støy som er forsterket. Ved å øke antall «stack» til 32768 (Figur 6.3C), øker penetrasjonen på det samme stedet til mer enn 70 m.

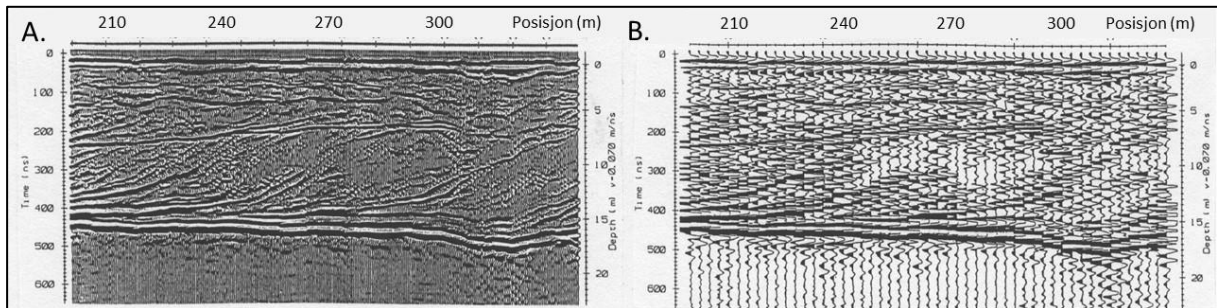
I dette tilfellet (Figur 6.3) er målingene foretatt med en moderne mottaker som har mulighet til å digitalisere hele trasen mer effektivt enn eldre systemer. Ved eldre utstyr er det vanlig å sende en puls for hvert punkt på trasen. For en bedre forståelse av hvordan støynivået kan reduseres ved «stacking», kan en følge dette webinarer;

<https://www.sensoft.ca/training-events/webinars/pulseeko-ultra-receiver-revolutionizing-gpr/>

Som en gylden regel bør en benytte så mange «stacks» som praktisk mulig, men dette må avveies mot anvendt tid til utførelse, strømforbruk og støynivået på det aktuelle stedet.

### 6.1.4 Effekt av målepunktavstand

Målepunktavstanden (*station interval*) vil ha betydning for hvor mange detaljer det er mulig å se i et datasett. I Figur 6.4A vises et datasett som opprinnelig ble målt med 50 MHz antenner og med 0,5 m punktavstand. Her sees en rekke detaljer og ikke minst sammenhengende strukturer. Datasettet i Figur 6.4B er det samme, men her er det bare vist hver sjette trase som gir et mye dårligere bilde, og detaljene viskes ut.



Figur 6.4: Effekten av målepunktavstand. A) Målepunktavstand 0,5 m. B) Samme datasett, men her «resamlet» til 3 m målepunktavstand (hver 6. trase). (Modifisert fra S&S).

Analogt til «aliasing in time» kan en også få «aliasing» i rommet, dvs. en får en forvrengning av strukturene i bakken langs profilet dersom målepunktavstanden blir for stor. Generelt kan en si at punktavstanden (PA) ikke bør overstige Nyquist intervallet som er lik en fjerdedel av bølgelengden (S&S 1992)

$$PA < V/4 * fc \quad (6.1)$$

der V er hastigheten i materialet og fc er senterfrekvensen. Dersom en benytter 100 MHz antenner på et materiale med hastighet 0,1 m/ns blir bølgelengden en meter, og punktavstanden bør da ikke overskride 0,25 m. Tabell 6.5 viser anbefalte målepunktavstander ut fra ligning 6.1. Dersom det er horisontal lagdeling kan en øke målepunktavstanden i alle fall til dobbelte av det anbefalte.

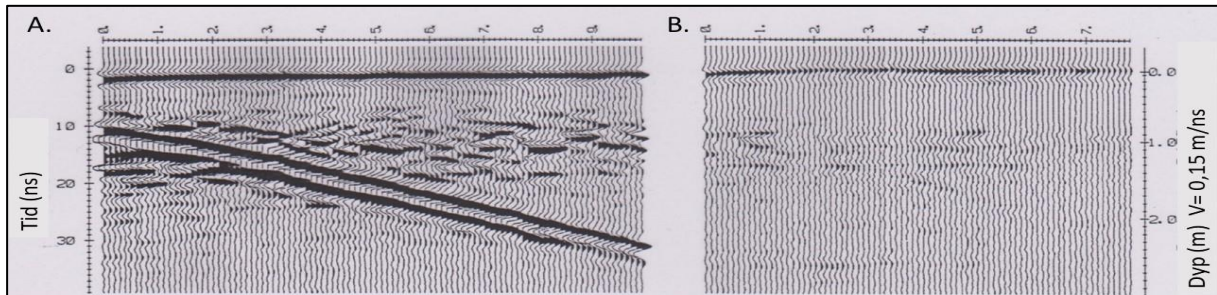
Tabell 6.5: Anbefalte målepunktavstander ved forskjellige frekvenser og bølgehastigheter i bakken (Fra S&S 1992).

Senterfrekvens (MHz)	Bølgelengde $\lambda$ (m) / Anbefalt målepunktavstand = $\lambda/4$ (m)		
	V = 0,14 m/ns	V = 0,10 m/ns	V = 0,06 m/ns
25	5,4 / 1,4	4,0 / 1,0	2,4 / 0,6
50	2,8 / 0,7	2,0 / 0,5	1,2 / 0,3
100	1,4 / 0,35	1,0 / 0,25	0,6 / 0,15
200	0,7 / 0,17	0,5 / 0,125	0,3 / 0,075

### 6.1.5 Effekt av antennenenes orientering og konfigurasjon

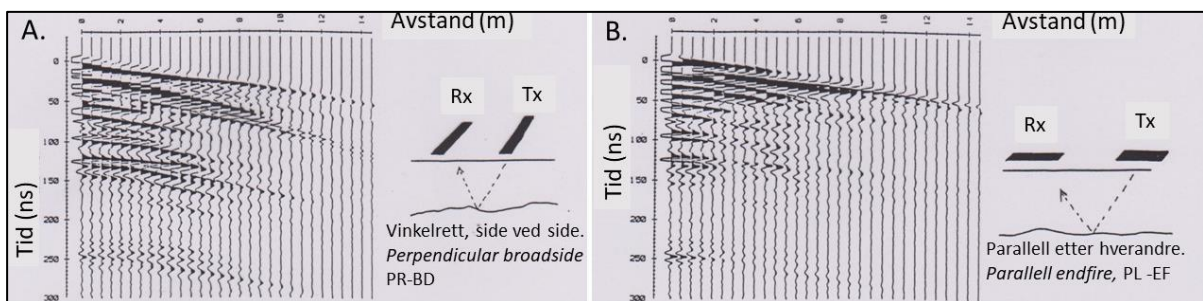
Dersom undergrunnen er lagdelt, og denne er steilstående, kan antennenenes orientering ha betydning. Dette skyldes anisotrop ledningsevne i det aktuelle materialet. Dersom det elektriske feltet går langs den høyeste ledningsevnen i materialet, vil en større andel av energien absorberes. Figur 6.5 viser et eksempel på radarmålinger i en kullgruve med senterfrekvens 450 MHz. Målingene vist i Figur 6.5A er utført med antennene vinkelrett på kull-lagene. Her er ledningsevnen lav, og absorpsjonen liten. En markert refleksor som representerer en gruvegang til side for det målte profilet kommer klart frem. Figur 6.5B viser målingene langs den samme linjen, men med antennene parallelt med lagdelingen i kullet. Her er den elektriske ledningsevnen betydelig større, absorpsjonen blir også større, og gruvegangen er knapt synlig. Eksemplet viser at i enkelte tilfeller kan antenneorienteringen ha avgjørende betydning på kvaliteten av opptaket.

I materialer med isotrop ledningsevne (samme ledningsevne i alle tre retninger), vil ikke antenneorienteringen ha noen vesentlig betydning. Dette gjelder snø, is, og de fleste løsmassetypene. Løsmasser og berggrunn med horisontal lagdeling vil normalt ikke påvirkes, men dersom disse står på høykant, kan resultatet av målingene påvirkes av anisotropien. Dersom en har mistanke om at dette er tilfellet, bør en foreta testmålinger med antennene i forskjellige retninger og på denne måten finne beste antenneorientering.



Figur 6.5: Målinger med senterfrekvens 450 MHz i en kullgruve. A) Antennene vinkelrett på lagdelingen og B) antennene parallelt med lagdelingen (Modifisert fra S&S).

Figur 6.6 viser et eksempel der en CMP-måling for hastighetsanalyse er foretatt med antennene vinkelrett på flytt-retningen (A) og antennene etter hverandre parallelt med flytt-retningen (B). I hovedsak viser disse to konfigurasjonene de samme reflektorene, men i Figur 6.6B er signalene betydelig svekket og reflektorene kan ikke følges så langt som i Figur 6.6A. Dette viser at ikke bare orienteringen, men også antennekonfigurasjonen kan påvirke resultatet. I dette tilfellet vil hastighetsanalysen bli mer usikker på grunn av at hyperbelen spesielt ved 250 ns blir meget kort.



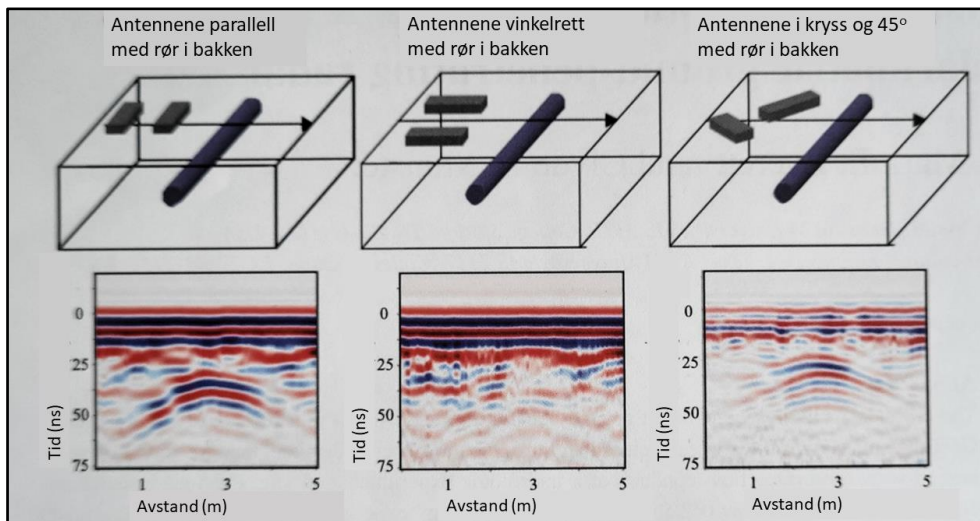
Figur 6.6: CMP-måling med antenner side ved side vinkelrett flytteretningen (A) og antennene etter hverandre parallelt flytteretningen (modifisert fra S&S 1992).

NGU har ved en anledning testet forskjellige antennekonfigurasjoner og sett på hvordan disse påvirker resultatet (Tassis mfl. 2015). Malå georadar med RTA-antennene (Rough Terrain Antennas, Snake antennas) ble testet opp mot Sensors & Software med ordinære antenner og konfigurasjon. Testen viste at antennekonfigurasjonen i dette tilfelle ikke var avgjørende for kvaliteten på opptakene, men at det var en viss forskjell mellom de to radarsystemene. RTA-antennene (snake-antennene) gir tilfredsstillende resultater, men dersom det er mulig er radaren fra Sensors & Software å foretrekke.

Dersom en ikke kjenner til retningen på strukturer i bakken, kan en utføre målingene med kryssende antenner (XPOL, *Cross polarisation*, Figur 3.2). Dette kan være en garanti for at en ikke mister spesielt kabler eller rør i bakken. Figur 6.7 viser et eksempel på dette (Sassen mfl. 2009). Her er det gjort et forsøk der en kjenner retningen på et PVC-rør i bakken, og undersøkelsen over dette er utført med tre forskjellige antennekonfigurasjoner og senterfrekvens 200 MHz. Røret er delvis fylt med vann, men det er ikke nødvendig da et luftfylt PVC-rør også vil gi en respons, men med motsatt signalutslag. Til venstre vises responsen med begge antennene parallelt røret, og dette viser en klar hyperbel over røret. Med begge antenne vinkelrett på røret gis det ingen respons, og røret ville ikke blitt oppdaget.



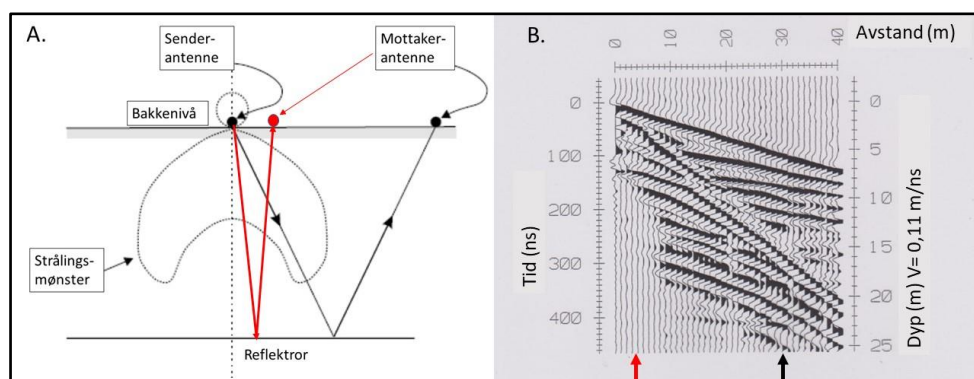
Med antennene vinkelrett på hverandre og begge med vinkel 45° på røret (Figur 6.7 til høyre) oppnås en hyperbel over røret, men denne markert svakere enn i det første tilfellet. Dette er et eksempel på at en kan til en viss grad sikre seg mot at et objekt i bakken ikke oversees ved å benytte kryssende antenner. Alternativet her er å profilere med samme antennekonfigurasjon i to retninger.



Figur 6.7: Eksempel på påvisning av rør i bakken med begge antennene langs røret (til venstre), med begge antennene vinkelrett på røret (i midten) og med kryssende antenner 45° på røret (Modifisert fra Sassen mfl. 2009).

#### 6.1.6 Effekt av avstand mellom sender og mottaker

I Figur 4.7 (Avsnitt 4.3.3) ble det vist hvordan strålingsmønsteret ut fra antennene varierer avhengig av hvilket materiale en måler på. Dette har som vist i Figur 4.8, betydning for hvor mye energi som reflekteres i en viss retning og derved hvor mye som reflekteres til overflaten på forskjellige posisjoner. Figur 6.8 viser et eksempel på hvordan dette kan påvirke resultatet. Den røde strålebanen i Figur 6.8A har ved utgangen fra senderen bare ca. halvparten av energien sammenlignet med den sorte bølgestråle. Selv om gangvegen er lengre for den sorte, vil denne likevel inneholde mer energi tilbake til bakkenivå. Figur 6.8B viser et eksempel på et CMP-opptak der de dypeste reflektorene ikke gir signal for antenneavstander mindre enn 8 m. I dette tilfellet burde en benyttet en antenne-avstand på minst 8 m for å få ønsket dybderekkevidde. Det finnes eksempler der en på is har benyttet antenneavstand på 50 m. En så stor antenneavstand er i praksis vanskelig å arbeide med, spesielt i skog og ulendt terreng. En må derfor vurdere hva som er optimalt rent faglig mot det som er praktisk å gjennomføre. Tabell 6.6 viser anbefalte antenneavstander ved forskjellige frekvenser.



Figur 6.8: Strålingsmønster og optimal plassering av sender- og mottakerantenner (A). B) viser et eksempel på CMP-opptak der større avstander mellom sender- og mottakerantenner gir dypere penetrasjon (Modifisert fra S&S, Muring & Rønning 1992).

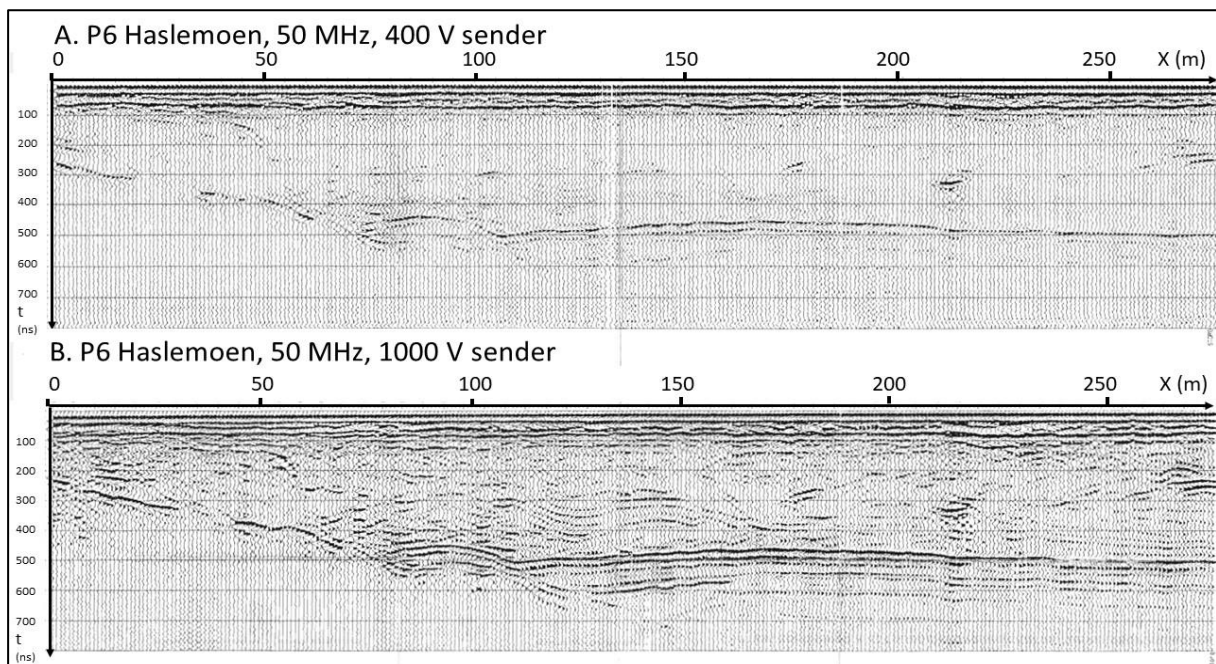
Tabell 6.6: Anbefalt avstand mellom sender- og mottakerantennene (Fra S&S 1992).

Senterfrekvens (MHz)	12,5	25	50	100	200	450	900
Anbefalt antenne-avstand (m)	8	4	2	1	0,5	0,25	0,17

### 6.1.7 Effekt av senderenergi

En annen måte å forbedre signal-/støy-forholdet på er å benytte større utgangseffekt. NGU hadde muligheten til dette på et tidlig tidspunkt. Profilet i Figur 6.9 er målt med 50 MHz senterfrekvens langs en og samme linje på Haslemoen i Solør (Mauring mfl. 1995a). I det øverste bildet ble det benyttet en sender med utgangsspenning 400 V. I det nederste bildet er senderens utgangsspenning 1000 V. Større utgangsspenning (større effekt) forbedrer kvaliteten av opptaket betydelig, men selv om spenningen er 2,5 ganger høyere blir ikke penetrasjonen 2,5 ganger større. En kan imidlertid se at penetrasjonen øker fra ca. 600 ms til 700 ms, men fremfor alt blir de påviste refleksjonene mye klarere. En mer eller mindre horisontal reflektor ved ca. tidsdyp 500 ns i Figur 6.9A (sender 400 V) kan bli tolket som bergoverflaten. Opptaket med den andre senderen (1000 V) viser refleksjoner under 500 ns, ned mot 700 ns, og mest sannsynlig ligger bergoverflaten dypere enn først antatt.

Dessverre er det slik at en ikke lengre kan velge kraftigere sendere fordi dette ikke tillates av nasjonale og internasjonale strålingsregler.



Figur 6.9: Effekten av økt energi ut fra senderantennen (data fra Mauring mfl. 1995a)

## 6.2 Oppsummering. Planlegging av en undersøkelse

I avsnitt 6.1 ble forskjellige innsamlingsparametere diskutert. I dette avsnittet gis en oppsummering av anbefalte verdier. Det første en må vurdere er imidlertid om det er praktisk mulig å få tolkbare resultater. Spørsmål som må besvares er:

1. Kan en forvente den penetrasjonen en ønsker på grunn av dempningen av radarsignalene?
2. Finnes det støykilder i måleområdet som kan ødelegge for gode data?
3. Er det stor nok kontrast i dielektrisitetskonstanten?
4. Er det aktuelle objektet stort nok til å bli sett på aktuelle dyp?

Dersom resistiviteten i materialet en vil arbeide på er lavere enn  $100 \Omega\text{m}$  (ledningsevne  $> 10 \text{ mS/m}$ ), vil penetrasjonen i dette materialet være svært liten, mindre enn et fåtalls meter (se Figur 4.5, Avsnitt 4.3.1). I marin leire er resistiviteten vanligvis ca.  $10 \Omega\text{m}$ , og penetrasjonen blir mindre enn en meter. Det samme gjelder i saltvannsmettet sand/grus.

Støy fra elektriske (elektromagnetiske) installasjoner kan være ødeleggende lokalt. Forfatteren har opplevd at støy fra en transformatorstasjon har gitt et støynivå som har dominert over geologiske signaler. Heldigvis var denne støyen svært lokal, og hadde skjermende virkning bare et fåtalls meter fra transformatoren.

Liten kontrast i dielektrisitetskonstan kan gi svake refleksjoner. Refleksjonenes styrke kan kvantifiseres ved å benytte kunnskap om dielektrisitetskonstantene og benytte ligning 5.2.

Et objekt i bakken må ha en viss størrelse for at det kan detekteres med radarundersøkelse. Som en tommelfingerregel kan en si at forholdet mellom dyp og minste akse i objektet må være mindre enn 10 :1 (S&S 1992).

#### 6.2.1 Valg av senterfrekvens

Ved valg av hvilken senterfrekvens en bør benytte, må en gjøre en avveining mellom tre delvis konkurrerende forhold. Frekvensen må være lav nok til å oppnå ønsket penetrasjon. Her kan anbefalinger listet i Tabell 6.2 benyttes.

Samtidig må en tenke på hvilken vertikal og horisontal oppløsning en ønsker, og dette er styrt av frekvensinnholdet i signalene. Figur 4.10 gir retningslinjer for hvilken frekvens som bør velges.

En tredje faktor som må vurderes er diffus spredning (Rayleigh-spredning, Avsnitt 5.1.3). Denne spredningen kan gi et støyteppe (*clutter*) som kan gjøre det vanskelig å se svake signaler. Dette er imidlertid knyttet til egenskaper i avsetningen, som en ikke kan gjøre noe med annet enn at dersom «clutter» er et problem, må en velge en lavere frekvens (større bølgelengde).

#### 6.2.2 Samplingsintervall

Hvor tett en vil registrere signalene i tid (samplingsintervallet) må velges slik at en unngår «aliasing» i tid. For å oppnå dette må anbefalinger gitt i Tabell 6.3 eller tilsvarende følges.

#### 6.2.3 Opptakstid

Opptakstiden (*Time window*) må velges stor nok slik at en får registreringer til det dyp en vil kartlegge eller så lenge en har penetrasjon. Dette kan gjøres ved å undersøke penetrasjonen med en testmåling når en kommer til et nytt måleområde. En må da ta høyde for at penetrasjonen kan være høyere i andre deler av det aktuelle området. En bør derfor legge til minst 50 % på den observerte penetrasjonen, gjerne mer.

#### 6.2.4 Antall gjentatte målinger, «Stacks»

Antall gjentatte målinger på hvert sted («stacks») kan være avgjørende for penetrasjonen (Figur 6.3, Avsnitt 6.1.3). Ideelt sett bør det velges et maksimalt antall «stacks», men dette må avveies mot måletid, energiforbruk og geologi. Dersom en måler på en lagpakke med underliggende godt ledende leire, vil ikke penetrasjonen øke på grunn av absorpsjonen av energien.

#### 6.2.5 Antennenes høyde over bakken

Som vist i Figur 6.2, påvirker antennehøyden over bakken kvaliteten på opptakene. Her gir Tabell 6.4 klare anbefalinger.

#### 6.2.6 Målepunktavstand

For stor målepunktavstand kan føre til romlig «aliasing», dvs. en kan miste informasjon om skrånende lag. For å unngå dette, bør ikke målepunktavstanden overstige anbefalinger gitt i Tabell 6.5. Dersom en er ute etter utholdende mer eller mindre horisontale reflektorer, er det mulig å gjøre avvik fra anbefalte verdier.

#### 6.2.7 Avstand mellom sender og mottaker

På grunn av at senderen gir stråling som fordeler seg ulikt i forskjellige retninger (Figur 6.7), kan det være gunstig å ha en relativt stor avstand mellom sender- og mottakerantennene. Gjensidig elektromagnetisk påvirkning mellom sender og mottaker er en annen grunn til å ha en viss avstand mellom de to antennene. Anbefalingen gitt i Tabell 6.6 er derfor å betrakte som minimumsverdier.

#### 6.2.8 Antenneorientering og antennekonfigurasjon

Dersom en har mistanke om anisotrop ledningsevne, kan det være nyttig å sjekke om antenneorienteringen har innflytelse på penetrasjonen (se Figur 6.5). Dette kan gjøres ved å rotere antennekonfigurasjonen og observere penetrasjonen.

Antennekonfigurasjonen kan også ha innflytelse på penetrasjonen (Figur 6.6). Dersom en har mulighet for det, bør antennekonfigurasjonen PL-EF (parallell- etter hverandre) unngås.

#### 6.2.9 Lokalisering av profiler og observasjoner i feltet

Det er selvsagt avgjørende å vite hvor målinger er foretatt. Med moderne GPR-systemer er dette ikke noe problem da en benytter GPS (DGPS) koblet til måleutstyret under data-innsamlingen.

Å gjøre notater av observasjoner av objekter på bakken som kan påvirke GPR-målingene må ikke undervurderes. Det er alltid nyttig å ha slik informasjon tilgjengelig når måldata skal tolkes som vist bl.a. i avsnitt 5.2 (Figur 5.14).

## 7. PROSESSERING AV GPR-DATA

Det finnes en rekke programmer som kan benyttes for prosessering av GPR-data. De største utstyrsleverandørene benytter egenutviklede programmer, og kan bare prosessere data samlet inn med firmaets dataformat. Det finnes også programmer som er uavhengige av produsenter og som kan prosessere alle typer refleksjonsdata (refleksjonsseismikk og GPR). Tabell 7.1 gir en oversikt over noen kommersielle programsystemer. I tillegg til disse kommer muligheter til å benytte seismiske tolkingsstasjoner, men da må data konverteres til standard seismisk format (SEG-Y-format).

Tabell 7.1: Oversikt over de mest vanlige kommersielle prosesseringsprogrammene for GPR.

Produsentfirma	Land	Programvare	Kommentarer, WEB-adresse
GSSI, Geophysical Survey Systems	USA	RADAN	<a href="https://www.geophysical.com/software">https://www.geophysical.com/software</a>
Sensors & Software	Canada	EKKO Project	Tidligere WinEKKO PRO/Deluxe <a href="https://www.sensoft.ca/products/ekko-project/overview/">https://www.sensoft.ca/products/ekko-project/overview/</a>
Malå Geoscience	Sverige	RAD Explorer	Produsert av DECO, Russland <a href="https://www.guidelinegeo.com/software/">https://www.guidelinegeo.com/software/</a>
Sandmeier, Uavhengig	Tyskland	Reflexw	<a href="https://www.sandmeier-geo.de/reflexw.html">https://www.sandmeier-geo.de/reflexw.html</a>
Andre	Flere	Flere	Mange utvikler programmer selv

Programmet Reflexw kan også prosessere seismiske data, både refleksjonsseismikk, refraksjonsseismikk og seismisk tomografi. Siden Reflexw er utviklet av en uavhengig leverandør, kan data fra alle de største produsentfirmaene prosesseres, og dette programmet kan også benyttes til å konvertere dataformatene fra f.eks. RAD Explorer-format til Sensors & Software-format.

NGU har hovedsakelig benyttet programvare fra Sensors & Software opp gjennom årene, og kjenner denne programvaren best. Beskrivelsene som følger for editerings- og prosesseringsrutiner er hentet fra programmet *EKKO Project* eller tidligere versjoner. De fleste rutineene finnes også i de andre programsystemene.

### 7.1 Data editering

Data editering gjør en omorganisering av de innsamlede data, og representerer ingen prosessering. Tabell 7.2 viser en oversikt over de mest vanlige editeringsrutinene og hva de gjør med data. Forskjellige prosesseringsprogrammer kan ha andre eller kanskje mangle noen av disse rutinene.

Med «FILE merge» kan en sette sammen to eller flere profiler som ligger langs samme linje. «FILE Stack» kan sette sammen datafiler målt langs samme linje med forskjellig frekvens slik at øverste del er data fra en høy frekvens med god oppløsning, men liten penetrasjon, mens den nedre delen er målt med lavere frekvens og gir derved større penetrasjon og dårligere oppløsning.

I mange sammenhenger er det viktig at trasene justeres i høyde etter topografien. Dette kan oppnås ved å lage en topografi-fil fra andre data (LIDAR, DGPS o.l.) som senere benyttes til å justere trasene i henhold til dette.

Datakonvertering er nyttig dersom en vil benytte en seismisk prosesseringsstasjon som krever SEG-Y-format, eller om en vil endre den innsamlede binærfilen til ASCII-format eller et annet format.

Korrigerings av «HEADER-file» går utelukkende på å justere feil innlagte data ved datainnsamlingen.

Tabell 7.2: Forskjellige editeringsmuligheter i prosesseringsprogrammer, her S&S EKKO Deluxe

Engelsk betegnelse	Forklaring
<b>FILE</b>	<b>SETTER SAMMEN / LAGER NYE DATAFILER</b>
<i>Merge</i>	Setter sammen to eller flere datasett horisontalt
<i>Stack</i>	Setter sammen to eller flere datasett vertikalt
<i>Rubberband</i>	Justerer eventuelle ujevne avstander mellom trasene
<i>Add topo</i>	Lager høyde-fil for topografisk korreksjon
<i>Shift topo</i>	Utfører høydekorreksjon
<b>DATA CONVERSION</b>	<b>KORRIGERER DATAFORMATER</b>
<i>SEG-Y</i>	Konverterer binære S&S-data til seismisk format (SEG-Y)
<i>EAVEDROPPER</i>	Konverterer binære S&S-data til EAVEDROPPER- format
<i>ASCII 1 og 2</i>	Konverterer binære S&S-data til forskjellige ASCII-formater
<b>HEADER FILE</b>	<b>KORRIGERER DATA SOM ER LAGT INN FEIL I «HEADER»-FIL</b>
<i>Antenne separation</i>	Retter opp feil i avstanden mellom antennene
<i>Survey mode</i>	Retter opp feil innlagt «mode» (Refleksjon, CMP, gjennomlysing)
<i>Units</i>	Retter opp enhet for lengde (fot eller meter)
<i>Frequency</i>	Retter opp frekvens
<b>POSITIONS</b>	<b>KORRIGERER POSISJONER, VELGER DATA, m.m.</b>
<i>Reposition</i>	Reposisjonere alle trasene i ei fil (f.eks. ny startposisjon)
<i>Reverse</i>	Reverserer et profil slik at det får samme måleretning som et annet
<i>New_ stepsize</i>	Korrigerer målepunktavstanden
<i>Chop data in time</i>	Klipper ut data langs tidsaksen for mer detaljerte studier
<i>Chop data in position</i>	Klipper ut data langs posisjonsaksen for mer detaljerte studier
<i>Mutedata</i>	Nullstiller amplitude for fjerning av forvirrende støy
<i>Delete traces</i>	Sletter traser med f.eks. mye støy
<i>Insert traces</i>	Setter inn en trase bygd opp av to nabotraser
<i>Polarity</i>	Veksler polariteten i utslagene slik at disse blir like på alle profil
<i>Fill data gaps</i>	Setter inn traser der en under innsamlingen mistet en trase
<b>TIME WINDOW</b>	<b>ENDRER TIDSVINDUET</b>
<i>New time window</i>	Reduserer tidsvinduet hvis det viser seg at data mangler/ikke trengs
<b>POINTS/TRACE</b>	<b>ENDRER SAMPLINGS-INTERVALL</b>
<i>Resample</i>	Resample data i tid, enten tettere eller grovere
<i>Decimate</i>	Redusere antall punkter i en trase til en del av det opprinnelige
<b>TIMEZERO</b>	<b>JUSTERER NULL-LINJEN I DATAFILEN</b>
<i>Re-pick timezero</i>	Rutine som justerer null-linjen med en viss verdi i «header»-fila
<i>Datum timezero</i>	Leter frem førsteankomst og justerer nullpunktet til denne
<i>Edit timezero</i>	Endrer tidspunkt for null-linjen

Korreksjon av posisjoner er nyttig for å få opptakene til å se likt ut. Dersom en skal sette sammen to filer målt langs et profil, må starten på den andre filen stemme med slutten av den første. Dersom to profiler er målt i hver sin retning vil det være greit å reversere det ene.

Noen ganger kan det være behov for å justere målepunktavstanden. Hvis triggering med et odometer-hjul feiler f.eks. i snø, kan en korrigere dette ved å angi start- og sluttkoordinater på profilet. Dette er selvsagt ikke nødvendig hvis en har GPS-data (D-GPS) for alle trasene.

Ved mer detaljerte studier på enkeltrefleksjoner kan det være fint å «klippe ut» (*chop*) de data en ønsker å studere både langs profilet og i et tidsvindu.

Muting, sletting av traser og innsetting av traser vil forbedre datakvaliteten ved henholdsvis nullstilling av amplitude (*mute*), sletting av trase med mye støy og så sette inn en ny trase som er beregnet fra de to nabotrasene i en posisjon der trasen mangler.

Dersom sender eller mottaker snus fra en dag til en annen, vil trasene få motsatt amplitude. For å ensrette dette kan en endre polariteten slik at alle profilene får samme utslag på alle profiler.

Dersom en ved datainnsamlingen velger et tidsvindu som viser seg å være for stort i forhold til informasjonen som ligger i det, kan dette reduseres til det området en har gode og/eller interessante data. En kan også øke tidsvinduet, men da blir denne delen tom for data. Det kan likevel være ønskelig dersom en vil fremstille alle profiler fra et område med samme tids- /dybdeakse.

Dersom en ved datainnsamlingen benytter et for stort samplingsintervall (høy samplingsfrekvens), kan en redusere dette ved «*resampling*» eller «*decimate*».

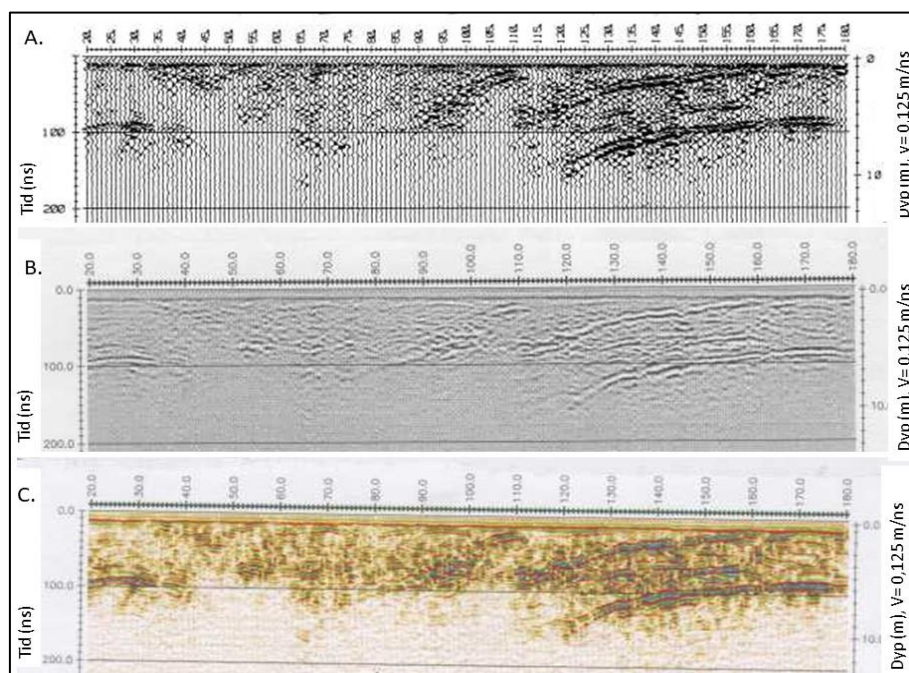
Dersom en får drift i nullpunktet langs et profil (første ankomst kommer senere) kan dette justeres ved en av metodene for å justere «*Timezero*».

## 7.2 Visualisering

Visualiseringen av GPR-data kan forbedres ved plottemetode og å utføre terrengkorreksjon.

### 7.2.1 Plottemetode

Målte georadardata kan presenteres på forskjellige måter, og hva som oppfattes som den beste måten kan være personavhengig. Figur 7.1 viser tre alternative presentasjoner av et GPR-profil målt over et deponi. Deponiet går ned til ca. 120 ns, eller ca. 7 m.

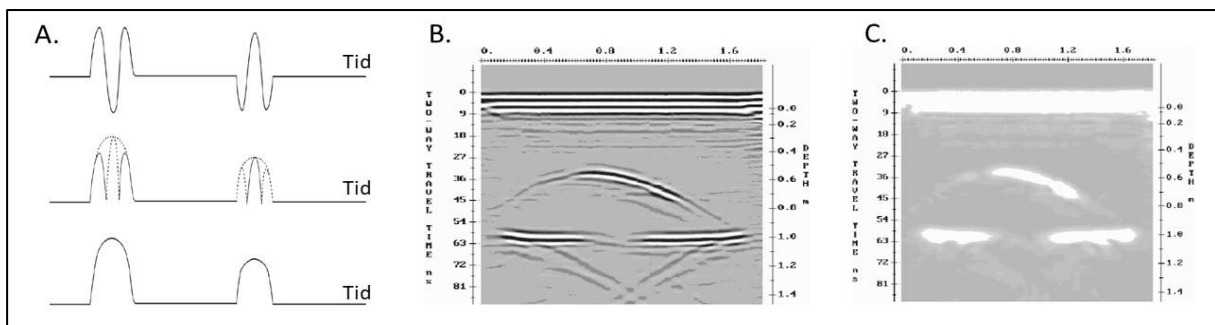


Figur 7.1: Forskjellige måter å presentere georadardata. A) Amplitude med sverting av positive utslag (*wiggle trace shaded area*), B) Gråtoner og C) Farger. (Fra Mauring mfl. 1994).

Tradisjonelt har det vært vanlig å plote georadardata som amplitude langs en tidsakse (*Wiggle trace*, Figur 7.1A). For å bedre visualiseringen av de enkelte hendelsene kan en legge på en sverting av det positive utslaget (*Shaded area*), det negative utslaget eller begge utslagene. Sistnevnte kan bli litt for mye sverting, og detaljer kan bli mindre synlige.

Gråtoner er en vanlig benyttet metode der f.eks. positive amplituder fremstilles i sort mens negative utslag blir hvite (eller motsatt). Vanligvis blir bildet skarpere enn vist i Figur 7.1B.

Moderne visualiseringsprogrammer har en mengde ulike varianter av fargepresentasjoner. Et eksempel er vist i Figur 7.1C. Ved å endre fargeskala, kontrast og lysintensitet, kan presentasjonen endres slik at en får frem den informasjonen en ønsker på best mulig måte.

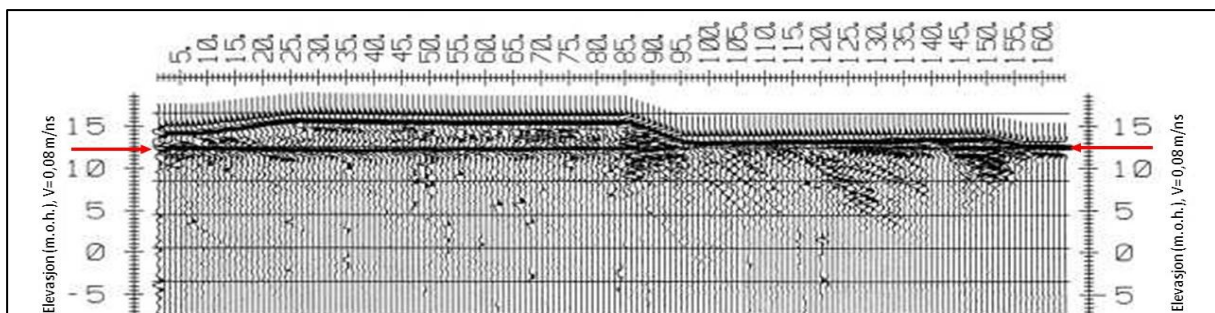


Figur 7.2: Prinsipp for og effekt av ensretting av utslag (Data fra S&S)

Refleksjoner i georadarplott har gjerne en amplitude som er positiv-negativ-positiv eller motsatt. For å rydde noe opp i hendelser, kan det ene utslaget flippes over slik at en får tre positive utslag på rad. Deretter tilpasses en kurve over disse tre, og en får en mer langbølget hendelse, men med ett utslag (Figur 7.2A). På engelsk heter dette «*envelope*». Figur 7.2B viser originaldata presentert i gråtoner som i Figur 7.2C er korrigert med denne prosessen. Refleksjoner med positive og negative utslag fremstår som langbølgede (brede) hendelser. Det kan diskuteres om dette gir et klarere bilde av hendelsene sammenlignet med presentasjonen i Figur 7.2B.

### 7.2.2 Terrengekorreksjon

Korrigerende av terreng er ofte viktig for forståelsen av reflektorene. Figur 7.3 viser et eksempel på dette.



Figur 7.3: Effekt av terrengekorreksjon av GPR-data. Røde piler fremhever her refleksjon fra grunnvannsspeil i en grovkornig avsetning (Fra Mauring mfl. 1994).

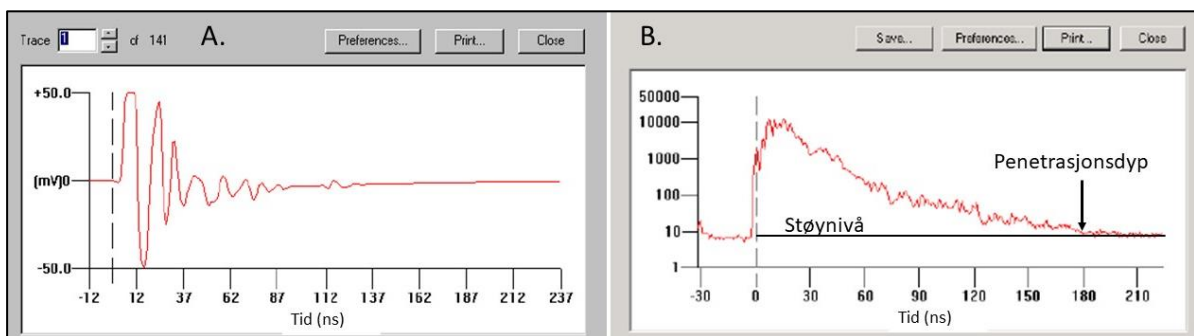


Ved en korrekt justering av terrenget, blir den mest markerte reflektoren (markert med røde piler) i Figur 7.3 kontinuerlig og nær horisontal. Dette kan da lett tolkes som grunnvannsspeil. Skrålag under denne indikerer lagdelt sand- og grusavsetning (deltaavsetning) og et veldefinert grunnvannsspeil sier at dette er grove masser. Uten denne terrenngkorreksjonen, ville dette grunnvannsspeilet fått en nedtrykking og tolkingen ville bli mer usikker.

### 7.3 Forsterkning av signalet

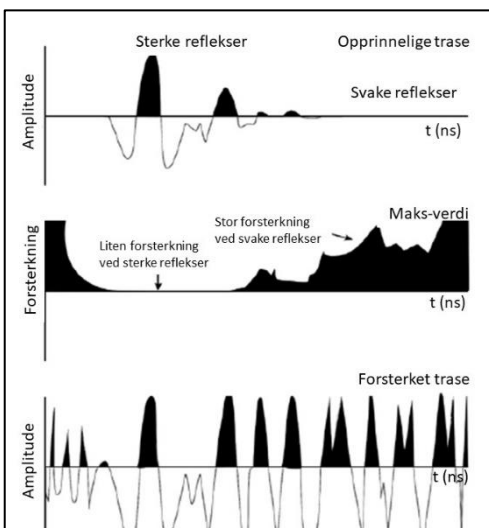
Som diskutert i avsnitt 5.1 er det mange prosesser i bakken som bidrar til redusert amplitude på det reflekterte signalet; absorpsjon av energi, geometrisk spredning, spredning på objekter, flere reflekterende lag og uregelmessig reflektoroverflate. For å kompensere for avtagende amplitude etter hvert som tiden går, er det nødvendig med en kraftig forsterkning av de seneste ankomne refleksjonene. Det finnes prinsipielt fire forskjellige forsterkningsmetoder.

Figur 7.4A viser eksempel på en trase før forsterkning, mens Figur 7.4B viser gjennomsnittlig amplitude for alle traser langs ett profil før forsterkning. Før senderen starter å arbeide ved tid null, måles støynivået i det aktuelle området. Penetrasjonen i signalet blir det dypet der signalet er redusert nesten ned til støynivået (Figur 7.4B).



Figur 7.4: Eksempel på amplitude i mV på en trase (A) og gjennomsnittlig amplitude i  $\mu\text{V}$  på alle traser i et målt profil (B). (Modifisert fra S&S).

#### 7.3.1 Automatisk styrt forsterkning



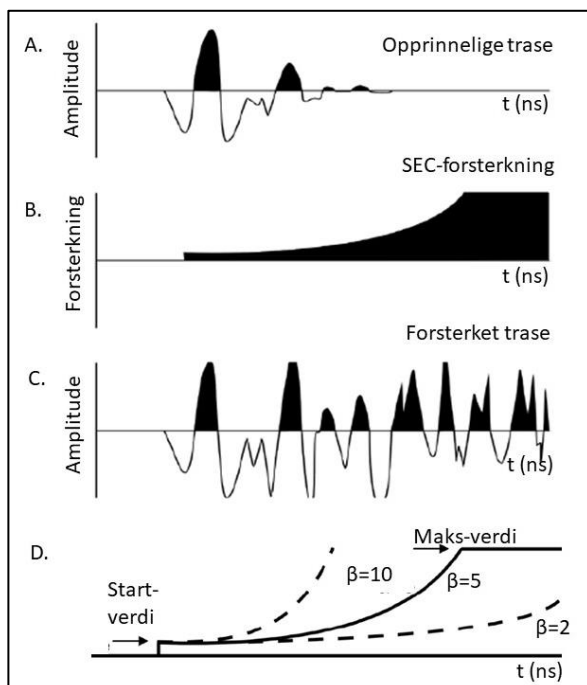
Virkemåten for automatisk styrt forsterkning (*Automatic gain control, AGC*) er illustrert i Figur 7.5. En 'operator' leser gjennom den opprinnelige traseen og vurderer styrken på signalet. Ved svake signaler settes forsterkningen høyt og signalets amplitude blir kraftig forsterket. Er signalet i utgangspunktet høyt, reduseres forsterkningen til et minimum. Denne forsterkningen varierer mye nedover langs traseen, men den generelle trenden er økt forsterkning mot dypet. Amplituden i den opprinnelige traseen blir så multiplisert med forsterkningen punkt for punkt nedover traseen.

Figur 7.5: Automatisk styrt forsterkning (*Automatic Gain Control, AGC*), (Modifisert fra S&S)

Ved automatisk styrt forsterkning får alle refleksjonene tilnærmet samme amplitude. Dette betyr at en mister informasjonen som ligger i at forskjellige reflektorer kan ha forskjellig opprinnelig amplitude, noe som avspeiler kontrasten i dielektrisitetskonstanten (refleksjonskoeffisienten). Denne forsterkningen er en sikker og rask metode som får frem den informasjonen som ligger i de målte signalene, men en bør gjerne vurdere andre typer forsterkning.

### 7.3.2 Spredning og eksponentiell kompensasjon

Spredning og eksponentiell kompensasjon (*Spreading and exponential compensation, SEC*) er en ren matematisk funksjon som multipliserer amplituden i den opprinnelige traseen med beregnede verdier. Forsterkningen tar utgangspunkt i dempningsfaktoren  $\beta$  for GPR-signalene (se avsnitt 4.2.3, ligningene 4.15 og 4.16). Hvert punkt i den opprinnelige traseen (Figur 7.6A) multipliseres med verdien fra den matematisk genererte forsterkningen (Figur 7.6B), og refleksjonene forsterkes til tilnærmet lik amplitude (Figur 7.5C).

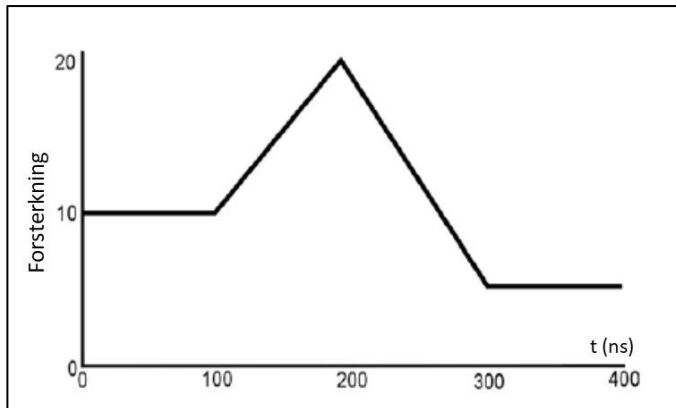


Forskjellen fra AGC-forsterkningen er at ved SEC-forsterkningen til en viss grad bevarer innbyrdes variasjoner i amplitude, og kan vurdere størrelser på refleksjonskoeffisienter. Metoden krever at en angir en startforsterkning, en maksimalforsterkning og en verdi for dempningsfaktoren  $\beta$  (Figur 7.6D). I moderne prosesseringsprogrammer er gjerne et sett forhåndsinnstilte SEC-forsterkninger lagt inn så en bare kan velge.

Figur 7.6: Spredning og eksponentiell forsterkning (Modifisert fra S&S).

### 7.3.3 Brukerdefinert forsterkning

Ved brukerdefinert forsterkning kan en bygge opp forsterkning av signalet manuelt som vist i Figur 7.7. Her er forsterkningen lik 10 fra tid null til tid 100 ns. Herfra øker forsterkningen gradvis til 20 ved tid 200 ns, for deretter å reduseres gradvis til 5 ved tid 300 ns. Herfra og ut måletiden (400 ns) er forsterkningen konstant lik 5. Denne type forsterkning kan tilpasses signalstyrken i ulike deler av traseen. Metoden er svært tidkrevende og derfor mindre benyttet.



Figur 7.7: Eksempel på brukerdefinert forsterkning (Modifisert fra S&S).

#### 7.3.4 Konstant forsterkning

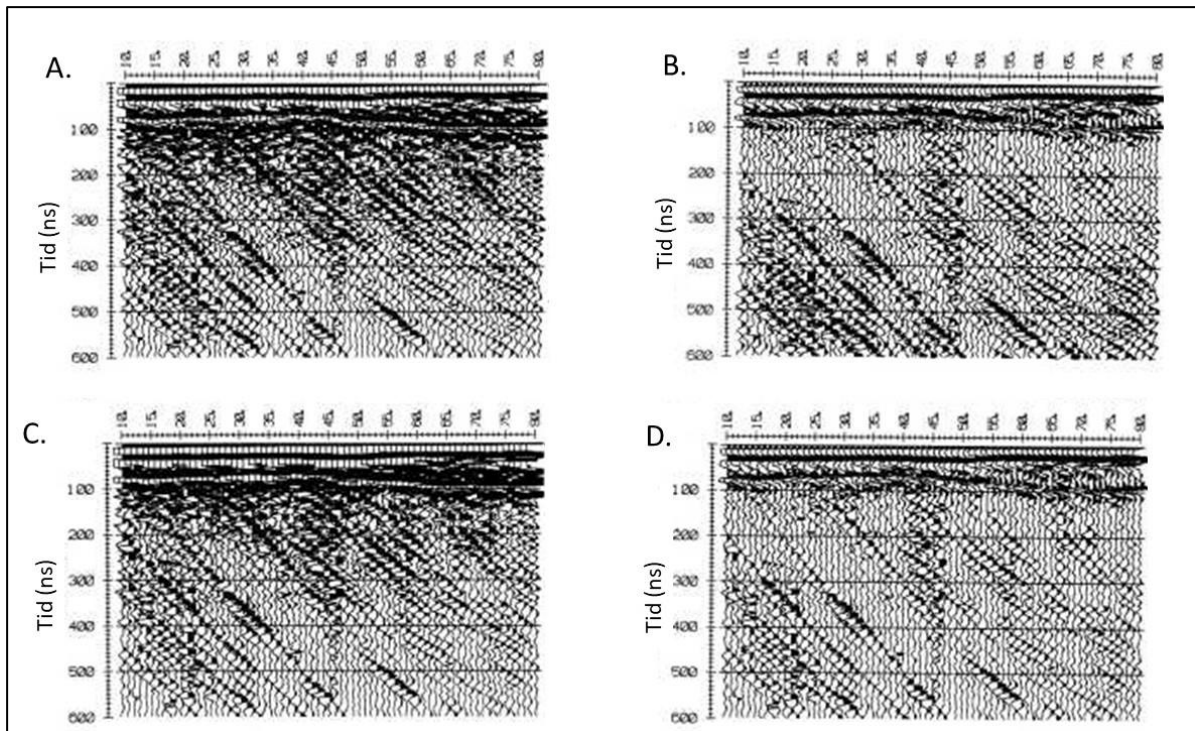
Konstant forsterkning betyr at en multipliserer alle verdier i trasen med en bestemt verdi. Denne kompenserer da ikke for at refleksjonene blir gradvis svakere med tid, og egner seg ikke særlig godt for geologisk kartlegging til større dyp. Dersom en bare er interessert i de grunne forholdene (infrastruktur på en meters dyp eller lignende), kan denne forsterkningen være et alternativ.

#### 7.3.5 Eksempel på forskjellig forsterkning

Figur 7.8 viser eksempel på forskjellig forsterkning av ett datasett (Mauring mfl. 1994). Den konstante forsterkningen vist i Figur 7.8A må benytte en høy verdi for å kunne gi stor nok amplitude på de seneste refleksjonene. Dette gjør at forsterkningen de første 200 ns gir et endelig signal som blir for høyt forsterket og i denne presentasjonen (*Wiggle trace, shaded area*) blir store deler av plottet farget sort, og detaljene dagnært kan ikke observeres.

Den automatisk styrte forsterkningen (Figur 7.8B) viser en jevn fordeling av sorte farger, og en kan se detaljer dagnært, relativt slake reflektorer. Spredning og eksponentiell kompensasjon (Figur 7.8C) viser også for høy forsterkning dagnært, og detaljene forsvinner.

Den brukerdefinerte forsterkningen i Figur 7.8D viser kanskje det beste bildet av datasettet. Her ser en klare slake skråreflektorer øverst, og brattere skrålag under en mer eller mindre horisontal reflektor ved tid 90–110 ns. Sistnevnte representerer grunnvannsspeil, og årsaken til brattere reflektorer under denne er at hastigheten er betydelig lavere under grunnvannsspeil enn over. En merker seg her at en effektiv opptakstid (*travel time*) på 600 ns er for lite da en langs hele profilet har reflektorer som tydelig fortsetter mot dypet.

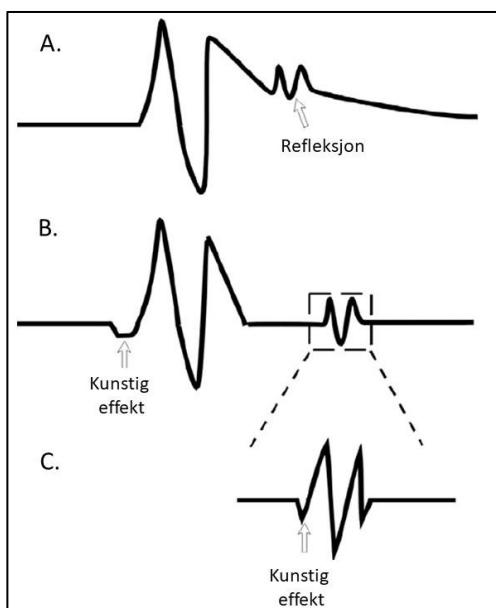


Figur 7.8: Eksempler på forskjellig forsterkning av et og samme georadarprofil. A) Konstant forsterkning, B) Automatisk styrt forsterkning, C) Spredning og eksponentiell forsterkning og D) Egendefinert forsterkning (Fra Mauring mfl. 1994).

## 7.4 Tidsfilter, filtrering langs en trase

Det finnes flere typer filtre som kan benyttes langs traser for å forbedre datakvaliteten. Disse kan være et såkalt «Dewow-filter», frekvensfilter, DC-skift, løpende vertikal middelværdi, medianfilter og dekonvolvering.

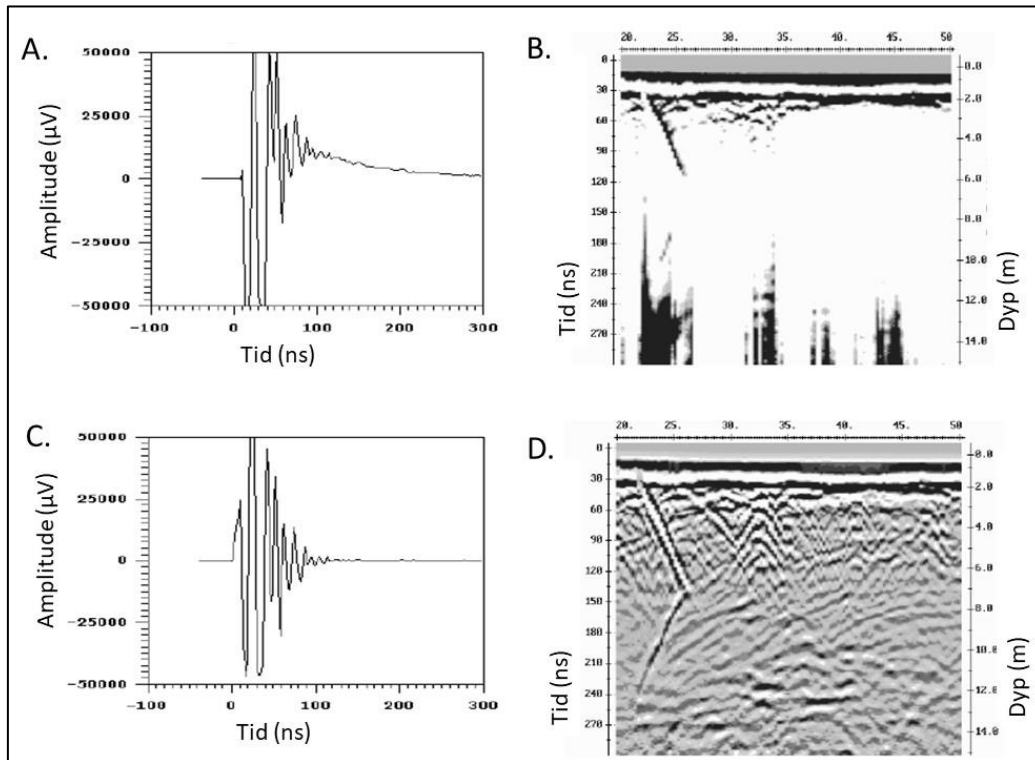
### 7.4.1 Dewow-filter



«Wow» er en elektromagnetisk effekt som gjør at det reflekterte signalet løftes opp over null-linjen (figur 7.9A). En kan ikke gjøre noe for å hindre denne effekten. Dersom det ikke korrigeres for denne effekten, kan den få store konsekvenser for visualiseringen av refleksjonene. Korrigeringen går ut på å tvinge signalet ned til nullnivået som vist i Figur 7.9B. Denne prosessen kan føre til mindre kunstige effekter på refleksjonene som illustrert i Figur 7.9C.

Figur 7.9: Prinsippskisse av «Wow», korrigeringen av denne og mulige kunstige effekter (Modifisert fra S&S).

Figur 7.10A viser et eksempel på en trase før DEWOW-filtrering. Signalet ligger klart over null-linjen, og på profilplottet er det hovedsakelig bare direktebølger og noe støy som vises (Figur 7.10B). Etter DEWOW-filtrering er signalet på den viste trasen tvunget ned til nullnivå (Figur 7.10C). De kunstige effektene vist i Figur 7.9 er knapt synlige. Profilplottet (Figur 7.10D) viser mange detaljer bl.a. flere hyperbler som indikerer kabler eller rør i bakken i tillegg til geologiske strukturer. Ved arbeid på Longyearbreen på Svalbard har en erfart at det uprosesserte plottet viser strukturer, men ved migrering (se senere), er midtre deler av plottet helt uten informasjon. DEWOW-filer bør alltid legges inn først i prosesseringssekvensen.



Figur 7.10: Effekten av korrigering av «WOW». A) Reell trase med «WOW» og B) Plott av et profil med «WOW». C) Samme trase som i A, men etter «DEWOW» filtrering og D) Plott av profilet i B etter «DEWOW» filtrering (Modifisert fra S&S).

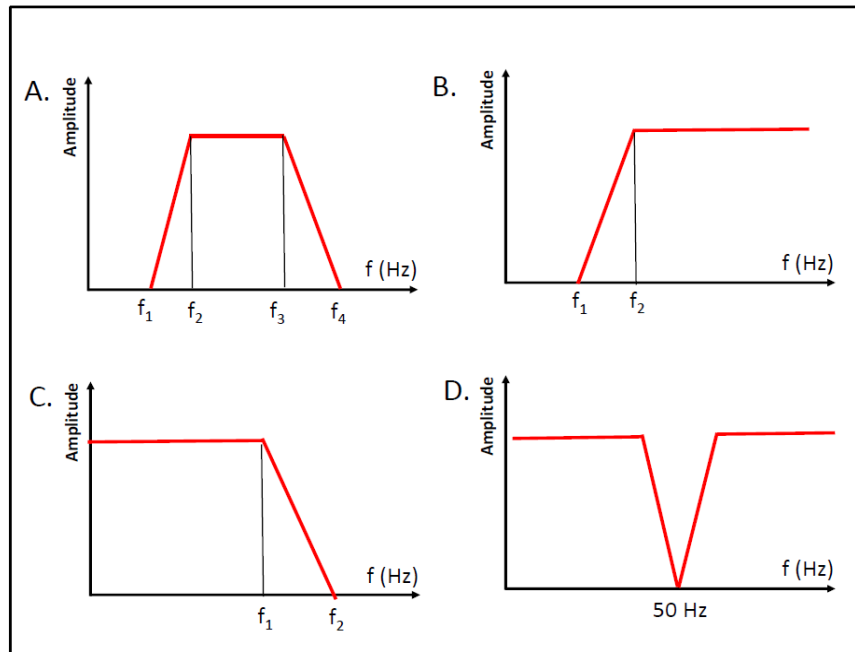
#### 7.4.2 Frekvensfiltrering

I avsnitt 2.2 ble frekvensinnholdet i georadarsignaler diskutert. Støykilder ble diskutert i avsnitt 5.3. Noen ganger kan støy skjerme for signalet slik at det blir mindre leselig. Dersom denne støyen har et annet frekvensinnhold enn selve signalet, kan støyen filtreres bort ved å foreta frekvensfiltrering. Aktuelle filtre er skissert i Figur 7.11. Forut for en slik frekvensfiltrering må data transformeres fra tidsdomenet til frekvensdomenet ved hjelp av Fouriertransformasjon. Frekvensfiltreringen kan foretas før eller etter forsterkning av rådata.

Det mest brukte filteret er en båndpassfilter (*bandpass filter*, Figur 7.11A). Dette virker på en måte som tar ut all energi med frekvenser lavere enn frekvens  $f_1$ , slipper så gradvis gjennom mer og mer av energien opp mot frekvens  $f_2$ . All energi mellom frekvens  $f_2$  og  $f_3$  slippes gjennom. Mellom frekvensene  $f_3$  og  $f_4$  filtreres gradvis mer og mer av energien ut slik at ingen energi med frekvenser høyere enn  $f_4$  slipper gjennom. Ved bruk av dette filteret er det viktig at avstanden mellom de forskjellige frekvensene ikke er for korte, det kan skape kunstige effekter.

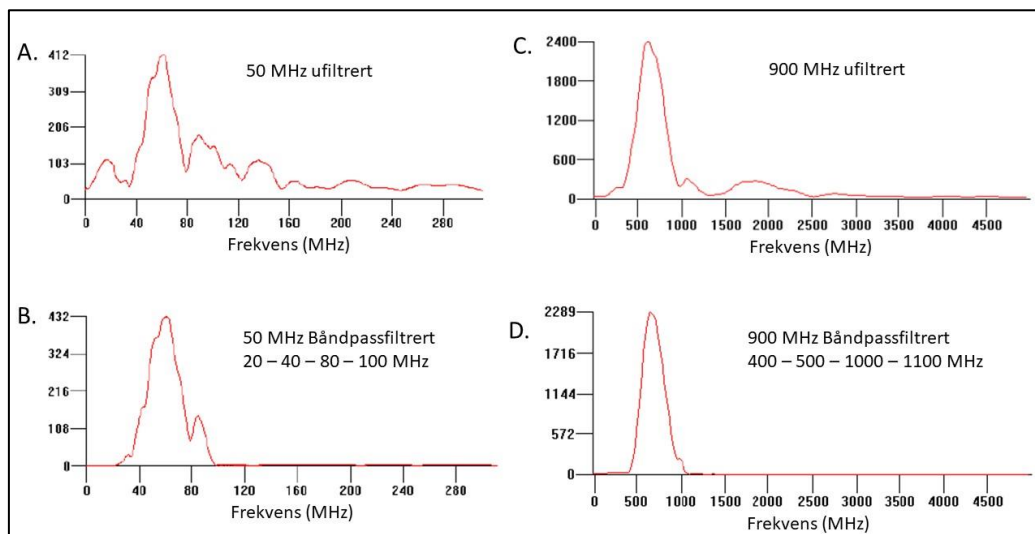
Et høypassfilter (*highpass filter*, Figur 7.11B) slipper gjennom de høye frekvensene i signalet ( $> f_2$ ), men tar ut de lave ( $< f_1$ ). Ofte blir dette filteret kalt *lowcut filter* på engelsk da lave frekvenser kuttes ut.

Tilsvarende vil et lavpassfilter (*lowpass filter*, Figur 7.11C) slippe gjennom de lave frekvensene i signalet mens de høye frekvensene filtreres ut. På engelsk blir dette et *highcut filter*. Noen ganger kan signalene inneholde støy på bestemte frekvenser. Ved noen metoder (bl.a. refleksjonsseismikk) kan nettspenningen med frekvens 50 eller 60 Hz eller andre spesielle frekvenser gi støy i de geofysiske signalene. En kan da benytte et båndstopppfilter (*bandstop filter, notch-filter*) som bare tar ut akkurat disse frekvensene (Figur 7.11D).



Figur 7.11: Forskjellige frekvensfiltre som kan benyttes for å gjøre generelle geofysiske signaler og spesielt georadarsignaler mer synlige. A) Båndpassfilter, B) Høypassfilter, C) Lavpassfilter og D) Båndstopppfilter (Notch filter) (Modifisert fra Kearey & Brooks 1992).

Effekten av båndpassfiltrering på signalenes frekvensinnhold er vist i Figur 7.12. Data er hentet fra måling av is- og snøtykkelse på Longyearbreen, Svalbard (50 MHz) og måling av snø-tykkelse (900 MHz).

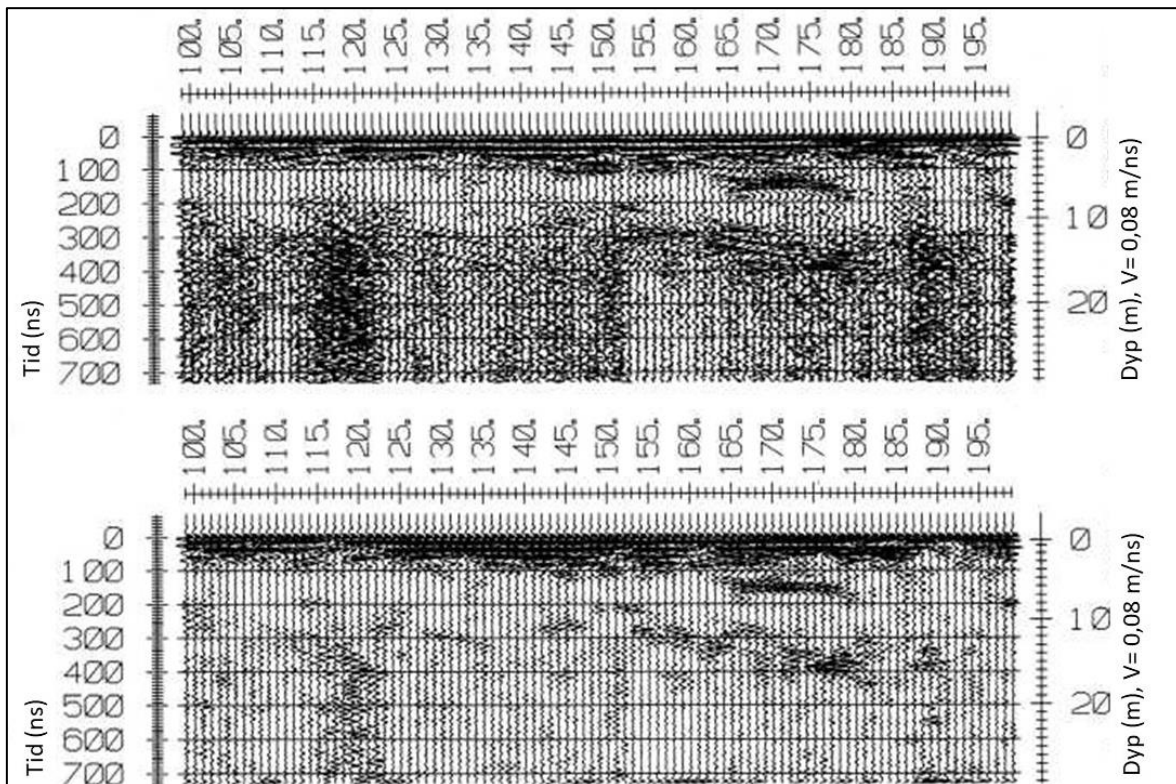


Figur 7.12: Effekt av båndpassfiltrering på frekvensinnholdet i GPR-data. Rå-data øverst og båndpassfiltrerte data nederst (Upubliserte data fra studentøvinger ved UNIS).

Data med senterfrekvens 50 MHz viser noe energi for frekvenser lavere enn 40 MHz og høyere enn 80 MHz. Etter filtrering med angitte båndpassfilter er disse energien tatt ut, og en sitter igjen med energi

hovedsakelig mellom 40 og 90 MHz. Tilsvarende har rådata for 900 MHz noe energi mellom 1500 og 2500 MHz, energi som er tatt ut etter den angitte filtreringen. Disse energitoppene kunne stamme fra eksterne feilkilder (radiosendere, mobiltelefoner o.l.), men i disse to eksemplene var data beheftet med svært lite støy, og datakvaliteten ble ikke merkbart forbedret (studentoppgaver ved UNIS, Universitetssenteret på Svalbard).

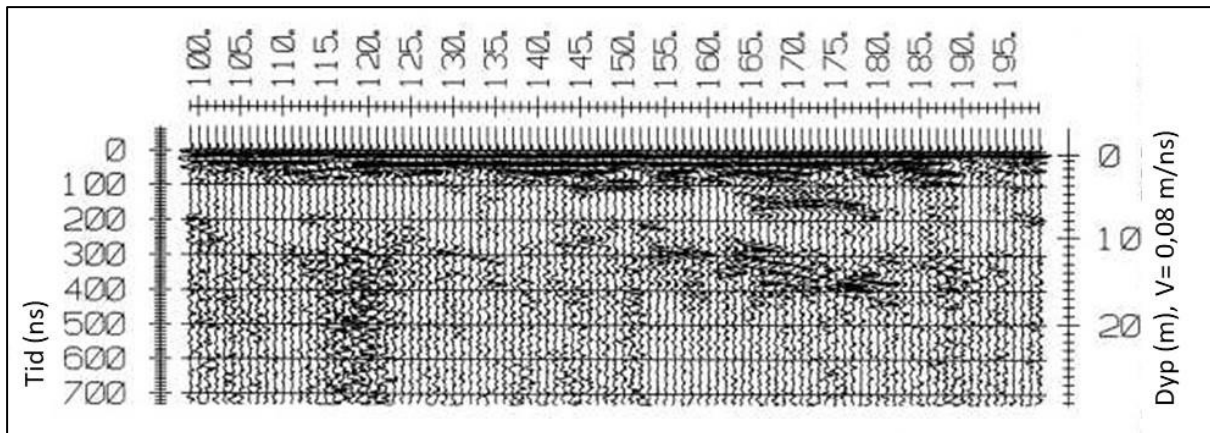
Et eksempel som viser en viss effekt av frekvensfiltrering, er vist i Figur 7.13. Profilet viser noe støy i form av sorte områder etter ca. 200 ns (dypere enn ca. 10 m). Etter båndpassfiltrering med det angitte filteret, er mye av støyen tatt bort. Dersom denne type filtrering skal være effektiv, må signalet og støyen ha forskjellig frekvensinnhold. I dette tilfellet kan det se ut som om det er en mindre overlapp i frekvensinnholdet, og da kan støyen aldri fjernes helt.



Figur 7.13: Eksempel på båndpassfiltrering av georadardata. Råopptak er vist øverst og filtrerte data med de fire frekvensene 10 - 20 - 60 -70 MHz (Fra Mauring mfl. 1994)

### 7.4.3 Medianfiltrering

Et medianfilter benyttes for å fjerne høyfrekvent støy «spikes» i et opptak. Et n-punkts medianfilter (n= oddetall, som regel 3, 5 eller 7) virker ved at n påfølgende datapunkter i en trase sorteres i stigende rekkefølge etter amplitude. Medianverdien velges ut og erstatter verdien i det midterste av de n datapunktene. På denne måten fjernes spesielt høye og lave amplituder. En bieffekt av denne filtreringen er at filteret virker som et lavpassfilter, noe som blir mer tydelig med økende filterlengde.



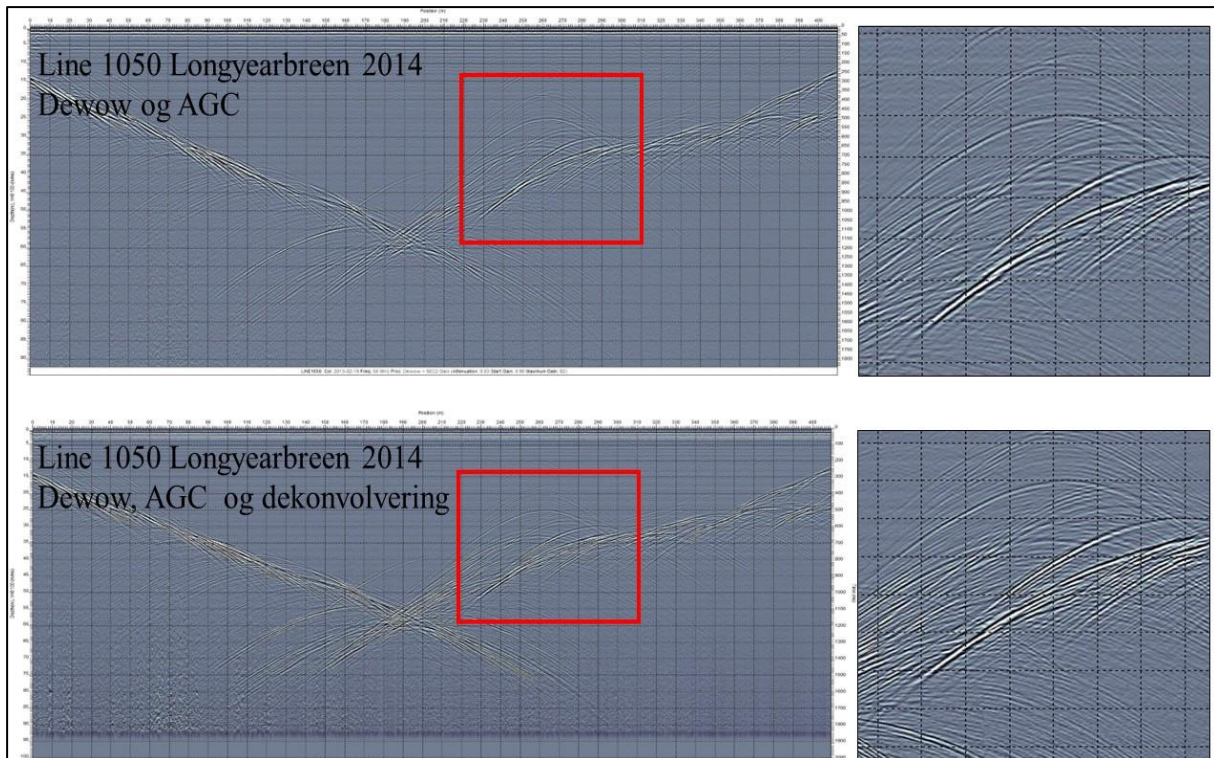
Figur 7.14: Eksempel på medianfiltrering. Råoptaket er det samme som i Figur 7.13 (Fra Mauring mfl. 1994).

#### 7.4.4 Dekonvolving

Georadarsignalene vil, på samme måte som andre geofysiske signaler, påvirkes av de massene de går gjennom. Prosessen blir kalt konvolving (*convolution*), og effekten er ofte at signalet blir mer utflytende. Ved å utføre dekonvolving (*deconvolution*), kan det reflekterte signalet komprimeres, aller helst overføres til et enkelt utslag og derved øke oppløsningen av reflektorer. Prosessen, som er mest anvendt ved prosessering av høyoppløselige refleksjonsseismiske data for oljenæringa, kan også benyttes til å fjerne multipler. Inhomogene masser og få problemer med multipler gjør at dekonvolving sjeldent benyttes ved georadar.

Et eksempel der det er benyttet dekonvolving av georadardata er vist i Figur 7.15. Data er hentet fra målinger på Longyearbreen i 2014, målinger som er utført som en studentøving. I det fulle profilet til venstre er det ikke mulig å se noen forbedring av datakvaliteten. Utsnittene fra den røde firkanten er noe forstørret til høyre i figuren. Heller ikke her kan en se vesentlige forbedringer, men kanskje er refleksjonene noe komprimert etter dekonvolving (nederst). Liten og ingen effekt av prosessen er kanskje også en årsak til at dekonvolving benyttes lite ved georadar. Ifølge Annan (2009) har tidligere studer av dekonvolving av GPR-signaler heller ikke gitt vesentlige forbedringer. Årsaken er at GPR-signalet i utgangspunktet er så komprimert.





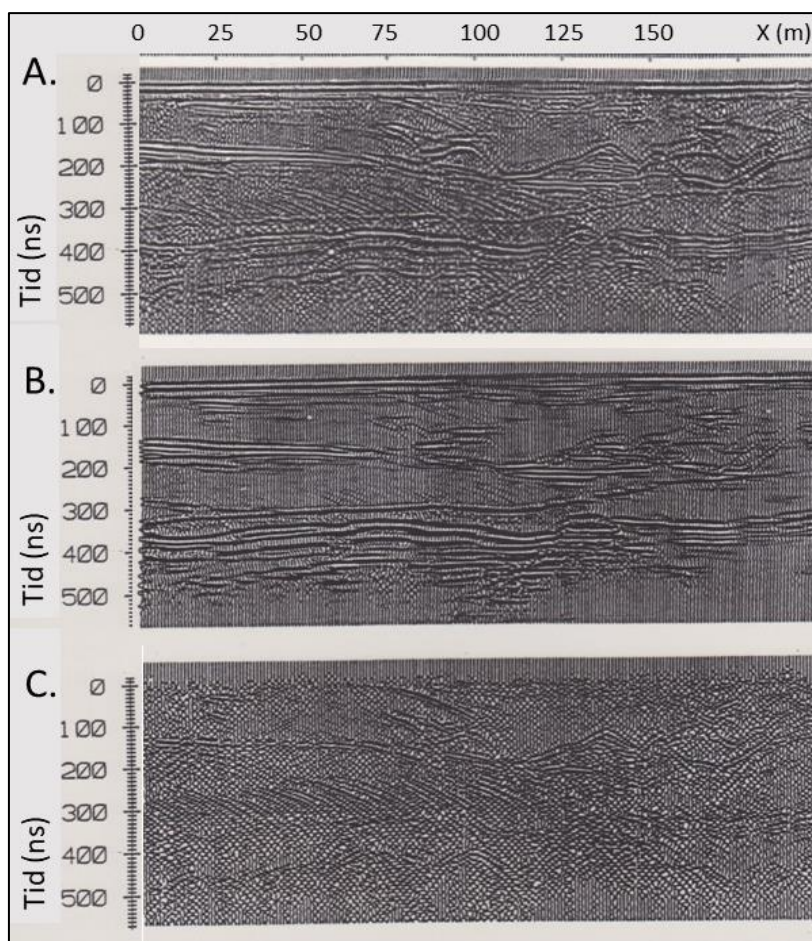
Figur 7.15: Eksempel på dekonvolvering av georadardata fra Longyearbreen, Svalbard. (Upubliserte data fra studentoppgaver ved UNIS).

## 7.5 Romlige filter, filtrering langs profil

Det finnes flere filtre som kan benyttes langs et profil for å fremheve visse egenskaper i det aktuelle datasettet.

### 7.5.1 Lavpassfilter og Høypassfilter

Når en benytter et lavpassfilter langs et profil, vil en fremheve nær horisontale hendelser. Et høypassfilter vil fremheve hurtig skiftende hendelser langs profilet. Eksempler på slik filtrering er vist i Figur 7.16.

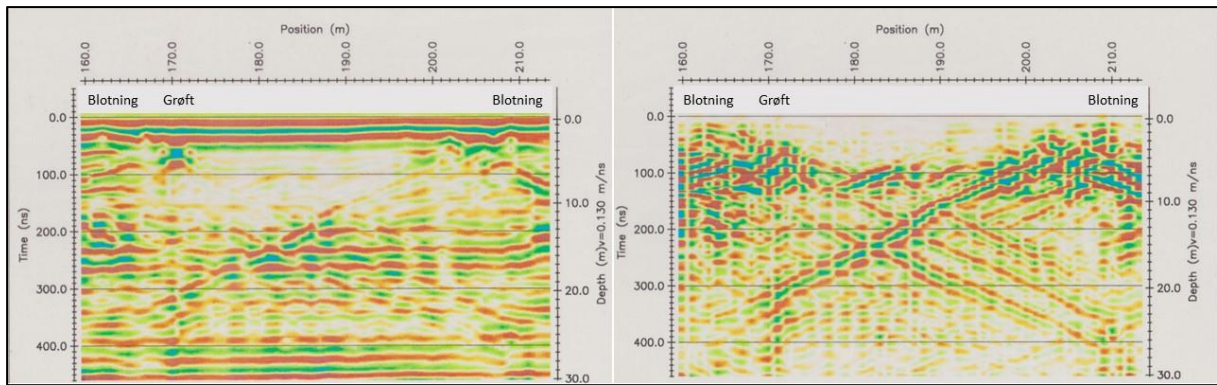


Figur 7.16: Eksempel på lavpass filtrering og høypassfiltrering. A) Originale datasett, B) Samme data som i (A) lav-passfiltrert og C) Samme data som i (A) høypassfiltrert. (Figur fra S&S).

Det originale datasettet i Figur 7.16A er målt over en fluvial sandavsetning i Canada (data fra S&S). Plottet viser en blanding av utholdende mer eller mindre horisontale refleksjoner og hurtig skiftende skrålager. I den lavpass-filtrerte versjonen (Figur 7.16B) fremheves de nær horisontale refleksjonene mens skrålagerne blir mer diffuse. I den høypassfiltrerte versjonen (Figur 7.16C) er de nær horisontale refleksjonene nesten fraværende, mens de hurtig skiftende skrålagerne kommer klarere frem. Eksemplet viser hvordan en med denne typen filtre langs profilene kan fremheve de effektene i datasettet en ønsker å se.

### 7.5.2 Trase-forskjell

Trase-forskjell (*trace difference*) er en filtreringsteknikk som fremhever de hurtig skiftende hendelsene i et datasett ved å ta bort det som er likt fra en trase til den neste. Filteret kan sammenlignes med et romlig høypassfilter. Filtringen utføres ved at en trase erstattes med forskjellen mellom en trase og den foregående trasen. Denne prosessen løper gjennom hele profilet. Forskjellene på de to aktuelle trasene beholdes, mens det som er likt blir fjernet. Et eksempel på Trase-forskjell (*Trace difference*) er vist i Figur 7.17.



Figur 7.17: Eksempel på prosesseringen traseforskjell, originale data til venstre og prosesserte data til høyre (data fra Banks mfl. 1993).

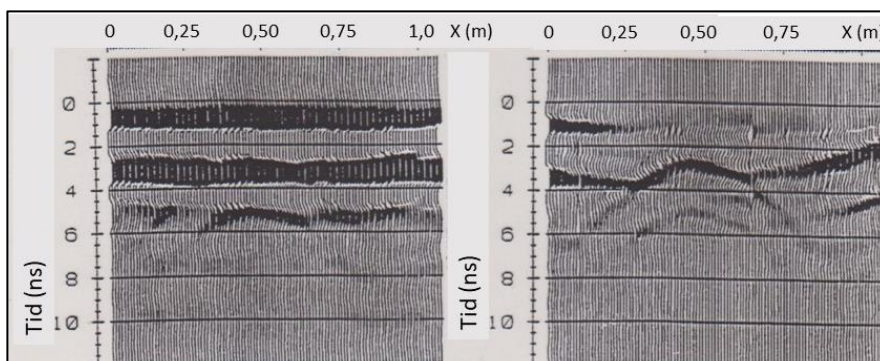
Profilen vist i Figur 7.17 er målt over en mulig svakhetszone i berg ved Utengen på Hvaler (Banks mfl. 1993). En forventet her å se effekten av en knusningszone i berg med et kaotisk refleksjonsmønster. I stedet kom det frem klare refleksjoner fra enkeltstående sprekker, i alle fall etter prosesseringen traseforskjell.

Det originale datasettet (Figur 7.17 til venstre) viser tre sett med horisontale reflektorer. Øverst mellom tid 0 og ned til tid 60 ns dominerer direktebølger fra senderen til mottakeren i luft og i bakken. Mellom 200 ns og 300 ns ser en også et bånd av horisontale hendelser, og dette er metodisk støy som vil dominere over det virkelige signalet. Tilsvarende kan sies om de horisontale hendelsene fra 400 ns og videre ned trasene. Utsnittet som vises her er målt fra blottet berg til venstre, over løsmasser til blottet berg også til høyre. En svak horisontal reflektor ved tid 80 ns (dyp 3 – 4 m), representerer bergoverflaten. Denne kommer sterkere frem ved tradisjonell «wiggly trace» presentasjon (Banks mfl. 1993).

I det filtrerte datasettet (Figur 7.17 til høyre) er alle de horisontale hendelsene filtrert bort, også den svake refleksjonen på bergoverflaten sentralt i profilet. Tilbake står meget klare refleksjoner fra slakt skrånende sprekker (slepper) i berget. Disse går i kryss med hverandre og er typiske sprekkemønstre i granittiske bergarter, her Iddefjordgranitt.

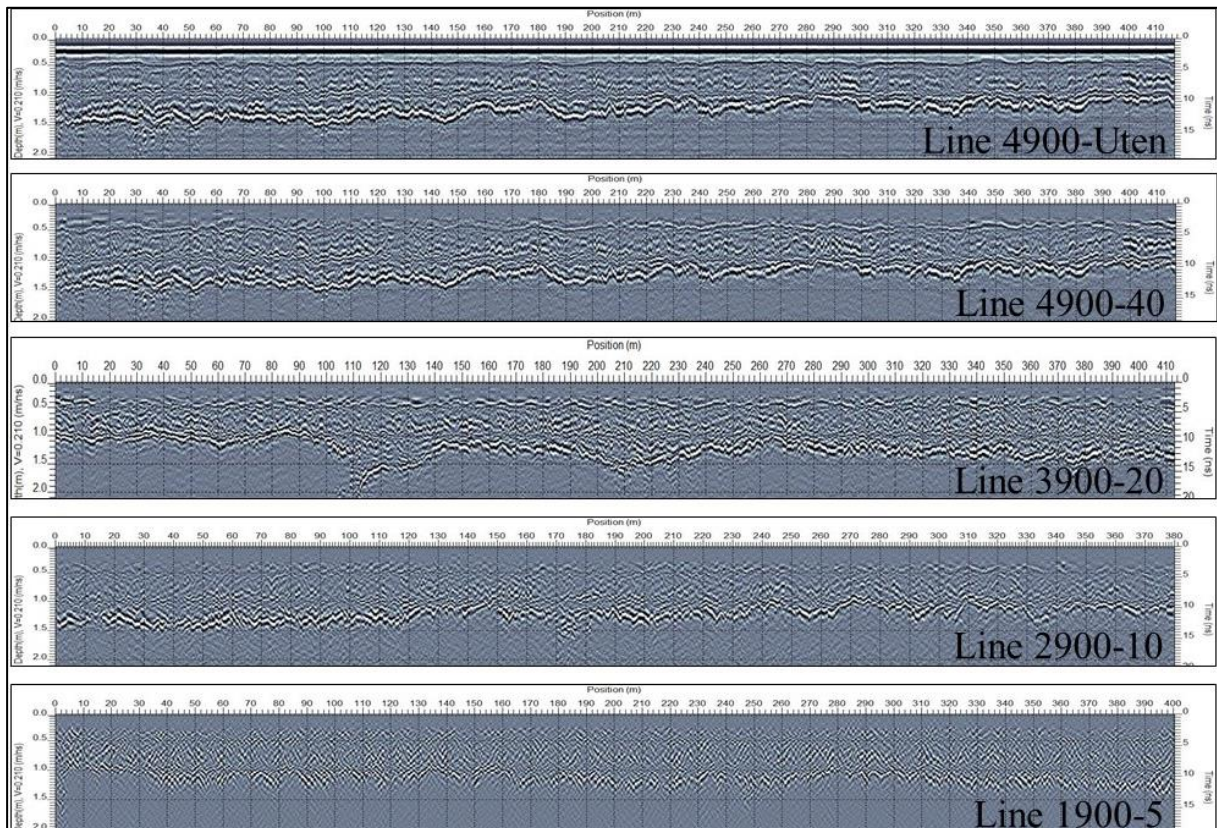
### 7.5.3 Bakgrunns-fratrekk

Ved bakgrunns-fratrekk (*Background subtraction*) blir det beregnet en gjennomsnittstrase fra et definert sett av traser, og denne blir trukket fra hver enkelt trase. Denne gjennomsnitts-trasen kan beregnes fra alle trasene i et profil eller som et løpende middel av et gitt antall traser. Ved denne filtreringen blir også horisontale hendelser tatt bort, og en fremhever refleksjoner fra hendelser ved forskjellig tidspunkt. Trase-forskjell (*Trace difference*) er det samme som bakgrunns-fratrekk med bare en trase.



Figur 7.18: Eksempel på bakgrunns-fratrekk langs et profil over et rør i bakken (Figur fra S&S).

Figur 7.18 viser et eksempel der bakgrunns-fratrekk fungerer meget bra. Det originale datasettet til venstre viser for det meste horisontale reflektorer som er direktebølger i luft og bakke. Det indikeres noen uregelmessigheter ved tidsdyp 5 ns, men disse overskygges av direktebølger. I bildet til høyre er en gjennomsnittstrase av alle trasene trukket fra hver enkelt trase. Direktebølgene blir sterkt svekket og en hyperbel som stammer fra et rør i bakken står frem. Her blir ikke all energi fra direktebølger tatt bort, noe som skyldes at effekten av disse endrer seg langs det korte profilet. Mer av direktebølgen kunne kanskje vært fjernet ved å benytte et løpende gjennomsnitt beregnet fra f.eks. 10 traser, noe som hadde vært mer tilpasset variasjonene i direktebølgene langs profilet.



Figur 7.19: Eksempel på uheldig bruk av bakgrunns-fratrekk. Profilene viser snøtykkelse langs fire forskjellige profiler på Longyearbyen, Svalbard. Tallene -5, -10, -20 og -40 representerer antall traser gjennomsnittstrase er beregnet fra. (Data fra studentøvinger ved UNIS).

Figur 7.19 viser eksempel på uheldig bruk av bakgrunns-fratrekk. Data er målt med 900 MHz senterfrekvens for å kartlegge snø-tykkelse langs fire forskjellige profiler på Longyearbreen, Svalbard. Line 1900-5 betyr profil 1, målt med 900 MHz mens tallet -5 betyr at gjennomsnittstrase er beregnet løpende som gjennomsnittet av 5 traser.

Øverste profil merket **Line 4900-Uten** er presentert uten bakgrunns-fratrekk. Her fremstår en gjennomgående reflektor som representerer overgangen fra snø til is langs profilet. Med en bølgehastighet i snøen på 0.21 m/ns gir dette en tykkelse av snøen som varierer mellom 1,0 og 1,3 m på det aktuelle tidspunktet.

Profilen merket **Line 4900-40** er det samme datasettet, men her er det beregnet en løpende gjennomsnittstrase på grunnlag av 40 traser. Overgangen fra snø til is vises godt, og i tillegg kommer det frem en reflektor ved 3 til 5 ns (dyp ca. 40 cm). Denne representerer trolig en laggrense i snøen som kan være forårsaket av en mildværs periode med påfølgende frysing til et islag. Denne reflektoren

drukner i direktebølger i det øverste profilet (Line 4900-Uten). Det er ikke mulig å få noe klart bilde av denne uten at direktebølgene er fjernet med bakgrunns-fratrekk.

Presentasjonene av **Line 3900-20**, **Line 2900-10** og **Line 1900-5** gir dårligere bilder av overgangen fra snø til is, og sistnevnte viser bare et kaotisk mønster. Årsaken til dette er at jo færre traser som benyttes til å beregne en gjennomsnittstrase, jo mer blir gjennomsnittstrasen lik de individuelle trasene. Dette betyr at ikke bare direktebølger blir fjernet, men også signalet en ønsker å kartlegge, overgangen fra snø til is. Snø-tykkelsen på Longyearbreen varierer lite fra trase til trase. Hvis en gjennomsnittstrase av fem traser som blir trukket fra den midterste, vil da også den reflektoren en ønsker å kartlegge fjernes.

Filtreringen bakgrunns-fratrekk må benyttes med fornuft.

## 7.6 2D Filtre, Kombinasjon av filtrering med tid (dyp) og langs et profil

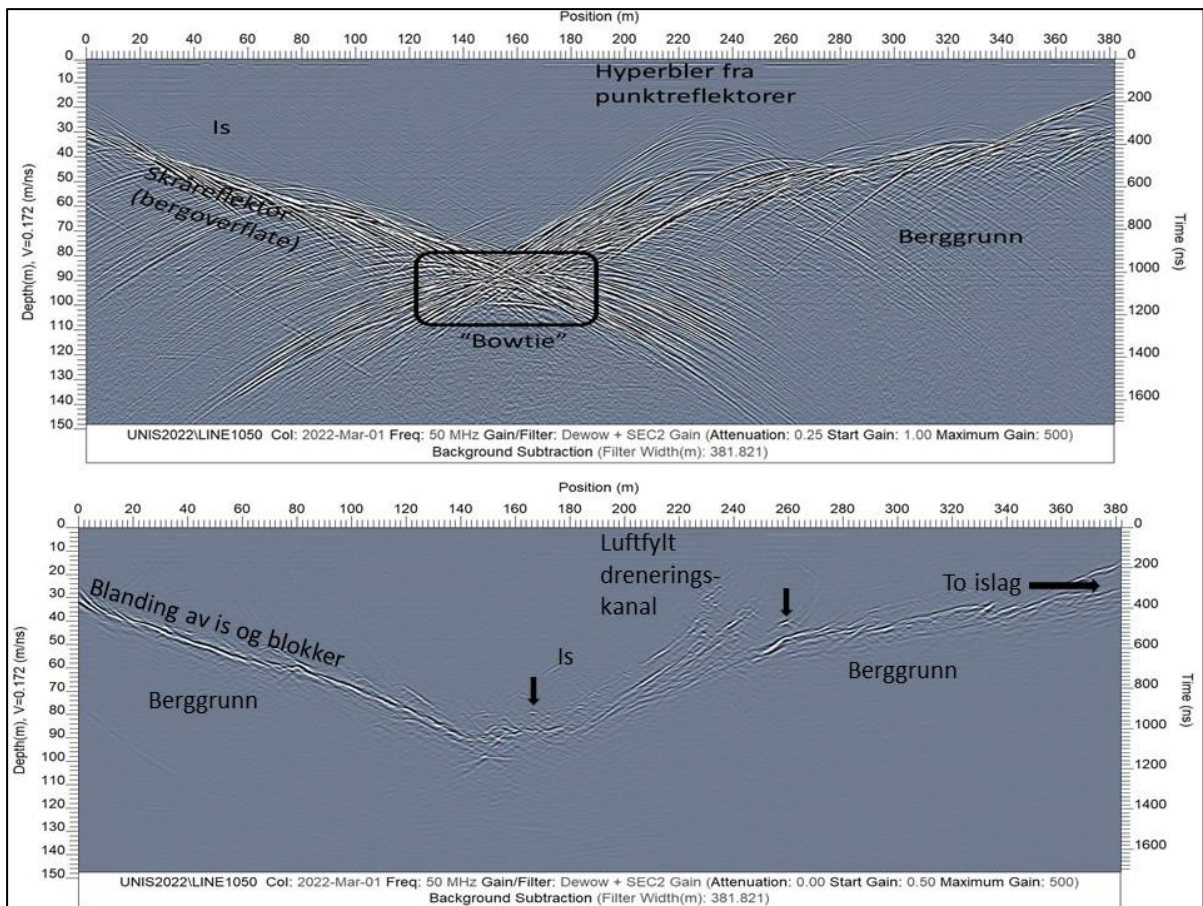
2D-filtre endrer data både langs et profil og mot dypet. Mest benyttet er migrering, men også et fall-filter kan være nyttig.

### 7.6.1 Migrering

Migrering er en mye brukt prosessering som kan «rydde opp» i radarbilder. Prosessen kan fjerne hyperbler, fjerne «bow-ties» og rette opp skrålag slik de ble presentert i Figur 5.11. Alle disse effektene oppstår på grunn av at senderantennen ikke sender en tynn stråle med energi ned i bakken, men at denne spres utover som vist i Figur 4.7. Populært kan en si at migrasjonsprosessen bringer energien i disse hendelsene tilbake til det punktet i bakken energien kommer fra. Det betyr at energien i en hyperbel fra diffraksjoner eller punktreflektorer føres tilbake til det punktet som forårsaket hyperbelen. Det samme kan en si om en «bow-tie». Skrålag føres tilbake til sin opprinnelige form. Matematikken bak denne prosessen omhandles ikke i dette dokumentet.

Ifølge Annan (2005) kan migrering foretas med tre forskjellige rutiner; Kirchoff's migrering, Stolt f-k-migrering og «*reverse time finite difference*». Sistnevnte er sjeldent benyttet. Migrering er en prosess som også stammer fra refleksjonseismikken, og den fungerer ikke alltid så bra for GPR (Cassidy 2009b). Årsaken til dette er hovedsakelig inhomogene masser med hurtig skiftende hastigheter både horisontalt og vertikalt.

Figur 7.20 viser et profil fra Longyearbreen Svalbard, der migrasjon var meget effektiv, og hvor migrasjon også ble benyttet til å finjustere hastighetsanalysen fra hyperbeltilpasning (Rønning 2023). Også ved studier av kollapsstrukturer i sedimentære bergarter på Wordiekammen, ca. 70 km nord for Longyearbyen Svalbard, har migrasjonen bidratt til opprydding i et kaotisk bilde av diffraksjoner (Figur 5.7 og Heincke m.fl. 2009).



Figur 7.20: Eksempel på migrasjon av GPR-data. Øverst vises uprosesserte data, nederst migrerte data der hastigheten  $V = 0.172$  m/ns er benyttet (Fra Rønning 2023).

Det uprosesserte datasettet fra Longyearbreen vist øverst i Figur 7.20 viser en rekke hyperbler både ved overgangen fra is til berg og internt i isen. Førstnevnte er trolig forårsaket av blokker i blanding med is, mens hyperblene inne i isen mest sannsynlig er forårsaket av luft-fylte dreneringskanaler i isen (Rønning 2023). I den migrerte versjonen av profilet nederst er alle hyperblene kollapset, den kunstige effekten kalt «bow-tie» i bunnen av isen har kollapset, og de skrå bergoverflatene er ført tilbake til sin opprinnelige posisjon. De to pilene peker på to hyperbler i isen som begge er kollapset til et punkt. Bergoverflaten, spesielt til venstre i bildet står frem som en kontinuerlig skarp refleksjon. Migrasjonen her må sies å være meget vellykket, og dette skyldes nok at isen er et meget homogent materiale der hastigheten er konstant lik  $0.172$  m/ns (Rønning 2023).

### 7.6.2 Fall-filter

Et fall-filter (*dip filter*) benytter en matematisk beregning til å fremheve skrålag med en angitt vinkel. Filteret er lite benyttet ved prosessering av GPR-data.

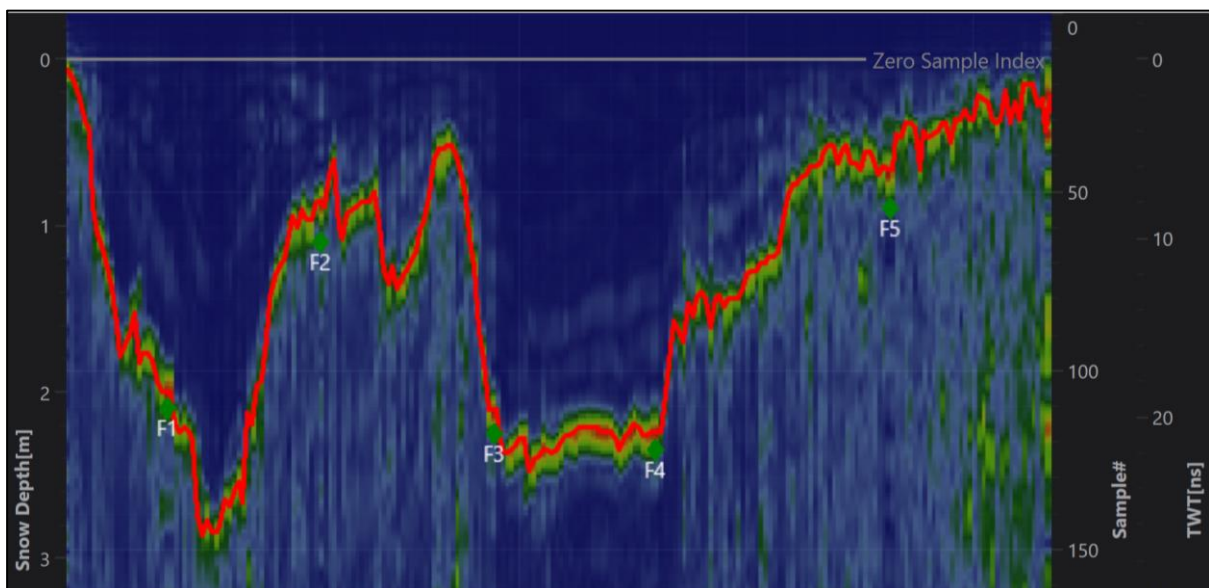
## 7.7 Andre operasjoner og utførelser

Det finnes andre rutiner som kan være nyttige, men som ikke er inkludert i standard prosesserings-verktøy.

### 7.7.1 Automatisk plukking av reflektor

Dersom radaropptakene viser en kontinuerlig reflektor, kan denne følges med en operator slik at tidsdyp til reflektoren kan registreres automatisk. Dette er ikke en vanlig rutine i kommersielle programmer, men finnes ved enkelte spesialutgaver. Programmet SIRDAS, utviklet av firmaet Albrektsen Innovation AS i Florø i samarbeid med Statkraft, er et eksempel på spesialprogram som kan tolke snøtykkelse automatisk.

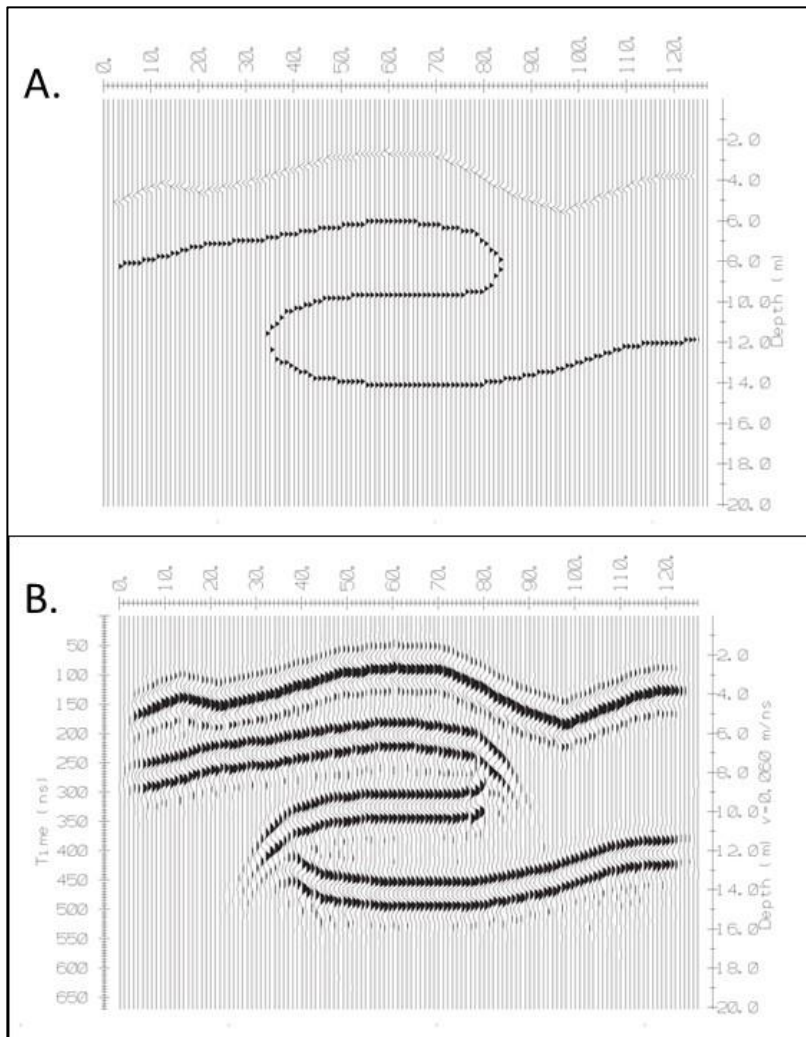
Et eksempel på en slik automatisk analyse er vist i Figur 7.21 (fra <https://www.albrektsen.net/>). Radaropptaket ligger i bunn. Overgangen fra snø til markoverflaten fremstår som en meget markert og kontinuerlig reflektor i gul-grønt. Denne reflektoren følges automatisk med den røde kurven og informasjon om posisjon (X og Y) og tidsdyp kan registreres. Ved å benytte en kjent hastighet i snøen, kan snøtykkelsen angis automatisk (skala på venstre side). Dette er i dag standard prosedyre for vassdragsregulantene i deres arbeide med å vurdere hvor mye energi som ligger lagret i form av snø i fjellet og som kan benyttes til produksjon av elektrisk vannkraft.



Figur 7.21: Eksempel på automatisk tolking av snøtykkelse (fra <https://www.albrektsen.net/>).

### 7.7.2 Modellering av GPR-responser

Det finnes programvare som gjør det mulig å modellere hvilken respons en vil få fra en gitt modell. En definerer en modell som beskriver variasjoner i reflektiviteten i et X-Z-domenet (X- og Z-retning). Denne konverteres til f-k-domenet (frekvens og bølgetall) ved hjelp av Fourier-transformasjon. Responsen fra modellen beregnes og bildet i f-k-domenet transformeres tilbake til X-Z-domenet. Dette bildet vil da vise hva for en respons en kan forvente ved forskjellige modeller. Et eksempel på slik modellering er vist i Figur 7.22.



Figur 7.22: Eksempel på modellering av GPR-responser. A) Modell med negative og positive variasjoner i reflektivitet (dielektrisitet), B) Beregnet radargram fra modellen i A (Fra S&S 1996).

Modellen i Figur 7.22A inneholder en laggrænse med negativ reflektivitet (negativ refleksjonskoeffisient) øverst som varierer i dyp fra ca. 3 m til ca. 5 m. Under denne ligger en omvendt S-formet reflektor med positiv refleksjonskoeffisient. Responsen fra denne modellen er vist i Figur 7.22B. Legg merke til at den første refleksjonen har en høyre-venstre-høyre-venstre-høyre-respons (eller + - - + forløp) og at det er den andre høyre-responsen som viser hvor inhomogeniteten (reflektoren) befinner seg. Den andre reflektoren viser det motsatte forløpet siden refleksjonskoeffisienten har motsatt fortegn. En ser også at de krappe svingene gir diffraksjoner som mer eller mindre klare halv-hyperbler.

Denne type modellering kan være nyttig for å se hvilke svar en kan få ved forskjellige modeller, noe som kan benyttes ved tolkingen av georadarbilder.

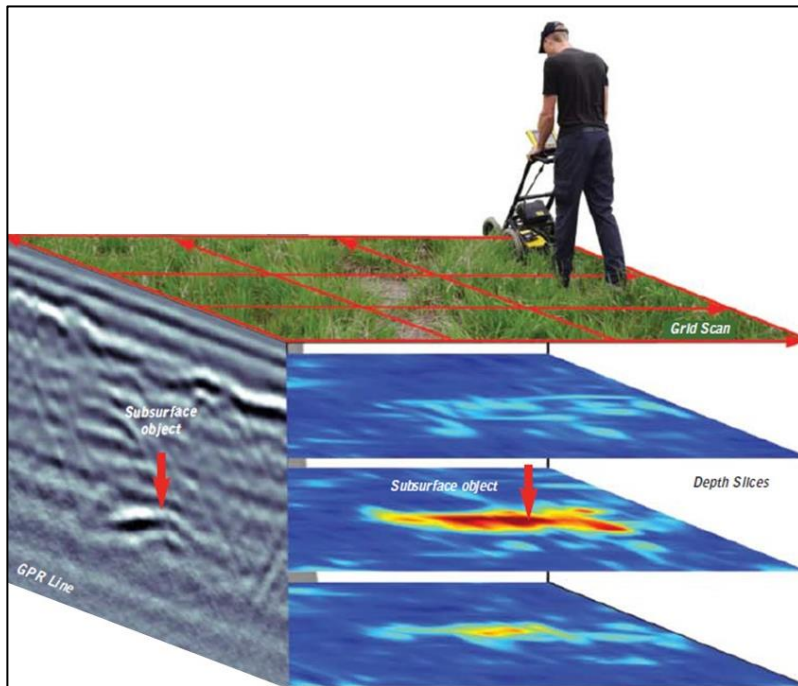
## 8. ALTERNATIVE TEKNIKKER FOR DATAINNSAMLING

Kvaliteten på en radarundersøkelse kan økes ved å plassere antennene på alternative måter. Ved å utføre radarmålingene i 3D (tett målepunktavstand og flere tette profiler) kan en få mer detaljerte bilder av undergrunnen. Ved å utføre flerkanals-målinger (flere mottakerposisjoner for hver senderposisjon), kan dybderekkevidden økes, og en kan få informasjon om hastighetsvariasjoner langs et profil. Som nevnt innledningsvis kan en også foreta gjennomlysning med georadar ved å plassere sender og mottaker på hver side av et objekt en ønsker å studere.



## 8.1 3D georadar

Dersom en har råd til og muligheter for å måle flere profiler med tett innbyrdes avstand, kan en samle inn og prosessere data i 3D. For å få gode bilder bør ikke profilavstanden vær vesentlig større enn punktavstanden langs profilene. Med et en-kanals GPR-system er dette meget tidkrevende og derved dyrt. Det finnes imidlertid utstyr hvor flere sender og mottakersystemer er montert i en større enhet som kan skanne striper med total bredde opp mot 2,5 meter. Eksempler på slike systemer er «Malå MIRA» fra det Svenske firmaet GeoGuideline og 3D Radar fra det Trondheims-baserte firmaet KONTUR (tidligere kalt 3D RADAR). En skisse av hvordan data samles inn ved 3D Radar og hvilke bilder en kan trekke ut er vist i Figur 8.1.



Figur 8.1: Prinsippskisse av 3D radar datainnsamling og prosesserte bilder (fra S&S).

Ved 3D georadar måles linjer tett og gjerne i to retninger som vist i Figur 8.1. Profilene prosesseres individuelt, med så lastes amplituden på signalene inn i en 3D-modell. Ut fra denne kan en så velge vertikale profiler (*vertical slices*) i hvilken som helst retning og se på disse, og en kan lage horisontale bilder (*horizontal slices*).

### 8.1.1 3D Radar. Svenske Malå MIRA

Dagens utgave av Malå MIRA 3D georadar består av en boks med 11 sendere og 12 mottakere som alle arbeider mot hverandre. Dette gir i alt 131 kombinasjoner av sendere og mottakere. Dette utstyret finnes med senterfrekvensene 200, 400 og 1300 MHz. Med de høye frekvensene er dette utstyret dårlig egnet for geologisk kartlegging.



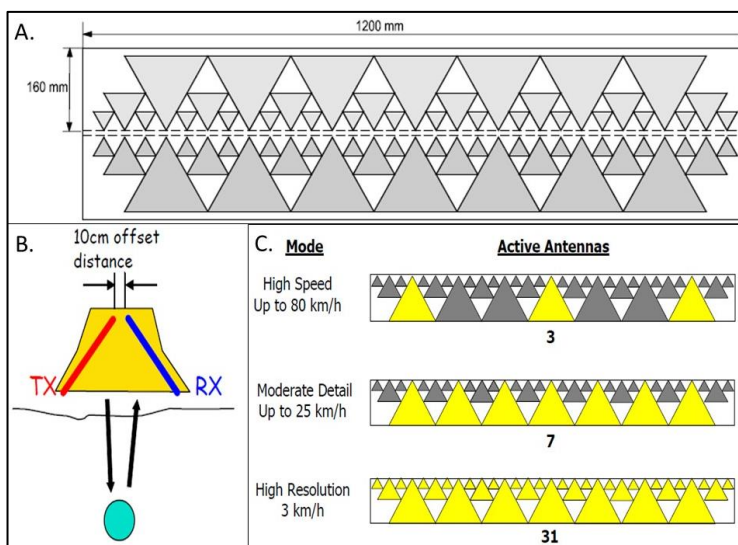
Figur 8.2: Presentasjon av Malå MIRA flerkanals 3D georadar (nedlastet fra <https://www.guidelinegeo.com>).

Bruksområder for dette fra Guideline Geo kan være

- Kartlegging av objekter i bakken
- Arkeologi
- Undersøkelser i forbindelse med rettsaker
- Inspeksjon av rullebaner på flyplasser
- Inspeksjon av veger og fortau
- Tunnelundersøkelser

### 8.1.2 3D Radar. Norske KONTUR

Firmaet, som tidligere het 3D Radar, men som nå heter KONTUR, er lokalisert i Trondheim og er et utspring fra forskningsmiljøet ved NTNU. Firmaet har bygget en rekke systemer med flere sendere og mottakere gjennom tidene, og vil sikkert utvikle dette videre i fremtiden.

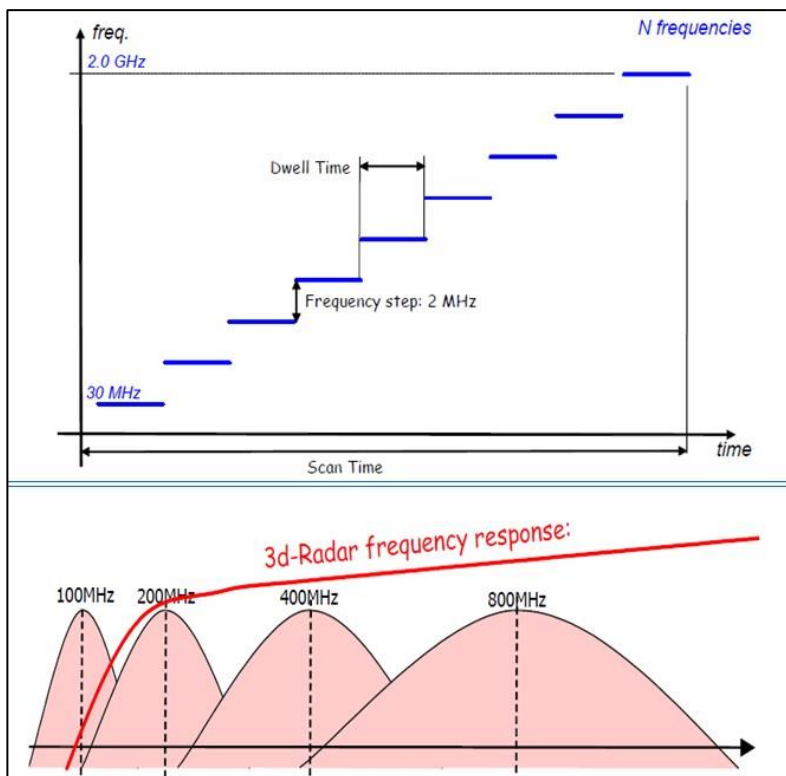


Figur 8.3: KONTURs georadar-system slik det ble presentert i 2021 (fra <https://kontur.tech/technology>).

Dagens utstyr og teknologi fra dette firmaet er presentert i Figurene 8.3 og 8.4. Utstyret består av i alt 31 par med sendere og mottakere (Figur 8.3A) som er samlet innenfor en bredde på 1,2 m. Antennene er utformet som en pyntesløyfe (*Bow-tie*) og de er montert på høykant og mot hverandre som vist i Figur 8.3B. Systemet kan opereres på tre måter (*modes*) som vist i Figur 8.3C:

- Høy hastighet med 3 aktive sendere og mottakere
- Moderat hastighet med 7 aktive sendere og mottakere
- Høy oppløsning med 31 aktive sendere og mottakere, full 3D Radar.

Med dette systemet kan en da velge om en vil utføre raske undersøkelser for å skaffe seg en oversikt eller om en vil gjøre en full 3D-undersøkelse. Sistnevnte kan utføres med en hastighet på «bare» 3 km/t.



Figur 8.4: KONTUR-radaren arbeider på flere frekvenser som varierer fra 30 MHz og opp til 2GHz (øverst). Dette gir en mer kontinuerlig båndbredde som vist nederst (fra <https://kontur.tech/technology>).

Denne radaren benytter flere frekvenser som varierer i valgte steg fra 30 MHz og opp til 2 GHz (Figur 8.4 øverst). Dette gir en mer kontinuerlig båndbredde sammenlignet med tradisjonelle radar-systemer som vist nederst i Figur 8.4. Frekvensinnholdet ligger hovedsakelig over 200 MHz, og dette utstyret er ment benyttet ved de samme bruksområdene som for det svenske utstyret (Avsnitt 8.1.1).

### 8.1.3 Eksempel på 3D Radar. Kollapsstrukturer på Svalbard

NGU utførte både 2D og 3D Georadar over kollapsstrukturer på Wordiekammen ca. 70 km nord for Longyearbyen på Svalbard i 2008 (Heincke mfl. 2009). Her ble det benyttet et en-kanals system (Sensors & Software EKKO Pro) med 50 MHz senterfrekvens. Frekvensen ble valgt på grunnlag av forutgående studier av oppløsning og penetrasjon vist i Figur 6.1 (fra Dalsegg mfl. 2004).

Geologien på Wordiekammen består av lagdelte sedimentære bergarter. Nederst i denne lagpakken ligger en evaporitt som i årenes løp er blitt vasket ut og det ble dannet et hulrom. Dette førte til at

berglagene over suksessivt raste ned i hulrommet, og dannet en kollapsstruktur, som senere er sementert. Stedvis går kollapsstrukturen opp til dagens overflate. I motsetning til de bevarte lagene som viser nær horisontale utholdende refleksjoner (Figur 8.5A), gir disse kollapsstrukturene et kaotisk mønster uten sammenhengende responser som vist i Figur 8.5B. Disse kollapsstrukturene ble først kartlagt med 2D GPR, og ut fra dette bildet ble to strukturer valgt for 3D-studier (Heincke mfl. 2009).

Innsamlingsdata for både 2D- og 3D-undersøkelsen er vist i Tabell 8.1. Ved datainnsamlingen ble posisjonene for hver enkelt trase bestemt DGPS i sanntid (*Real Time Kinematic*). En fast GPS-stasjon i måleområdet sendte korreksjonssignaler til roveren festet til GPR-systemet (se Figur 3.7A). Denne metodikken gir en nøyaktighet på 1 cm i horisontalplanet og 2 cm i høyden ifølge Store Norske Leksikon (<https://snl.no/RTK>).

Tabell 8.1: Tekniske detaljer for datainnsamlingen på Wordiekammen, Svalbard (Heincke mfl. 2009).

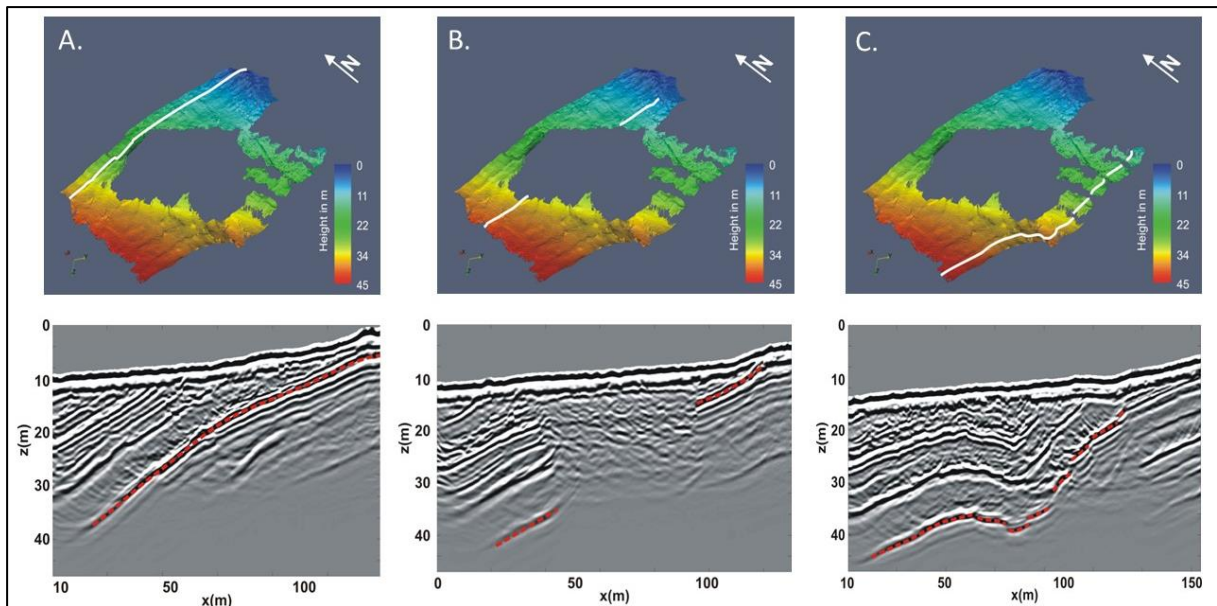
Tema	2D-undersøkelse	3D-undersøkelse
Utstyr	S&S pulse EKKO Pro	S&S pulse EKKO Pro
Sentralfrekvens	50 MHz	50 MHz
Samplingsintervall	3,3 ns	3,3 ns
Undersøkt areal	1000 m X 800 m	160 m X 80 m
Linjeavstand	25 m (total lengde 50 km)	0,4 m
Trase-avstand	0,4 m	0,4 m
Opptakstid	1000 ns	1000 ns
Posisjonering	RTK GPS	RTK GPS

Prosesseringen av 3D-data inkluderer Dewow-filter, nullpunkts-justering, fjerning av «spikes», flytting av tracer til nærmeste krysspunkt i grid, SEC-forsterkning, båndpassfiltrering, 3D topografisk migrasjon og vektning av amplitude (Heincke mfl. 2009). Figur 8.5 viser eksempler på vertikale snitt i 3D-modellen.

Figur 8.5A viser et snitt gjennom upåvirket geologi. Fargebildet øverst viser dypet under høyeste punkt i 3D-modellen for reflektoren markert med rød stipling (nederst) symbolisert med farger. Terrenget faller mot vest som vist nederst i Figur 8.5A, men de geologiske lagene faller brattere også mot vest. Reflektorene er kontinuerlige og representerer lagdelingen i de sedimentære bergartene.

Det andre vertikalsnittet (Figur 8.5B) er målt over en kollapsstruktur. På hver side av denne er de geologiske lagene kontinuerlig og markerte, men det kan være en utfordring å se hvilke reflektorer som hører sammen på de to sidene. Kollapsstrukturen i midten viser et kaotisk refleksjonsmønster.

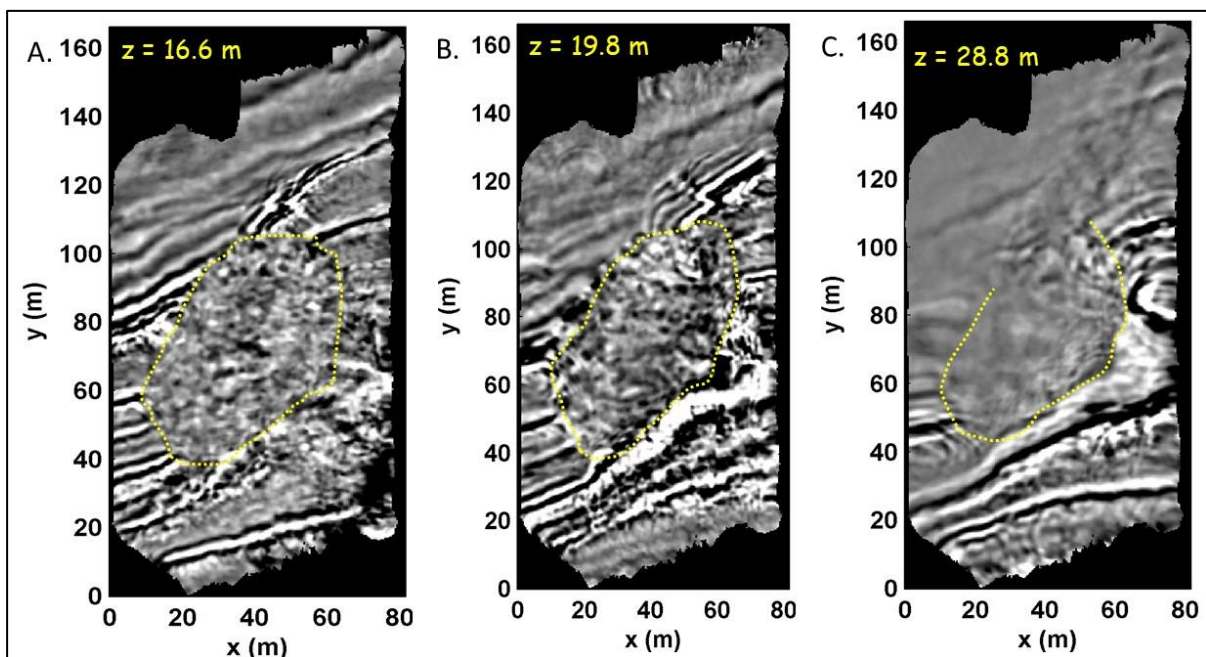
Det tredje vertikalsnittet er målt på sørsiden av kollapsstrukturen. Her er de geologiske lagene brutt opp og danner en trappevis nedsynkning av de øverste lagene, som etter hvert kommer noe opp igjen. Opprinnelig viste disse bruddkantene diffraksjonshyperbler tilsvarende de som ble vist i Figur 5.7A, men disse er korrigert ved den utførte migrasjonen.



Figur 8.5: Eksempler på vertikale snitt fra 3D-modell over kollapsstruktur på Wordiekammen, Svalbard. A) Profil utenfor kollapsstrukturen, B) Profil gjennom kollapsstrukturen og C) Profil til side for kollapsstrukturen der laggrensen er brutt opp (Fra Heincke mfl. 2009).

Figur 8.6 viser tre horisontalsnitt fra 3D-modellen (16,6 m, 19,8 m og 28,8 m under høyeste punkt i 3D-modellen). Kollapsstrukturen gir seg til kjenne med et kaotisk mønster, mens de uforstyrrede geologiske lagene som faller mot vest skjæres av de horisontale snittene. Det dypeste snittet (Figur 8.6C) viser et diffust mønster øverst og dette skyldes at penetrasjonen er for liten, dvs. en maksimal penetrasjon på noe under 30 m.

Disse horisontalsnittene er satt sammen til en video som viser utviklingen av kollapsstrukturen mot dypet, men denne må vises separat.



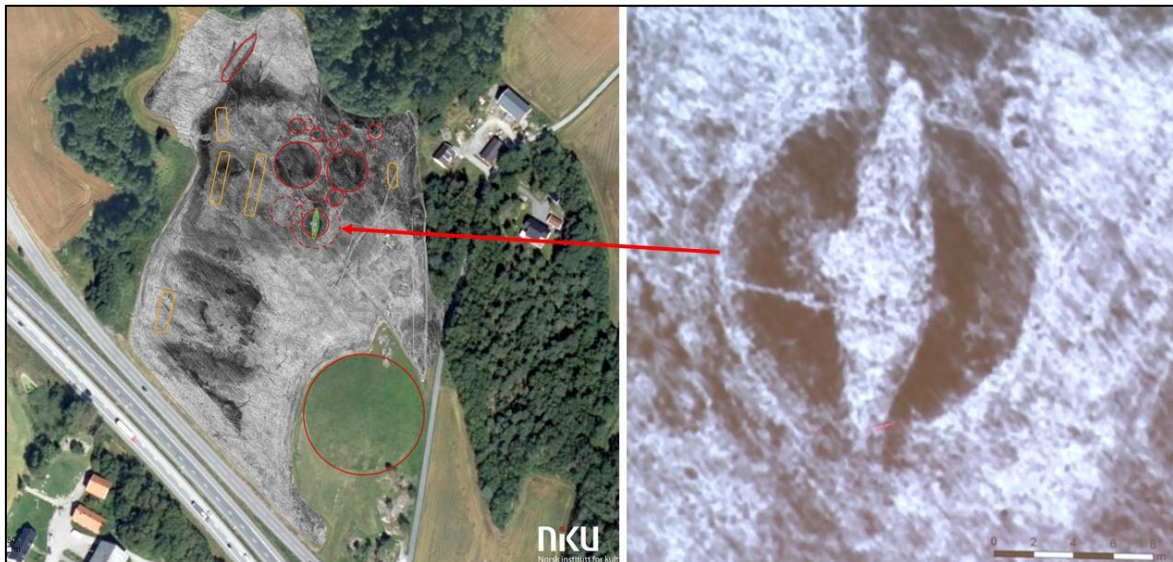
Figur 8.6: Eksempel på horisontale snitt fra 3D-modell over kollapsstruktur på Wordiekammen, Svalbard. A) Dyp 16,6 m under høyeste punkt i modellen, B) Dyp 19,8 m under høyeste punkt i modellen og C) Dyp 28,8 m under høyeste punkt i modellen (Fra Heincke mfl. 2009).

#### 8.1.4 Eksempel. Arkeologi ved Halden

NIKU (Norsk institutt for kulturminneforskning) benytter 3D radar ved arkeologiske undersøkelser. De har anskaffet 3D-radaren Malå MIRA (se avsnitt 8.1.1), og benytter denne ved en rekke arkeologiske undersøkelser. Fordelene med dette er at undersøkelser kan utføres uten inngrep i bakken, undersøkelsene kan utføres raskt, og videre graving kan foretas på de antatt viktigste stedene.

Da en bonde ved Gjellestad (Jellestad) utenfor Halden ville planere og drenere jorda på gården, ble han pålagt å utføre arkeologiske undersøkelser, dette fordi en viste allerede fra slutten av 1800-tallet at dette var et arkeologisk område. NIKU ble satt på saken, og utførte 3D radarundersøkelser i et større område rundt gården (se Figur 8.7 til venstre). Det ble utført systematiske undersøkelser med Malå MIRA-systemet med en senterfrekvens på 500 MHz. Penetrasjonen til denne frekvensen er ikke spesielt stor, men stor nok til å se ned til arkeologiske lag, dvs. ned til dyp på 1,5 m til 2 m.

Ut fra den genererte 3D-modellen er det også her laget en video som viser de arkeologiske hendelsene i hvert snitt nedover mot dypet. Denne kan sees på <https://www.nrk.no/ostfold/arkeologer-har-funnet-spor-av-et-vikingskip-i-halden-1.14248882>

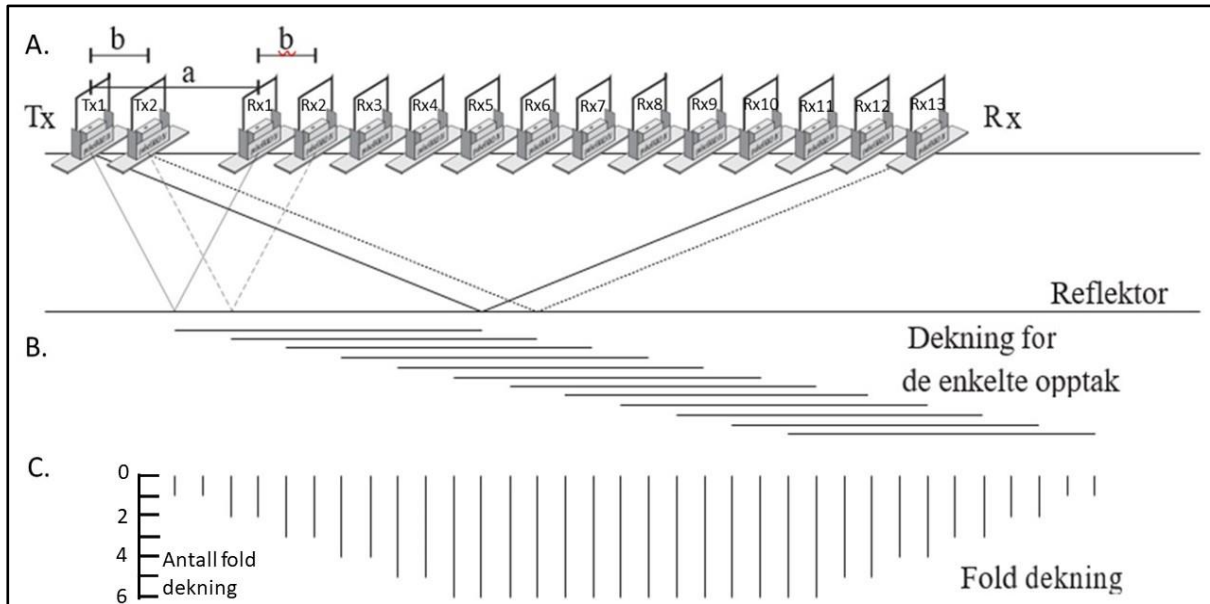


Figur 8.7: Eksempel på bruk av 3D Radar i arkeologi. Til venstre: Oversikt over påvist arkeologi ca. 1 m under bakken ved Gjellestad utenfor Halden. Til høyre: Nærbilde av gravhaug med vikingskip (Fra <https://niku.no/prosjekter/jellestadskipet/>).

Figur 8.7 til venstre viser et horisontalsnitt fra 3D radarundersøkelsen med tolkninger. Den store røde rundingen nederst i midten representerer en tidligere kjent gravhaug, som er ferdig. Gule rektangler representerer langhus fra vikingetiden der pålegroper kommer klart frem på radarsnittene. Røde sirkler og en ellipse er tolket som graver, og en av disse indikerer klart en båt, Norges fjerde største båtfunn fra vikingetiden. Et nærbilde av denne båten er vist i Figur 8.7 til høyre. Skipet mangler stavner, og om en legger til disse blir den totale lengden ca. 24 m. Til sammenligning er lengden av de fra før kjente vikingskipene; Tuneskipet 18,5 m, Osebergskipet 21,5 m og Gokstadskipet 23 m. Gjellestadskipet kan derfor være det største vikingskipet en kjenner til i Norge så langt. Utgraving av skipet ble startet i 2020. Dessverre var det i for dårlig forfatning til at det kan tas opp og restaureres.

## 8.2 Flerkanalsmåling

Bedre datakvalitet (signal-/støyforhold) kan oppnås også ved flerkanals-målinger. På engelsk blir dette kalt *Common Depth-Point* (CDP) eller *Wide Angle Refraction and Reflection* (WARR).



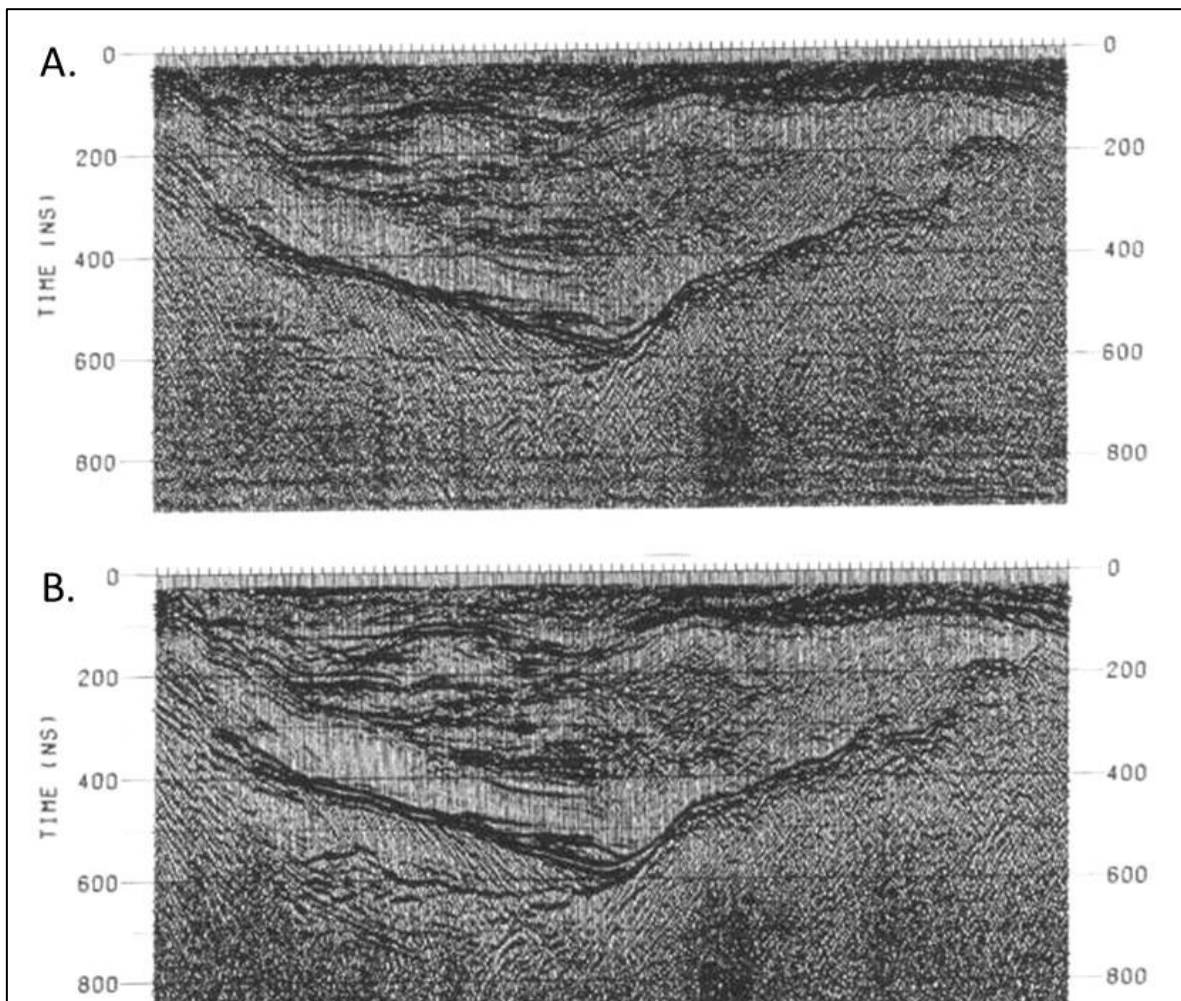
Figur 8.8: Prinsippskisse for flerkanals innsamling av georadardata. A) Antenneoppsett, B) Dekningsgrad langs reflektor i bakken og C) antall fold (refleksjoner fra hvert punkt). (Modifisert fra Mauring mfl.1994).

Flerkanals målinger foretas ved at senderantennen (Tx) og mottakerantenne (Rx) plasseres i en avstand  $a$  fra hverandre (Figur 8.8A). Etter en måling flyttes mottaker fra sender med en bestemt avstand  $b$ , og en ny måling foretas. Et opptak er ferdig når det er målt med mottaker i posisjon Rx12. Etter dette flyttes mottaker en tilbake til posisjon Rx2, og sender flyttes fram en avstand  $b$  til Tx2. Deretter registreres et opptak med mottaker i posisjonene Rx2 til Rx13. På denne måten får en refleksjoner fra laggrensen som vist i figur 8.8B. De to første punktene får bare en refleksjon fra laggrensen (en-fold dekning, antennekombinasjonene Tx1-Rx1 og Tx1-Rx2). Neste to punkter langs reflektoren får to refleksjoner som kan summeres og det beregnes gjennomsnittstrase fra disse (to-fold dekning). Datadekningen med tolv mottakerposisjoner bygges opp til maksimalt en 6-fold (600 %) dekning av hvert reflektor-punkt (se fig. 8.8C) og trappes ned til bare en refleksjon pr. punkt mot slutten av profilet. Ved å måle i  $n$  posisjoner for mottaker oppnås  $n/2$ -fold dekning.

Flerkanals målinger som dette gir et høyere signal/støy-forhold enn ved vanlig (single-fold) profilering, men dette kan oppnås ved å foreta gjentatte målinger med samme antenne-konfigurasjon (stacking, se avsnitt 6.1.3). Fordelen med flerkanals-målinger er at en kan få en kontinuerlig analyse av hastigheten langs profilet ved å foreta NMO-analyse for hver Tx-posisjon (se avsnitt 4.4.3). En annen fordel er at økt avstand mellom sender og mottaker kan gi større penetrasjon ved at avstanden mellom sender og mottaker kan bli gunstigere (se Figur 6.8, avsnitt 6.1.6).

Denne måleteknikken er meget ressurskrevende både når det gjelder datainnsamlingen og videre behandling av data. Prosesseringen er veldig lik den som benyttes ved refleksjonsseismikk, og et standard seismisk prosesseringssystem kan benyttes. Prosesseringen omfatter gjerne statisk korreksjon, CMP-sortering, hastighetsanalyse (se CMP-målinger), båndpassfiltrering, CMP «stacking» (summere traser som kommer fra samme punkt) og migrering.

Figur 8.9 viser fordelene ved denne teknikken i forhold til single-fold profilering når det gjelder signal/støy-forhold og penetrasjon. Måledata er samlet inn med Sensors & Software pulse EKKO IV, senterfrekvens 100 MHz og målepunktavstand 25 cm. For hver senderposisjon er det foretatt målinger med mottakerantenne fra 0,5 m til 20 m (S&S PEMD#137).



Figur 8.9: Eksempel på datakvalitet ved A) en-kanals registrering og B) flerkanals registrering langs samme profil (Data fra S&S PEMD#137).

En-kanalsopptaket i Figur 8.9A viser markert reflektor som lett kan tolkes til bergoverflaten med største tidsdyp 600 ns. Flerkanalsopptaket langs det samme profilet, vist i Figur 8.9B, viser klarere reflektorer generelt, men fremfor alt en noe større penetrasjon. Under den markerte reflektoren sees skrålåg som mest sannsynlig er lagdelt sand og grus, og det indikeres refleksjoner ned til ca. 700 ns.

For å effektivisere denne målemetoden har Sensors & Software utviklet det de kaller en WARR-maskin. Denne består av en sender og sju mottakere (se Figur 8.10). Systemet benytter 500 MHz antenner, antenneavstander på 25 cm og målepunktavstand 12,5 cm.





Figur 8.10: WARR-maskin her med 500 MHz senterfrekvens. Georadar med en sender og sju mottakere (bilde fra S&S).

Angelis mfl. (2022) utførte tester med den aktuelle antennekonfigurasjonen. De vurderte hvor mange mottakere som var nødvendig for å kunne utføre pålitelige hastighetsanalyser med denne flerkanalsteknikken, både for reelle data og syntetiske data. De kom frem til at fire av disse syv mottakerne var tilstrekkelig, og «maskina» kunne forenkles. Dessverre er denne WARR-maskinen lite egnet for dypere geologiske undersøkelser da en ved georadarfrekvenser (10 – 200 MHz) må ha større avstander mellom sender og mottakerne, og spesielt krever hastighetsanalyser med NMO-teknikken dette.

### 8.3 Gjennomlysning

Gjennomlysning går ut på å plassere senderantenne (Tx) og mottakerantenne (Rx) på hver side av det materialet som ønskes undersøkt. Gjennomlysning kan foretas

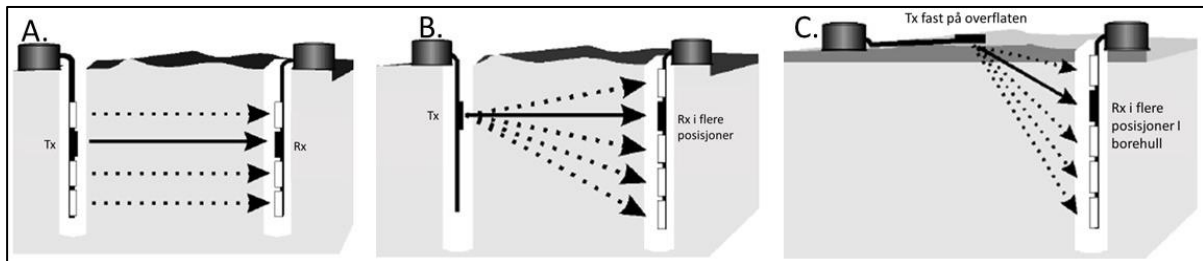
1. Mellom borehull
2. Mellom borehull og overflate
3. Mellom gruveganger
4. Gjennom pilarer
5. Tilsvarende situasjoner



Figur 8.11: Eksempel på gjennomlysning med georadar, her en brupilar (Bilde fra S&S).

### 8.3.1 Antenneplassering

Gjennomlysning (*transillumination*) kan foretas med tre forskjellige konfigurasjoner; Felles dybde profilering (*Zero offset profiling, ZOP*), Multiavstand profilering (*Multi Offset Gather, MOG*) og vertikal radarprofilering (*Vertical Radar Profiling, VRP*) (se Figur 8.12).



Figur 8.12: Antennekonfigurasjoner ved gjennomlysning. A) Felles dybde profilering, B) Multiavstand profilering og C) Vertikal radarprofilering (Figurer fra S&S).

**Felles dybde profilering** mellom to borehull (Figur 8.12A) er den enkleste av disse målingene og er en rask metode for å se om det er inhomogeniteter mellom f.eks. to borehull. Begge antennene (Tx og Rx) flyttes med faste avstander til samme nivå nedover i borehullene (på begge sidene av en pilar) og radardata samles inn.

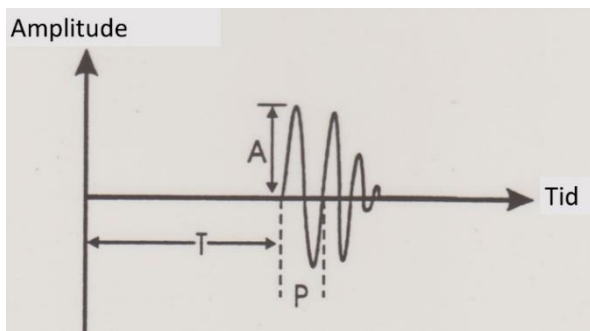
**Ved multiavstand profilering** (Figur 8.12B) holdes senderen (Tx) fast i et punkt i det ene borehullet, og mottakeren flyttes stegvis i det andre. Når alle målinger med gode data er utført, flyttes senderen til et nytt punkt og målingene med mottakeren gjentas. Her gjelder det å få så mange strålebaner gjennom materialet som mulig for derved å få et grunnlag for mer detaljerte avbildninger.

**Vertikal radar profilering** (Figur 8.12C) er en tilsvarende metode som vertikal seismisk profilering, kjent fra oljeseismikken. Senderantennen kan holdes fast i et punkt på overflaten, mens mottakerantenne flyttes stegvis nedover i et borehull. For å øke strålegjennomgangen (og derved områdedekningen) kan senderantenne plasseres i flere posisjoner på overflaten. Med denne teknikken kan en også foreta hastighetsanalyser (Avsnitt 4.4.6).

Multiavstand profilering, som også inkluderer felles dybde profilering, kan kobles sammen med vertikal radarprofilering for å få så god strålegjennomgang som mulig, og derved maksimal oppløsning. Fordelene ved denne type undersøkelser er todelt; 1) en kan komme nærmere et objekt en ønsker å kartlegge, og derved oppnå større oppløsning og 2) en kan komme under et godt ledende lag i toppen som hindrer penetrasjon til det nivået en ønsker å undersøke.

### 8.3.2 Analyse og invertering av data

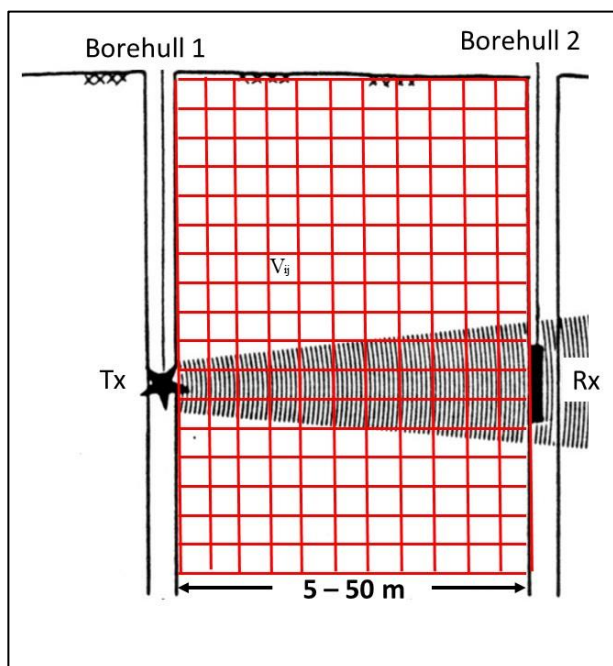
Ved analyse av data fra en gjennomlysning benyttes tomografisk inversjon. Dette er samme beregning som benyttes ved medisinske undersøkelser (bl.a. *Computer tomografi, CT*). Ved en radarundersøkelse kan det foretas tomografiske beregninger på tre forskjellige parametere (se Figur 8.13).



Figur 8.13: Parametere det kan utføres tomografisk inversjon på; Total gangtid (T), Amplitude (A) og periodetid (P) (fra S&S PEMD#149).

Tomografisk inversjon av total gangtid (T, Figur 8.13) gir informasjon om hastigheten i materialet mellom sender- og mottakerantennen. Amplituden (A) gir tilsvarende informasjon om dempningen, mens bølgelengden (P) gir informasjon om dispersjon, dvs. forskjellig dempning av høye frekvenser i forhold til lavere frekvenser, noe som gir større periodetid og derved lavere frekvensinnhold (lengre bølgelengde).

Tomografiske inversjoner av gangtid gjøres ved at området mellom sender og mottaker deles inn i celler som alle får tildelt en valgt starthastighet ( $V_{ij}$ , se Figur 8.14). Denne valgte hastigheten i alle cellene justeres i flere runder (iterasjoner) inntil summen av gangtider for hver enkelt celle blir lik den totale gangtiden (T) for alle bølgestråler. I det aktuelle eksemplet vist i Figur 8.14 er det i alt  $11 \times 17 = 187$  ukjente hastigheter. Det betyr at det minst må være 187 individuelle strålingsbaner for å finne hastigheten i alle cellene. I praksis vil en ha et betydelig større antall registreringer for å gi så godt hastighetsestimat som mulig. For å oppnå dette benyttes multiavstand profilering (MOG). Det er ikke uvanlig at hver celle krysses av flere hundre strålebaner.



Figur 8.14: Prinsippet for tomografisk inversjon ved å benytte total gangtid. Området mellom de to borehullene deles inn i celler som tildeles en valgt starthastighet. Denne justeres slik at summen av gangtid i hver celle blir lik den totale gangtiden for alle bølge-strålene fra sender (Tx) til mottaker (Rx).

Ved å se på amplituden av de registrerte ankomstene, kan det gjøres tomografisk inversjon av dempningen. Hver celle tildeles da en individuell dempingsfaktor, og denne justeres også i flere iterasjoner slik at summen av dempningen i cellene tilfredsstiller amplituden i de registrerte signalene.

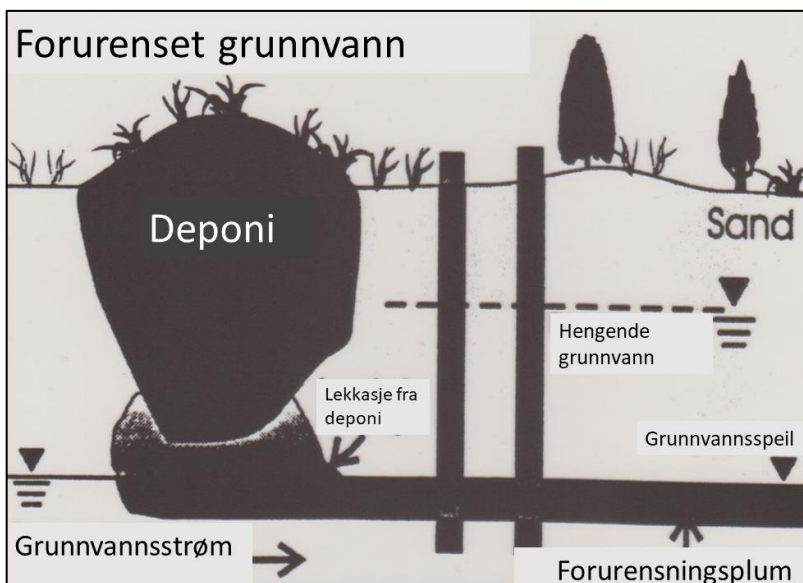
På tilsvarende måte kan det også gjøres tomografisk inversjon av den totale dispersjonen. Den individuelle endringen i periodetid i cellene (P, Figur 8.13) tilpasses slik at denne stemmer med den totale endringen i periodetiden for alle strålebaner.

### 8.3.3 Eksempel. Kartlegging av forurenset grunnvann

Det første eksemplet viser hvordan gjennomlysning har gitt informasjon om forurenset grunnvann ved en undersøkelse i Canada. Undersøkelsen, som er publisert av S&S (PEMD#149), er utført av A.P. Annan, G.B. Johnston (Sensors & Software), J.D. Redman, E.W. Gilson (University of Waterloo) og J.A. Pilon (Geological Survey of Canada).

Figur 8.15 viser en situasjonsbeskrivelse. Forurenset vann siver ut fra et eldre deponi, og følger grunnvannsstrømmen. Nedstrøms deponiet er det boret to brønner som ble benyttet til gjennomlysning med georadar (Sensors & Software pulse EKKO borehullsradar). Sender og mottaker ble senket ned i hvert sitt borehull, og det ble foretatt enkle registreringer med felles dybde.

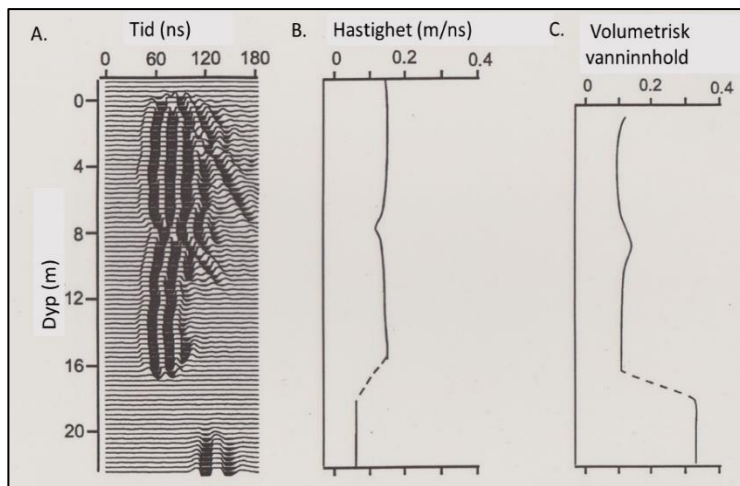
Registrerte signaler, beregnet hastighet og beregnet volumetrisk vanninnhold er vist i Figur 8.16.



Figur 8.15: Situasjonsskisse for lekkasje av forurenset grunnvann (Fra S&S PEMD#149).

Figur 8.16A viser en total gangtid på ca. 50 ns i de øvre delene av avsetningen. Dette tilsvarer en gjennomsnittlig hastighet på ca. 0,13 m/ns som representerer tørre masser. Ved dyp 8 m øker gangtiden, og hastigheten blir tilsvarende mindre. Dette skyldes trolig en lokal anrikning av vann (hengende grunnvann). Fra dyp 16,5 m til dyp 20,5 m dempes signalet totalt, og dette skyldes høy ledningsevne i det forurensete grunnvannet. Ut fra dette kan en konkludere at tykkelsen av forurensningen er ca. 4 m. Nedenfor dyp 21 m er den totale gangtiden ca. 110 ns og hastigheten blir ca. 0,07 m/ns. Dette bekrefter at en her har vannmettede masser.

Ut fra beregnet gjennomsnittlig hastighet kan den relative dielektrisitetskonstanten beregnes, og ut fra denne, det volumetriske vanninnholdet i avsetningen (Topp mfl. 1980).



Figur 8.16: Registrerte radar-signaler (A), beregnet gjennomsnittshastighet i forskjellige dyp (B) og beregnet vanninnhold (C) (Fra S&S PEMD#149).

Ved denne type undersøkelse er det prinsipielt fire utfordringer som kan påvirke datakvaliteten;

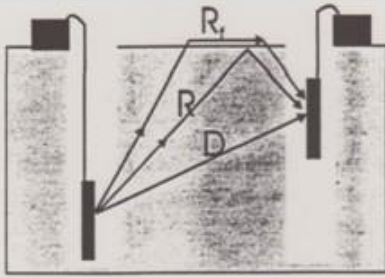
1. Etablering av tid null
2. Stabilitet i nullpunktregistreringen
3. Nøyaktighet i posisjoneringen
4. Identifikasjon av hendelser

Ved ordinære georadarundersøkelser benyttes direktebølge i luft som indikator for nullpunktet i registreringen. Dette er ikke mulig ved gjennomlysning, og en må finne dette ved å holde sender og mottaker sammen før disse føres ned i borehullene.

Forskjellig temperatur i luft og nede i borehullene kan gi drift i nullpunktregistreringen. Denne er vanskelig å bestemme, og representerer en feilkilde en må leve med. Moderne utstyr benytter mer temperaturstabile elektroniske komponenter, problemet er noe redusert.

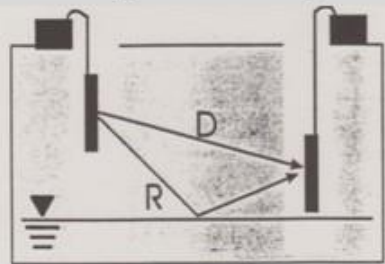
Gjennomlysning forutsetter at borehullenes geometri er kjent. Det er derfor nødvendig å ha detaljert kunnskap om borehullsforløpet før en kan gjennomføre denne type undersøkelse.

### A. Grenseflate luft-bakke



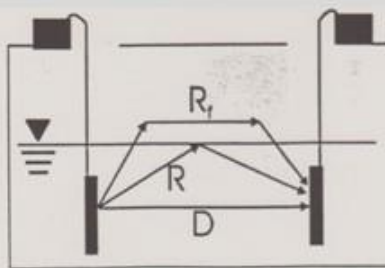
Identifisering av hendelser kan være et problem. Ved den tomografiske inversjonen antas det at første registrerte hendelse er direktebølgen. Dette behøver nødvendigvis ikke være korrekt. Som vist i Figur 8.17A kan en i tillegg til direktebølgen også få en reflektert bølge og en refraktert bølge (jfr. refraksjonsseismikken). Direktebølge vil alltid komme før den reflekterte bølgen, men dersom det er stor avstand mellom borehullene kan bølgen som refrakteres på overgangen fra bakke til luft komme først siden denne tjener tid ved å gå i luft ( $V = 0,3 \text{ m/ns}$ ).

### B. Over grunnvannspeil



Nede i borehullene kan en få refleksjon på grunnvannspeilet (Figur 8.17B), men også her vil direktebølgen komme først. I denne situasjonen vil en ikke få en refraktert bølge siden en vil ha en hastighetsinversjon (høyere hastighet i tørre masser enn i vannmettede masser, jfr. refraksjonsseismikken).

### C. Under grunnvannspeil



Er en under grunnvannspeil (Figur 8.17C) kan en også få en refraktert bølge i tillegg til direktebølgen og en reflektert bølge. Også her vet vi at den refrakterte bølgen kan komme før de to andre, siden hastigheten over grunnvannspeil er høyere enn under. Grunnlaget for studiet av den direkte bølgens gangtid blir da feil.

Det er svært viktig å avklare om refrakterte bølger kan være et problem ved bruken av gjennomlysning mellom borehull.

D: Direktebølge  
R: Reflektert bølge  
R<sub>f</sub>: Refraktert bølge

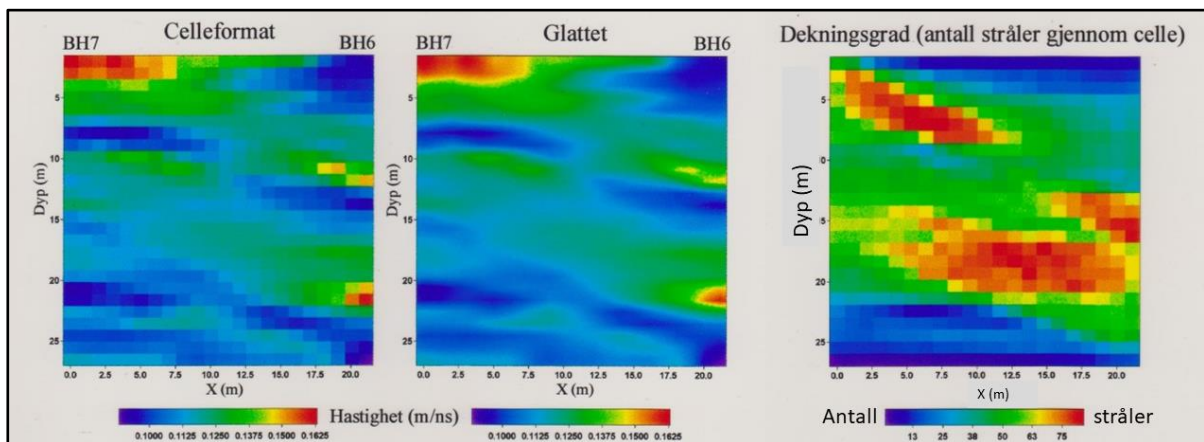
Figur 8.17: Feilkilder ved identifisering av hendelser (Fra S&S PEMD#149).

### 8.3.4 Eksempel. Sprekker i berg ved Bleikvassli gruver

Den 25. september 1997 oppsto setninger ved sulfidgruven i Bleikvassli, Nordland fylke. Vann fosset inn i gruva, og det viste seg umulig å pumpe dette ut. For å få et bilde av oppsprekningen og for om mulig få avklart hva som måtte til for å tette lekkasjen, ble det foretatt georadarmålinger på bakken med senterfrekvens 100 MHz langs fire profiler i slutten av januar 1998. Disse indikerte flere enkeltstående sprekker (Elvebakk & Rønning 1998). Det ble også boret sju kjerne hull og i to av disse (Bh6 og Bh7) ble det foretatt gjennomlysning med georadar.

Rapporten fra undersøkelsen med gjennomlysning ved Bleikvassli (Mauring & Rønning 1998) beskriver prosedyrer for innsamling av georadar (*Multi Offset Gather*, MOG) borehullsdata til bruk i fremstillingen av tomografiske bilder der det ble benyttet borehulls-utstyr fra Sensors & Software med senterfrekvens 100 MHz. En detaljert beskrivelse av prosesseringen av denne type data ble også presentert. Prosedyrene ble illustrert med resultater fra testmålingene og som også presenteres her i Figurene 8.18 til 8.20.

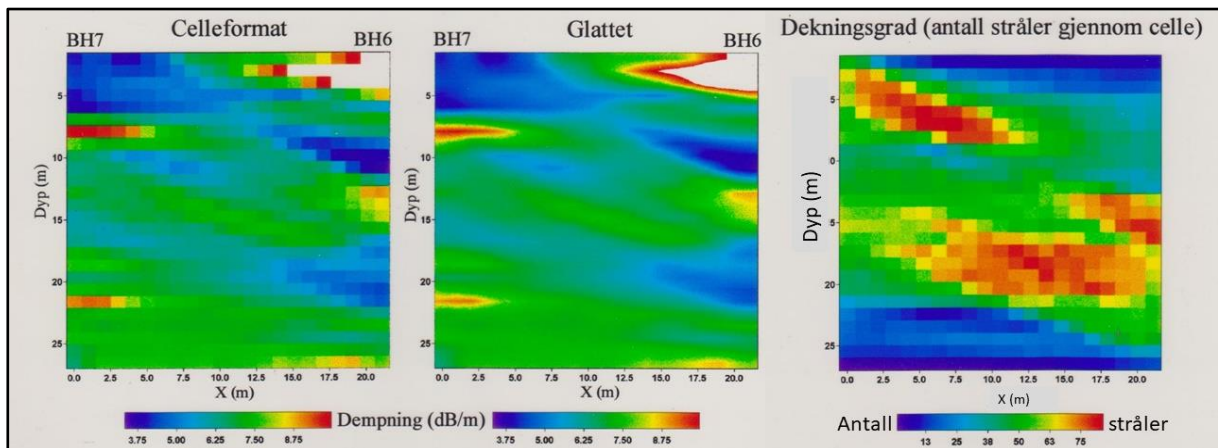
Innsamling av data for borehulls-tomografi er en tidkrevende prosess, og radarsignalene har en forholdsvis liten rekkevidde. Store datamengder må samles inn for å få en konsistent løsning. Prosesseringen av data er også omfattende, spesielt registrering av førsteankomsttider og periode. Det er også flere fallgruver tilknyttet registreringen av disse (se Figur 8.17). Fordelene med borehulls-tomografi er at det oppnås et detaljert todimensjonalt bilde av hastighet, demping og dispersjon i mediet mellom borehullene. Kvalitativt vil disse bildene avtegne strukturer og lagdeling i mediet. Kvantitativt kan bildene si noe om mediets beskaffenhet som f.eks. grad av oppsprekking, vanninnhold, og ione-innhold i porevannet. For detaljer omkring denne undersøkelsen henvises det til den opprinnelige rapporten (Mauring & Rønning 1998).



Figur 8.18: Hastighetstomogram fra Bh6 og Bh7 Bleikvassli. Til venstre: Beregnet hastighet i hver celle. I midten: Glattet bilde av hastigheten mellom borehullene. Til høyre: Antall stråler som går gjennom hver celle (Fra Mauring & Rønning 1998).

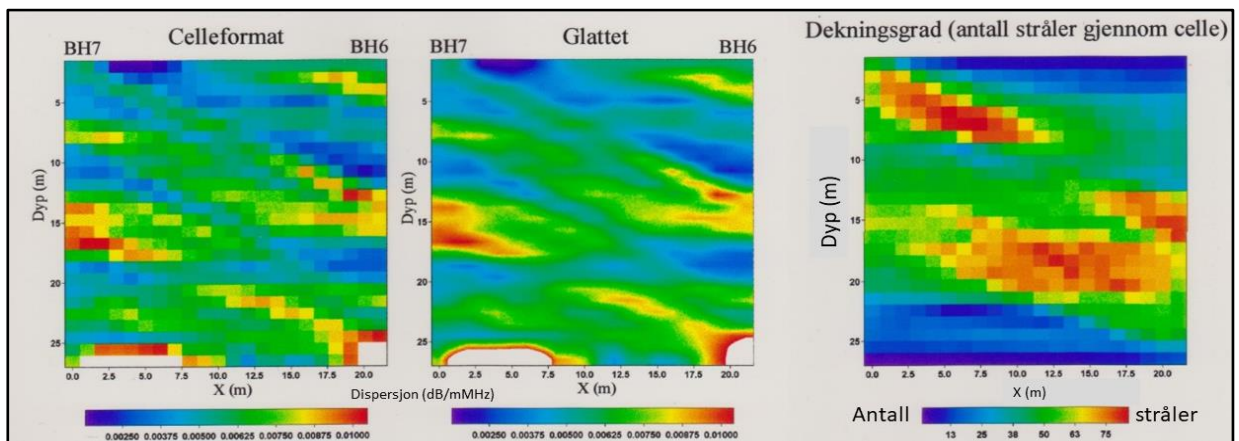
Hastighetstomogrammet (Figur 8.18 til venstre) indikerer en noe høyere hastighet i øverste del av berget ved BH7 (opp mot 0,16 m/ns, rød farge). Dette indikerer enten liten porøsitet eller at porene har liten vannmetning. Under ca. 9 meters dyp er hastigheten i berg noe lavere (ned mot 0,10 m/ns, blå farge). Dette er relativt lavt for berg, og indikerer en større oppsprekking og høyere vanninnhold. Hastighetstomogrammet mellom de to borehullene indikerer et tilsynelatende subhorizontalt sprekke-mønster som også ble bekreftet ved boringene. Påviste vertikale sprekker fra kollapsen i gruva er ikke synlig i hastighetstomogrammet, men sammen med opprinnelig sub-horisonal eldre oppsprekking utgjør disse et stort potensial for lekkasjer.

Dekningsgraden (antall stråler gjennom hver celle vist til høyre i Figur 8.18) varierer sterkt, noe som gjør hastighets-bestemmelsen mer usikre i de blå områdene der antall stråler i hver celle stedvis er mindre enn 10.



Figur 8.19: Dempningstomogram fra Bh6 og Bh7 ved Bleikvassli. Til venstre: Beregnet dempning i hver celle. I midten: Glattet bilde av dempningen mellom borehullene. Til høyre: Antall stråler som går gjennom hver celle (Fra Mauring & Rønning 1998).

Dempningen av signalene (Figur 8.19) er generelt lavere dagnært (blå farger, < 5 dB/m) noe som harmonerer med mindre vanninnhold (lavere resistivitet). Mot dypet er dempningen noe større ( $\approx 7$  dB/m, grønn farge) og dette har trolig sammenheng med større vanninnhold, noe hastighetstomogrammet også viste. Antall stråler gjennom hver celle er tilnærmet det samme som hastighetstomogrammet og viser de samme usikkerhetene. Avvik i antall stråler gjennom hver celle skyldes at ikke alle traser gir gode data og antallet kan variere noe.



Figur 8.20: Dispersjonstomogram fra Bh6 og Bh7 Bleikvassli. Til venstre: Beregnet dispersjon i hver celle. I midten: Glattet bilde av dispersjonen mellom borehullene. Til høyre: Antall stråler som går gjennom hver celle (Fra Mauring & Rønning 1998).

Dispersjonstomogrammet (Figur 8.20) viser i hovedsak de samme trendene som hastighetstomogrammet og dempningstomogrammet, men viser kanskje et klarere bilde. I områder med dårlig datadekning (få stråler pr. celle) blir ikke dispersjonen angitt (nederst i bildet).

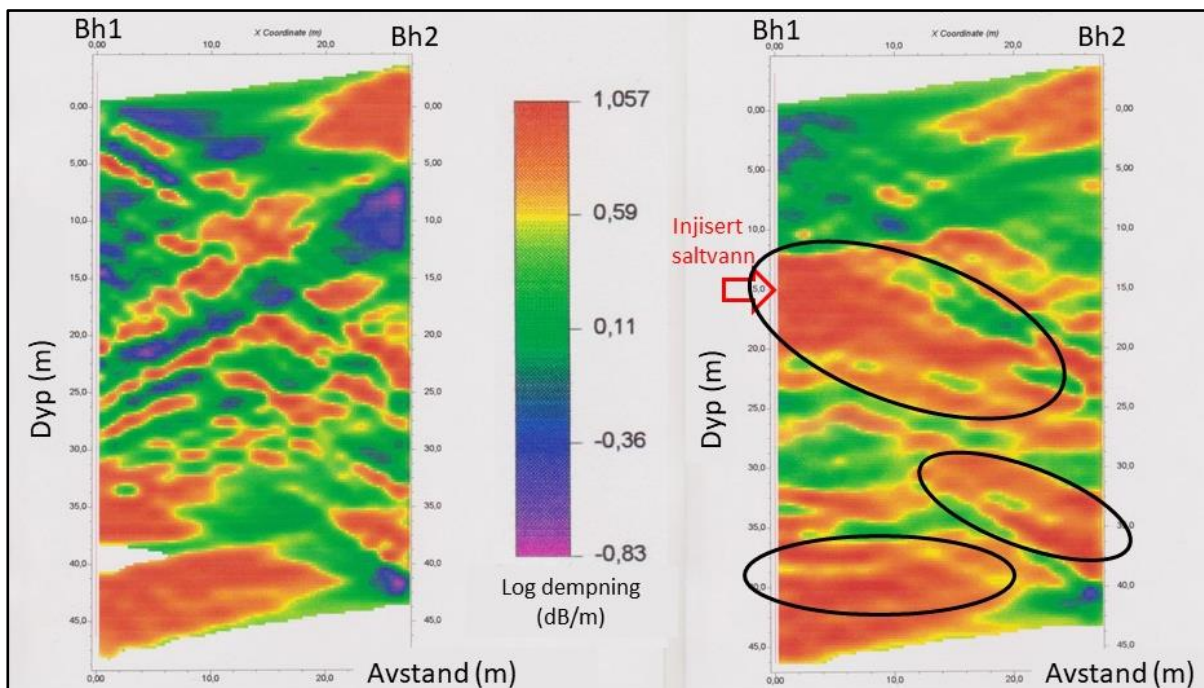
Selv om borehulls-tomografien ikke viste responser på de påviste vertikale sprekke mellom de to borehullene, viste undersøkelsen at en kan få relevant informasjon om materialene mellom de to borehullene. Men, datainnsamlingen er tidkrevende, registrering av førsteankomster er tidkrevende og det samme kan sies om prosesseringen. Det må derfor vurderes kritisk om en slik undersøkelse er økonomisk forsvarlig.



### 8.3.5 Eksempel. Vannstrømming i berg, Holmedal, Sunnfjord

I forbindelse med forskningsprosjektet «Bruddsoner og grunnvann i Sunnfjord» (Braathen mfl. 1998), utførte NGU testmålinger med georadar mellom to borehull i et forskningsfelt ved Holmedal, Askvoll kommune i Sunnfjord. Denne undersøkelsen ble på grunn av kapasitetsproblemer, aldri sluttført, men de foreløpige resultatene demonstrerer hvordan gjennomlysning med georadar i kombinasjon med saltvann som tracer kan gi informasjon om hvilke sprekker i berget som transporterer grunnvann.

Prosedyren her var å først foreta gjennomlysning (MOG) mellom borehullene Bh1 og Bh2 med 100 MHz antenner. Deretter ble det injisert ca. 50 l saltvann ved dyp 15 m i Bh1. Så ble gjennomlysningen gjentatt for å se hvilke områder mellom de to borehullene dempningen ble påvirket. Dempningstomogram før og etter saltvannsinjeksjon er vist i Figur 8.21.



Figur 8.21: Dempningstomogram mellom to borehull ved Holmedal, Askvoll kommune i Sunnfjord. Til venstre: Dempningstomogram før injeksjon av saltvann og til høyre: Dempningstomogram etter injisert saltvann. Ellipsene viser områder hvor dempningen er påvirket av saltvannspulsen. (Upubliserte data fra NGU).

Dempningstomogrammet før tilsetning av saltvann viser et komplisert mønster med skråstilte variasjoner i dempningen (Figur 8.21 til venstre). Dempningstomogrammet etter injeksjonen (Figur 8.21 til høyre) viser delvis det samme mønsteret, men flere områder indikert med sorte ellipser viser at dempningen har økt. Dette tolkes som en indikasjon på at det er kommunikasjon mellom sprekker på forskjellig nivå mellom borehullene. For å fremheve disse variasjonene burde bildet til venstre vært trukket fra bildet til høyre slik at variasjonene hadde kommet bedre frem, med dette ble det ikke tid til å arbeide videre med.

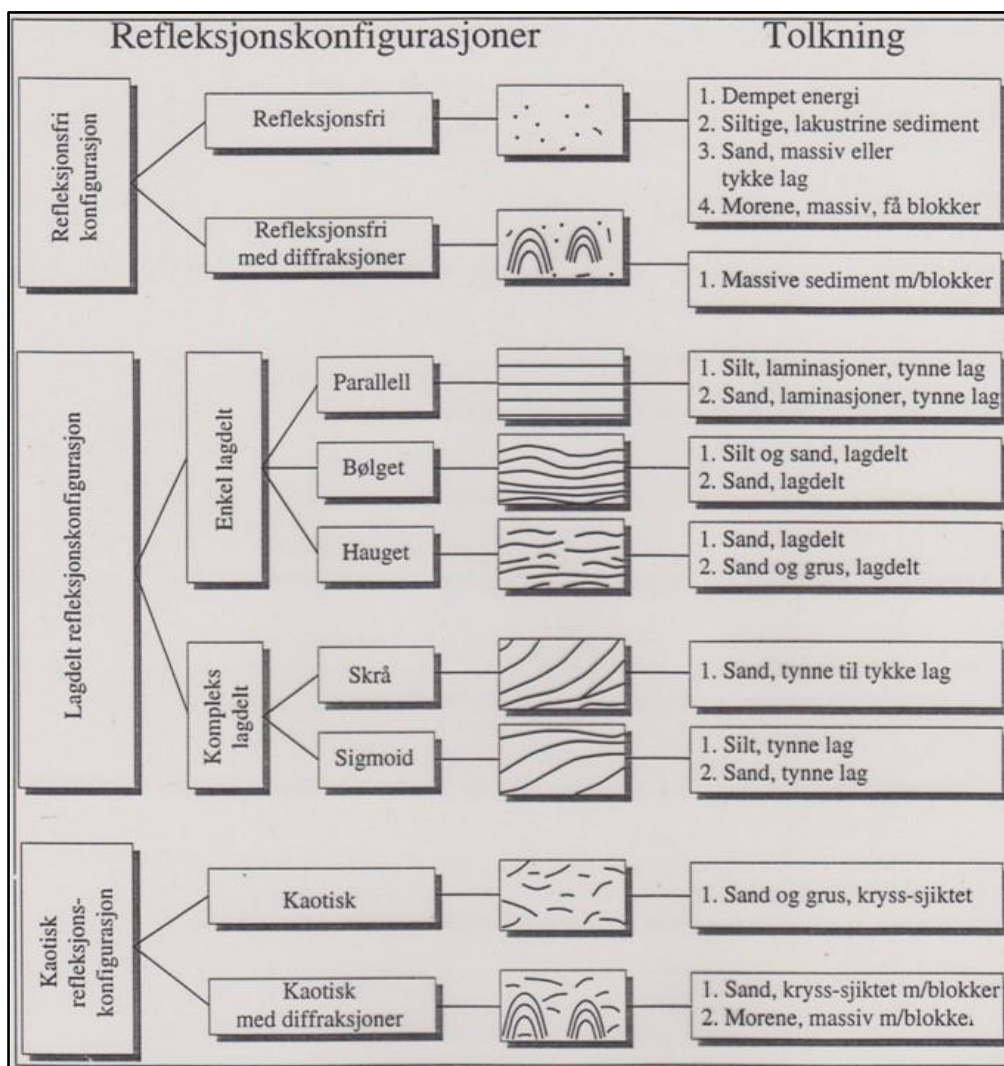
I tillegg til de utfordringene som ble beskrevet i avsnitt 8.3.3, vil en ved denne aktuelle undersøkelsen også ha utfordringer med å avpasse mengde saltvann ved injeksjonen. For lite saltvann vil ikke gi noen effekt, men for mye saltvann vil kunne blokkere all penetrasjon av radarbølger gjennom berget. I dette tilfellet ser det ut til at det ble truffet godt både med mengde salt og mengde vann.

## 9. EKSEMPLER PÅ GEORADAROPPTAK OG TOLKING AV DISSE

Tolking av georadaropptak går ofte på gjenkjenning av refleksjonsmønstre og ut fra dette tolke avsetningstype. Dette er fordi georadar kan gi detaljer om løsmassetyper og ikke minst om avsetningenes interne strukturer som hjelper ved tolking av deres dannelse. Dersom en har gode hastighetsanalyser, kan en beregne vanninnhold i en avsetning og finne dyp til laggrenser. Noen ganger kan signalstyrken si noe om størrelse på refleksjons-koeffisienten og derved hvilke massetyper som inngår. Ofte tolkes georadaropptakene ved å sammenholde disse med geologiske observasjoner fra området.

### 9.1 Kvartærgeologisk tolkning

For NGU har georadaren vært et meget nyttig verktøy i kvartærgeologisk tolkning og kartlegging i mer enn 30 år. I dette avsnittet blir det vist eksempler på meget detaljerte avtegninger av løsmassene. Det finnes også andre undersøkelser som kan være greit å ha sett på (Lauritsen 1993, Tassis & Rønning 2015, Tassis 2020). For å få en ensartet beskrivelse av strukturer, er det utarbeidet standard benevnelse av refleksjonsmønstre og en mulig tolking (Mauring mfl. 1994).



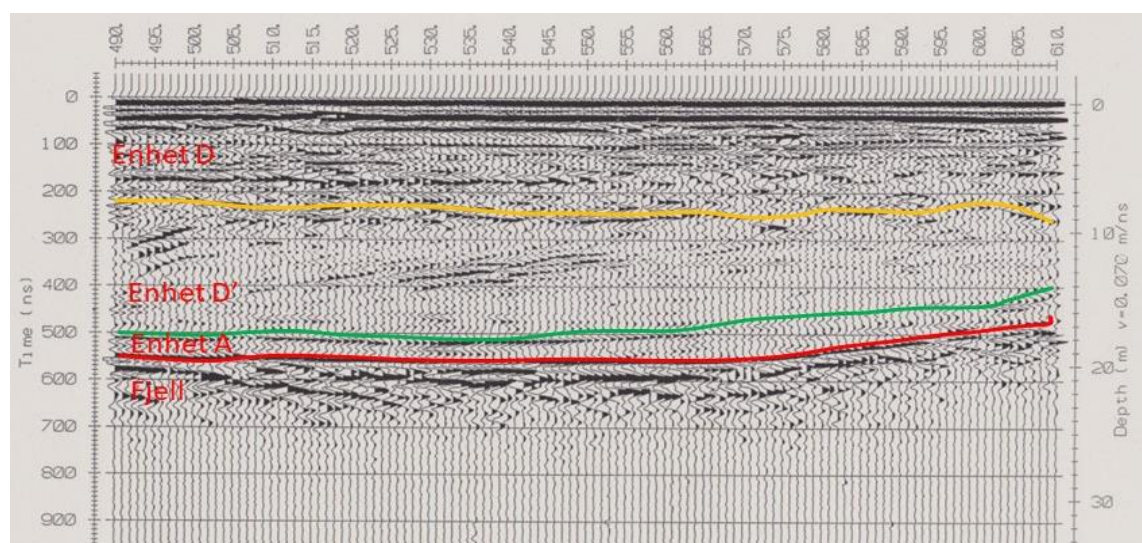
Figur 9.1 Forskjellige refleksjonsmønstre og mulig geologisk tolking (Fra Mauring mfl. 1994, Modifisert fra Beres & Haeni 1991).

### 9.1.1 Sedimentfordeling og dyp til berg på Haslemoen

Undersøkelsene på Haslemoen i 1991 var noe av de første profilene NGU målte etter at georadar ble anskaffet. Prosjektet var et samarbeid mellom NVE og NGU som hadde økonomisk støtte fra Norges Teknisk Naturvitenskapelige Forskningsråd (NTNF). Tekniske data er vist i Tabell 9.1, et utsnitt av et profil (F) er vist i Figur 9.2. Gjennomsnittlig radarbølgehastighet i avsetningen er bestemt til 0,07 m/ns ved flere CMP-målinger.

Tabell 9.1: Tekniske data for georadarprofil F på Haslemoen, Våler kommune i Solør (Fra Rønning & Mauring 1991).

Tema	Beskrivelse
Formål	Kvartærgeologisk kartlegging
Utstyr	Sensors & Software pulse EKKO IV, 50 MHz
Antennekonfigurasjon	Vinkelrett og parallell (PR-BD, se Figur 3.2)
Antenneseparasjon	1 m
Målepunktavstand	1 m
Samplingsintervall	0,8 ns
Antall stack	32
Prosessering	Dewow, Nullpunktjustering, dybdekonvertering, SEC2 forsterkning
Referanse	Rønning & Mauring 1991, Mauring mfl. 1994



Figur 9.2: Eksempel på georadaropptak på Haslemoen i Solør. Rød linje er tolket topp berggrunn, grønn linje tolket topp morene, og gul linje er tolket topp av «foreset». Horisontal lagdeling øverst tolkes som «topset». (Utsnitt av profil F, Rønning & Mauring 1991).

Det er tidligere utført boringer på Haslemoen og tolking av disse (Riis 1992). Georadarprofilen tolkes i lys av disse undersøkelsene. Antatt grunnvannspeil ligger på 80 til 100 ns, og skjermes delvis av direktebølger. Her kunne en med fordel benyttet «Background subtraction» for å ta bort disse. Reflektorer ned til 260 – 280 ns (ca. 9 m) er vesentlig horisontale/subhorisontale og kan korreleres med enhet D (mellomsand med grove sand eller fin sand, Riis 1992). Under denne enheten sees skrålag flere steder (foreset). Kornfordelingen er den samme som i enhet D, laget ble tolket som en underavdeling D', og representerer trolig en annen avsetningsretning. Et tynt lag som ligger over berg tolkes som en bunnmorene (Enhet A). Dyp til berg varierer fra ca. 17 m til ca. 20 m langs profilet.

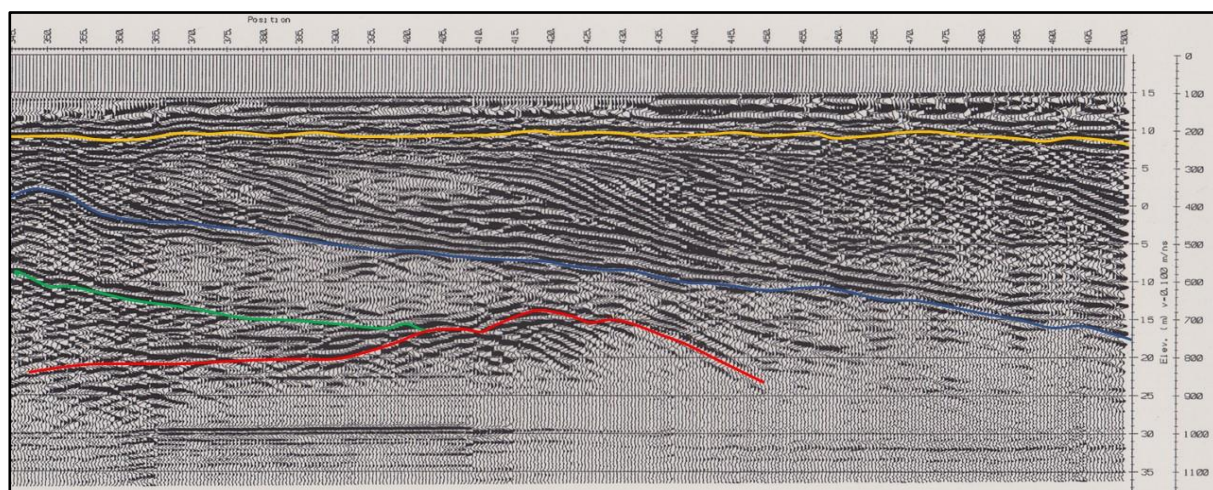
De tidlige undersøkelsene på Haslemoen viste meget gode resultater og var en medvirkende årsak til at Georadar «slo gjennom» som undersøkelsesmetode ved kvartærgeologiske undersøkelser.

### 9.1.2 Kvartærgeologi i Sandfjorddalen, Berlevåg

Georadarmålinger i Sandfjorddalen ble utført i samarbeid med daværende oljeselskap Norsk Hydro AS hvor geolog Ole Martinsen var ansvarlig for analoge studier på land for å bedre forstå sedimentære strukturer i oljereservoar. Det ble totalt målt 9,6 km fordelt på 19 profiler. Den dagnære kvartærgeologien er meget sammensatt bl.a. med alluviale dalfyllinger, alluviale vifter, eoliske dyner og deltaavsetninger (Mauring & Rønning 1999). Tekniske data er vist i Tabell 9.2, og et utsnitt av Profil 13 er vist i Figur 9.3.

Tabell 9.2: Tekniske data for georadarprofil 13 i Sandfjorddalen, Berlevåg kommune.

Tema	Beskrivelse
Formål	Kvartærgeologisk kartlegging
Utstyr	Sensors & Software pulse EKKO 100, 50 MHz
Antennekonfigurasjon	Vinkelrett og parallell (PR-BD, se Figur 3.2)
Antenneseparasjon	2 m
Målepunktavstand	0,5 m
Samplingsintervall	1,6 ns
Antall stack	16
Prosessering	Dewow, Bakgrunns-fratrekk, Dybdekonvertering, SEC2 forsterkning
Referanse	Mauring & Rønning 1999



Figur 9.3: Eksempel på georadaropptak fra klassisk deltautbygging i Sandfjorddalen, Berlevåg. Rød linje er tolket topp berggrunn, grønn linje er tolket topp morene, blå linje er tolket topp homogene masser og gul linje er tolket topp av «foreset». Horisontal lagdeling øverst tolkes som «topset» (Utsnitt fra linje P13, Mauring & Rønning 1999).

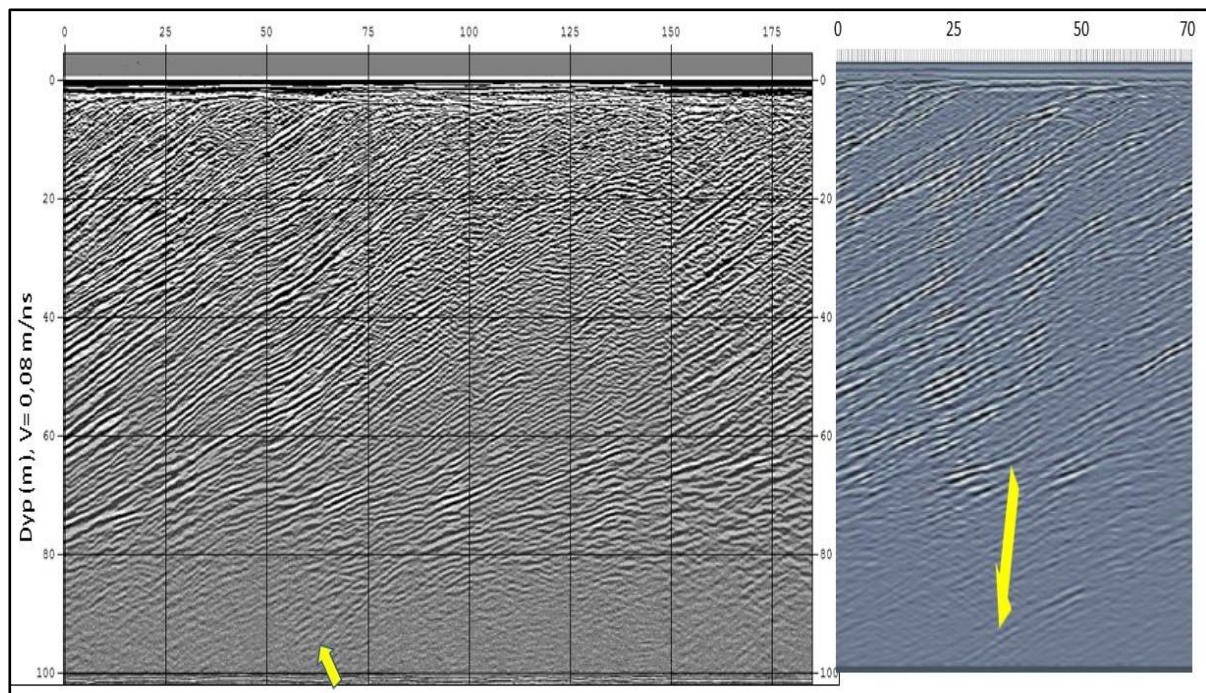
Den presenterte delen av georadarprofil P13 (Figur 9.3) viser en rekke detaljer som bidrar til en økt forståelse av hvordan denne type avsetninger er bygget opp. Øverst sees nær horisontale reflektorer som representerer «topset». Tykkelsen av denne lagpakken er opp mot 5 m. Under dette fremstår skrålag med varierende fallvinkel. Denne lagpakken representerer trolig sand og grus med vekslende kornstørrelse. Uten kryssende profiler viser dette et tilsynelatende fall. Under dette igjen vises en lagpakke med mindre refleksivitet som mest sannsynlig har en mer homogen kornstørrelse. Over berg indikeres en kile med større refleksivitet, men hvor mønsteret er kaotisk. Dette tolkes som morene. Berg er tolket til å ligge 15 til 20 m under havet, men synes å falle mot høyre (mot sjøen i nord). I dette området står sedimentære bergarter på høykant og viser en svært uregelmessig bergoverflate. Dette vises på georadarprofilen som flere hyperbler som burde vært fjernet ved migrering. Den totale penetrasjonen er på ca. 40 m.

### 9.1.3 Deltaavsetning på Bøaøyna ved Loenvatnet

Området Bøaøyna ved østenden av Loenvatnet, tidligere Sogn og Fjordane nå Vestland fylke, ble valgt ut for uttesting av forskjellig georadarutstyr og konfigurasjoner (Tassis mfl. 2015). På forhånd var det kjent meget stor penetrasjon med georadar i dette området. Profilet som ble målt var bare 200 m langt, men det ble målt med i alt ti forskjellige utstyr, konfigurasjoner og senterfrekvenser. Tabell 9.3 viser tekniske data for radar-profilet vist i Figur 9.4. Deler av profilet ble i 2019 målt med en ny mottaker som tillot et betydelig antall flere «stacks» (Sensors & Software ULTRA receiver).

Tabell 9.3: Tekniske data for georadarprofil på Bøaøyna ved Loenvatnet, Stryn kommune.

Tema	Beskrivelse
Formål	Kvartærgeologisk kartlegging, uttesting av utstyr
Utstyr	Sensors & Software pulse EKKO Pro / Ultra, 50 MHz
Antennekonfigurasjon	Vinkelrett og parallell (PR-BD, se Figur 3.2)
Antenneseparasjon	2 m
Målepunktavstand	0,5 m
Samplingsintervall	1,6 ns
Antall stack	16 (Pro) og 32000 (ULTRA)
Prosessering	Dewow, Nullpunktjustering, SEC2 forsterkning, dybdekonvertering
Referanse	Tassis mfl. 2015 / upubliserte data



Figur 9.4: Eksempel på georadaropptak på Bøaøyna ved Loenvatnet, tradisjonell Sensors & Software mottaker til venstre, Sensors & Software ULTRA-mottaker til høyre (fra Tassis mfl. 2015/upubliserte data fra NGU).

Profilet (Figur 9.4) viser meget klare skrålag (*foreset*) som bekrefter en deltautbygging. På toppen indikeres en ca. 2 m tykk lagpakke med horisontale lag (*topset*). Det som er spesielt med denne georadarundersøkelsen er den ekstremt store penetrasjonen. Det er NGUs påstand at dette er verdensrekord i penetrasjon med georadar i løsmasser. På det opprinnelige opptaket er penetrasjonen jevnt over på ca. 80 m,  $V=0,08$  m/n bestemt ved CMP-måling. Noen reflektorer kan følges ned til ca. 95 m.

Da NGU anskaffet den nye mottakeren Sensors & Software ULTRA i 2019, ble deler av profilet målt opp igjen, og nå med 32000 stacks. Dette økte penetrasjonen betydelig. Dessverre møtte en her tekniske utfordringer. Nye pulser ble sendt etter 2500 ns, noe som betyr at dette ble et maksimalt tidsvindu. På opptaket vist i Figur 9.4 til høyre, ser en at enkelte reflektorer ser ut til å fortsette dypere enn 2500 ns, som med den aktuelle hastigheten tilsvarer 100 m. Med andre ord, en ny verdensrekord (?) i penetrasjon med georadar i løsmasser. Et resistivitetsprofil (ERT) i det samme området viser svært høye verdier; > 10 kΩm over grunnvannsspeil, og 3 – 9 kΩm under grunnvannsspeil. Sammen indikerer undersøkelsene grove løsmasser fylt med grunnvann med svært lav salinitet.

#### 9.1.4 2,5D kvartærgeologisk kartlegging med hjelp av georadar

NGU har opp gjennom årene benyttet georadar i den kvartærgeologiske kartleggingen. Oftest har dette bygd på utvalgte 2D profiler, men i noen tilfeller er det foretatt så tett profilering at det er mulig å gjøre en romlig kartlegging av kvartærgeologien. Undersøkelser i Erdalen i Stryn kommune, er et eksempel på dette (Hansen mfl. 2009).

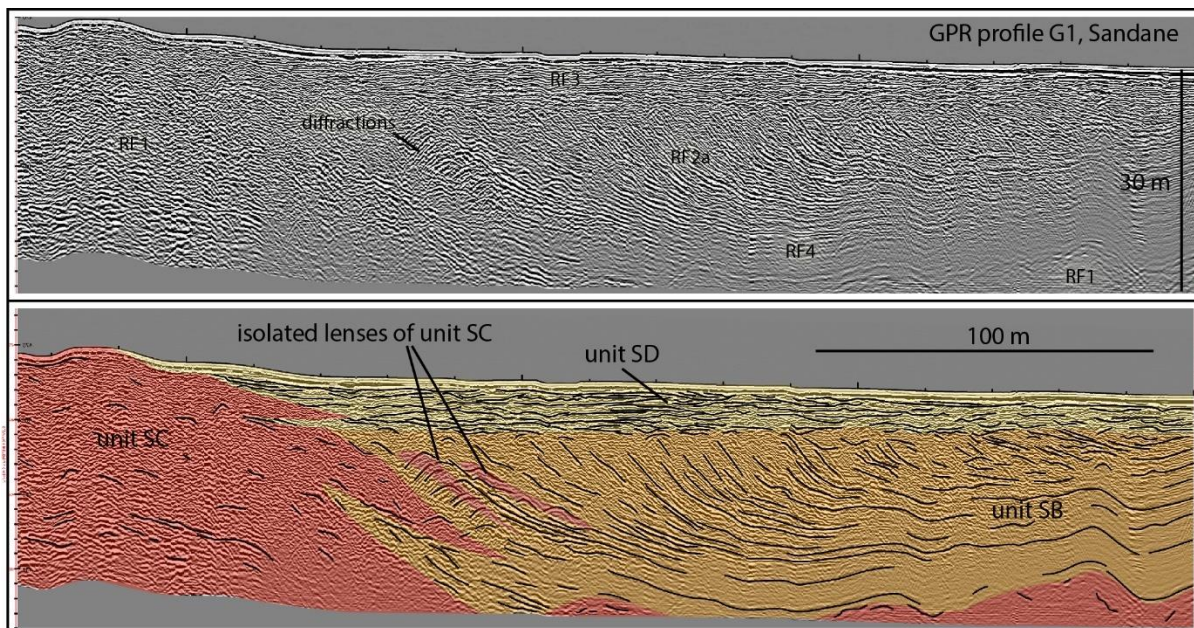
I Erdalen, som strekker seg opp fra Strynevatnet og opp mot en brearm av Jostedalsbreen, er det målt 52 profiler med georadar delvis av en konsulent og delvis av NGU. I alt 38 av disse profilene ble foretatt med senterfrekvens 100 MHz i perioden 2004 til 2006, og disse ble benyttet i en 2,5D-tolkning. Det ble gjort supplerende målinger med 50 MHz i 2010 (Tønnesen 2016). Det er også utført refraksjons-seismiske undersøkelser i dalen for bestemmelse av dyp til berg. Tabell 9.4 viser tekniske data for de målte georadarprofilene. Eksempel på tolkning av ett profil er vist i Figur 9.5, mens et eksempel på en sammenstilling av flere profiler og tolkingen av disse er vist i Figur 9.6.

Tabell 9.4: Tekniske data for georadarprofiler i Erdalen, Stryn kommune.

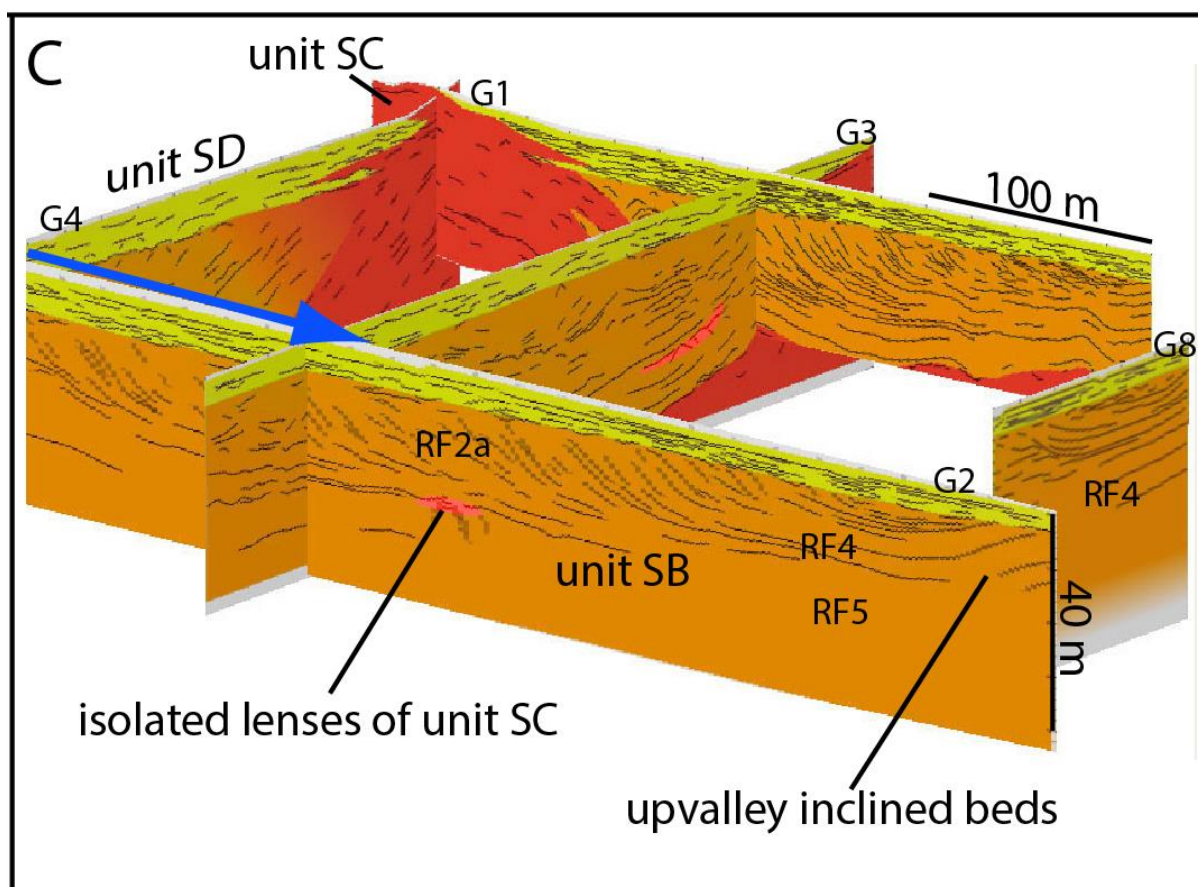
Tema	Beskrivelse
Formål	Kvartærgeologisk kartlegging i 2,5D
Utstyr	Sensors & Software: pulse EKKO 100, 100 MHz (og pulse EKKO PRO, 50 MHz)
Antennekonfigurasjon	Vinkelrett og parallell (PR-BD, se Figur 3.2)
Antenneseparasjon	1 m (2m)
Målepunktavstand	0,5 m (0,25 ved ett profil)
Samplingsintervall	0,8 (1,6) ns
Antall stack	4 og 8
Prosessering	Dewow, Nullpunktjustering, SEC2 forsterkning, dybdekonvertering
Referanser	Hansen mfl. 2009, Tønnesen 2016

Profil G1 i Erdalen (Figur 9.5) viser en penetrasjon på ca. 30 m. Dette er lite sett i forhold til penetrasjonen ved Loenvatnet (Figur 9.4), men likevel en relativt stor penetrasjon som avspeiler relativt grovkornige masser. Hastigheten i disse er ut fra flere CMP-målinger 0,08 m/ns til 0,09 m/ns (Tønnesen 2016). Ut fra refleksjonsmønsteret er det tolket tre avsetningsenheter; Enhet SB, SC og SD som betegnes som henholdsvis delta «*foresets*» og «*bottomsets*», gravitative vifteavsetninger og delta «*topsets*» dekket av *elveavsetninger* (Hansen mfl. 2009).

I Figur 9.6 er tilsvarende tolkninger fra flere profiler satt sammen i et «fence-diagram». De forskjellige enhetene inngår her i en 2,5D-modell. En slik modell er bygd opp på tilsvarende måte for hele Erdalen (Hansen mfl. 2009). For flere detaljer henvises det til denne artikkelen.



Figur 9.5: Eksempel på georadaropptak i Erdalen (Profil G1) og tilhørende tolking. Ut fra refleksjonsmønstre (RF, *radar facies*) er avsetningen delt inn i forskjellige geologiske enheter (fra Hansen mfl. 2009).



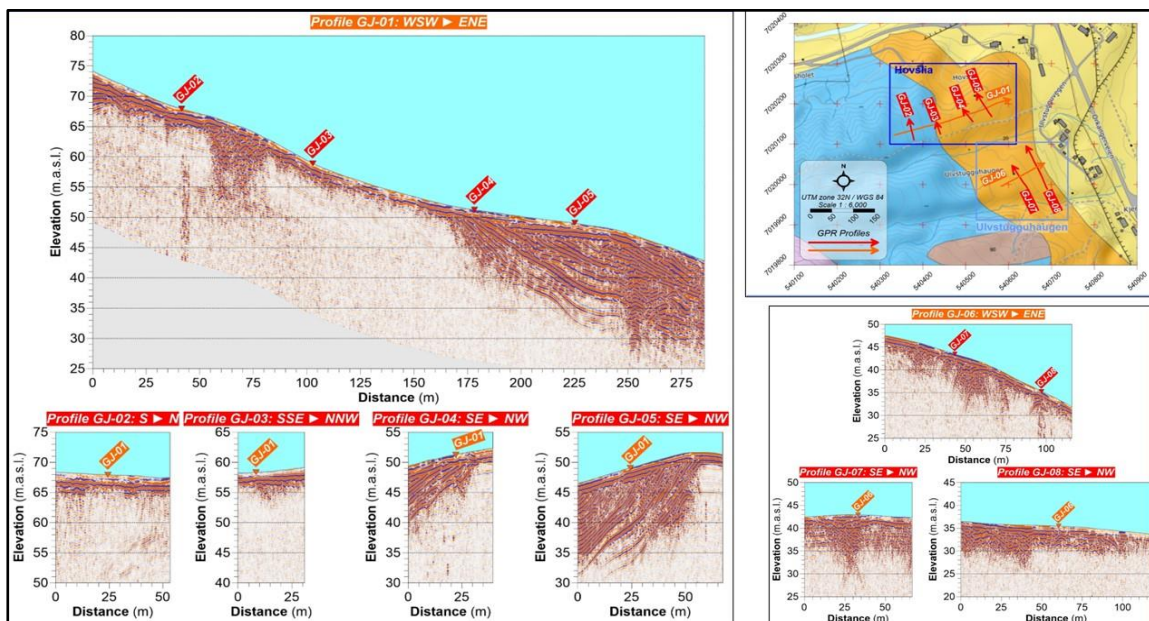
Figur 9.6: Eksempel på sammenstilling av georadarprofiler G1 (vist i Figur 9.5), G2, G3, G4 og G8 i Erdalen i et «*fence-diagram*». Ut fra denne type sammenstilling er kvartærgeologien i Erdalen tolket i 2,5D (fra Hansen mfl. 2009).

### 9.1.5 Utfordringer ved tolking av lagenes fall

Ved fornyet kvartærgeologisk kartlegging i Orkdalen i perioden 2016 – 2019 ble det utført GPR-målinger ved flere lokaliteter i nedre Orkdal (Tassis 2020). I et av områdene (Gjølme) ble det målt et lengre profil og fire kortere profiler vinkelrett på dette. Disse profilene viser hvordan tolking av fall kan bli feil dersom en ikke måler i flere retninger. Tekniske data for målingen er vist i Tabell 9.5. Profilene ved Gjølme er vist i Figur 9.7.

Tabell 9.5: Tekniske data for georadarprofiler ved Gjølme, Orkland kommune.

Tema	Beskrivelse
Formål	Kvartærgeologisk kartlegging i 2,5D
Utstyr	Sensors & Software: pulse EKKO Pro, 100 MHz
Antennekonfigurasjon	Vinkelrett og parallell (PR-BD, se Figur 3.2)
Antenneseparasjon	1 m
Målepunktavstand	0,5 m
Samplingsintervall	0,8 ns
Antall stack	8
Prosessering	Dewow, Båndpass-/Lavpassfiltrering, SEC2 forsterkning, dybdekonvertering
Referanser	Tassis 2020



Figur 9.7: Eksempel på sammenstilling av georadarprofiler ved Gjølme, Orkland kommune. (Modifisert fra Tassis 2020).

Det mest interessante med undersøkelsen ved Gjølme er fallet på lagene langs profilene GJ-01 og GJ-05. GJ-01 viser et fall i profilretningen mot øst-nordøst, mens GJ-05 viser et fall mot sør-sørøst. Det korrekte fallet for disse strukturene er et sted imellom (ca. retning øst-sørøst). Undersøkelsen viser at en ikke skal ta fallet langs et profil for gitt, men sørge for å måle profiler vinkelrett på hverandre.

Undersøkelsen viser også at like sør, langs profilene GJ-06 til GJ-08, ser en ikke tilsvarende lagdeling. Dette kan være en indikasjon på at skrålagene i det første området representerer en lokal delta-utbygging. Profilene viser også stedvis begrenset penetrasjon noe som indikerer mer finkornige godt ledende masser marine sedimenter.

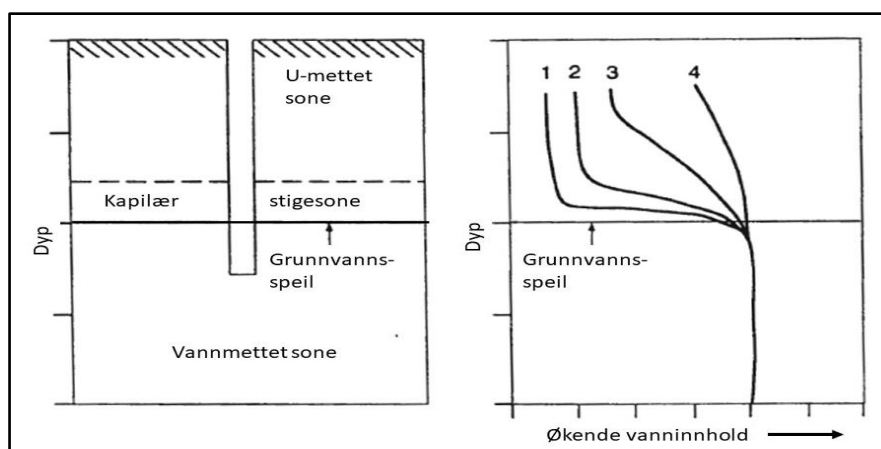
Undersøkelsen demonstrerer muligheten til å tolke dannelsen av kvartære avsetninger og karakterisering av materialtyper ved bruk av GPR-målinger.



## 9.2 Hydrogeologisk kartlegging

Hydrogeologisk kartlegging er kanskje det området georadar er mest benyttet i Norge. Dette har sammenheng med at flere konsultantselskaper i Norge har anskaffet utstyr og benytter dette systematisk ved grunnvannsundersøkelser. NGU utførte mye hydrogeologisk kartlegging på 90-tallet, som en del av prosjektet «Grunnvann i Norge» (GIN) og før konsulentene skaffet seg egen georadar. I det følgende blir noen prosjekter som viste interessante resultater presentert.

Det er flere forhold som gjør georadar godt egnet for grunnvannsundersøkelser. Grove masser har vanligvis en relativt høy resistivitet noe som gir god penetrasjon. Finkornige masser som silt og leire har vanligvis resistivitetsverdier lavere enn 100  $\Omega\text{m}$ , og her er penetrasjonen minimal (se Figur 4.5). En kan derfor ut fra penetrasjonen si noe om hvilke materialtyper en har i et område, og derved hvilken mulighet som finnes for uttak av grunnvann.



Figur 9.8: Prinsippskisse av vannets kapillære stigeevne i forskjellige materialtyper som 1) Grus 2) Sand, 3) Silt og 4) Leire.

Kornstørrelsen påvirker også vannets kapillære stigeevne som vist i Figur 9.8. I finkornige masser (leire og silt) er den kapillære stigeevnen større og her blir overgangen fra tørre masser til vannmettede masser mer gradvis. I grovere masser er den kapillære stigeevnen mindre og en får et mer veldefinert grunnvannsspeil som gir klare refleksjoner på grunn av stor og veldefinert skarp refleksjonskoeffisient (store variasjoner i den relative dielektrisitetskonstanten). Dersom en kan påvise en veldefinert refleksjon fra grunnvannsspeilet er det en viss garanti for grove masser og derved gode muligheter for uttak av grunnvann.

En viktig parameter ved hydrogeologiske undersøkelser er det såkalte Topp-forholdet. Dette uttrykker sammenhengen mellom volumfraksjon vann i en avsetning ( $\Theta_w$ ) og dielektrisitetskonstanten ( $\epsilon_r$ ) (Topp mfl. 1980);

$$\epsilon_r = 3,03 + 9,3 \Theta_w + 146 \Theta_w^2 - 76,6 \Theta_w^3 \quad (9.1)$$

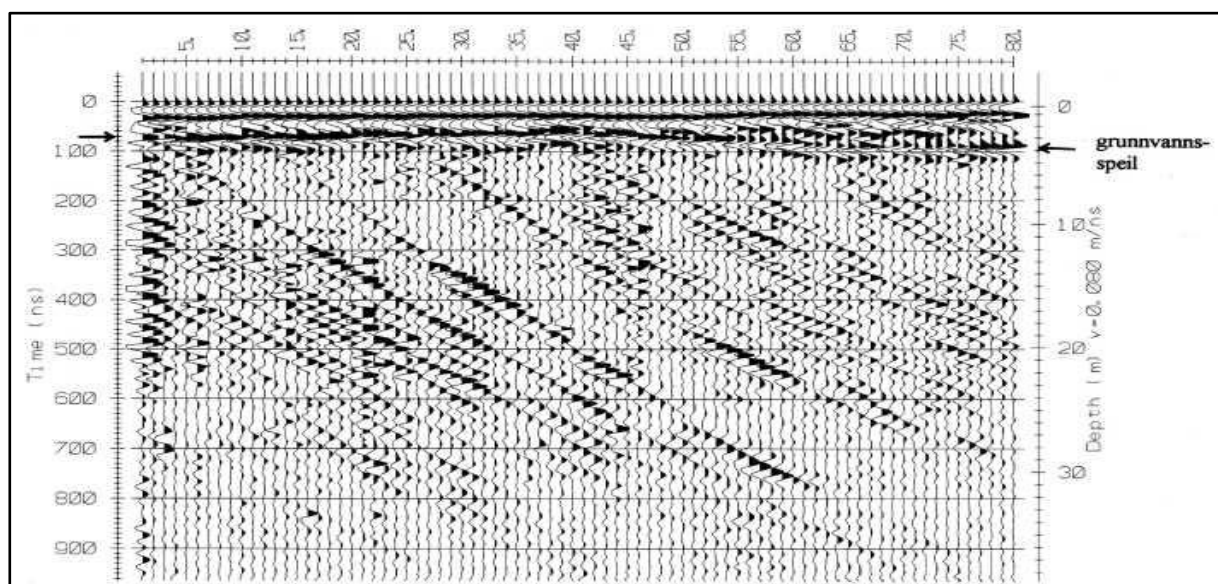
Topp-forholdet viser en positiv sammenheng mellom vanninnhold i en avsetning og den relative dielektrisitetskonstanten ( $\epsilon_r$ ). Sammenhengen kan benyttes til å finne vanninnholdet i en avsetning ut fra gode bestemmelser av dielektrisitetskonstanten. I praksis betyr dette at vanninnholdet kan bestemmes ut fra gode hastighetsanalyser som vist i avsnitt 8.3.3.

### 9.2.1 Kartlegging av grunnvannsressurser i Dirdal

NGU utførte grunnvannsundersøkelse for Felleskjøpets forskningsstasjon Norsk Bioakva AS i Dirdal i mai 1991 (Mauring & Tønnesen 1991). Flere geofysiske metoder ble benyttet, men georadar gav mest informasjon, og ble benyttet til å prioritere videre undersøkelser (boring). Et utvalgt profil er vist i Figur 9.9. Opptaks-parametere er vist i Tabell 9.6.

Tabell 9.6: Tekniske data for georadarprofil i Dirdal, Gjesdal kommune i Rogaland.

Tema	Beskrivelse
Formål	Grunnvannsundersøkelse
Utstyr	Sensors & Software Pulse EKKO IV, 50 MHz
Antennekonfigurasjon	Vinkelrett og parallell (PR-BD, se Figur 3.2)
Antenneseparasjon	1 m
Målepunktavstand	1 m
Samplingsintervall	0,8 ns
Antall stack	128
Prosessering	Dewow, Nullpunktjustering, SEC2 forsterkning
Referanse	Mauring & Tønnesen 1991



Figur 9.9: Utvalgt georadarprofil fra grunnvannsundersøkelser i Dirdal, Gjesdal kommune i Rogaland (Fra Mauring & Tønnesen 1991).

Det utvalgte georadarprofilet fra undersøkelsen i Dirdal (Figur 9.9) indikerer et grunnvannsspeil på ca. 3 meters dyp. Profilet viser gjennomgående skrålag som faller 20° til 35°, og som indikerer lagdelt sand og grus i en deltautbygging. Senere boringer i området bekreftet et 3 – 4 m tykt topplag med mye stein (topset) og under dette lagdelt sand og grus ned til vel 30 meters dyp (*foreset*). Under dette ble det påvist tettpakket finsand (*bottomset*). Resultatene fra boringene stemte meget godt med den opprinnelige tolkingen av georadarprofilene i Dirdal.

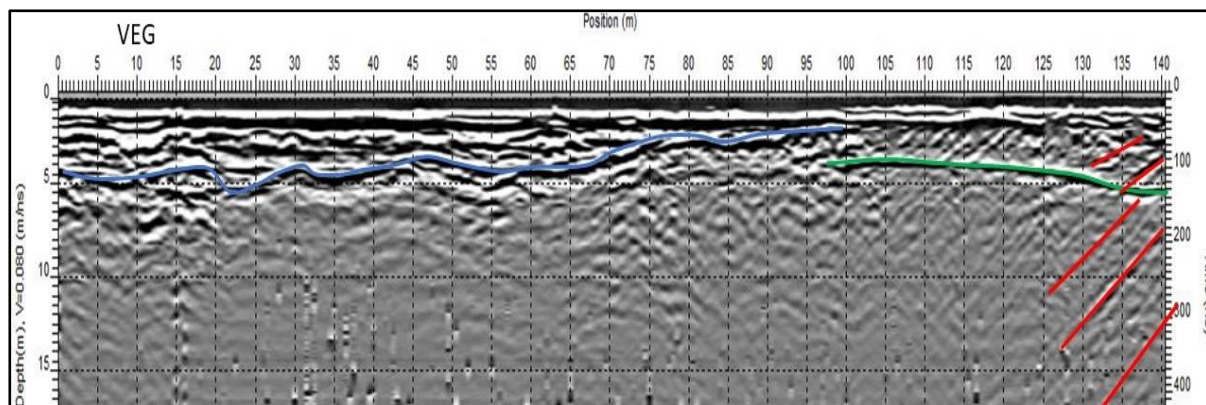
Ved denne undersøkelsen ble det benyttet en opptakstid (*time window*) på 1000 ns. Profilet viser klare reflektorer helt ned, og opptakstiden kunne her med fordel vært større for å få med all tilgjengelig informasjon.

### 9.2.2 Kartlegging av forurensingsrisiko i Alta

Alta kommune har en grunnvannskilde på Englandskogen sør for byen. Vel 100 m nord for brønnområdet går en veg som ble vurdert som omkjøringsveg forbi Alta by. Dette ville føre til en betydelig økt trafikk, og en tilsvarende høy risiko for forurensing av grunnvannskilden. Boringer hadde vist at ved vegen lå en pakke av sand over finkornige tette masser som kunne være en skjerming av grunnvannsforekomsten. Det var viktig å vite hvordan de finkornige massene fordelte seg mellom vegen og brønnområdet. Det ble derfor målt seks korte georadarprofiler for å kartlegge geologien rundt brønnområdet (Mauring mfl. 1995b). Et av disse profilene er vist i Figur 9.10. Tekniske data er vist i Tabell 9.7.

Tabell 9.7: Tekniske data for georadarprofil på Englandsskogen sør for Alta.

Tema	Beskrivelse
Formål	Hydrogeologisk undersøkelse, sikring av grunnvannsforekomst
Utstyr	Sensors & Software, pulse EKKO IV, 50 MHz
Antennekonfigurasjon	Vinkelrett og parallell (PR-BD, se Figur 3.2)
Antenneseparasjon	1 m
Målepunktavstand	0,5 m
Samplingsintervall	0,8 ns
Antall stack	16
Prosessering	Dewow, Nullpunktjustering, SEC2 forsterkning, dybdekonvertering
Referanse	Mauring mfl. 1995b



Figur 9.10: Utvalgt georadarprofil fra grunnvannsundersøkelser på Englandsskogen sør for Alta (Fra Mauring mfl. 1995b).

Ved brønnområdet, lengst til høyre i profilet (Figur 9.10) ses en nær horisontal gjennomgående reflektor markert med grønn strek. Denne tolkes som grunnvannsspeil, noe som bekreftes ved at skråreflektorer (markert med rødt) faller tilsynelatende brattere under grunnvannsspeil enn over. Dette skyldes lavere hastighet i vannmettet materiale enn i de mer tørre massene over grunnvannsspeil, og at plottingen er utført med bare en hastighet (0,08 m/ns). At grunnvannsspeilet gir en så klar reflektor, bekrefter grove sand-/grusmasser i brønnområdet (jfr. Figur 9.8). Profilet er ikke korrigert for topografien, og dette er nok årsaken til at grunnvannsspeilet tilsynelatende ikke er flatt.

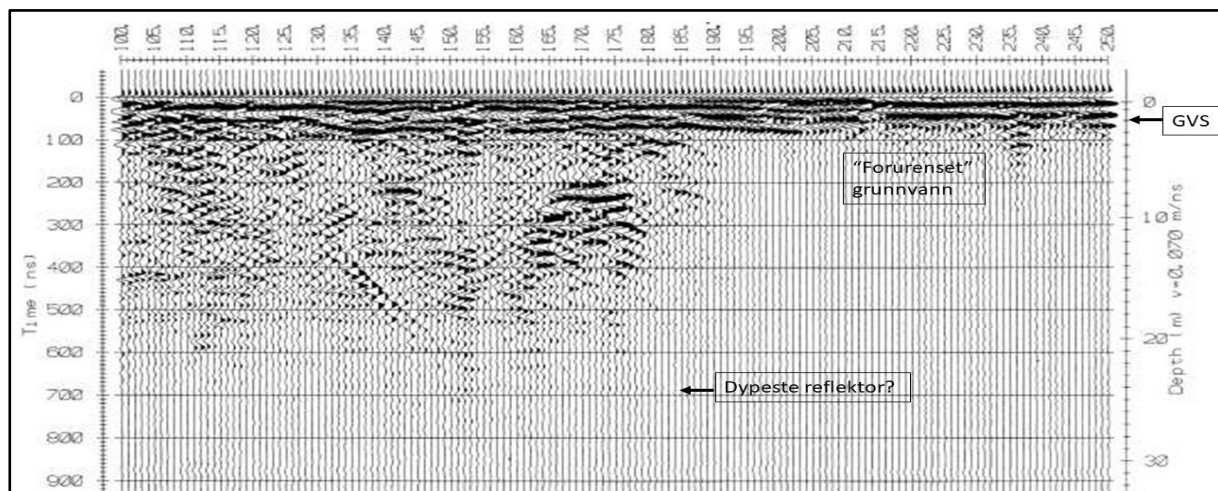
Den blå markeringen tolkes som overgangen fra sandlaget til de finkornige tette massene påvist ved boringer. Figur 9.10 viser at denne overgangen blir grunnere mot brønnområdet, og vil fungere som en barriere for spredning av mulig forurensinger fra en ulykke med f.eks. en tankbil på vegen. Andre profiler i området viser tilsvarende data (Mauring mfl. 1995b). Støypunkter lengst nede i opptakene skyldes lav spenning på senderbatteriene.

### 9.2.3 Kartlegging av forurenset grunnvann, Haslemoen

Intens gjødsling av et større område på Haslemoen i Våler kommune i Solør førte i sin tid til en forurensing av grunnvannet. Prøvetaking av grunnvannet i brønner, både over og under grunnvannsspeil, viser en økning av grunnvannets ledningsevne fra ca. 50  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (5 mS/m) i uforstyrret grunnvann til ca. 300  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (30 mS/m) i forurensningen, en seksdobling. Analyser viser at i hovedsak skyldes dette en økning av nitratinnholdet i grunnvannet fra < 5 ppm  $\text{NO}_3$  i uforstyrret grunnvann til 30 - 40 ppm i forurenset grunnvann (Morris mfl. 1997). I tillegg til å studere denne forurensningen med elektriske metoder, ble det også foretatt georadarmålinger over kontakten mellom forurenset og ikke forurenset grunnvann (se Figur 9.11). Tekniske data for det aktuelle profilet er vist i Tabell 9.8.

Tabell 9.8: Tekniske data for georadarprofil P26 på Haslemoen, Våler kommune i Solør (Data fra Mauring & Rønning 1992).

Tema	Beskrivelse
Formål	Kvartærgeologisk kartlegging, kartlegging av forurensningsplum
Utstyr	Sensors & Software pulse EKKO IV, 50 MHz
Antennekonfigurasjon	Vinkelrett og parallell (PR-BD, se Figur 3.2)
Antenneseparasjon	1 m
Målepunktavstand	1 m
Samplingsintervall	1,6 ns
Antall stack	64
Prosessering	Dewow, Nullpunktjustering, SEC2 forsterkning, Dybdekonvertering
Referanse	Mauring & Rønning 1992, Morris mfl. 1997



Figur 9.11: Georadarprofil ved overgang fra rent grunnvann til forurenset grunnvann på Haslemoen, Våler kommune i Solør. GVS = Reflektor fra grunnvannsspeil. (Fra Mauring & Rønning 1992).

Utenfor det forurensete grunnvannet er den maksimale penetrasjonen ved georadarundersøkelsen ca. 23 m (Figur 9.11). Over selve forurensningen er det nesten ingen penetrasjon under grunnvannsspeilet (GVS). En seks-dobling av ledningsevnen i grunnvannet gir en meget effektiv sperre for radarbølgene.

Dette profilet demonstrerer hvordan georadar kan benyttes til kartlegging av forurenset grunnvann. I dette tilfellet skjermet forurensningen for all videre penetrasjon. Ved mer moderat forurensning kan en forvente at penetrasjonen avtar noe, men at en ikke får total absorpsjon av radarsignalet.

### 9.3 Kartlegging av fjellskred

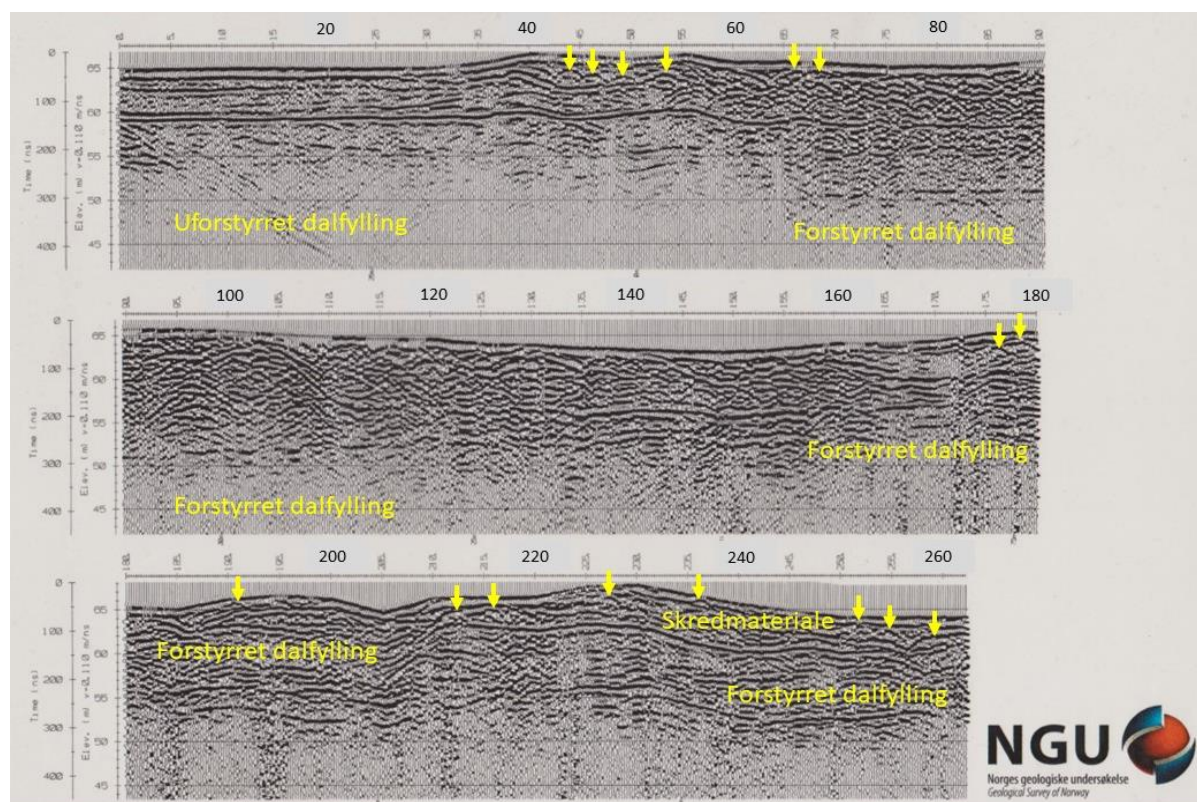
Også ved fjellskred kan georadar bidra med verdifull informasjon. Dette kan være å kartlegge utløpsområde for eldre fjellskred, men også detaljer i et ustabil fjellparti.

#### 9.3.1 Utbredelse av eldre fjellskred

NGU har benyttet georadar for kartlegging av utløpsområder for eldre fjellskred ved flere anledninger. Et eksempel på slik kartlegging er vist i Figur 9.12. Tekniske data for det aktuelle profilet er vist i Tabell 9.9.

Tabell 9.9: Tekniske data for georadarprofil P2 ved Remmen, Rauma kommune i Møre og Romsdal (Data fra Elvebakk & Blikra 1999).

Tema	Beskrivelse
Formål	Kartlegging av eldre fjellskred
Utstyr	Sensors & Software pulse EKKO 100, 100 MHz
Antennekonfigurasjon	Vinkelrett og parallell (PR-BD, se Figur 3.2)
Antenneseparasjon	1 m
Målepunktavstand	0,5m
Samplingsintervall	0,8 ns
Antall stack	8
Prosessering	Dewow, Lavpassfilter langs traser, SEC2 forsterkning, Dybdekonvertering
Referanse	Elvebakk & Blikra 1999



Figur 9.12: Georadarprofil P2 ved Remmen i Rauma kommune, Møre og Romsdal. Profilet starter ute på en elveslette og går skrått inn mot fjellsiden. Tolking av massetyper er angitt med gul skrift. Gule piler peker på hyperbler som trolig skyldes blokker dagnært i skredmaterialet. (Fra Elvebakk & Blikra 1999).

I den første delen av profil P2 (Figur 9.12) ved Remmen (lengst fra fjellsiden) er terrenget flatt og profilet viser en uforstyrret dalfylling med en overflateparallell reflektor (elveavsetning). Fra ca. 30 meter blir terrenget mer uregelmessig, og den gjennomgående reflektoren blir også uregelmessig. Dette er et signal på at massene er påvirket av en skredhendelse. I den midtre delen av profilet er refleksjonsmønsteret gjennomgående uregelmessig, men med sporadiske tendenser til sammenhengende reflektorer. Inn mot fjellet (nederste del) kan det tolkes en lagpakke på toppen med tykkelse fra 0 til ca. 7 m, og som mest sannsynlig er skredmasser. Øverst i dette laget ses hyperbler (markert med gule piler) som tolkes å stamme fra større blokker i en skredavsetning. Disse anrikes ofte i toppen av skredmaterialet.

Løsmassene langs dette profilet ser ut til å være sammensatt av tre enheter; 1) Uforstyrret dalfylling, 2) Forstyrret dalfylling og 3) Skredmaterialer. De forstyrrede massene er et resultat av selve skredet. Når skredmassene slår ned i dalbunnen med enorm kraft, påvirkes de eldre sedimentene slik at lagdelingen viskes ut. I tillegg skyves massene vekk og gir en uregelmessig overflate. Skredmassene vil så legge seg oppe på disse forstyrrede massene, og en naturlig sortering av disse kan gi en anrikning av blokker dagnært. Ut fra denne tolkingen ser det ut til at skredmassene ligger på toppen av avsetningen fra ca. posisjon 160 og ut profilet. Massene er imidlertid påvirket av skredet frem til posisjon 35. Det fremstår også hyperbler dagnært fra posisjon 44 til posisjon 68. Om disse er materialer fra en annen skredhendelse, eller om det her tilfeldigvis finnes blokker i den opprinnelige avsetningen er uklart. Her burde det vært målt flere parallelle profiler.

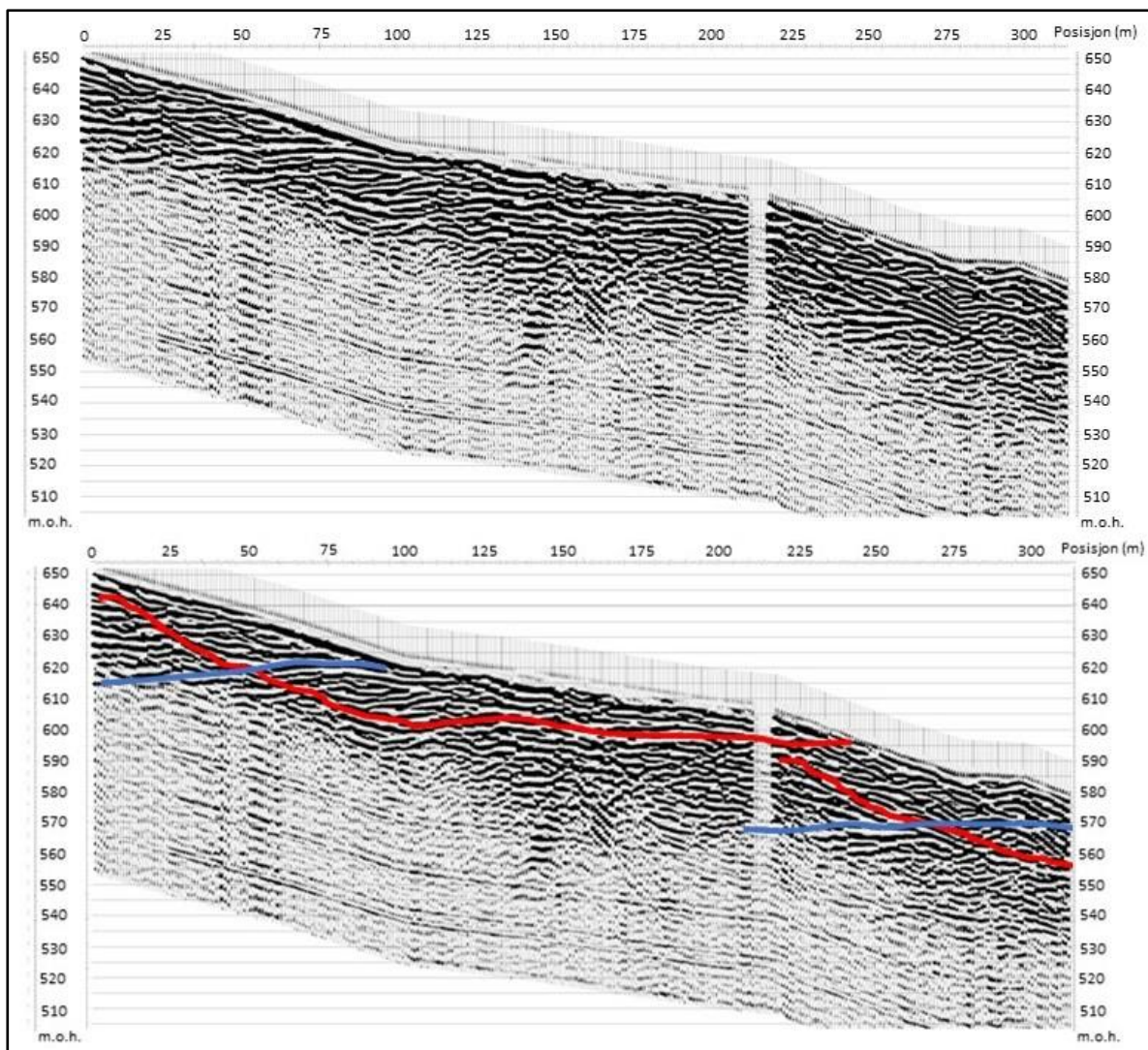
Ved denne tolkingen ses fordelene ved at det ikke er foretatt en migrering av datasettet. Større blokker i skredavsetningen gir opphav til hyperbler, og ved en migrering ville disse forsvunnet, og derved en viktig indikator på at dette er skredmasser.

### 9.3.2 Kartlegging i aktive fjellskredområder

NGU har gjennom mange år utført geofysiske målinger ved det ustabile fjellpartiet Åknes i Stranda kommune, Møre og Romsdal. Hensikten med dette har vært å få så mye informasjon om det ustabile fjellpartiet som mulig og ut fra dette vurdere risiko for fjellskred, og samtidig kartlegge muligheter for avbøtende tiltak. Som en del av de geofysiske målingene er det også utført georadarmålinger. Det var ønskelig med så stor penetrasjon som mulig, og samtidig ga terrenget utfordringer ved utførelsen av målingene. Det ble derfor benyttet antenner med sentralfrekvens 25 MHz, og disse ble flyttet etter hverandre ned fjellsiden (konfigurasjonen PL-EF, Figur 3.2). Et utvalgt profil er vist i Figur 9.13. Tekniske data for profilet er vist i Tabell 9.10.

Tabell 9.10: Tekniske data for georadarprofil G2 ved Åknes, Stranda kommune i Møre og Romsdal (Data fra Rønning mfl. 2006).

Tema	Beskrivelse
Formål	Kartlegging av risiko for fjellskred
Utstyr	Sensors & Software pulse EKKO 100, 25 MHz
Antennekonfigurasjon	Parallell og etter hverandre (PL-EF, se Figur 3.2)
Antenneseparasjon	5 m
Målepunktavstand	1 m
Samplingsintervall	1,6 ns
Antall stack	4
Prosessering	Dewow, Nullpunktjustering, Dybdekonvertering, SEC2 forsterkning,
Referanse	Rønning mfl. 2006



Figur 9.13: Utsnitt av georadarprofil G2 fra Åknes. Øverst vises det rene profilet og nederst med utvalgte strektolkinger (Fra Rønning mfl.2006).

På grunn av den lave frekvensen (25 MHz) viser georadarprofilet fra Åknes relativt få detaljer. Noen reflektorer er gjennomgående, og disse er tegnet opp i nedre del av Figur 9.13. Det har ikke vært mulig å få noen klar oppfatning av hva disse reflektorene representerer, men de to som er tegnet med blått skjærer gjennom andre reflektorer. Ved Åknes er fjellet så oppsprukket at vannet stedvis er drenert ut, og en kan snakke om et grunnvannsspeil. Det er påvist flere vannkilder nedenfor utgående av disse blå reflektorene (Heincke mfl. 2010), og i andre deler av fjellpartiet står vannet opp til 40 m dypt i borehull (Rønning mfl. 2006). De to gjennomskjærende blå reflektorene kan derfor representere to grunnvannsspeil i det oppsprukne ustabile bergmassivet. Tre overflateparallele reflektorer i seksjonens nedre halvdel representerer støy.

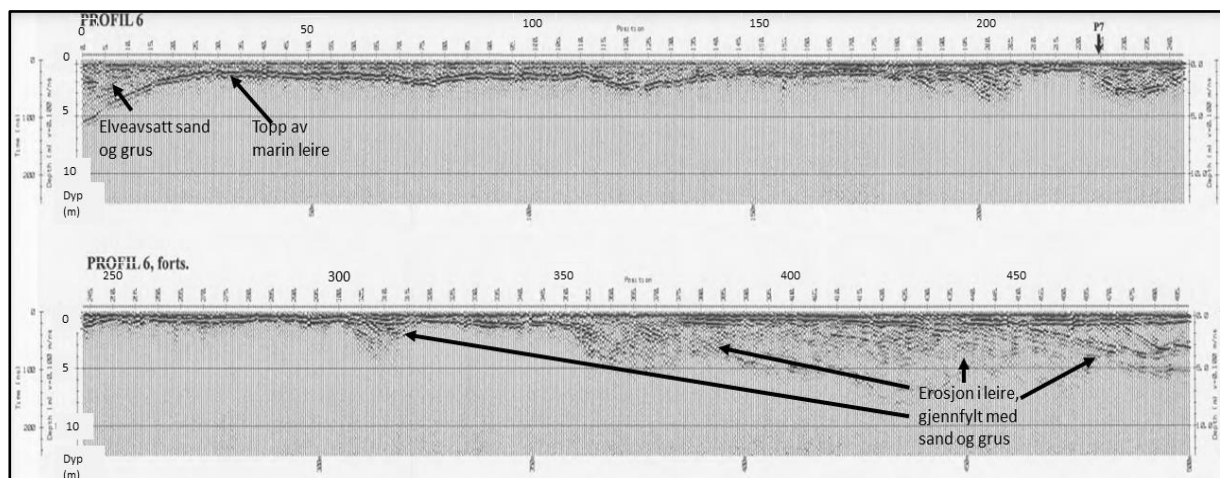
Radarbølgenes penetrasjon varierer fra ca. 35 m til vel 50 m langs profilet. Siden frekvensen er relativt lav (25 MHz), er dette ikke imponerende. Stedvis er imidlertid dette tilstrekkelig for å kunne se gjennom det ustabile fjellet, men en kan likevel ikke se noen klar informasjon om bunn av oppsprekningen, og et mulig glideplan. I dette ustabile fjellpartiet viste refraksjonsseismikk og spesielt 2D Resistivitet (ERT) interessante data med henblikk på å forstå dynamikken i fjellpartiet, og for å få sikker informasjon var det nødvendig med boringer og borehullslogging. Dette er nok noe av forklaringen på at det ikke ble arbeidet mer med georadar.

## 9.4 Georadar på leire

På 1970-tallet og delvis inn på 1980-tallet ble det drevet utstrakt grusuttak i bunnsedimentene i elva Gaula i Melhus kommune. Dette førte til at elva begynte å erodere i tilstøtende masser, og elva ble stedvis senket med ca. 2m. Der elva eroderte i leire, ble elvevannet misfarget. Dette falt sammen med at laksefisket i Gaula ble merkbart dårligere, og turistfiskerne ble ikke like ivrige på å kjøpe nye fiskerettigheter for påfølgende år. For å kartlegge dyp til leire og derved hvor mye sand og grus elva kunne erodere i før den nådde ned på leire, inngikk NGU og NVE et samarbeidsprosjekt i 1998. I alt fem lokaliteter ble valgt ut for undersøkelser (Lauritsen 1998). Et av disse var ved Møstas utløp i Gaula ved Ler. Figur 9.14 viser et 490 m langt profil som er målt på elvebanke parallelt med elva. Tekniske detaljer for profilet er vist i Tabell 9.11

Tabell 9.11: Tekniske data for georadarprofil 6 langs Gaula i Melhus kommune (Fra Lauritsen 1998).

Tema	Beskrivelse
Formål	Elveerosjon, kartlegging av dyp til leire,
Utstyr	Sensors & Software pulse EKKO 100, 200 MHz
Antennekonfigurasjon	Vinkelrett og parallell (PR-BD, se Figur 3.2)
Antenneseparasjon	1 m
Målepunktavstand	0,5 m
Samplingsintervall	0,8 ns
Antall stack	4
Prosessering	Dewow, Nullpunktjustering, Dybdekonvertering, SEC2 forsterkning,
Referanse	Lauritsen 1998



Figur 9.14: Georadarprofil 6 fra undersøkelser av dyp til marin leire langs elva Gaula i Melhus kommune. (Fra Lauritsen 1998).

Øverst i lagpakken langs Gaula finnes et elveavsatt lag med sand og grus. I starten av profilet i sør (Figur 9.14) er tykkelsen av dette laget ca. 6 m (benyttet hastighet ved dybdekonvertering er 0,10 m/ns), men denne avtar raskt til ca. 1,5 m når en beveger seg mot nord (mot høyre). Dette betyr at elva ikke skal erodere så mye mer før den begynner å grave i leirpakken ved denne lokaliteten. Profilet viser en meget klar reflektor som representerer toppen av leira, og som forventet er det svært liten informasjon fra leira. Penetrasjonen i leira er tilnærmet null bortsett fra i enkelte områder (posisjonene 200, 230, 310 og fra posisjon 350 og ut profilet mot nord). Her har det på et tidligere tidspunkt vært erosjon i leira, og denne er gravd ut til et maksimalt dyp på ca. 8 m. Disse utgravde partiene er senere gjenfylt med sand og grus, og det antydes skrålag i dette laget mellom posisjonen 450 og ut profilet.

Dette profilet viser hvor godt georadar kan fungere i sand og grus, men også at det ikke er mulig å kartlegge salt intakt marin leire.



## 9.5 Geologiske ressurser

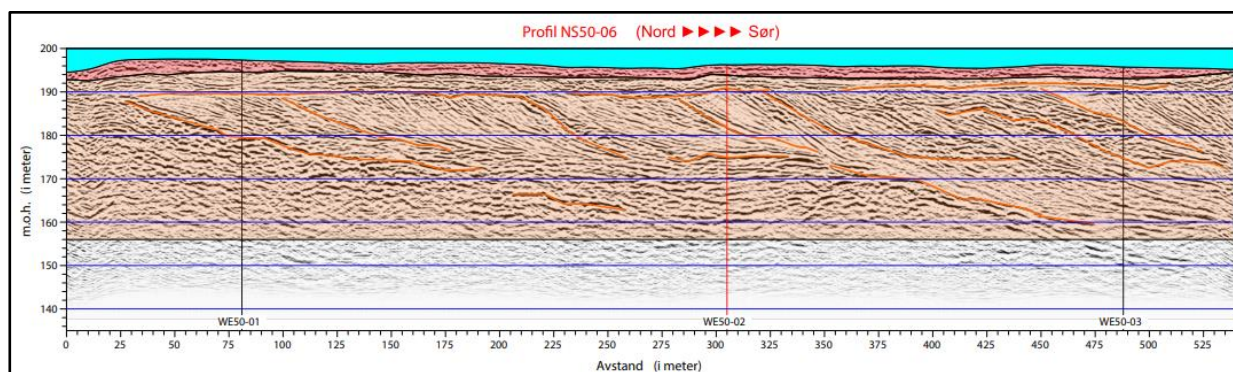
Georadar og geologiske ressurser handler for det meste om sand og grus. I noen sammenhenger kan også myr være en geologisk ressurs. Forfatteren kjenner ikke til at georadar er benyttet for undersøkelser av andre geologiske ressurser i Norge. I Danmark er georadar benyttet ved driftsplanlegging i Faxe kalksteinsbrudd (Sigurdsson 1994).

### 9.5.1 Kartlegging av sand og grus

Undersøkelser av sand- og grusforekomster er sporadisk utført av NGU siden oppstarten med georadar tidlig på 1990-tallet (Rønning 1992a). I 2017 ble det gjort en undersøkelse på Kilemoen i Ringerike kommune i samarbeid med firmaet Svelviksand AS (Wolden mfl. 2017). Formålet med denne undersøkelsen var å kartlegge den aktuelle breelavsetningen i detalj og ut fra dette tolke gruskvaliteten. Av spesiell interesse var utbredelsen av et område med silt som var et problem ved driften i massetaket. Tekniske data for georadarundersøkelsen er vist i Tabell 9.12. Eksempel på opptak med 50 MHz og 100 MHz senterfrekvens er vist henholdsvis i Figur 9.15 og 9.16.

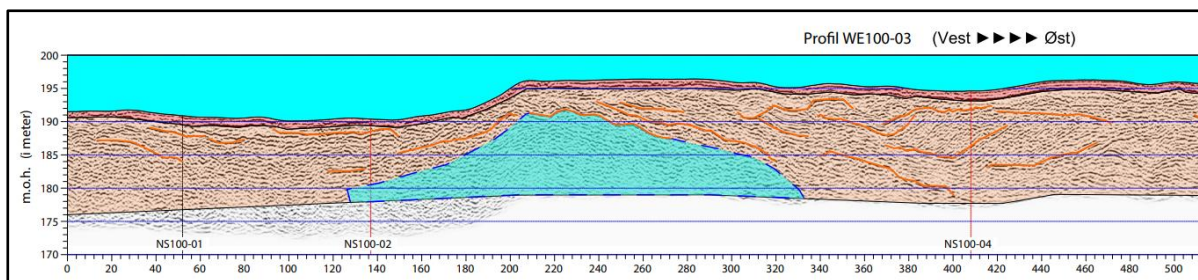
Tabell 9.12: Tekniske data for georadarprofil på Kilemoen, Ringerike kommune (Data fra Wolden mfl. 2017).

Tema	Beskrivelse
Formål	Kartlegging av grusressurser
Utstyr	Malå Geoscience, RTA 50 MHz og 100 MHz
Antennekonfigurasjon	Parallell og etter hverandre (PL-EF, se Figur 3.2)
Antenneseparasjon	4 m og 2 m
Målepunktavstand	0,5 m
Samplingsintervall	1,6 ns og 0,8 ns
Antall stack	?
Prosessering	Dewow, Nullpunktjustering, Dybdekonvertering, SEC2 forsterkning,
Referanse	Wolden mfl. 2017



Figur 9.15: Georadarprofil målt med 50 MHz RTA-antennene på Kilemoen, Ringerike kommune (Fra Wolden mfl. 2017).

Målinger med 50 MHz senterfrekvens på Kilemoen (Figur 9.15) viser en penetrasjon stedvis over 40 m, noe som må sies å være bra. Profilet er målt fra nord mot sør og i hovedsak langs avsetningsretningen. Georadarprofilet gir god informasjon om forekomstens strukturer og oppbygning. Her vises en klassisk deltautbygging med horisontale topplag (*topset*) med tykkelser fra ca. 5 m til ca. 8 m. Under dette opptrer skrålag med varierende tykkelse og fall. Den totale tykkelsen av skrålagene er fra ca. 15 m (posisjon 200 m) til ca. 45 m (posisjon 500 m). Under dette indikeres mer horisontale bunnlager (*bottomset*).



Figur 9.16: Georadarprofil målt med 100 MHz RTA-antennene på Kilemoen, Ringerike kommune (Fra Wolden mfl. 2017).

Målinger med 100 MHz senterfrekvens på Kilemoen (Figur 9.16) viser en betydelig mindre penetrasjon (15 – 20 m), men til gjengjeld er oppløsningen bedre. Profilet er målt fra vest mot øst og viser ikke så klare deltastrukturer. Av spesiell interesse for denne undersøkelsen var en lomme med silt som gav dårligere produktkvalitet. I Figur 9.16 er det antydning av en mulig utbredelse av dette siltlaget ut fra reflektormønster. Denne tolkingen ble ikke fulgt opp, og det er derfor uklart hvor god den er.

Georadarundersøkelsen på Kilemoen viser klart at senterfrekvens 50 MHz er å foretrekke. Med denne frekvensen fås en detaljert avtegnning av strukturer til et rimelig bra dyp. Det er uklart om en med georadaren kunne kartlegge utbredelsen av en siltlomme.

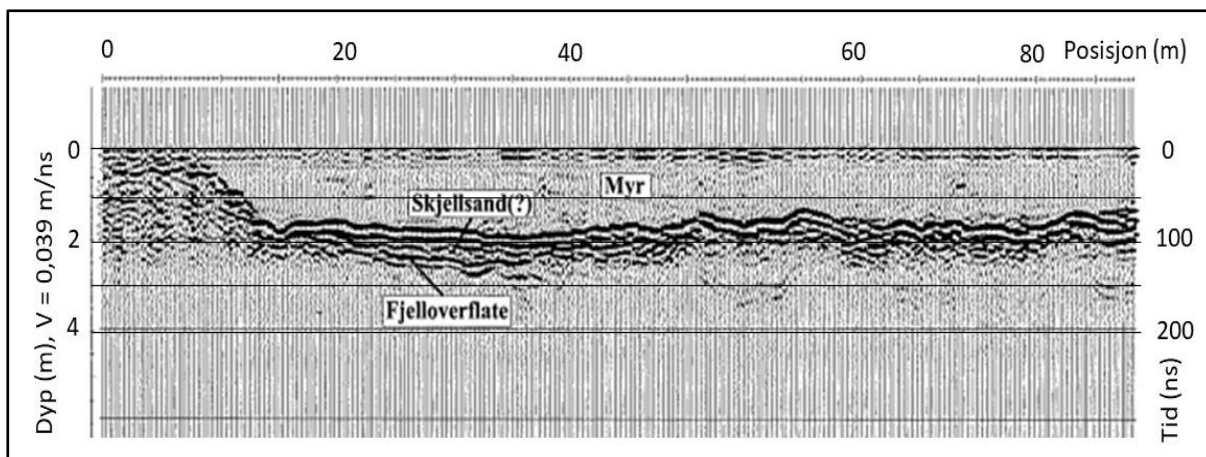
### 9.5.2 Kartlegging av myrtykkelse

Myr er kanskje ikke den mest benyttede geologiske ressurs, men på Andøya i Nordland tas det ut myr for produksjon av veksttorv og plantepotter. I noen deler av Norge foregår det matproduksjon på myr, bl.a. på Smøla.

På Smøla har det vært drevet landbruk på myr helt siden 1930-tallet. Dreneringen av myra har ført til økt oksygentilgang og myra har råtnet. Dette har ført til at myrtykkelsen er redusert med ca. 1,3 m fra oppstarten av dreneringen frem til tusenårsskiftet (70 år). De opprinnelige dreneringskanalene gikk tett, og siden myra på Smøla ligger for det meste direkte på berg, er hele dyrkingsjorda stedvis forsvunnet. Det ble opprettet et myrsynkingsprosjekt for å ta hånd om de problemene tynningen av myra førte til. I samarbeid med dette prosjektet utførte NGU forsøksmålinger med georadar for å få et detaljert bilde av myrtykkelsen og derved hvor dypt berget ligger. Det ble først gjort forsøk med senterfrekvens 200 MHz, men denne ga ikke god nok penetrasjon, Det ble derfor skiftet til senterfrekvens 100 MHz. Det ble målt 13 profiler i retning sør-sørøst og 13 profiler vinkelrett disse (Dalsegg & Mauring 2000). Profillengdene varierte fra 60 m til 150 m. Tekniske data for profilene på Smøla er vist i Tabell 9.13.

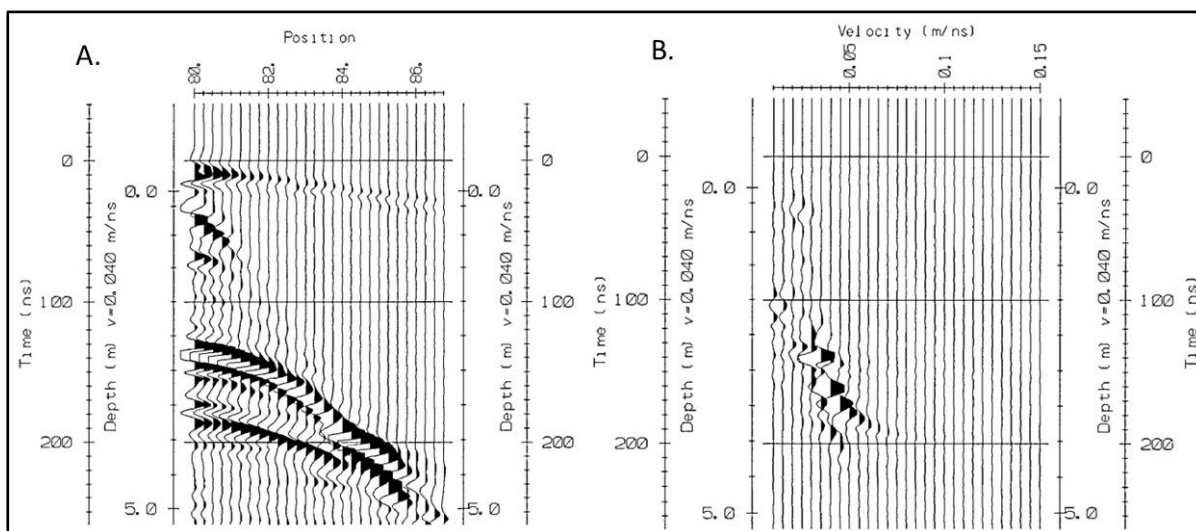
Tabell 9.13: Tekniske data for georadarprofilene ved Frostahaia på Smøla (Data fra Dalsegg & Mauring 2000).

Tema	Beskrivelse
Formål	Kartlegging av myrtykkelse
Utstyr	Sensors & Software pulse EKKO 100, 100 MHz
Antennekonfigurasjon	Vinkelrett og parallell (PR-BD, se Figur 3.2)
Antenneseparasjon	1 m
Målepunktavstand	0,25 m
Samplingsintervall	0,8 ns
Antall stack	?
Prosessering	Dewow, Dybdekonvertering, SEC2 forsterkning, Gridding og konturering
Referanse	Dalsegg & Mauring 2000



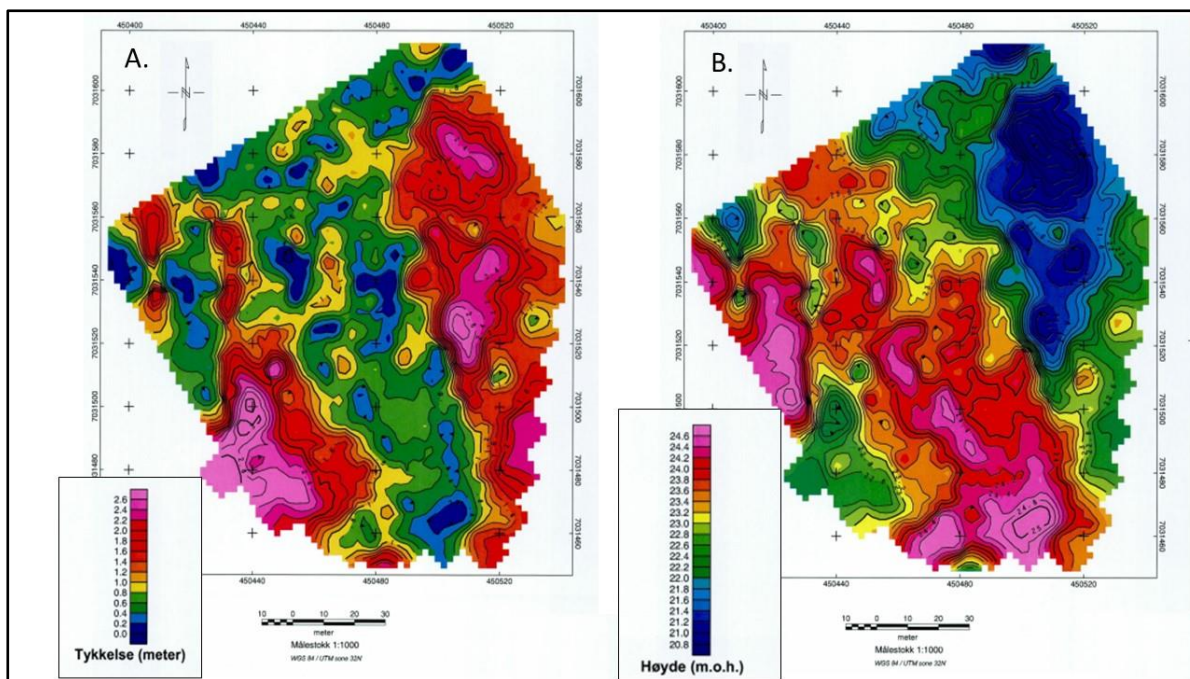
Figur 9.17: Eksempel på myrprofil fra Smøla (fra Dalsegg & Mauring 2000).

Et eksempel på georadarprofil fra Smøla (Figur 9.17) viser en meget skarp reflektor ved bunn av myra. Dette skyldes en stor kontrast i dielektrisitet. Hastigheten i underliggende berg er gjerne 0,15 m/ns ( $\epsilon_r \approx 5$ ) mens hastigheten i myr kan være 0,04 m/ns ( $\epsilon_r \approx 55$ ). Dette gir en refleksjonskoeffisient  $R = 0,58$ , og derved en meget skarp refleksjon. I deler av det viste profilet indikeres noe løsmasser (Skjellsand?) som ligger direkte på berg, men ellers en nær konstant myrtykkelse. Andre steder kunne myrtykkelsen variere fra nær null til over 2 m på en strekning på 2 – 3 m.



Figur 9.18: Eksempel på hastighetsanalyse ved myrundersøkelser på Smøla (fra Dalsegg & Mauring 2000).

Figur 9.18A viser et eksempel på en CMP hastighetsanalyse i dette myrområdet. Denne viser klart direktebølge i luft, direktebølge i myr og to hyperbler ved henholdsvis tovegstidsdyp 120 ns og 170 ns. Sammensmeltingen av disse to med direktebølgen i bakken gir forstyrrelser i CMP-opptaket. Hastighetsanalysen (Figur 9.18B) indikerer en hastighet på 0,035 m/ns ved den grunneste reflektoren og 0,04 m/ns ved den dypeste. Denne hastighetsanalysen ble etterprøvd ved å måle myrtykkelsen med stikkstang, og benytte tovegsgangtid til å beregne en hastighet på 0,39 m/ns (metode 2, avsnitt 4.4.2). Denne testen viser at CMP-måling for hastighetsbestemmelse kan gi relativt gode resultater.



Figur 9.19: Myrundersøkelse på Smøla. A) Myrtykkelse Høyde og B) bergoverflate ved Frostahaia på Smøla. (fra Dalsegg & Mauring 2000).

Tolket myrtykkelse ble digitalisert, og det ble utarbeidet konturkart over myrtykkelse (Figur 9.19A) og med utgangspunkt i overflatetopografien ble det utarbeidet et konturkart av bergoverflaten (Figur 9.19B). Denne informasjonen ble senere benyttet til å vurdere hvor nye dreneringskanaler burde legges for å unngå sprengning av berg, og hvor en kunne ta myr for å legge oppe på fjellknauser slik at området fortsatt kunne benyttes til matproduksjon.

Basert på NGUs resultater anskaffet et konsulentfirma egen georadar med differensiell GPS for posisjonering. Denne ble plassert på et matte som ble slepet etter en traktor. På denne måten fikk bøndene på Smøla et eget meget effektivt utstyr for denne type kartlegging.

### 9.5.3 Påvising av pegmatittganger

NGU er i ferd med å avslutte et EU-finansiert prosjekt GREENPEG for kartlegging av pegmatittganger (2023). I dette prosjektet kunne disse gangene kartlegges ut fra et spesielt refleksjonsmønster (Tassis, personlig meddelelse).

## 9.6 Strukturer i berggrunnen

Ved flere anledninger har NGU benyttet georadar for kartlegging av strukturer i berg. I dette avsnittet vises noen eksempler.

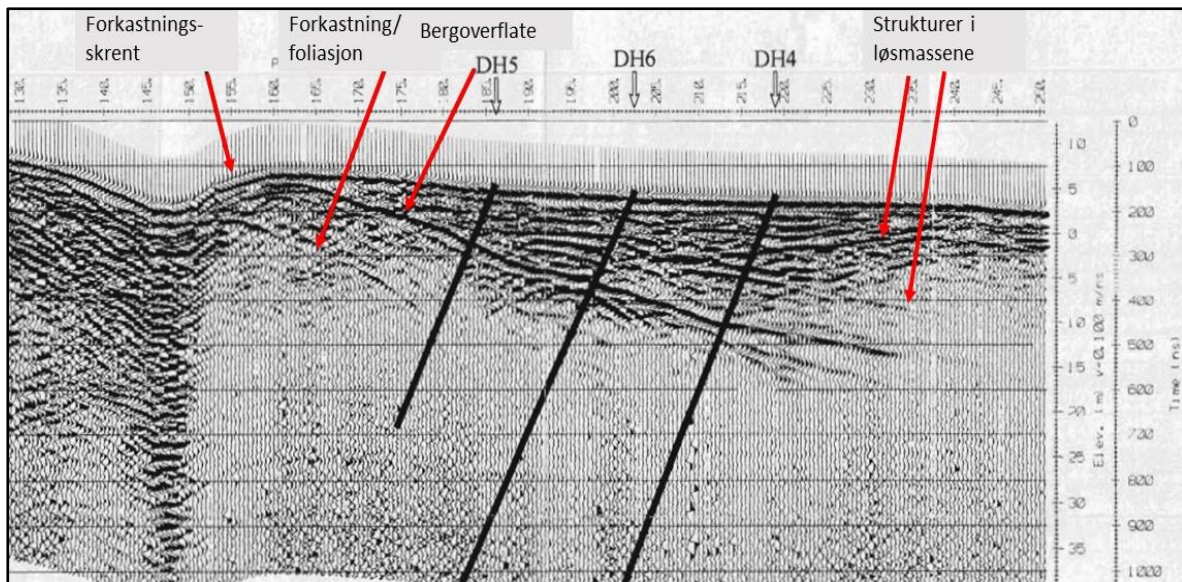
### 9.6.1 Postglasial forkastning ved Fidnajokha, Kautokeino kommune

NGU ble, gjennom doktorgradsarbeidet til Odleiv Olesen, klar over at en hadde postglasiale forkastninger i Norge. En av disse er Stuoragurra-forkastningen i Finnmark Olesen (mfl. 1992). Denne forkastningen er undersøkt i flere omganger både med geofysikk og ved boring og oppgraving.

Georadar-undersøkelser ble også utført i flere runder, bl.a. i 1997 (Mauring mfl. 1997). Utsnitt av georadarprofil ved Fidnajokka i Kautokeino kommune er vist i Figur 9.20. Tekniske data for dette profilet er vist i Tabell 9.14.

Tabell 9.14: Tekniske data for georadarprofil ved Fidnajokka i Finnmark (Data Mauring mfl. 1997).

Tema	Beskrivelse
Formål	Strukturgeologi. Kartlegging av postglacial forkastning
Utstyr	Sensors & Software pulse EKKO IV, 50 MHz
Antennekonfigurasjon	Vinkelrett og parallell (PR-BD, se Figur 3.2)
Antenneseparasjon	1 m
Målepunktavstand	0,5 m
Samplingsintervall	1,6 ns
Antall stack	16
Prosessering	Dewow, Terrengekorreksjon, Dybdekonvertering, SEC2 forsterkning
Referanse	Mauring mfl. 1997



Figur 9.20: Georadarprofil og borer (DH) over postglacial forkastning ved Fidnajokka i Kautokeino kommune (Modifisert fra Mauring mfl. 1997).

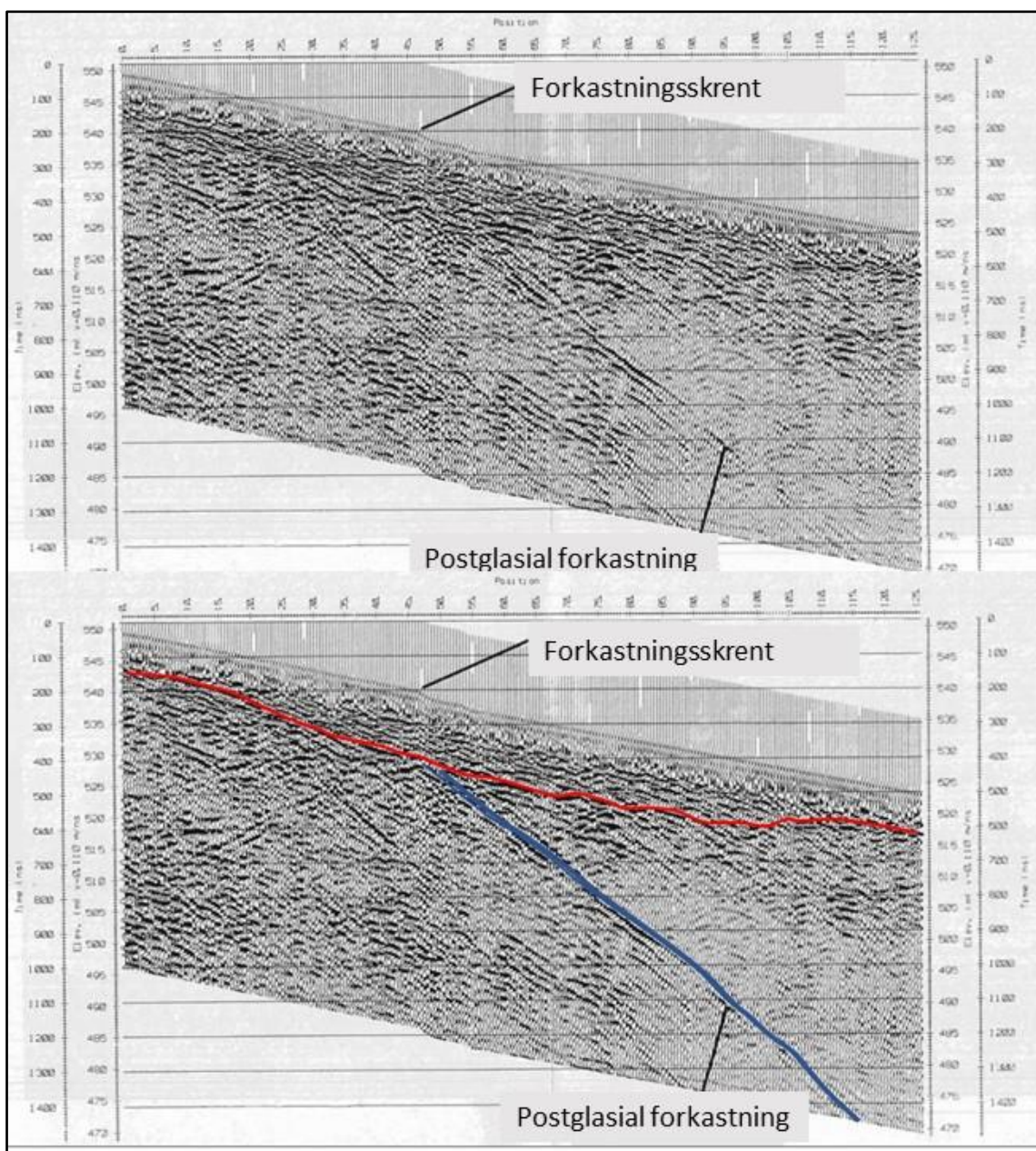
Georadarprofilet over Stouragurra-forkastningen ved Fidnajokka i Kautokeino kommune (Figur 9.20) viser en meget klar refleksor på overgangen fra løsmasser til berg, og interne strukturer i løsmassene. I berget fremstår en noe mer diffus refleksor som er tolket som forkastningsplanet (reversforkastning), eventuelt en foliasjon i berggrunnen. I alt tre borehull bekrefter at dette er en oppkjust sone. Senere oppgraving har bekreftet at dette er et forkastningsplan og at forkastningen skjedde etter siste istid, med andre ord yngre enn 10 000 (Olesen mfl. 2000). Forkastningen kan følges over store deler av Finnmarksvidda, og siste undersøkelser viser bevegelser så sent som for 600 år siden (Olsen mfl. 2022).

### 9.6.2 Antatt postglacial forkastning i Normannvikdalen, Kåfjord kommune

Også i Kåfjord kommune i gamle Troms fylke er georadar benyttet for å kartlegge en antatt postglacial forkastning, Normannvikdalen-forkastningen. Det ble opprinnelig målt tre georadarprofiler som indikerer en normalforkastning (Mauring mfl. 1997). Figur 9.21 viser et av disse. Tekniske data for profilet er vist i Tabell 9.15.

Tabell 9.15: Tekniske data for georadarprofil i Normannvikdalen, Kåfjord kommune (Data Mauring mfl. 1997).

Tema	Beskrivelse
Formål	Strukturgeologi. Kartlegging av antatt postglacial forkastning
Utstyr	Sensors & Software pulse EKKO 100, 50 MHz
Antennekonfigurasjon	Vinkelrett og parallell (PR-BD, se Figur 3.2)
Antenneseparasjon	1 m
Målepunktavstand	0,5 m
Samplingsintervall	1,6 ns
Antall stack	16
Prosessering	Dewow, Terrenngkorreksjon, Dybdekonvertering, «Background subtraction», SEC2 forsterkning
Referanse	Mauring mfl. 1997



Figur 9.21: Georadarprofil over antatt postglacial forkastning i Normannvikdalen, Kåfjord kommune (Data fra Mauring mfl. 1997).

Profilen over antatt postglasial forkastning i Nordmannvikdalen vist i Figur 9.21 viser en meget klar skråstilt reflektor som tolkes som et forkastningsplan (normalforkastning). Strektolkingen av denne (blå strek) skjærer tolket bergoverflate (rød strek) rett under en mindre forsenkning i terrenget som er tolket som forkastningsskrent. Dette radarbildet er så overbevisende, og det burde ikke være noen tvil om tolkingen.

En oversikt over NGUs arbeid på Neotektonikk i Norge er sammenstilt av Olesen mfl. (2000). Her konkluderes det med at både Stuoragurra-forkastningen i Finnmark og Normannvikdalen-forkastningen i Troms er Neotektoniske forkastninger (Olesen mfl. 2000, s. 9). Det har vært diskusjoner om Normannvikdalen-forkastningen virkelig er en postglasial forkastning (Redfield & Hermanns 2016). Etter nye georadarundersøkelser og ikke minst tre utgravninger ned til 3 – 5 m ble det konkludert med at «We find no reason to downgrade the fault to very unlikely to be neotectonics» (Olsen mfl. 2019).

### 9.6.3 Sprekkesone på Hvaler

Resultater fra undersøkelse av sprekker i berg ved Utengen på Hvaler er beskrevet i avsnitt 7.5.2 (vist i Figur 7.17). I dette arbeide ble det vist klare refleksjoner på individuelle sprekker i berget.

### 9.6.4 Kollapsstrukturer på Wordiekammen, Svalbard

Resultater fra 2D og 3D georadarundersøkelser av kollapsstrukturer på Wordiekammen, Svalbard, er vist i avsnittene 6.1.1 og 8.1.3. 2D georadarmålinger viser en oversikt over kollapsstrukturer innenfor et ca. 1 km<sup>2</sup> stort område, mens 3D målinger viser detaljer på to av strukturene (Heincke mfl. 2009, Allroggen mfl. 2022).

## 9.7 Snø, is og permafrost

Måling av istykkelse var det første området radar ble benyttet med stor suksess som kartleggingsverktøy. I 1946 ble det av amerikanske piloter rapportert om feil ved radarhøydemålinger i Antarktis som kunne tyde på at radarrefleksjoner kom fra fjelloverflaten under isen og ikke fra overflaten av isen. Senere har denne teknologien utviklet seg, og georadar for studie av istykkelser, snøtykkelser og andre objekter i permafrost blitt vanlig. Målinger fra fly har vist at en kan penetrere opp mot 4 km is med georadar (Holt 2007).

### 9.7.1 Istykkelse og strukturer i isen, Longyearbreen Svalbard

Eksempel på kartlegging av istykkelse med georadar er vist i Figur 7.20 (Avsnitt 7.6.1). Målingene på Longyearbreen, Svalbard, viste en største tykkelse på 89 m i 2022 (Rønning 2023). Gjentatte målinger siden 2013 langs de samme profilene viser en utvikling der istykkelsen er redusert fra ca. 101 m, gjennomsnittlig 1,32 m pr. år (Rønning mfl. 2023).

### 9.7.2 Snøtykkelse Longyearbreen, Svalbard

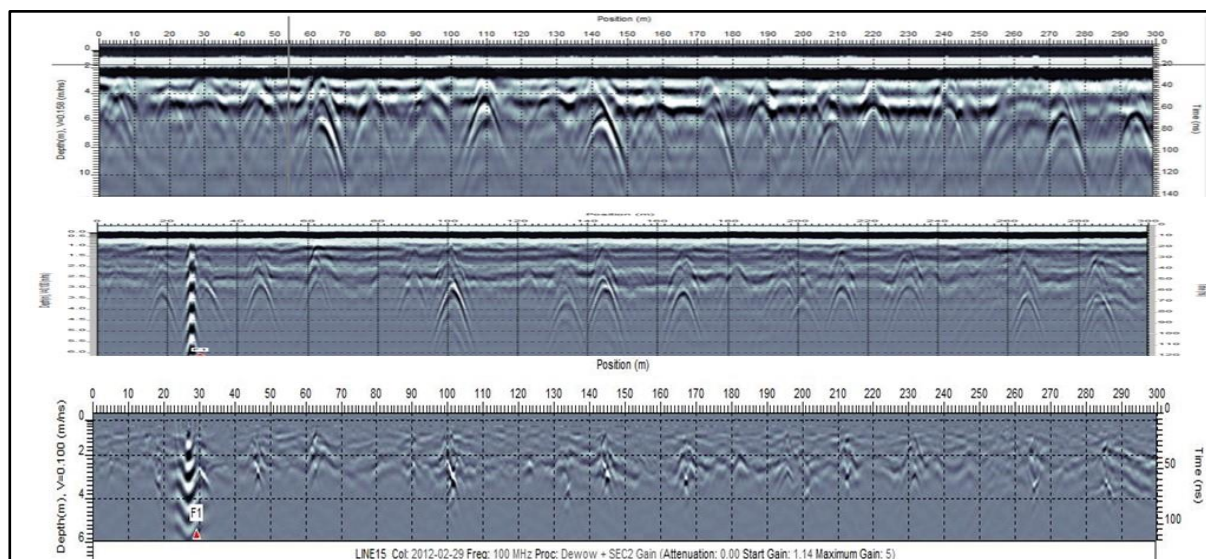
Eksempel på kartlegging av snøtykkelse med georadar er vist i Figur 7.19 (Avsnitt 7.5.3). Målingene på Longyearbreen, Svalbard, viste små variasjoner langs det aktuelle profilet (fra ca. 1,3 til ca. 1,5 m). Ved å fjerne direktebølger i luft og snø, kom en svak lagdeling i snøen frem. Profilet viste også at prosesseringen bakgrunns-fratrekk (*background subtraction*) kunne viske ut klare refleksjoner hvis en benyttet en gjennomsnittstrase basert på for få traser.

### 9.7.3 Is-kiler i Adventdalen, Svalbard

Gjennom sitt engasjement ved UNIS (Universitetssenteret på Svalbard) har forfatteren også arbeidet noe med kartlegging av iskiler i permafrost. Iskiler utvikles i permafrost over lang tid ved at bakken sprekker opp, sprekkenes fylles opp med vann om sommeren, og disse vil da sprenges ut når vannet fryser om høsten og vinteren. Iskilene består av bare is, og vil være et stabilitetsproblem hvis de tiner. Iskilene opptrer ofte i et heksagonalt mønster. Et eksempel på kartlegging av iskiler langs et 300 m langt profil i Adventdalen på Svalbard er vist i Figur 9.22. Tekniske data for profilet er vist i Tabell 9.16.

Tabell 9.16: Tekniske data for georadarprofil over iskiler i Adventdalen, Svalbard (Data fra ikke publiserte studentoppgaver ved UNIS).

Tema	Beskrivelse
Formål	Iskiler i permafrost
Utstyr	Sensors & Software pulse EKKO 100, 50 MHz og 100 MHz
Antennekonfigurasjon	Vinkelrett og parallell (PR-BD, se Figur 3.2)
Antenneseparasjon	2 m og 1 m
Målepunktavstand	0,5 m
Samplingsintervall	1,6 ns og 0,8 ns
Antall stack	16
Prosessering	Dewow, Dybdekonvertering, SEC2 forsterkning, Migrering (delvis)
Referanse	Ikke publiserte data fra studentøvinger ved UNIS.



Figur 9.22: Georadarprofil over iskiler i Adventdalen, Svalbard. Øverst: Målt med senterfrekvens 50 MHz. I midten: Målt med senterfrekvens 100 MHz og minimal prosessering. Nederst: Målt med 100 MHz og migrert med hastighet 0,13 m/ns (Upubliserte data fra studentoppgaver ved UNIS).

Øverst i Figur 9.22 presenteres data målt med senterfrekvens 50 MHz. Her er det ikke foretatt annen prosessering enn Dewow-filter, dybdekorreksjon og SEC-forsterkning. Iskilene trer frem som i alt 19



hyperbler i radarplottet, noe som gir en gjennomsnittlig avstand på ca. 16 m. Direktebølge i luft og bakke (permafrost) har så stor bølgelengde at toppen av hyperblene skjermes og det blir vanskelig å se dybden disse iskilene ligger på.

I midten av Figur 9.22 presenteres det samme profilet målt med senterfrekvens 100 MHz. Her er bølgelengden for direktebølger kortere, og en kan se toppen av hyperblene. Iskilene vil ligge umiddelbart under den aktive sonen som tiner om sommeren. Hyperblenes dyp vil da representere tykkelsen av det aktive laget. Det indikeres et tilsvarende antall hyperbler totalt, men de opptrer med annen styrke og delvis på andre steder i profilet. En kan ikke se bort fra at noen av hyperblene også kan skyldes blokker i permafrosten, og at forskjellig bølgelengde (frekvens) viser forskjellig respons på disse. En nylig avsluttet masteroppgave viste imidlertid en relativt god korrelasjon mellom synlige iskiler på bakken og hyperbler i radarplottene (Mas I Sants 2021). En hyperbel ved posisjon 28 m skiller seg ut med mye sterkere signal og denne representerer etter all sannsynlighet en elektrisk kabel i bakken. Metall i kabelen har en uendelig høy dielektrisitetkonstant, og vil derfor gi en langt sterkere respons.

Nederst i Figur 9.22 er en migrert versjon av målingene med senterfrekvens 100 MHz presentert. Alle hyperblene unntatt en kollapset ved ca. hastighet 0,13 m/ns. Toppen av iskilene, som ligger i bunn av det aktive laget, indikeres i et dyp på ca. 1 m. Legg merke til at dybdeskalaen er beregnet etter en hastighet på 0,1 m/ns, mens at migreringen indikerer at gjennomsnittshastigheten i permafrosten er ca. 1,13 m/ns. Hyperbeltoppene ligger derfor ca. 30 % dypere enn angitt med dybdeskalaen. En legger merke til at hyperbelen fra den elektriske kabelen er overmigrert og har en smilende form. Kabelen ligger grunnere enn iskilene og overmigreringen av denne ene hyperbelen indikerer at hastigheten i det aller øverste laget over kabelen er lavere enn 0,13 m/ns (høyere dielektrisitetkonstant og mer vann).

## 9.8 Objekter i grunnen

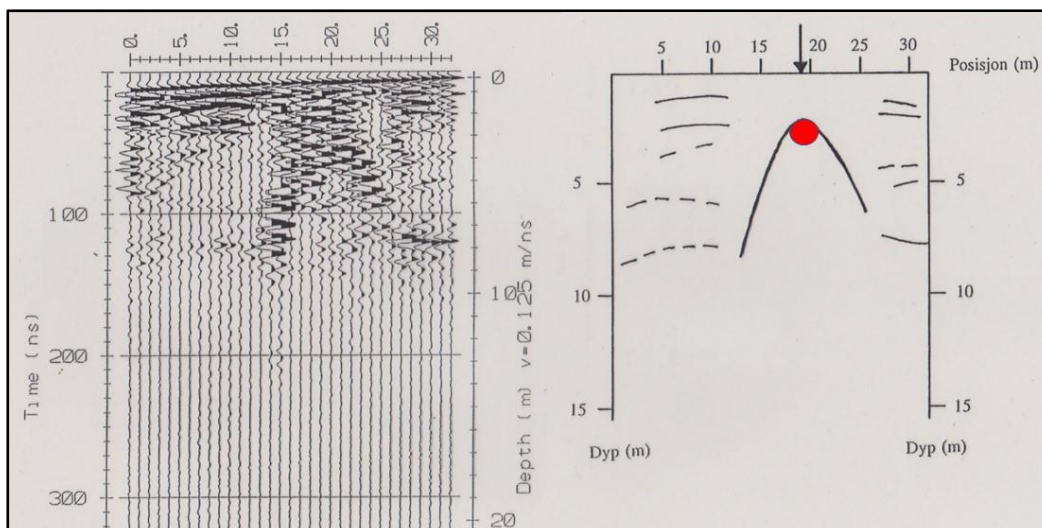
Å lete etter objekter i bakken har aldri vært NGUs oppgave. I en tidlig fase, da NGU var eneste aktør med georadar, ble det gjort noen enkle forsøk, delvis profesjonelt og delvis som fritidssysse.

### 9.8.1 Oljetank på Gardermoen

Ved etableringen av flyplassen på Gardermoen oppsto noen problemer med eldre deponi og lagertanker for bensin som har ligget i bakken siden andre verdenskrig. Noen visste om disse, men ikke eksakt hvor de var lokalisert. Figur 7.1 (Avsnitt 7.2.1) viser et eksempel på hvordan georadar kan lokalisere og gi informasjon om tykkelsen av et eldre deponi. Figur 9.23 viser hvordan en nedgravd tank for lagring av bensin kan lokaliseres med georadar. Tekniske data for dette profilet på Gardermoen er vist i Tabell 9.17.

Tabell 9.17: Tekniske data for georadarprofil over lagertank for bensin på Gardermoen (Data fra Mauring mfl. 1994).

Tema	Beskrivelse
Formål	Lokalisere en lagertank for bensin i bakken
Utstyr	Sensors & Software pulse EKKO IV, 200 MHz
Antennekonfigurasjon	Vinkelrett og parallell (PR-BD, se Figur 3.2)
Antenneseparasjon	1 m
Målepunktavstand	1 m
Samplingsintervall	0,8 ns
Antall stack	64
Prosessering	Dybdekonvertering, SEC2 forsterkning
Referanse	Mauring mfl. 1994



Figur 9.23: Georadarprofil over lagertank for bensin på Gardermoen (Data fra Mauring mfl. 1994).

Profilen (Figur 9.23) viser en klar hyperbel som er en respons på en nedgravd lagertank for bensin markert med rødt i strektolkning til høyre. Profilen ble målt i en tidlig fase av NGUs georadarmålinger og viser to svakheter: 1) Det er drift i nullpunktet som skulle vært korrigert, og 2) det er målt med en punktavstand på 1 m som er for stor. Nær gjennomgående reflektor ved 120 ns (ca. ved dyp 7,5 m,  $V=0,125$  m/ns) representerer trolig grunnvannsspeil.

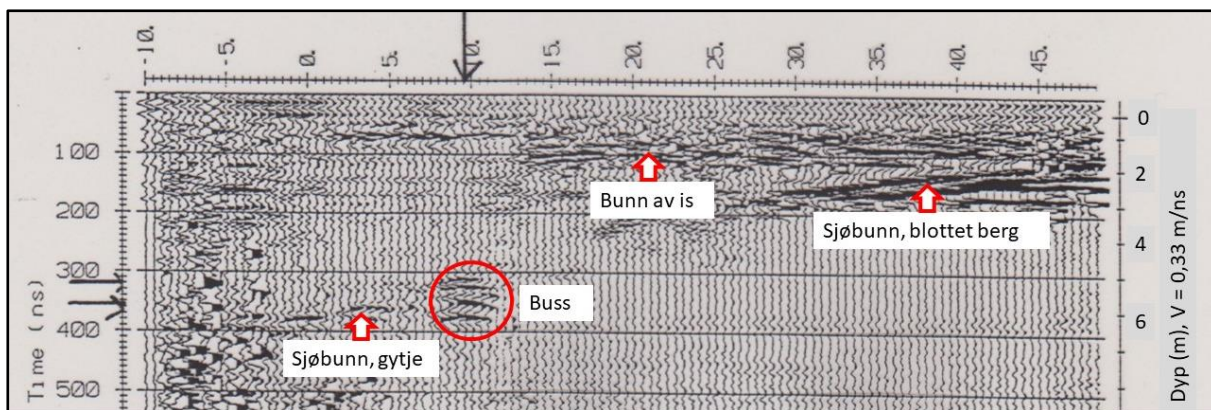
Lokalisering av objekter i bakken med GPR er i dag en standard aktivitet som gjerne benytter høyere frekvenser enn 200 MHz.

### 9.8.2 Buss i vann, Gaustadvatnet i Melhus kommune

Et lokalt buss-selskap i Melhus kommune (Hølonda Auto) hadde på slutten av 1950-tallet en utslitt buss, Mercedes 1936-modell. Den enkleste måten å bli kvitt denne var å kjøre den ut på isen på et lokalt vann og la den synke når isen smeltet. På slutten av 1990-tallet fikk lokale historikere interesse for denne veteranbussen og vurderte å få den hevet for renovering. De leide inn dykker som skulle lokalisere den, men bussen var dekket med løse sedimenter (gytje) og kunne ikke lokaliseres visuelt. Dette fanget forfatterens interesse og på fritiden ble det gjort profilering med georadar for om mulig lokalisere bussen. Et utvalgt profil er vist i Figur 9.24. Tekniske data for dette profilen er vist i Tabell 9.18.

Tabell 9.18: Tekniske data for georadarprofil målt på isen for lokalisering av et bussvrak i Gaustadvatnet, Melhus kommune (Fra Mauring mfl. 1994).

Tema	Beskrivelse
Formål	Kartlegging av bussvrak i vann
Utstyr	Sensors & Software pulse EKKO IV, 50 MHz
Antennekonfigurasjon	Vinkelrett og parallell (PR-BD, se Figur 3.2)
Antenneseparasjon	1 m
Målepunktavstand	0,5 m
Samplingsintervall	1,6 ns
Antall stack	32
Prosessering	Bakgrunns-fratrekk, Medianfiltrering, Dybdekonvertering, SEC2 forsterkning.
Referanse	Mauring mfl. 1994



Figur 9.24: Eksempel på georadarprofil over sunket buss i vann, Gaustadvatnet i Melhus kommune (Fra Mauring mfl. 1994).

Det utvalgte profilet (Figur 9.24) viser et forvirrende bilde med mye støy, men også med noen klare responser. Refleksjoner over 100 ns representerer trolig lagdeling i isen (snø og is i veksling). Til høyre vises en skarp reflektor mellom 100 ns og 200 ns som representerer overgangen fra vann til utgående berg på sjøbunnen. Dette gir en stor refleksjonskoeffisient og en tilhørende skarp reflektor. Mot venstre blir denne reflektoren mer diffus, og dette skyldes sannsynligvis at sjøbunnen er dekt med løst lagret gytje som gir en gradvis redusert vanninnhold ned mot berg, og derved en gradvis endring i refleksjonskoeffisienten. Ved posisjon 10 fremstår en lokal reflektor rett under sjøbunnsreflektoren som mest sannsynlig representerer bussvraket. Andre profiler viser ikke tilsvarende refleksjon (Mauring mfl. 1994). Denne avbildningen forklarer hvorfor dykkeren ikke kunne lokalisere bussen, den ligger nede i gytjen.

Ved dybdekonverteringen er det benyttet hastigheten for vann som er 0,033 m/ns. I isen, som synes å være relativt tykk, er hastigheten betydelig høyere, kanskje opp mot 0,17 m/ns. Hastigheten i isen vil variere avhengig av innholdet av is, vann og luft (jfr. Ligningene 4.5 og 4.6 og Tabell 4.1). Med store variasjoner i istykkelsen, blir derfor dypet bussen ligger relativt usikker, og trolig ligger bussen noe dypere en ca. 6 m som indikert i georadarprofilen.

### 9.8.3 Menneske i snøskred

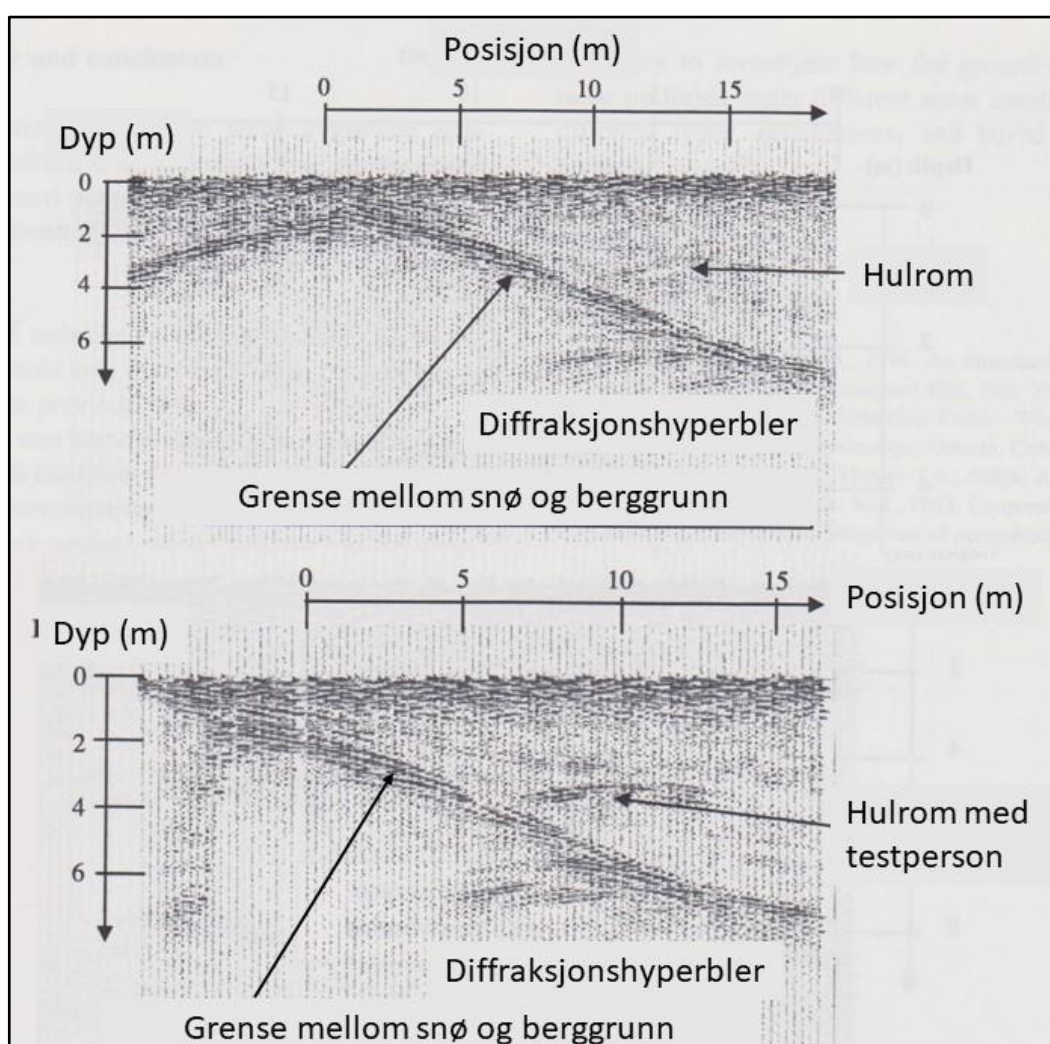
Den 4. februar i 2001 gikk det et snøskred i Fardalen på Svalbard hvor to mennesker på snøscooter omkom. Den ene ble funnet relativt raskt med skredsøker, men den andre ble ikke funnet før fire dager senere og da med hjelp av GPR (Instanes mfl. 2004). Målinger ble utført av personell fra UNIS (Universitetssenteret på Svalbard).

Nesten samtidig, den 6. februar 2001 ble fem nordmenn som kjørte «off-piste» ved Chamonix i Frankrike, tatt av et snøskred. Her ble fire funnet med skredsøker, og dessverre døde to av disse. Den femte ble ikke funnet umiddelbart og de samme folkene ved UNIS ble tilkalt. Etter noe arbeid med GPR ble også den femte personen funnet seks dager etter skredet, og da dessverre omkommet.

Forut for undersøkelsene i felt, ble det gjort testmålinger ved å grave huler i snøskavler, både på Svalbard og ved Chamonix. Det ble målt over tomme huler og over huler med et menneske inni. Eksempler på resultater fra testmålinger er vist i Figur 9.25. Eksempler på resultater fra målingene i felt (både på Svalbard og ved Chamonix) er vist i Figur 9.26. Tekniske detaljer er vist i Tabell 9.19.

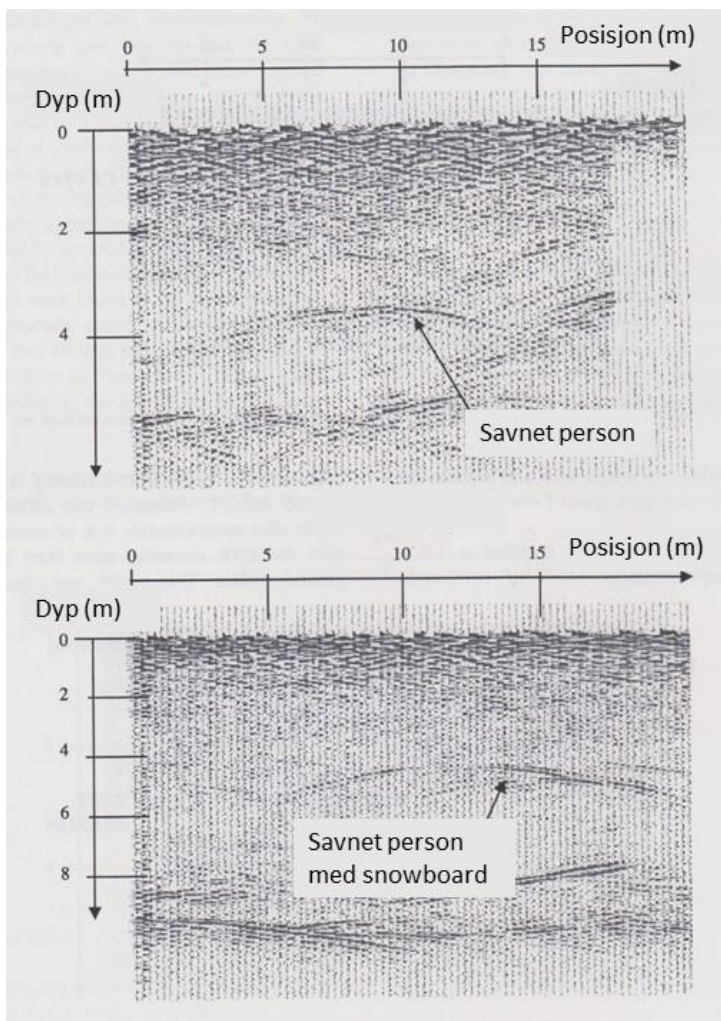
Tabell 9.19: Tekniske data for testmålinger og reelle målinger for lokalisering av person i snøskred (Fra Instanes mfl.2004).

Tema	Beskrivelse
Formål	Lokalisering av person i snøskred
Utstyr	Sensors & Software pulse EKKO1000, 900 MHz
Antennekonfigurasjon	Vinkelrett og parallell (PR-BD, se Figur 3.2)
Antenneseparasjon	0,17 m
Målepunktavstand	0,25 m
Samplingsintervall	0,2 ns
Antall stack	16
Prosessering	Bakgrunns-fratrekk, Dybdekonvertering, SEC2 forsterkning.
Referanse	Instanes mfl. 2004



Figur 9.25: Testmålinger over en tom snøhule (øverst) og den samme snøhulen med en testperson (nederst). (Fra Instanes mfl. 2004).

Testmålingene over en tom snøhule (Figur 9.25 øverst) viser en klar respons på overgangen fra snø til berg. Den gravde hulen viser en svak hyperbel. Grunnen til at denne er så svak er at kontrasten i dielektrisitetskonstanten er liten ( $\epsilon_r$  i snø  $\approx 2,3$ ,  $\epsilon_r$  i luft = 1, som gir hastigheter  $V_{snø} \approx 0,2$  m/ns og  $V_{luft} = 0,3$  m/ns, se Tabell 4.1). Med en person inne i snøhulen øker vanninnholdet, og dielektrisitetskonstanten blir høyere, hastigheten lavere. Kontrasten mot omliggende snø blir større. Eksperimentet viser at personer inne i et snøskred kan lokaliseres med GPR.



Eksempler på resultater fra målinger på snøskred er vist i Figur 9.26, fra Svalbard (øverst) og fra Chamonix (nederst). Målingene fra begge områdene viser en klar hyperbel på menneskene, uten og med snowboard. På Svalbard ble den savnede funnet på ca. 3,5 meters dyp i snøen mens den begravede personen i Sveits ble funnet på vel 4 meters dyp.

Eksemplet viser at GPR kan benyttes til å lokalisere personer i et snøskred, men arbeidet vil ta noe tid. En kan ikke forvente at utstyr skal komme på plass så raskt at en person kan lokaliseres mens vedkommende enda er i live. Metoden kan derfor bare benyttes dersom andre metoder ikke er tilgjengelig og da for å lokalisere den døde personen.

Figur 9.26: Reelle målinger for lokalisering av person i snøras i Fardalen Svalbard (øverst) og tilsvarende målinger ved Chamonix i Frankrike (nederst). (Fra Instanes mfl. 2004).

## 9.9 Arkeologi, 3D radar

Resultater fra arkeologiske undersøkelser på Gjellestad ved Halden er beskrevet i avsnitt 8.1.4 (vist i Figur 8.7). Her ble det benyttet en 3D-radar som gav meget detaljerte bilder av arkeologien i området bl.a. spor etter flere langhus og en grav med et vikingskip.

## 9.10 Forensisk anvendelser; Støtte i rettsaker

Forfatteren kjenner ikke til at georadar er blitt benyttet til å skaffe bevis ved rettsaker i Norge. Internasjonalt finnes flere eksempler på dette. Problemstillingen kan være å se om det er noen refleksjoner som kan antyde graving i naturlige masser i et område eller rett og slett påvise nedgravde objekter (lik).

## 10. REFERANSER

- Allroggen, N., Heincke, B.H, Koyan, P., Wheeler, W. & Rønning, J.S. 2022: 3D ground-penetrating radar attribute classification: A case study from a paleokarst breccia pipe in the Billefjorden area on Spitsbergen, Svalbard Geophysics vol. 87, no. 4, p. WB19 – WB30. doi:10.1190/GEO2021-0651.1
- Angelis, D., Warren, C., Diamanti, N., Martin, J. & Annan, A.P. 2022: The effects of receiver arrangement on velocity analysis with multi-concurrent receiver GPR data. *Near Surface Geophysics*, 1 – 12. <https://doi.org/10.1002/nsg.12235>
- Annan, A.P. 2005: Ground-Penetrating Radar. In: D.K. Butler (ed.) *Near-Surface Geophysics. SEG Investigations in Geophysics*, book no. 13. SEG, Tulsa, Oklahoma USA. ISBN-1-56080-130-1.
- Annan A.P. 2009: *Electromagnetic Principles of Ground Penetrating Radar*. In Jol (ed.): *Ground Penetrating Radar: Theory and Applications*. Elsevier Science, Oxford UK. ISBN: 978-0-44453348-7.
- Annan, A.P. & Cosway, S.W. 1992: Ground penetrating radar survey design. Paper prepared for the annual meeting of SAGEEP, Chicago. April 26-29-1992.
- Archie, G.E. 1942: The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Trans. AIME*, 146, p. 54 – 62.
- Arcone, S.A 2009: Glaciers and ice sheets. Chapter 12 in: Jol, H.M. (ed.) *Ground Penetrating Radar: Theory and Applications*. Elsevier Science, Amsterdam. ISBN: 978-0-444-53348-7.
- Banks, D, Lauritsen, T., Rohr-Torp, E, Rønning, J.S, & Skarphagen, H 1993: Groundwater in bedrock. Hvaler project. Investigation at testsite Utengen. NGU Report 93.117, 29p. [93 117.pdf \(ngu.no\)](https://www.ngu.no/Upload/Publikasjoner/Rapporter/1993/93_117.pdf)
- Beres. H. & Haeni, F.P. 1991: Application of ground-penetrating-radar methods in hydrogeological studies. *Groundwater* 29, 3, 375 – 386.
- Bogorodsky, V.V., Bentley, C.R. & Gudmandsen, P.E. 1985: *Radioglaciology*. D. Reidel Publishing Company, available from Springer, Hardcover ISBN 978-90-277-1893-8 DOI.org/10.1007/978-99.009.
- Braathen, A., Gaut, S., Henriksen, H., Storrø, G. & Jæger, Ø. 1998: Holm Brønnfelt, Sunnfjord. Geologiske undersøkelser og prøvepumping. NGU Rapport 98.085, 46s. [https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1998/98\\_085.pdf](https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1998/98_085.pdf)
- Cassidy, N.J. 2009a: Electric and magnetic properties of rocks, soils and fluids. Chapter 2 in Jol, H.M. (ed.) *Ground Penetration Radar. Theory and Applications*. Elsevier. ISBN 978-0-444-53348-7. <https://www.sciencedirect.com/book/9780444533487/ground-penetrating-radar-theory-and-applications>.
- Cassidy, N.J. 2009b: *Ground Penetrating Radar Data Processing, Modelling and Analysis*. Chapter 5 in Jol, H.M. (ed.) *Ground Penetration Radar. Theory and Applications*. Elsevier. ISBN 978-0-444-53348-7.
- Cook, J.C. 1960: Proposed monocyte-pulse very-high-frequency radar for air-borne ice and snow measurements. *AIEE Comm. Electron*, 51 (588 – 594).
- Dalsegg, E. & Mauring, E. 2000: Georadarmålinger for myrkartlegging på Toppmyra, Frostaeia, Smøla, Møre og Romsdal. NGU Rapport 2000.111, 11 s. [https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2000/2000\\_111.pdf](https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2000/2000_111.pdf)
- Dalsegg, E., Elvebakk, H. & Rønning, J.S. 2004: 2D resistivitet og georadarmålinger Ebbadalen og Wordiekammen, Billefjorden, Svalbard. NGU Rapport 2004.058, 23s. [https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2004/2004\\_058.pdf](https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2004/2004_058.pdf)
- Daniels, J.J. 1989: Fundamentals of ground penetrating radar. In: *Proceedings of the symposium on the application of geophysics to engineering and environmental problems. SAGEEP '89*, March 13-16, 1989, Colorado School of Mines, Golden, Colorado.
- Davis, J.L. & Annan, A.P. 1989: Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophysical Prospecting* 37, 531 – 551.
- Dehls, J.F. & Olesen O. 1999: *Neotectonics in Norway. Annual Technical Report 1998*. NGU Report 99.007, 206 p. [https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1999/99\\_007.pdf](https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1999/99_007.pdf)

- Dix, C. H. 1955: Seismic velocities from surface measurements. *Geophysics* 20 (1), 68–86.  
doi.org/10.1190/1.1438126
- Elvebakk, H. & Rønning, J.S. 1998: Sprekkekartlegging med georadar ved Bleikvassli Gruber. NGU Rapport 98.038, 12 s. [https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1998/98\\_038.pdf](https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1998/98_038.pdf)
- Elvebakk, H. & Blikra, L.H. 1999: Georadarundersøkelse i forbindelse med undersøkelser av fjellskred i Romsdalen, Møre og Romsdal. NGU Rapport 99.025, 19 s.  
[https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1999/99\\_025.pdf](https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1999/99_025.pdf)
- Evans, S. 1965: Dielectric properties of ice and snow: a review. *Journal of Glaciology*, 5 (773 – 792).
- Everett, M.E. 2014: *Near-Surface Applied Geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge UK. ISBN 978-1-107-011877-8.
- Forste, E., Dossi, M., Pipan, M. & Colucci R.R. 2014: Velocity analysis from common offset GPR data inversion: theory and applications to synthetic and real data. *Geophys. J. Int.* (2014) 197, 1471 – 1483. <https://academic.oup.com/gji/article/197/3/1471/2874195?login=false>
- Hamann, G. 2014: Ground Penetrating Radar wave velocities and their uncertainties. Dr. rer. Nat. Thesis. University of Potsdam. [https://publishup.uni-potsdam.de/opus4-ubp/frontdoor/deliver/index/docId/43680/file/liebs\\_diss.pdf](https://publishup.uni-potsdam.de/opus4-ubp/frontdoor/deliver/index/docId/43680/file/liebs_diss.pdf)
- Hamran, S-E. 1996: Radar in glaciology. Unpublished Lecture notes. University Centre in Svalbard (UNIS).
- Hansen, L., Beylich, A., Burki, V., Eilertsen, R., Fredin, O., Larsen, E., Lyså, A., Nesje, A., Stalsberg, K. & Tønnesen, J.F. 2009: Stratigraphic architecture and infill history of a deglaciated bedrock valley based on georadar, seismic profiling and drilling. *Sedimentology* (2009) 56, 1751–1773  
doi: 10.1111/j.1365-3091.2009.01056.x
- Heincke, B., Wheeler, W., Rønning, J.S., & Bælum, C. 2009: Georadar and electrical measurements to investigate collapse structures on the Wordiekammen plateau, Svalbard. Poster presentation at DGG (Deutsche Geophysikalische Gesellschaft), 2009.
- Heincke, B., Günther, T., Dalsegg, E., Rønning, J.S, Ganerød, G.V. and Elvebakk, H. 2010: Combined three-dimensional electric and seismic tomography study on the Åknes rockslide in western Norway. *Jour. of Appl. Geof.* doi:10.1016/j.jappgeo.2009.15.004.
- Holt, J.W. 2007: *Geophysics on Ice: Antarctica*. Fast Times 12.4, 2007.
- Instanes, A., Lønne, I. & Sandaker, K. 2004: Location of avalanche victims with ground-penetrating radar. *Cold Region Science and Technology* 38, p. 55 – 61.
- Jol, H.M. 2009: *Ground Penetration Radar. Theory and Applications*. Elsevier. ISBN 978-0-444-53348-7. <https://www.sciencedirect.com/book/9780444533487/ground-penetrating-radar-theory-and-applications>.
- Kearey & Brooks 1992: *An introduction to Geophysical Exploration*. Second ed., Blackwell Scientific Publications. Oxford 1992
- Lauritsen, T. 1993: Georadar ved Eresfjord, Nesset kommune Møre og Romsdal. NGU Rapport 93.055, 17s. [https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1993/93\\_055.pdf](https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1993/93_055.pdf)
- Lauritsen, T. 1998: Georadarundersøkelse av sedimentene i Gaulas elvebunn. NGU Rapport 98.147, 11 s. [https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1998/98\\_147.pdf](https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1998/98_147.pdf)
- Leimbebach, G & Löwy, H. 1910: German patent no. 237944.
- Mas I Sanz, E. 2022: GPR and in-situ measurements of different periglacial landforms in the high arctic, Svalbard. A case study for the ExoMars mission. MSc-thesis at NTNU-UNIS-DTU.
- Mauring, E. & Tønnesen, J.F. 1991: Geofysiske grunnvannsundersøkelser i Dirdal, Gjesdal kommune Rogaland. NGU Rapport 91.198, 35 s.  
[https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1991/91\\_198.pdf](https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1991/91_198.pdf)
- Mauring & Rønning 1992: Georadarmålinger på Haslemoen, Våler kommune, Hedmark. NGU Rapport 92.318, 13 s. [https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1992/92\\_318.pdf](https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1992/92_318.pdf)
- Mauring, E., Rønning, J.S. & Tønnesen, J.F. 1992a: Geofysiske målinger over deponi på Trandum, Ullensaker kommune, Akershus. NGU Rapport 92.268, 31 s.  
[https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1992/92\\_268.pdf](https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1992/92_268.pdf)

- Mauring, E., Storrø, G. & Tønnesen, J.J. 1992b: Geofysiske undersøkelser på Geitryggen, Skien kommune, Telemark. NGU Rapport 92. 300, 31 s.  
[https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1992/92\\_300.pdf](https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1992/92_300.pdf)
- Mauring, E., Koziel, J., Lauritsen, T., Rønning, J.S. & Tønnesen, J.F. 1994: Målinger med georadar. Teori, anvendelse, teknikker og eksempler på opptak. NGU Rapport 94.024 78 s.  
[https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1994/94\\_024.pdf](https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1994/94_024.pdf)
- Mauring, E., Koziel, J. & Rønning J.S. 1995a: Testmålinger med georadar på Haslemoen, Våler kommune Innlandet (tidligere Hedmark). NGU Rapport 95.052., 21 s.  
[https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1995/95\\_052.pdf](https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1995/95_052.pdf)
- Mauring, E., Klementsrud, T. & Rønning J.S. 1995b: Georadarmålinger ved hydrogeologiske undersøkelser Engelandsskogen, Alta kommune, Finnmark. NGU Rapport 95.114, 13 s.  
[https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1995/95\\_114.pdf](https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1995/95_114.pdf)
- Mauring, E., Olesen, O., Rønning, J.S. & Tønnesen J.F. 1997: Ground penetrating radar across postglacial faults at Kåfjord, Troms and Fidnajokka, Finnmark, NGU Report 97.174, 11 p.  
[https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1997/97\\_174.pdf](https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1997/97_174.pdf)
- Mauring, E., Lauritsen, T. & Tønnesen, J.F. 1998: Georadarmålinger i forbindelse med fjellskredundersøkelser i Tafjord, Romsdalen, Hellesylt og Innfjorden, Møre og Romsdal. NGU Rapport 98.047, 18s. [https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1998/98\\_047.pdf](https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1998/98_047.pdf)
- Mauring, E. & Rønning, J.S. 1998: Georadar borehulls-tomografi. Eksempel fra Bleikvassli. NGU Rapport 98.117, 56 s. [https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1998/98\\_117.pdf](https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1998/98_117.pdf)
- Mauring, E. & Rønning, J.S. 1999: Georadarmålinger i forbindelse ved kvartærgeologiske kartlegging i Sandfjorddalen, Berlevåg kommune, Finnmark. NGU Rapport 99.098, 19 s. [99\\_098.pdf \(ngu.no\)](https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1999/99_098.pdf)
- Mauring, E. & Dalsegg, E. 2000: Georadarmålinger ved myrkartlegging på Toppmyra, Frostaheia, Smøla, Møre og Romsdal. NGU Rapport 2000.111, 11 s.  
[https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2000/2000\\_111.pdf](https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2000/2000_111.pdf)
- Morris, M., Rønning, J.S. & Lile, O.B. 1997: Detecting lateral resistivity inhomogeneities with the Schlumberger array. Geophysical Prospecting Vol. 45, no. 3, p. 435 - 448.
- NIKU 2018: Undersøkelser av Gjellestadskipet ved Halden, Nettpresentasjon.  
<https://niku.no/prosjekter/jellestadskipet/>
- Olesen, O., Henkel, H., Lile, O.B., Mauring, E. & Rønning, J.S. 1992: Geophysical investigations of the Stuoragurra postglacial fault, Finnmark, northern Norway. Journ. of Appl. Geophysics 29, 95 - 118.
- Olesen og 15 andre, 2000: Neotectonics in Norway. NGU Report 2000. 002, 135 s.  
[https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2000/2000\\_002.pdf](https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2000/2000_002.pdf)
- Olsen L., Olesen, O., Dehls, J. & Tassis, G. 2019: Late-/postglacial age and tectonic origins of the Normannvikdalen Fault, northern Norway. NJG Vol. 98.3, 483 -500.  
<https://dx.doi.org/10.17850/njg98-3-09>
- Olsen, L., Høgaas, F., Poliakova, A., Rueslåtten, H., Scønenberger, J., van der Lelij, R., Tassis, G. & Bjørlykke, A. 2022: Trenching and <sup>14</sup>C dating of Stuoragurra Fault Complex in Finnmark, Northern Norway- with some accompanying data included: revised edition. NGU Report 2022.010, 71 p.  
[https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2022/2022\\_010.pdf](https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2022/2022_010.pdf)
- Redfield, T.F.M. & Hermanns, R. 2016: Gravitational slope deformation, not neotectonics: Revisiting the Normannvikdalen feature of northern Norway. NJG Vol. 96.3. p. 245 – 273.  
<https://njg.geologi.no/vol-91-100/details/1/1522-1522>
- Reynolds, J.M. 2011: An introduction to applied and environmental geophysics. 2nd Edition, John Wiley and Sons, Inc., England
- Riis, V. 1992: Avsetningsmodell og hydrogeologi av Haslemoen. Cand. Scient.-oppgave i geologi. Institutt for geologi, Universitetet i Oslo, desember 1992.
- Rønning, J.S. & Mauring E. 1991: Georadar og refleksjonsseismiske målinger på Haslemoen. Våler kommune i Hedmark. NGU Rapport 91.270, 24s.  
[https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1991/91\\_270.pdf](https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1991/91_270.pdf)
- Rønning, J.S. 1992a: Geofysiske metoder. I Peer-R. Neeb (red.): Byggeråstoffer; kartlegging undersøkelse og bruk. Tapir forlag 1992. ISBN 82-519-1122-2.



- Rønning, J.S. 1992b: Georadarmålinger på Kvesetenga, Flisa. NGU Rapport 91.255, 11 s.  
[https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1991/91\\_255.pdf](https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1991/91_255.pdf)
- Rønning, J.S., Dalsegg, E., Elvebakk, H., Ganerød, G. & Tønnesen J.F. 2006: Geofysiske målinger Åknes og Tafjord. Stranda og Nordal kommuner Møre og Romsdal. NGU Rapport 2006.002, 66s.  
[https://www.ngu.no/FileArchive/235/2006\\_002.pdf](https://www.ngu.no/FileArchive/235/2006_002.pdf)
- Rønning J.S. 2022: GEOFYSIKK OG GEOFYSISKE PRINSIPPER. Innledning til kurset TPG 4120 Mineral-, ingeniør- og miljøgeofysikk ved NTNU. Upublisert undervisningsmaterieell ved NTNU.
- Rønning, J.S 2023: Finetuning GPR velocity analysis from hyperbola fitting using migration. Online article, Near Surface Geophysics, doi:10.1002/nsg.12250.
- Rønning, J.S., Tassis, G. & Wold, M. 2023: Ice thickness of Longyearbreen, Svalbard – results of a time lapse GPR study. NGU Report 2023.003.
- Sassen, D.S., Everett, M.E. & Munster, C.L. 2009: Ecohydrogeophysics at the Edwards Aquifer: insight from polarimetric ground-penetrating radar. Near Surface Geophysics, 2009, 427 – 438.
- S&S PEMD#137: Velocity variations and water content estimated from multi-offset, ground penetrating radar.
- S&S PEMD#149: Cross hole GPR for engineering and environmental applications.
- S&S 1992: Ground Penetrating Radar. Survey design, 18 p.
- S&S 1996: pulse EKKO. 2D F-K modelling, Users Guide. Technical Manual 26.
- S&S 2003: GPR Resolution. EKKO Update January 2003.
- S&S 2005: pulse EKKO Pro. User's guide, 2005-00040-05. [www.sensoft.ca](http://www.sensoft.ca)
- Sigurdsson, T. 1988: Georadarmätning vid Gardermoen, Ullensaker kommune, Akershus (Testmätning i olika geologiska miljøer). Sveriges Geologiska AB. ID-nr.: IRAP: 88424.
- Sigurdsson, T. 1991: Georadarmätning inom Gardermoavsättningen, Ullensaker kommune, Akershus. T.S. Geokonsult. ID-nr.: Rap. 91301.
- Sigurdsson, T. 1994: Geological mapping and Identification of Rock Using Ground Penetration Radar. PhD Thesis, Aarhus University 1994.
- Swithinbank, C.S.M.1968: Radio echo sounding of Antarctic glaciers from light aircraft. International Association of Hydrogeological Sciences, Publication, 79 (405 – 414).
- Tassis, G. & Rønning, J.S. 2015: Comparison between Sensors & Software and Malå GPR equipment based on test measurements at Eikesdal, Nesset municipality, Norway. NGU Report 2015.046, 20p. [https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2015/2015\\_046.pdf](https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2015/2015_046.pdf)
- Tassis, G., Rønning, J.S., Hansen, L. & Tønnesen, J.F. 2015: Comparison between Sensors & Software and Malå GPR equipment based on test measurements at Bøaøyna, Styn municipality, Norway. NGU Report 2015.014, 41 s.  
[https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2015/2015\\_014.pdf](https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2015/2015_014.pdf)
- Tassis. G. 2020: Quaternary mapping at Orkdal, Orkland municipality with use of Georadar. NGU Report 2020.039, 43 s. [https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2020/2020\\_039.pdf](https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2020/2020_039.pdf)
- Topp, G.C., Davis, J.L. & Annan, A.P. 1980: Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. Water resources research, 16.3, 574 – 582.
- Tønnesen J.F. 1999: Georadarundersøkelser ved Mælen grustak i Kåfjord, Kåfjord kommune, Troms. NGU Rapport 99.152, 11s. [99\\_122.pdf \(ngu.no\)](https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/1999/99_152.pdf)
- Tønnesen, J.F. 2007: Georadarmålinger ved Endletvatn og Nedre Eråsvatn på Andøya, Nordland. NGU Rapport 2007.065, 14 s. [https://www.ngu.no/FileArchive/237/2007\\_065.pdf](https://www.ngu.no/FileArchive/237/2007_065.pdf)
- Tønnesen, J.F. 2009: Georadarmålinger ved Rønningen og Horgheim i Romsdalen for undersøkelse av løsmassetyper i dalbunnen under det ustabile fjellpartiet Mannen. NGU Rapport 2009.062, 15s.  
[https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2009/2009\\_062.pdf](https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2009/2009_062.pdf)
- Tønnesen, J, F. 2016: Georadar og refleksjonsseismikk for kvartærgeologiske undersøkelser i Erdalen, Stryn kommune i årene 2004 – 2006 og 2010. NGU Rapport 2016.024, (36 s.). [NGU Rapport](https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2016/2016_024.pdf)
- Ulaby, F.T., Moore, R.K. & Fung, A.K. 1986: Microwave Remote Sensing, Active and Passive, Volume III. Addison-Wesley Pub. Company. 1986
- Ulriksen, C.P.F. 1982: Application of impulse radar to civil engineering. Unpublished doctoral thesis, Lund University of Technology, Sweden.

Utsi, E.C. 2017: Ground Penetrating Radar. Theory and Practise. Elsevier. ISBN 978-0-08-102216-0.  
<https://www.sciencedirect.com/book/9780081022160/ground-penetrating-radar>

Wolden, K., Margareth, A., Tassis, G. & Neeb, P.R. 2017: Georadarundersøkelse på Kilemoen. NGU Rapport 2017.039, 20s.  
[https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2017/2017\\_039.pdf](https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2017/2017_039.pdf)



NORGES  
GEOLOGISKE  
UNDERSØKELSE  
- NGU -

Norges geologiske undersøkelse  
Postboks 6315, Sluppen  
7491 Trondheim, Norge

Besøksadresse  
Leiv Eirikssons vei 39  
7040 Trondheim

Telefon 73 90 40 00  
E-post [ngu@ngu.no](mailto:ngu@ngu.no)  
Nettside [www.ngu.no](http://www.ngu.no)